



**Estêvão Inácio
Sumburane**

**Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos
Granitóides de Manica**



**Estêvão Inácio
Sumburane**

**Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos
Granitóides de Manica**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geoquímica, realizada sob a orientação científica da Doutora Maria do Rosário Azevedo e do Doutor José Francisco dos Santos, Professores Auxiliares do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

O júri

Presidente

Professor Doutor Eduardo Anselmo Ferreira da Silva
Professor Associado com Agregação da Universidade de Aveiro

Professora Doutora Maria Elisa Preto Gomes
Professora Associada da Universidade de Trás-os Montes e Alto Douro

Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos
Professor Auxiliar da Universidade de Aveiro

Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas Almeida Azevedo
Professora Auxiliar da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Às diversas entidades individuais e institucionais que tornaram possível a realização deste trabalho, quero manifestar o meu reconhecimento.

Em primeiro lugar, aos meus orientadores, Prof^a. Doutora Maria do Rosário Azevedo e Prof. Doutor José Francisco dos Santos, tanto um como ao outro, pela sua direcção eficaz, a sua pré-disposição permante para a discussão dos resultados e todo o inestimável apoio prestado nas diversas etapas do trabalho foram determinantes para a concretização do mesmo.

Ao Prof. Doutor Manuel Carlos Serrano Pinto que promoveu a minha ida para a Universidade de Aveiro, agradeço o interesse com que sempre acompanhou o progresso dos meus trabalhos e a sua voluntariedade na discussão de questões de geologia de Moçambique, em particular de Manica.

À Sofia Leite Mota e à Ana Couto e a outros colegas, pela valiosa e constante ajuda, quero manifestar a minha gratidão.

À Associação das Universidades de Língua portugues (AULP), à Universidade de Aveiro e ao Departamento de Bolsas da Universidade Eduardo Mondlane, que financiaram e suportaram os meus estudos, quero exprimir os meus sinceros agradecimentos.

A todos os docentes, funcionários e colegas do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro que contribuíram para a realização deste trabalho quero deixar expresso o meu agradecimento.

À minha família e amigos agradeço as palavras de apoio e incentivo que me deram durante o tempo da realização deste trabalho.

resumo

A região de Manica localiza-se no sector centro-oeste da República de Moçambique entre as latitudes 18°50'S - 19°00'S e as longitudes 32°45'E - 32°55'E. É predominantemente constituída por terrenos da associação rochas verdes – granitos de idade Arcaico tardio e representa o prolongamento para leste do cratão do Zimbabwe. O cinturão de rochas verdes de Manica é composto por uma sequência de de metavulcanitos máficos e ultramáficos (formação de Macequece) sobre a qual assenta em discordância uma sucessão metasedimentar clástica (formação de M'Beza – Vengo). Embora não existam dados geocronológicos que permitam estabelecer com exactidão a idade absoluta das rochas verdes da região de Manica, a Formação de Macequece tem sido equiparada ao Sebakviano-Bulavaiano (3.5–2.7 Ga) e a de M'Beza-Vengo ao Shamvaiano (2.65-2.6 Ga), com base em correlações litoestratigráficas.

Os corpos ígneos intrusivos formam um extenso complexo batolítico na bordadura do cinturão de rochas verdes (granitos externos) e diversos “stocks” no interior do cinturão (granitos internos). As suas idades variam entre 2.7 e 2.6 Ga. De acordo com as suas características mineralógicas e geoquímicas, os granitóides de Manica têm sido subdivididos em dois grupos: (a) a série tonalítica-granodiorítica-trondjemítica – TTG – e (b) a série de granitos ricos em K.

A amostragem realizada no âmbito desta tese restringiu-se aos granitóides que, segundo a cartografia geológica existente, fazem parte da série TTG. Verificou-se, contudo, que algumas das litologias amostradas mostravam afinidades com o grupo de granitos ricos em potássio pelo que foram tratadas separadamente.

A assinatura geoquímica das rochas da série TTG é compatível com uma origem a partir de magmas produzidos por fusão parcial de crosta oceânica subductada de composição anfibolítica deixando um resíduo de anfíbola, granada e óxidos de Ti. Processos como os mencionados só terão sido possíveis por o gradiente geotérmico no Arcaico ser significativamente superior àquele que se regista nos ambientes de subdução modernos.

Para a génese dos granitos ricos em potássio, podem admitir-se dois tipos de cenários: (a) cristalização fraccionada a partir de magmas TTG e (b) fusão parcial da crosta continental arcaica.

abstract

The Manica area is located in the western part of Mozambique between latitudes 18°50'S - 19°00'S and longitudes 32°45'E - 32°55'E. It is predominantly composed of Late Archaean granite-greenstone terrains representing the eastern extension of the Zimbabwe craton. The Manica greenstone belt is dominated by an E-W trending series of ultramafic/mafic metavolcanics (Macequece formation) unconformably overlain by a clastic metasedimentary sequence (M'Beza – Vengo formation). Despite the lack of precise geochronological data, lithostratigraphic correlations suggest that the Macequece formation may correspond to the Bulawayan Group (3.5-2.7 Ga) and the M'Beza – Vengo formation to the Shamvaian Group (2.65-2.6 Ga).

In the Manica area, the plutonic association is represented by large batholiths of granitoid rocks bordering the greenstone belt (external plutons) and several stocks within the belt (internal plutons) with ages ranging between 2.7 e 2.6 Ga. On the basis of their mineralogical and geochemical characteristics, the Manica granitoids have been subdivided into two main groups: (a) the tonalite-granodiorite-trondjemite – TTG - series and (b) the K-rich monzogranite suite.

The samples studied in this thesis are all located in intrusive bodies belonging to the TTG series according to the available geological maps. However, some of these samples show affinities with the group of K-rich granitoids and have therefore been treated separately.

The geochemical signature of the TTG suite is consistent with an origin by partial melting of subducted oceanic crust with amphibolitic composition, leaving behind a residue of garnet, amphibole and Ti oxides. This was possible only because the geothermal gradient prevailing in the Archaean was significantly higher than that existing in recent subduction environments.

For the genesis of the K-rich granitoids, two alternative scenarios can be envisaged: (a) fractional crystallization from TTG magmas or (b) partial melting of Archaean continental crust.

ÍNDICE

	Pág.
	1
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	
1.1 – OBJECTIVOS DO TRABALHO	1
1.2 – LOCALIZAÇÃO, ACESSOS, ASPECTOS MORFOLÓGICOS E CLIMA	2
1.3 – TRABALHOS PRÉVIOS	4
1.4 – METODOLOGIA DE TRABALHO	6
CAPÍTULO 2 – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	9
2.1 – GEOLOGIA REGIONAL	9
2.2 – CRATÃO DO ZIMBABWE	10
2.2.1 – Evolução	11
2.2.1.1 – Episódio de crescimento crustal -3600 – 3000 Ma	11
2.2.1.2 - Episódio de crescimento crustal -3000 – 2750 Ma	12
2.2.1.3 - Episódio de crescimento crustal -2750 – 2600 Ma	12
2.2.1.4 - Cavalgamento para oeste -2680 – 2600 Ma	13
2.2.1.5 – Intrusão de granitóide tardio-tectónicos de fusão crustal 2640 – 2560 Ma	14
2.2.2 – Litoestratigrafia	14
2.2.2.1 – Sebakiano	16
2.2.2.2 – Bulawaiano Inferior	16
2.2.2.3 – Bulawaiano Superior	17
2.2.2.4 – Shamvaiano	17
2.3 – A REGIÃO DE MANICA	18
2.3.1 – Litoestratigrafia	18
2.3.2 – Magmatismo	20
2.3.3 – Estrutura e metamorfismo	22
2.3.4 – Interesse económico	23

	25
CAPÍTULO 3 – PETROGRAFIA	
3.1 – CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITÓIDES DE MANICA.....	25
3.2 – SÉRIE TTG.....	29
3.2.1 – Quartzo-diorito.....	29
3.2.2 – Tonalitos-Trondjemitos-Granodioritos.....	35
3.2.3 – Granitos TTG.....	41
3.3 – GRANITOS RICOS EM POTÁSSIO.....	42
3.4 -CONCLUSÕES	47
CAPÍTULO 4 – GEOQUÍMICA	49
4.1 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES.....	49
4.2 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS VESTIGIAIS.....	53
4.2.1 – Elementos de transição.....	54
4.2.2 – Elementos litófilos de grande raio iónico (LILE).....	56
4.2.3 – Elementos de grande força de campo.....	57
4.2.4 – Terras raras.....	59
4.3 – DIAGRAMAS MULTI-ELEMENTARES NORMALIZADOS.....	65
4.4 – DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTE GEOTECTÓNICO.....	70
4.5 – GEOLOGIA ISOTÓPICA.....	72
4.5.1 – Dados isotópicos Rb-Sr (rocha-total).....	72
4.5.2 – Dados isotópicos Sm-Nd.....	75
4.6 – CONCLUSÕES.....	78
CAPÍTULO 5 – SÍNTESE FINAL.....	
BIBLIOGRAFIA.....	87
APÊNDICE I – Química Mineral	
APÊNDICE II – Geoquímica de rocha total. Normas CIPW	

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1 - Mapa simplificado de Moçambique mostrando a divisão administrativa do país (adaptado de United Nations, 1998).....	2
Figura 1.2 – Vista parcial da Serra Vengo (foto do autor).....	3
Figura 1.3 – Aspecto geral da vegetação da região de Manica (foto do autor).....	4
Figura 2.1 - Mapa simplificado da África Austral, mostrando a distribuição dos principais cratões e cinturões móveis (adaptado de Hunter & Pretorius, 1981 e Afonso <i>et al.</i> , 1998).....	10
Figura 2.2 - Mapa simplificado do cratão do Zimbabwe mostrando a localização das principais faixas de <i>greenstones</i> (adaptado de Blenkinsop <i>et al.</i> , 1997).....	15
Figura 2.3 - Esquema geológico simplificado da região de Manica (adaptado de Afonso <i>et al.</i> , 1998).....	19
Figura 2.4 - Esquema geológico simplificado da região entre Manica e Chimoio (adaptado de Manhiça <i>et al.</i> , 2001).....	21
Figura 3.1 – Mapa geológico do distrito de Manica com a localização das amostras.....	26
Figura 3.2 – Classificação dos granitóides do distrito de Manica (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979).....	27
Figura 3.3 – Projecção dos feldspatos dos quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e trondjemitos da série TTG no diagrama Ab-An-Or.....	30
Figura 3.4 – Diagrama Al^{VI} vs $Fe/(Fe + Mg)$ mostrando as composições das biotites de Manica.....	30
Figura 3.5 – Diagrama Si vs $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ mostrando as composições das anfíbulas dos quartzo-dioritos e tonalitos de Manica.....	31
Figura 3.6 – Projecção dos feldspatos dos granitos de Manica no diagrama Ab-An-Or	43
Figura 4.1 - – Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores para os granitóides de Manica.....	51
Figura 4.2 – Diagramas de variação dos elementos de transição.....	55
Figura 4.3 – Diagramas de variação dos elementos litófilos para os granitóides de	

Manica.....	57
Figura 4.4 – Diagramas de variação do Y e do Zr para os granitóides de Manica.....	58
Figura 4.5 – Diagramas de variação das terras raras nos granitóides da região de Manica.....	60
Figura 4.6 – Padrões de Terras raras do quartzo-diorito e dos tonalitos de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).....	61
Figura 4.7 – Padrões de Terras raras dos granodioritos de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).....	62
Figura 4.8 – Padrões de Terras raras dos trondjemitos de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).....	63
Figura 4.9 – Padrões de Terras raras dos granitos da série TTG de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).....	64
Figura 4.10 – Padrões de Terras raras dos granitos ricos em potássio de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).....	65
Figura 4.11 - – Diagramas multi-elementares dos granitóides de Manica.....	66
Figura 4.12 - – Projecção dos granitóides de Manica nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce e tal. (1984).....	71
Figura 4.13 - – Diagrama isocrónico para as amostras de Vumba.....	74
Figura 4.14 - – Diagrama isocrónico para as amostras de Vumba e Mondunguara.....	74
Figura 4.15 – Diagrama ϵ_{Nd} vs tempo geológico (Tassinari e tal., 2003).....	77
Figura 5.1 – Padrões de terras raras dos granitóides de Manica.....	83
Figura 5.2 – Diagramas multi-elementares dos granitóides de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).....	84

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

	Pág.
Foto 3.1 – Plagioclase com macla polissintética segundo a lei de albite no quartzo-diorito (nicóis cruzados). Amostra MS-09.....	33
Foto 3.2 – Cristais anédricos de anfíbola e biotite no quartzo-diorito (nicóis paralelos). Amostra MS-09.....	33
Foto 3.3 – Secção basal de anfíbola no quartzo-diorito. A anfíbola mostra pleocroísmo entre o amarelo acastanhado e o verde escuro (nicóis paralelos). Amostra MS-09.....	33
Foto 3.4 - Cristais de plagioclase e quartzo primários em (nicóis cruzados). Amostra MS-04.....	37
Foto 3.5 - Domínios granoblásticos em torno de cristais primários de plagioclase em granodiorito (nicóis cruzados). Amostra MS-23.....	37
Foto 3.6 - Cristais de plagioclase com sericitização e saussuritização muito intensas em trondjemito (nicóis cruzados). Amostra MS-11.....	37
Foto 3.7 - Cristal tardio, intersticial, de microclina em tonalito (nicóis cruzados). Amostra MS-01.....	39
Foto 3.8 – Aspecto geral da textura de um tonalito com afinidade granodiorítica, podendo observar-se, no canto superior direito, pseudomorfose seguindo biotite de clorite com agulhas de rútilo no seu interior (nicóis cruzados). Amostra MS-019.....	39
Foto 3.9 – Agregado fascicular de cristais de actinolita em tonalitos (nicóis cruzados). Amostra MS-01.....	39
Foto 3.10 - Aspecto geral da textura dos granitos ricos em potássio em que se observam cristais de microclina perítica com bordos de recristalização em que predomina o quartzo (nicóis cruzados). Amostra MS-08.....	45
Foto 3.11 – Granito rico em potássio com desenvolvimento de mirmequites no contacto entre plagioclase e microclina, no canto inferior esquerdo (nicóis cruzados). Amostra MS-18.....	45
Foto 3.12 – Aspecto da amostra MS-03 com sericitização intensa da plagioclase (nicóis cruzados). Amostra MS-03.....	45

ÍNDICE DE TABELAS

	Pág.
Tabela 3.1 – Classificação das amostras estudadas.....	28
Tabela 4.1 – Coeficientes de partilha para elementos de transição.....	54
Tabela 4.2 – Coeficiente de partilha o Ba, o Rb e o Sr.....	56
Tabela 4.3 – Coeficientes de partilha para as terras raras.....	59
Tabela 4.4 – Dados isotópicos Rb-Sr para granitóides da sequência TTG de Manica (Vumba).....	73
Tabela 4.5 – Dados isotópicos Sm-Nd.....	75
Tabela 4.6 – Valores de ϵ_{Nd} e idades modelo.....	76

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O presente trabalho insere-se no Programa de Colaboração Institucional entre os Departamentos de Geociências da Universidade de Aveiro (UA) e o Departamento de Geologia da Universidade Eduardo Mondlane (UEM), realizado ao abrigo dos Protocolos de Cooperação entre as duas universidades. Uma das acções desse programa tem como objectivo a elevação do nível científico dos docentes da UEM através da realização de cursos de pós-graduação em Aveiro.

Esta tese tem como principal objecto de estudo os granitóides do distrito de Manica, que se situa na parte centro-oeste da República de Moçambique, junto à fronteira com a República do Zimbabwe. Do ponto de vista geológico e à escala regional, a região de Manica integra-se no Cratão do Zimbabwe, o qual é constituído essencialmente por “greenstone belts” e granitóides, de idade arcaica. Nos últimos dez anos, foram realizados vários estudos de índole geológica no distrito de Manica, destacando-se entre eles os trabalhos da autoria de Manuel (1992), Manhiça (1998) e Muchangos (2000). No entanto, os dados de natureza petrológica, geoquímica e geocronológica são ainda escassos, pelo que se pretende com esta tese contribuir para uma melhor compreensão dos processos petrogenéticos envolvidos na formação das rochas graníticas da região.

1.1 OBJECTIVOS DO TRABALHO

Para a realização deste trabalho foram definidos os seguintes objectivos principais:

- caracterização petrográfica dos diferentes tipos de granitóides da região de Manica;
- caracterização geoquímica dos granitóides de Manica em termos de elementos maiores e elementos traço;
- identificação da assinatura magmática das rochas graníticas da região de Manica e definição dos processos petrogenéticos mais relevantes;

- estabelecimento de hipóteses sobre o ambiente geodinâmico em que os eventos ígneos terão ocorrido.

1.2 LOCALIZAÇÃO, ACESSO, ASPECTOS MORFOLÓGICOS E CLIMA

A área em estudo localiza-se no centro da República de Moçambique, na província de Manica, no distrito com o mesmo nome, a 265 km por estrada da cidade da Beira. Está situada entre os paralelos 18° 50' S e 19° 00' S e entre os meridianos 32° 45' E e 32° 55' E, ocupando uma superfície de aproximadamente 600 Km² (Fig. 1.1).

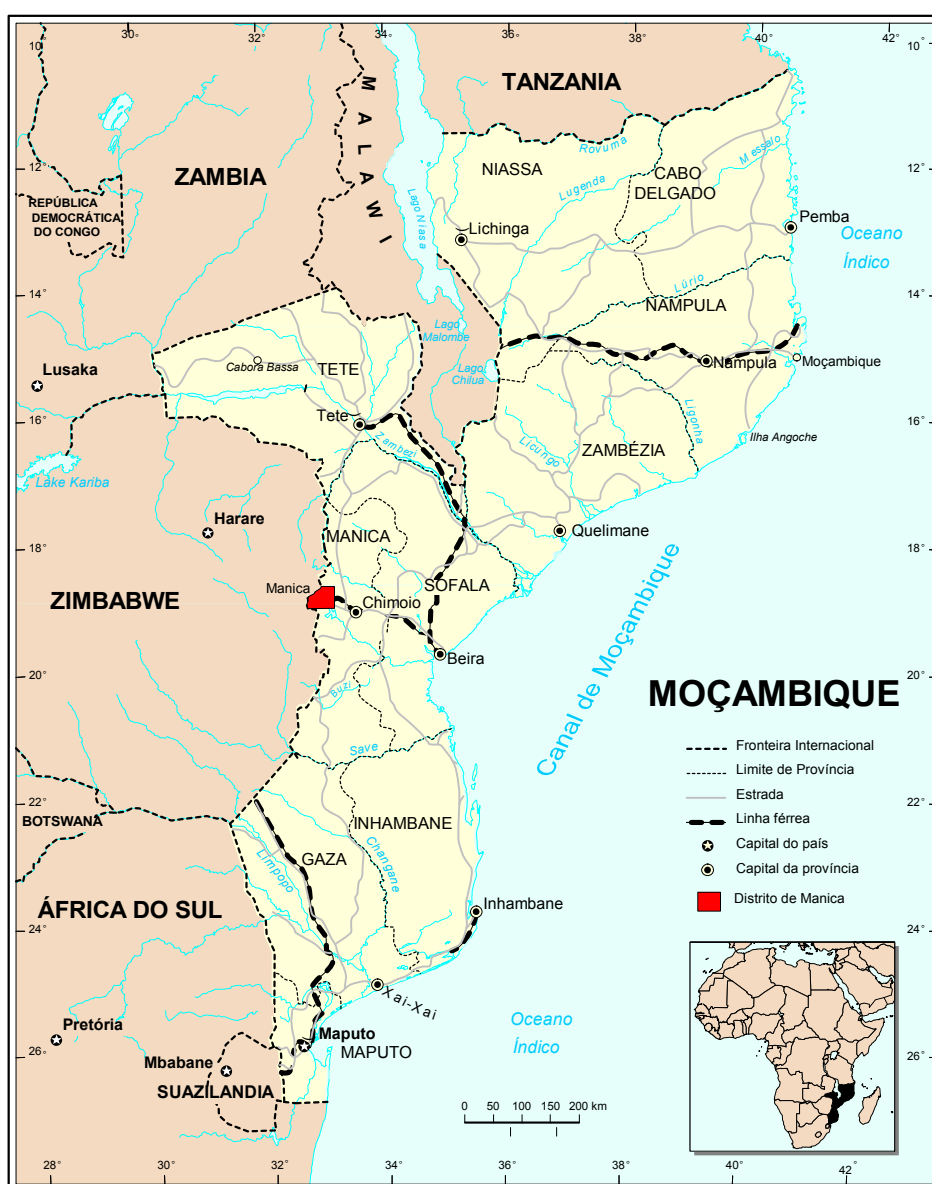


Figura 1.1 – Mapa simplificado de Moçambique mostrando a divisão administrativa do país (adaptado de United Nations, 1998)

O distrito de Manica faz fronteira a ocidente e a norte com a República do Zimbabwe, a leste com o distrito de Chimoio e a sul com o vale do Rio Munene.

As principais vias de comunicação que passam por Manica são a estrada nacional e a linha férrea que ligam a cidade portuária da Beira e a cidade zimbabweana de Mutare, através da vila fronteiriça de Machipanda.

As vias de acesso que ligam a vila de Manica (sede do distrito) às diversas localidades são boas, sendo constituídas por estradas de terra batida. Fora destas vias, devido à densa vegetação, a acessibilidade aos locais de interesse geológico torna-se muitas vezes difícil, aproveitando-se frequentemente os caminhos utilizados pelas populações locais.

O distrito de Manica é uma das regiões mais acidentadas do território moçambicano. Os alinhamentos de montanhas e cordilheiras têm uma orientação E-W e altitudes médias superiores a 700 m, podendo atingir 1900 m nos pontos mais elevados.



Figura 1.2 – Vista parcial da Serra Vengo (foto do autor)

A topografia da região é fortemente influenciada pela litologia e tectónica de falhas tardia. Os serpentinitos, horizontes conglomeráticos e algumas séries vulcano-sedimentares formam uma série de massas montanhosas escarpadas enquanto os metapelitos e outras rochas pouco resistentes dão origem a vales profundos. Os principais alinhamentos orográficos são, de norte para sul: a Serra Mariangana, ao longo da qual segue a fronteira com a República do Zimbabwe; a Serra do Vengo (Fig.1.2); a Serra Mangota; a Serra

Capítulo 1 – Introdução

Penhalonga, que se prolonga pelo território do Zimbabwe; a Serra Nyautata e a Serra Isitaca.

As principais linhas de água do distrito de Manica são os rios Munene, a sul, e os rios Zambúzi e Revuè, a norte. Estes rios percorrem os principais vales e têm vários tributários com os quais formam uma rede fluvial, controlada pelo tipo de litologia que as linhas de águas atravessam. A vegetação é muito densa e alta. Nas partes mais elevadas, encontram-se pinheiros e eucaliptos plantados (Fig. 1.3).



Figura 1.3 – Aspecto geral da vegetação da região de Manica (foto do autor).

O clima da região de Manica é tropical com duas estações: uma quente e chuvosa entre os meses de Novembro a Abril e outra fria e seca de Maio a Outubro. A média das temperaturas máximas e mínimas anual é de 28,4° C e 14° C, respectivamente. A precipitação anual é de 1014 mm, com um máximo de 230 mm em Janeiro e um mínimo de 9 mm em Julho (FAO, 1984).

1.3 TRABALHOS PRÉVIOS

A região de Manica é conhecida pelo seu grande potencial mineiro desde o século XV, segundo apontam alguns dos relatos da altura em que os primeiros estrangeiros (Portugueses e Árabes) desembarcaram em território moçambicano, à procura de ouro.

Segundo D'Orey (1978), o primeiro estudo de carácter científico foi realizado em 1894 por Freire de Andrade, tendo-se seguido os trabalhos de Theale (1925), Freire de Andrade (1929), Borges (1949) e Araújo e Gouveia (1965). É a Freire de Andrade (1929) que se deve a primeira descrição litológica e estratigráfica da região (D'Orey, 1978).

Nos primórdios do século XX, Sawyer elaborou um esboço geológico da região que veio a ser posteriormente modificado por Pires de Carvalho e Martins (1945).

Entre 1948 e 1952, diversos geólogos, entre os quais, R. F. Barros, J. R. Araújo, A. Borges, M. Bettencourt Dias e Rodrigues Martins realizaram levantamentos geológicos no distrito de Manica, integrados nas Brigadas de Fomento Mineiro, organizadas pelos Serviços de Indústria de Geologia de Moçambique.

No âmbito do Programa de Mineração e Desenvolvimento, os engenheiros J. C. Gouveia e J. R. Rebolo e os geólogos A. Barrocos, J. R. Araújo, B. P. Ferro, R. S. Ferro, W. Oberholzer, A. Moura Perlico e M. S. Pinto, efectuaram, entre 1961 e 1963, vários trabalhos e estudos na região de Manica (Afonso, 1978).

Com base em estudos detalhados da litologia e sua distribuição espacial, Araújo e Gouveia (1965) elaboraram um quadro que mostrava a evolução dos acontecimentos geológicos na região de Manica e estabeleceram correlações entre as formações que afloram em Moçambique e as unidades litoestratigráficas individualizadas no cratão zimbabweano.

Oberholzer (1964) apresentou a descrição litológica da região de Manica e compilou o mapa geológico na escala 1:100.000, o qual incluía os cinturões de ouro do Zimbabwe, nomeadamente o Umtali e o Odzi que tinham sido estudados, respectivamente, por Phaup em 1937 e Watson em 1962 (D'Orey, 1978). Oberholzer apresentou ainda uma proposta de divisão litoestratigráfica para a região de Manica e estabeleceu a correlação entre as sequências de Manica e as formações do Bulawaiano e do Shamvaiano, identificadas no Zimbabwe.

Em 1968, foi publicado o mapa geológico da Província de Manica à escala 1:250.000.

No período pós-independência, foram efectuados vários estudos por diversas empresas privadas e estatais, entre as quais se destacam os seguintes :

- Obretenov (1977) inventariou as minas da região e elaborou um esboço geológico-estrutural da região à escala 1:50.000;

- A Direcção Nacional de Geologia (DNG), realizou no distrito de Manica, em colaboração com brigadas formadas por especialistas de países do leste europeu (ex-RDA, ex-URSS, Bulgária e ex-Checoslováquia) e a Hunting, diversos trabalhos de pesquisa e mineração nos fins da década de 70 e no início da década de 80;

- O Departamento de Geologia da Universidade Eduardo Mondlane tem levado a cabo trabalhos de campo no âmbito das disciplinas que integram o plano curricular da licenciatura em Geologia. Merecem particular referência os seguintes trabalhos de culminação dos estudos (Trabalhos de Licenciatura):

- Estudo da Sequência metavulcânica-sedimentar da Serra Vengo (Júnior, 1990);
- Cartografia e Geoquímica dos serpentinitos da Serra Isitaca (Mugabe, 1993);
- Geologia Estrutural do “Greenstone belt” de Manica (Napido, 1993);
- A Geologia da faixa entre Manica e Chazuca e a correlação com os dados rádio-magnéticos (Cune, 1994);
- Mapeamento geológico-estrutural entre as Serras Andrada e Nyautata, região de Manica (Trindade, 1995);
- Estudo geológico-estrutural da região norte da Vila de Manica (Cidade, 1996).

No âmbito dos seus programas de pós-graduação, diversos docentes do Departamento de Geologia têm publicado estudos de índole geológica sobre o distrito de Manica. São exemplos desses trabalhos, os seguintes:

- Geologie, Petrographie, Geochemie und Lagerstätten der Manica- Greenstone-Belt (Mozambique) (Manuel, 1992);
- Mineralogy and Geochemistry of Bauxite and Bentonite Deposits from Mozambique (Muchangos, 2000).

1.4 METODOLOGIA DE TRABALHO

A actividade desenvolvida durante o período de preparação da tese incluiu as seguintes etapas fundamentais: trabalhos de campo, pesquisa bibliográfica, trabalho laboratorial e trabalho de gabinete.

Os trabalhos de campo, utilizando como base a cartografia existente, visaram essencialmente o reconhecimento geológico do terreno e a colheita de amostras. A campanha de amostragem foi projectada de maneira a cobrir as diferentes zonas do distrito

de Manica onde afloram granitóides: Serra Vumba, Serra Nyautata, ao longo da estrada Manica – Mondunguara, a sul do antigo campo de Mondunguara, a norte da Vila de Manica, em Chazuca, Penhalonga, Catandica, Messica e norte do distrito de Manica. Realizou-se em Julho de 1999, mas devido a dificuldades de vária ordem, nem todos os locais previamente seleccionados foram amostrados, tendo-se colhido apenas 30 amostras, das quais 22 são objectos deste estudo

A pesquisa bibliográfica incluiu, numa fase inicial, a consulta de mapas, relatórios de trabalho e publicações ligados à região de Manica por forma a sintetizar a informação disponível sobre a área em estudo. Posteriormente, já no decurso do trabalho, a consulta bibliográfica destinou-se fundamentalmente a apoiar a interpretação dos dados obtidos.

O trabalho laboratorial foi realizado, em grande parte, no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro e envolveu:

- preparação física das amostras para geoquímica de rocha total;
- caracterização petrográfica das diferentes unidades amostradas;
- química mineral em amostras seleccionadas.

As análises químicas sobre rocha total foram efectuadas nos Activation Laboratories Ltd. (Canadá), por espectrometria de emissão de plasma ICP (técnica de fusão) para os elementos maiores e por ICP-MS para elementos vestigiais, incluindo elementos de Terras Raras.

As análises mineralógicas foram efectuadas numa microsonda electrónica Cameca Camebax no Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro, no Porto, com uma corrente de 15 kV, 20 nA, tempo de contagem 20 segundos e um programa de correcção ZAF.

Finalmente, o trabalho de gabinete foi dedicado ao estudo bibliográfico, digitalização do mapa geológico da região de Manica, tratamento e interpretação dos resultados e elaboração do relatório final.

CAPÍTULO 2

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Neste capítulo pretende-se apresentar sinteticamente os principais traços da geologia da África Austral de modo a enquadrar os processos tectono-magmáticos que ocorreram no sector em estudo num contexto geodinâmico mais vasto.

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

Os terrenos que compõem a África Austral resultaram da acção sucessiva de várias orogenias que se fizeram sentir desde os tempos Precâmbrios até ao Fanerozóico (orogenias arcaicas: ca. 3600-2500 Ma, grenvilliana: ca. 1200-1000 Ma e pan-africana-cadomiana: ca. 650-500 Ma). Como se mostra na Figura 2.1, o continente africano pode ser subdividido nos seguintes grandes domínios, com base na idade da deformação orogénica mais tardia que os afectou:

- (a) cratões arcaicos;
- (b) cinturões móveis pré-grenvillianos;
- (c) cinturões móveis grenvillianos;
- (d) cinturões móveis pan-africanos;
- (e) cinturões móveis grenvillianos com sobreposição da orogenia pan-africana;
- (f) depósitos de cobertura, em que se incluem as formações do Fanerozóico.

As marcas das orogenias mais antigas estão particularmente bem preservadas nos terrenos de idade arcaica que formam os cratões e os cinturões móveis de idade pré-grenvilliana. Embora os modelos tectónicos propostos para explicar a distribuição das rochas do Arcaico ainda sejam alvo de grande controvérsia, não subsistem dúvidas que se trata do mais importante período de crescimento crustal na história da Terra, tendo sido dominado pelo desenvolvimento da associação *greenstones*-granitos.

Durante a orogenia grenvilliana, os processos de acreção continental culminaram na formação, há cerca de 1.0 Ga, de um supercontinente neoproterozóico conhecido por Rodinia (Hoffman, 1992; Jacobs *et al.*, 1993; Grantham *et al.*, 1997; Wareham *et al.*, 1998). Segundo Moores (1991) e Hoffman (1991a), a fragmentação da Rodinia terá ocorrido há aproximadamente 700 Ma e a subsequente amalgamação do continente Gondwana estará associado à orogenia pan-africana (ca. 500 Ma).

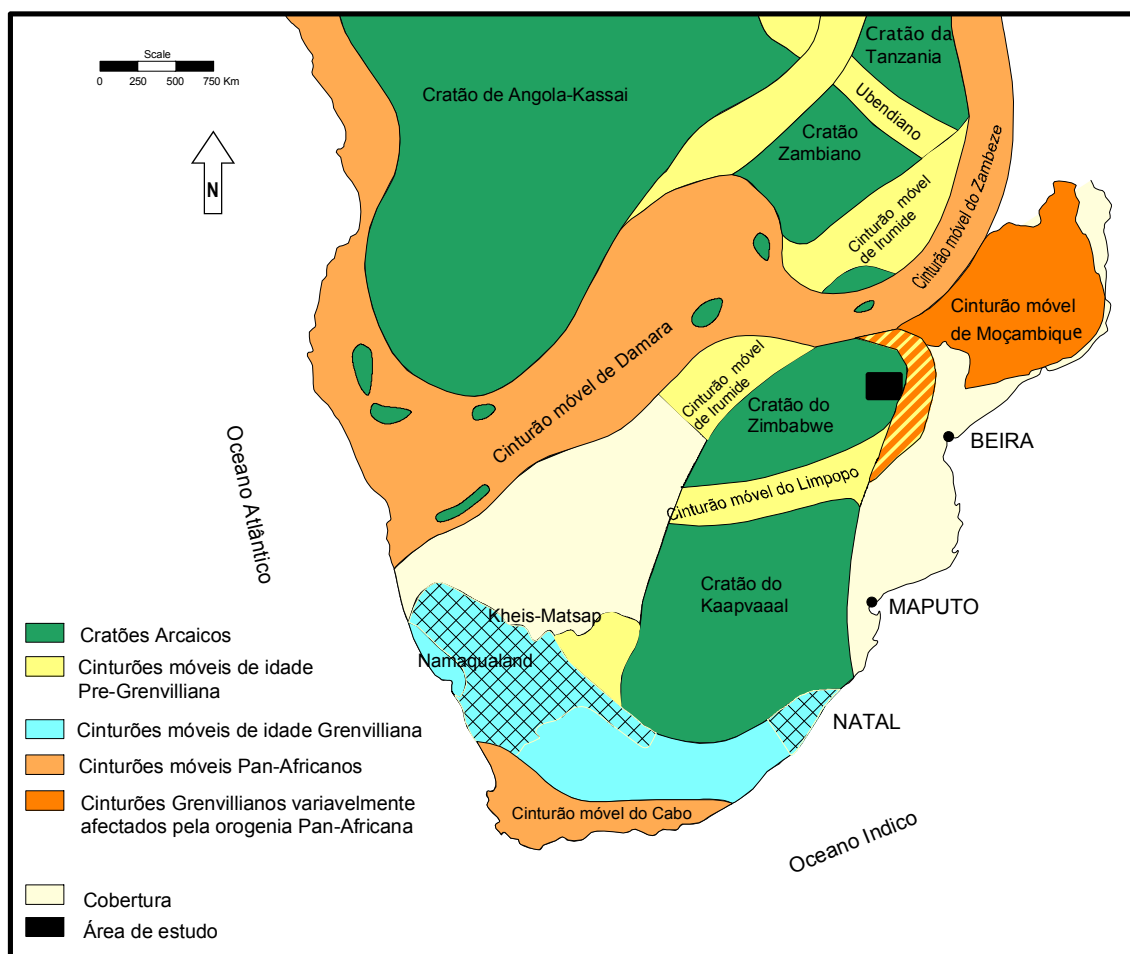


Figura 2.1- Mapa simplificado da África Austral, mostrando a distribuição dos principais cratões e cinturões móveis (adaptado de Hunter & Pretorius, 1981 e Afonso *et al.*, 1998)

2.2 O CRATÃO DO ZIMBABWE

O cratão do Zimbabwe localiza-se na África Austral onde ocupa uma área de aproximadamente 2680 km². É limitado por cinturões móveis com diferentes idades (Fig. 2.1) e foi afectado, em diversos sectores, pela deformação associada a cada uma destas orogenias.

2.2.1 Evolução

A evolução do cratão do Zimbabwe tem sido interpretada em termos de sucessivos estádios de crescimento crustal que envolveram a adição de *greenstones* e granitóides a um núcleo antigo com cerca de 3.5 Ga de idade (Wilson *et al.*, 1995). Para um grande número de autores, a instalação de plumas mantélicas sob a crosta continental existente teria sido responsável por processos de rifting intracontinental e fusão crustal (e.g. Bickle *et al.*, 1994; Jelsma *et al.*, 1996; Blenkinsop *et al.*, 1997; Hunter *et al.*, 1998) e pela geração de uma estratigrafia autóctone que se pode correlacionar ao longo de extensos sectores do cratão (Wilson, 1979; Wilson *et al.*, 1995). Contudo, os dados estruturais disponíveis sugerem que algumas das sequências de *greenstones* podem ser alóctones e ter-se formado em ambientes tectono-magmáticos distintos (e.g. Kusky e Kidd, 1992; Dirks e van der Merwe, 1997; Dirks e Jelsma, 1998; Jelsma e Dirks, 2000 a-b). Com base em estudos geocronológicos, geoquímicos e estruturais, Dirks e Jelsma (1998), Jelsma e Dirks (2001) e Dirks e Jelsma (2002) relacionam o crescimento crustal do cratão do Zimbabwe com diferentes episódios de acreção lateral de material juvenil (MORB, sequências de arco vulcânico, granitóides da série tonalito-trondjemito-granodiorito, etc.) ao longo das fronteiras de placa de um núcleo cratónico em progressivo desenvolvimento. A sequência de acontecimentos proposta por Dirks e Jelsma (2002) para explicar a evolução do cratão durante o Arcaico inclui cinco estádios principais (3600-3000 Ma; 3000-2750 Ma; 2750-2600 Ma; 2680-2600 Ma e 2640-2560 Ma) cujas características se descrevem em seguida.

2.2.1.1 Episódio de crescimento crustal - 3600-3000 Ma

A acreção inicial de *greenstones* e de granitóides da série tonalito-trondjemito-granodiorito (TTG), entre os 3.6 e 3.3 Ga, terá dado origem à formação e estabilização de um conjunto de fragmentos de crosta continental, que poderiam ter feito parte de um único núcleo protocratónico (segmento Tokwe) ou de diferentes blocos microcontinentais. Os fragmentos protocratónicos parecem ter sido afectados por deformação regional antes dos 3.35 Ga o que indica que estas secções da litosfera deveriam ter atingido suficiente rigidez para transmitir tensões de fronteira de placa. Os gnaisses TTG mais antigos apresentam assinaturas isotópicas primitivas (Taylor *et al.*, 1991; Hunter, 1997; Horstwood, 1998) que se tornam mais evoluídas nos granitos intrusivos com 3.35 Ga de idade (Taylor *et al.*,

1991). A oeste do bloco protocratónico mais importante (segmento Tokwe), o processo de estabilização crustal é seguido por sedimentação de plataforma (≈ 3.0 Ga), documentada pela presença de zircões detriticos com idades compreendidas entre 3.81 e 3.06 Ga (Dodson *et al.*, 1988; Hunter, 1997).

2.2.1.2 Episódio de crescimento crustal - 3000-2750 Ma

A ocorrência de magmatismo félsico calco-alcalino entre 2.95-2.77 Ga origina um cinturão magmático com orientação N-S, ao longo do bordo ocidental do segmento Tokwe, que exhibe idades progressivamente mais jovens para oeste, sugerindo uma migração do arco vulcânico nesta direcção. Tanto as rochas vulcânicas ácidas como os granitóides TTG associados apresentam características isotópicas primitivas e uma ausência sistemática de componentes herdados o que aponta para o envolvimento de material crustal juvenil na sua petrogénese (Hawkesworth *et al.*, 1979, Taylor *et al.*, 1991). Em contraste, os corpos intrusivos da mesma idade, que afloram no interior do segmento Tokwe, mostram uma assinatura isotópica significativamente mais evoluída (Hunter, 1997). A progressão do arco magmático é acompanhada pela acreção, para ocidente, de vulcanitos oceânicos máficos/ultramáficos, *ironstones*, rochas vulcânicas de arco, sedimentos vulcanoclásticos e sedimentos de margem passiva (ou bacia marginal) (Jelsma e Dirks, 2001).

2.2.1.3 Episódio de crescimento crustal – 2750-2600 Ma

O episódio 2.75-2.58 Ga é marcado pelo desenvolvimento de um novo arco vulcânico calco-alcalino, situado a oeste dos terrenos de 2.9-2.8 Ga, que é possível seguir ao longo de cerca de 700 Km segundo uma orientação NE-SW (Condie e Harrison, 1976, Wilson, 1981, Kusky, 1998). Formam-se, nesta altura, a maioria das associações de *greenstones*. A actividade vulcânica e subsequente instalação de granitóides e pórfiros indiciam um processo de acreção a uma crusta relativamente juvenil (Taylor *et al.*, 1991; Jelsma *et al.*, 1996). Na extremidade NE do arco magmático, o magmatismo félsico prolonga-se até 2.65 Ga. Alguns autores consideram a hipótese de se ter dado a abertura de um rift (back-arc) na área de Belingwe, separando o núcleo crustal (3.6-3.3 Ga), a leste, do arco (2.9-2.8 Ga), a oeste (e.g. Hunter *et al.*, 1998). Um arco semelhante poderá ainda ter sido gerado a SE do segmento Tokwe, onde um alinhamento de cinturões de rochas verdes foi interpretado como a sutura de um oceano que abriu aos 2.9 Ga e veio a fechar aos 2.7 Ga (Kusky, 1998).

2.2.1.4 Cavalgamento para oeste – 2680-2600 Ma

Durante o período 2.75-2.58 Ga, algumas sequências de *greenstones* sofreram deformação importante entre 2.68 e 2.60 Ga. Os processos de deformação e concomitante vulcanismo, sedimentação e plutonismo tiveram lugar em domínios tectónicos bem definidos, limitados por zonas de cisalhamento. Nas sequências mais antigas, a deformação concentrou-se em zonas de cisalhamento discretas como é o caso do cavalgamento de base do complexo ultramáfico de Mashaba (Wilson, 1968) e das zonas de cisalhamento que atravessam o centro do cinturão de rochas verdes de Mutare, cortando unidades com idades mais antigas que 2.74 Ga (Chenjerai, 1995). Em sequências mais recentes, a formação de *greenstones*, o vulcanismo, o metamorfismo e a deformação fazem parte de um processo contínuo de acontecimentos que segue o mesmo padrão. A geometria da deformação dúctil mais precoce começa com cisalhamentos horizontais que produzem empilhamento tectónico e estruturas duplex segundo zonas (ultra) miloníticas discretas (Jelsma e Dirks, 2000 a; Hofman *et al.*, 2001). Este tipo de deformação é acompanhada, nos níveis crustais superiores, por deposição de sequências clásticas sin-tectónicas junto das frentes de cavalgamento (e.g. cinturões de *greenstones* de Midlands, Shamva e Belingwe) enquanto, em níveis crustais mais profundos, se formam dobras deitadas entre cisalhamentos (Campbell e Pitfeld, 1994). Ao desenvolvimento de cisalhamentos horizontais e dobras deitadas, seguem-se processos de cavalgamento, ao longo de zonas de cisalhamento fortemente inclinadas para E, levando à justaposição de terrenos exóticos com histórias de deformação anterior distintas. As zonas de cisalhamento deste tipo definem padrões anastomosados através de todo o cratão e estão relacionadas com uma lineação E-W que indica movimento inverso (Wilson, 1968; Jelsma e Dirks, 2000 a-b).

À escala do cratão, verifica-se que a maior parte dos cavalgamentos se localizam nas margens das sequências de *greenstones*, em particular, nos contactos entre estas e terrenos gnáissicos mais antigos ou outros cinturões de rochas verdes de características litológicas e geocronológicas distintas. Com base na orientação dos cisalhamentos e no padrão de afloramento das sequências de *greenstones* parece ser possível delimitar blocos tectónicos semi-circulares em que o núcleo é ocupado por unidades gnáissicas (Dirks e Jelsma, 2002). O modo como os blocos se sobrepõem confere-lhes uma disposição em “fish-scale” com os planos de cavalgamento subjacentes mergulhantes para E a registar um movimento de E para W. Segundo Jelsma e Dirks (2000a), cada um destes blocos pode ser interpretado

como um cavalgamento ou manto de carreamento independente. A justaposição tectónica das diferentes unidades (incluindo microcontinentes, arcos vulcânicos, fragmentos de crosta oceânica), parece ter sido diacrónica. Com efeito, a deformação terá ocorrido aos 2.68-2.67 Ga no cinturão de rochas verdes de Midlands (Horstwood, 1998), 2.65-2.64 Ga no cinturão de Harare (Jelsma *et al.*, 1996) e 2.62-2.60 Ga na sequência de Dindi-Makaha (Vinyu *et al.*, 1999). Estes acontecimentos terão sido acompanhados pela instalação sintectónica de soleiras de rochas ultramáficas ao longo de importantes zonas de cisalhamento (Dirks & Jelsma, 2002).

2.2.1.5 Intrusão de granitóides tardi-tectónicos de fusão crustal – 2640-2560 Ma

Posteriormente ao empilhamento tectónico dos mantos e cavalgamentos, o pendore das estruturas de algumas sequências de *greenstones* acentua-se devido à instalação de domas de granitos e gnaisses (Jelsma e Dirks, 2000 a). Estes granitóides, com idades entre 2.63 e 2.58 Ga, derivam da fusão de rochas crustais e constituem a chamada série GGM - granodiorito-granito-monzogranito (Taylor *et al.*, 1991; Jelsma, 1993). A sua intrusão terá provocado transferência convectiva de calor e consequente arrefecimento do cratão (Dirks e Jelsma, 1998). Finalmente, a deformação mais tardia é marcada pela reactivação de muitas das zonas de cavalgamento dúctil como desligamentos frágeis-dúcteis, na fácies dos xistos verdes (Stowe, 1980; Treloar e Blenkinsop, 1995).

Considerando o conjunto de evidências de campo, Dirks e Jelsma (2002) propõem um modelo para o crescimento do cratão do Zimbabwe durante o final do Arcaico envolvendo os seguintes episódios principais: (a) formação de uma zona de subducção com mergulho para Este, ao longo do bordo NW do bloco protocratónico, entre os 2.72-2.68 Ga; (b) empilhamento tectónico de mantos e cavalgamentos aos 2.68-2.60 Ga; (c) intrusão de grandes volumes de magmas graníticos derivados de anatexia crustal entre os 2.64-2.56 Ga e (d) subsequente estabilização do cratão.

2.2.2 Litoestratigrafia

O cratão do Zimbabwe é caracterizado pela presença de um grande número de associações de *greenstones* com características diferentes e pela elevada proporção deste tipo de litologias em relação à de granitóides (Fig. 2.2).

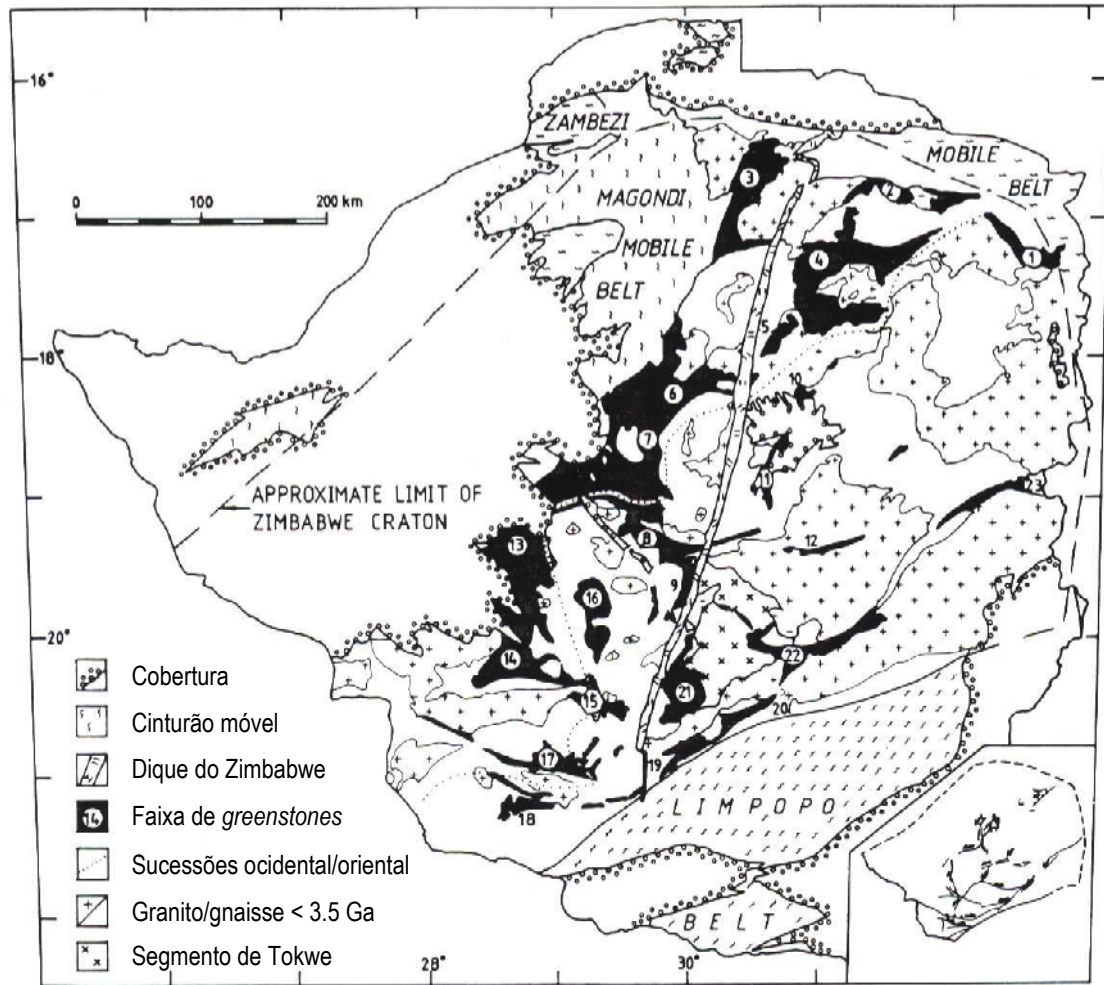


Figura 2.2- Mapa simplificado do cratão do Zimbabwe mostrando a localização das principais faixas de greenstones (adaptado de Blenkinsop *et al.*, 1997). 1- Makaha; 2- Mount Darwin; 3- Chipuriro; 4- Harare; 5- Norton; 6- Chegutu; 7- Midlands; 8- Gweru-Mvuma; 9- Shurugwi; 10- Beatrice; 11- Manesi; 12- Felixburg; 13- Bubi; 14- Bulawayo; 15- Filabusi; 16- Shangani; 17- Gwanda; 18- Antelope-Lower Gwanda; 19- Mweza; 20- Buhwa; 21- Belingwe; 22- Masvingo; 23- Odzi-Mutare.

A nomenclatura utilizada para descrever a litoestratigrafia dos cinturões de rochas verdes foi revista por Campbell *et al.* (1992) e acabou por dar origem a um esquema de classificação que envolve a distinção de quatro grandes unidades: (a) Sebawkiano; (b) Bulawaiano Inferior; (c) Bulawaiano Superior e (d) Shamvaiano (Blenkinsop *et al.*, 1997).

2.2.2.1 Sebakwiano

As associações de *greenstones* mais antigas ocupam uma área com forma triangular, no sector centro-sul do Zimbabwe, que tem sido designada por segmento Tokwe (Wilson, 1990). São constituídas por vulcanitos ultramáficos, formações ferríferas, anfibolitos, quartzitos e micaxistos que estão especialmente bem preservados nos cinturões de Shurugwi e Masvingo (Fig. 2.2). Segundo Taylor *et al.* (1991), as rochas verdes do segmento Tokwe foram deformadas em conjunto com gnaisses datados de 3.5 Ga e subsequentemente intruídas por granitóides com idades de 2.9 Ga e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais muito baixas. Por outro lado, o Sebakwiano do cinturão de Shurugwi parece ter sido intruído pelo tonalito de Mont d'Or datado em 3.35 Ga pelos métodos Rb-Sr (rocha total) e Pb-Pb (Taylor *et al.*, 1991). Com base na datação referida admite-se que a formação das associações de *greenstones* do Sebakwiano seja anterior a 3.35 Ga (Blenkinsop *et al.*, 1997).

2.2.2.2 Bulawaiano Inferior

Os cinturões de *greenstones* do Bulawaiano Inferior incluem as seguintes litologias: quartzitos, conglomerados, formações ferríferas bandadas (BIF), rochas piroclásticas com composição andesítico-dacítica e lavas máficas e ultramáficas. Wilson *et al.* (1990) agruparam as rochas verdes do Bulawaiano Inferior em três unidades principais: (a) uma associação vulcânica bimodal félsica/máfica-ultramáfica com uma expressão reduzida das formações ferríferas; (b) uma sequência vulcânica máfica-ultramáfica em que as formações BIF estão bem representadas e (c) uma sequência félsica vulcanoclástica. A última unidade repousa, em discordância, sobre rochas deformadas das unidades a) e b) que têm sido referidas, no seu conjunto, como superunidade de Belingwe. Partindo da presumível associação entre vulcanismo ácido e plutonismo granítico, Taylor *et al.* (1991) e Wilson *et al.* (1995) usaram as idades obtidas em granitóides para constranger a formação das rochas do Bulawayano Inferior ao período compreendido entre 3.0 e 2.8 Ga.

2.2.2.3 Bulawaiano Superior

A base do Bulawaiano Superior é marcada por uma importante inconformidade sobre a qual assenta uma possante sequência de sedimentos clásticos. Esta inconformidade usada por Wilson (1979) como um nível estratigráfico guia para o Bulawaiano Superior de todo o cratão, está bem preservada no cinturão de Belingwe (Fig. 2.2), onde a unidade clástica

suprajacente, conhecida por formação de Mangeri, chega a atingir 250 m de espessura (Bickle e Nisbett, 1993).

À formação de Mangeri segue-se uma sucessão de komatiitos e basaltos toleíticos recobertos, no topo, por sedimentos pelíticos (Bickle e Nisbett, 1993). Embora o Bulawaiano Superior da maior parte dos cinturões de rochas verdes do sector centro-sul do cratão seja caracterizado pelo predomínio de basaltos toleíticos, as associações de *greenstones* localizadas mais a oeste incluem uma espessa sequência de rochas vulcânicas bimodais e basaltos calco-alcálicos sobre os basaltos toleíticos (Blenkinsop *et al.*, 1997). Com base nestas diferenças, Wilson (1979) separou os dois grupos sob a designação de sucessão oriental e ocidental, respectivamente (Fig. 2.2).

As rochas do Bulawaiano Superior são intruídas pelos granitóides de Sesombi e Chilimanzi. Os primeiros ocupam uma extensa área no sector oeste do cratão. Apresentam idades de ca. 2.70 Ga, baixas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e fazem parte da série tonalito-trondjemito-granodiorito (TTG). Hawkesworth *et al.* (1975) interpretaram-nos como os equivalentes plutónicos dos vulcanitos félsicos da sucessão ocidental o que lhes permitiu atribuir a mesma idade aos *greenstones* do Bulawaiano Superior. Os granitóides de Chilimanzi distinguem-se dos de Sesombi por serem mais ricos em potássio, exibirem razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ superiores (0.704) e idades de cerca 2.60 Ga. Datações obtidas posteriormente em rochas vulcânicas ácidas suportam uma idade de 2.70-2.60 Ga para o Bulawaiano Superior (Taylor *et al.*, 1991; Wilson *et al.*, 1995; Jelsma *et al.*, 1996).

2.2.2.4 Shamvaiano

O Bulawaiano Superior dá lugar, em vários cinturões de *greenstones*, a uma unidade composta por rochas clásticas de granularidade grosseira, arcoses e grauvaques. A sequência, inicialmente identificada no cinturão de Harare (Fig. 2.2), foi descrita como assentando em discordância sobre o conjunto do Bulawaiano Superior e contendo fragmentos de granitos provenientes de um basamento que teria sido exposto pouco antes da sua deposição (Blenkinsop *et al.*, 1997). Apesar desta formação ter sido reconhecida nos cinturões de Masvingo e Midlands, onde o seu carácter discordante sobre o Bulawaiano é inequívoco, noutros terrenos (incluindo Harare), a natureza do contacto com as unidades subjacentes nem sempre é tão óbvia. Assim, é possível que algumas das litologias incluídas no Shamvaiano sejam do Bulawaiano Superior (Wilson, 1979).

As sequências em que o Shamvaiano está bem definido são intruídas pelos granitos de Chilimanzi o que leva propôr uma idade mínima de 2.60 Ga para esta unidade litoestratigráfica (Blenkinsop *et al.*, 1997).

2.3 A REGIÃO DE MANICA

A região de Manica localiza-se no centro da República de Moçambique, na província de Manica, junto à fronteira com o Zimbabwe (Fig. 2.3). O cinturão de rochas verdes de Manica, também conhecido por Grupo de Manica, representa o prolongamento do cratão arcaico do Zimbabwe dentro do território moçambicano onde ocupa uma área de cerca de 35 km de comprimento por 10 a 15 km de largura (Obretenov, 1977). As rochas verdes que constituem o Grupo de Manica têm sido agrupadas em duas unidades litoestratigráficas principais: a Formação de Macequece e a Formação de M'Beza-Vengo (D'Orey, 1978; Afonso *et al.*, 1998) (Fig. 2.3). Embora a idade absoluta destas sequências não seja conhecida, por analogia com as formações zimbabweanas, parece poder correlacionar-se a Formação de Macequece com o Sebakviano-Bulawaiano (3.5 – 2.7 Ga) e a de M'Beza-Vengo com o Shamvaiano (2.65 - 2.6 Ga) (Afonso *et al.*, 1998).

Durante o Arcaico tardio e o Proterozóico, as formações de Macequece e de M'beza-Vengo sofreram vários fenómenos de intrusão por magmas ácidos e básicos. Os corpos ígneos intrusivos têm composição predominantemente granitóide e constituem um extenso complexo batolítico na bordadura do cinturão de rochas verdes (granitos externos) e diversos “stocks” no interior do cinturão (granitos internos) (Fig. 2.3).

2.3.1 Litoestratigrafia

A **Formação de Macequece** é a unidade mais antiga do grupo de Manica e é composta por uma sequência alternada de rochas ígneas básicas/ultrabásicas e sedimentares metamorfizadas (Fig. 2.3). As litologias ígneas estão representadas por komatiitos basálticos e komatiitos peridotíticos com intercalações de rochas félsicas. Por acção do metamorfismo, as rochas ígneas máficas e ultramáficas passam a talcoxistos, xistos tremolíticos, anfíbolitos, serpentinitos, epidotitos e clorititos (Afonso *et al.*, 1998).

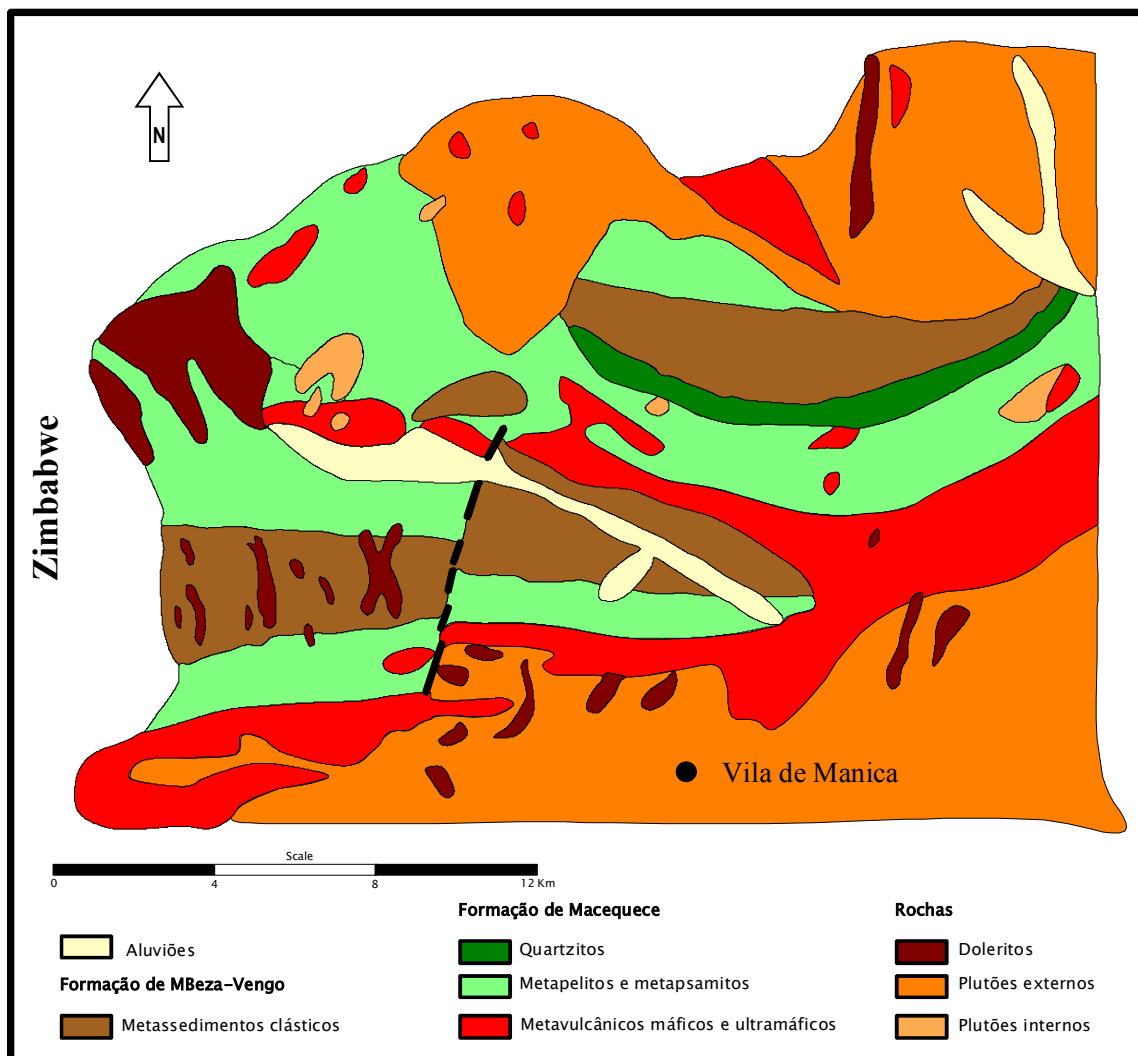


Figura 2.3 - Esquema geológico simplificado da região de Manica (adaptado de Afonso *et al.*, 1998)

Sobre este conjunto assenta concordantemente um pacote metassedimentar, menos metamorfizado, constituído por grés, conglomerados, grauvaques e quartzitos bandados ferruginosos (BIF) (D'Orey, 1978). O pacote metassedimentar também contém intercalações de rochas lávicas (D'Orey, 1978).

A datação de metavulcanitos félsicos intercalados nas rochas verdes de Manica pelo método Rb-Sr (rocha-total) deu uma idade de 2801 ± 42 Ma o que fornece alguns constrangimentos temporais para a formação dos *greenstones* da região (Manuel, 1992).

A **Formação de M'beza-Vengo** repousa em discordância sobre a Formação de Macequece e é constituída por uma sequência metassedimentar de conglomerados,

grauvaques e pelitos com intercalações de metavulcanitos máficos e ultramáficos (Fig. 2.3). Na base da formação M'beza-Vengo encontra-se uma unidade de conglomerados grosseiros à qual se seguem grauvaques, arcoses, arenitos, argilitos, siltitos, quartzitos ferruginosos, quartzitos sericitosos, calcários, xistos negros, xistos argilosos e xistos glandulares (Afonso *et al.*, 1998). As rochas verdes desta formação estão representadas por talcoxistos e enstatitos (Afonso *et al.*, 1998).

2.3.2 Magmatismo

Durante o Arcaico tardio e o Proterozóico, as formações de Macequece e de M'Beza-Vengo foram intensamente intruídas por granitóides e corpos ígneos básicos de natureza variada. Com base em critérios mineralógicos e geoquímicos, os granitóides da região de Manica têm sido classificados em dois grandes grupos: (1) a série tonalítica-trondjemítica-granodiorítica (TTG) e (2) a série granítica rica em potássio:

- os granitóides da série TTG, incluídos por Afonso *et al.* (1998) no grupo dos “granitos-gnaisses cratónicos”, ocorrem como intrusões orientadas e ortognaissificadas, por vezes charnoquíticas, com idades pós-Macequece e pré-Vengo. Apresentam composições predominantemente sódicas e caem, petrograficamente, nas designações de quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e trondjemitos (Afonso *et al.*, 1998).
- os granitóides da série rica em potássio, também conhecidos por “granitóides cratónicos gnaissificados” (Afonso *et al.*, 1998), têm idades pós-Vengo e fazem parte das fácies remobilizadas da margem moçambicana. Os termos dominantes nesta série são monzogranitos potássicos cuja instalação parece ter sido contemporânea com a de diques básicos e ultrabásicos (Afonso *et al.*, 1998).

Os granitóides “externos” que afloram tanto a norte como a sul do cinturão de rochas verdes de Manica (Fig. 2.2) fazem parte do chamado complexo granítico-gnáissico de Vumba que, segundo Manhiça *et al.* (2001), exhibe composições típicas das litologias TTG arcaicas e idades variando entre ca. 3.4 e 2.8 Ga. Com efeito, Manuel (1992) obteve isócronas Rb-Sr (rocha total) de 3385 ± 255 Ma para um conjunto de amostras de granitóides, expostos a norte do cinturão de Manica, e de 2527 ± 632 Ma para granitóides que afloram a sul.

O complexo granítico-gnáissico de Messica (Fig. 2.4) que se localiza no limite oriental do cinturão de rochas verdes de Manica, junto à fronteira com o cinturão móvel de Moçambique, é composto essencialmente por granitos leucocráticos da série rica em potássio (Manhiça *et al.*, 2001).

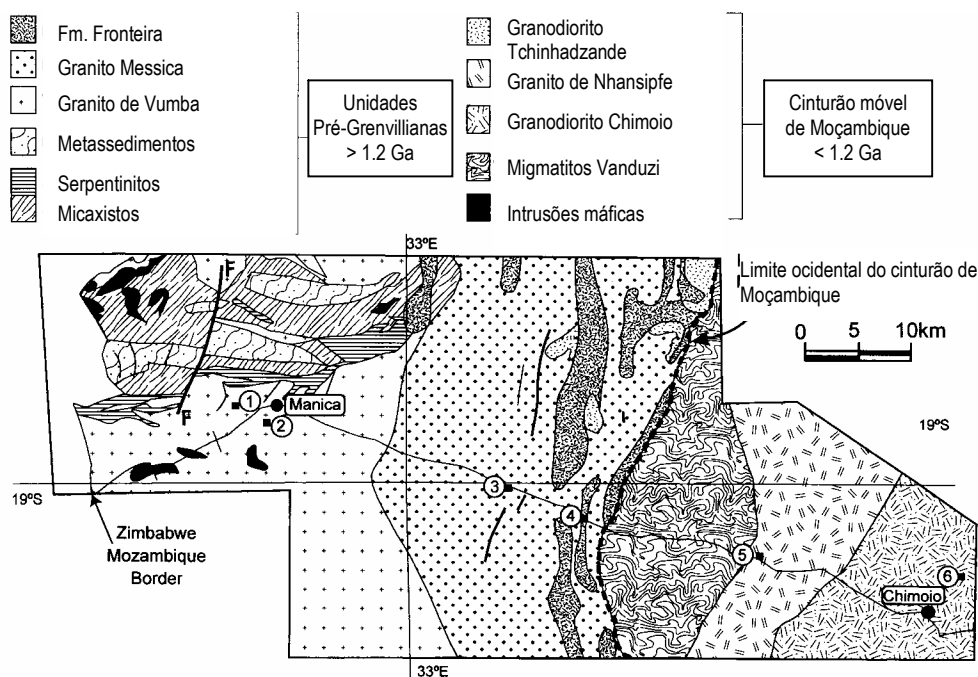


Figura 2.4- Esquema geológico simplificado da região entre Manica e Chimoio (adaptado de Manhiça *et al.*, 2001)

A textura destes granitóides varia de equigranular de grão médio a porfiróide. O seu carácter porfiróide é conferido pela presença de fenocristais de feldspato potássico que chegam a atingir 2 cm de comprimento. No bordo oeste do maciço, os granitóides de Messica apresentam um fabric isotrópico que se torna fortemente anisotrópico à medida que se caminha para leste. Manhiça *et al.* (2001) obteve uma errócrona Rb-Sr (rocha total) em seis amostras desta unidade (2618 ± 632 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7054$, MSWD = 28.9) o que sugere uma idade de instalação Arcaico tardio – Proterozóico inferior e é compatível com a idade U-Pb (método convencional) obtida em zircões de granitóides semelhantes do maciço de Chilimanzi (2601 ± 14 Ma) (Jelsma *et al.*, 1996).

Segundo Manhiça *et al.* (2001), as rochas dos complexos granítico-gnáissicos de Vumba e de Messica mostram evidências de terem sido afectadas por fenómenos de reactivação térmica durante as orogenias Grenvilliana (ca. 1100 Ma) e Pan-Africana (ca.

550 Ma). As idades ^{40}Ar - ^{39}Ar de duas amostras de biotite dos granitóides de Vumba (1084 ± 4 Ma e 1067 ± 4 Ma) são interpretadas como reflectindo o processo de acreção do cinturão de Moçambique à margem leste do cratão do Zimbabwe durante a amalgamação do supercontinente Rodinia (Manhiça *et al.*, 2001). Por outro lado, a idade ^{40}Ar - ^{39}Ar obtida numa amostra de biotite do maciço de Messica (535 ± 2.5 Ma) é correlacionada com o fecho do oceano de Moçambique e subsequente formação do continente Gondwana durante a orogenia Pan-Africana (Manhiça *et al.*, 2001).

2.3.3 Estrutura e metamorfismo

A região de Manica é caracterizada pela presença de estruturas com direcções E-W e forte pendor para Norte. À medida que se caminha para leste, na direcção do orógeno Moçambicano, as estruturas principais sofrem uma virgação e passam a assumir uma orientação ENE-WSW o que sugere que a margem leste do cratão possa ter sido afectada por um cisalhamento esquerdo (Manhiça *et al.*, 2001).

Nas sequências de *greenstones* de Manica, a deformação gerou dobras isoclinais apertadas com planos axiais fortemente mergulhantes para Norte e orientação E-W. Segundo Oberholzer (1964), as rochas básicas e ultrabásicas afloram geralmente nos núcleos dos antiformas, enquanto os metassedimentos e quartzitos listrados tendem a ocupar os flancos e os núcleos dos sinformas. A presença de uma foliação tectónica concordante com as estruturas do encaixante nas fácies deformadas do complexo granítico-gnáissico de Vumba sugere uma instalação sintectónica para estes granitóides. Em contraste, os monzogranitos de Messica não apresentam o fabric planar E-W, mesmo nas zonas em que contactam directamente com os granitóides de Vumba, o que é tido como evidência de que a sua intrusão terá ocorrido posteriormente ao episódio de deformação responsável pelo desenvolvimento de estruturas E-W (Manhiça *et al.*, 2001). As rochas do maciço de Messica só apresentam um fabric anisotrópico (N-S, subvertical) no sector oriental, facto que estará provavelmente relacionado com uma remobilização contemporânea da deformação do cinturão móvel de Moçambique.

No que se refere ao metamorfismo, as associações mineralógicas que se observam nas rochas arcaicas de Moçambique e do Zimbabwe indicam um metamorfismo na fácies dos xistos verdes (Oberholzer, 1964; Araújo, 1966; Afonso, 1976; D'Orey, 1978; Watson, 1969; Stockmayer, 1978). Contudo, nas áreas submetidas à influência térmica das

intrusões graníticas, as paragénese das rochas envolventes passam para o tipo anfibolítico (Afonso et al., 1998).

A área de Manica é afectada pelos seguintes sistemas de fracturas:

- a) fracturas de direcção E - W;
- b) fracturas de direcção NW – SE;
- c) fracturas de direcção NE - SW .

O primeiro grupo de fracturas concorda com a direcção do complexo metamórfico arcaico pelo que tem sido interpretado como sendo o mais antigo. Grande parte dos filões de quartzo auríferos localiza-se nos contactos entre os granitos orientados e as rochas vulcano-sedimentares e a sua instalação parece ter sido controlada por este grupo de fracturas. O segundo e o terceiro sistemas de fracturas cortam todas as formações arcaicas pelo que lhes têm sido idades mais recentes. Estas fracturas condicionaram a intrusão de corpos filonianos doleríticos e gabróicos tardios.

No centro da área estudada, a direcção E-W das associações greenstones-granitos é interrompida pela “falha de Manica” de direcção NNE – SSW com uma componente de desligamento esquerdo. Este acidente tectónico pode estar relacionado com a deformação que ocorreu ao longo da margem oriental do Cratão do Zimbabwe na interface com o Cinturão de Moçambique.

2.3.4 Interesse económico

Na região de Manica encontram-se jazigos e ocorrências de ouro, cobre, bauxite, asbestos, talco, manganês, crómio e níquel sendo os mais importantes os de ouro e cobre, que já foram objecto de exploração (Afonso *et al.*, 1998).

As mineralizações de ouro e de cobre ocorrem em jazidas singenéticas e epigenéticas relacionadas com as rochas ígneas máficas e ultramáficas ou com os seus equivalentes metamórficos. As jazidas epigenéticas de ouro são as de maior interesse e estão associadas a filões quartzo-auríferos com sulfuretos. Os corpos mineralizados de sulfuretos contendo cobre e outros metais estão encaixados nos komatiitos, felsitos, rochas talco-carbonáticas e serpentinitos. É o caso do jazigo Mundonguara, na Serra de Isitaca. As concentrações de asbestos e talco aparecem em bolsadas e veios nos serpentinitos da Formação de Macequece.

Capítulo 2 – Enquadramento Geológico

Actualmente a actividade mineira na região de Manica está muito reduzida e quase todas as minas de ouro se encontram abandonadas.

CAPÍTULO 3

PETROGRAFIA

Neste capítulo far-se-á a descrição petrográfica dos granitóides da região de Manica apresentando as características mineralógicas e texturais das diferentes fácies, e tentando estabelecer a sequência de cristalização magmática. Mostra-se, na Figura 3.1, a localização das amostras estudadas.

Foram realizadas algumas análises químicas de minerais por microsonda electrónica no Instituto Geológico e Mineiro, Delegação do Porto, com o objectivo de determinar a sua composição e complementar os dados petrográficos. Os resultados dessas análises são apresentados no Anexo 1.

3.1 CLASSIFICAÇÃO DOS GRANITÓIDES DE MANICA

O diagrama normativo Or-Ab-An, proposto originalmente por O'Connor (1965) e modificado posteriormente por Barker (1979), tem sido utilizado na classificação de rochas plutónicas félsicas, nomeadamente por permitir uma separação efectiva de tonalitos, trondjemitos, granodioritos e granitos. Com efeito, em comparação com a análise modal, o cálculo normativo parece fornecer uma estimativa mais realista das proporções de feldspato potássico e plagioclase, em particular nos casos em que há solução sólida importante entre os componentes sódico e potássico. Além disso, este diagrama pode ser usado em rochas deformadas e metamorfizadas, desde que não haja evidências de metassomatismo, para caracterizar os tipos magmáticos originais.

Por estas razões, determinaram-se as normas CIPW para os granitóides de Manica a partir das composições macroelementares (Anexo 2) e procedeu-se à sua projecção no diagrama de Barker (1979) (Fig. 3.2).

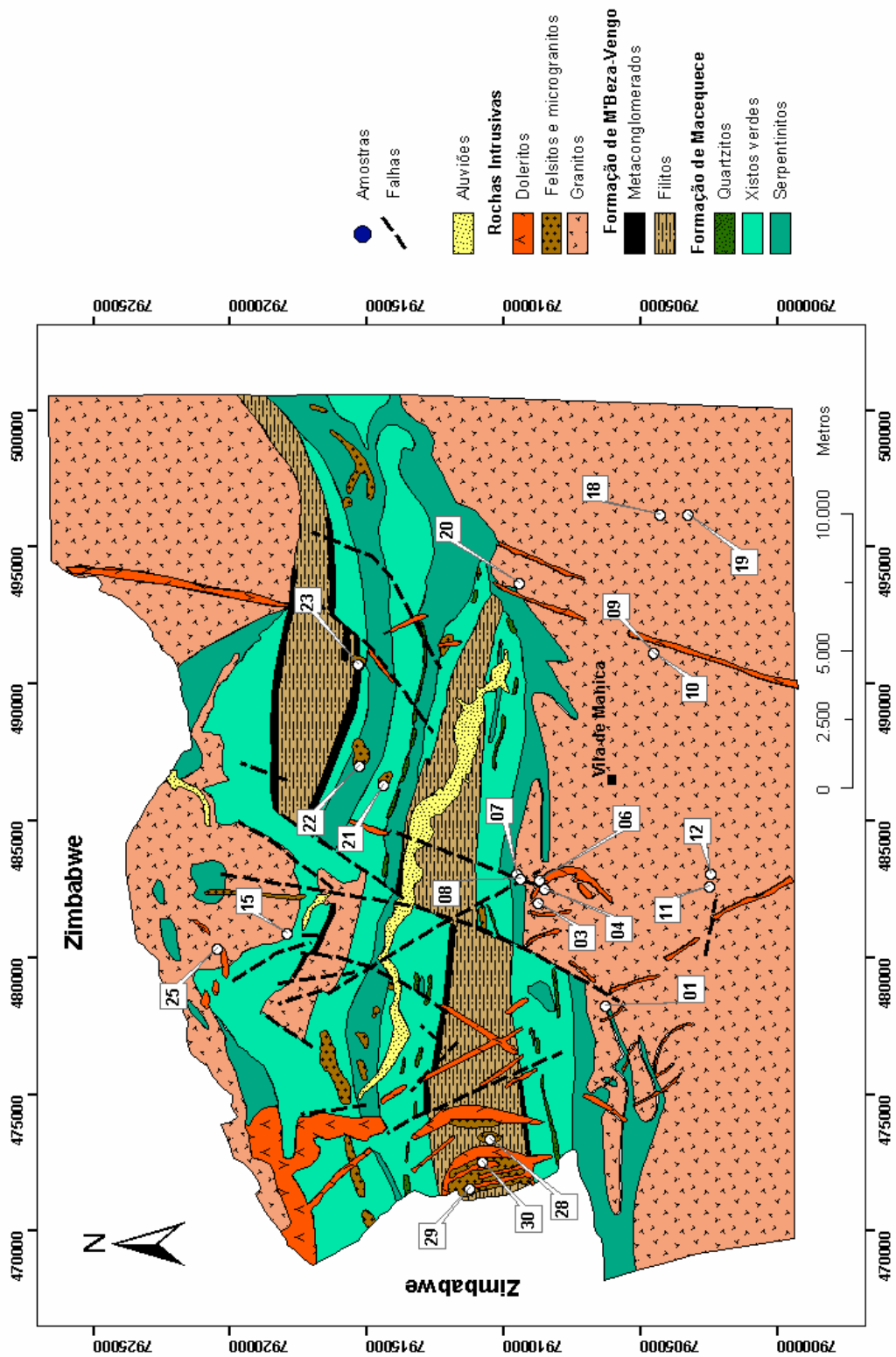


Figura 3.1 - Mapa geológico de Manica com a localização das amostras.

Com base nos resultados obtidos, foi possível distinguir dois grandes grupos de rochas:

- 1- um conjunto de amostras com teores de anortite normativa superiores a 7% que se distribui desde o campo dos tonalitos até ao dos granitos e apresenta claras afinidades geoquímicas com as rochas da série TTG;
- 2- um grupo de amostras que se projecta no campo dos granitos e se caracteriza pelas suas baixas proporções de anortite normativa (< 7%) e altos valores de ortose normativa (> 20%). Estes granitóides mostram assinaturas geoquímicas semelhantes às da série rica em potássio identificada noutras áreas do cratão do Zimbabwe.

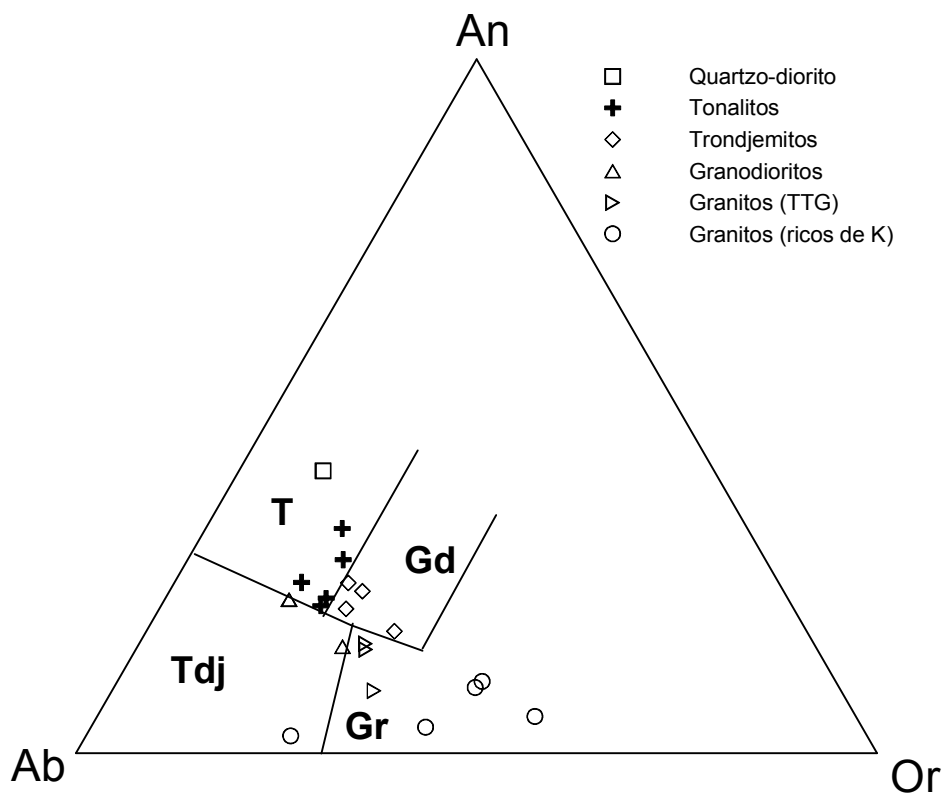


Figura 3.2 – Classificação dos granitóides do distrito de Manica (O’Connor, 1965, modificado por Barker, 1979).

Embora Afonso *et al.* (1998) refiram a presença de monzogranitos da série rica em potássio entre as formações que constituem o Grupo de Manica, Manhiça *et al.* (2001) incluem os granitóides “externos” que afloram tanto a norte como a sul do cinturão de rochas verdes de Manica no chamado complexo granítico-gnáissico de Vumba que, segundo este autor, exhibe composições típicas das litologias TTG arcaicas e idades variando entre ca. 3.4 e 2.8 Ga. A amostragem realizada no âmbito deste trabalho permite

concluir que o complexo granítico-gnáissico de Vumba contém fácies que poderão não fazer parte da série TTG. Contudo, a ocorrência de monzogranitos ricos em potássio neste complexo não pode ser inequivocamente interpretada como representando uma série distinta da dos restantes granitóides, uma vez que os diferentes tipos litológicos não são individualizados como unidades independentes em termos da cartografia actualmente disponível (Fig. 3.1). Deste modo, a utilização da designação de granitos ricos em potássio para as amostras referidas em 2) tem um carácter fundamentalmente descritivo. Na Tabela 3.1 é apresentada a classificação adoptada para os granitóides em estudo.

Tabela 3.1 – Classificação das amostras estudadas

Tipo de rocha	Amostra	Localização
Quartzo-diorito	MS09	Externo sul - TTG
Tonalito	MS01, MS06, MS07, MS19	Externo sul - TTG
	MS28	Interno - TTG
Trondjemito	MS11, MS20	Externo sul - TTG
	MS21	Interno - TTG
Granodiorito	MS15, MS25	Externo norte - TTG
	MS04	Externo sul - TTG
	MS23	Interno - TTG
Granito	MS22, MS29, MS30	Interno -TTG
	MS08, MS10, MS12, MS18	Externo sul – ricos em K

Apesar da amostra MS-09 se projectar no campo dos tonalitos, optou-se por classificá-la como quartzo-diorito em consequência de ela se distinguir nitidamente, em particular no que se refere ao teor de sílica e à abundância de anfíbola, das restantes amostras que se situam no mesmo campo. A amostra MS-29, embora apresente um conteúdo de anortite normativa comparável ao dos granitos ricos em potássio (4.43%), foi incluída nos granitos da série TTG devido à baixa razão K_2O/Na_2O (0.80). Finalmente, a amostra MS-03 deveria ser classificada como trondjemito de acordo com os seus teores de ortose, albite e anortite normativas. No entanto, as suas características petrográficas e geoquímicas sugerem que se trata de uma rocha félsica metassomatizada tendo sido incluída no grupo dos granitóides ricos em potássio por ser muito pobre em minerais ferromagnesianos e em anortite normativa.

Para efeitos de descrição petrográfica, adoptar-se-á a classificação descrita anteriormente, separando as amostras da série tonalítica-trondjemítica-granodiorítica (TTG) dos granitos ricos em potássio (monzogranitos).

3.2 SÉRIE TTG

A série TTG inclui rochas cujas composições variam de quartzo-dioritos, passando por tonalitos, trondjemitos e granodioritos, a granitos (Fig. 3.2).

3.2.1 Quartzo-diorito

O quartzo-diorito corresponde ao termo menos evoluído da sequência em estudo. Apresenta uma textura granular, xenomórfica a hipidiomórfica, de grão fino (< 1mm) e contém plagioclase, quartzo, anfíbola e biotite como fases essenciais. A esfena, apatite, opacos e zircão são fases acessórias comuns. A sericite e o epídoto estão presentes como minerais de alteração da plagioclase.

O quartzo ocorre em grãos incolores, anédricos com contornos que frequentemente se adaptam às formas dos outros minerais. Mostra com frequência extinção ondulante e subgranulação.

A plagioclase existe sob a forma de cristais anédricos e subédricos com macla polissintética segundo a lei da albite e/ou de periclina (Fot. 3.1). Em vários grãos observou-se zonamento bem marcado geralmente do tipo normal. As composições obtidas variam de An₂₇ a An₄₄ (oligoclase a andesina), predominando os termos andesínicos (Fig. 3.3). A sericite e minerais do grupo de epídoto são os principais produtos de alteração da plagioclase.

A biotite constitui grãos de hábito subédrico, com o pleocroísmo típico entre o castanho claro e o castanho escuro. Por vezes aparece incluída na plagioclase. A projecção das análises de biotite, com totais superiores a 97%, no diagrama Al^{VI} vs Fe/(Fe + Mg) indica que as biotites dos quartzo-dioritos têm razões Fe/(Fe + Mg) intermédias entre a flogopite (extremo rico em magnésio) e a annite (extremo rico em ferro) e valores de Al^{VI} compreendidos entre 0.5 e 0.6 (Fig. 3.4).

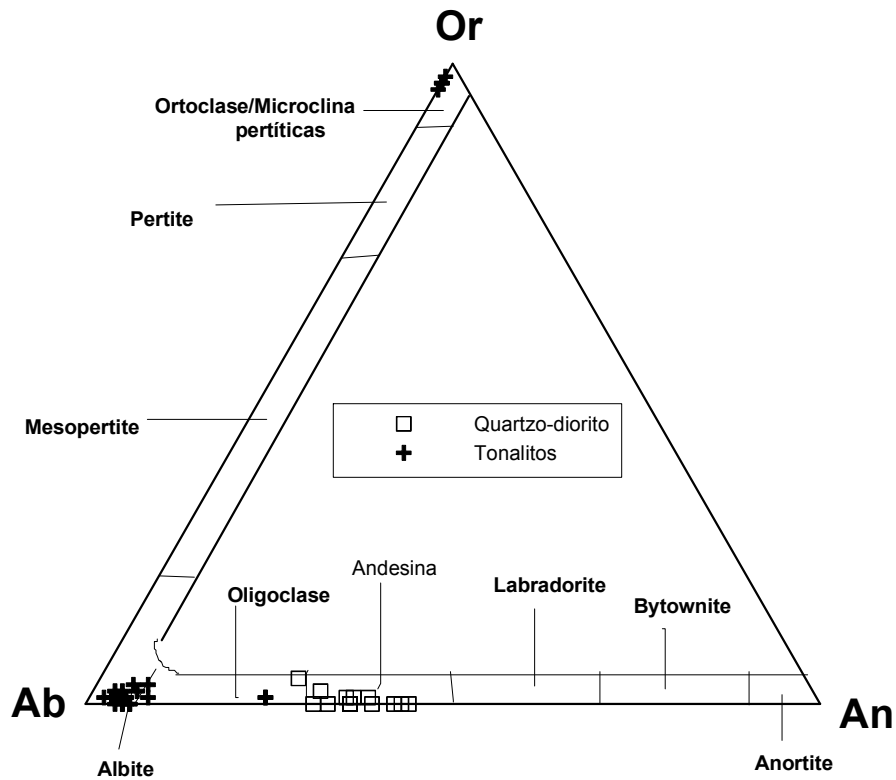


Figura 3.3 – Projecção dos feldspatos dos quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e trondjemitos da série TTG no diagrama Ab-An-Or

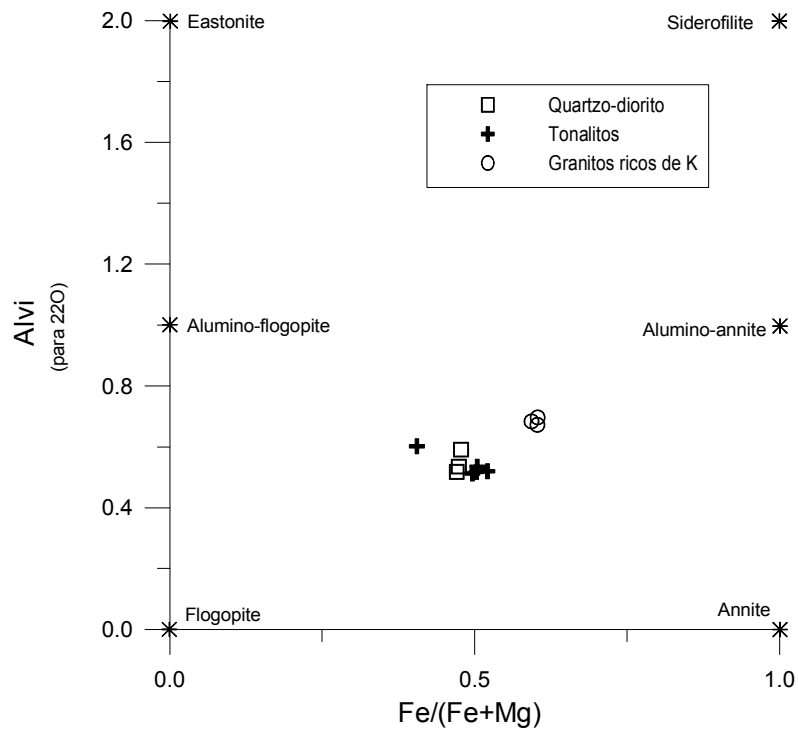


Figura 3.4 – Diagrama Al^{VI} vs $Fe/(Fe+Mg)$ mostrando as composições das biotites dos granitóides de Manica

No seu conjunto, as biotites dos granitóides de Manica definem uma tendência de aumento em Al^{VI} e $Fe/(Fe + Mg)$ dos termos mais básicos para os mais ácidos o que é compatível com o envolvimento de processos de cristalização fraccionada na génese destas rochas.

Nos quartzo-dioritos, os cristais de anfíbola apresentam um hábito subédrico a anédrico (Fot. 3.2 e 3.3). Exibem pleocroísmo variando entre o amarelo acastanhado e verde escuro. A sua composição varia de tschermaquite a magnésio-horneblenda ($Si = 6.4-6.6$ e $Mg/(Mg+Fe^2) = 0.55-0.61$) (Fig. 3.5) o que sugere uma origem magmática para este mineral. A influência dos processos metamórficos de baixa temperatura deverá ter sido pouco marcada pois mesmo as magnésio-horneblendas são ricas de componente tschermaquítico.

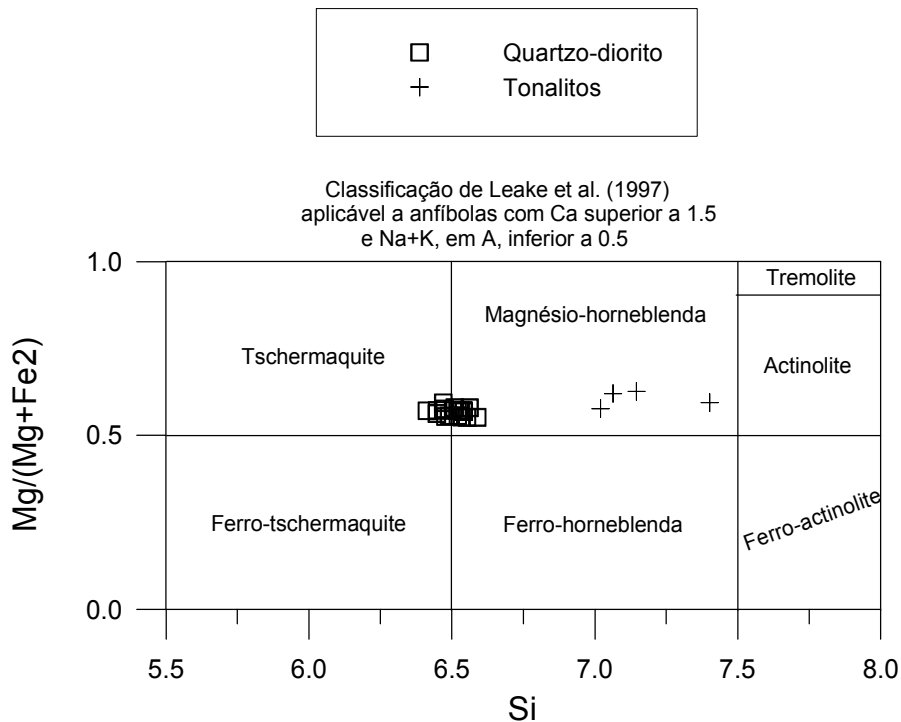


Figura 3.5 – Diagrama Si vs $Mg/(Mg+Fe^2)$ mostrando as composições de anfíbulas dos quartzo-dioritos e tonalitos de Manica

A apatite não é muito abundante. Encontra-se sob a forma de pequenos cristais prismáticos incluídos preferencialmente na plagioclase e no quartzo. A esfena ocorre em grãos anédricos a subédricos, pontualmente euédricos, e está frequentemente associada à anfíbola e à biotite. É possível que a esfena seja em parte magmática e, em parte, secundária, resultante da alteração hidrotermal dos minerais máficos.

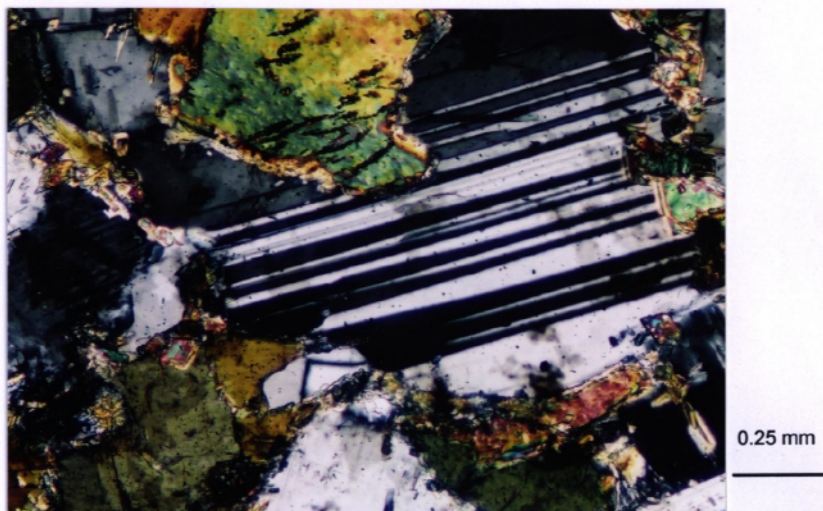


Foto 3.1: Plagioclase com macla polissintética segundo a lei da albite no quartzo diorito (nicóis cruzados). Amostra MS-09

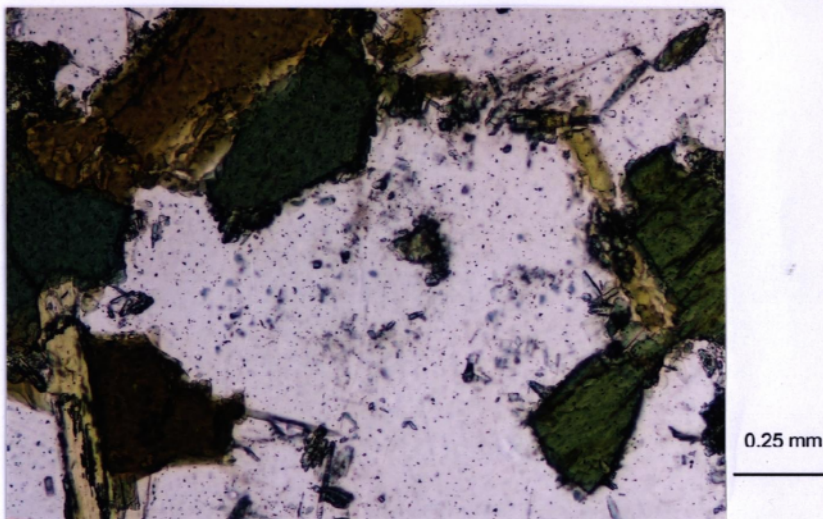


Foto 3.2: Cristais anédricos de anfíbola e biotite no quartzo diorito (nicóis paralelos). Amostra MS-09.

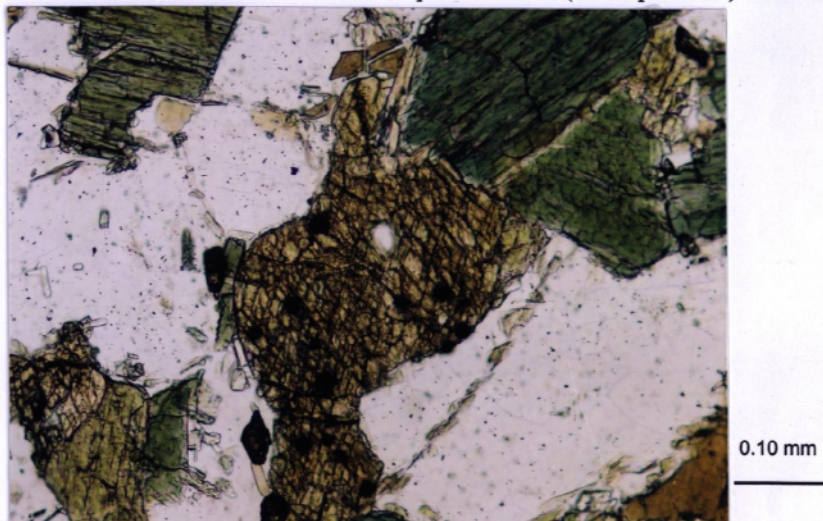


Foto 3.3: Secção basal de anfíbola no quartzo diorito. A anfíbola mostra pleocroísmo entre o amarelo acastanhado e o verde escuro (nicóis paralelos). Amostra MS-09.

Os opacos têm ocorrência esporádica e tendem a associar-se aos silicatos ferromagnesianos. Alguns grãos de opacos estão parcialmente substituídos por óxidos e hidróxidos de ferro de cor avermelhada e rodeados por esfena secundária.

3.2.2 Tonalitos-Trondjemitos-Granodioritos

Os tonalitos, trondjemitos e granodioritos da região de Manica constituem os termos intermédios da sequência TTG em estudo e correspondem a uma gama contínua de composições ocupando a zona de fronteira entre os campos T, Gd e Tdj no diagrama Or-Ab-An (Fig. 3.2). As diferentes litologias revelam fortes semelhanças texturais e mineralógicas, distinguindo-se fundamentalmente pelas variações nas proporções modais e normativas de quartzo, plagioclase e feldspato alcalino.

Apresentam uma textura hipidiomórfica a xenomórfica, granular, de grão fino a médio. Embora a textura original esteja preservada nalgumas amostras, observam-se muito frequentemente evidências de processos pós-magmáticos. Nesses casos, os cristais relíquia são preferencialmente de plagioclase subédrica podendo subsistir alguns grãos de quartzo de grandes dimensões, anédricos e muito deformados (Fot. 3.4). A matriz envolvente tem granularidade fina, textura granoblástica e é constituída essencialmente por quartzo e proporções subordinadas de plagioclase e microclina (Fot. 3.5).

Em termos mineralógicos, estas rochas contêm quartzo e plagioclase como minerais essenciais. O feldspato alcalino, a biotite, a apatite, o zircão e os opacos constituem as fases acessórias mais importantes. A anfíbola está presente apenas numa amostra de tonalito. A sericite, o epidoto, a clorite e a esfena são os minerais de alteração mais comuns.

O quartzo tende a formar grãos, com dimensões até 2 mm, anédricos, mostrando frequentemente sinais de deformação que se manifesta pela extinção ondulante e subgranulação. Observa-se ainda a presença de quartzo límpido sem inclusões no seio de outros minerais. Nas rochas mais deformadas, o quartzo também ocorre sob a forma de agregados policristalinos (Fot. 3.5). O cristais com maiores dimensões e extinção ondulante parecem ser de origem magmática enquanto os pequenos grãos que constituem os agregados policristalinos são claramente de natureza metamórfica.

Entre os feldspatos, a plagioclase predomina marcadamente. Forma, em geral, cristais com grandes dimensões (até 2 mm) mas também pode ocorrer em grãos

submilimétricos nas zonas granoblásticas. Exibe hábito subédrico e macla polissintética segundo a lei da albite e/ou de periclina (Fot. 3.4). Os cristais relíquia de plagioclase sofreram alteração intensa, envolvendo processos de sericitização e/ou saussuritização (Fot. 3.6). Neste último caso, a alteração é caracterizada pelo desenvolvimento de sericite, de minerais do grupo de epidoto e de esfena / leucoxena. A sericitização é acompanhada, esporadicamente, pela formação de pequenas palhetas, subédricas a anédricas, de muscovite tardia. Pontualmente também pode gerar-se calcite como produto de alteração da plagioclase. Devido ao elevado grau de alteração em que se encontram, os dados de microsonda (Fig. 3.3) não parecem reflectir a composição das plagioclases primárias, à excepção de duas análises de oligoclase (An_{24}). As restantes análises correspondem a albite com teores em anortite variando entre An_3 e An_8 que deve resultar dos processos de re-equilíbrio a baixa temperatura.

O feldspato potássico está preferencialmente presente como cristais intersticiais de dimensões reduzidas embora se observem alguns grãos isolados de dimensões milimétricas (Fot. 3.7). Apresenta a macla axadrezada típica da microclina e composições variando entre Or_{96} e Or_{98} (Fig. 3.3). Por vezes, nota-se a existência de exsoluções pertíticas indicando arrefecimento em condições sub-solidus.

A biotite decresce em abundância dos tonalitos e granodioritos para os trondjemitos. Ocorre sob a forma de grãos de hábito subédrico e pode apresentar extinção ondulante. Exibe pleocroísmo entre o amarelo acastanhado e o castanho escuro. Está frequentemente alterada para clorite + esfena \pm epidoto e pode conter agulhas de rútilo no seu interior (Fot. 3.8). Alguns cristais de biotite são completamente pseudomorfizados pela associação secundária referida anteriormente. Apesar do escasso número de análises disponíveis, parece ser possível concluir que as biotites dos tonalitos se sobrepõem composicionalmente às dos quartzo-dioritos (Fig. 3.4). Para os granodioritos e trondjemitos não foi possível obter informação analítica.

A anfíbola foi identificada unicamente numa amostra de tonalito (MS-01). Tem carácter nitidamente secundário e o seu aspecto varia desde (a) cristais prismáticos muito alongados com comprimentos que podem atingir 1 mm e pleocroísmo variando entre verde amarelado e verde forte, até (b) agulhas com centésimas de mm de comprimento, cor amarelada a verde pálida, constituindo frequentemente agregados fasciculares (Fot. 3.9).

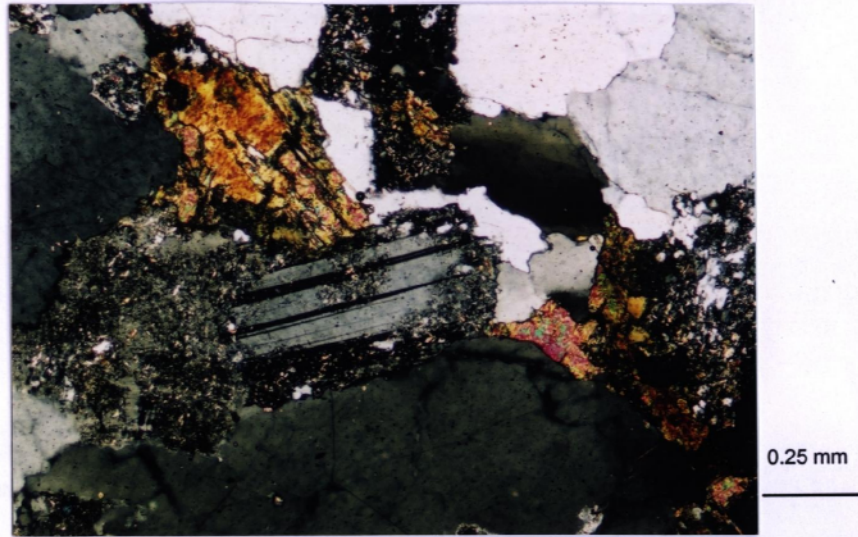


Foto 3.4: Cristais de plagioclase e quartzo primários em granodiorito (nicóis cruzados). Alguns cristais de plagioclase estão fortemente sericitizados. Amostra MS-04.

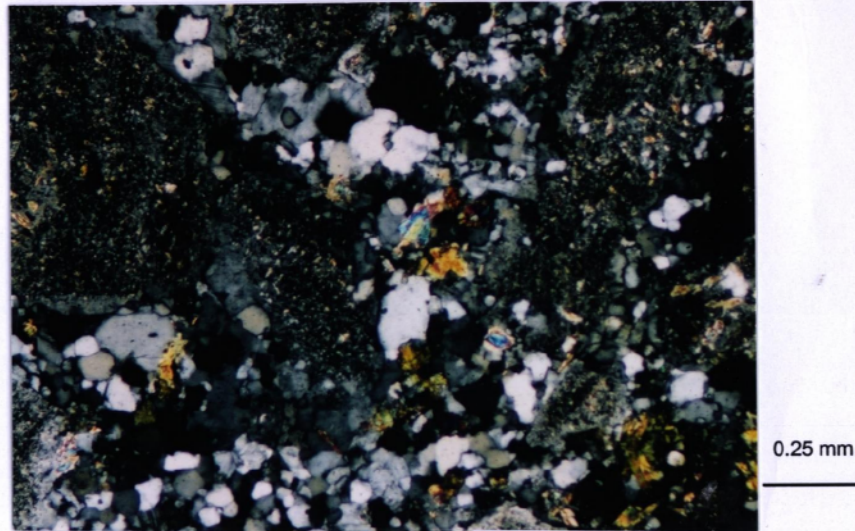


Foto 3.5: Domínios granoblásticos em torno de cristais primários de plagioclase em granodiorito (nicóis cruzados). Amostra MS-23.

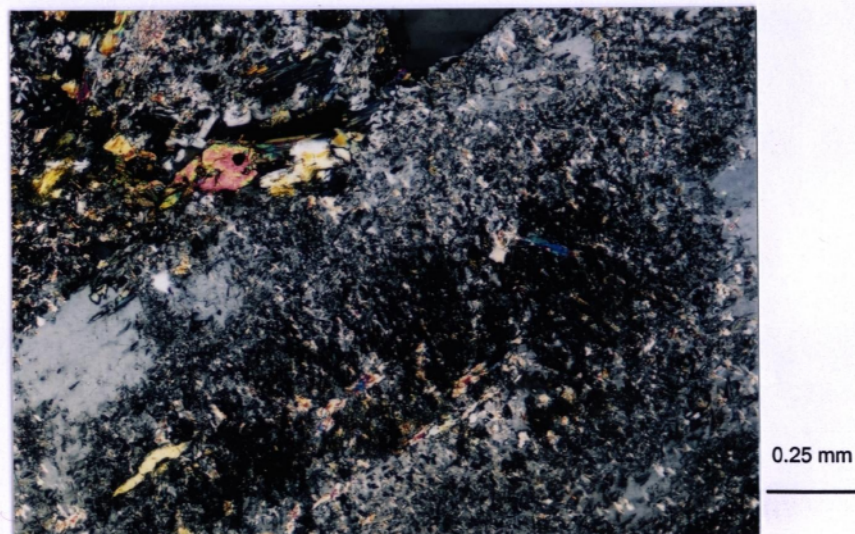


Foto 3.6: Cristais de plagioclase com sericitização e saussuritização muito intensas em trondjemito (nicóis cruzados). Amostra MS-11.

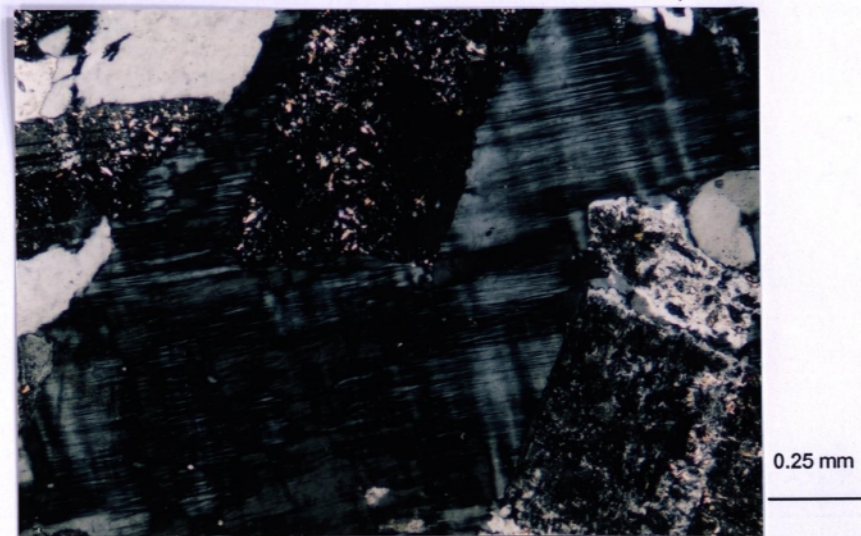


Foto 3.7: Cristal tardio, intersticial, de microclina em tonalito (nicóis cruzados). Amostra MS-01.



Foto 3.8: Aspecto geral da textura de um tonalito com afinidade granodiorítica, podendo observar-se, no canto superior direito, pseudomorfose seguindo biotite de clorite com agulhas de rútilo (nicóis cruzados). Amostra MS-19.

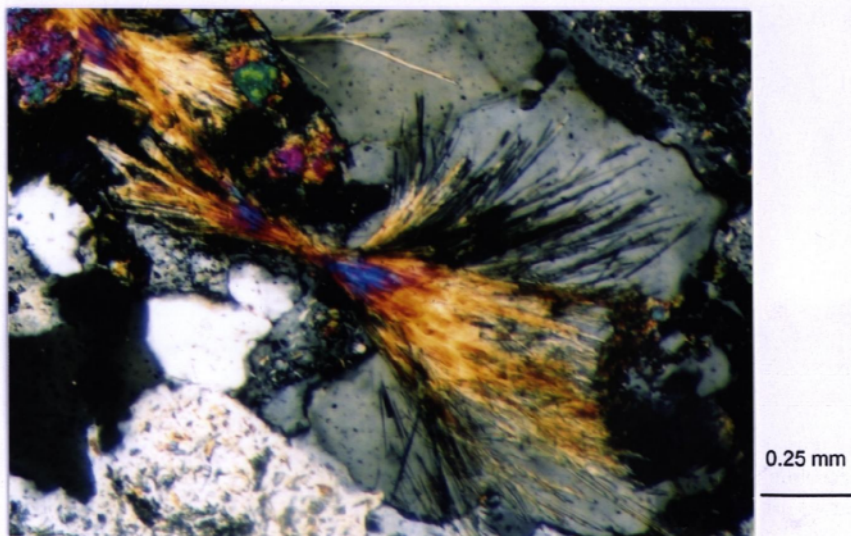


Foto 3.9: Agregado fascicular de cristais de actinolite em tonalito (nicóis cruzados). Amostra MS-01.

Foram realizadas análises químicas de anfíbola e os resultados correspondem a composições de magnésio-horneblenda de tendência actinolítica (Fig. 3.5). Nas anfíbolas claramente actinolíticas, não se obtiveram dados analíticos fiáveis pelo que foram desprezados.

A apatite é uma fase acessória comum em todos os termos da sequência TTG embora seja mais abundante nos quartzo-dioritos. Constitui cristais de hábito prismático incluídos em plagioclase e quartzo. A esfena é predominantemente secundária, ocorrendo em grãos anédricos associados à clorite e como produto de alteração da plagioclase.

A sericite, os minerais do grupo do epidoto e a clorite são os principais minerais de alteração presentes. A formação da sericite, deve-se provavelmente à adição de água e K^+ . Uma fonte importante de K^+ poderá ter sido a cloritização da biotite (Shelley, 1983). O K^+ libertado reage com a componente anortítica da plagioclase resultando a libertação do Ca^{2+} que é usado na produção de epidoto e esfena.

3.2.3 Granitos TTG

Os granitos da série TTG de Manica apresentam uma textura granular hipidiomórfica a xenomórfica. São compostos por cristais de feldspato alcalino, plagioclase e quartzo dispersos numa matriz resultante de poligonização. Como fases acessórias mais frequentes contêm biotite, apatite e opacos. Distinguem-se dos termos mais básicos da série pela maior abundância de microclina e quartzo e menores proporções de biotite. A sericite, os minerais do grupo do epidoto e a clorite aparecem como minerais de alteração. À escala microscópica verifica-se a existência quase generalizada de processos de alteração e recristalização, que se manifestam pela forte sericitização e saussuritização da plagioclase e pela presença de agregados de quartzo poligonal.

O quartzo é o principal constituinte dos agregados granoblásticos que rodeiam os cristais de feldspato. Contudo, nalgumas amostras ainda são visíveis cristais milimétricos com extinção ondulante e forma anédrica. Aparece ocasionalmente na forma de inclusões.

O feldspato alcalino está presente em grãos anédricos, intersticiais, com as maclas características da microclina e texturas pertíticas. A composição obtida em duas análises é de Or_{97} (Fig. 3.6). A plagioclase ocorre essencialmente na forma de grãos subédricos, fortemente zonados. A sua composição varia de An_8 (albite) a An_{13} (oligoclase) (Fig. 3.6).

Devido ao reduzido número de análises e ao grau de alteração, não é possível aferir se aqueles resultados representam todo o leque composicional existente.

A biotite forma grãos de hábito subédrico a anédrico, variavelmente alterados para clorite.

3.3 GRANITOS RICOS EM POTÁSSIO

Os granitos ricos em potássio têm composição predominantemente monzogranítica. A sua textura é granular xenomórfica, de grão médio a fino. São compostos essencialmente por quartzo, feldspato alcalino e plagioclase. Têm como fases acessórias mais frequentes biotite, apatite, zircão e opacos. A sericite e a clorite aparecem como principais minerais de alteração.

Na amostra MS-03, ao contrário das restantes, a plagioclase predomina claramente sobre a microclina o que aliás está de acordo com a sua projecção no campo dos trondjemitos no diagrama Or-Ab-An (Fig. 3.2). Contudo, esta amostra tem um teor muito elevado de SiO₂ (80%), que se manifesta petrograficamente na abundância de quartzo. Distingue-se ainda dos trondjemitos da série TTG pelo seu baixo conteúdo em biotite e maior importância da microclina. Por estes motivos, é interpretada como uma rocha félsica metassomatizada com afinidades com o grupo dos granitos ricos em potássio.

O quartzo, na maioria das amostras dos granitos ricos em potássio, ocorre em grãos anédricos com extinção ondulante. Nalguns casos, pode formar pequenos cristais com décimas de milímetro que constituem bordos de recristalização em torno dos grãos milimétricos de quartzo e feldspato (Fot. 3.10).

O feldspato alcalino é predominantemente intersticial. Exibe hábito anédrico, maclas da microclina e pode conter inclusões de plagioclase e quartzo. A microclina está frequentemente pertitizada como consequência da exsolução em condições subsolidus (Fot. 3.10). Composicionalmente, os feldspatos alcalinos apresentam teores em ortose variando entre Or₂₅ e Or₉₅ (Fig. 3.6). Os baixos conteúdos de ortose (Or₂₅ – Or₆₈) obtidos na amostra MS-08 correspondem provavelmente a análises em domínios com criptopertites. Com efeito, o grão analisado evidencia, à escala microscópica, uma textura pertítica o que suporta a hipótese colocada.

A plagioclase ocorre sob a forma de cristais com hábito subédrico a anédrico, macla polissintética da albite e zonamento pouco marcado. Nos contactos com o feldspato

potássico é comum o desenvolvimento de mirmequites (Fot. 3.11). O grau de alteração parece menos intenso do que nalguns termos da sequência TTG e o fenómeno de sericitização domina claramente sobre o da saussuritização (Fot. 3.12).

Os dados de microsonda para as plagioclases destas rochas permitem distinguir dois grupos de composições: (a) oligoclase com teores de anortite entre An_{18} e An_{25} , representando os termos primários, e (b) albite com valores de anortite entre An_1 e An_7 (Fig. 3.6).

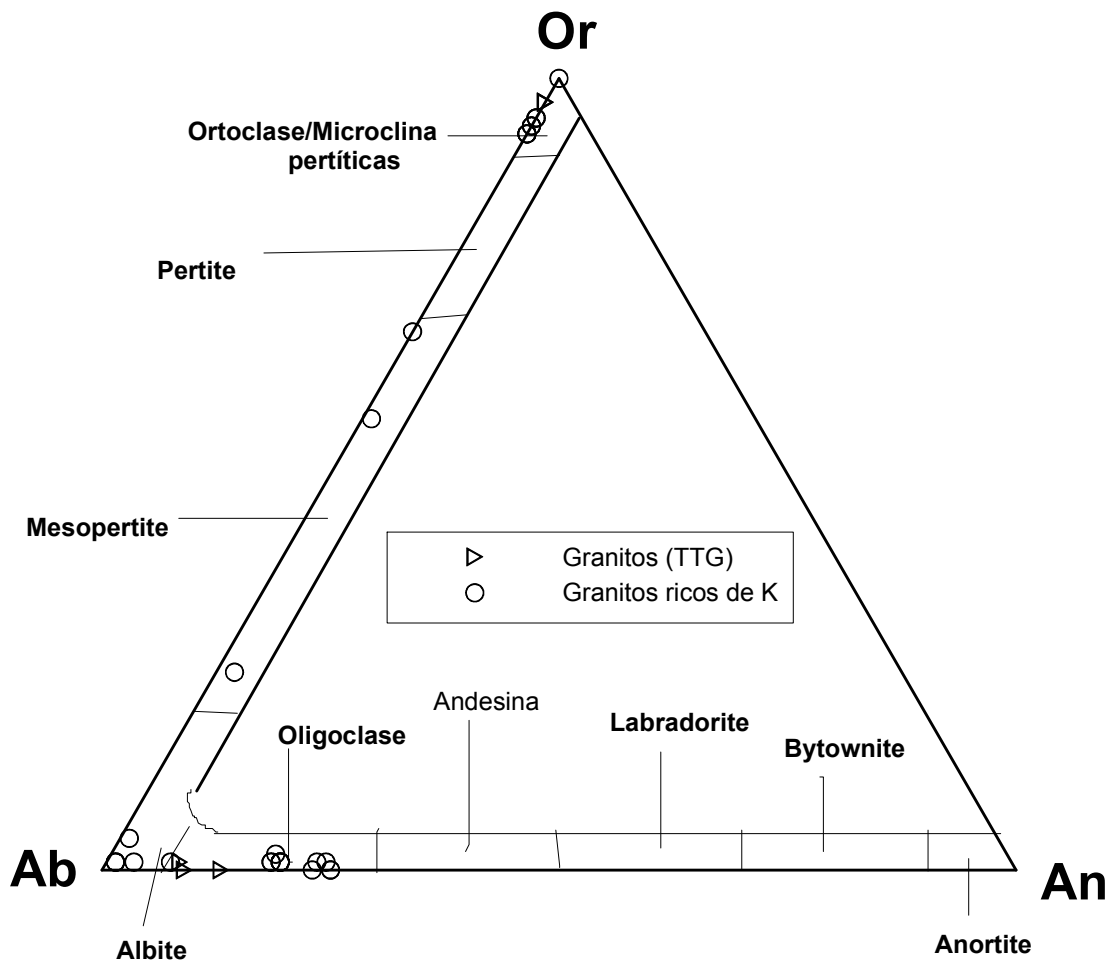


Figura 3.6 – Projecção dos feldspatos dos granitos de Manica no diagrama Ab-An-Or

A biotite constitui grãos de hábito subédrico a anédrico com pleocroísmo entre o castanho pálido e o castanho escuro. Está alterada para clorite ± esfena em proporções variáveis. A projecção das análises de biotite, com totais superiores a 97%, no diagrama Al^{VI} vs $Fe/(Fe + Mg)$ mostra que as biotites dos granitos ricos em potássio são as que estão mais próximas da composição da alumino-annite, com razões $Fe/(Fe + Mg)$ próximas de 0.6 e valores de Al^{VI} compreendidos entre 0.67 e 0.70 (Fig. 3.4).

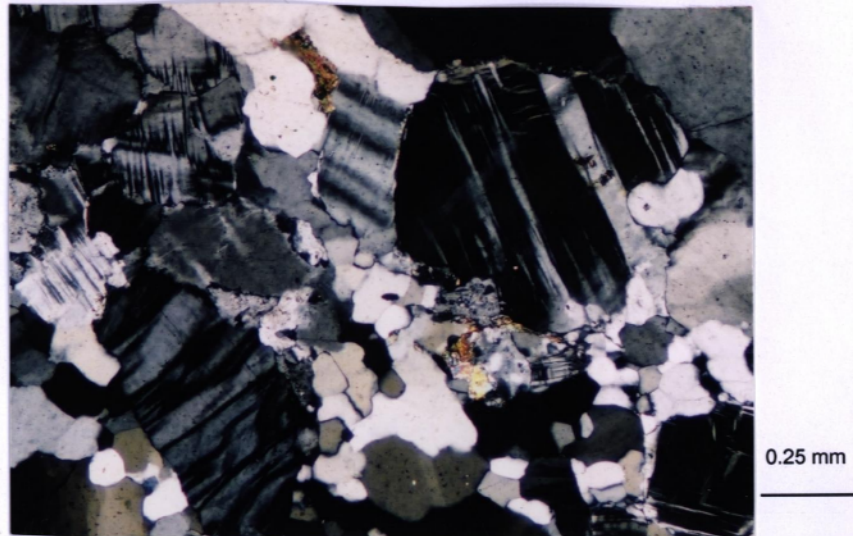


Foto 3.10: Aspecto geral da textura dos granitos ricos em potássio em que se observam cristais de microclina perítica com bordos de recristalização em que predomina o quartzo (nicóis cruzados). Amostra MS-08.



Foto 3.11: Granito rico em potássio com desenvolvimento de mirmequites no contacto entre plagioclase e microclina, no canto inferior esquerdo (nicóis cruzados). Amostra MS-18.



Foto 3.12: Aspecto da amostra MS-03 com sericitização intensa da plagioclase (nicóis cruzados).

A apatite, o zircão e os opacos ocorrem preferencialmente como inclusões nos minerais essenciais.

3.4 CONCLUSÕES

Os granitóides da região de Manica foram divididos em dois grupos: os granitóides da série TTG e os granitóides ricos em potássio. Os granitóides do primeiro grupo têm composições que variam de quartzo-dioritos, passando por tonalitos, granodioritos e trondjemitos até aos granitos. Os termos mais evoluídos dessa série, distinguem-se dos menos evoluídos pela maior importância do feldspato potássico, ausência de anfíbola e carácter mais leucocrático. Os granitos ricos em potássio têm composição monzogranítica e apresentam teores mais elevados de microclina do que os seus equivalentes da série TTG.

Na sua maioria, as rochas de ambas séries apresentam texturas primárias com indícios de terem sido afectadas por processos de deformação e recristalização que se manifestam pelo desenvolvimento, em vários graus, de domínios granoblásticos constituídos por quartzo e proporções subordinadas de plagioclase e feldspato alcalino. Mostram ainda evidências de alteração envolvendo participação significativa de fluidos aquosos, sendo os casos mais comuns a sericitização e a saussuritização da plagioclase, bem como a cloritização da biotite.

Com base nas relações texturais observadas podem tirar-se as seguintes conclusões sobre a sequência de cristalização:

- a plagioclase e os minerais ferromagnesianos (anfíbola e biotite) apresentam em geral formas subédricas e são envolvidos pelo quartzo e feldspato alcalino intersticiais o que sugere uma cristalização precoce para aquelas fases minerais;
- a esfena e os opacos de origem primária decrescem em abundância dos termos mais básicos para os mais ácidos e estão normalmente associados aos cristais de anfíbola e de biotite, devendo ter-se gerado simultaneamente com estes minerais;
- a apatite e o zircão ocorrem habitualmente como inclusões nos minerais essenciais pelo que deverão ter-se formado durante os estádios iniciais da consolidação magmática, em particular no caso dos líquidos com composições graníticas;
- o quartzo e o feldspato alcalino representam as últimas fases a precipitar a partir dos líquidos magmáticos sendo difícil estabelecer uma cronologia relativa para estes dois minerais;

Capítulo 3 – Petrografia

- a clorite, a sericite, o epídoto, a actinolite, a esfena secundária e os óxidos e hidróxidos de ferro correspondem a produtos de alteração hidrotermal de baixa temperatura, afectando predominantemente a biotite e a plagioclase.

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA

O estudo geoquímico cingiu-se às mesmas amostras usadas para o estudo petrográfico. As análises químicas dessas rochas foram realizadas por espectrometria de emissão de plasma ICP (técnica de fusão) para os elementos maiores e por ICP-MS para elementos vestigiais, incluindo as terras raras, nos Activation Laboratories Ltd. (Canadá). Os resultados analíticos são apresentados no Anexo 2.

Este capítulo tem por objectivo a identificação da assinatura geoquímica dos granitóides da região de Manica, com base nos resultados das análises químicas e dos estudos petrográficos e mineralógicos abordados no capítulo anterior.

4.1 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES

Os granitóides objecto deste estudo foram divididos em dois grupos principais: um grupo claramente integrado na série TTG; outro grupo de granitos ricos em potássio. No primeiro, incluem-se rochas com graus de diferenciação muito distintos (SiO_2 variando de 58.99% até 77.53%) mas sempre com teores de potássio baixos ($\text{K}_2\text{O} \leq 3.22\%$), enquanto o segundo abarca granitóides francamente ácidos ($\text{SiO}_2 \geq 73.49\%$) e com potássio em proporções significativas ($\text{K}_2\text{O} \geq 3.93\%$). Para a descrição do comportamento e das tendências evolutivas dos elementos maiores, menores e vestigiais foram utilizados diagramas de variação química, usando SiO_2 como índice de diferenciação.

O quartzo-diorito (MS-09) representa o termo menos evoluído da série TTG sendo caracterizado por um teor baixo de SiO_2 (58.99%) e álcalis (4.91%) e concentrações elevadas de Al_2O_3 (17.12%), $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$ (6.89%), MgO (3.10%) e CaO (7.33%). A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ é de 0.31.

Os termos mais diferenciados, com composições variando entre tonalitos e granitos, apresentam teores de SiO_2 e álcalis comparativamente mais altos (67.94 - 77.53% e 5.3 –

7.1%, respectivamente), conteúdos inferiores de Al_2O_3 (12.17 - 15.61%), $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ (1.53 - 3.57%), MgO (0.22 - 1.42%) e CaO (0.3 - 4.09%) e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ inferiores a 1.00.

Em termos geoquímicos, os granitos ricos em potássio distinguem-se das rochas do grupo anterior por apresentarem razões de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sistematicamente superiores a 1.00 (1.10 - 1,95). Para além disto, é de mencionar o pequeno espectro de valores de SiO_2 (73.49 - 78.50%) e Al_2O_3 (11.98 - 13.81%) bem como os baixos teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ (0.82% - 1,67%), CaO (0.47% a 1.54%) e MgO (0.15 - 0.48%). Tal como já tinha sido discutido no Capítulo 3, a amostra MS-03 não se enquadra totalmente em nenhum dos grupos definidos embora seja tratada em conjunto com os granitos ricos em potássio.

Na Figura 4.1, estão representados os diagramas de Harker para os granitóides de Manica. À excepção de Na_2O e K_2O , todos os restantes óxidos mostram uma correlação negativa com SiO_2 , definindo uma tendência curvilínea desde o quartzo-diorito, passando pelos tonalitos, granodioritos e trondjemitos, até aos granitos. O comportamento observado poderá ser interpretado como indicativo de uma relação cogenética, envolvendo cristalização fraccionada, entre todos os granitóides de Manica. Apesar de haver uma lacuna composicional entre 58.99 e 67.94% de SiO_2 , o quartzo-diorito parece corresponder ao termo menos evoluído da série, a partir do qual teria sido gerada a hipotética sequência magmática.

O declínio dos valores de Al_2O_3 e CaO com o aumento de SiO_2 sugere uma participação importante da plagioclase nos processos de diferenciação, embora o decréscimo do CaO também possa ser atribuído, em parte, ao fraccionamento de anfíbola.

Por outro lado, a cristalização dos minerais máficos mais abundantes (anfíbola e biotite) explica as fortes correlações negativas de MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$, TiO_2 e MnO com SiO_2 . O comportamento do $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ e do TiO_2 pode ainda indicar o envolvimento de óxidos e esfena (no caso de TiO_2) no processo de fraccionação. Sendo o Mn geoquimicamente muito semelhante ao Fe, as hipóteses colocadas à cerca da variação do $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ poderão ser aplicadas à relação entre MnO e SiO_2 .

Nos diagramas referentes ao Na_2O e ao K_2O , regista-se uma dispersão muito forte, provavelmente causada pela grande mobilidade dos elementos alcalinos em meio aquoso. Visto que estas rochas testemunham episódios de alteração pós-magmática (de que são exemplos a sericitização e a saussuritização descritas no capítulo da petrografia), as fracas correlações dos álcalis com o índice de diferenciação deverão ser um reflexo daquela alteração.

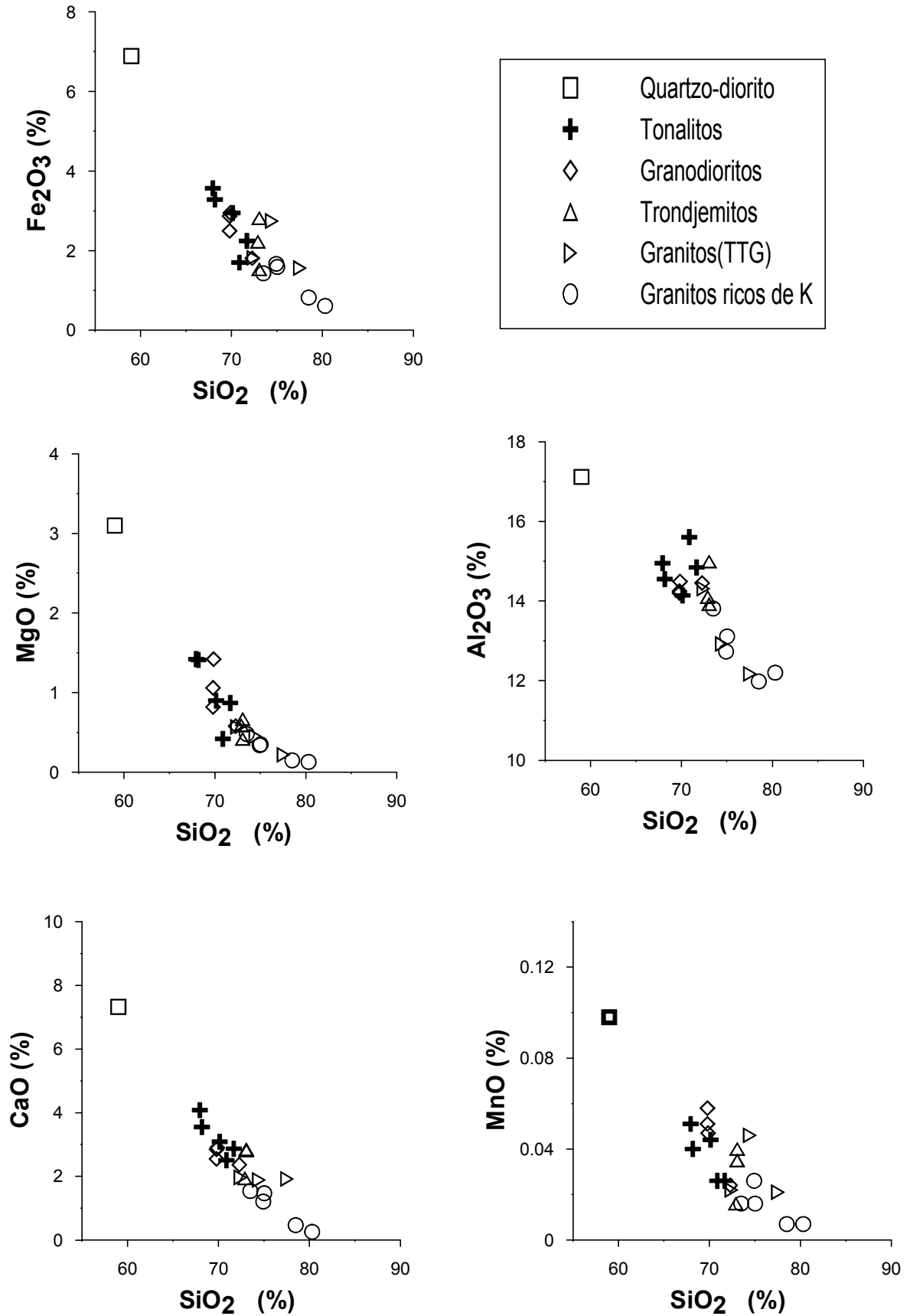


Figura 4.1: Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores para os granitóides de Manica.

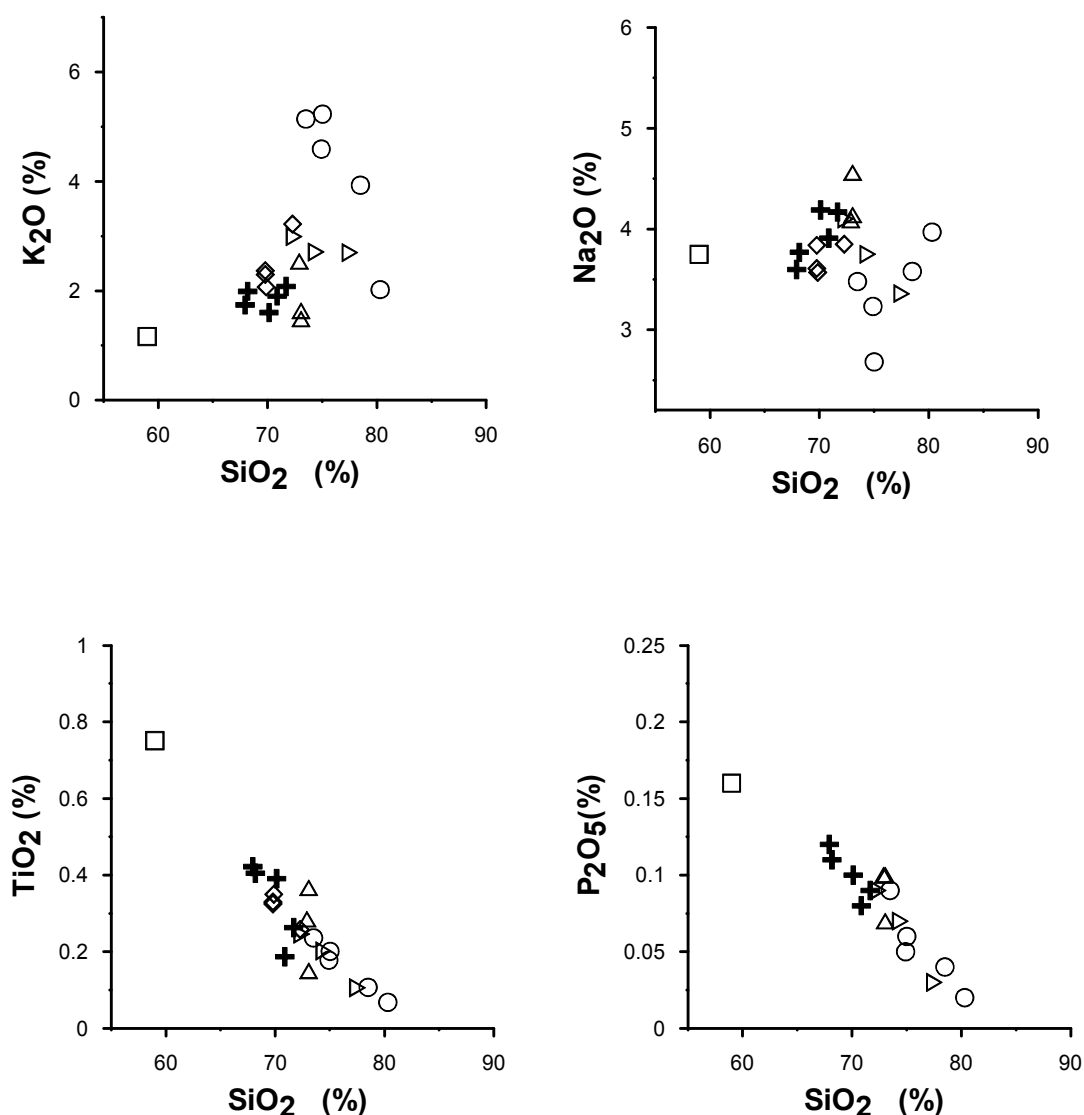


Figura 4.1 (cont.): Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores para os granitóides de Manica.

No diagrama K₂O vs SiO₂ é visível uma clara separação entre os membros da série TTG e os granitos do grupo rico em potássio. Apesar da dispersão observada, o K₂O parece ter “grosso modo”, para as rochas da série TTG, uma correlação positiva com SiO₂. No caso do Na₂O, tal já não se verifica, o que poderá ser explicado não só por a alteração poder ter apagado a variação primária deste constituinte químico, mas também por em magmas intermédios a ácidos o comportamento do Na passar de predominantemente incompatível a predominantemente compatível, em consequência do progressivo aumento da importância das plagioclases sódicas na cristalização magmática.

Finalmente, a correlação negativa entre P_2O_5 e SiO_2 pode ser devida ao fracionamento da apatite, que está sistematicamente presente como fase acessória.

4.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS VESTIGIAIS

A maioria dos elementos vestigiais não formam minerais próprios. São frequentemente incorporados na estrutura dos minerais essenciais e acessórios em substituição dos elementos maiores. O seu comportamento durante os processos de fusão e cristalização pode ser descrito através de um parâmetro conhecido como coeficiente de partilha (K_D), definido pela razão entre as concentrações do elemento no mineral e no líquido com o qual está em equilíbrio. De acordo com o K_D que apresentam, os elementos vestigiais são classificados como:

- compatíveis ($K_D > 1$) quando são preferencialmente incorporados nas fases sólidas que coexistem com o líquido;
- incompatíveis ($K_D < 1$) quando têm tendência a ficar retidos no líquido.

Comparativamente aos elementos maiores, os elementos vestigiais são mais sensíveis às diferentes etapas dos processos petrogenéticos bem como às variações de ambiente geodinâmico, o que os torna indicadores geoquímicos fundamentais no estudo dos fenómenos magmáticos. Com a aquisição de dados cada vez mais precisos sobre os coeficientes de partilha (K_D) para os diferentes minerais, a utilização dos oligoelementos em petrologia ígnea tem vindo a tornar-se progressivamente mais importante.

Os elementos vestigiais que mostram um carácter marcadamente compatível durante os processos de fusão mantélica fazem parte da primeira série de transição da tabela periódica (Cr, V, Sc, Ni, Co) e apresentam fortes semelhanças, em termos de dimensão e carga, com o Fe e o Mg.

Para os elementos com comportamento incompatível tem sido adoptada uma divisão em dois grupos com base na sua força de campo (razão entre a carga e o raio iónicos): elementos de baixa força do campo (LFSE) e elementos de grande força de campo (HFSE) (Rollinson, 1993). Os elementos do primeiro grupo são também conhecidos como elementos litófilos de grande raio iónico (LILE) e incluem o Ba, o Rb, o Sr, o Cs, o Th e o U. Por outro lado, o Zr, o Hf, o Nb e o Ta são exemplos típicos de elementos do segundo grupo. As terras raras (TR) e o Y são geralmente incluídos no grupo dos HFSE embora as terras raras leves tenham alguma afinidade com o grupo dos LILE. É de sublinhar que o

comportamento incompatível de alguns dos elementos (P, Ba, Zr) dos dois grandes grupos referidos pode tornar-se compatível em sistemas magmáticos com composições intermédias a ácidas.

4.2.1 Elementos de transição

O crómio, o vanádio, o escândio, o níquel e o cobalto são geralmente compatíveis em relação às fases que coexistem com líquidos de composição básica e intermédia, o que leva a que a sua concentração em rochas félsicas seja normalmente muito baixa. Embora possam formar minerais próprios, estes elementos são predominantemente incorporados em minerais máficos (Tabela 4.1), e de cristalização relativamente precoce, como a olivina, a clinopiroxena, a anfíbola e a magnetite, pelo que as suas concentrações tendem a decrescer com a diferenciação magmática.

Tabela 4.1 – Coeficientes de partilha para elementos de transição

	Líquidos de composição andesítica*			Líquidos de composição dacítica / riolítica**			
	Plagioclase	Horneblenda	Magnetite	Plagioclase	Biotite	Ilmenite	FK
Ni	0.010	10	10				
Co	0.010	13	8		89		0.24
V	0.010	32	30				
Cr	0.010	30	32		5-20	3-109	
Sc	0.010	10	2	0.053	14-15	6-11	0.02-0.04

* Gill (1981); **Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985)

Na Figura 4.2, são apresentados os diagramas de variação química para o Cr, o V, o Sc, o Ni e o Co nas rochas estudadas. De um modo geral, as concentrações destes elementos parecem definir tendências evolutivas lineares ligeiramente curvas, decrescendo com a diferenciação, o que suporta o envolvimento de processos de cristalização fraccionada na petrogénese dos granitóides de Manica.

O Cr mostra maior dispersão de valores e pior correlação com a SiO₂, verificando-se inclusivamente que o quartzo-diorito contém um teor (Cr = 30 ppm) ligeiramente inferior ao de algumas amostras de tonalitos e granodioritos (máximo 37 ppm). Embora a diferença observada não seja muito grande, é difícil explicar o desfasamento entre o comportamento deste elemento e o dos restantes metais de transição, admitindo-se, por isso, a hipótese de se tratar de um problema analítico.

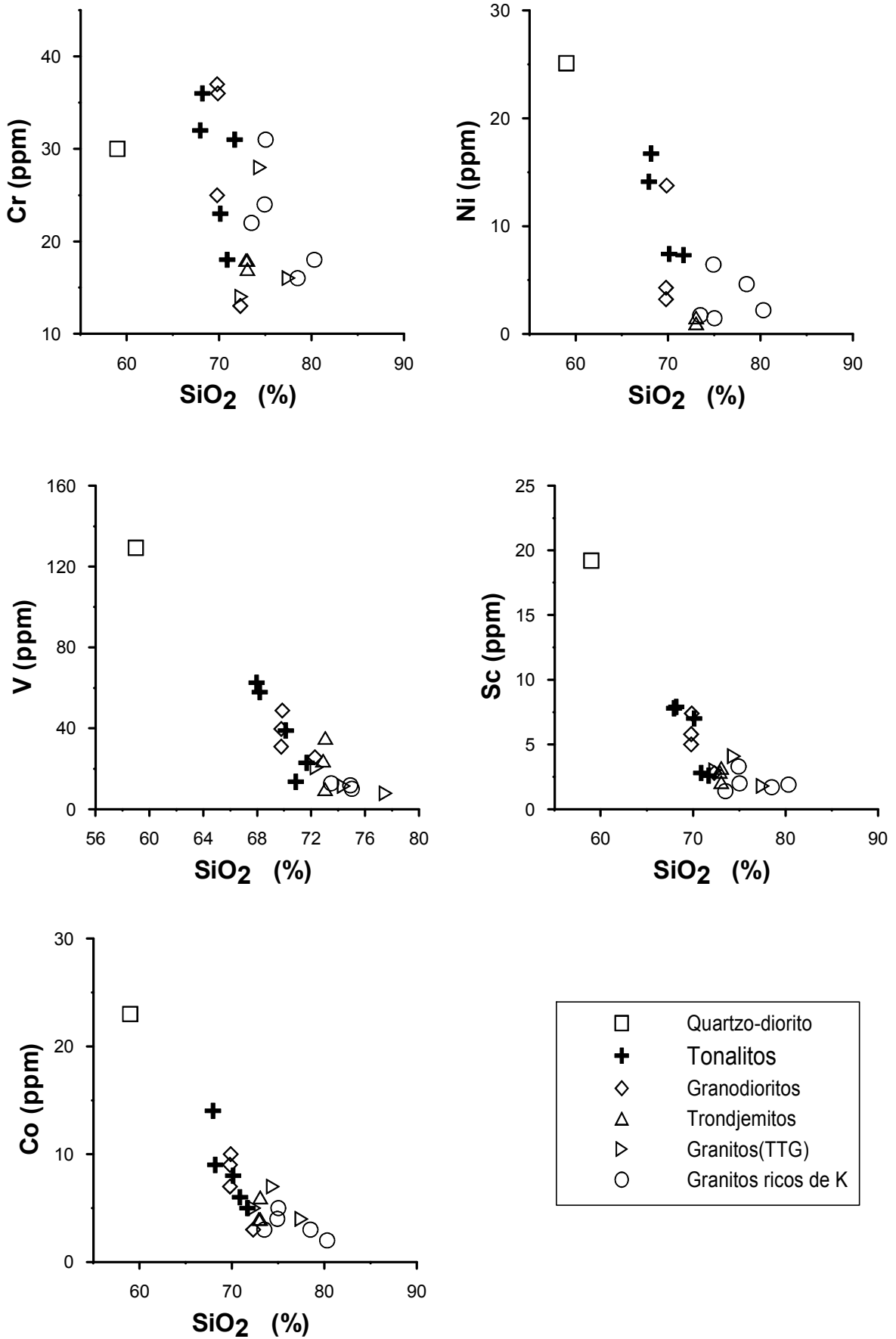


Figura 4.2: Diagramas de variação dos elementos de transição

As tendências de variação dos elementos de transição nos granitóides de Manica são consistentes com a cristalização de anfíbola e de óxidos de Fe e Ti, nos primeiros estádios de evolução magmática. Em fases subsequentes, a participação de biotite na associação mineral que fraccionou poderá também ter contribuído para o empobrecimento destes elementos nos líquidos mais diferenciados. Estas conclusões estão, aliás, de acordo com as evidências petrográficas e com o comportamento geoquímico dos elementos maiores que fazem parte do grupo dos metais transição (Fe, Ti e Mn).

4.2.2 Elementos litófilos de grande raio iónico (LILE)

Como já foi referido anteriormente, o bário, o rubídio e o estrôncio comportam-se como elementos incompatíveis nas paragénese mantélicas. Durante o fraccionamento magmático, o Sr substitui o Ca^{2+} na estrutura das plagioclases e o K^+ na do feldspatos potássicos, enquanto o Ba e o Rb mostram uma marcada preferência pela biotite e feldspato potássico (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Coeficientes de partilha para o Ba, o Rb e o Sr

	Líquidos andesíticos*			Líquidos dacíticos / riolíticos**			
	Plagioclase	Horneblenda	Magnetite	Plagioclase	Horneblenda	Biotite	FK
Rb	0.05-0.07	0.04	0.01	0.04-0.11	0.014	2.24-4.20	0.34-1.75
Sr	1.60-2.82	0.2-0.4	0.01	2.84-15.63	0.022	0.12-0.45	3.76-5.40
Ba	0.16-0.50	0.10	0.01	0.31-1.52	0.044	5.37-23.5	4.30-11.5

*Green & Pearson (1985); Drake & Weill (1975); Gill (1981); Philpotts & Schnetzler (1970)

**Arth (1976); Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985)

Nos diagramas de variação da Figura 4.3, observa-se uma correlação negativa, com declive acentuado, entre o Sr e a SiO_2 o que sugere que a cristalização de plagioclase teve um papel importante nos processos de diferenciação magmática. Para os casos do Ba e do Rb, regista-se uma dispersão muito forte (Fig. 4.3), que deverá ser o reflexo da alteração pós-magmática a que estas rochas foram sujeitas (Capítulo 3). Com efeito, uma das características típicas dos elementos deste grupo é a sua grande mobilidade em meio aquoso.

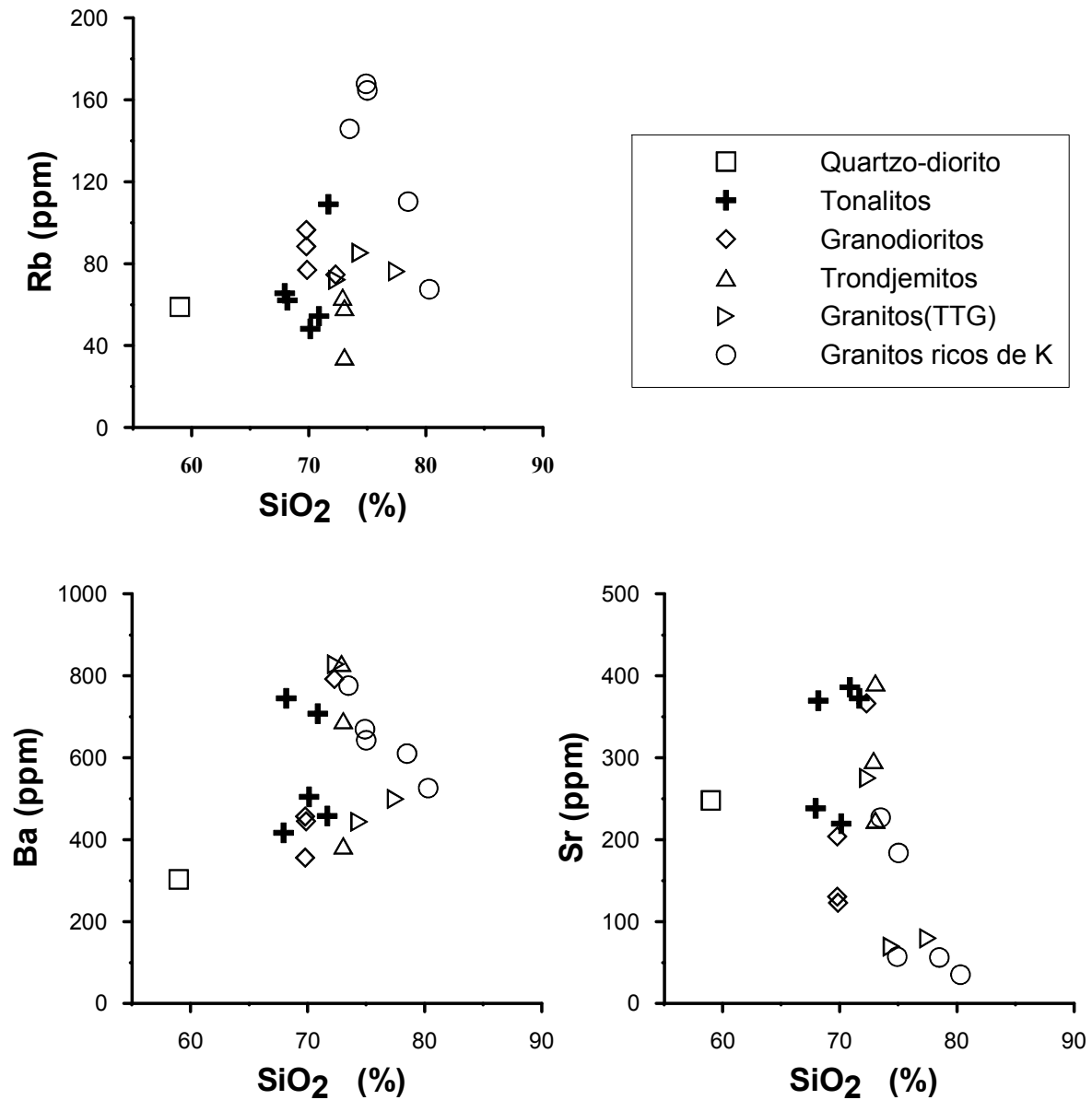


Figura 4.3: Diagramas de variação dos elementos litófilos para os granitóides de Manica.

4.2.3 Elementos de grande força de campo

Os elementos de grande força de campo (HFSE) podem ser subdivididos em dois subgrupos: (1) os elementos que só em condições especiais formam minerais próprios e (2) os elementos que são constituintes essenciais de algumas fases minerais acessórias. São exemplos do primeiro subgrupo o Nb e o Sn e do segundo, o Zr e o Y. O Zr ocorre fundamentalmente sob a forma de zircão, embora também possa ser incorporado em pequenas quantidades na anfíbola, allanite, monazite e xenótimo e substituir o Ti na esfena

ou no rútilo. O Y é um componente essencial do xenótimo, mas pode ser introduzido na estrutura da esfena, apatite, monazite, allanite e anfíbola.

Na Figura 4.4, são apresentados os diagramas Zr vs SiO₂ e Y vs SiO₂ para os granitóides de Manica. Nos termos menos evoluídos da sequência (SiO₂ = 59-73%), o Zr e o Y tendem a decrescer com o aumento de sílica o que estará relacionado com a cristalização precoce de anfíbola, esfena, apatite e zircão.

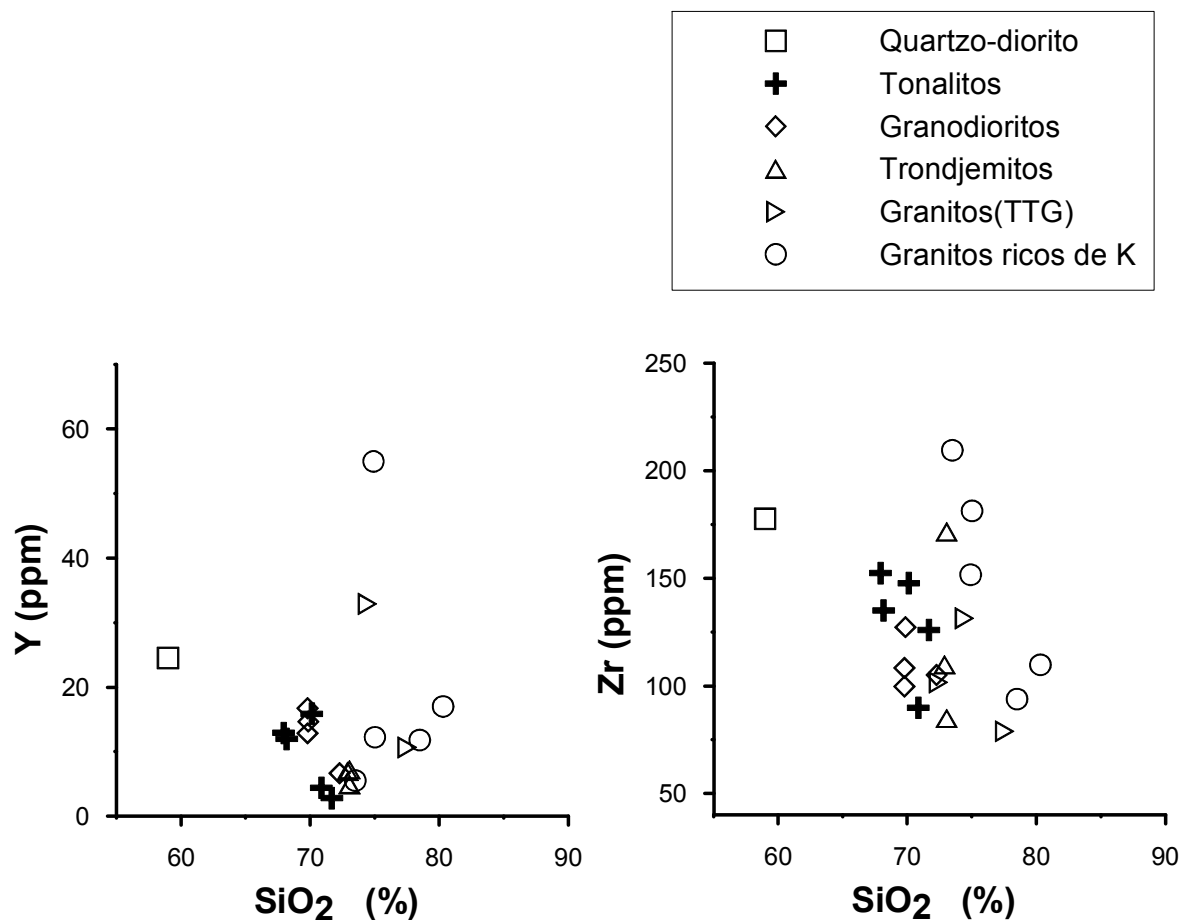


Figura 4.4: Diagramas de variação do Y e do Zr para os granitóides de Manica

A ausência de correlações entre estes elementos e a sílica nas rochas mais diferenciadas pode resultar de três tipos de factores, não necessariamente exclusivos: (a) competição entre minerais, que fraccionaram em diferentes estádios de evolução magmática, pelo mesmo elemento; (b) acumulação de fases minerais para as quais estes elementos são compatíveis; (c) existência de duas linhagens distintas.

Embora os granitos ricos em potássio e os termos da série TTG pareçam definir dois alinhamentos nos diagramas da Figura 4.4, o que apontaria para a terceira possibilidade, os

dados actualmente disponíveis, não permitiram testar essa hipótese. Como, por outro lado, a restante informação geoquímica apoia uma relação genética entre todos os granitóides estudados, os factores considerados em (a) e (b) serão os mais plausíveis para explicar a fraca correlação observada.

4.2.4 Terras raras

Nas rochas ígneas ácidas, as fases acessórias (allanite, esfena, monazite, xenótimo, apatite, zircão) são as principais receptoras de terras raras (TR), embora este grupo de elementos possa apresentar coeficientes de partilha superiores a 1 em minerais essenciais como a anfíbola e a biotite (Tabela 4.3). O Eu é o único elemento do grupo das TR que ocorre sob a forma de iões divalentes, em contraste com os iões de carga 3⁺ característicos dos outros lantanídeos, o que permite que os feldspatos incorporem muito mais facilmente aquele elemento do que as restantes TR (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Coeficientes de partilha para as terras raras

	Líquidos andesíticos*			Líquidos dacíticos / riolíticos**			
	Plagioclase	Horneblenda	Esfena	Plagioclase	FK	Biotite	Apatite
La	0.23-0.30	0.50	2.00	0.380	0.07-0.08		14.50
Ce	0.14-0.22			0.24-0.27	0.04-0.05	0.04-4.34	21.1-34.7
Nd	0.12-0.15			0.17-0.21	0.03-0.04	0.04-2.56	32.8-57.1
Sm	0.08-0.12	1.2-3.0	10.00	0.01-0.17	0.02-0.03	0.06-2.12	46.0-62.8
Eu	0.08-1.21			2.11-5.42	1.13-4.45	0.15-2.02	25.5-30.4
Dy	0.05-0.13			0.06-0.11	0.01-0.06	0.10-1.72	34.8-50.7
Ho		1.5-3.0	10.00				
Yb	0.03-0.05	1.2-2.1		0.05-0.09	0.01-0.03	0.18-1.47	15.4-23.9
Lu	0.03-0.05		6.00	0.05-0.09	0.01-0.03	0.19-1.62	13.8-20.2

*Green & Pearson (1983; 1985); Drake & Weill (1975); Gill (1981); Philpotts & Schnetzler (1970)

**Arth (1976); Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985); Fujimaki (1986)

Entre as fases acessórias, a monazite e a allanite retêm preferencialmente as terras raras leves (TRL), enquanto o zircão e o xenótimo mostram maior afinidade para as terras raras pesadas (TRP) (Brooks *et al.*, 1981; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986; Ward *et al.*, 1992). A esfena e a apatite não discriminam tão fortemente as TRP das TRL e são os minerais que exibem maiores coeficientes de partilha para as terras raras

intermédias (TRM) (Arth, 1976; Green & Pearson, 1983; Mahood & Hildreth, 1983; Fujimaki, 1986).

Apresentam-se na Figura 4.5 os diagramas de variação química das terras raras nos granitóides de Manica. Tal como no caso dos HFSE, as TR parecem decrescer para valores de sílica compreendidos entre 59-73%, mas não definem nenhuma tendência de variação regular nos termos mais diferenciados ($\text{SiO}_2 > 73\%$).

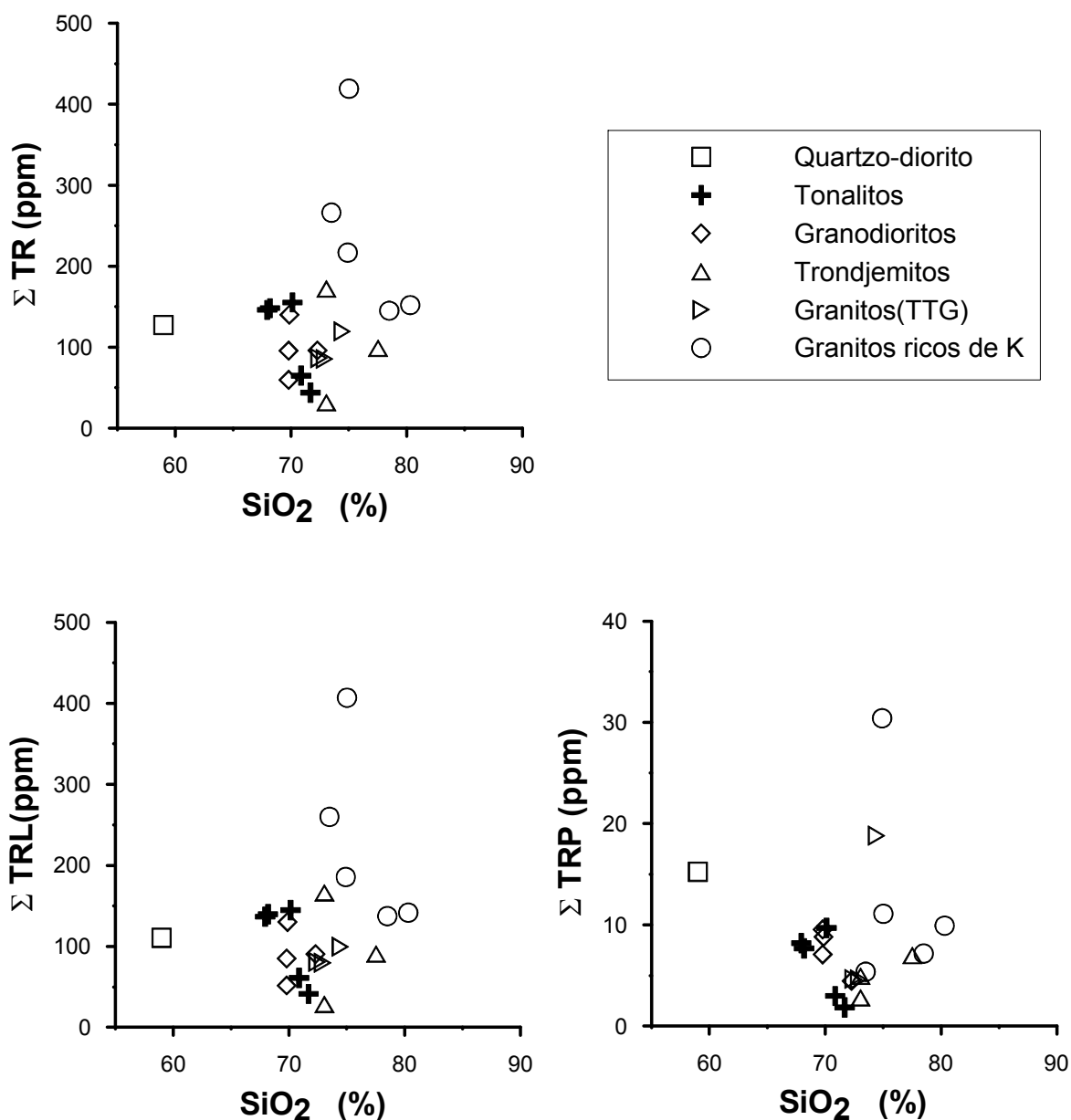


Figura 4.5: Diagramas de variação das terras raras nos granitóides da região de Manica.

É possível que o fracionamento de anfíbola, esfena e apatite tenha sido responsável pelo decréscimo de terras raras nas primeiras fases de diferenciação, o que, aliás, é concordante com a diminuição dos teores de MgO, Fe₂O₃^t, TiO₂ e P₂O₅ com o aumento de sílica. Por outro lado, a dispersão observada nas composições mais ácidas deverá ter resultado da acumulação e/ou competição entre minerais com elevados coeficientes de partilha para as TR.

Os padrões de terras raras dos granitóides de Manica foram traçados usando as concentrações de lantanídeos no manto primordial como factores de normalização (Sun & McDonough, 1989). Como se pode observar na Figura 4.6, os perfis de terras raras do quartzo diorito e dos tonalitos são sub-paralelos, sugerindo uma relação genética entre estas litologias. O quartzo-diorito apresenta um grau de fracionamento de TR ($La_N/Yb_N = 7.1$), TRL ($La_N/Sm_N = 3.1$) e TRP ($Gd_N/Yb_N = 1.6$) inferior ao dos tonalitos ($La_N/Yb_N = 20-31$; $La_N/Sm_N = 6.7-8.0$; $Gd_N/Yb_N = 1.7-2.2$) e é, deste conjunto de amostras, aquela em que os teores de TRP são mais elevados. As diferenças encontradas podem resultar da participação de anfíbola ± esfena ± apatite na associação mineral cuja cristalização condicionou a passagem dos líquidos quartzo-dioríticos a tonalíticos.

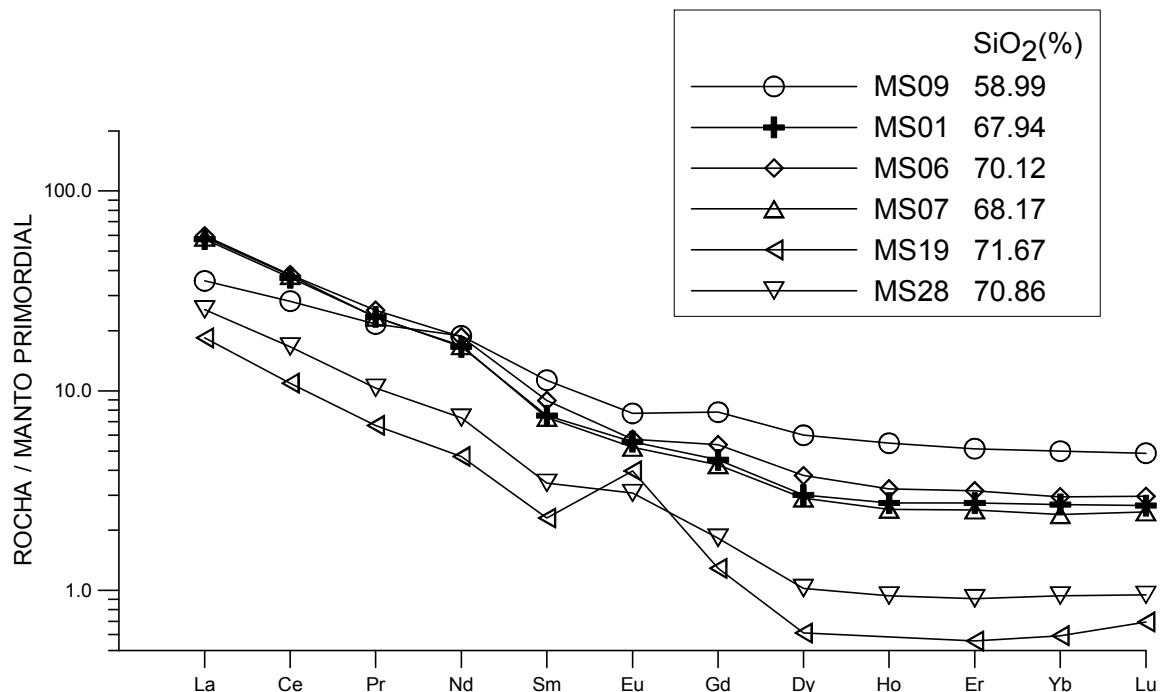


Figura 4.6: Padrões de terras raras do quartzo-diorito e dos tonalitos de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).

Exceptuando a amostra MS-19, onde se regista uma nítida anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 2.2$), tanto o quartzo-diorito como os tonalitos se caracterizam pela ausência de anomalias significativas deste elemento ($Eu/Eu^* = 0.8-1.2$). A inexistência de anomalias negativas de európio nestas litologias indica que não houve fraccionamento assinalável de plagioclase, o que é consistente com o seu carácter pouco diferenciado. Por outro lado, a presença de uma anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 2.2$) na amostra com teores mais elevados de sílica ($SiO_2 = 71.67\%$) indicia a possível acumulação de plagioclase em estádios mais avançados da evolução magmática. De facto, os dados petrográficos mostram que a plagioclase ocorre como uma fase de cristalização precoce nas fácies mais diferenciadas.

Considerando a natureza relativamente primitiva dos magmas quartzo-dioríticos e tonalíticos, as elevadas razões TRL/TRP obtidas estão provavelmente relacionadas com processos ocorridos na fonte, nomeadamente com a presença de granada e anfíbola residuais (Martin, 1986; Rapp *et al.*, 1991). A anfíbola e, sobretudo, a granada discriminam fortemente as TRP das TRL pelo que a sua retenção na fonte tenderá a produzir líquidos enriquecidos em TRL.

Na Figura 4.7, apresentam-se os padrões de terras raras dos granodioritos da região de Manica.

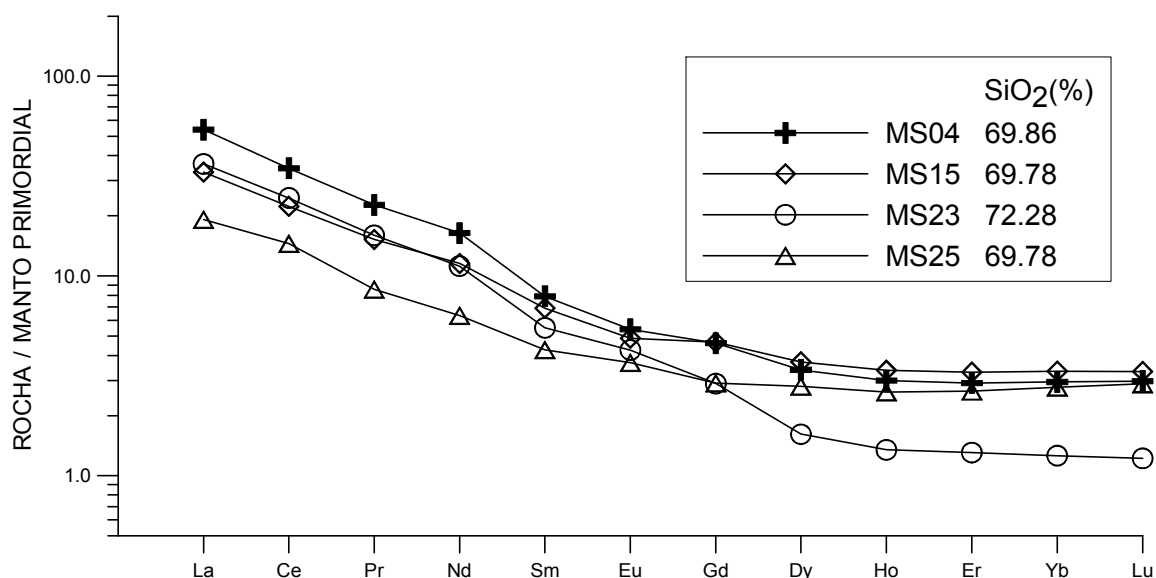


Figura 4.7: Padrões de terras raras dos granodioritos de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).

Em termos de índice de diferenciação magmática, os granodioritos da região de Manica ($\text{SiO}_2 = 69.78\text{-}72.28\%$) sobrepõem-se aos tonalitos ($\text{SiO}_2 = 67.94\text{-}71.67\%$). Não é por isso de estranhar que os seus padrões de terras raras sejam muito semelhantes aos anteriormente descritos (Fig. 4.6 e 4.7). Com efeito, as razões La_N/Yb_N (6.9-28.9), La_N/Sm_N (4.5-6.8) e Gd_N/Yb_N (1.4-2.3) são comparáveis às dos quartzo-dioritos e tonalitos. Além disto, verifica-se que os granodioritos também não apresentam anomalias de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 1.0$) sugerindo que o fraccionamento de plagioclase não foi suficientemente importante para superar o efeito produzido pela separação de anfíbola durante os processos de cristalização fraccionada.

Os perfis de terras raras dos trondjemitos da região de Manica (Fig. 4.8) mostram que estas rochas tendem a exibir valores ligeiramente mais elevados das razões La_N/Yb_N (11.9-50.9) e La_N/Sm_N (6.0-12.6) do que os quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos, enquanto as razões Gd_N/Yb_N (1.3-2.6) se situam praticamente no mesmo intervalo. Consistentemente com o seu grau de diferenciação ($\text{SiO}_2 = 72.41\text{-}73.05\%$), algumas amostras de trondjemitos apresentam anomalias positivas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.0\text{-}1.5$) o que reforça a ideia de poder ter havido acumulação de plagioclase neste estágio de evolução dos magmas TTG. Note-se que, segundo Arth *et al.* (1978), a remoção de anfíbola e plagioclase em iguais proporções também pode gerar este tipo de anomalias pois a anfíbola exerce uma influência muito superior à da plagioclase no comportamento das terras raras.

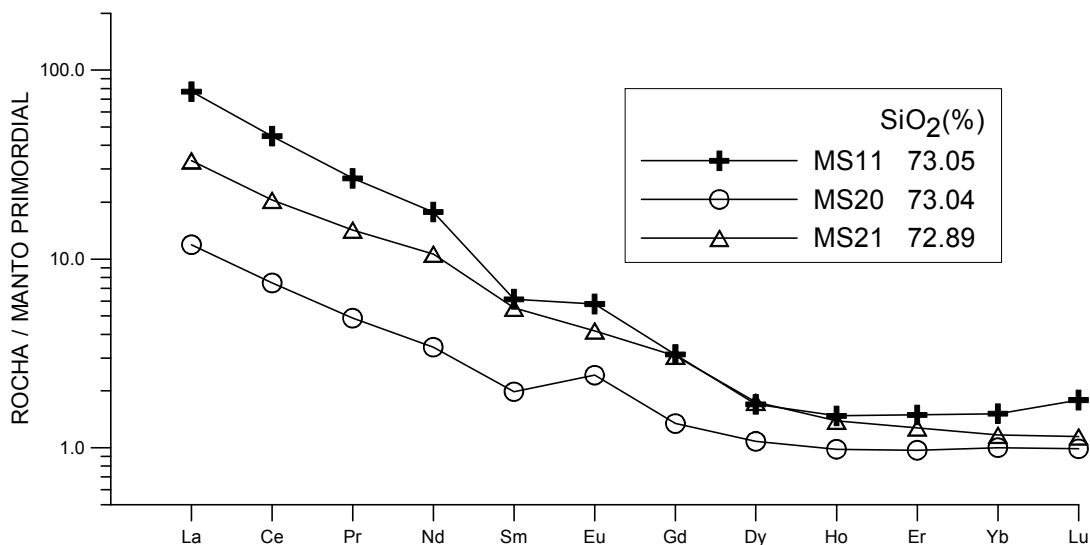


Figura 4.8: Padrões de terras raras dos trondjemitos de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).

Na Figura 4.9, estão representados os padrões de terras raras dos granitos TTG. Embora os perfis obtidos se sobreponham na generalidade aos das litologias já descritas ($La_N/Yb_N = 4.5-26.4$; $La_N/Sm_N = 4.0-7.6$; $Gd_N/Yb_N = 0.9-2.5$), os granitos podem mostrar razões La_N/Yb_N inferiores e anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.6-0.9$). Estas características parecem indicar uma diminuição da influência do fraccionamento de anfíbola e o concomitante aumento do papel da plagioclase durante os últimos estádios de evolução magmática (líquidos trondjemíticos → líquidos graníticos).

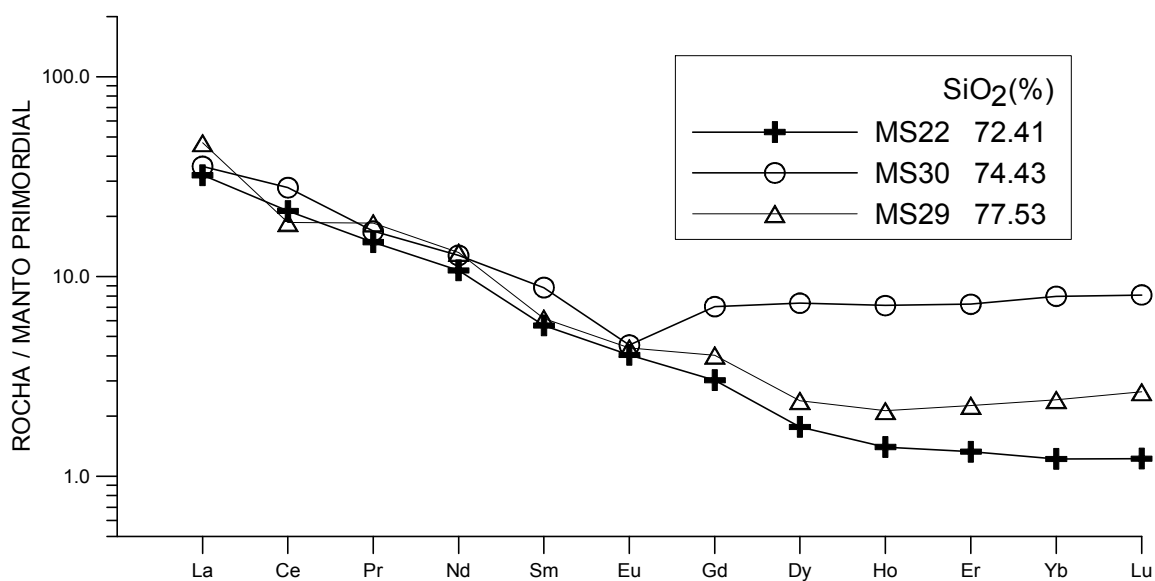


Figura 4.9: Padrões de terras raras dos granitos da série TTG de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).

Finalmente na Figura 4.10 são apresentados os padrões de terras raras dos granitos ricos em potássio da região de Manica. Estes granitóides distinguem-se dos membros da sequência TTG pela grande variabilidade das razões La_N/Yb_N (4.5–119.2) e pela existência sistemática de anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.3-0.7$). Tal como nos granitos da série TTG, a presença deste tipo de anomalias nos granitos ricos em potássio testemunha o fraccionamento da plagioclase, facto que é concordante com o decréscimo de Al_2O_3 e CaO com a diferenciação. Por outro lado, a ampla gama de razões TRL/TRP observada mostra que, a partir do momento em que a separação de anfíbola, esfena e apatite perde influência, deixa de haver regularidade na variação das concentrações dos lantanídeos. A dispersão das razões La_N/Yb_N nas composições mais ácidas deverá, por isso, ter sido condicionada pelos efeitos de acumulação e/ou competição entre minerais com elevada capacidade de incorporação de TR ($K_D \gg 1$).

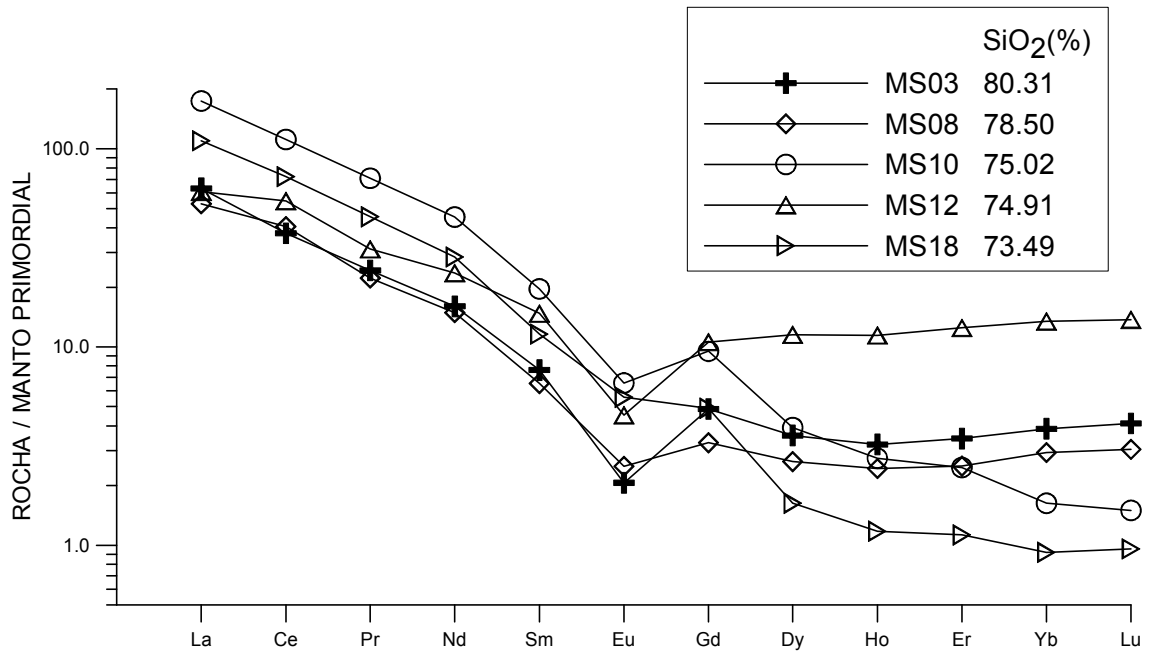


Figura 4.10: Padrões de terras raras dos granitos ricos em potássio de Manica, normalizados para o manto primordial (Sun & McDonough, 1989).

4.3 DIAGRAMAS MULTI-ELEMENTARES NORMALIZADOS

Os diagramas multi-elementares normalizados permitem analisar o comportamento de diversos grupos de elementos vestigiais de uma forma condensada. No caso dos elementos de maior mobilidade (Cs, Rb, K, Ba, Sr), os perfis multi-elementares são fortemente influenciados pela acção de fluidos pós-magmáticos, a qual pode mascarar a assinatura original das rochas. Em contrapartida, os padrões dos elementos de menor mobilidade (TR, P, Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) dão indicações sobre o quimismo da fonte e os processos de fusão/cristalização.

Na Figura 4.11, apresentam-se os diagramas multi-elementares dos granitóides de Manica, normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989). Nestes diagramas, os diferentes elementos estão ordenados, da esquerda para a direita, em termos de incompatibilidade decrescente (Rollinson, 1993). Para efeitos de comparação, projectaram-se ainda a composição média da crosta total arcaica e as composições das componentes félsica e máfica da crosta superior arcaica (Taylor & McLennan, 1985).

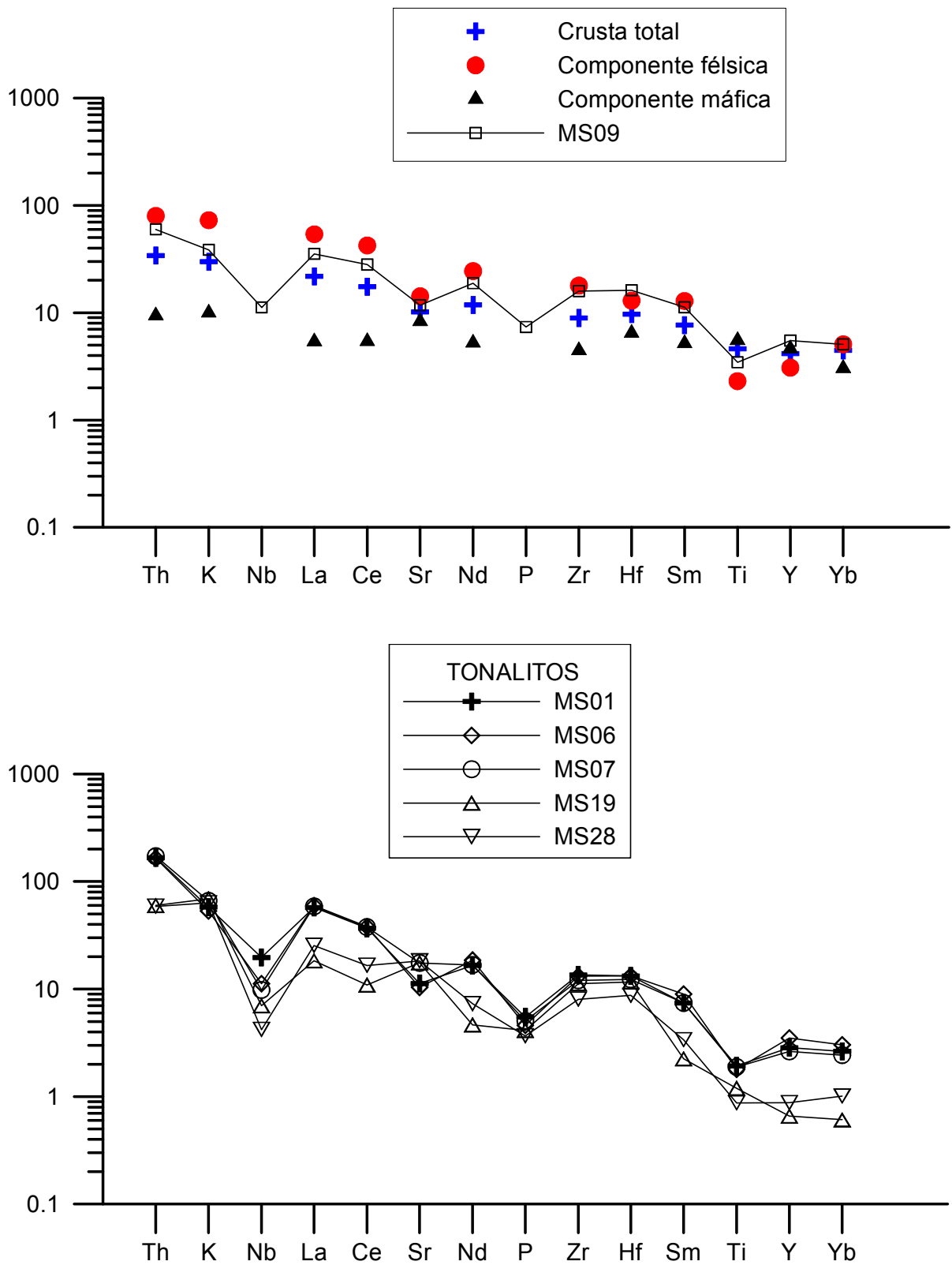


Figura 4.11 – Diagramas multi-elementares dos granitóides de Manica.

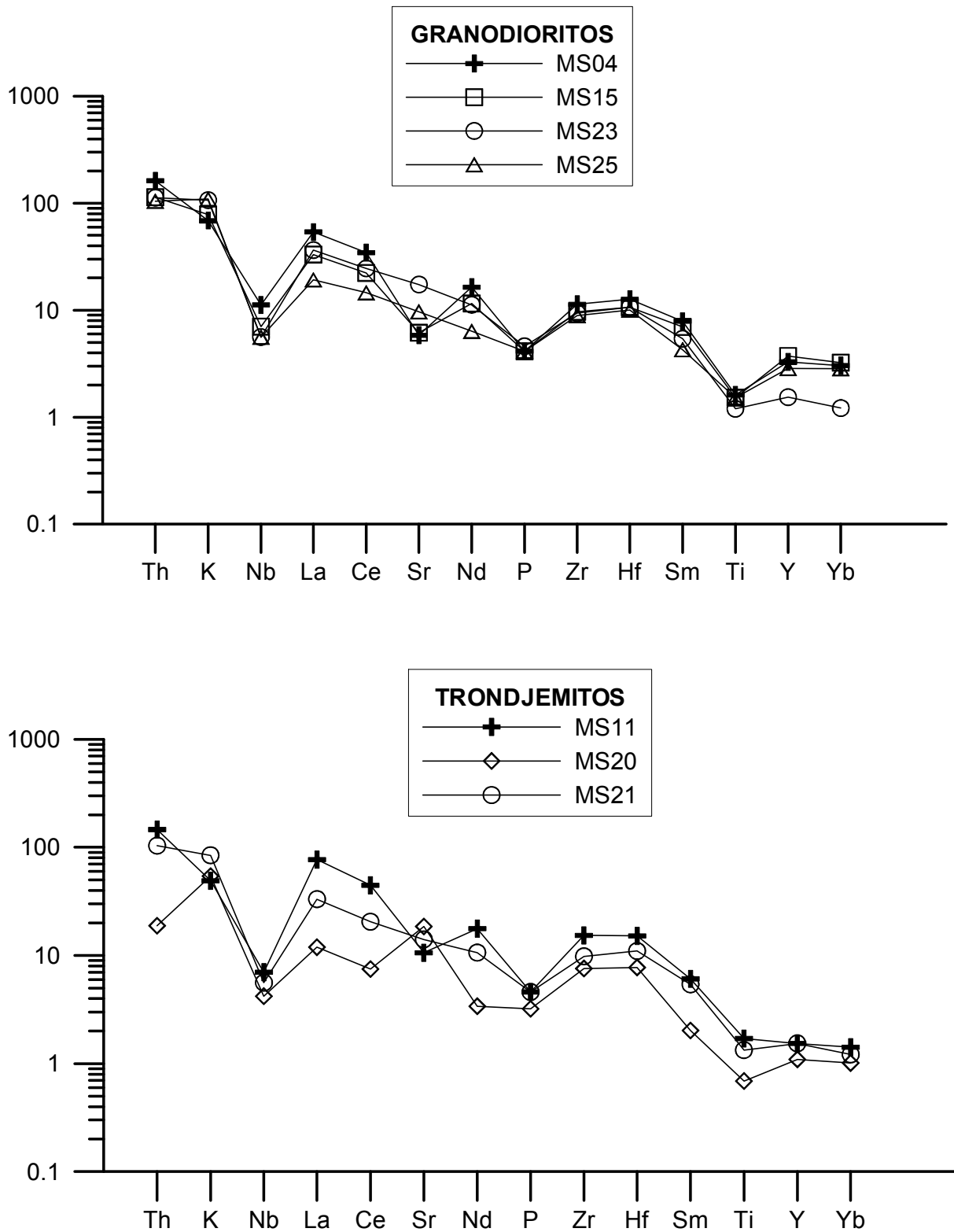


Figura 4.11 – (Cont.) Diagramas multi-elementares dos granitóides de Manica.

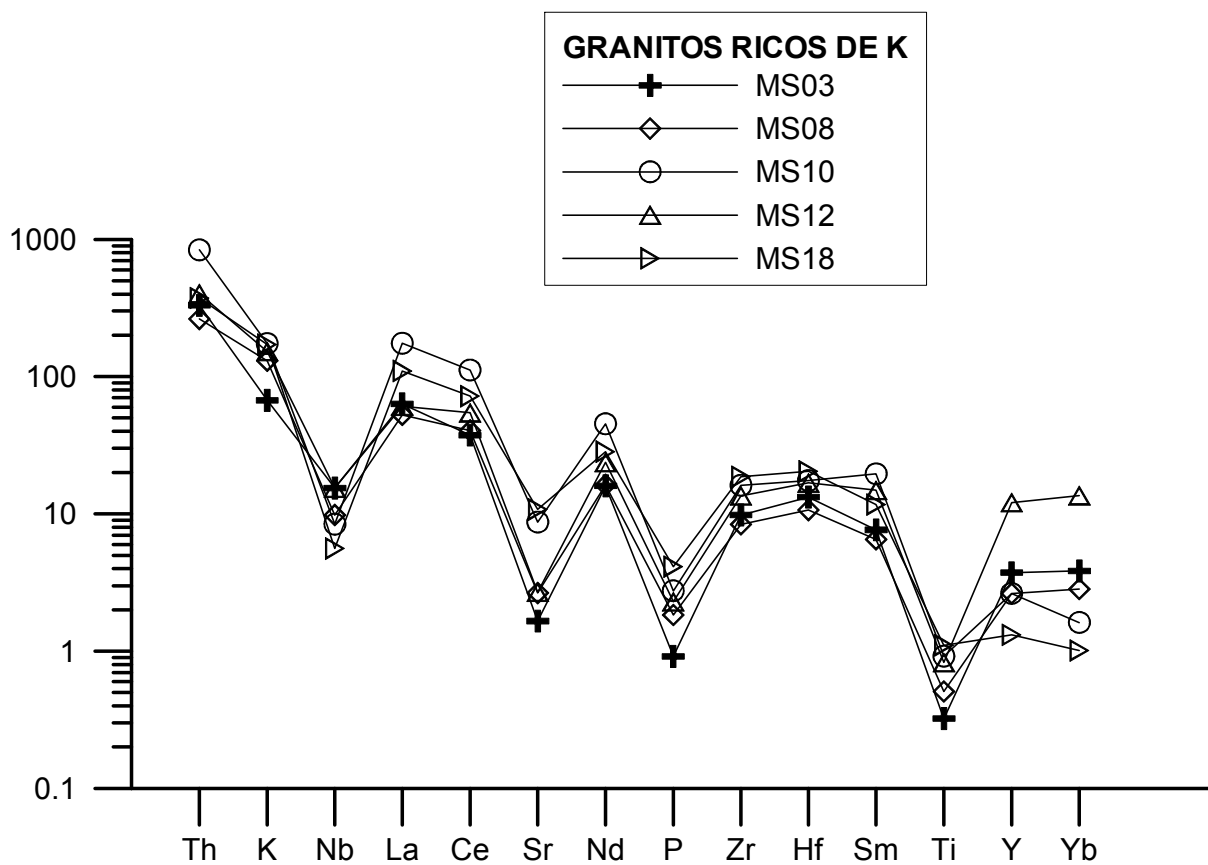
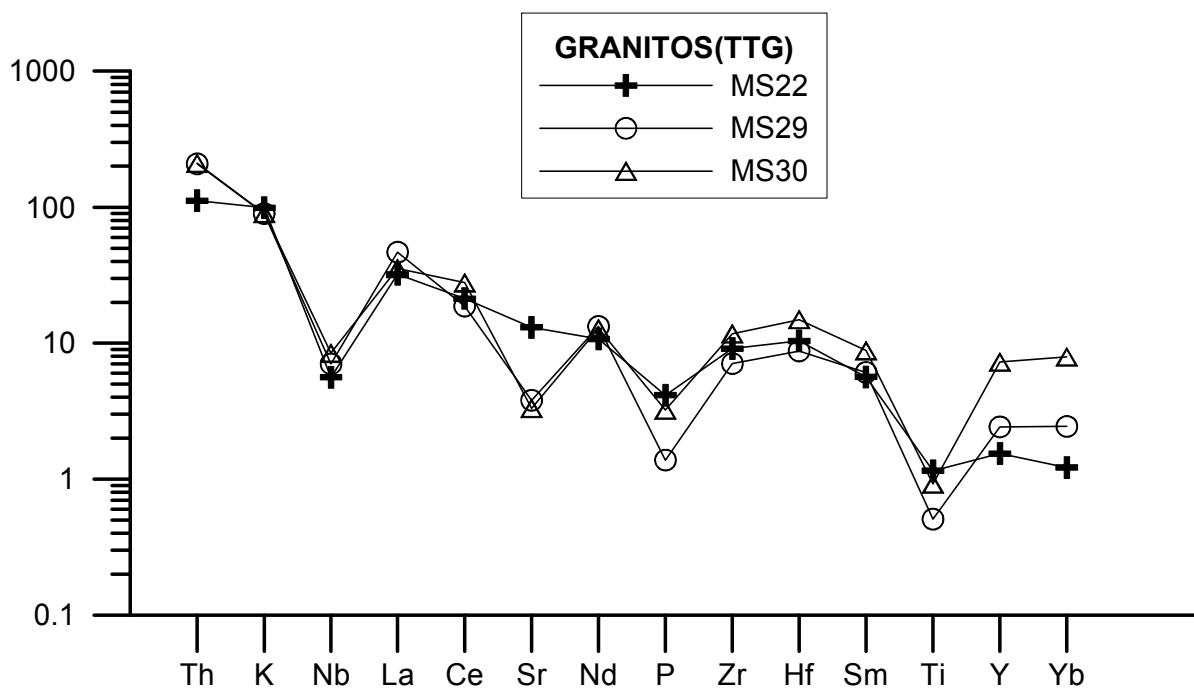


Figura 4.11 – (Cont.) Diagramas multi-elementares dos granitóides de Manica.

No seu conjunto, os padrões multi-elementares dos diferentes membros da sequência granitóide de Manica indicam uma assinatura geoquímica tipicamente calco-alcalina como é evidenciado pelas seguintes características: (a) forte fraccionamento LILE/HFSE ($\text{Th}_N/\text{Zr}_N = 2.48\text{-}51.91$); (b) presença de uma anomalia negativa de Nb bem pronunciada ($\text{Th}_N/\text{Nb}_N = 4.47\text{-}99.68$; $\text{La}_N/\text{Nb}_N = 2.84\text{-}20.76$) e (c) existência de anomalias negativas de P e Ti que se acentuam nitidamente nos termos mais ácidos ($\text{SiO}_2 > 74\%$).

A deficiência de Nb nas litologias estudadas pode ser atribuída a três tipos de factores: (a) contaminação / assimilação de crosta continental superior, (b) derivação, por cristalização fraccionada, a partir de magmas básicos calco-alcalinos e (c) derivação, por fusão parcial, de uma fonte crustal máfica, com óxidos de Ti na associação mineralógica residual. Tendo em conta o carácter primitivo dos termos quartzo-dioríticos e tonalíticos (nomeadamente, a ausência de anomalias negativas de Eu) é possível excluir as duas primeiras hipóteses. A existência de baixas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \approx 0.702$ para 2.7 Ga) nestes granitóides é um argumento adicional contra o envolvimento significativo de material metassedimentar na génese da sequência TTG.

Por outro lado, o elevado grau de fraccionamento LILE/HFSE deverá estar relacionado com a retenção de granada e anfíbola na fonte durante os processos de fusão parcial, tal como já foi invocado a propósito das elevadas razões TRL/TRP, na secção 4.2.4.

As evidências apresentadas sugerem que o tipo de fonte mais provável para os líquidos TTG primitivos sejam rochas de composição anfibolítica, como as que estão presentes em crosta oceânica subductada. Processos envolvendo geração de magmas em crosta oceânica a sofrer subducção, só parecem possíveis em condições em que o gradiente geotérmico, ao longo dos planos Benioff, é superior àquele que actualmente se regista, em situações normais, nos referidos ambientes tectónicos. Contudo, a idade arcaica destas rochas permite supor que o gradiente geotérmico existente aquando da génese dos magmas da série TTG de Manica fosse propício à fusão de crosta oceânica anfibolitizada.

Embora a presença de apatite e óxidos de Ti no resíduo explique, em parte, o comportamento do P e do Ti, pois mesmo as fácies menos diferenciadas (quartzo-dioritos e tonalitos) apresentam anomalias negativas daqueles elementos, o aumento da magnitude destas anomalias nas composições mais ácidas sugere que os perfis obtidos tenham sido condicionados pela separação de apatite, esfena, anfíbola e biotite durante a cristalização.

A variabilidade exibida pelo Sr (anomalias positivas, anomalias negativas, ausência de anomalias) poderia ser atribuível ao papel da plagioclase durante a evolução magmática. Contudo, o desfasamento entre o comportamento deste elemento e o do Eu leva a supor que o Sr tenha sido afectado pelos fenómenos de alteração pós-magmática.

No seu aspecto geral, os padrões multi-elementares dos granitóides de Manica são similares aos observados em outras sequências TTG arcaicas (Weaver & Tarney, 1980; 1981; Martin, 1993; Opiyo-Akech *et al.*, 1999) e em granitóides de arcos vulcânicos continentais modernos (Atherton & Petford, 1993; Tarney & Jones, 1994; Muir *et al.*, 1995). É de sublinhar ainda a forte semelhança entre as composições dos granitóides de Manica e a da componente félsica da crosta superior arcaica (Fig. 4.11). Com efeito, os termos dacíticos das sequências vulcânicas bimodais usados para definir esta componente são indistinguíveis quimicamente das associações plutónicas de tonalitos-trondjemitos-granodioritos (Taylor & McLennan, 1985).

4.4 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTE GEOTECTÓNICO

Nos diagramas de discriminação composicional propostos por Pearce *et al.* (1984) para intrusões fanerozóicas, todas as rochas estudadas são projectadas no campo dos granitóides de arco vulcânico (VAG) (Fig. 4.12). Embora a aplicação destes diagramas a granitóides de idade arcaica deva ser tratada com cuidado devido à mudança dos regimes geodinâmicos ao longo da história da Terra, no caso presente o ambiente geotectónico indicado é consistente com a informação geoquímica que se discutiu nas secções precedentes.

Como já foi referido anteriormente, as características petrográficas e geoquímicas da sequência granitóide de Manica permitem incluí-la na série calco-alcalina, típica de ambiente de margem continental activa, o que é demonstrado pelos seguintes aspectos: (a) é formada por rochas com composições variando entre quartzo-dioritos e granitos, passando por tonalitos e granodioritos; (b) mostra um enriquecimento claro dos LILE relativamente aos HFSE; (c) apresenta sistematicamente uma anomalia negativa de Nb (d) define uma linha evolutiva de progressivo empobrecimento em Fe_2O_3 , TiO_2 e MnO com a diferenciação desde os termos mais primitivos. Assim, a projecção das amostras de Manica no campo dos granitóides de arco vulcânico (VAG) definido por Pearce *et al.* (1984) parece ser coerente com a sua assinatura geoquímica.

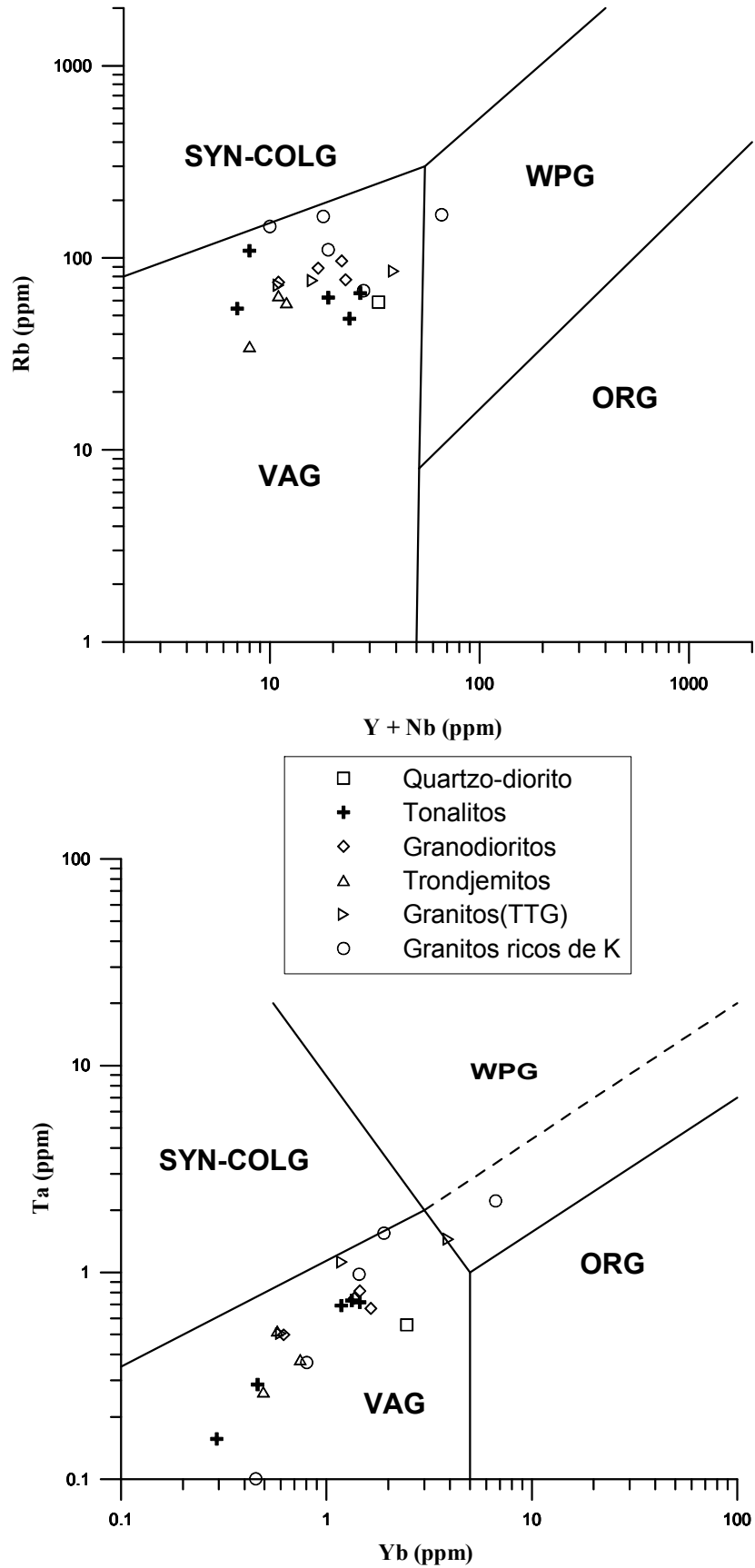


Figura 4.12: Projecção dos granitóides de Manica nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce et al. (1984).

4.5 GEOLOGIA ISOTÓPICA

A maioria dos granitóides estudados fazem parte do chamado complexo granítico-gnáissico de Vumba que margina o cinturão de rochas verdes de Manica, tanto a norte como a sul. As rochas que compõem este complexo têm sido incluídas na série TTG (Afonso *et al.*, 1998; Manhiça *et al.*, 2001) e apresentam idades Rb-Sr (rocha-total) compreendidas entre ca. 3.4 e 2.8 Ga (Manhiça *et al.*, 2001).

Importa, no entanto, sublinhar que, quer as margens de erro, quer os valores de MSWD associados às errócronas em que se baseou a datação dos granitóides de Manica são extremamente elevados pelo que estas “idades” devem ser encaradas como meramente indicativas. Para além disto, é preciso ter em conta que o sistema isotópico Rb-Sr é muito vulnerável a processos de alteração pós-magmática e/ou interacção com outros magmas em sistema aberto o que coloca constrangimentos adicionais na interpretação dos resultados.

Apesar das limitações citadas, as idades obtidas em diferentes plutonitos do cratão do Zimbabwe parecem indicar que a instalação dos granitóides da série TTG ocorreu entre 3.4 e 2.7 Ga e antecedeu a dos granitos da série rica em potássio (2.6-2.5 Ga) (Taylor *et al.*, 1991; Wilson *et al.*, 1995; Jelsma, 1993; Jelsma *et al.*, 1996; Vinyu *et al.*, 1999; Dirks & Jelsma, 2002).

4.5.1 Dados isotópicos Rb-Sr (rocha-total)

Apresentam-se na Tabela 4.4, as análises isotópicas Rb-Sr (rocha total), obtidas por Tassinari *et al.* (2003) no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, para nove amostras da parte sul do complexo granítico-gnáissico de Vumba. As amostras 11137, 11142, 11139 e 11144 foram colhidas no mesmo afloramento que a amostra MS-01. Existe também correspondência, em termos de localização, entre as amostras 11113, 11118, 11157, 11156, 11159 e a amostra MS-18.

Usando o programa ISOPLOT de Ludwig (2001), verifica-se que as amostras da pedreira de Vumba definem uma errócrona de 2762 ± 130 Ma, com uma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7020 \pm 0.0034$ (MSWD = 31) (Fig. 4.13). Quando projectadas conjuntamente com as amostras de Mondunguara dão uma errócrona de 2713 ± 340 Ma com uma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7015 \pm 0.0077$ (MSWD = 310) (Fig. 4.14).

Estas “idades” são, dentro dos limites de erro, coincidentes com a obtida em vulcanitos félsicos intercalados na sequência de greenstones de Manica (2768 ± 38 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7049 \pm 0.0011$, MSWD = 0.80), utilizando os dados analíticos de Manuel (1992). Distinguem-se, no entanto, das idades apresentadas pelo mesmo autor para os granitóides da parte norte do complexo de Vumba (3385 ± 255 Ma) e para as fácies expostas a sul (2527 ± 632 Ma).

A grande dispersão de idades Rb-Sr demonstra que não é possível datar com precisão a intrusão dos granitóides do complexo de Vumba através deste sistema isotópico. De facto, existem fortes probabilidades das isócronas obtidas não reflectirem a idade de instalação uma vez que o Rb e o Sr são elementos muito móveis em meio aquoso e as rochas de Manica mostram sinais de terem sido intensamente afectadas por processos de alteração pós-magmática (de que são exemplos a sericitização e a saussuritização descritas no capítulo da petrografia).

Tabela 4.4 – Dados isotópicos Rb-Sr para granitóides da sequência TTG de Manica (Vumba)*

Ref.	Litologia	Localização	Sr	Rb	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)
11137	TTG- ext. sul	Mondunguara	176.0	102.8	1.698	0.017	0.757820	0.000038
11142	TTG- ext. sul	Mondunguara	262.4	73.5	0.812	0.003	0.734309	0.000022
11139	TTG- ext. sul	Mondunguara	248.8	64.6	0.753	0.006	0.734477	0.000029
11144	TTG- ext. sul	Mondunguara	223.5	67.9	0.881	0.008	0.733468	0.000029
11113	TTG- ext. sul	Vumba	137.9	109.0	2.308	0.020	0.794322	0.000050
11118	TTG- ext. sul	Vumba	125.4	110.9	2.584	0.023	0.806303	0.000073
11157	TTG- ext. sul	Vumba	201.7	55.2	0.794	0.007	0.732994	0.000059
11156	TTG- ext. sul	Vumba	132.9	88.5	1.940	0.008	0.778505	0.000311
11159	TTG- ext. sul	Vumba	249.4	45.3	0.526	0.007	0.724033	0.000029

*Tassinari *et al.* (2003)

Embora a informação isotópica actualmente disponível não permita estabelecer com exactidão a idade dos corpos amostrados, o valor central das errócronas apresentadas (2.7 Ga) cai no intervalo de idades aceites para as sequências TTG arcaicas do cratão do Zimbabwe. Por outro lado, a baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (≈ 0.702) confirma o carácter primitivo dos granitóides de Manica bem como a ausência de componentes herdados, apontando para o envolvimento de material crustal juvenil na sua petrogénese.

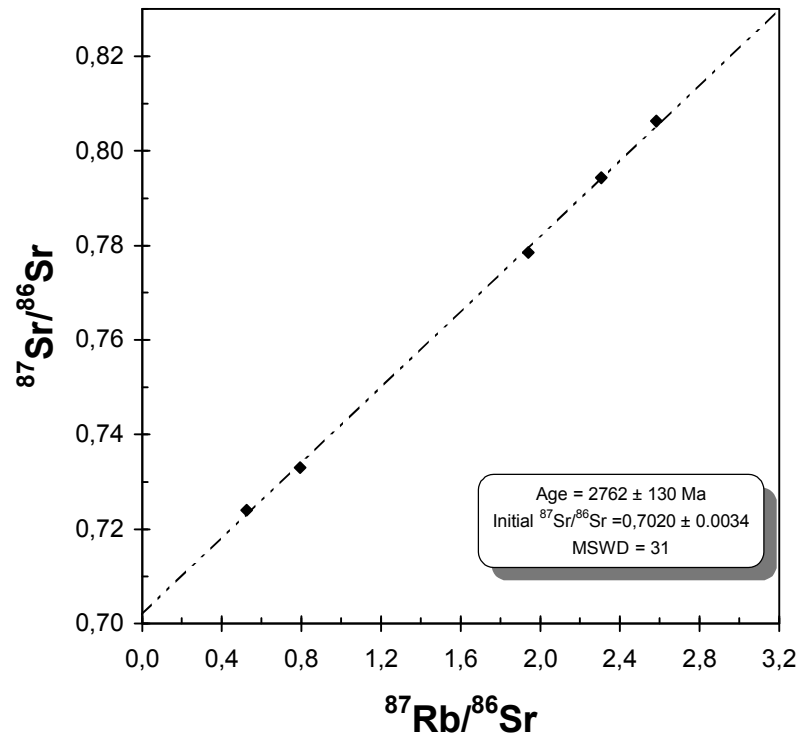


Figura 4.13: Diagrama isocrónico para as amostras de Vumba

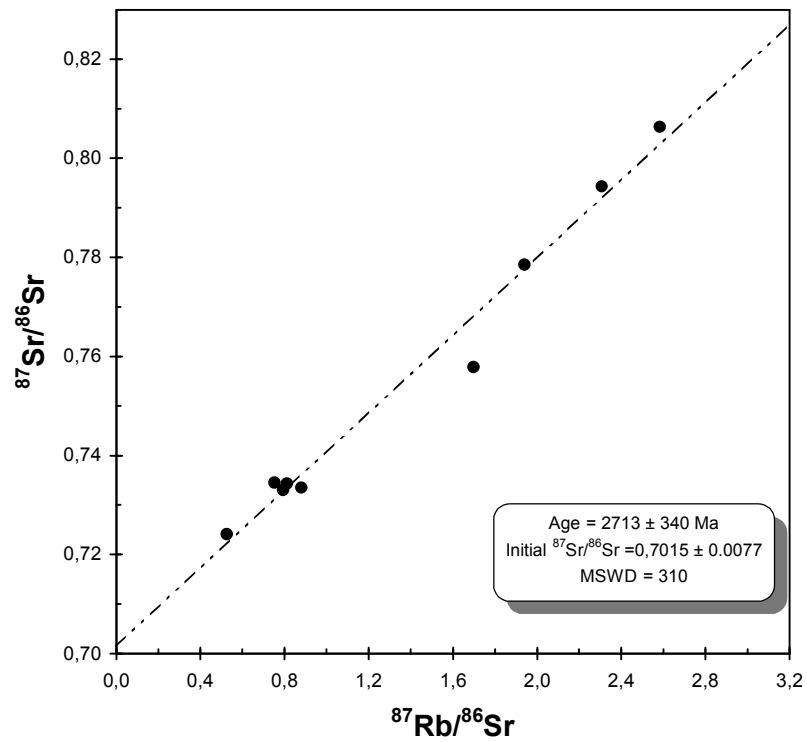


Figura 4.14: Diagrama isocrónico para as amostras de Vumba e Mondungara

4.5.2 Dados isotópicos Sm-Nd

Na Tabela 4.5, mostram-se os resultados das análises isotópicas Sm-Nd, obtidas por Tassinari *et al.* (2003), de duas amostras da associação TTG de Manica (11144 e 11134), uma amostra de um felsito (11147), uma amostra do granito de Messica (11161) e duas amostras de granitóides do cinturão móvel de Moçambique (11125 e 11129). Considerou-se importante incluir os dados referentes a unidades que não foram tratadas neste trabalho (Messica e cinturão móvel de Moçambique) para se poder comparar as assinaturas isotópicas dos diferentes tipos de litologias ígneas expostas na região.

Tabela 4.5 – Dados isotópicos Sm – Nd*

Ref.	Litologia	Localização	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)
<i>Granitóides da série TTG - Vumba</i>							
11144	TTG- ext. sul	Mondunguara	3.181	18.390	0.1046	0.510799	0.000014
11134	TTG- interno	Chazuca	1.805	11.077	0.0985	0.510791	0.000015
<i>Vulcanitos do cinturão de rochas verdes de Manica</i>							
11147	Felsito	Chazuca	2.493	16.446	0.0917	0.510606	0.000015
<i>Granitóides da série rica em potássio - Messica</i>							
11161	Gr. rico em K	Messica	7.934	53.727	0.0893	0.510653	0.000012
<i>Granitóides do cinturão móvel de Moçambique</i>							
11129	Gr. remobilizado	Vanduzi	2.586	18.691	0.0837	0.511205	0.000015
11125	Gr. remobilizado	Boé Malanga	15.19	76.314	0.1204	0.511673	0.000010

* Tassinari *et al.* (2003)

O complexo plutónico de Messica localiza-se no extremo oriental do cratão do Zimbabwe, junto à fronteira com o cinturão móvel de Moçambique, e corresponde à única unidade de granitóides da série rica em potássio cartografada em Moçambique (Manhiça *et al.*, 2001). Estes autores obtiveram uma idade Rb-Sr (rocha total) para o complexo de Messica (2618 ± 632 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7054$, MSWD = 28.9) que é compatível com a datação U-Pb (método convencional) efectuada em zircões de granitóides semelhantes do maciço de Chilimanzi (2601 ± 14 Ma) (Jelsma *et al.*, 1996).

As amostras do cinturão móvel de Moçambique representam granitóides proterozóicos que sofreram remobilização durante as orogenias grenviliana e pan-africana (Afonso *et al.*, 1998; Manhiça *et al.*, 2001).

Assumindo extracção da crosta a partir de manto empobrecido (DePaolo, 1981), calcularam-se as idades-modelo T_{DM} das diferentes amostras. Da observação da Tabela 4.6, ressalta a existência de dois grupos de valores: (a) um, entre 2.9 e 3.2 Ga, correspondendo a litologias, tanto da sequência TTG como da série rica em potássio, do cratão do Zimbabwe, e (b) outro, à volta de 2.2 Ga, obtido em granitóides do cinturão móvel de Moçambique. Por outro lado, quando se assume diferenciação da crosta a partir do reservatório condrítico (T_{CHUR}), as rochas do cratão do Zimbabwe dão idades-modelo entre 2.8 e 3.0 Ga enquanto as do cinturão móvel de Moçambique apresentam valores de *ca.* 1.9 Ga (Fig. 4.15).

Tabela 4.6 – Valores de ϵ_{Nd} e idades-modelo

Ref.	$f_{Sm/Nd}$	T_{DM}	T_{CHUR}	$\epsilon(0)$	$\epsilon(2.7Ga)$	$\epsilon(2.6Ga)$	$\epsilon(1.1Ga)$
<i>Granitóides da série TTG - Vumba</i>							
11144	-0.47	3179	3023	-35.87	-3.90	-5.10	-22.97
11134	-0.50	3014	2849	-36.03	-1.92	-3.20	-22.26
<i>Vulcanitos do cinturão de rochas verdes de Manica</i>							
11147	-0.53	3079	2931	-39.64	-3.17	-4.55	-24.92
<i>Granitóides da série rica em potássio - Messica</i>							
11161	-0.55	2958	2800	-38.72	-1.41	-2.82	-23.66
<i>Granitóides do cinturão móvel de Moçambique</i>							
11129	-0.57	2159	1927	-27.95	+11.39	+9.91	-12.08
11125	-0.39	2245	1922	-18.82	+7.74	+6.74	-8.10

Aceitando o modelo mais plausível de os magmas TTG primitivos terem sido produzidos por fusão de crosta máfica com granada residual, as idades-modelo acima referidas indicam que a formação dos magmas básicos que originaram a crosta oceânica subductada teria ocorrido, no mínimo, há 2.9 Ga, se aqueles líquidos tiverem sido gerados por fusão do manto empobrecido, ou há 2.8 Ga, se provieram de manto condrítico.

Determinaram-se ainda os valores de ϵ_{Nd} iniciais (indicados a letra normal, na Tabela 4.6) usando as seguintes idades de instalação: 2.7 Ga para as rochas da série TTG, 2.6 Ga para os granitóides da série rica em potássio (Messica) e 1.1 Ga para as fácies remobilizadas do cinturão móvel de Moçambique. Os resultados moderadamente negativos obtidos para as rochas arcaicas (ϵ_{Nd_i} entre -1.9 e -3.9) são compatíveis com as idades presumidas, bem como com a derivação dos líquidos TTG primitivos por fusão de crosta básica.

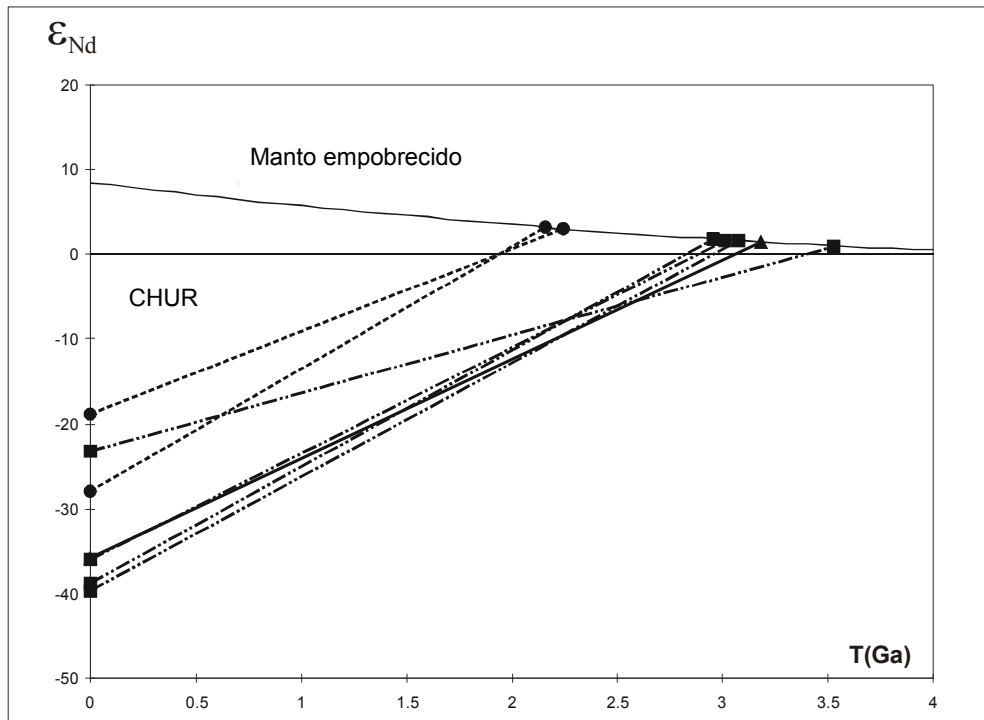


Figura 4.15 – Diagrama ϵ_{Nd} vs tempo geológico (Tassinari *et al.*, 2003).

Embora os granitos de Messica pertençam a uma série considerada geneticamente distinta da sequência TTG, existem fortes semelhanças entre as duas associações em termos do sistema isotópico Sm-Nd, sugerindo que os granitóides da série rica em potássio resultem ou de cristalização fraccionada de magmas TTG ou da fusão parcial da crosta continental com composição TTG. A última hipótese seria a mais consistente com os modelos até agora apresentados para a evolução do cratão do Zimbábue (Capítulo 2).

Comparados com os granitóides arcaicos, as rochas do cinturão móvel de Moçambique exibem idades-modelo significativamente mais recentes e valores de $\epsilon_{Nd_{2.7Ga}}$ e $\epsilon_{Nd_{2.6Ga}}$ geologicamente implausíveis. Isto vem confirmar a sua idade proterozóica e demonstrar a ausência de relação genética com as litologias do cratão do Zimbábue. Nota-se ainda que os valores de ϵ_{Nd_i} , para uma idade de 1.1 Ga, são fortemente negativos (ϵ_{Nd_i} de -12 e -8), o que faz supor que a sua intrusão seja anterior à orogenia grenvilliana.

4.6 CONCLUSÕES

A disposição dos granitóides de Manica ao longo de uma linha evolutiva comum em quase todos os diagramas de variação química sugere que os diferentes membros da sequência estejam relacionados entre si por processos de diferenciação magmática. A presença de uma lacuna composicional entre o quartzo-diorito e os tonalitos poderá eventualmente resultar de uma deficiência na amostragem.

O decréscimo progressivo de Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , CaO e elementos de transição com o aumento de SiO_2 é consistente com o fraccionamento de anfíbola, plagioclase, esfena, apatite e óxidos de ferro e titânio durante as primeiras fases de evolução magmática (líquidos quartzo-dioríticos → líquidos tonalíticos / granodioríticos → líquidos trondjemíticos). Por outro lado, o aparecimento de anomalias negativas de Eu na passagem de líquidos trondjemíticos a líquidos graníticos parece indicar uma diminuição da influência da cristalização de anfíbola e o concomitante aumento do papel da plagioclase nos últimos estádios de diferenciação magmática. Finalmente, os efeitos de acumulação e/ou competição entre minerais acessórios com elevada capacidade de incorporação de TR e HFSE terão condicionado a dispersão das concentrações destes elementos e a variabilidade de razões TRL/TRP nas fácies mais ácidas ($\text{SiO}_2 > 74\%$).

Embora exista um grupo de amostras que foram classificadas como granitos ricos em potássio devido às suas elevadas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (> 1.00), verifica-se que não constituem um conjunto individualizado nem definem tendências divergentes da sequência principal. Assim, a sua assinatura geoquímica é compatível com uma origem por cristalização fraccionada a partir de magmas TTG apesar de não se poder excluir completamente a hipótese de terem derivado da fusão parcial de crosta continental arcaica.

Na globalidade, os granitóides de Manica apresentam razões de $\text{A/CNK} \approx 1.0$, forte fraccionamento LILE/HFSE ($\text{Th}_N/\text{Zr}_N = 2.48-51.91$) e anomalias negativas de Nb bem pronunciadas ($\text{Th}_N/\text{Nb}_N = 4.47-99.68$; $\text{La}_N/\text{Nb}_N = 2.84-20.76$) o que, aliado às restantes características geoquímicas e petrográficas, permite considerá-los parte de uma associação magmática calco-alcalina, típica de ambiente de margem continental activa. Tal como noutras sequências TTG arcaicas, a génese dos líquidos mais primitivos pode ser explicada pela fusão parcial da crosta oceânica anfibolitizada com granada, anfíbola e óxidos de Ti residuais (Martin, 1986; Rapp *et al.*, 1991). O elevado gradiente geotérmico necessário

para fundir parcialmente a crosta oceânica, apesar de anómalo nos ambientes de subducção actuais, seria a situação comum no Arcaico.

CAPÍTULO 5

SÍNTESE FINAL

O Grupo de Manica localiza-se no centro da República de Moçambique, na província de Manica, junto à fronteira com o Zimbabwe. Representa o prolongamento do cratão arcaico do Zimbabwe dentro do território moçambicano. As principais unidades litoestratigráficas identificadas no grupo de Manica são: a Formação de Macequece e a Formação de M'Beza-Vengo (D'Orey, 1978; Afonso *et al.*, 1998). Embora a idade absoluta das rochas verdes da região de Manica não seja conhecida, por analogia com as formações zimbabweanas, a Formação de Macequece tem sido equiparada ao Sebakviano-Bulavaiano (3.5–2.7 Ga) e a de M'Beza-Vengo ao Shamvaiano (2.65-2.6 Ga) (Afonso *et al.*, 1998).

A Formação de Macequece é a unidade mais antiga e é composta por uma sequência alternada de rochas ígneas básicas/ultrabásicas e sedimentares metamorfizadas. As litologias ígneas estão representadas por komatiitos basálticos, komatiitos peridotíticos e horizontes esporádicos de vulcanitos félsicos. Sobre este conjunto assenta concordantemente um pacote metassedimentar, menos metamorfizado, constituído essencialmente por grés, conglomerados, grauvaques e quartzitos bandados ferruginosos (BIF), com algumas intercalações de rochas lávicas (D'Orey, 1978).

A Formação de M'beza –Vengo repousa em discordância sobre a Formação de Macequece e é formada por uma sequência metassedimentar de conglomerados, grauvaques e pelitos com níveis intercalados de metavulcanitos máficos e ultramáficos.

Durante o Arcaico tardio e o Proterozóico, as formações de Macequece e de M'beza-Vengo sofreram vários fenómenos de intrusão por magmas ácidos e básicos. Os corpos ígneos intrusivos têm composição predominantemente granitóide e constituem um extenso complexo batolítico na bordadura do cinturão de rochas verdes (granitos externos) e diversos “stocks” no interior do cinturão (granitos internos). As suas idades variam entre 2.7 e 2.6 Ga (Manhiça *et al.*, 2001).

Com base em critérios mineralógicos e geoquímicos, os granitóides arcaicos do cratão do Zimbabwe têm sido agrupados em dois tipos de associações: (1) a sequência tonalítica-trondjemítica-granodiorítica (TTG) e (2) a série granítica rica em potássio. A primeira está representada, na região de Manica, pelos plutonitos internos e pelo complexo de Vumba, que margina o cinturão de rochas verdes a sul e a norte. O maciço granítico de Messica, localizado no extremo oriental da faixa de *greenstones* é a única unidade da série rica em potássio cartografada em Moçambique.

A amostragem realizada no âmbito desta tese restringiu-se aos granitóides que, de acordo com a cartografia geológica existente, fazem parte da série TTG. As suas composições variam de quartzo-dioritos, passando por tonalitos, granodioritos e trondjemitos, até monzogranitos. Os termos menos evoluídos apresentam uma textura granular, hipidiomórfica a xenomórfica, de grão fino a médio e têm plagioclase (andesina) + quartzo + anfíbola (hornblenda) + biotite como associação paragenética principal. A esfena, a apatite e os opacos constituem as fases acessórias mais comuns. As rochas mais diferenciadas distinguem-se das fácies mais máficas pela presença de feldspato potássico (microclina), composição mais sódica da plagioclase (oligoclase) e ausência de anfíbola e de esfena primária.

À escala microscópica verifica-se ainda que estes granitóides foram intensamente afectados por processos de deformação e recristalização, que se manifestam pela extinção ondulante e recristalização do quartzo, abundante desenvolvimento de mirmequites nos contactos entre feldspato potássico e plagioclase, sericitização e saussuritização da plagioclase e geração de actinolite e clorite. Em alguns casos, é possível observar um *fabric* anisotrópico, conferido pela orientação preferencial das biotites, quartzo e feldspatos.

Em termos geoquímicos, as amostras estudadas foram divididas em dois grupos: um, com composições típicas das sequências TTG; outro, mostrando afinidades com a série de granitos ricos em potássio. No primeiro grupo, incluem-se rochas com graus de diferenciação muito distintos (SiO_2 variando de 58.99% até 77.53%) mas sempre com teores de potássio baixos ($\text{K}_2\text{O} \leq 3.22\%$) e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ inferiores a 0.84. O segundo grupo abarca granitóides francamente ácidos ($\text{SiO}_2 \geq 73.49\%$), com altas concentrações de potássio ($\text{K}_2\text{O} \geq 3.93\%$) e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ superiores a 1.10. Apesar das diferenças referidas, os granitos ricos em potássio não constituem um conjunto individualizado nem definem, na maioria dos diagramas de variação química, tendências divergentes da

sequência principal. A sua assinatura geoquímica é compatível com uma origem por cristalização fraccionada a partir de magmas TTG, apesar de não se poder excluir completamente a hipótese de terem derivado da fusão parcial de crosta continental arcaica.

Na globalidade, a sequência granitóide de Manica tem uma natureza calco-alcalina, típica de ambiente de margem continental activa, o que é suportado pelas seguintes características: (a) é formada por rochas variando entre quartzo-dioritos e granitos, passando por tonalitos e granodioritos; (b) define uma linha evolutiva de progressivo empobrecimento em Fe_2O_3 , TiO_2 e MnO com a diferenciação; (c) mostra elevadas razões LILE/HFSE e TRL/TRP (Fig. 5.1); (d) apresenta sistematicamente uma anomalia negativa de Nb (Fig. 5.2).

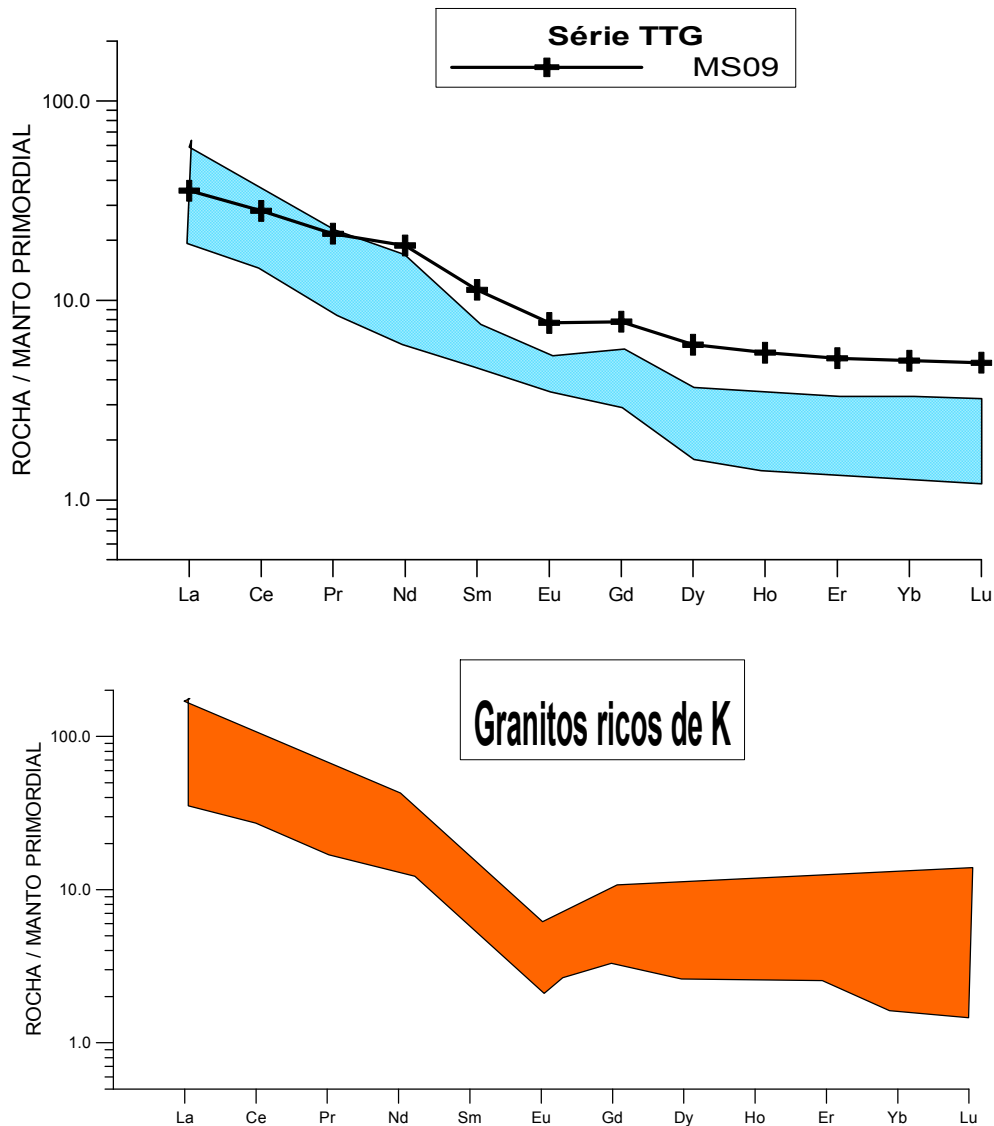


Figura 5.1: Padrões de terras raras dos granitóides de Manica.

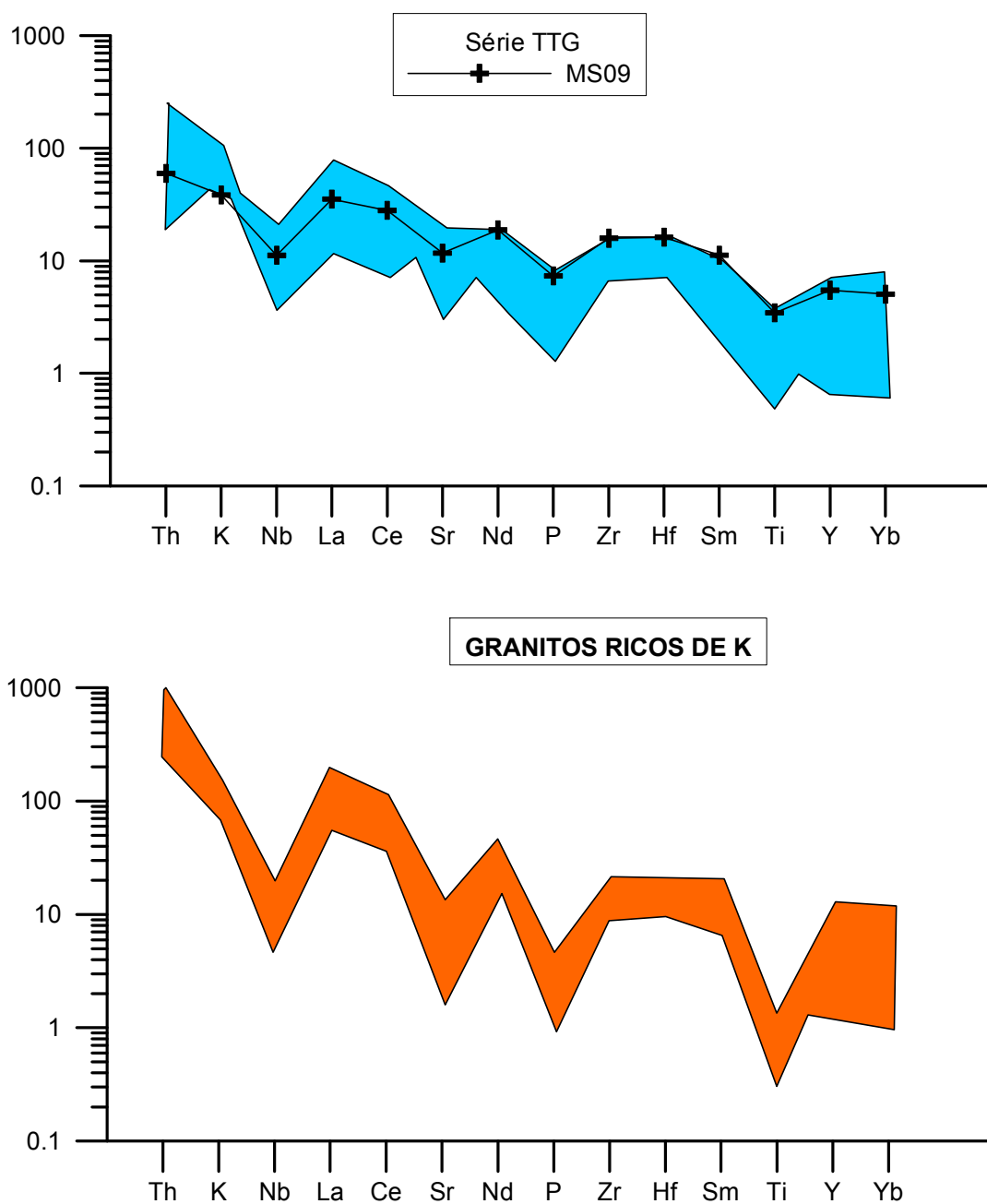


Figura 5.2: Diagramas multi-elementares dos granitóides de Manica.

Os termos mais primitivos (quartzo-dioríticos e tonalíticos) são interpretados como os magmas parentais, a partir dos quais - por fraccionamento de anfíbola, plagioclase, esfena, biotite e apatite - se terão gerado os restantes membros da sequência. Os dados geoquímicos sugerem ainda que a fonte dos líquidos parentais terá sido crosta oceânica subductada de composição anfibolítica. Neste modelo, os elevados valores das razões La_N/Yb_N e Th_N/Zr_N bem como as anomalias negativas de Nb seriam explicados pela retenção de anfíbola, granada e óxidos de Ti no resíduo.

Processos como os mencionados, envolvendo fusão de crosta oceânica em ambiente de subducção requerem gradiente geotérmicos superiores àqueles que se registam actualmente. Contudo, há fortes evidências de que o regime térmico prevalecente durante o Arcaico excedeu o patamar crítico para a ocorrência de fusão de crosta máfica ao longo dos planos de Benioff (Martin, 1993). Sequências semelhantes à estudada neste trabalho são, aliás, comuns em terrenos arcaicos à escala mundial e têm sido enquadradas num modelo petrogenético como o agora descrito.

BIBLIOGRAFIA

- AFONSO, R.S. (1976). *A Geologia de Moçambique*. Notícia explicativa da Carta Geológica de Moçambique, 1/2 000 000. Dir. Serv. Geol. Minas, Maputo, 1ªed. 1976 b, 2ª ed. 1978, 175 p.
- AFONSO, R.S., MARQUES, J.M. & FERRARA, A. (1998). *A Evolução Geológica de Moçambique*. Inst. Invest. Cient. Tropical, Dir. Nac. Geol. Maputo. Lisboa, 95 p.
- ANDRADE, A.F. (1929). *Esbôço Geológico da Província de Moçambique*. Imp. Nac. Lisboa, 229 p.
- ARTH, J.G. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- ARTH, J.G., BARKER, F., PETERMAN, Z.E. & FRIEDMAN, I. (1978). Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrol.*, 19, 289-316.
- ARAÚJO, J.R. (1966). *The Mozambique Belt in the Barué Area, Manica and Sofala District, Mozambique with special reference to the petrology, stratigraphy and metamorphism*. PhD Thesis, Department of Earth Sciences, University of Leeds, U.K.
- ARAÚJO, J.R. & GOUVEIA, J.C. (1965). Contribuição para o estudo da geologia do distrito de Manica e Sofala – Formações Precâmblicas. *Bol. Serv. Geol. Minas*, L. Marques, Moçambique.
- ATHERTON, M.P. & PETFORD, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.
- BARKER, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Eds). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Developments in Petrology 6. Elsevier, Amsterdam.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. (1976). Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596 – 600.
- BICKLE, M.J. & NISBET, E.G. (1993). The development of the Belingwe greenstone belt: a study in the development of the continental crust. *Geol. Soc. Zimbabwe Special Publications*, 2, A.A Bakerma, Rotterdam.
- BICKLE, M.J., NISBET, E.G. & MARTIN, A. (1994). Archaean greenstone belts are not oceanic crust. *J. Geol.*, 102, 121-138.
- BLENKINSOP, T.G., MARTIN, A., JELSMA, H.A. & VINYU, M.L. (1997). The Zimbabwe craton. In: De Wit, M.J., Ashwal, L.D. (Eds). *Greenstone Belts*. Oxford University Press. Oxford. 567-580.

Bibliografia

- BROOKS, C.K., HENDERSON, P. & RONSBO, J.G. (1981). Rare earth elements partitioning between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, Northern Ireland. *Mineral. Mag.*, 44, 157-160.
- CAMPBELL, S.D.G. & PITFIELD, P.E.J. (1994). Structural controls of gold mineralisation in the Zimbabwe craton: exploration guidelines. *Zimbabwe Geological Survey Bulletin*, 101, 270.
- CAMPBELL, S.D.G., OESTERLEN, P.M., BLENKINSOP, T.G., PITFIELD, P.E.J. & MUNYANYIWA, H. (1992). A provisional tectonic map and the tectonic evolution of Zimbabwe. *Annals of the Zimbabwe Geological Survey*, XVI, 31-51.
- CASTRO, A.D. (1989). *Petrografia Basica. Texturas, Classificação y Nomenclatura de Rocas*. Paraninfo (Ed.), Madrid.
- CHENJERAI, K.G. (1995). *The Mutare Greenstone Belt, Zimbabwe: geology, geochemistry and gold mineralization*. Tese de Doutoramento, Universität Zu Göttingen.
- CIDADE, J.B. (1996). *Estudo Geológico-Estrutural da Região Norte da Vila de Manica*. Trabalho de Diploma. Departamento de Geologia, Universidade Eduardo Mondlane, Maputo, Moçambique.
- CONDIE, K.C. (1981). *Archaean Greenstone Belts*. Developments in Precambrian Geology 3, Elsevier, Amsterdam, 434 pp.
- CONDIE, K.C. & HARRISON, N.M. (1976). Geochemistry of the Archaean Bulawayan Group, Midlands greenstone belt, Rhodesia. *Precambrian Res.*, 3, 253-271.
- CUNE, G.R. (1994). *A Geologia da Faixa entre Manica e Chazuca e a Correlação com os Dados Rádionucléicos*. Trabalho de Diploma, Departamento de Geologia, Universidade Eduardo Mondlane, Maputo, Moçambique.
- DePAOLO, D. (1981). Neodymium Isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DePAOLO, D. (1988). *Neodymium Isotope Geochemistry, An Introduction*, Springer Verlag, 187 p.
- DIRKS, P.H.G.M. & JELSMA, H.A. (1998). Horizontal accretion and stabilization of the Zimbabwe craton. *Geology*, 26, 11-14.
- DIRKS, P.H.G.M. & JELSMA, H.A. (2002). Crust-mantle decoupling and the growth of the Archaean Zimbabwe craton. *J. African Earth Sci.*, 34, 157-166.
- DIRKS, P.H.G.M. & VAN DER MERWE, J. (1997). Early duplexing in an Archaean greenstone sequence and its control on gold mineralisation. *J. African Earth Sci.*, 24, 603-620.
- DODSON, M.H., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S. & WILSON, J.F. (1988). A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *J. Geol. Soc. London*, 145, 977-983.
- D'OREY, F.L.C. (1978). *A Génese das Mineralizações Cupro-niquelíferas da Edmudian (Vila de Manica, Moçambique)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Portugal

- DRAKE, M.J. & WEILL, D.F. (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 689-712.
- FAO (1984). *Agroclimatological Data Africa*. Vol. 2, Roma.
- FUJIMAKI, H. (1986). Partition coefficients of Hf, Zr and REE between zircon, apatite and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 42-45.
- GILL, J.B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 358 p.
- GRANTHAM, G.H., STOREY, B.C., THOMAS, R.J. & JACOBS, J. (1997). The break-up position of Haag Nunataks within Gondwana: possible correlations in Natal and Dronning Maud Land. In: Ricci, C.A. (Eds). *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Proceedings of the VII International Symposium of Antarctic Earth Sciences, Siena, 13-20.
- GREEN, T.H. & PEARSON, N.J. (1983). Effect of pressure on rare earth elements partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305, 414-416.
- GREEN, T.H. & PEARSON, N.J. (1985). Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic liquids at high pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1465-1468.
- HAWKESWORTH, C.J., MOORBATH, S., O'NIONS, R.K. & WILSON, J.F. (1975). Age relationships between greenstone belts and 'granites' in the Rhodesian Archaean craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, 251-262.
- HAWKESWORTH, C.J., BICKLE, M.J., GLEDHILL, A.R., WILSON, J.F. & ORPEN, J.L. (1979). A 2.9 b.y. event in the Rhodesian Archaean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 285-297.
- HOFFMAN, P.F. (1991a). Did the break-out of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, 252, 1409-1412.
- HOFFMAN, P.F. (1991b). On accretion of granite-greenstone terranes. In: Robert, F., Shean, P.A., Green, S.B. (Eds). *Nuna Conference on Greenstone Gold and Crustal Evolution, Val D'Or*. *Geological Association of Canada Special Publications*, 32-45.
- HOFFMAN, P.F. (1992). Global Grenvillian kinematics and fusion of the Neoproterozoic supercontinent Rodinia. *Geological Association of Canada. Program with abstracts*, v. 17, 49.
- HOFMAN, A., DIRKS, P. & JELSMA, H. (2001). Late Archaean foreland basin evolution, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Sedim. Geol.*, 141/142, 131-168.
- HORSTWOOD, M.S.A. (1998). *Stratigraphy, Geochemistry and Zircon Geochronology of the Midlands Greenstone Belt, Zimbabwe*. PhD Thesis, University of Southampton, U.K.
- HUNTER, D.R. & PRETORIUS, D.A. (1981). *Structural Framework. Precambrian of Southern Hemisphere*. Universidade do Natal, República da África do Sul, 397 – 419.

Bibliografia

- HUNTER, M.A. (1997). *The Tectonic Setting of the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe*. PhD Thesis, University of Cambridge, U.K.
- HUNTER, M.A., BICKLE, M.J., NISBET, E.G., MARTIN, A. & CHAPMAN, H.J. (1998). Continental extensional setting for the Archaean Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe. *Geology*, 26, 883-886.
- INSTITUTO NACIONAL DE GEOLOGIA (1987). Carta Geológica da República Popular de Moçambique (escala 1/1.000.000). Ministério dos Recursos Minerais.
- JACOBS, J. (1991). Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (western Droning Maud Land). *Berichte zur Polarforschung*, v. 97, 141 p.
- JACOBS, J., THOMAS, R.J. & WEBER, K. (1993). Accretion and indentation tectonics at the southern edge of the Kaapvaal craton during the Kibaran (Grenville) orogeny. *Geology*, 21, 203-206.
- JELSMA, H.A. (1993). *Granites and Greenstones in Northern Zimbabwe*. PhD Thesis, Free University of Amsterdam, Netherlands.
- JELSMA, H.A. & DIRKS, P.H.G.M. (2000a). Tectonic evolution of a greenstone sequence in northern Zimbabwe: sequential early stacking and pluton diapirism. *Tectonics*, 19, 135-152.
- JELSMA, H.A. & DIRKS, P.H.G.M. (2000b). Neoarchaean tectonomagmatic evolution of the Zimbabwe craton. *J. African Earth Sci.*, 31, (1a), 33.
- JELSMA, H.A. & DIRKS, P.H.G.M. (2001). Crustal growth and formation of the Zimbabwe craton. *Geological Society Special Publications*, in press.
- JELSMA, H.A., VINYU, M.L., VALBRACHT, P.J., DAVIES, G.R., WIJBRANS, J.R., VERDURMEN, E.A.T. (1996). Constraints on Archaean crustal evolution of the Zimbabwe craton: a U-Pb zircon, Sm-Nd and Pb-Pb isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124, 55-70.
- JÚNIOR, R.G.M. (1990). *Estudo da Sequência Metavulcano-sedimentar a Sul da Serra Vengo*. Trabalho de Diploma, Departamento de Geologia, Universidade Eduardo Mondlane, Maputo, Moçambique.
- KALSBECK, F. (2001). Geochemical comparison between Archaean and Proterozoic orthogneisses from the Nagssutoqidian orogen, West Greenland. *Precambrian Res.*, 105, 165 – 181.
- KUSKY, T.M. (1998). Tectonic setting and terrane accretion of the Archaean Zimbabwe craton. *Geology*, 26, 163-166.
- KUSKY, T.M. & KIDD, W.S.F. (1992). Remnants of an Archaean oceanic plateau, Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe. *Geology*, 20, 43-46.

- LEAKE, B.E. *et alia* (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.*, 35, 219-246.
- LUDWIG, K.R. (2001). Users manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. *Berkeley Geochronological Center Special Publications*, 1A, 56 p.
- MAHOOD, G. & HILDRETH, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2015-2050.
- MANHIÇA, A.D.S.T. (1998). *The Geology of Mozambique Belt and Zimbabwe Craton around Manica, Western Mozambique*. Tese de Mestrado, Universidade de Pretória.
- MANHIÇA, A.D.S.T., GRANTHAM, G.H., ARMSTRONG, R.A., GUISE, P.G. & KRUGER, F.J. (2001). Polyphase deformation and metamorphism at the Kalahari craton - Mozambique Belt boundary. In: Miller, J.A., Holdsworth, R.E., Buick, I.S. & Hand, M. (Eds). *Continental Reactivation and Reworking*. Geological Society of London Special Publications, 184, 303-322.
- MANUEL, I.R.V. (1992). *Geologie, Petrographie, Geochimie und Lagerstätten de Manica Greenstone Belt, Moçambique*. Tese de Doutoramento, Rheinisch-Westfalischen Technischen Hochschule Aachen, Alemanha.
- MARTIN, H. (1986). Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction – zone magmas. *Geology*, v. 14, p 753-756.
- MARTIN, H. (1993). The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust – comparison with modern processes. *Lithos*, 30, 373 –388.
- McBIRNEY, A. R. (1993). *Igneous Petrology*. Jones & Bartlett Publishers. London, 508 p.
- MOORES, E.M. (1991). Southwest U.S. – East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology*, 19, 425-428.
- MUCHANGOS, A.C. (2000). *Mineralogy and Geochemistry of Bauxite and Bentonite Deposits from Mozambique*. Tese de Doutoramento, Universiteit Utrecht.
- MUGABE, J. (1993). *Cartografia e Geoquímica dos Serpentinóis da Serra Isitaca*. Trabalho de Diploma, Departamento de Geologia, Universidade Eduardo Mondlane, Maputo, Moçambique.
- MUIR, R.J., WEAVER, S.D., BRADSHAW, J.D., EBY, G.N. & EVANS, J.A. (1995). The Cretaceous Separation Point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *J. Geol. Soc. London*, 152, 689-701.
- NAPIDO, A.D. (1993). *Geologia estrutural do Greenstone Belt de Manica*. Trabalho de Diploma, Departamento de Geologia, Universidade Eduardo Mondlane, Maputo, Moçambique.
- NASH, W.P. & CRECRAFT, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 17, 403-415.

Bibliografia

- O' CONNOR, J.T. (1965). A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 525 B, B79 - B84.
- OBERHOLZER, W. (1964). *A Geologia da Mancha de Manica*. Relatório inédito, Serv. Geol. Minas, L. Marques, Moçambique.
- OBRETENOV, N. (1977). *Região Mineira de Manica*. Relatório inédito, Dir. Nac. Geol., Maputo, Moçambique.
- OPIYO-AKECH, N., TARNEY, J. & HOSHINO, M. (1999). Petrology and geochemistry of granites from the Archaean terrain north of Lake Victoria, western Kenya. *J. African Earth Sci.*, 29 (2), 283-300.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. & TINDLE, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- PHILPOTTS, J.A. & SCHNETZLER, C.C. (1970). Phenocryst - matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite and basal genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 307-322.
- PINTO, M.S. (1969). *Geochemistry of Some Granites of the Manica e Sofala District, Mozambique*. MSc Thesis, Department of Earth Sciences, University of Leeds, U.K.
- RAPP, R.P., WATSON, E.B. & MILLER, C. F. (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, v. 51, p. 1-25.
- ROLLINSON, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, Essex, 352 p.
- SHELLEY, D. (1993). *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman & Hall, London, 445 p.
- SHERATON, J.W. & BLACK, L.P. (1983). Geochemistry of Precambrian gneisses: relevant for the evolution of crust Antarctic shield. *Lithos*, 16, 273 – 296.
- STOCKLMAYER, V.R. (1978). The geology of the country around Inyanga. *Rhodesia Geological Survey Bulletin*, 79.
- STOWE, C.W. (1980). Wrench fault tectonics in the Archaean Rhodesian Craton. *Geological Society South Africa*, 83, 193-206.
- SUN, S. & McDONOUGH, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. & Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., nº 42, London, 313 – 345.
- TARNEY, J. & JONES, C.E. (1994). Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc. London*, 151, 855-868.

- TASSINARI, C.C.G., SUMBURANE, E. & PINTO, M.S. (2003). Novos dados Rb-Sr e Sm-Nd nos terrenos granito-greenstone da região de Manica, centro de Moçambique: Evidências de acreção continental no Arqueano e Paleoproterozoico. *VII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Maputo*, Livro de resumos alargados (em impressão).
- TAYLOR, P.N., KRAMERS, J.D., MOORBATH, S., WILSON, J.F., ORPEN, J.L. & MARTIN, A. (1991). Pb-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr geochronology in the Archaean craton of Zimbabwe. *Chem. Geol.*, 87, 175-196.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985) *The Continental Crust: It's Composition and Evolution*, Blackwell, Oxford, 312 pp.
- TCHAMENI, R., MEZGER, K., NSIFA, N.E. & POUCKET, A. (2000). Neoproterozoic crustal evolution in the Congo Craton: evidence from K rich granitoids of the Ntem Complex, Southern Cameroon. *J. African Earth Sci.*, 30, 133 – 147.
- TRELOAR, P.J. & BLENKINSOP, T.G. (1995). Archaean deformation patterns in Zimbabwe: true indicators of Tibetan style crustal extrusion or not? In: Coward, M.P & Ries, A.C. (Eds). *Early Precambrian Processes*. Geological Society South Africa Special Publications, 95, 87-108.
- TRINDADE, N.S.R. (1995). *Mapeamento Geológico-Estrutural entre as Serras Nhautata e Andrada, região de Manica*. Trabalho de Diploma, Departamento de Geologia, Universidade Eduardo Mondlane, Maputo, Moçambique.
- UNITED NATIONS (1998). Mozambique Map nº 3706 Rev. 2. Department of Public Information Cartographic Section.
- VINYU, M.L., MARTIN, M.W., BOWRING, S.A., HANSON, R.E., JELSMA, H.A. & DIRKS, P. H. (1999). First U – Pb zircon ages from a craton-margin Archaean orogenic belt in Northern Zimbabwe. *Precambrian Res.*, 98, 67-82.
- WARD, C.D., MCARTHUR, J.M. & WALSH, J.N. (1992). Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *J. Petrol.*, 33, 785-815.
- WAREHAM, C.D., PANKHURST, R.J., THOMAS, R.J., STOREY, B.C., GRANTHAM, G.H., JACOBS, J. & EGLINGTON, B.M. (1998). Pb, Nd and Sr isotope mapping of Grenville-age Crustal Provinces in Rodinia. *J. Geol.*, 106, 647-659.
- WATSON, R.L.A. (1969). The geology of the Cashel, Melsester and Chipinga areas. *Rhodesia Geological Survey Bulletin*, 60.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. (1980). Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, Northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 279-296.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. (1981). Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crust development models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 171-180.

Bibliografia

- WILSON, J.F. (1968). The geology of the country around Mashaba, *Rhodesia Geological Survey Bulletin*, 62, 139.
- WILSON, J.F. (1979). A preliminary reappraisal of the Rhodesian basement complex. In: Anhaeusser, C.R., Foster, R.P., Stretton, T. (Eds), A symposium on mineral deposits and transportation and deposition of metals, *Geological Society South Africa Special Publications*, 5, 1-23.
- WILSON, J.F. (1981). The granite-gneiss-greenstone shield, Zimbabwe. In: Hunter, D.R.T. (Eds). *Precambrian of the Southern Hemisphere*. Elsevier, Amsterdam. 454-488.
- WILSON, J.F. (1990). A craton and its cracks: some of the behaviour of the Zimbabwe block from the late Archaean to the Mesozoic in response to horizontal movements and the significance of some of its mafic dyke patterns. *J. African Earth Sc.*, 10, 483-501.
- WILSON, J.F., NESBITT, R.W. & FANNING, C.M. (1995). Zircon geochronology of Archaean felsic sequences in the Zimbabwe craton: a revision of greenstone stratigraphy and a model for crustal growth. In: Coward, M.P & Ries, A.C. (Eds). *Early Precambrian Processes*. Geological Society South Africa Special Publications, 95, 109-126.
- WINTER, J.D. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey.

Estes anexos só estão disponíveis para consulta através do CD-ROM.
Queira por favor dirigir-se ao balcão de atendimento da Biblioteca.

Serviços de Biblioteca, Informação Documental e Museologia
Universidade de Aveiro