UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO CRUSTAL DOS TERRENOS GRANITO-GREENSTONE DE MANICA, REGIÃO CENTRO-OESTE DE MOÇAMBIQUE

Estêvão Inácio Sumburane

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2011

jda

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO CRUSTAL DOS TERRENOS GRANITO-GREENSTONE DE MANICA, REGIÃO CENTRO-OESTE DE MOÇAMBIQUE

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 5165
U. S. P.

ESTÊVÃO INÁCIO SUMBURANE

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

DEDALUS - Acervo - IGC

30900030700

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO CRUSTAL DOS TERRENOS GRANITO-GREENSTONE DE MANICA, REGIÃO CENTRO-OESTE DE MOÇAMBIQUE

ESTEVÃO INÁCIO SUMBURANE

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari	_____
Examinadores:	Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira (UNICAMP)	_____
	Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA)	_____
	Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel (UFRGS)	_____
	Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani (GSA/IGc/USP)	_____

SÃO PAULO
2011
(Versão corrigida)
O original encontra-se na biblioteca do IGc/USP

ESTÊVÃO INÁCIO SUMBURANE

EVOLUÇÃO CRUSTAL DOS TERRENOS GRANITO-GREENSTONE DE MANICA, REGIÃO CENTRO-OESTE DE MOÇAMBIQUE

Tese apresentada ao Instituto de Geociência da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de doutor em Ciências

Área de concentração:
Geotectônica

Orientador:

Prof. Dr. Colombo Celso GaetaTassinari

São Paulo
2011

AGRADECIMENTOS

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

Em primeiro lugar, ao meu orientador, Prof. Dr Colombo Celso Gaeta Tassinari, pela sua direcção eficaz, a sua pré-disposição permanente 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 (*in memorian*) 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.

Ao Felipe Figueiredo, à Geane Carolina, ao Gustavo Viegas, ao Emanuel Donald e a todos os colegas da pós-graduação, pela valiosa e constante ajuda, quero manifestar a minha gratidão.

À CAPES, pela bolsa de estudos ao CNPQ e à Universidade Eduardo Mondlane, pelo financiamento que permitiu a realização de diversas atividades relacionadas com os meus estudos que incluiram entre outras, as deslocações ao campo e aos eventos científicos, quero exprimir os meus sinceros agradecimentos.

Aos Professores do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo pelos ensinamentos que me transmitiram durante a formação e aos funcionários do IGc da Universidade de São Paulo, em especial, o pessoal dos laboratórios da CPGeo, pela sua atenção e contribuição para a realização deste trabalho quero deixar expresso o meu agradecimento.

À minha esposa Cristina, meus filhos Chanila e Yannick, pela presença, apoio e incentivo que me deram durante o tempo ao longo da realização deste trabalho.

Especiais agradecimentos vão para o Maurício de Souza Rodrigues, sua esposa Raquel Pristilli e seus filhos Denise e Adriano que nos acolheu em sua casa, a mim e minha família durante o período de permanência em São Paulo, transformando as duas famílias numa só.

Aos compatriotas, Prof.Dr. Carlos Subuhana, aos mestres Elídio Nhamona, Aníbal Muchimbane e Fátima Chaúque, ao Vicente, "o presidente", à Drª Catarina Tivane e família e aos demais compatriotas que durante o "nosso" tempo em São Paulo, sempre se aproximaram para encorajar e colocar sempre presente a sua fraternidade.

Os meus agradecimentos estendem-se aos colegas do Departamento de Geologia da Universidade Eduardo Mondlane, amigos, famíliares e a todos que em Moçambique, duma ou de outra forma, apoiaram e me acompanharam nas diversas etapas deste trabalho.

RESUMO

O presente trabalho procurou identificar e definir os principais eventos geológicos sobre a evolução crustal dos terrenos granito-greenstone de Manica, região centro-oeste de Moçambique. O distrito de Manica localiza-se no centro-oeste 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 assembléia granito-greenstone belts de idade Arqueana e representa o prolongamento para leste do Cráton do Zimbabwe. O *Greenstone belt* de Manica é composto por uma seqüência de metavulcanitos máficos e ultramáficos (Formação de Macequece) sobre a qual assenta em discordância uma sucessão metassedimentar clástica (Formação de Vengo).

Foram coletadas e analisadas isotopicamente pelos métodos U-Pb (zircão), empregando as técnicas convencionais (TIMS) e LA-HR-ICP-MS, Rb-Sr, Sm-Nd, e k-Ar, amostras de granitóides do tipo TTG, rochas vulcânicas félsicas e máficas e ultramáficas e rochas sedimentares. Foram também estudadas as mineralizações de dois depósitos (Monarch e Mundonguara) associados a esses terrenos, com a aplicação das técnicas Pb-Pb e da plumbotectônica.

Para os granitóides foram obtidas pelos métodos U-Pb (zircão) as idades de 2,9 Ga para os TTG do extremo sul do greenstone belt (Mundonguara e Complexo de Vumba), 2,7 Ga para os granitóides internos, 2,8 Ga para os granitóides do extremo norte e 2,6 Ga para as amostras da região de Messica. Obtiveram-se ainda as idades Rb-Sr de 2.7 Ga e 2,8 Ga com razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7015 e 0,7021 para as amostras de Mundonguara e Vumba

A idade máxima de deposição das rochas sedimentares da Formação do Vengo é definida como sendo de 2,65 Ga.

Para as rochas vulcânicas obteve-se uma idade U-Pb (zircão) pelo método convencional de 2,9 Ga para as rochas félsicas e para as ultramáficas uma idade isocrônica Sm-Nd de referência de ~ 3,2 Ga.

Para as rochas máficas obtiveram-se idade isocrônicas Sm-Nd de 2,0 para os metabasaltos, de 2,0 e 0,8 Ga para os doleritos.

Assumindo extração da crosta a partir de manto empobrecido (DePaolo, 1981), obtiveram-se as idades-modelo T_{DM} dentro do intervalo de tempo de 2,8 a 3,1 Ga para os granitóides, 3,2 Ga para as rochas ultramáficas, 2,9 a 3,1 Ga para as rochas

vulcânicas ácidas, 2,3 Ga para os metabasaltos e para os doleritos duas épocas distintas de 2,5 a 2,4 Ga e de 1,1 Ga. Esta última inclui os gabros.

Os granitóides apresentaram valores de ε_{Nd} calculados para 2,9 e 2,7 Ga de entre -5,15 a 0,79, mostrando que foram originados a partir de processos de fusão parcial de rochas crustais com participação subordinada de magmas mantélicos.

Algumas rochas máficas e ultramáficas, embora tenham fracionado a razão Sm-Nd, apresentam valores de ε_{Nd} (T) positivo, sugerindo que os seus magmas mantélicos parentais não sofreram contaminação crustal. As rochas fracionadas podem ter sofrido metassomatismo no manto superior através da adição de material crustal, o que justificaria os valores de ε_{Nd} (T) negativos.

As idades K-Ar (522 – 519 Ma) obtidas em biotitas indicam a ocorrência de fenômenos de aquecimento térmico na borda do Cráton do zimbabwe, região de Manica, durante o Pan-africano, por ação do Cinturão de Dobramentos de Moçambique a leste da área de estudo.

As composições isotópicas de Pb revelam que os dois principais depósitos minerais do distrito de Manica têm composições isotópicas distintas, sendo o depósito de Cu de Mundonguara mais radiogênico que o de ouro de Monarch. Tanto um como o outro mostram contribuições significativas de Pb proveniente de rochas da crosta continental superior. Com base nos dados geocronológicos obtidos pode-se admitir para ambas as mineralizações uma origem primária para os metais em cerca de 3,0 Ga, com uma posterior remobilização e concentraçõs dos metais em épocas mais tardias provavelemente relacionadas ao final do arqueano.

Finalmente podemos considerar que os terrenos arqueanos de Manica evoluíram a partir de uma crosta continental com cerca de 3,2 Ga, que sofreu um rifteamento, produzindo adelgaçamento da crosta, ascensão da astenosfera e vulcanismo bimodal formando rochas vulcânicas ácidas e máficas/ultramáficas entre 2,9 e 3,1 Ga. Essas rochas com sedimentação associada, quando metamorfizadas durante o fechamento da bacia, produziram as seqüências do tipo *greenstone belt*. Posteriormente ocorreram intrusões de corpos graníticos, o último dos quais à cerca de 2,6 Ga.

O modelo de rifting intracontinental é o que melhor enquadra para a evolução dos terrenos de Manica.

Palavras chave: geocronologia, greenstone, granitóide, ouro, Manica.

ABSTRACT

The main purpose of this work is to identify and to characterize the main geological events related to the Manica granite-greenstone terrains, as well as to define the age and stratigraphy of the rock units of the Manica Greenstone Belt. The Manica district is located at the central-west of Mozambique between the parallels 18°50'S-19°00'S and meridians 32°45'E-32°55'E. It is constituted mainly of Achean granite-greenstones and represents the eastern extension of the Zimbabwe craton. This greenstone assemblage is comprised of mafic and ultramafic metavolcanic rocks (the Macequece Formation) in lithological discordance with a succession of clastic metasediments (Vengo Formation).

TTG-type granitoids, felsic and mafic/ultramafic volcanic and sedimentary rocks were sampled and analyzed for U-Pb (zircon) by TIMS and LA-HR-ICP-MS, and for Rb-Sr, Sm-Nd, and K-Ar. The Pb isotopic compositions of two mineral deposits (Monarch and Mundonguara) associated to these terrains were studied.

The ages of granitoids from the TTG suites were analyzed by U-Pb zircon method. The ages are as follows: a) an age of 2,9 Ga for the TTG suites at the far south of the belt, b) an age of 2,7 Ga for the internal granitoids, c) an age of 2,8 Ga for the northern granitoid and d) an age of 2,6 Ga for samples of Messica.

Ages of 2.7 Ga and 2,8 Ga (Rb-Sr) and $^{87}Sr/^{86}Sr$ =0,7015 and 0,7021 were also obtained for the samples of Mundongura and Vumba. The maximum age for the deposition of the sedimentary rocks of the Vengo Formation is about 2,65 Ga.

An age of 2,9 Ga (U-Pb, zircon) was obtained for the felsic volcanic rocks and an Sm-Nd isochron age of ~3,2 Ga for the ultramafic rocks. An isochron age of 2.0 Ga for the metabasalts, 2,0 Ga and 0,8 Ga for the dolerites were also obtained by Sm-Nd.

Sm-Nd mantle-depleted model ages range from 3,1 to 2,8 Ga as the most important period for continental crustal accretion in the Manica area.

The calculated ε_{Nd} values for 2,9 Ga and 2,7 Ga of -5,15 to 0,79, for the TTG suites, depict an origin by partial melting of crustal rocks with a subordinate involvement of mantle-derived magmas.

Some mafic and ultramafic rocks have a positive ε_{Nd} (T), suggesting that their mantle-derived parental magmas did not suffer important continental crustal contamination. The fractionated rocks might have suffered metasomatism in the upper mantle through the addition of crustal material, which could justify the negative ε_{Nd} (T) values.

The K-Ar ages (522 – 519 Ma) obtained in biotites indicate an event of Pan-African tectonic reactivation in the Manica area, as a reflex of the Mozambique Belt evolution.

The Pb isotopic compositions show that the two main deposits of the Manica district have distinct isotopic compositions, the Mundonguara deposit being more radiogenic than that of Monarch. Both have significant Pb derived from the upper continental crust, indicating that the present mineralizations are epigenetic. The Cu and Au were incorporated in the crust at 3,0 Ga and were remobilized later by events of magmatic intrusions and reactivation of shear zones around 2,6 Ga.

Based on the data obtained in this work, the Archean terrains of Manica evolved from a continental crust at 3,2 Ga that suffered rifting and hence, crustal thinning, asthenospheric upwelling and bimodal volcanism of acid, mafic/ ultramafic rocks between 2,9 Ga and 3,1 Ga. These rocks with the associated sediments were metamorphosed during the closing of the basin to produce the greenstone belt. Later on, there were granitic intrusions, with the last event at ~2,6 Ga.

The intracontinental rifting model is that which best fits with the evolution of the Manica terrains.

Keywords: geochronology, greenstone, granitoid, gold, Manica.

ÍNDICE

Pág.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Apresentação..... 1

1.2 – Objetivos..... 2

1.3 - Localização, acessos da área..... 4

1.4 - Características geomorfológicas e climáticas da área..... 4

CAPÍTULO 2

MÉTODOS DE TRABALHO E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

2.1 – Atividades desenvolvidas.....

2.2 – Trabalhos e estudos de laboratório..... 8

2.2 1 – Estudos petrográficos..... 9

2.2.2 – Análise isotópicas para uso em geocronologia e geoquímica..... 9

2.3 - Materiais e métodos..... 10

2.3.1 - Fundamentação teórica..... 10

2.3.2 - Método K–Ar..... 13

2.3.3 - Método Rb-Sr..... 15

2.3.4 - Método Sm-Nd..... 18

2.3.5 - Sistema U-Th-Pb..... 23

2.3.6 - Sistema U-Pb por LA-HR-ICP-MS..... 26

2.3.7 - Sistema Pb-Pb..... 27

2.3.8 - Datações das mineralizações..... 30

2.3.8.1 – Sistema K-Ar..... 31

2.3.8.2 – Sistema Rb-Sr..... 31

2.3.8.3 – Sistema Sm-Nd..... 32

2.3.8.4 – Sistema U-Pb..... 32

2.3.8.5 – Sistema Pb-Pb..... 33

2.4 - PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISES ISOTÓPICAS 34

2.4.1 - Procedimentos Analíticos..... 35

CAPÍTULO 3 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

3.1 – Evolução geodinâmica da África Central e Austral..... 39

3.1.1 – Crátons arqueanos..... 39

3.1.2 - Faixas móveis paleoproterozóicas..... 41

3.1.3 - Faixas móveis mesoproterozóicas..... 41
3.1.4 – Faixas móveis neoproterozóicas..... 41
3.1.5 – Território moçambicano..... 45
3.2 – Cráton do Zimbabwe..... 47
3.2.1 – Evolução do cráton do Zimbabwe..... 50
3.2.1.1 - Episódio de crescimento crustal - 3600-3000 Ma..... 50
3.2.1.2 - Episódio de crescimento crustal - 3000-2750 Ma..... 51
3.2.1.3 - Episódio de crescimento crustal – 2750-2600 Ma..... 51
3.2.1.4 - Cavalgamento para oeste – 2680-2600 Ma..... 52
3.2.1.5 - Intrusão de granitóides tardi-tectônicos de fusão crustal – 2640 - 2560 Ma..... 53
3.2.2 - Litoestratigrafia 54
3.2.2 1 – Sebakwiano..... 54
3.2.2 2 - Bulawaiano Inferior..... 55
3.2.2 3 - Bulawaiano Superior..... 55
3.2.2 4 – Shamvaiano..... 55
3.3. – Região de Manica..... 57
3.3.1 – Trabalhos prévios..... 57
3.3.2 – Grupo de Manica..... 60
3.3.2.1 – Formação de Macequece 60
3.3.2.1.1 – Talco-clorita-xistos..... 62
3.3.2.1.2 - Serpentinitos e rochas metavulcânicas ricas em serpentina..... 62
3.3.2.1.3 – Quartzo-sericita xistos..... 64
3.3.2.1.4 – Metachert e Formação Ferrífera Bandada e brechas líticas.... 64
3.3.2.1.5 – Brechas líticas e diamictitos..... 64
3.3.2.1.6 – Metabasaltos e xistos máficos..... 67
3.3.2.1.7 – Tufos félsicos e Quartzo-feldspato pórfiro..... 67
3.3.2.1.8 – Conglomerados vulcânicos..... 67
3.3.2.1.9 – Rochas metavulcânicas intermediárias e brecha-tufo..... 69
3.3.2.1.10 – Rochas metavulcânicas félsicas e brechas vulcânicas..... 70

3.3.2.2 – Formação de Vengo..... 70
3.3.2.2.1 – Conglomerados Vulcânicos e conglomerados polimícticos..... 71
3.3.2.2.2 – Metagrauvacas, quartzitos, Quartzitos arcósicos e micaxistos 73
3.3.2.2.3 – Filitos, xisto grafitosos e meta-arenitos líticos/quartzitos 74
Ferruginos.....
3.3.2.3 – Granitóides..... 75
3.3.2.4 – Doleritos e gabros..... 79
3.3.2.5 - Estrutura e metamorfismo..... 80
3.3.2.6.– Dados geocronológicos da região de Manica..... 81
3.3.2.7 - Mineralizações associadas..... 83
3.3.2.7.1 - Mina Monarch..... 85
3.3.2.7.2 - Mina Mundonguara..... 86
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO 88
4.1 – Análises petrográficas e mineralógicas..... 88
4.1.1 – Suíte Tonalitica-Throndjemítica - Granodiorítica (TTG)..... 88
4.1.2 - Série rica em potássio..... 94
4.1.3 – Magmatismo básico..... 97
4.1.3 1 - Dolerito e gabro..... 97
4.1.3.2 - Basalto..... 100
4.1.4 – Rochas vulcânicas 102
4.1.4.1 – Rochas vulcânicas ácidas..... 102
4.1.4.2 - Quartzo-feldspato pórfiro..... 103
4.1.4.3 - Rochas ultramáficas..... 103
4.1.5 – Rochas Metassedimentares..... 106
4.1.6.1 – caracterização mineralogical das mineralizações 107
4.1.6.1 – Mineralização de ouro (Mina Monarch)..... 108
4.1.6.2 – Mineralização de cobre (Mina Mundonguara)..... 112
4.2 - .2 – Resultados das análises isotópicas..... 115
4.2.1 – Granitóides..... 115
4.2.1.1 - Análise U-Pb..... 116
4.2.1.2 - Análises Rb-Sr..... 131
4.2.1.3 Análises Sm –Nd 133

4.2.1.4 – Análise K-Ar 137
4.2.2.1 – Rochas vulcânicas..... 137
4.2.2 – Rochas vulcânicas félsicas..... 138
4.2.2.2 – Rochas vulcânicas ultramáficas..... 143
4.2.3 – Rochas sedimentares..... 145
4.2.4. – Rochas metabásicas 151
4.2.4.1 – Metabasaltos 152
4.2.4.2.- Doleritos e gabro..... 155
4.2.5 – Análise K – Ar..... 160
4.2.6 – Mineralizações associadas..... 161
4.2.6.1 – Mina Monarch..... 161
4.2.6.2 – Mina Mundonguara..... 166
CAPÍTULO 5
CONTEXTO GEOLÓGICO DOS TERRENOS DE GRANITO-GREENSTONES ARQUEANOS
5.1 – Introdução..... 173
5.2 – Principais características dos greenstones belts arqueanos..... 175
5.2.1.- Litoestratigrafia..... 177
5.2.2 - Vulcanismo e magmatismo..... 177
5.2.3 – Granitóides..... 178
5.2.4 - - Rochas sedimentares..... 179
5.25 – Estruturas e metamorfismo..... 180
5.2.6 - Mineralizações..... 181
5.3 - Comparação da região de Manica com o contexto arqueano global.. 182
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES 187
Referências bibliográficas..... 191
Apêndicesl.....

ÍNDICE DE FIGURAS

Pág.

Figura 1.1 – Esboço geográfico do distrito de Manica..... 6

Figura 1.2 - Mapa simplificado de Moçambique mostrando a divisão administrativa do país (adaptado de United Nations, 1998)..... 7

Figura 2.1 - Diagrama isocrônico $^{87}Rb/^{86}Sr$ x $^{87}Sr/^{86}Sr$..... 16

Figura 2.2 - Exemplo esquemático de um diagrama concórdia de rocha ígnea pelo método U-Th-Pb..... 25

Figura. 3.1.-Mapa geotectônico, mostrando esquematicamente os diversos terrenos que compõem a parte central e Austral da África. estruturais precambrianas..... 40

Figura. 3.2.- Terrenos "gondwânicos" no território moçambicano 46

Figura 3.3- Mapa simplificado do cráton do Zimbabwe mostrando a localização dos principais *greenstone belts* (adaptado de Kampunzu *et al.*, 2003)..... 48

Figura 3.4 – Mapa geológico do *greenstone belt* de Odzi-Mutare-Manica 61

Figura 3.5 – Mapa geológico de Manica com a localização do depósitos de Monarch e Mundonguara 84

Figura 4.1 – Localização das amostras..... Apên.

Figura 4.2 – Fotomicrografia de plagioclásio com macla polissintética segundo a lei da albita no quartzo diorito (nícois cruzados) Amostra 99MS09 (Sumburane, 2004)..... 89

Figura 4.3 – Classificação dos granitóides do distrito de Manica (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979)..... 90

Figura 4.4 – Fotomicrografia dos domínios glanobláticos em torno de cristais primários de plagioclásio em granodiorito (nicóis cruzados). Amostra 99MS23 (Sumburane, 2004)..... 91

Figura 4.5 – Fotomicrografia de trondjemito (99MS21) mostrando o grau de alteração dos feldspatos e minerais máficos..... 92

Figura 4.6 - Fotomicrografia de agregado fascicular de cristais de actinolita em tonalito (nicóis cruzados). Amostra 99MS01..... 93

Figura 4.7 – Fotomicrografia de textura micrográfica com desenvolvimento de mirmequites no contato entre plagioclásio e microclina (nicóis cruzados). Amostra 99MS10) (Sumburane, 2004)... 94

Figura 4.8 - Fotomicrografia de textura granular xenomórfica, de grão médio a fino (Amostra 09MS14)..... 95

Figura 4.9 – Fotomicrografia de textura subofítica rica em cristais de plagioclásio englobada por piroxênio (nicóis cruzados). (Amostra 07MS01)..... 98

Figura 4.10 – Fotomicrografia de textura subofítica em amostra de gabro rica em cristais de plagioclásio englobada por piroxênio. Também ocorre olivina com cor de interferência azulada e esverdeada (nicóis cruzados). (09MS10)..... 98

Figura 4.11 – Fotomicrografia de doleritos de Manica são mineralogicamente bastante monótonos. Apresentam como minerais essenciais plagioclásio e piroxênio e como acessórios olivina e opacos. (Amostra 07MS44 B)..... 99

Figura 4.12 – Fotomicrografia mostrando o aspecto geral dos basaltos, evidenciando o seu grau de alteração. (Amostra 07MS21)... 101

Figura 4.13 – Fotomicrografia mostrando (linha a tracejado) sinais de metamorfismo incipiente (amostra 07MS23)..... 101

Figura 4.14 – Fotomicrografia mostrando o aspecto geral de rocha vulcânica ácida, evidenciando o seu grau de alteração. (amostra 99MS26..... 102

Figura 4.15 – Fotomicrografia de textura grano-porfiroclática com fenoclasto angulares de quartzo, plagioclásio e feldspato dispersos numa matriz fina (amostra 07MS58 C)..... 104

Figura 4.16 – Fotomicrografia mostrando agulhas de actinolita-tremolita no interior e nas bordas dos plagioclásios e do quartzo. (Amostra 07MS58 A)..... 104

Figura 4.17 – Fotomicrografia de mostrando os agregados pseudomorfos de piroxênio substituídos por clorita e opacos, compondo um arranjo plumoso/radial. (Amostra 07MS30)..... 105

Figura 4.18 - Fotomicrografia de metaconglomerado polimítico do

Greenstone belt de Manica..... 106
Figura 4.19 - Fotomicrografia de metagrauvaca do *Greenstone belt* de Manica 107
Figura 4.20 – Fotomicrografia da amostra 07MS35 mostrando pirita euédrica a subédrica..... 109
Figura 4.21 - Fotomicrografia mostrando cristais sub-idiomórficos de calcopirita e pirita (amostra 07MM03)..... 109
Figura 4.22 – Fotomicrografia mostrando pirita com reflexões internas e galena na forma de triângulos ao longo dos planos de clivagem (amostra 09MN01)..... 110
Figura 4.23 – Espectro mostrando a composição da amostra 09MN01..... 111
Figura 4.24 – Fotomicrografia mostrando calcopirita e pirita (amostra 09MS25)..... 113
Figura 4.25 – Fotomicrografia mostrando a paragênes pirrotita, calcopirita e pirita..... 113
Figura 4.26 – Espectro mostrando a composição da amostra 09MNG25..... 114
Figura 4.27 – Fotomicrografia em luz transmitida de cristais de zircão dos granitóides Manica. Na sua maioria exibem hábito prismático, formas alongadas e curtas..... 117
Figura 4.28 – Diagrama concórdia para as amostras de granitóide datadas pelo método U-Pb (zircão) convencional..... 119
Figura 4.29 – Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados. (amostra 99MS01)..... 122
Figura 4.30 – Diagrama concórdia para a amostra 99MS01 mostrando a idade obtida por LA-HR-ICP-MS..... 129
Figura 4.31 – Diagrama concórdia para a amostra 09MS70 mostrando a idade obtida por LA-HR-ICP-MS..... 129
Figura 4.32 – Diagrama concórdia para a amostra 09MS13 mostrando a idade obtida por LA-HR-ICP-MS..... 130
Figura 4.33 – Diagrama isocrônico construido com amostras do Complexo granito-gnaissico do Vumba..... 132

Figura 4.34 – Diagrama ε_{Nd} versus tempo geológico de granitóides de Manica..... 135
Figura 4.35 – Imagens em luz transmitida de zircões com hábito prismático, formas alongadas e curtas, translúcidos, contendo inclusões(Amostra 99MS26)..... 138
Figura 4.36 – Diagrama concórdia para a rocha vulcânica ácida (99MS26) do Greenstone belt de Manica, mostrando a idade U-Pb (zircão) (TIMS..... 140
Figura 4.37 - Diagrama ε_{Nd} versus tempo geológico das rochas metavulcânicas do Greenstone belt de Manica..... 141
Figura 4.38 – Diagrama isocrônico mostrando a idade de referência das rochas ultramáficas da Formação de Macequece..... 144
Figura 4.39 – Imagens em luz transmitida de zircões detríticos das rochas metassedimentares do Greenstone belt de Manica..... 145
Figura 4.40 – Imagens em luz transmitida de zircões detríticos das rochas metassedimentares do Greenstone belt de Manica..... 147
Figura 4.41 – Diagramas de freqüência utilizadas para indicar os picos de idades das rochas metassedimentares do Greenstone belt de Manica..... 150
Figura 4.42 – Diagrama isocrônico mostrando a idade de referência do magmatismo Paleoproterozóico obtida em uma amostra de metabasalto do distrito de Manica..... 152
Figura 4.43 – Diagrama ε_{Nd} versus tempo geológico para as rochas metabásicas de Manica..... 155
Figura 4.44 – Diagramas isocrônicos, ilustrando as idades de referência dos magmatismos Paleo e Neoproterozóico, ocorridos no distrito de Manica..... 157
Figura 4.45 – Diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ em produtos lixiviados (L) de calcopirita da Mina Monarch..... 163
Figura 4.46 – Diagramas uranogênico (a) e toriogênico (b), mostrando o modelo de evolução terrestre do Pb (Zartman & Doe, 1981), aplicado para as amostras da Mina Monarch..... 164
Figura 4.47 – Modelo de evolução de Pb nas mineralizações de ouro

(Kramers & Foster, 1984)..... 166
Figura 4.48 – Diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ aplicado sulfetos e produtos lixiviados da Mina Mundonguara..... 168
Figura 4.49 – Diagramas uranogênico (a) e toriogênico (b), mostrando o modelo de evolução terrestre do Pb (Zartman & Doe, 1981), aplicado para as amostras da Mina Mundonguara..... 169
Figura 6.1 – Mapa geocronológico do distrito de Manica..... Apên.

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Pág.

Foto 3.1 - Blocos de serpentinito nas serras Mangota (a) e Vengo(b) 63

Foto 3.2 - Um afloramento ilustrando a alternância de metachert e BIF na parte Central do greenstone belt de *Manica*..... 65

Foto 3.3 - (A) Diamictito com fragmentos de metachert e formação ferrífera bandada angulares e arredondados com menor proporção de rochas metavulcânicas - Serra Penhalonga..... 665

Foto 3.4 – Textura spenifex (a) e pillow lava (b) das rochas de composição basáltica da Formação de Macequece (0493710/7915089) (foto do autor)..... 68

Foto 3.5 – Conglomerado polimítico da Formação de Macequece, mostrando calhaus de tufo félsico. Serra Penhalonga (0476234/7911904). A escala da barra é de 8 cm. (foto de GTK, 200..... 69

Foto 3.6 - (A) Brecha-tufo da Formação de Macequece, (B) parte fresca da mesma rocha (0475851/7910573). A escala da barra é de 10 cm. (foto de GTK, 2006)..... 70

Foto 3.7 – Conglomerado polimítico entre as Formações de Macequece e de Vengo (a) e conglomerado basal da Serra Vengo (b) (fotos do autor)..... 72

Foto 3.8 - (B) Conglomerado entre metabasalto da Formação de Macequece e mármore da Formação de Vengo (0479785/7915525). (C) – conglomerado "cisalhado" entre rocha metavulcânica máfica da Formação de Macequece e Filito da Formação de Vengo (04793374/7916039). (Foto do GTK, 2006)..... 73

Foto 3.9 - Afloramentos de xisto grafitoso, ao longo da estrada que contorna monte Vengo (0492703/7916630). (fotos do autor)..... 75

Foto 3.10 – Aspecto geral do Complexo granítico-gnássico do Vumba à entrada da Vila de Manica (0491156/7904396) (fotos do autor)..... 77

Foto 3.11 - granito-gnaisse do Vumba, mostrando veios tipos de veios (A) retos e (B) horizontais e dobrados. (0491156/7904396) (fotos do autor)..... 78

ÍNDICE DE TABELAS

Pág.

Tabela 2.1 – Concentrações médias de Sm e Nd nas rochas ígneas e minerais mais comuns (Faure & Mensing, 2005)..... 19

Tabela 3.1 – Litoestratigrafia simplificada do Cráton do Zimbabwe (depois de Hofmann et al., 2002)..... 54

Tabela 4.1 - Resultados isotópicos de U-Pb (zircão) dos granitóides de Manica..... 118

Tabela 4.2 – Resultados isotópicos de Rb-Sr dos granitóides de Mundonguara e Vumba..... 131

Tabela 4.3 - Resultados isotópicos de Sm-Nd dos granitóides do distrito de Manica..... 136

Tabela 4.4 – Resultados isotópicos K-Ar de granitóides de Manica..... 137

Tabela 4.5 - Resultados isotópicos U-Pb (zircão) da uma rocha vulcânica ácida do Greenstone belt de Manica..... 139

Tabela 4.6 - Resultados das análises isotópicas das rochas metavulcânicas do Greenstone belt de Manica..... 142

Tabela 4.7 – Resultados isotópicos Sm-Nd das rochas metabásicasdo distrito de Manica..... 153

Tabela 4.8 – Resultados isotópicos K-Ar de doleritos de Manica..... 160

Tabela 4.9 – Resultados isotópicos Pb-Pb das amostras de sulfetos da Mina Monarch..... 162

Tabela 4.10 – Resultados isotópicos Pb-Pb das amostras de sulfetos da Mina Mundonguara..... 167

Tabela 5.1 - Características de alguns terrenos granito-greenstones arqueanos..... 184

Tabela 5.2 - Épocas das principais mineralizações de ouro em algumas províncias arqueanas..... 185

Tabela 6.1 – Resumos dos principais eventos geológico do distrito de Manica..... 189

CAPÍTULO 1

1– INTRODUÇÃO

1.1 – Apresentação

Esta tese tem como objeto de estudo os terrenos granito-greenstone do distrito de Manica, que se localizam na parte centro-oeste da República de Moçambique, junto à fronteira com a República do Zimbabwe. Do ponto de vista geológico, esses terrenos integram-se no Cráton do Zimbabwe e são constituídos por granitóides do tipo TTG (tonalitos-throndjemitos-granodioritos) e por seqüências metavulcano-sedimentares, entre outras rochas. As sequências do tipo *greenstone belt* em Manica são a continuação em Moçambique do *Odzi-Mutare-Manica Greenstone Belt* (Förster et al., 1996). As formações que compõem o *Greenstone belt de Manica* apresentam-se envolvidas e intruídas por granitóides de diversos tipos e idades, bem como por doleritos e felsitos. As rochas do *greenstone belt* pertencem ou à Formação de Macequece, ou à de Vengo. As duas formações constituem o Grupo de Manica.

As idades das rochas do Grupo de Manica, no momento ainda não bem estabelecidas, sendo muitas vezes lhes atribuídas as idades de seqüências similares, que ocorrem no Zimbabwe. As rochas do pacote superior (Grupo *Shamvaiano)* do Zimbabwe têm idades entre 2,7 e 2,6 Ga, correspondendo-lhes, em Moçambique, as da Formação de Vengo. As do pacote inferior (Grupo *Sebakiano-Bulawaiano*) têm idades entre 3,4 e 2,70 Ga (o Grupo *Bulawaiano* com 2,9 a 2,7 Ga), correspondendo-lhes em Manica as da Formação de Macequece (Förster et al., 1996).

O Cráton do Zimbabwe está bordejado, na área em estudo, pela Faixa móvel de Moçambique, um extenso cinturão de orientação geral N-S de rochas metamórficas bastante variadas, de alto grau de metamorfismo, que evidenciam idades ao redor de 1100 Ma, com sobreposição de processos tectonometamórficos de idade Pan-Africana (800 - 550 Ma).

Nos terrenos granito-greenstones de Manica encontram-se associadas diversas mineralizações singenéticas e epigenéticas de ouro e cobre

hospedadas em rochas ígneas máficas e ultramáficas e/ou com seus equivalentes metamorfizados.

Esta tese de Doutoramento é composta por seis capítulos. O capítulo 1 apresenta uma breve contextualização geológica, a localização, acessos, os objetivos e uma breve caracterização geomorfológica e climatológica da área de estudo. No capítulo 2 são apresentados os métodos de trabalho e os procedimentos analíticos, uma abordagem dos princípios teóricos relacionados à aplicabilidade destes métodos de pesquisa em materiais geológicos, em particular, em estudos relacionados com a temática desta pesquisa. O capítulo 3 apresenta sinteticamente os principais traços da geologia da África Austral de modo a enquadrar os processos tectono-magmáticos que ocorreram no setor em estudo num contexto geodinâmico mais vasto. Apresenta-se também a síntese da bibliografia regional e da zona de Manica,bem como a descrição dos principais tipos litológicos destes terrenos arqueanos. O capítulo 4 apresenta e discute os resultados dos estudos petrográficos e mineralógicos dos principais litotipos que compõem a área de estudo e das principais mineralizações que ocorrem no distrito de Manica. Segue-se a esta parte a apresentação e discussão dos resultados das análises isotópicas, discutidos por unidades litológicas, incluindo-se as principais mineralizações associadas a essas unidades. No capítulo 5 faz-se a comparação da região de Manica com o contexto global no arqueano e, finalmente, no capítulo 6 são apresentadas as conclusões deste trabalho.

1.2 – Objetivos

O conhecimento geológico do *Greenstone belt* de Manica à semelhança do que acontece por quase todo o território de Moçambique tem aumentado significativamente, nos últimos tempos como parte da política do setor mineiro que o Governo de Moçambique, pretende implementar de forma a fomentar o desenvolvimento da infra-estrutura geocientífica da nação, apoiando a promoção da pesquisa científica e de investimentos mineiros de modo a permitir o desenvolvimento econômico sustentável do país.

Em diversas regiões do país, diversos trabalhos de mapeamento geológico, remontam do período da dominação portuguesa. Esses trabalhos têm continuado desde a independência do país (1975) com a realização de diversos trabalhos de levantamentos geofísicos e geoquímicos. Porém, uma grande parte de informação está ainda sendo atualizada, em relação às tecnologias modernas usadas nas geociências.

No que diz respeito á região centro-oeste de Moçambique, apesar dos avanços que se têm registrado, muitas questões relacionadas com a evolução tectônica e crustal da região, bem como da gênese das mineralizações de Cu e Au associadas não foram ainda respondidas e os principais obstáculos são entre outros a carência de cartografia geológica sistemática, estudos de caráter geoquímico e geocronológico, equívocos no entendimento da natureza e magnetude dos processos e eventos geológicos, quer de âmbito local, quer de caráter regional.

Assim, com o estudo da Evolução Crustal dos Terrenos Granito-*Greenstone* de Manica, pretende-se contribuir para o aumento do conhecimento geológico do *Greenstone belt* de Manica e abrir novos caminhos para a pesquisa científica não só na parte central do país, mas também em outras regiões do território moçambicano que apresentem potencialidades de proveito mineiro de modo a contribuir para o desenvolvimento sócio-econômico e ajudar no combate à pobreza absoluta que assola do país.

Os dados geoquímicos e isotópicos previamente obtidos em rochas granitóides da região de Manica, dos quais foram admitidas hipóteses petrogenéticas (e.g.Tassinari et al., 2003, Sumburane 2004), constituíram uma primeira base para o arranque deste projeto de pesquisa, tendo sido definidos os seguintes objetivos específicos:

- definição das idades dos diversos litotipos e dos principais eventos geológicos que afetaram os Terrenos gGranito-Greenstone de Manica.

- definição das épocas de formação das mineralizações de ouro do depósito de Monarch e de cobre do depósito de Mundonguara, bem como a natureza dos fluidos mineralizantes.

Perspectiva-se que os resultados alcançados nesta tese, venham contribuir e suprir com dados o conhecimento até então existente, uma vez que as idades absolutas das principais unidades do *Greenstone belt* de Manica eram por analogias equiparadas às das formações do Zimbabwe.

1.3.1 - Localização, acessos da área

A área em estudo localiza-se no centro-oeste 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 (Figura 1.2).

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 (Figura 1.1)

As principais vias de acesso que passam por Manica são a estrada nacional (EN 6) e a linha férrea que ligam à 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 freqüentemente os caminhos utilizados pelas populações locais.

1.4 - Características geomorfológicas e climáticas da área

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 2000 m nos pontos mais elevados.

A topografia da região é fortemente influenciada pela litologia e tectônica de falhas tardias. 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; a Serra Mangota; a Serra Penhalonga, que se prolonga pelo território do Zimbabwe; a Serra Nyautata e a Serra Isitaca e a Serra Vumba que também se prolonga pela República do Zimbabwe (Figura 1.1).

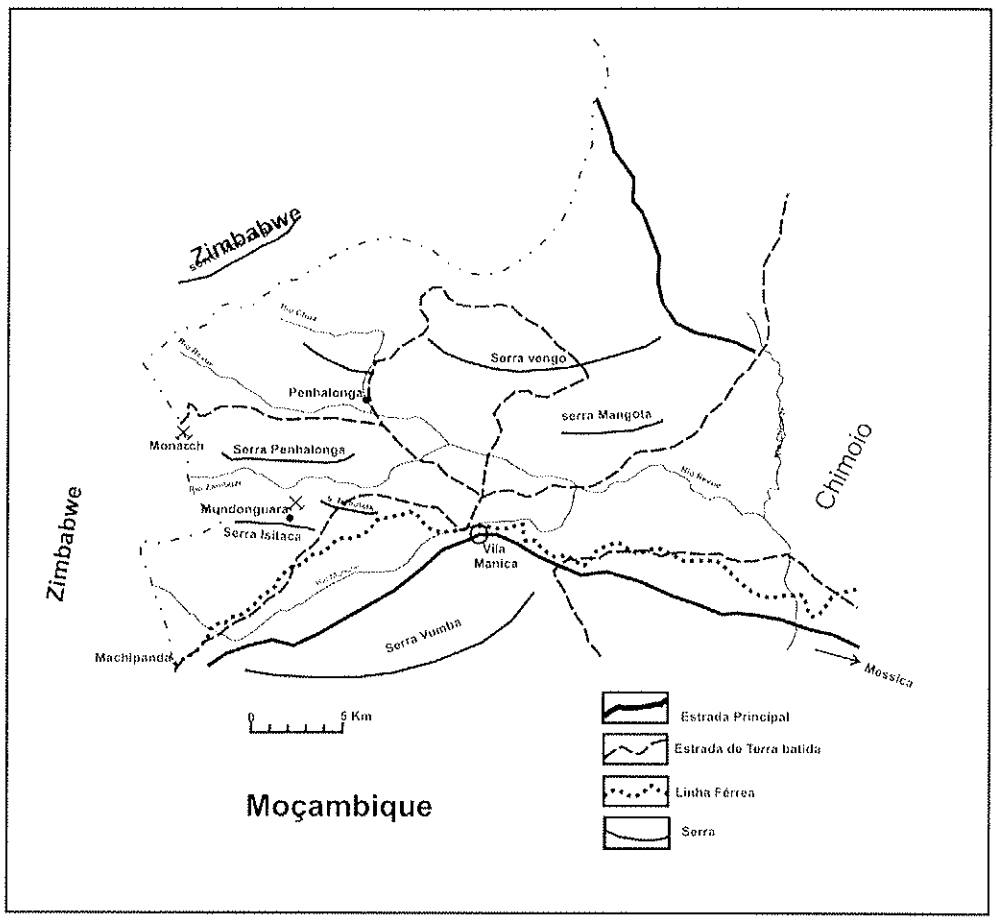


Figura 1.1 – Esboço geográfico do distrito de Manica.

As principais linhas de água do distrito de Manica são os rios Munene, a sul, e os rios Zambúzi e Revuè, a norte (Figura 1.1). 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.

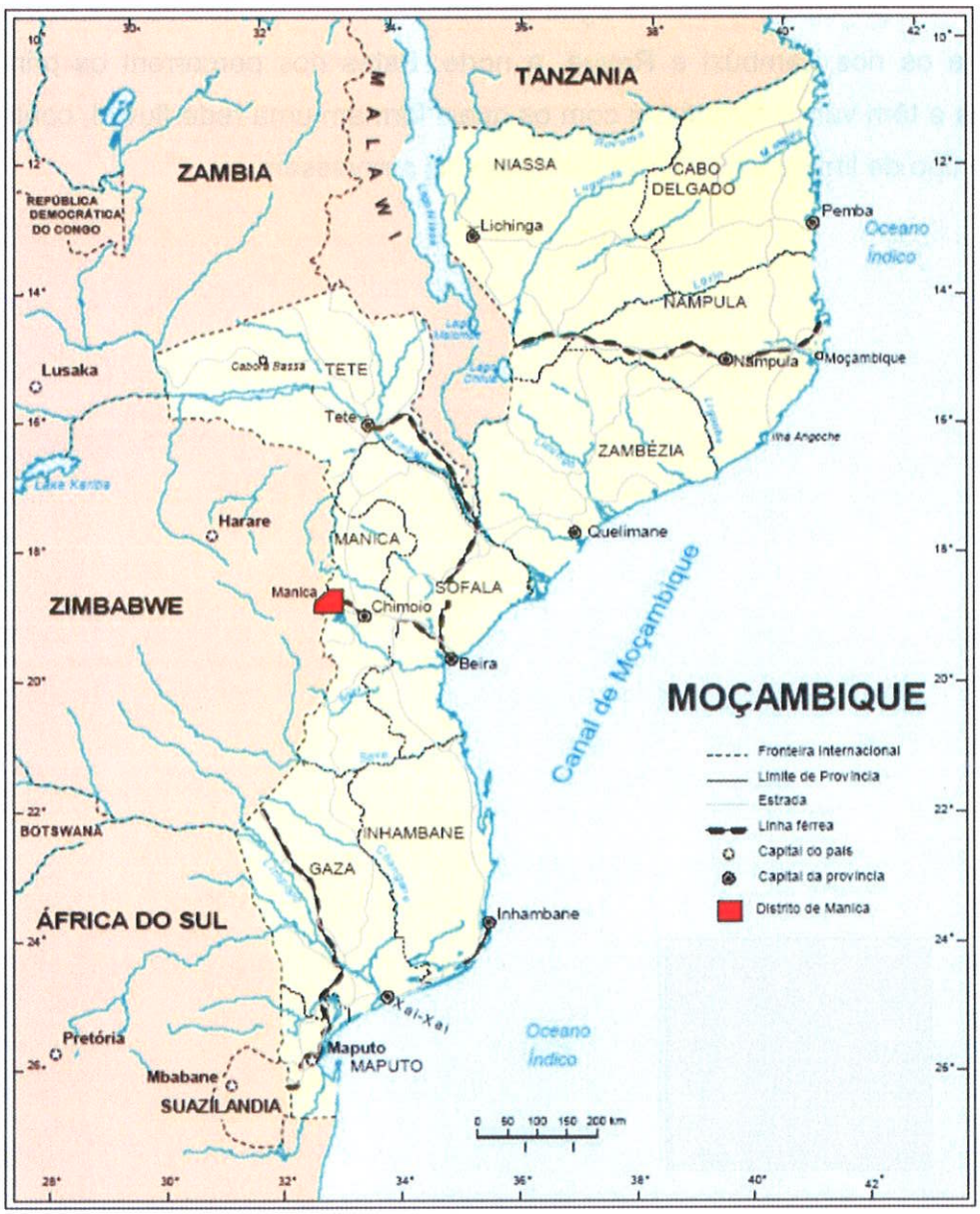


Figura 1.2 – Mapa simplificado de Moçambique, mostrando a divisão administrativa do País (adaptado de United Nations, 1998).

A vegetação é muito densa e alta. Nas partes mais elevadas, encontram-se pinheiros e eucaliptos. O clima da região de Manica é tropical com duas estações: uma quente e chuvosa entre os meses de Novembro e 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).

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.

CAPÍTULO 2

MÉTODOS DE TRABALHO E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

2.1 – ATIVIDADES DESENVOLVIDAS

As atividades desenvolvidas durante o período de preparação da tese incluíram as seguintes etapas fundamentais: trabalhos de campo, trabalhos laboratoriais e pesquisa bibliográfica.

Os trabalhos de campo, utilizando como base a cartografia existente (mapas na escala de 1:50000), visaram essencialmente à observação, o reconhecimento geológico do Terreno Granito-Greenstone de Manica e a coleta de amostras. Neste sentido foram visitadas as regiões de Serra Vumba, Serra Isitaca, Serra Nyautata, Serra Vengo, Serra Mangota, alguns afloramentos ao longo da estrada Manica – Mundonguara, sul do antigo campo de futebol de Mundonguara, parte central e norte do greenstone belt de Manica e Penhalonga. Foram também visitadas e amostradas as minas Monarch (ouro) e Mundonguara (cobre). Os trabalhos de campo foram feitas em três etapas (Julho de 2007, Janeiro de 2009 e Julho de 2009), totalizando 35 dias. Durante essas visitas, nem todos os locais previamente selecionados foram visitados, devido à dificuldades de acesso. Foram coletadas 18 amostras de granitóides, sete amostras de rochas ultramáficas, seis mostras de doleritos, quatro amostras de metabasaltos, três amostras de rochas metavulcânicas ácidas, uma amostra de gabro, duas amostras de rochas metassedimentares e 16 amostras de minério de Au e Cu sulfetados.

Todos os trabalhos laboratoriais foram realizados nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, sendo as análises isotópicas para geocronologia e geoquimica desenvolvidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo). Foram também realizados estudos em seções delgadas e polidas para os estudos petrográficos e mineralógicos.

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 geológica e geocronológica disponível sobre a área em

estudo. Posteriormente, já no decurso da pesquisa, a consulta bibliográfica destinou-se fundamentalmente a aprofundar o estudo de matérias relacionadas com a problemática em pesquisa e apoiar a interpretação dos dados obtidos.

2.2 – TRABALHOS E ESTUDOS DE LABORATÓRIO

Para que os objetivos desta pesquisa fossem atingidos foram definidas e programadas as seguintes atividades:

2.2.1 - Estudos petrográficos

Os estudos petrográficos permitiram a caracterização das estruturas, texturas e composições mineralógicas das rochas e dos corpos de minério, através do estudo de lâminas delgadas e seções polidas. Foram também efetuados estudos de microscopia eletrônica de varredura (MEV), com o objetivo de se conseguir um detalhamento composicional apurado das fases minerais analisadas dos corpos de minério.

2.2.2 - Análises isotópicas para uso em geocronologia e geoquimica

Foram realizadas análises geocronológicas e de geoquímica isotópica nos diversos corpos rochosos e corpos de minério da área de estudo, utilizando os métodos radiométricos K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, U-Pb (TIMS e LA-ICP-MS) com o objetivo de determinar as idades de cristalização das rochas e das mineralizações, bem como caracterizar as fontes dos fluidos e dos magmas envolvidos nos processos. Cada método tem aplicações e valores interpretativos diferentes. Assim, por vezes, foi necessária a aplicação de mais de um método para a caracterização em conjunto da evolução e idades das rochas presentes. Neste sentido o método K-Ar foi usado em granitóides e doleritos para a determinação das épocas de resfriamento regional e de eventos superimpostos; a sistemática Sm–Nd foi usada em rochas ultramáficas e encaixante (alteradas hidrotermalmente) para o cálculo de idades isocrônicas (isócrona de rocha total + minerais) e idades modelo para a caracterização da idade de diferenciação mantélica

dos protólitos crustais, além da obtenção do parâmetro de ε_{Nd}, que em conjunto com os valores das razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ indicam a fonte dos magmas e a fonte de fluidos das mineralizações; O método Rb-Sr auxiliou na obtenção de idades de cristalização dos granitóides e de metamorfismo em rochas metassedimentares; A técnica U-Pb foi utilizada tanto por TIMS como por LA-ICP-MS em concentrado de zircão ígneo e detritico, com a finalidade de obtenção de idade de cristalização magmática e da idade máxima para a deposição das rochas metassedimentares, respectivamente. Nas amostras de minério foram aplicados os métodos Rb-Sr, Sm-Nd para a determinação dos parâmetros petrogenéticos, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ e ε_{Nd}, respectivamente e os isótopos de Pb, foram aplicados com a finalidade de caracterizar as fontes dos fluidos, os processos de interação fluido-rocha e a idade das mineralizações.

2.3 - MATERIAIS E MÉTODOS

2.3.1 - Fundamentação teórica

Como neste trabalho a caracterização da evolução geodinâmica da região de estudo está fortemente baseada em estudos isotópicos, passamos a apresentar a fundamentação teórica dos métodos radiométricos a serem utilizados.

Os isótopos radiogênicos são usados em geocronologia, na determinação de idades absolutas de rochas e minerais e na geologia, ou geoquímica isotópica, em estudos petrogenéticos na identificação e caracterização de fontes e processos geológicos (e. g. Faure, 1986; Dickin, 1995), permitindo, inclusive a quantificação dos modelos físicos de processos geológicos (e. g. DePaolo, 1997).

A determinação das razões isotópicas é essencial e crítica para a obtenção de idades e interpretações petrogenéticas. Para tanto, há vários métodos da técnica de espectrometria de massas disponíveis: Diluição Isotópica e Espectrometria de Massas por Ionização Termal, Microssonda Iônica de Alta Sensibilidade e Resolução (SHRIMP), Espectrometria de Massas

com Fonte de Plasma de Argônio Indutivamente Acoplado com Introdução de amostra por Ablação a Laser – LA-ICP-MS.

Os métodos de datação radiométrica baseiam-se no fato de que o decaimento de cada tipo de átomo ocorre em proporções constantes, segundo taxas exponenciais, que não são afetadas por agentes físicos ou químicos externos. A velocidade de decaimento depende apenas da estabilidade dos núcleos radioativos e é constante para cada tipo de isótopo radioativo. A equação que rege o decaimento é a seguinte:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \qquad (2.1)$$

Onde N é o número atual de núcleos radioativos, N_0 o número original, λ a constante de decaimento e t o tempo.

A lei probabilística que rege o decaimento não permite prever quando um determinado átomo deve decair, mas permite afirmar com precisão, que em determinado tempo à metade de uma amostra de isótopos radioativos terá decaído para o isótopo radiogênico. Este tempo é denominado de meia-vida ($t_{1/2}$) e está relacionado com a constante de decaimento λ conforma se ilustra na expressão seguinte:

$$t_{1/2} = \frac{ln2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \qquad (2.2)$$

Cada elemento possui um número atômico (número p de prótons no núcleo) característico, mas pode apresentar isótopos com número de massa diferente (número de prótons mais nêutrons). A maioria dos nuclídeos conhecido é radioativa, isto é decai para núcleos com número de massa menor. Os elementos gerados por decaimento radioativo são denominados de radiogênicos. O decaimento ocorre principalmente pela emissão de dois tipos de partículas: a partícula alfa (um núcleo de He, consistindo de 2p+2n) e a partícula beta (um elétron proveniente do núcleo por decaimento de um nêutron em um próton e um elétron) e pode ser simples (elemento pai para elemento filho) ou serial (elementos radioativos intermediários). As meias-vidas são na maioria das vezes muito curtas - de frações de segundos a alguns dias (Faure e Mensing, 2005).

A datação radiométrica por um determinado sistema baseia-se na acumulação de elemento-filho (radiogênico) a partir do decaimento radioativo de um elemento-pai (radioativo). Para isso é necessário conhecer os números de átomos do elemento-pai (N_P) e elemento-filho (N_F) e a taxa de decaimento (λ) ou a meia vida do elemento radioativo (Faure, 1986, Dickin, 1995). A idade do sistema pode ser determinada aplicando-se a fórmula:

$$t = 1/\lambda(1 + N_F / N_P) \qquad (2.3)$$

A aplicação de métodos radiométricos em materiais geológicos pressupõe que:

- a rocha ou mineral tenha se comportado como um sistema fechado após a sua formação;
- que na sua origem a rocha ou mineral não tenha contido átomos do elemento-filho, ou que a sua quantidade inicial seja conhecida;
- que a t½ do elemento-pai seja compatível com a idade a ser determinada;
- que a rocha/mineral contenha os elementos radioativo e radiogênico em quantidades mensuráveis.

Embora o princípio básico da datação radiométrica pareça simples, o procedimento real e a interpretação dos resultados são mais complexos. Os elementos radioativos ocorrem em proporções muito pequenas nos minerais e rochas, requerendo métodos analíticos mais precisos, capazes de separar isótopos de um mesmo elemento pelo seu número de massa. O equipamento utilizado para este fim é o espectrômetro de massa que permite a detecção de elementos com concentrações ínfimas da ordem dos ppb e ppt (partes por bilião e partes por trilhão, respectivamente.

De modo geral, uma rocha pode ser datada por um ou mais métodos. A idade obtida por um método pode não ser igual às idades determinadas por outros métodos. A diferença pode significar que as idades obtidas representam eventos geológicos distintos porque cada elemento possui um comportamento químico diferente durante os processos geológicos, uma vez que cada mineral possui temperaturas de bloqueio distintos nos diversos sistemas. Assim, cada método de datação vai permitir a obtenção de idades de formação da rocha ou

de processos geológicos superpostos que afetaram essa rocha. De modo geral, os métodos radiométricos aplicados em minerais e rochas permitem obter idades com significados diferentes, como por exemplo:

- K-Ar pode indicar idades de resfriamento regional, cristalização de rochas vulcânicas, estabilização crustal, sedimentação (diagênese) e resfriamentos de eventos metamórficos superimpostos de diferentes temperaturas;
- Rb-Sr pode produzir idades de magmatismo e metamorfismo;
- Sm-Nd, pode fornecer idade de separação do magma do manto ou de diferenciação mantélica de protólitos crustais, idade de formação de rochas e de metamorfismo;
- U-Pb, fornece a idade de cristalização de zircões e outros minerais que podem indicar épocas de magmatismo e metamorfismo e
- Pb-Pb fornece idades isocrônicas e modelos de rochas e mineralizações.

2.3.2 - Método K–Ar

O K é um dos oito elementos mais abundantes na crusta terrestre. Os minerais e rochas ricos em potássio são passíveis de datação radiométrica através do método K-Ar. Existem três isótopos de potássio na natureza: ^{39}K, o mais abundante; ^{41}K e ^{40}K, o menos abundante e único radioativo. Por seu lado, o argônio apresenta também três isótopos, nomeadamente, ^{36}Ar, ^{38}Ar e ^{40}Ar (o mais abundante e radiogênico) (Faure, 1986).

Por decaimento radioativo (por captura eletrônica), o ^{40}K (raio iônico = 1.33Å) decai para ^{40}Ar (raio iônico = 1.8Å) segundo uma meia-vida de 1250 Ma. O Ar formado neste processo é gás inerte, não reativo, fica retido mecanicamente no retículo cristalino do mineral através de forças mecânicas. Se o material (rocha ou mineral) hospedeiro fundir, recristalizar ou ser submetido a temperaturas mais elevadas, a vibração dos átomos poderá permitir o escape do ^{40}Ar para a atmosfera. A temperatura na qual esse processo de difusão e perda de ^{40}Ar se verifica é denominada temperatura de bloqueio (Borba, 2006). Em decorrência disso, o "cronômetro" K-Ar é zerado e

só começa a funcionar quando o mineral estiver frio ou a baixo da temperatura de bloqueio. Durante o resfriamento de um magma, por exemplo, o argônio somente começará a ser retido pelos minerais ao alcançar a temperatura de bloqueio.

As temperaturas de bloqueio dos minerais não são valores absolutos. Esses valores podem ser modificados significativamente pela deformação, presença de fluidos, variações de composição nas fases minerais, tamanho da amostra, e pelas taxas de resfriamento (Dahl 1996, Villa 1997). Assim, as rochas que passam por temperaturas elevadas após a sua cristalização, podem perder parcial ou totalmente o seu argônio radiogênico acumulado nos seus distintos minerais constituintes.

As idades obtidas pelo método K-Ar são baseadas nas temperaturas de bloqueio dos minerais e na difusão do argônio dentro do retículo cristalino (Faure, 1986; Dickin, 1995 e McDougall & Harrison, 1999). A interpretação das idades K-Ar baseia-se na história térmica regional e do mineral analisado, uma vez que, para certos minerais, o cronômetro K-Ar começa a funcionar com o mineral ainda bastante quente (450 - 500°C) e para outros com o mineral já frio (< 100 °C). A idade K-Ar pode representar a época em que o mineral analisado passou a reter completamente, em sua estrutura, todo o ^{40}Ar produzido pelo decaimento do ^{40}k radioativo, ou seja, a época em que se deu o resfriamento do sistema para valores inferiores a sua temperatura de bloqueio. Essas idades são mínimas em relação aos eventos geradores da rocha, representando somente o período de cristalização do sistema quando o resfriamento tiver sido brusco, como acontece com as rochas ígneas vulcânicas ou intrusivas rasas.

Os minerais mais apropriados para a datação K-Ar são os anfibólios (temperatura de bloqueio de 450 a 500°C), as moscovitas (350 – 400°C) e biotitas (250 – 300°C) (Borba, 2006). Os minerais que apresentam quantidades ínfimas de potássio reduzem a capacidade de retenção e não são aconselháveis para a datação (Faure, 1986). São os casos, por exemplo, dos plagioclásios (250°C), em particular, os sódicos que apresentam retentividade variável, os feldspatos potássicos (150 – 200°C) por causa da sua estrutura

cristalina perdem argônio mesmo a temperatura ambiente. Excetua-se a sanidina de rochas vulcânicas jovens (Faure e Mensing, 2005).

A sistemática K-Ar é aplicável nas rochas metamórficas, para a determinação das idades de resfriamento regional e do último evento de resfriamento e nas rochas sedimentares onde ocorrem minerais neoformados ou autigênicos, tais como glauconita e ilita (Faure e Mensing, 2005)

2.3.3 - Método Rb-Sr

O Rb (raio iônico = 1,48 Å) é um elemento alcalino, solúvel e o Sr (raio iônico = 1,13 Å) é um elemento alcalino-terroso, razoavelmente solúvel. O Rb e o Sr são elementos incompatíveis e têm um comportamento geoquímico diferente. O primeiro é móvel e o segundo é relativamente imóvel (Faire, 1986, Dickin, 1995).

O sistema Rb-Sr baseia-se no decaimento radioativo (emissão de partículas β) do isótopo de Rb de massa 87 (^{87}Rb), que s transforma no isótopo de Sr de massa 87 (^{87}Sr) segundo uma meia-vida de 48,8 Ga (Faure, 1986).

A desintegração do ^{87}Rb é lenta e constante durante todo o tempo geológico, de modo que as composições isotópicas de Rb e Sr permitem calcular a idade do evento geológico e obter o parâmetro petrogenético, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, a razão isotópica inicial do sistema (Faure, 1986).

Durante a cristalização fracionada dos magmas, o Sr tende a se concentrar nos plagioclásios substituindo o Ca (raio iônico = 0,99 Å), enquanto que o Rb tende a permanecer no líquido residual, por sua afinidade com o K r(aio iônico = 1,33 Å). Portanto, a razão Rb/Sr aumenta com a diferenciação, favorecendo assim o enriquecimento em Rb das rochas crustais e o empobrecimento deste elemento no manto. Assim, a avaliação das composições isotópicas do $^{87}Sr/^{86}Sr$ no tempo geológico permite caracterizar petrogenicamente as rochas, como sendo oriundas do manto superior ou crosta continental (Faure e Mensing, 2005). Em amostras de rocha total com minerais ricos em Rb pode se calcular por esta sistemática a idade em apenas

uma amostra (idade modelo), bastando atribuir um valor arbitrário à $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, de 0.699, 0.702 – 0.706, 0.709 e 0.730 dos meteoritos, do manto atual, da água do mar e da crosta superior respectivamente.

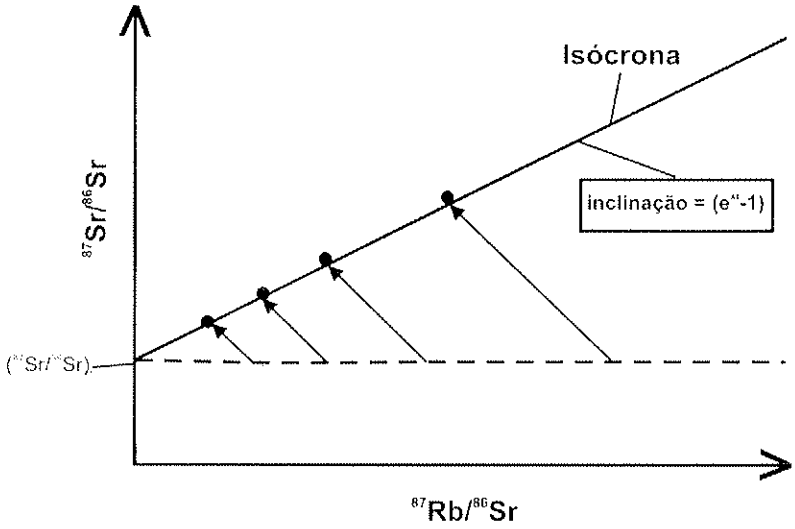


Figura 2.1 - Diagrama isocrônico $^{87}Rb/^{86}Sr$ x $^{87}Sr/^{86}Sr$.

A temperaturas superiores a 300 – 350 °C ocorre a migração de Sr entre as fases minerais, em um processo denominado homogeneização isotópica de Sr. Abaixo desta temperatura de bloqueio, o sistema volta a se comportar de maneira fechada, impossibilitando novas trocas. Essas propriedades tornam o sistema Rb-Sr ideal para a datação de eventos de cristalização ou metamorfismo a temperaturas superiores a 350 °C. A idade pode ser é obtida através de diagrama isocrônico (Figura 2.1), no qual o eixo X representa as razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ e o eixo Y as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, para um conjunto de amostras de rocha e/ou amostras de rocha e seus diferentes minerais, geneticamente relacionadas (Faure, 1986, Faure e Mensing, 2005).

Para amostras cogenéticas e de diferentes teores de Rb, as razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ são diferentes. Ao tempo de cristalização, a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ seria uniforme (homogeneização), e o aumento desta razão é proporcional ao teor de Rb da amostra. A inclinação da reta que melhor se ajusta às razões obtidas (alinhamento dos pontos) define uma reta, denominada isócrona e corresponde á idade de cristalização ou metamorfismo, cujo coeficiente angular é

proporcional à idade e o intercepto desta reta com a ordenada será a razão isotópica inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ do sistema, conforme a equação:

$$T = 1/\lambda_{Rb} \ln \left[1 + \frac{^{87}Sr/^{86}Sr - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0}{^{87}Rb/^{86}Sr} \right] \qquad (2.4)$$

onde: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ é a razão isotópica inicial; $(^{87}Sr/^{86}Sr)$ é a razão isotópica medida; $(^{87}Rb/^{86}Sr)$ é a razão isotópica medida no espectrômetro.

As idades Rb-Sr podem ser distintas e terão significados diferentes se forem obtidas em rocha total ou em minerais separados. Em rocha total quando a rocha é reaquecida, o ^{87}Sr radiogênico se redistribui entre os diversos minerais, mas não sai da rocha, que se comporta como um sistema fechado. No caso em que a rocha for reaquecida até uma temperatura superior a de bloqueio, os átomos de ^{87}Sr sairão dos minerais enriquecidos em Rb, como a biotita e entrarão nos minerais pobres em Rb como os plagioclásios, provocando a chamada re-homogeneização isotópica dos minerais e a idade obtida corresponderá ao último evento de reaquecimento. Em concentrados de minerais de rochas ígneas e metamórficas, as idades correspondem à época de resfriamento ou do último evento termal sofrido pela rocha. A temperatura em que o sistema Rb-Sr se fecha , quando se utiliza rocha total, é superior que temperatura de resfriamento dos seus minerais constituintes, as idades obtidas tendem a fornecer a idades de formação das rochas.

O cronômetro Rb-Sr será zerado cada vez que o Sr, dentro de uma formação geológica, apresenta a mesma composição isotópica, o que acontece sempre que ocorre a homogeneização isotópica de Sr no nível de rocha total. Em rochas metamórficas, se o metamorfismo atingir intensidade suficiente para provocar homogeneizações isotópicas, a idade isocrônica obtida em rocha total pode ser interpretada como sendo representativa do evento metamórfico.

As rochas ígneas e/ou metamórficas quando expostas às condições de superfície sofrem processos intempéricos, desagregando-se física e quimicamente. As micas e feldspatos potássicos (minerais portadores de Rb) são mais resistentes, preservam a sua composição, enquanto que os

plagioclásios, piroxênios, anfibólios e calcita (minerais portadores de Sr) são mais facilmente alterados, tornando este elemento livre para novas trocas. O Sr liberado pelo intemperismo termina concentrando-se nos oceanos, onde seu tempo de residência é da ordem de 10^7 anos, um período longo em comparação com a taxa de mistura das águas oceânicas (10^3 anos). Assim, em sedimentos marinhos, de granulometria fina, ricos em argilominerais expansivos e que tenham experimentado trocas físico-químicas na interface sedimento/águas marinhas, pode ocorrer a uniformização isotópica do Sr, permitindo a obtenção de isócronas representativas da idade de deposição para estas condições. O sistema Rb-sr pode ser utilizado para inferir a proveniência de sedimentos ou rochas sedimentares (Faure, 1986).

2.3.4 - Método Sm-Nd

Os elementos Sm e Nd pertences ao grupo dos elementos das Terras Raras (ETR) e possuem características muito semelhantes, tanto em termos da carga (+3) quanto em relação ao raio iônico (1,04 Å para o Sm e 1,08Å para o Nd) (Faure, 1986 e Dickin, 1995). Estas características atribuem a ambos os elementos comportamento muito parecido frente à grande maioria dos processos geológicos e geoquímicos, tanto que a razão Sm/Nd em rochas e minerais varia apenas de 0,1 a 0,5 (Faure, 1986). Nas rochas ígneas varia de 0,11 a 0,317 e nos minerais de 0,14 a 0,539 (Tabela 2.1) (Faure & Mensing, 2005). Como os elementos das TR possuem uma forte densidade de carga (3^+) e um número atômico elevado (57 a 71), estes elementos praticamente não se difundem no estado sólido, o que os torna pouco móveis na escala de rocha total. No entanto a razão Sm/Nd decresce, já que o Nd vai sendo mais concentrado no líquido em relação ao Sm durante o processo da cristalização fracionada. Na escala de mineral, durante um processo metamórfico, ocorre uma redistribuição do Sm e do Nd entre os minerais neoformados.

O Sm e Nd são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo elementos de íons grandes (Faure e Mensing, 2005). Ocorrem principalmente nos clinopiroxênios, anfibólios, granada, micas e feldspatos, que são os principais minerais com razões Sm/Nd mais elevadas (Tabela 2.1). Em

alguns casos, os elementos das TR concentram-se como constituintes importantes de minerais acessórios de rochas granitóides, como é o caso de allanita, apatita, monazita, xenotima, fluorita e cassiterita.

Tabela 2.1 – Concentrações médias de Sm e Nd nas rochas ígneas e minerais mais comuns (Faure & Mensing, 2005).

Rocha/Mineral	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd
Komatiito	1,14	3,59	0,317
MORB (tholeiito)	3,3	10,38	0,32
Dacito	5,05	24,9	0,202
Granito	8,22	43,5	0,188
Sienito	9,5	86,8	0,11
Granada	1,17	2,17	0,539
Clinopiroxênio	3,34	9,09	0,367
Anfibólio	6,03	17,3	0,347
Biotita	37,0	71,5	0,215
Feldspato potássico	3,77	26	0,14

O sistema Sm-Nd baseia-se no decaimento radioativo (emissão de partículas α) do isótopo de Sm de massa 147 (^{147}Sm), que se transforma no isótopo de Nd de massa 143 (estável) (^{143}Nd) por emissão de partículas alfa, segundo uma meia-vida de 1,06 x 10^{11} anos. Os teores muito baixos de Sm e Nd nas rochas e minerais (da ordem de ppm) e a meia-vida muito longa do sistema de decaimento de ^{147}Sm para ^{143} Nd fazem com que as variações de abundância entre os diferentes isótopos de Nd sejam muito sutis, dificuldade superada apenas nas últimas décadas com a construção de espectrômetro de massa mais modernos e precisos (DePaolo, 1988).

Assim como para o sistema Sm-Nd, pode-se utilizar o diagrama isocrônico ($^{143}Nd/^{144}Nd$ x $^{147}Sm/^{144}Nd$), considerando que no momento da cristalização os minerais de uma rocha ígnea possuem a mesma razão isotópica $1^{43}Nd/^{144}Nd$, mas diferentes razões $^{147}Sm/^{144}Nd$. A idade obtida pelo sistema Sm-Nd baseia-se no mesmo princípio que a do Rb-Sr idade e pode ser calculada através da aplicação das seguintes equações:

$$T = 1/\lambda_{Sm} \ln \left[1 + \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_a - (^{143}Nd/^{144}Nd)_i}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_a} \right] \qquad (2.5)$$

Onde:

T é a idade

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_a$ e $(^{147}Sm/^{144}Nd)_a$ são as razões isotópicas experimentais;

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ a razão isotópica inicial e

a e **i** designam amostra e inicial respectivamente.

As idades isocrônicas Sm-Nd em rochas ígneas geralmente são interpretadas como idades de cristalização magmática. Em concentrados de minerais de uma mesma rocha, a idades obtidas geralmente são interpretadas como a época de formação desses minerais ou da rocha. Em rochas metamórficas , Mezger et al. (1992), demonstraram que isócronas Sm-Nd em minerais podem indicar idades de resfriamento do sistema, logo após as condições de máximo metamorfismo, indicando que a temperatura de bloqueio do sistema Sm-Nd para o par rocha total-granada seria da ordem de 600 °C.

Devido ao comportamento isoquímico do Sm e do Nd, é difícil obter variações significativas nas razões Sm/Nd em rochas cogenéticas, o que dificulta muitas vezes a obtenção de idades isocrônicas em rocha total. Em concentrados de minerais (por exemplo feldspato e granada) e rocha total de uma mesma amostra normalmente se consegue obter uma isócrona porque possuem razões Sm/Nd com alguma variação (entre 0,14 a 0,54).

O método isocrônico Sm-Nd é ideal para a datação de rochas máficas e ultramáficas que são constituídas principalmente por minerais com altas razões Sm/Nd (granadas, clinopiroxênios, anfibólios, biotitas e feldspatos) do arqueano e Paleoproterozóico, devido ao valor muito alto da méis-vida deste sistema.

O caráter refratário e imóvel do Sm e Nd (Terras raras) frente à maioria dos processos geológicos não permite a abertura subseqüente do sistema Sm–

Nd. Os únicos fatores que fracionam a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ são os minerais portadores de TR, a alteração hidrotermal e a chanoquitização.

A razão Sm/Nd sofre fracionamento significativo e relevante somente durante a diferenciação manto superior – crosta oceânica. Este fato permite obter, para qualquer rocha da crosta continental, a época aproximada (idade modelo) em que o seu magma parental diferenciou-se do manto, qualquer que tenha sido a sua história geológica posterior, tornando deste modo o sistema Sm-Nd uma importante ferramenta para os estudos sobre a evolução crustal.

Sob o ponto de vista geoquímico existem dois modelos diferentes de evolução isotópica de Nd para o manto superior, que consideram o manto um reservatório uniforme, de composição condrítica (CHUR), ou um manto empobrecido (DM) pelos processos de diferenciação e crescimento da crosta continental (DePaolo, 1988). O primeiro, baseado na evolução dos condritos imagina o nosso planeta como um sistema homogêneo quando se formou e assume que o Nd terrestre estava num reservatório uniforme cuja razão Sm/Nd seria igual a dos meteoritos condríticos (DePaolo e Wasserburg, 1976). O segundo considera um manto empobrecido continuamente no tempo geológico em Nd e admite que o manto superior sofra sucessivos episódios de diferenciação e fracionamento, envolvendo a extração de magmas basálticos, permanecendo um manto residual cada vez mais empobrecido geoquimicamente, e, portanto, com razão Sm/Nd cada vez maior (DePaolo, 1981, Sato et al, 1995).

O cálculo das idades modelos pode ser feito seguindo os dois modelos. Neste trabalho as idades Sm-Nd modelo utilizadas foram calculadas através do modelo do manto empobrecido (T_{DM}).

As razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ iniciais são utilizadas como indicadores de processos petrogenéticos das rochas crustais, e especialmente na caracterização de fontes dos materiais mediante o cálculo de um parâmetro, denominado ε_{Nd}, que corresponde à comparação entre o valor atual da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ da amostra em questão, ou do valor da mesma razão em qualquer época da história geológica dessa amostra , com o valor que teria o

CHUR (Faure e Mensing, 2005). Por exemplo, se na época da cristalização o magma parental tiver uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ mais elevada que a do condrito, como magma diferenciado do manto superior, o valor de ε_{Nd} será positivo, e se a amostra apresentar composição isotópica de Nd menos radiogênica que a dos condritos, o valor de ε_{Nd} será negativo, e indicaria que a amostra teria provavelmente como origem a crosta superior com tempo de residência crustal tanto maior quanto maior for o valor de ε_{Nd}. Os valores médios de ε_{Nd} atuais para os diversos ambientes geoquímicos e tectônicos, são os seguintes (DePaolo, 1988):

CHUR (Manto inferior "primitivo") = 0;

Manto superior empobrecido = + 10;

Ilhas oceânicos = + 8;

Ilhas intra-placas (hot spots) = 0 a +8;

Dorsais meso-oceânicas = + 10;

Áreas cratônicas = - 5;

Riftes continentais = -5 a +8 e

Arcos em margens continentais = -20 a +8.

O caráter imóvel das terras raras favorece a aplicação do método Sm–Nd aos processos sedimentares, principalmente no que diz respeito à proveniência das rochas siliciclásticas. Os processos de erosão, transporte e deposição não afetam as razões Sm/Nd medidas. Refletem com fidelidade as características das fontes dos detritos. O método Sm-Nd também pode ser aplicado na determinação das idades mínimas de abertura de bacias e na determinação das idades de cristalização (isocrônicas) em rochas máficas não portadoras de zircão. Porém para o primeiro caso a aplicação do método tem limitações porque as idades modelos de rochas sedimentares e

metassedimentares porque estes materiais são compostos por materiais que podem ser provenientes de várias fontes.

2.3.5 - Sistema U-Th-Pb

O urânio (U) e o tório (Th) são elementos do grupo dos actinídeos. Ambos ocorrem na natureza na forma de íons tetravalentes e possuem comportamento geoquímico e raios iônicos similares (U^{4+} = 1,05Å e Th^{4+} = 1,10Å) e substituem-se entre si com facilidade. O U^{4+} e Th^{4+} são insolúveis e ambos ocorrem em minerais acessórios: U^{4+} nos zircões, badeleítas e uraninitas; Th^{4+} é encontrado nos zircões, badeleítas, toritas e torianitas). Contrariamente ao Th, sob condições oxidantes o U (U^{6+}) forma de íons uranilos (UO_2^{2+}) , solúveis em meio aquoso, tornando desse modo móvel, o que resulta na sua separação do Th tetravalente (Faure e Mensing, 2005).

U e Th são pouco abundantes no manto e na crosta terrestre. Durante os processos de fusão parcial e cristalização fracionada comportam-se como elementos incompatíveis, sendo concentrados na fase líquida e incorporados nos produtos mais ricos em sílica. Tal fato, faz com que as suas concentrações sejam altas em rochas graníticas, baixas nas rochas básicas e muito baixas nas rochas ultramáficas (Faure e Mensing, 2005). Estas características servem de vantagem para a caracterização de eventos geológicos, sobretudo na petrogênese de diversos materiais geológicos.

O Pb (raio iônico = 1,20Å) é um elemento calcófilo e parcialmente siderófilo. Comporta-se como um elemento moderadamente incompatível perante os processos de fusão parcial e cristalização fracionada. A sua concentração aumenta das rochas básicas para as ácidas (Faure, 1986).

O U possui dois isótopos radioativos, que através de uma sucessão complexa de decaimentos intermediários originam duas séries de desintegração (Faure & Mensing, 2005):

$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8\alpha + 6\beta^{-} + Q$ ($t_{1/2}$ = 4,468 Ga, λ_1=1,55125 x 10^{-10} anos^{-1}),

$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7\alpha + 4\beta^- + Q$ ($t_{1/2}$ =0,703 Ga (λ_2= 9,8485 x 10^{-10} anos^{-1}).

Um terceiro produto radiogênico de Pb pode ser obtido pelo decaimento de ^{232}Th:

$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb + 6\alpha + 4\beta^- + Q$ ($t_{1/2}$ = 14,01 Ga (λ_3= 4,9475 x 10^{-11} anos^{-1}).

O método U-Th-Pb permite a obtenção de três idades independentes de minerais e rochas que contém U e Th segundo as equações:

$$^{206}Pb/^{204}Pb = (^{206}Pb/^{204}Pb)_i + {}^{238}U/^{204}Pb\ (e^{\lambda_1 t} - 1) \qquad (2.6)$$

$$^{207}Pb/^{204}Pb = (^{207}Pb/^{204}Pb)_i + {}^{235}U/^{204}Pb\ (e^{\lambda_2 t} - 1) \qquad (2.7)$$

$$^{208}Pb/^{204}Pb = (^{208}Pb/^{204}Pb)_i + {}^{232}Th/^{204}Pb\ (e^{\lambda_3 t} - 1) \qquad (2.8)$$

Onde:

^{204}Pb é o isótopo estável não radiogênico;

$^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{238}U/^{204}Pb$, $^{235}U/^{204}Pb$, e $^{232}Th/^{204}Pb$ são as razões isotópicas atuais (medidas) no mineral;

$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$, $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ e $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ as razões isotópicas iniciais de Pb no mineral;

Λ_1, Λ_2 e Λ_3 são as constantes de decaimento de ^{238}U, ^{235}U e ^{232}Th, respectivamente e

t , o tempo decorrido desde o fecho do sistema U-Th-Pb.

As três equações fornecerão a mesma idade se o sistema permanecer fechado (sem perdas de Pb nem ganhos de U) durante os episódios de metamorfismo. Na Figura 2.2 ilustra a representação gráfica das idades obtidas por esta sistemática, projetadas num único diagrama, tornando assim, possível a sua interpretação. A curva concôrdia (Ahrens, 1955; Wetherill, 1956)

representa o lugar geométrico dos pontos concordantes (idades concordantes), obtidos pelos três cronômetros. Quando um ponto analítico não cae sobre a curva concórdia, as três idades deixam de ser iguais devido à perda de Pb ou ganho de U. A reta onde se plotam os pontos discordantes (que caem fora da concórdia) é denominada a reta Discórdia. Ao intercepto superior tem sido atribuída para as rochas ígneas a idade de cristalização dos minerais (zircões) e ao inferior nenhum significado geológico ou a idade de um evento geológico discreto. A interseção inferior pode estar relacionada a uma perda episódica ou a uma perda contínua de Pb, durante um evento termotectônico que afetou o sistema. Uma simples interpretação seria uma nova cristalização de um novo zircão à volta de um núcleo antigo. Esse fenômeno é comum nos xenólitos de zircões de rochas ígneas e nas rochas metamórficas de alto grau (Faure e Mensing, 2005).

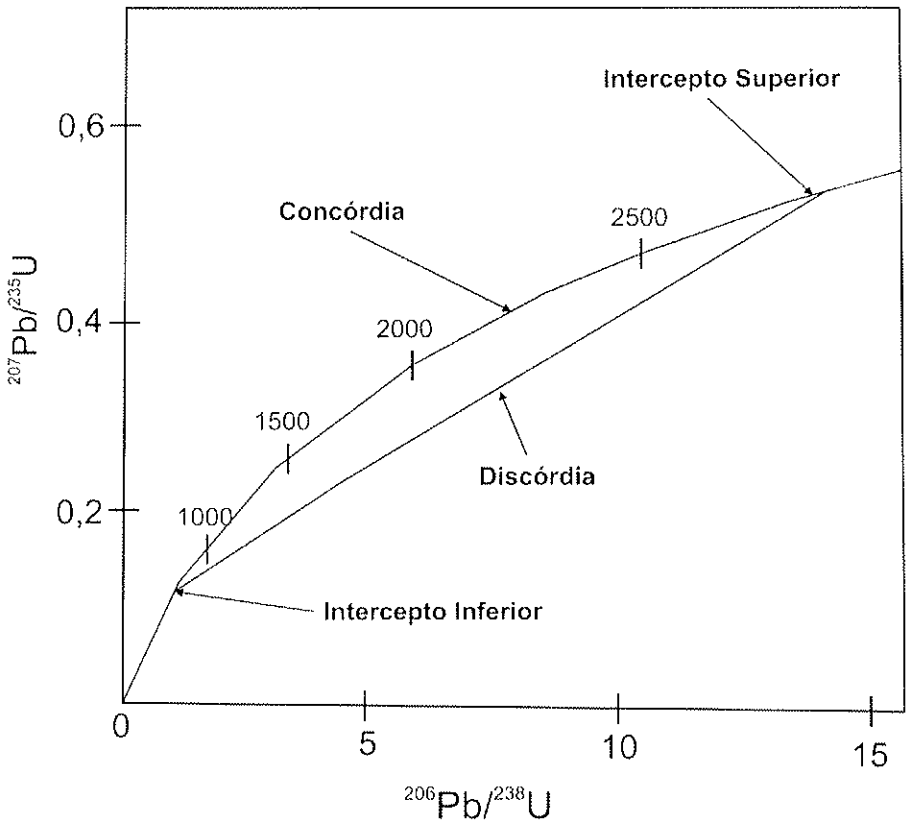


Figura 2.2 - Exemplo esquemático de um diagrama concórdia de rocha ígnea pelo método U-Th-Pb.

A sistemática U-Th-Pb é ideal para a datação de minerais (zircão, badaleita, monazita, titanita e rútilo) que contém U e Th e não contém Pb. Esse são minerais são resistentes aos processos de alteração, erosão, transporte e deposição e ocorrem com freqüência em muitos tipos de rochas. O zircão, devido às suas características isotópicas e à sua ampla distribuição nas rochas ígneas (como produto primário), metamórficas (como grãos recristalizados) e sedimentares (como grãos detríticos) – constitui-se no principal e freqüentemente único acesso à história mais remota da crosta terrestre. A alta temperatura de bloqueio entre 750 - 800°C (Mezger, 1990; Heaman and Ludden, 1991; Lee et al., 1997), aliada à propriedade de preservação do sistema isotópico do sistema U-Th-Pb fechado por domínios, permite a discriminação de eventos mais antigos dos mais recentes, sempre que o evento mais novo alcançou equilíbrio, mesmo sob estágios avançados de fusão parcial, ou de metamorfismo de alta pressão e temperatura.

2.3.6 – Sistema U-Pb por LA-HR-ICP-MS

A Espectrometria de Massa por Ionização com Fonte de Plasma Indutivamente Acoplado com Introdução da Amostra por Ablação a Laser (LA-HR-ICP-MS), adaptado para determinações geocronológicas de minerais, como zircões e monazitas, é um dos últimos avanços tecnológicos com vantagens sobre os métodos tradicionais de geocronologia (Halliday et al., 1995). O LA-IHR-CP-MS é um equipamento utilizado para análise "in situ" de partes específicas do cristal de zircão, cujo ponto de análise pode atingir diâmetro entre 30-40 µm. Essas partes podem-se relacionar a eventos geológicos específicos que incluem, entre outros, a formação de zircão em ambientes magmáticos, o sobrecrescimento ou recristalização em condições metamórficas, a preservação de heranças mais antigas em rochas magmáticas e a presença de fontes diferentes em rochas sedimentares e metamórficas.

As medidas são exatas e rápidas, muito úteis nos estudos que necessitam a determinação de idades de muitos grãos, como na proveniência de sedimentos detríticos e caracterização de modas de idades de zircões de bacias sedimentares detríticas. Assim, devido à capacidade de análise de

elementos traços com resolução de alguns micron, em sólidos heterogêneos, típicos de materiais geológicos essa técnica permite, por exemplo, caracterizar zonações de elementos traços, como de terras raras em granadas, executar perfilagens laterais e verticais no estudo da alteração de minerais , ou obter informações diretas de inclusões fluidas (Amante et al., 2004).

A análise por LA-HR-ICP-MS é complementada com o reconhecimento preliminar da estrutura interna do mineral através de imagens de cátodo luminescência. Essas imagens são produzidas pela excitação da superfície do mineral ante a incidência de elétrons acelerados. A imagem é exibida por espectros gerados pela energia dissipada pelos átomos. A estrutura interna das imagens é produto das características químicas e estruturais do mineral, herdada da ocorrência de diferentes mecanismos de crescimento em ambientes ígneos e metamórficos.

2.3.7 - Sistema Pb-Pb

O Chumbo é elemento comum em rochas, como elemento traço ou mineral de minério e, suas composições isotópicas são utilizadas para estudos da evolução geológica, na determinação das idades Pb-Pb das rochas e das mineralizações por meio de diagramas isocrônicos, ou então através da aplicação do modelo da plumbotectônica a partir das medições das composições isotópicas do Pb nos minerais de minério e em feldspatos de rochas ígneas, que não incluem U nos seus retículos cristalinos.

Nos processos de fusão parcial de rochas mantélicas o U e Th são concentrados na fase líquida e incorporados nos produtos ricos em sílica, razão pela qual o manto superior possui baixas razões U/Pb e Th/Pb em relação à crosta continental (Faure & Mensing. 2005). Essa diferença geoquímica permite que a razão $^{238}U/^{204}Pb$ seja utilizada como parâmetro petrogenético (μ). Os ambientes geológicos apresentam razões U/Pb e Th/Pb características, que influenciam a evolução isotópica do Pb e fornecem informações petrogenéticas. A composição isotópica de Pb nos

diferentes litotipos é um registro dos reservatórios geoquímicos (manto, rochas crustais ou minerais de minério de Pb) onde o Pb residiu.

O parâmetro petrogenético μ que representa a razão $^{238}U/^{204}Pb$ atual da fonte pode ser calculado a partir da seguinte fórmula:

$$\mu = \frac{^{206}Pb/^{204}Pb - a_0}{(e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t})} \qquad (2.9)$$

- Onde:
  - $^{206}Pb/^{204}Pb$ = intersecção da isócrona Pb-Pb com a Geócrona para 4.57 Ga;
  - a_0 = 9.307;
  - t = idade da isócrona Pb-Pb.

Devido ao seu comportamento diferencial, os isótopos de Pb podem ser utilizados para diferenciar os magmas gerados por processos de fusão parcial da crosta inferior dos oriundos do manto superior, o que não é possível utilizando-se apenas os isótopos de Sr. Esta distinção pode ser feita através da utilização do parâmetro μ_1.

Magmas diferenciados diretamente do manto superior apresentam valores de μ dentro do intervalo 7.5 e 8.1, e magmas gerados através de processos de fusão parcial da crosta continental apresentam valores de μ abaixo ou acima deste intervalo (Moorbath e Taylor, 1981). Quando os valores calculados de μ forem maiores que 8,1, pode indicar que o magma parental do conjunto de rochas estudado derivou-se a partir de processos de fusão parcial da crosta continental superior, onde a razão U/Pb é mais elevada que no manto superior. Por outro lado se os valores calculados forem menores que 7,5, significa que o magma foi gerado em um ambiente que possui razão U/Pb menor que o manto, ou seja, da crosta continental inferior.

Na sistemática Pb-Pb, as idades isocrônicas, à semelhança dos métodos Rb-Sr e Sm-Nd, podem ser obtidas através de um conjunto de rochas e/ou minerais cogenéticas, cujas composições isotópicas alinham em uma reta no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ ∪ $^{206}Pb/^{204}Pb$. Para que haja um alinhamento dos

pontos experimentais, as amostras analisadas devem ter a mesma razão inicial de Pb, diferentes razões de U/Pb e o sistema deve ter permanecido fechado para U e Pb desde a época da ultima homogeneização isotópica. Deste modo, a idade obtida será a idade de formação da rocha ou do metamorfismo. As idades isocrônicas podem ser obtidas, também, através da aplicação da técnica de lixiviação de Pb (Frei & Kamber, 1995). A lixiviação permitirá a extração gradual do Pb e possibilitará a maximização da dispersão das composições isotópicas de Pb no diagrama isocrônico.

A principal vantagem das isócronas obtidas pelo método Pb-Pb em relação àquelas obtidas pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd é que, como este sistema baseia-se em um só elemento, o Pb, a perda deste elemento por processos geológicos posteriores não influencia a idade da isícrona, pois a composição do isotópica do Pb, independentemente da quantidade absoluta presente na rocha se mantem. Além disso não é necessário determinar as concentrações de U e Pb das amostras.

Os dados obtidos pelo método Pb-Pb podem ser interpretados de diversas formas. Holmes (1946) e Houtermans (1946) apresentaram independentemente um modelo de evolução isotópica do Pb. De acordo com esse modelo, desenvolvido em galenas, o sistema U-Th-Pb é entendido como fechado e homogêneo desde a formação da Terra, e as razões U/Pb e Th/Pb se modificam por decaimento radioativo em estágio único, dentro dum reservatório uniforme até a mobilização do Pb comum e radiogênico para a formação da galena, indicando a idade obtida a fonte de Pb.

Cumming e Richards (1975) no seu modelo de estágio único, também desenvolvido em galenas, mostraram que a evolução do Pb é contínua e as razões U/Pb e T/Pb são constantemente aumentadas no reservatório fonte até à formação das galenas, a qual representa a composição isotópica média da crosta continental superior.

Stacey e Kramers (1975) apresentaram o modelo de estágio duplo, também desenvolvido em galenas, segundo o qual, num primeiro estágio, entre 4,57 e 3,75 Ga, a Terra era homogênea para o sistema U-Th-Pb e em 3,75 Ga a Terra sofreu um processo de intensa diferenciação geoquímica no manto e

na crosta modificando as razões U/Pb e Th/Pb, as quais permaneceram constantes até hoje. O Pb removido do reservatório primordial e incorporado na galena manteve-se constante a partir do segundo estágio (Faure e Mensing, 2005).

O modelo da Plumbotectônica, idealizado por Doe e Zartman (1979) e modificado por Zartman e Doe (1981) a partir do estudo de depósitos da galena do fanerozóico tem sido utilizado com freqüência para isótopos de Pb. Este modelo estabelece curvas de evolução isotópica de Pb para quatro reservatórios geoquímicos da terra: manto, crosta continental superior, crosta inferior e ambiente orogênico. Este último representa a mistura de materiais dos outros reservatórios, produzidos no decurso de eventos orogênicos que ocorreram ao longo da história da Terra em cada 400 Ma. A identificação do reservatório geoquímico seria obtida através da utilização de curvas de evolução do Pb pré-determinadas nos diagramas $^{207}Pb/^{204}Pb$ u $^{206}Pb/^{204}Pb$, para caracterizar as idades e o $^{208}Pb/^{204}Pb$ u $^{206}Pb/^{204}Pb$ para a verificação das mudanças do sistema U-Th-Pb.

2.3.8 - Datações das mineralizações

A determinação direta das idades das mineralizações em depósitos minerais tem sido difícil devido à falta de minerais datáveis diretamente pelos métodos radiométricos tradicionais ou devido ao fato de que mineralizações são complexas e passíveis de sucessivas remobilizações de fluidos que podem abrir os sistemas isotópicos. Para obter maiores confiabilidades nas interpretações geológicas dos dados isotópicos obtidos em mineralizações muitas vezes recorre-se à combinação de pelo menos dois métodos, como por exemplo, as sistemáticas K–Ar e Rb–Sr para a datação dos minerais de alteração hidrotermal e U–Pb na datação de eventos hidrotermais ou de minerais de minério, além das rochas encaixantes das mineralizações.

As análises isotópicas na Exploração Mineral são importantes não só para a determinação das idades das mineralizações, mas também para o estabelecimento de modelos conceituais dos depósitos minerais, na definição

de províncias metalogenéticas e na caracterização das fontes dos fluidos. Tais análises estendem-se para os minerais do minério e à associação paragenética da mineralização, incluindo a ganga (Gulson, 1986, kerrich, 1991, Nakal et Al., 1990, 1993).

2.3.8.1 – Sistema K-Ar

Na pesquisa mineral o método K-Ar é usado na datação indireta dos depósitos minerais, através da determinação das idades dos eventos hidrotermais responsáveis pelas mineralizações por meio da datação de minerais alterados hidrotermalmente, rochas encaixantes e minerais nas proximidades de um depósito em que o sistema K-Ar tenha sido termalmente afetado por processos mineralizantes.

2.3.8.2 – Sistema Rb-Sr

Na pesquisa mineral, o Rb-Sr é usado na datação de eventos hidrotermais, através da datação de rochas encaixantes com forte alteração hidrotermal (que permite a re-homogenização isotópica) e de minerais da ganga geralmente ricos em Sr, mas incapazes de incorporar Rb em seus retículos cristalinos (calcita, barita, scheelitas, turmalinas, actinolitas, fluorita, sulfetos e sulfatos) (a falta de Rb permite a determinação da razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$).

As razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ constituem uma ferramenta importante na petrogenêse das rochas e das mineralizações. Muitos depósitos minerais são isotopicamente heterogêneos. Em sulfetos o Rb e o Sr encontram-se nas inclusões de fluidos e nos defeitos dos retículos cristalinos, sendo por isso possível o uso de apenas uma amostra, pela técnica de lixiviação para a obtenção de isócronas de Rb-Sr. Os trabalhos de Nakai et al. (1990 e 1993) e de Pettke e Diamond (1996), com a aplicação dessa técnica para a datação de esfarelita mostraram que a esfarelita pura tem razão Rb/Sr mais alta que quando associada a uma inclusão de fluidos, não se sabendo a localização e o

mecanismo de fracionamento do Rb e Sr. Presume-se que os dois elementos sejam hospedados na esfarelita que preferencialmente nas inclusões silcatadas.

Em rochas alteradas hidrotermalmente, se os fluidos mineralizantes que interagem com as rochas encaixantes provocarem a re-distribuição e o re-equilíbrio do sistema isotópico Rb-Sr com respeito aos minerais da rocha hidrotermalizada, torna-se possível à determinação da idade do evento hidrotermal. No caso de não se ter à homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr durante o evento hidrotermal ou ocorrer à atuação de eventos pós-mineralização que puderam abrir o sistema Rb-Sr, os resultados podem produzir retas de misturas cujas inclinações refletem idades sem significado geológico.

2.3.8.3 – Sistema Sm-Nd

A aplicação do método Sm-Nd em fluoritas e scheelitas permite monitorar a evolução dos fluidos hidrotermais e obter idades isocrônicas, embora nem sempre confiáveis (Kerrich, 1991). Nas rochas alteradas hidrotermalmente, as razões Sm/Nd são mais elevadas e variáveis, tornando possível a obtenção de isócronas que podem corresponder à época das mineralizações associadas aos fluidos hidrotermais. O ε_{Nd} pode ser usado para inferir sobre a fonte dos fluidos mineralizantes.

2.3.8.4 – Sistema U-Pb

O método U–Pb em minerais de minério é de difícil aplicação, principalmente por causa da possibilidade da herança de Pb comum e da evolução isotópica complexa do Pb na crosta continental, tal é o caso de corpos mineralizados que possuem inclusões ou fases minerais tardias que incorporam Pb comum precipitado em fraturas. Porém, este método pode ser utilizado como ferramenta indireta, em depósitos minerais associados ao plutonismo, dado que permite relacionar pulsos magmáticos com eventos de mineralização datados por outros métodos isotópicos. Pode ser aplicado (isócrona) em minerais com alta razão U/Pb, tais como cassiterita,

rútilo e titanita, em casos em que a perda de Pb é desprezível e em materiais jovens (a partir do Mesozóico), porque a partir dessa época a perda do Pb é insignificante.

2.3.8.5 – Sistema Pb-Pb

O método de Pb comum é aplicado no estudo de depósitos minerais principalmente como traçador geoquímico na caracterização das fontes dos fluidos envolvidos.

Como o Pb é um elemento calcófilo, pode ser encontrado na galena e outros sulfetos comuns. Admite-se como princípio que a composição isotópica do Pb dentro da estrutura do mineral não mudou desde o tempo de sua formação, ou seja, o mineral preservou a relação inicial dos isótopos de Pb.

Uma das técnicas de datação e determinação da origem de metais mais usados em metalogenia baseia-se no diagrama de plumbotectônica de Zartmam e Doe (1981) que estabelece curvas de evolução isotópica do Pb para quatro reservatórios geoquímicos da Terra: manto, crosta continental superior, crosta inferior e ambiente orogênico. Além de indicar o ambiente de proveniência do Pb, a plumbotectônica inferir sobre a época das mineralizações (idade modelo). Esta técnica é recomendada para o estudo de depósitos situados em regiões arqueanas, preservadas de modificações que poderiam ocorrer devido aos eventos termo-tectônico do proterozóico e fanerozóico. Para as idades modelo das mineralizações é freqüente o uso de amostras de minerais de minério ou ganga, pobres em U e Th.

As idades isocrônicas Pb-Pb podem ser obtidas a partir de um conjunto de rochas ou minerais cogenéticos cujas composições isotópicas se alinham em uma reta no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$, ou a partir de uma amostra de minério por meio da técnica de lixiviação por etapas (Frei & Kamber, 1995). Essas idades podem ser interpretadas como épocas de cristalização ou de remobilizações de fluidos.

2.4 - PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISES ISOTÓPICAS

A preparação de amostras de rocha total e de concentrados de minerais para as análises isotópicas envolveram a trituração e moagem em moinhos de bolas. Os procedimentos analíticos seguem a rotina em curso nos laboratórios CPGeo.

As amostras para rocha total são fragmentadas com martelo, trituradas num pilão de aço até se obterem frações de 60-100 Mesh que são depois lavadas no ultrasom e secas com o auxílio de lâmpadas aquecedoras. Finalmente, são pulverizadas em moinho de bolas revestido com tungstênio.

Para os concentrados de minerais separaram-se o piroxênio, plagioclásio, biotita, zircão e os sulfetos constituintes do minério. Em cada amostra, uma vez britada e peneirada na fração granulométrica 60 –100 mesh e 100 – 150 mesh, a fração magnética é retirada com imã de mão e em seguida com o separador isodinâmico tipo Frantz. A separação mineral complementa-se com separação em meio denso através do uso de líquidos pesados (Bromofórmio: δ = 2,81 g/cc e Iodeto de metileno: δ = 3,32 g/cc). Finalmente faz-se a lavagem com álcool etílico e a purificação por catação manual com auxílio de uma lupa binocular.

Para U-Pb (zircão), a rocha é fragmentada no britador de mandíbula e moída no moinho de discos. O material resultante é peneirado mecanicamente numa seqüência de peneiras que cobre o intervalo de 60, 100 e 250 mesh, onde os minerais a serem analisados encontram-se desagregados. As frações entre 100-250 mesh são separadas para a obtenção dos zircões, titanita e anfibólio. As frações escolhidas são passadas na mesa vibratória para a separação dos minerais pesados.

O concentrado de minerais pesados provenientes da mesa vibratória é passado por um imã de mão e pelo separador isomagnético tipo Frantz para a retirada dos minerais muito magnéticos (magnetita, biotita, anfibólios e piroxênios). A seguir, a porção não magnética (portadora de zircões) é tratada em iodeto de metileno (d=3,33g/cm^3), e finalmente lavada com acetona.

2.4.1 – Procedimentos Analíticos

Para o método K-Ar foram analisadas amostras de granitóide (biotitas), doleritos (rocha total, plagioclásio e piroxênio). Para tal fez-se a extração de Ar num sistema de ultra vácuo: a amostra é colocada em um recipiente de molibdênio, inserida em uma garrafa de vidro de quartzo e levada até a fusão total num forno de indução que pode atingir os 1200°C. Adiciona-se uma quantidade conhecida de spike de ^{38}Ar, seguida de purificação em fornos de titânio e de cobre. Faz-se depois a concentração de gases em linha de vácuo mediante carvão ativado, Seguida pelo resfriamento de gases com nitrogênio liquido (a -183oC).

A amostra é extraída e levada a um espectrômetro de massa Nuclide do tipo MS-1 com fonte tipo NIER, para a determinação das razões isotópicas de Ar. O potássio é analisado por fotometria de chama numa outra alíquota da mesma amostra a qual é previamente diluída. A concentração do potássio foi obtida por fotômetro de chama Micronal XX.

Os dados obtidos são tratados mediante a utilização do software ISOPLOT Ludwig (2000).

Pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr foram analisadas amostras de granitóides (rocha total), rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas (rocha total e minerais.). No CPGeo é prática corrente aplicar as técnicas Rb-Sr e Sm-Nd sobre a mesma amostra.

Durante a separação cromatográfica dos cátions Rb e Sr, fez-se à extração inicial dos elementos terras raras (TR) e posteriormente do Sm e Nd.

No CPGeo as análises isotópicas do Rb e Sr são precedidas pela determinação de seus teores por Fluorescência de Raios X (XFR). Para amostras com teores de Rb e/ou Sr entre 50-650 ppm coleta-se o Sr e para o Rb, utiliza-se o teor determinado por XFR com desvio padrão em torno de 2%. Para amostras com teores dos dois elementos inferiores ou superiores 50 ppm e 650 ppm foi aplica-se a técnica de diluição isotópica, seguindo os procedimentos analíticos descritos por Sato et.al. (1995). Esta técnica consiste na determinação da concentração de um dado elemento a partir da mistura da

amostra com um traçador (spike), cuja concentração e composição isotópica são perfeitamente conhecidas.

Para as análisess isotópicas de Rb-Sr, as amostras foram totalmente dissolvidas com HF e HNO_3, na proporção de 2:1. As soluções foram evaporadas e secas, convertidas em meio clorídrico por 2,62N HCl e o Sr foi separado em resina catiônica AG 50W-X8, 200-400 mesh. O Sr separado foi depositado em filamentos de Ta com 2µl H_3PO_4 e analisado em espectrômetro de massa Micromass VG 354. As concentrações de Rb e Sr foram medidas por XFR. A reprodutibilidade das análises foi controlada pelo padrão NBS 987, que forneceu a média de resultados para os valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,71024 ± 0,00002. O branco total do laboratório na época das análises foi de 5 ng. Os cálculos de idades isocrônicas foram feitos utilizando o Programa ISOPLOT/Ex de Ludwig (2000).

As análises de Sm-Nd foram realizadas segundo os procedimentos descritos em Sato *et al.* (1995). As análises espectrométricas foram feitas no espectrômetro de massa Finnigan 262. As razões isotópicas de Nd foram normalizadas para $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0,72190 (De Paolo, 1981). A média das razões de $^{143}Nd/^{144}Nd$ para os padrões de La Jolla e BCR-1 foram de 0,512105 ± 0,00007 (2s) e 0,512095 ± 0,000013 (2s). Os brancos analíticos de Sm e Nd foram de 17 pg e 42 pg. As idades modelo manto-empobrecido (T_{DM}) foram calculadas segundo De Paolo (1988).

Para as análises U-Pb, após sucessivas lavagens com H_2O tridestilada e HNO_3 7N o concentrado de zircões é separado em diversas populações de susceptibilidade magnética diferente. Com o separador magnético a diferentes inclinações horizontais e sempre com a mesma corrente de (1,5A) e inclinação vertical, tem-se as frações M6, M5, M4, M, etc., que representam, respectivamente, populações com diferentes susceptibilidades magnéticas.

Cada fração foi examinada, cuidadosamente em lupa binocular onde foi feita a seleção e limpeza final dos concentrados de zircões. É comum que, em vez de se limpar o concentrado de zircões estes sejam selecionados um a um ("handpicking") até atingir-se a quantidade necessária. A seguir, através da

relação volume/densidade é feita a pesagem dos cristais de zircão (não deve ultrapassar 50µg – Ca de 40 cristais, dependendo da amostra).

O ataque químico é realizado com HF e HNO_3 em micro-bombas de teflon. O conjunto, já com Spike ^{205}Pb (10µl) é colocado em estufa a 200C, por três dias para total dissolução dos minerais. No branco da série é adicionado 5µl de Spike ^{205}Pb.

Posteriormente ao ataque a solução é transferida para savillex de 7ml, evapora-se o HF e adiciona-se HCl (6N), aquecendo em uma chapa por 24 horas. A solução é evaporada a seco e retomada com HNO_3 (3N). A solução resultante é então passada em colunas de troca iônica previamente lavadas, utilizando resina aniônica Eichrom 1 x 8.200 a 400 mesh, para a separação e purificação do U e Pb, através da lixiviação de outros elementos químicos por diferentes concentrações de HCl. O U e Pb são coletadas com 10 gotas de água MILLIQ.

A solução final da etapa das colunas é depositada em filamentos de Re, para posterior leitura no espectrômetro de massa, que fornece as medidas das razões isotópicas. Utiliza-se o espectrômetro Finnigan MAT 262 com multicoletores, e os resultados obtidos são traçados em programas de software PbDAT (1993), Isoplot 2.3 e Ludwing (2000). Para os cálculos das idades são utilizadas as constantes apresentadas por Steiger e Jaeger (1978).

O método Pb-Pb convencional, através da dissolução total foi utilizado em rocha total nas rochas ultramáficas, em sulfetos e feldspato potássico de dois granitóides situados nas proximidades da Mina Mundonguara.

Pesaram-se cerca de 100mg para amostras de rocha total e cerca de 20 - 100 mg para amostras do minério. Em seguida fez-se a digestão em $HF+HNO_3$ para a rocha total e em $HCl-HNO_3$ para sulfetos. Seguiu-se a conversão e condicionamento mediante a adição às amostras de HCl 6N e HBr 0,7N, respectivamente. As amostras são levadas para uma coluna de troca iônica onde recebem a resina AG-1-X8 (200-400 mesh) antes da extração do Pb em meio de HCl 6N. Mediante a adição de 5 µl de H_3PO_4 0,25N faz-se o concentrado final de Pb na amostra que é seca por evaporação.

A leitura do Pb é feita num espectrômetro VG-354 com multicoletor. Para tal, o concentrado de Pb é dissolvido em 2µl de sílica gel e depositado em monofilamento de Re previamente aquecido (0,8A). Os procedimentos de branco durante a realização das análises são feitas de 100 pg para os sulfetos e 130 pg para a rocha total. As razões isotópicas são corrigidas para o fracionamento de massa de 0,12% a.m.u-1 usando análises múltiplas do padrão internacional NBS 981.

O tratamento dos resultados e cálculo das idades é feito tendo em conta o erro de correlação de 0.95, mediante o uso dos programas ISOPLOT de Ludwig (2004) e da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981).

CAPÍTULO 3

3 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

3.1 – EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA ÁFRICA CENTRAL E AUSTRAL

A África Central e Austral é composta por terrenos que resultaram da ação sucessiva de várias orogenias que se fizeram sentir desde os tempos Pré-cambrianos até ao Fanerozóico (orogenias arqueanas: ~ 3600-2500 Ma, Paleoproterozóicas (Eburnianas) ~2200 Ma, kibariana (Grenviliana): ~ 1200-1000 Ma e Pan-africana (Brasiliana): ~ 650-500 Ma). Como se ilustra na Figura 3.1, a África Central e Austral pode ser subdividida em vários domínios, com base na idade da deformação orogênica mais tardia que as afetou.

3.1.1 - Crátons arqueanos

Os crátons arqueanos representam as partes estáveis remanescentes da litosfera continental primitiva. A cratonização não ocorreu como evento discreto, mas em estágios que culminaram na estabilização e formação da crosta continental.

As marcas das orogenias mais antigas que afetaram a África Central e Austral estão particularmente bem preservadas nos terrenos de idade arqueana que formam os crátons e as faixas móveis de idade pré-kibariana. Grande parte dos crátons arqueanos foi retrabalhada durante as orogenias mais jovens. Como consequência, as rochas de idade arqueanas são encontradas tanto nos blocos cratônicos, como nas faixas móveis de idade mais jovem, como núcleos antigos preservados. Tal é o caso que ocorre no leste de África (Quénia, Tanzania) e no Bloco Bangweulu no norte da Zâmbia.

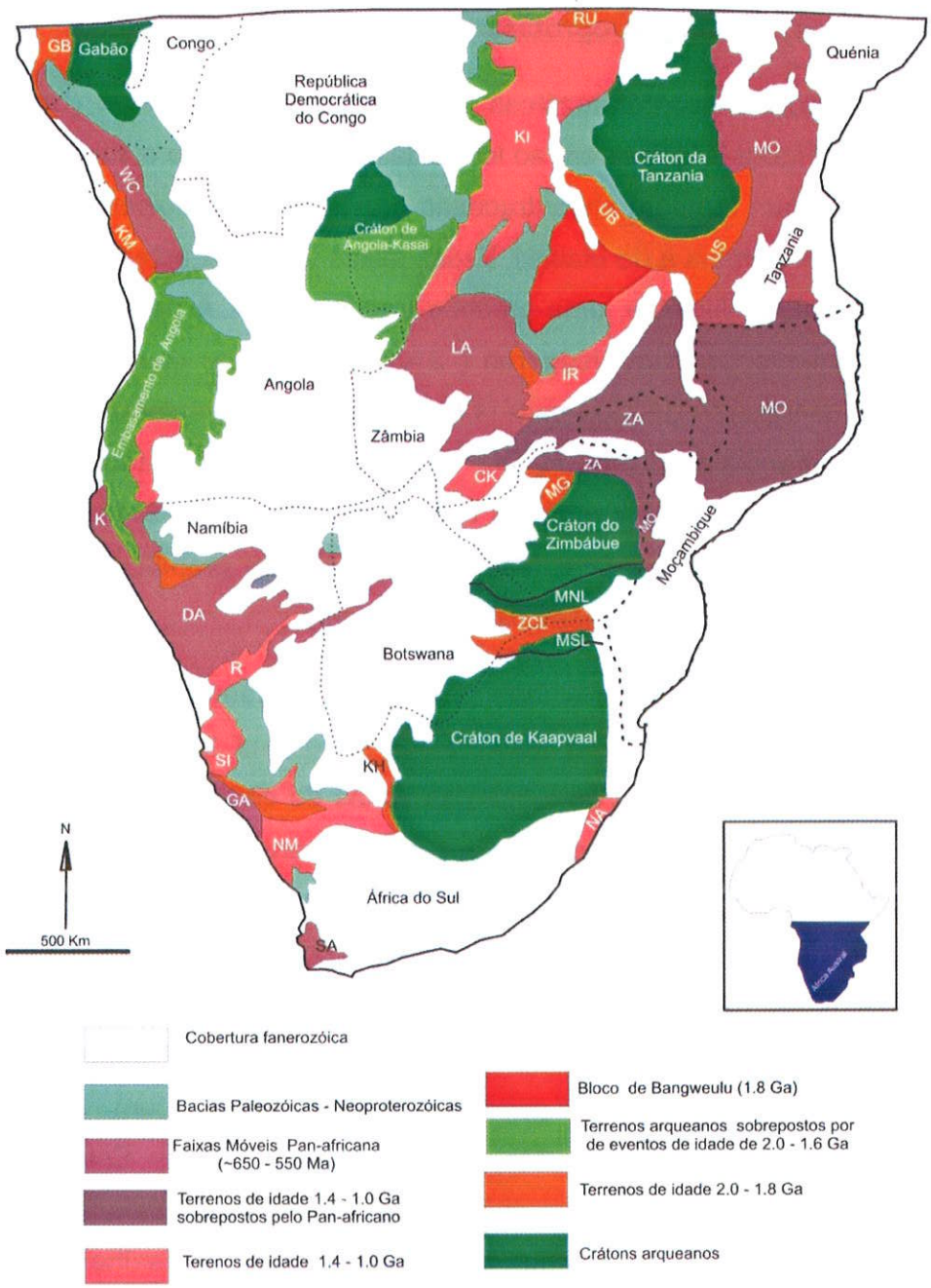


Figura. 3.1.- Mapa geotectônico, mostrando esquematicamente os diversos terrenos que compõem a parte central e da África Austral. Abreviaturas para faixas orogênicas e feições geológicas: CK – Bloco de Choma-Kalomo; DA – faixa Damara; GA – faixa de Gariep, GB – faixa do Gabão; IR – faixa de Irumide; K – faixa de Kaoko; KM – faixa Kimeziana; KI – faixa Kibariana; KH – faixa Kheis; LA – arco Lufiliano; MNL – margem norte da faixa do Limpopo; MSL – margem sul da faixa do Limpopo; ZCL – zona central da faixa do Limpopo; MG – faixa Magondi; MO – faixa de Moçambique; NM – faixa de Namaqua; NA – faixa do Natal; R – "Rehoboth Inlier"; RU – faixa de Ruwenzori; S – sequência de Sinclair; SB – faixa de saldania; UB – faixa Ubendiana; US – faixa de Usagaran; WC – faixa do oeste do Congo e ZA – faixa do Zambeze (Kröner & Cordani, 2003).

3.1.2 - Faixas móveis paleoproterozóicas

As faixas Paleoproterozóicas da África Central e Austral (Ubendian e Usagaran) (Figura 3.1) ocorrem ao longo das margens oeste e sul do Cráton da Tanzania. Foram também encontradasna província moçambicana do Niassa e a nordeste da Zâmbia e do Malawi. Essas faixas foram caracterizadas por duas fases orogênicas distintas, uma precoce e outra tardia. A primeira resultou no desenvolvimento da faixa Usagaran (2100 – 2025 Ma) que se desenvolveu durante a colisão direcionada para norte e a acreção eburniana nas condições de fácies granulítica (Daly et al., 1985; Daly, 1988, citados pelo GTK Consortium, 2006). Esse evento foi confirmado pelas idades de 2084 ± 8 Ma em zircões, correspondente à fase de magmatismo granítico (Lenoir et al., 1994; Boven et. al, 1999, citados pelo GTK, 2006).

Na Faixa Ubendiana a fase precoce de metamorfismo e deformação regional foi seguida por uma fase Paleoproterozóica tardia de exumação e vasto cisalhamento dextral ao longo das zonas de cisalhamento com direções NW-SE, que resultou numa ampla deformação penetrativa e desenvolvimento de um *"fabric"* NW-SE e retro-metamorfismo para a fácies anfibolítica. A idade deste evento está relacionada com a época da colocação dos granitóides tardi-cinemáticos de 1847 ± 37 Ma e 1864 ± 32 Ma datados pelos métodos Rb-Sr (em rocha total) e U-Pb (zircões), respectivamente. O limite superior do evento de cisalhamento ubendiano pode ser correlacionado com à idade dos granitóides de kate (~ 1825 Ma) (Schandelmeier, 1983). Esta idade está associada às rochas vulcânicas que cobrem os gnaisses ubendianos. A idade Rb-Sr, por outro, pode sugerir que a ativação da zona de cisalhamento entre o Bloco de Bangweulu e a Faixa Ubendiana ocorreu 100 Ma mais tarde após à colocação do granitóide de Kate (~ 1724 ± 31 Ma) (Lenior et al., 1993).

3.1.3 - Faixas móveis mesoproterozóicas

As faixas da África Central e Austral, que ocorreram entre 1300 e 1000 Ma, são no seu conjunto denominadas de faixa móveis mesoproterozóicas kibarianas (e.g. Kibariana, Irumide, Namaqua, Natal, Lúrio) (Kröner e Cordani, 2003, citando Cahen et at., 1984 e Tack et al., 1994). Embora a orogenia kibariana no centro-leste africano tenha ocorrido há ~ 1400 – 1350 Ma,

claramente no pré-Grenviliano, as marcas dos eventos de idade grenviliana são refletidas na faixa de Irumide da Zâmbia formada a ~ 1150 – 950 Ma (Kröner e Cordani, 2003).

As faixas mesoproterozóicas Kibarianas da África, à escala global, podem ser correlacionadas com os processos de acreção continental durante a orogenia kibariana, que culminaram na formação, há cerca de 1.0 Ga, de um supercontinente neoproterozóico conhecido por Rodínia (GTK, 2006).

A formação do Rodínia ao redor do núcleo precambriano da América do Norte (Laurentia) durante o evento Grenviliano (~ 1300 - 1000 Ma) é suposto que tenha ocorrido por acreção de todos os fragmentos continentais existentes nessa altura, incluindo os que fazem atualmente parte dos continentes do Gondwana. Nesse sentido a aglutinação dos continentes foi marcada pela colisão entre si de diversos fragmentos do Gondwana com a Laurentia, dando origem a várias faixas móveis, que atualmente se encontram expostas em diversos locais do mundo, como por exemplo a Faixa Grenville da América do Norte e a Faixa Ghats do leste da Índia, como também as faixas Kibariana, Irumide, Namaqua, Natal, Lúrio no centro e na África Austral. Na América do Sul ocorrem na mesma época as faixas mesoproterozóicas do Cráton Amazónico, constituíndo a Província São Ignacio-Rondônia (1500 – 1300 Ma) e a faixa Sunsas (1200 – 1100 Ma). No Cráton de São Francisco ocorre o Sistema dobrado do Espinhaço, deformado pela orogenia do Espinhaço ha ~ 1300 Ma.

O evento de acreção e de amalgamação de blocos crustais durante o evento Grenviliano-Kibariano-Sunsas foi seguido por um período de desintegração e dispersão do supercontinente iniciado a 750 – 800 Ma (Kröner e Cordani, 2003). A fragmentação do Rodínia teria ocorrido há aproximadamente 700 Ma e a subseqüente amalgamação do continente Gondwana esta associada à orogenia neoproterozóica, denominada na Africa de Pan-africana (~ 550 Ma).

Por volta de 550 Ma, a maioria dos terrenos dispersos foi reagrupada no supercontinente Gondwana. Isto ocorreu depois do fechamento de vários oceanos. O fechamento do oceano Moçambique ocorreu há .~ 640 - 550 Ma,

aquando da colisão entre o Gondwana Oeste e o Gondwana Leste e é atualmente interpretado como um arco neoproterozóico (GTK, 2006, Kröner e Cordani, 2003).

As faixas móveis mesoproterozóicas (Grenviliana-Kibariana) existentes à volta dos crátons do Congo/São Francisco e do Kalahari (Cráton do Zimbabwe + Faixa Móvel do Limpopo + Cráton de Kaapvaal), foram responsáveis pela formação do Rodínia.

A Faixa móvel Kibariana estende-se por mais de 1500 Km, desde Katanga, SE do Congo até o leste do Uganda e consiste de uma variedade de rochas supracrustais deformadas e enormes volumes de granitóides com idades variando de 1,4 a 1,35 Ga. Os granitóides precoces, atualmente ortognaisses, tem uma assinatura geoquímica de arco magmático continental. Uma intensa deformação entre 1,2 e 1,1 Ga resultou na formação de uma faixa dobrada e cavalgada geralmente atribuída à colisão do Cráton do Congo-São Francisco com os crátons do leste africano (Cráton da Tanzania, os pouco conhecidos Bloco de Bangweulu e o Cráton do Nilo-Oeste, do norte da Zâmbia e da parte norte do Uganda) (Kröner e Cordani, 2003). O limite superior da orogenia Kibariana (≈ 1200 Ma) é caracterizada pelos granitos pós-tectônicos (Cahen et al., 1984; Tack, 1997; De Waele et al., 2001). Esse limite foi também caracterizado por Jamal (2005) numa porção do Faixa Irumide da Zâmbia. A Faixa Kibariana é atualmente reconhecida no norte do Zimbabwe como faixa Irumide coberta por rochas mais antigas.

A Faixa Irumide, com direção estrutural NE-SW é paralela à Faixa Kibariana (Figura 3.1) e envolve a SE a margem do Bloco Bangweulu no norte Zâmbia Malawi. A sua continuidade no NE da Tanzania, bem como no SW da Zâmbia e NE do Botswanal não é conhecida (Kröner e Cordani, 2003). A margem SE da Faixa Irumide é rigorosamente "apagada" pelo metamorfismo e pela deformação pan-africana superimposta.

A Faixa Irumide engloba duas orogenias diferentes: orogenia Kibariana, mais antiga e a orogenia tardi-Lufiliana com idade de 1000-1100 Ma (Cahen et al., 1984) tendo sido afetada por metamorfismo de baixo grau, eventos tectono-termais com retrabalhamento do embasamento paleoproterozóico e

magmatismo ácido por volta de 1700 Ma que produziu granitóides e pegmatitos associados. Tanto o embasamento, como as rochas ácidas foram cobertos por metassedimentos pré-kibarianos. Jamal (2005) registrou um evento tectono-termal tardi-Lufiliano com idades Pan-africanas variando entre 600 e 450 Ma.

3.1.4. – Faixas móveis neoproterozóicas

O "Mozambique belt" pode ser considerado como sendo o padrão da orogenia pan-africana e foi inicialmente citado por Holmes (1951) ao reconhecer a descontinuidade estrutural entre o Cráton da Tanzania e os gnaisses mais jovens do leste desse cráton. Em 1994, Stern introduziu o termo "East African Orogen" (EAO) para descrever a parte leste da faixa orogênica Pan-africana.

O EAO estende-se por cerca de 600 km do sul desde a Antártida até a Peninsula Arábica, no norte de África (Stern, 1994, 2002; Jacobs et al., 1998; Kröner et al., 2000; Kröner e Cordani, 2003). Este cinturão é tradionalmente dividido em dois conjuntos, a parte norte composta por uma crosta neoproterozóica juvenil e a parte sul constitituída principalmente por rochas mais antigas remobilizadas. Esta distinção está sendo atualmente confirmada pelas idades modelo Sm-Nd (TDM), compiladas a partir de dados de amostras coletadas em diversas partes do EAO, obtidos na literatura (Stern (2002). Amostras de rochas do Cráton da Tanzania indicaram idades modelo de 2,83 ± 0,80 Ga (Stern, 2002) e amostras da Faixa moçambicana, colocadas imediatamente a leste do cráton tanzaniano mostraram que a faixa é composta por uma crosta arqueana retrabalhada com idades modelo (T_{DM}) de 2,5 Ga (oeste) e granulitos com T_{DM} de 1,0 – 1,4 Ga a leste (Stern, 2002).

O EAO marca o fechamento da maior bacia oceânica da África, o Oceano Moçambique, e a colisão entre os Gondwanas Oeste e Leste, evento regional ocorrido antes de 650 Ma.

Com base nas datações U-Pb e Rb-Sr, alguns autores agrupam os principais eventos tectono-termais do norte de Moçambique em:

i) magmatismo cálcio-alcalino entre 1100 e 950 Ma;
ii) magmatismo cálcio-alcalino entre 800 e 700 Ma;

iii) metamorfismo de alto grau e tectonismo de 650 a 520 Ma, associado ao magmatismo sin- a tardi-tectônico e

iv) tectonismo extensional tardio e pegmatitos e aplitos associados (520-480 Ma).

Sacchi et al. (1984), Costa et al. 1992) e Pinna et al. (1993) têm considerado o primeiro evento como Kibariano e admitem que a principal deformação e tectonismo no norte de Moçambique teve lugar durante este evento. Com base nas datações de U-Pb em zircão, Kröner et al. (1997), Kröner e Cordani (2003) e Jamal (2005) refutam esta ideia e consideram que o uso do termo magmatismo Kibariano para atividade magmática do período 1100-950 Ma no norte de Moçambique é inadequado. Jamal (2005) sugeriu uma nova nomenclatura para o norte de Moçambique. Assim adotou:

- ao primeiro, o termo "magmatismo Moçambicano", seguindo a nomenclatura original de Holmes (1918, 1951). Este magmatismo pode ser o mesmo que o da mais precoce atividade magmática de arco ao longo das margens do oceano neoproterozóico, geralmente referido como oceano Moçambique (Stern, 1994);
- ao segundo, ocorrido entre 850 e 750 Ma denominou "magmatismo precoce Pan-africano", similar aos eventos magmáticos registrados no Escudo Arábico, Madagáscar, Seychelles e
- ao terceiro (Pan-africano) e ao quarto, com idades entre 650 e 500 Ma, associado ao evento anterior, de orogenia Pan-africana, a mais importante no processo de escala maior de aglutinação do supercontinente de Gondwana.

3.1.5 – Território moçambicano

As unidades litoestratigráficas que ocorrem no território moçambicano podem ser subdivididas entre o embasamento cristalino de idade Arqueano-Cambriana e a cobertura fanerozóica. O embasamento cristalino é composto por uma assembléia heterogênea de paragnaisses, granulitos e migmatitos, orto-gnaisses e rochas ígneas.

Do ponto de vista geodinâmico, o embasamento cristalino de Moçambique compõe-se de três terrenos distintos, localizados próximo à junção tríplice entre as faixas móveis de Irumide (~ 1,02 Ga), do Zambeze (~ 850 – 450 Ma) e de Moçambique (750 – 550 Ma), nomeadamente, Gondwana Leste, Gondwana Oeste e Gondwana Sul, que colidiram entre si e amalgamaram durante o Ciclo orogênico Pan-africano (Figura 3.2). Antes da amalgamação, cada terreno foi caracterizado por uma evolução geodinâmica específica (GTK, 2006).

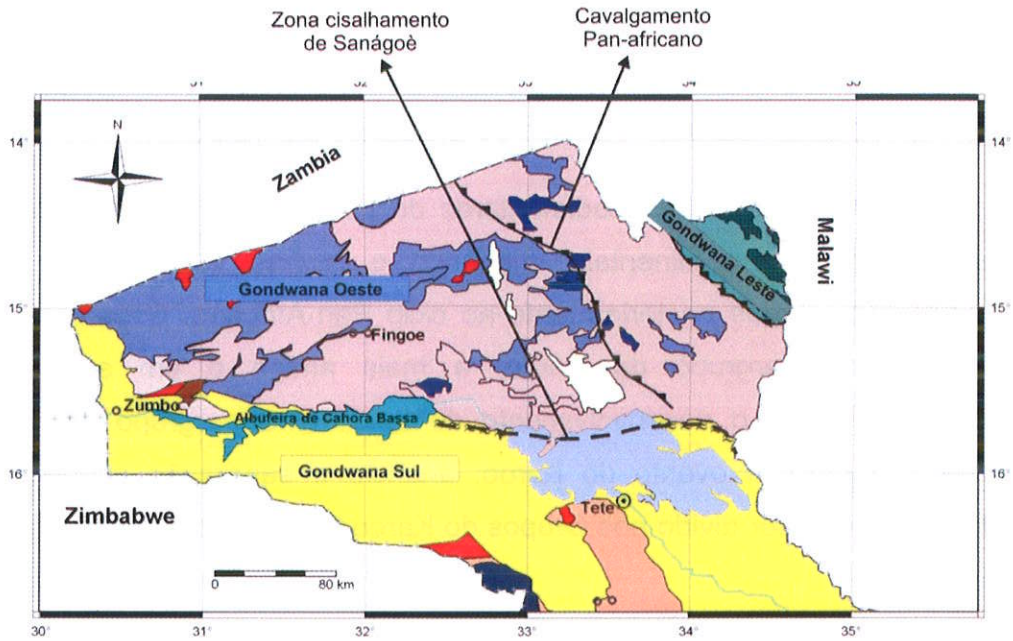


Figura. 3.2.- Terrenos "gondwânicos" que ocorrem no território moçambicano, localizados próximo à junção tríplice entre as faixas móveis, de Irumide, do Zambeze e de Moçambique.

O Gondwana Leste tem o seu núcleo arqueano supostamente localizado em Madagascar e Índia. Na Tanzânia constitui o embasamento cristalino de granulitos, a leste da sutura Pan-africana. Mais para o sul, comporta a maioria das rochas do Malawi e da parte setentrional de Moçambique.

O Gondwana Oeste é constituído por crátons da África central (Congo/Tanzânia) e várias unidades tectono ou litoestratigráficos em faixas dobradas de idade Proterozóica, que foram carreados ou depositados no topo

da margem sul e leste do cráton. Na Tanzânia, a frente de carreamento da Faixa Moçambique, com vigência para oeste, marca a fronteira entre os terrenos do Gondwana Oeste e do Gondwana Leste.

O Gondwana Sul é composto pelo Cráton do Zimbabwe e várias unidades tectôno-litoestratigráficas em faixas dobradas de idade Proterozóica que foram carreadas ou depositadas no topo da margem norte e leste do cráton. O cráton faz fronteira com a Faixa móvel de Moçambique a leste e a norte o cráton é limitado pela Faixa do Zambezi que faz parte da faixa Pan-africana Damariano-Lufiiano-Zambezi, uma faixa transcontinental sobreposta pela zona de cisalhamento de Sanângoè separa os Crátons do Congo e de Kalahari (Cráton do Kaapvaal + Cráton do Zimbabwe (GTK, 2006).

A cobertura de rochas sedimentares do Fanerozóico em Moçambique engloba sedimentos continentais, marinhos e rochas vulcânicas e sub-vulcânicas depositadas posteriormente ao ciclo Pan-Africano. Essa cobertura divide-se em Supergrupo do Karoo, a mais antiga e em seqüências depositadas durante o desenvolvimento do EAO. O Supergrupo do Karoo, depositado durante o evento do Karoo, anuncia a separação abortada do Gondwana e pode ser divido nos Grupos do Karoo Inferior e do Karoo Superior (GTK, 2006).

As seqüências do EAO compreendem uma associação de sedimentos e rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, que podem estar relacionadas com o rifteamento, deriva e dispersão do Gondwana.

3.2 – Cráton do Zimbabwe

A área em estudo, como foi referida no capítulo 1 é do ponto de vista geológico, um terreno de *granito-greenstone* (TGG) pertencente ao Cráton do Zimbabwe. Assim, a geologia do *Greenstone belt* de Manica no contexto regional é na sua globalidade relacionada ao cráton zimbabweano.

O Cráton do Zimbabwe (Figura 3.3) localiza-se na África Austral onde ocupa uma área de aproximadamente 2680 Km^2, ocupando os territórios da República do Zimbabwe (grande parte), nordeste do Botswana e oeste da

República de Moçambique. Foi afetada em diversos setores, pela deformação associada a cada uma das quatro orogenias com que faz fronteira: a sul com a Faixa do Limpopo (2,6 – 2,0 Ga), a noroeste com a Faixa Magondi (2,0 – 1,8 Ga), a norte e nordeste com a Faixa Zambeze (1,0 – 0,5 Ga) e a oeste pela Faixa de Moçambique (650 – 550 Ma) e cobertura fanerozóica.

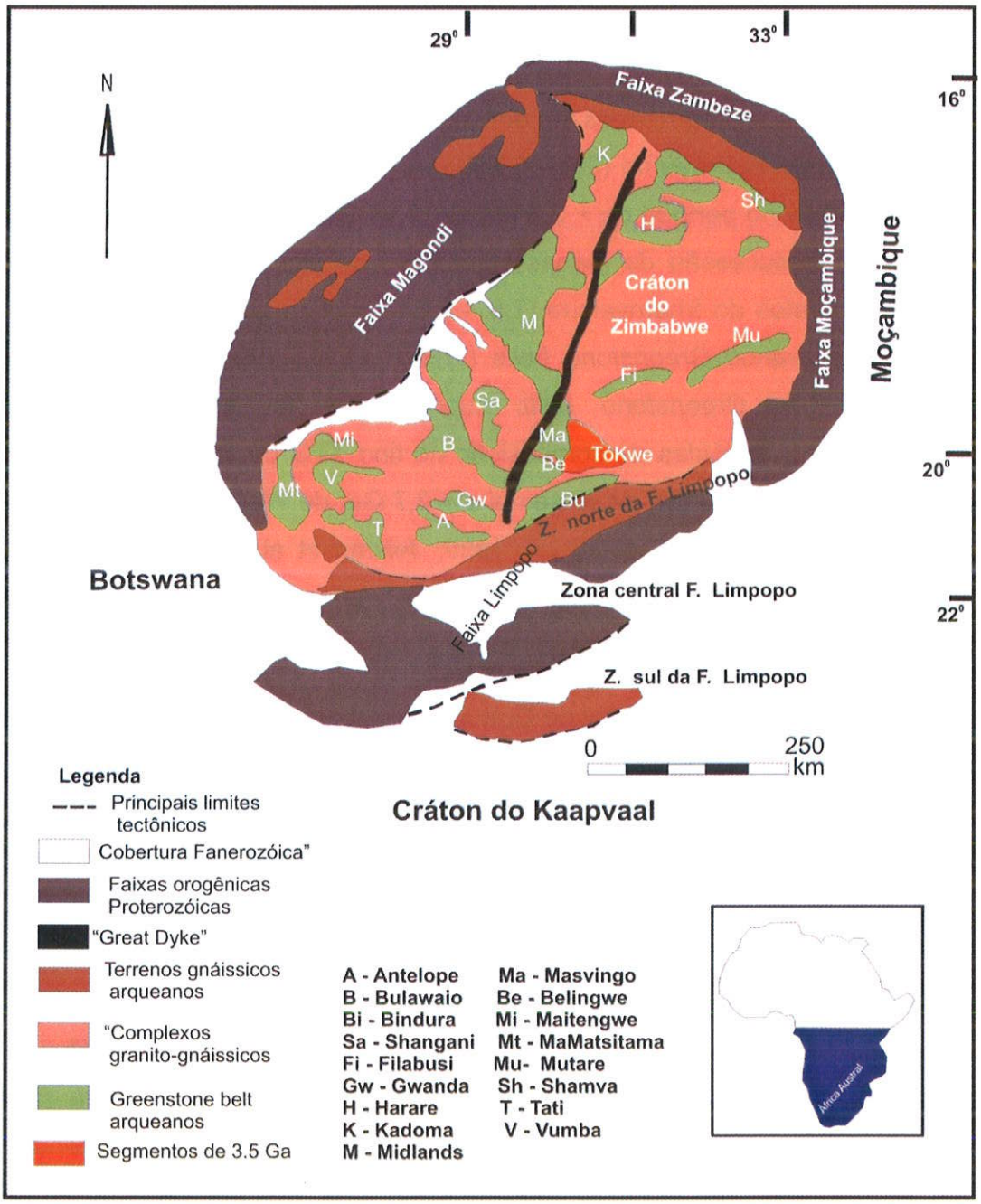


Figura 3.3- Mapa simplificado do cráton do Zimbabwe mostrando a localização dos principais *Greenstone belts* (adaptado de Kampunzu *et al.*, 2003).

O cráton é composto principalmente por terrenos de granito-greenstones, onde predominam complexos granito-gnaisses, ocasionalmente migmatizados em certos locais de composição tonalítica-trondjemítica-granodiorítica (TTG) (~ 20% da sua área) e por 26 *Greenstone belts* (Kampunzu et al., 2003).

As rochas mais antigas do Cráton do Zimbabwe são gnaisses de composição TTG com idades entre 3,55 Ga e 3,35 Ga (Horstwood et al., 1999). Os greenstones são agrupados em dois conjuntos: o Sebakiano (3,5 – 2,95 Ga) e o Supergrupo Bulawaiano (2,9 – 2,7 Ga). O maior período de formação das rochas ocorreu no período de ~ 2,7 Ga e ~ 2,64 Ga, que resultou numa ampla deposição da sucessão de rochas vulcânicas do Bulawaiano Superior e de metassedimentos do Shamvaiano (2,6 – 2,64 Ga) que cobriram o Bulawaiano Superior em vários *Greenstone belts* (Wilson et al., 1995). A deposição de seqüências de *Greenstone belts* supracrustais foi acompanhada pela colocação de granitóides de composição do tipo TTG de Chingezi no período que vai de ~ 2,9 a 2,8 Ga, de Sesombi a ~ 2,7 Ga, de Wedza a ~ 2,65 Ga e de Chilimanzi a 2,6 Ga (Wilson et al., 1995; Jelsma et al., 1996). A tabela 3.1 apresenta um quadro litoestratigráfico simplificado do Cráton do Zimbabwe (principalmente, depois de Hofmann et al., 2002).

Os TGG da parte central do Cráton do Zimbabwe são limitados a norte e a sul por Terrenos gnássico-migmatíticos arqueanos. Os terrenos alóctones do norte são conhecidos por Terrenos Gnássico-Migmatíticos. Estratigraficamente esses terrenos dividem-se em duas suites metamórficas: a Suíte Pfungwe, a norte e a Suíte Mudzi a nordeste e na margem leste. Ambas suites são constituídas por protólitos ígneos e sedimentares, sendo a primeira composta por proporções iguais de protólitos ígneos e sedimentares. A segunda é constituída por uma seqüência complexa de rochas na fácies anfibolítica, localmente para e orto-gnaisses com relíquias de paragêneses da fácies granulítica, apresenta maior proporção de granitóides gnáissicos e estende-se ininterruptamente no território moçambicano nas regiões de Cuchamano, povoado de Mudze Chizimwe e mais ao sul.

O Complexo Mavonde ocorre a sul dos TGG e é composto principalmente por granitóides (com xenólitos máficos e ultramáficos) e gnaisses de composição TTG, de idade neo-arqueana (2,8 – 2,5 Ga), e comporta ainda, localmente, variedades aplíticas e migmatíticas.

3.2.1 - Evolução do Cráton do Zimbabwe

A evolução do cráton do Zimbabwe tem sido interpretada em termos de sucessivos estádios de acreção 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). 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 Cráton 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 cratônico em progressivo desenvolvimento. A seqüência de acontecimentos proposta por Dirks e Jelsma (2002) para explicar a evolução do cráton durante o Arqueano 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.

3.2.1.1 - 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 protocratônico (segmento Tokwe) ou de diferentes blocos microcontinentais. Os fragmentos protocratônicos parecem ter sido afetados por deformação regional antes dos 3,35 Ga o que indica que estas seções da litosfera deveriam ter atingido suficiente rigidez para transmitir tensões de fronteira de placa. Os gnaisses TTG mais antigos apresentam assinaturas isotópica 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 protocratônico mais importante (segmento Tokwe), o processo de estabilização

crustal é seguido por sedimentação de plataforma (≈ 3,0 Ga), documentada pela presença de zircões detríticos com idades compreendidas entre 3,81 e 3,06 Ga (Dodson *et al.*, 1988; Hunter, 1997).

3.2.1.2 - Episódio de crescimento crustal - 3000-2750 Ma

A ocorrência de magmatismo félsico cálcio-alcalino entre 2,95 - 2,77 Ga origina um cinturão magmático com orientação N-S, ao longo do bordo ocidental do segmento Tokwe, que exibe idades progressivamente mais jovens para oeste, sugerindo uma migração do arco vulcânico nesta direção. 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).

3.1.2.3 - Episódio de crescimento crustal – 2750 - 2600 Ma

O episódio 2,75 - 2,58 Ga é marcado pelo desenvolvimento de um novo arco vulcânico cálcio-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 assembléias de *greenstones*. A atividade vulcânica e subseqüente colocação de granitóides e pórfiros indiciam um processo de acreção a uma crosta 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 greenstones foi interpretado como a

sutura de um oceano que abriu aos 2,9 Ga e veio a fechar aos 2,7 Ga (Kusky, 1998).

3.2.1.4 - Cavalgamento para oeste – 2680 - 2600 Ma

Durante o período 2,75 - 2,58 Ga, algumas seqüências 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 tectônicos bem definidos, limitados por zonas de cisalhamento. Nas seqüências 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 *Greenstone belt* de Mutare, cortando unidades com idades mais antigas que 2,74 Ga (Chenjerai, 1995). Em seqüências 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 seqüências clásticas sin-tectônicas 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 cráton e estão relacionadas com uma lineação E-W que indica movimento inverso (Wilson, 1968; Jelsma e Dirks, 2000).

À escala do cráton, verifica-se que a maior parte dos cavalgamentos se localizam nas margens das seqüências de *greenstones*, em particular, nos contatos entre estas e terrenos gnáissicos mais antigos ou outros cinturões de greenstones de características litológicas e geocronológicas distintas. Com

base na orientação dos cisalhamentos e no padrão de afloramento das seqüências de *greenstones* parece ser possível delimitar blocos tectônicos 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 (2000), 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 diacrônica. Com efeito, a deformação terá ocorrido aos 2,68 – 2,67 Ga no cinturão de greenstones de Midlands (Horstwood, 1998), 2,65 – 2,64 Ga no cinturão de Harare (Jelsma *et al.*, 1996) e 2,62 – 2,60 Ga na seqüência de Dindi-Makaha (Vinyu *et al.*, 1999). Estes acontecimentos terão sido acompanhados pela colocação sintectônica de soleiras de rochas ultramáficas ao longo de importantes zonas de cisalhamento (Dirks & Jelsma, 2002).

3.2.1.5 - Intrusão de granitóides tardi-tectônicos de fusão crustal 2640 - 2560 Ma

Posteriormente ao empilhamento tectônico dos mantos e cavalgamentos, o pendor das estruturas de algumas seqüências de *greenstones* acentua-se devido à colocação de domas de granitos e gnaisses (Jelsma e Dirks, 2000). 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 conseqüente arrefecimento do cráton (Dirks e Jelsma, 1998). Finalmente, a deformação mais tardia é marcada pela reativação 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 cráton do Zimbabwe durante o final do Arqueano 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 cráton.

3.2.2 - Litoestratigrafia

O cráton do Zimbabwe é caracterizado pela presença de um grande número de assembléias de *greenstones* com características diferentes e pela elevada proporção deste tipo de litologias em relação à de granitóides.

A nomenclatura utilizada para descrever a litoestratigrafia dos cinturões de greenstones 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) Sebakwiano; (b) Bulawaiano Inferior; (c) Bulawaiano Superior e (d) Shamvaiano (Blenkinsop *et al.*, 1997).

Tabela 3.1 – Litoestratigrafia simplificada do Cráton do Zimbabwe (depois de Hofmann et al., 2002).

<table>
<tr><td colspan="5">Parte central do Zimbabwe</td><td colspan="3" rowspan="2">Norte e Leste do Zimbabwe e Moçambique</td></tr>
<tr><td colspan="5">"Great Dyke" (2575 Ma)</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Terrenos Granito-greenstone</td><td rowspan="2">~ 2,6 Ga</td><td rowspan="2">Suite Chilimanizi</td><td rowspan="2">~ 2,64 Ga</td><td rowspan="2">Supergrupo Shamvaiano</td><td>Complexo Mavonde</td><td rowspan="3">Grupo de Manica</td><td rowspan="3">Formação de Vengo</td></tr>
<tr><td rowspan="3"></td></tr>
<tr><td>~ 2,65 Ga</td><td>Suite Wedza</td><td>~ 2,70 Ga</td><td>Supergrupo Bulawaiano Superior</td><td rowspan="3">Formação de Macequece</td></tr>
<tr><td rowspan="2">~ 2,70 Ga</td><td rowspan="2">Suite Chingezi</td><td rowspan="2">2,9 - 2,8 Ga</td><td rowspan="2">Supergrupo Bulawaiano Inferior - Belingwiano</td><td rowspan="4">~ 3,0 Ga</td></tr>
<tr><td colspan="2">Terreno gnássico -migmatítico</td></tr>
<tr><td colspan="2">~ 3,5 Ga</td><td>> 2,5 Ga</td><td>Supergrupo Sebakwiano</td><td>Suite Pfungwe</td><td>Suite Mudzi</td></tr>
<tr><td colspan="5">Embasamento > 3,5 Ga</td><td colspan="3"></td></tr>
</table>

3.2.2 1 - Sebakwiano

As assembléias de *greenstones* mais antigas ocupam uma área com forma triangular, no setor 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. Segundo Taylor *et al.* (1991), os greenstones do segmento Tokwe foram deformados em conjunto com gnaisses datados de 3,5 Ga e subseqüentemente intruídas por granitóides com idades de *2,9 Ga* e razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ 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 assembléias de *greenstones* do Sebakwiano seja anterior a 3,35 Ga (Blenkinsop *et al.*, 1997).

3.2.2 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 seqüência vulcânica máfica-ultramáfica em que as formações BIF estão bem representadas e (c) uma seqüência félsica vulcanoclástica. A última unidade repousa, em discordância, sobre rochas deformadas das unidades a) e b) que têm sido referidas, no seu conjunto, como super-unidade 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.

3.2.2 3 - Bulawaiano Superior

A base do Bulawaiano Superior é marcada por uma importante inconformidade sobre a qual assenta uma possante seqüência de sedimentos clásticos. Esta inconformidade usada por Wilson (1979) como um nível estratigráfico guia para o Bulawaiano Superior de todo o cráton, está bem preservada no cinturão de Belingwe, aonde 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 greenstones do setor centro-sul do cráton seja caracterizado pelo predomínio de basaltos toleíticos, as assembléias de *greenstones* localizadas mais a oeste incluem uma espessa seqüência de rochas vulcânicas bimodais e basaltos cálcio-alcalinos 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.

As rochas do Bulawaiano Superior são intruídas pelos granitóides de Sesombi e Chilimanzi. Os primeiros ocupam uma extensa área no setor oeste do cráton. Apresentam idades de cerca. 2,70 Ga, baixas razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ e fazem parte da série tonalito-trondjemito-granodiorito (TTG). Hawkesworth *et al.* (1975) interpretaram-nos como os equivalentes plutônicos 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 $^{87}Sr/^{86}Sr$ superiores (0,704) e idades de cerca 2,60 Ga. Datações obtidas posteriormente em rochas vulcânicas ácidas suportam uma idade de 2,0 – 2,60 Ga para o Bulawaiano Superior (Taylor *et al.*, 1991; Wilson *et al.*, 1995; Jelsma *et al.*, 1996).

3.2.2 4 - Shamvaiano

O Bulawaiano Superior dá lugar, em vários cinturões de *greenstones*, a uma unidade composta por rochas clásticas de granularidade grosseira, arcoses e grauvacas. A seqüência, inicialmente identificada no cinturão de Harare, foi descrita como assentando em discordância sobre o conjunto do Bulawaiano Superior e contendo fragmentos de granitos provenientes de um baseamento que teria sido exposto pouco antes da sua deposição (Blenkinsop *et al.*, 1997). Apesar de esta formação ter sido reconhecida nos cinturões de Masvingo e Midlands, onde o seu caráter discordante sobre o Bulawaiano é inequívoco, noutros terrenos (incluindo Harare), a natureza do contato 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 seqüências em que o Shamvaiano está bem definido são intruídas pelos granitos de Chilimanzi o que leva propor uma idade mínima de 2,60 Ga para esta unidade litoestratigráfica (Blenkinsop *et al.*, 1997).

3.3. – Região de Manica

3.3.1 – 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 caráter 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 Fomentos Mineiros, organizados 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. Pintos efetuaram, entre 1961 e 1963, vários trabalhos e estudos na região de Manica (Afonso, 1978).

Entre os anos 1950 e 1960, vários trabalhos de cartografia geológica na escala de 1:250 000 realizados a cabo em grande parte do território moçambicano incluindo a área cratônica, culminaram com a elaboração de uma monografia sobre a geologia de Moçambique por Afonso (1976).

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 cráton zimbabweano.

Oberholzer (1964) apresentou a descrição litológica da região de Manica e compilou o mapa geológico na escala 1:100000, 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 seqüências 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: 250000.

No período pós-independência (1975) de Moçambique, foram efetuados 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 1:50000;
- A Direção 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.
- Em 1987 foi publicado um novo mapa geológico de Moçambique (Pina et al., 1987) na escala de 1:1000 000 trouxe dados de índole geológica da área cratônica.

- Entre 2002 e 2006, o consórcio composto por *Geological Survey of Finland (GTK), International Instituto for Geo-Information and Earth Observation (ITC), Geological Suvey of Sweden (SGU), South African Council for Geo-science (CGS) e* Gondwana Lda (Moçambique), no âmbito de um Projeto de Capacitação de Manejo de Recursos Minerais, levado a cabo pelo Governo de Moçambique, efetuou trabalhos de cartografia geológica e de levantamento geofísico e geoquímico no território nacional. A região centro-oeste fez parte da área de trabalhos do GTK.
- No seu trabalho visando o entendimento sobre a estrutura na margem leste do Cráton do Zimbabwe (Koistinen et al. 2008), corroborando com Manhiça et al. (2001), admitem que a separação entre o Cráton e a Faixa móvel de Moçambique não se faz de modo nítido em toda a sua extensão e concluíram que o domínio arqueano prolongava-se mais para leste, contrariamente ao que era conhecido até então. Para leste do limite do cráton observam-se rochas da Formação do Baruè, composta

essencialmente por gnaisses de origem diversa e por migmatitos do Complexo gnássico-migmatítico de Vanduzi (Manhiça et al., 2001). Segundo Koistinen et al., 2008), a perturbação original de um domínio arqueano mais antigo teve lugar no Paleoproterozóico, demonstrada pelo aparecimento de sedimentos quartzosos, pelíticos e carbonáticos intercalados com vulcânicas. Estas unidades caracterizam a margem do cráton arqueano ao longo da sua extensão. A história geológica subsequente inclui vários eventos, envolvendo sucessivas atividades tectônicas e diversos períodos de magmatismo.

Nos últimos vinte anos, foram realizados vários estudos de índole científica no distrito de Manica, cujas contribuições serão apresentadas mais adiante, neste e nos próximos capítulos desta tese, destacando-se entre eles os seguintes:

- Geologie, Petrographie, Geochemie und Lagerstatten der Manica-Greenstone-Belt (Mozambique) (Manuel, 1992);
- Polyphase deformation and deformation and metamorphism at the Kalahari Cráton – Mozambique Belt boundary (Manhiça, 2001);
- 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 (Tassinari et al., 2004) e
- Caracterização Petrológica e Geoquímica dos Granitóides da Região de Manica (Sumburane, 2004).

3.3.2 – Grupo de Manica

O *Greenstone belt* de Manica é a continuação do 'Odzi-Mutare-Manica *Greenstone belt*, pertencente ao cráton arqueano do Zimbabwe dentro do território moçambicano onde ocupa uma área de cerca de 40 km de comprimento por 10 a 15 km de largura (Obretenov, 1977, Förster et al., 1996, D'Orey, 1978; Afonso et al., 1998, Consórcio GTK, 2006).

O *Greenstone belt* de Manica é um sinclinório mergulhante para leste, composto por uma seqüência basal vulcano-sedimentar e uma superior,

dominada por sedimentos, ambas atribuídas ao Grupo Manica, constituindo duas unidades litoestratigráficas: a Formação de Macequece e a Formação de Vengo (Figura 3.4).

Figura 3.4 - Mapa geológico do *Greenstone belt* de Odzi-Mutare-Manica (modificado de Phaup, 1987, Hunting, 1988, Obretino, 1983). 1 - doleritos; 2 - pórfiros, felsitos, microgranitos; 3 - quartzo dioritos, granitos; 4- filitos,grauvacas, arcoses, xistos; 5 - sedimentos, conglomerados; 6 - BIF; 7 - *greenstones* metabasalto; 8 - serpentinitos, talco-xisto; 9 - falhas; 10 - linha de fronteira.

A seguir faz-se-á a descrição das principais unidades litológicas das formações de Macequece e de Vengo com base na notícia explicativa da carta geológica da República de Moçambique (GTK, 2006), volumes 2 e 4 (escala 1:250 000).

3.3.2.1 – Formação de Macequece

As unidades mais representativas das formações ultramáficas, máficas e félsicas do *Greenstone belt de Manica*, ocorrem no flanco sul da base do sinclinal de Manica e mais precisamente a norte da Serra Isitaca, agrupados na Formação de Macequece (D'Orey, 1978).

A Formação de Macequece é a unidade mais antiga do Grupo de Manica, e é composta essencialmente um pacote de rochas vulcânicas máfica-ultramáficas e sedimentares metamorfizadas. Por ação do metamorfismo, as

rochas ígneas máficas e ultramáficas passam a talcoxistos, xistos tremolíticos, anfibolitos, serpentinitos e metabasaltos, com intercalações de formações ferríferas bandadas (BIF), metacherts e conglomerado polimícticos, cobertos por rochas metavulcânicas andesíticas, dacíticas e riodacíticas (D'Orey, 1978; Afonso et al., 1998, GTK, 2006).

As rochas andesíticas, dacíticas e riodacíticas de origem essencialmente piroclástica são encontradas no declive da parte sul da Serra Penhalonga e no vale de Penhalonga, onde são sobrepostas por metagrauvacas da Formação de Vengo. O contato entre as duas formações não se encontra exposto. Os andesitos e os riodacitos no *Greenstone belt* de Manica são apenas encontrados na área de Penhalonga. A norte, no topo da Serra Penhalonga as rochas metavulcânicas terminam com o contato com um extenso conglomerado polimítico. Esse conglomerado contém clastos de rochas metavulcânicas ultramáficas, máficas mal selecionados, BIF, chert, jasper e tufos félsicos, rochas essas que ocupam a área norte da Serra Penhalonga. No sul, na base do conglomerado ocorrem rochas metavulcânicas de composição andesítica, dacítica e riolítica de natureza predominantemente piroclástica. Esses vulcanitos ocorrem somente na área de Penhalonga.

3.3.2.1.1 – Talco-clorita-xistos

Os xistos metavulcânicos ultramáficos constituem a principal unidade de *Greenstone belt* de Manica. Encontram-se associados aos serpentinitos. Estas rochas encontram-se bastante alteradas e a sua exposição em afloramentos é rara. Nos locais onde elas afloram as suas características primárias foram destruídas pela xistosidade e pelo cisalhamento. Apresentam a cor cinzenta esverdeada, mostram xistosidade, são facilmente riscados com a unha. As pillow lavas e a textura spinifex podem ainda ser reconhecidas.

3.3.2.1.2 - Serpentinitos e rochas metavulcânicas ricas em serpentina

Os serpentinitos e as rochas metavulcânicas ricas em serpentina formam cinturões e lentes no seio dos xistos ultramáficos. O maior cinturão

ocupa uma área aproximadamente 20 km x 50 m, formando uma unidade que se estende do sul da Serra Vengo até a Serra Mangota (Foto 3.1).

Foto 3.1 - Blocos de serpentinito nas serras Mangota (a) (0491663/7912532) e Vengo(b) (foto do autor).

Nos serpentinitos encontram-se localmente componentes intemperizados de origem basáltica. Não foram encontradas rochas peridotíticas, mas a presença de relíquias desses materiais em corpos totalmente serpentinizados não deve ser descartada.

3.3.2.3 – Quartzo-sericita xistos

Os quartzo-sericta xistos ocorrem na forma de camadas de espessuras variáveis (de alguns metros a centenas de metros) e comprimento de vários quilômetros. A unidade mais proeminente ocorre na parte leste do greenstone, onde o cinturão com direção leste-oeste pende para o norte.

Os quartzo-sericita xistos encontram-se intercalados e associados a diferentes unidades litológicas, freqüentemente em rochas metavulcânicas ultramáficas e nos serpentinitos e não ocupam um nível estratigráfico específico de deposição. Na área entre a Serra Vengo e a Serra Penhalonga observa-se o quartzo-sericita xisto depositado diretamente acima do conglomerado na base da Formação de Vengo.

3.3.2.1.4 – Metachert, Formação Ferrífera Bandada e Brechas Líticas

Os metacherts, as formações ferríferas bandadas (BIF) e as brechas líticas estão intimamente associadas e formam seqüências alternadas intercaladas nos greenstones de Manica.

A maioria das unidades de metacherts cartografadas no distrito de Manica ocorre na parte central do *Greenstone belt*, principalmente ao longo da vertente norte e leste-oeste da Serra Penhalonga (Foto 3.2). Ocorrem também ao longo do declive sul da Serra Vengo.

3.3.2.1.5 – Brechas líticas e diamictitos

Na parte central do *Greenstone belt* de Manica ocorrem algumas zonas estreitas e alongadas de rochas fragmentadas compostos por várias litologias dos greenstones. Essas zonas são classificadas como brechas líticas e diamictitos. As brechas são compostas completamente de fragmentos de metacherts angulares, por vezes juntamente com fragmentos de formações ferríferas bandada. Os diamictitos são plimícticos e contém para além de

metacherts, fragmentos de rochas vulcânicas de diferentes composições (Foto 3.3). Neste caso, além dos fragmentos angulares, ocorrem também, embora em menor proporção fragmentos arredondados, manifestando que foram deslocados da sua fonte original.

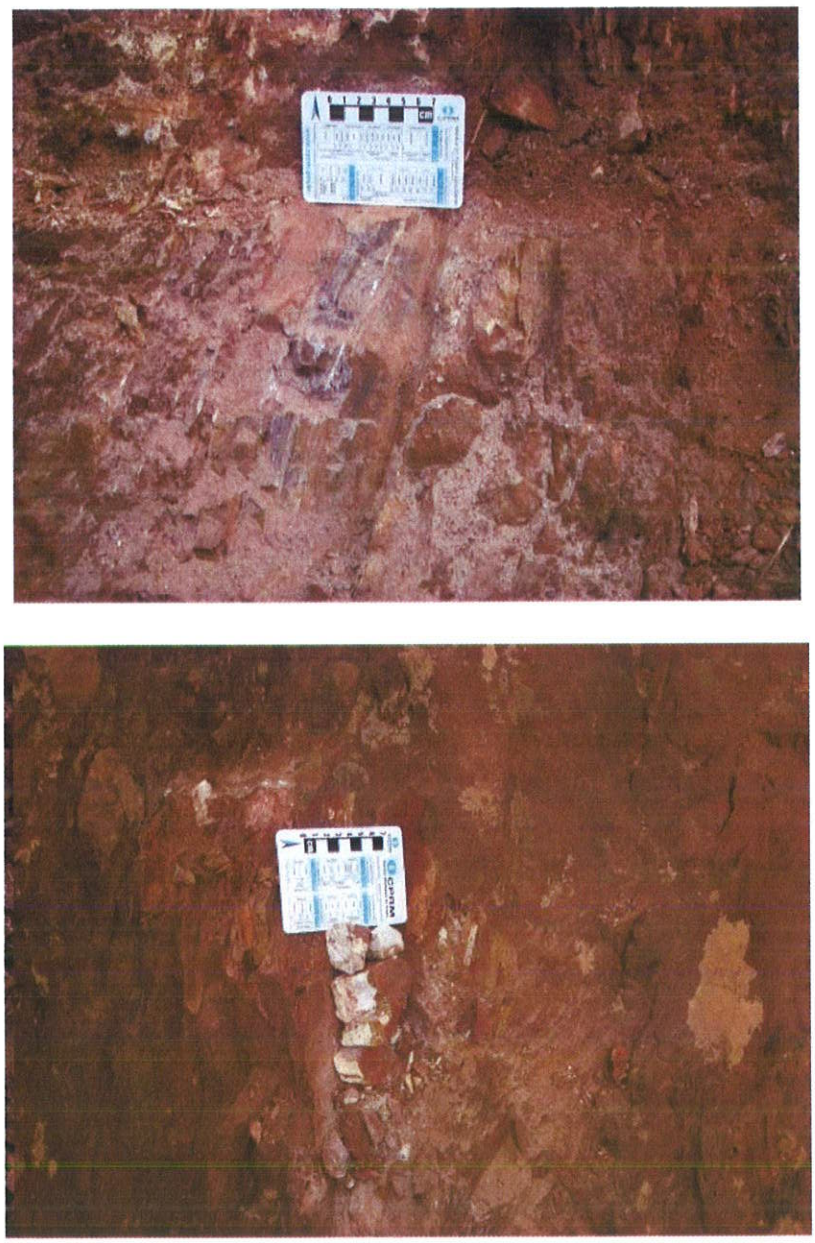


Foto 3.2 - Um afloramento ilustrando a alternância de metachert e BIF na parte Central do *Greenstone belt* de Manica (0488629/7912094) (Foto do autor).

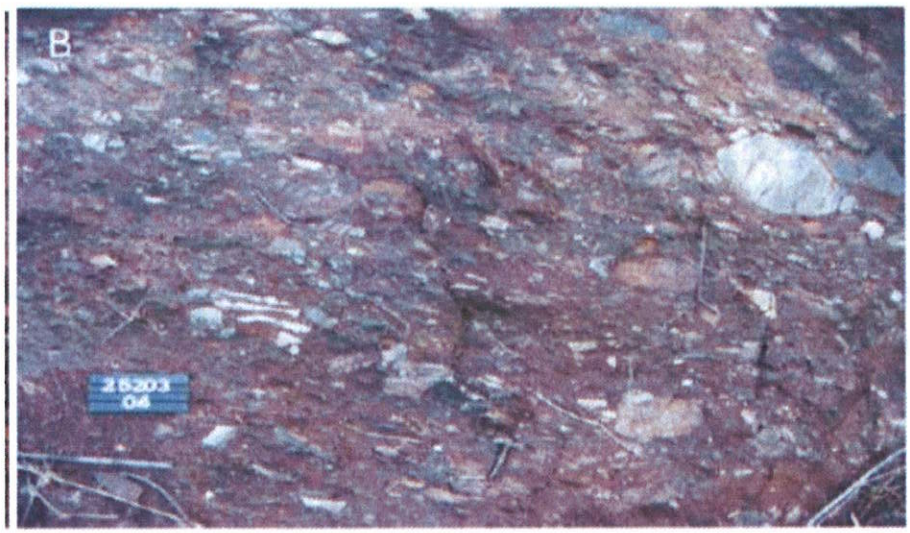


Foto 3.3 - (A) Diamictito com fragmentos de metachert e formação ferrífera bandada angulares e arredondados com menor proporção de rochas metavulcânicas - Serra Penhalonga (0477114/7912164). (B) Deposição caótica de diamictito – sul da Serra Vengo (0486042/7912942). A escala da barra é de 8 cm. (foto do GTK, 2006).

Existem duas zonas distintas e separadas de diamictitos em diferentes posições estratigráficas. Uma que segue a crista da Serra Penhalonga, depositada entre as rochas máficas e ultramáficas subjacentes no norte e rochas metavulcânicas intermediárias e félsicas sobrejacentes no sul. A outra zona, presumivelmente mais antiga, marca o contato de rochas máficas a norte e ultramáficas a sul na área a sul da Serra Vengo.

3.3.2.1.6 – Metabasaltos e xistos máficos

As rochas metavulcânicas máficas ocorrem no interior e na parte central do greenstone. Encontram-se geralmente associadas aos xistos ultramáficos, mas são menos abundantes que aqueles. Quando bem preservadas elas são maciças, apresentam em amostra de mão a cor cinzenta a cinzento-azulada e granularidade fina a média. Localmente, se reconhecem algumas estruturas, como as pillow-lavas (Foto 3.4b) e a textura spenifex (Foto 3.4a). Os metabasaltos encontram-se geralmente intemperizados.

3.3.2.1.7 – Tufos félsicos e Quartzo-feldspato pórfiro

Os tufos félsicos e quartzo-feldspato pórfiros ocorrem no interior e na parte oeste do *Greenstone belt* Maputo em associação com as rochas metavulcânicas máficas e intermediárias.

Os tufos félsicos são encontrados no topo da Serra Penhalonga. Em amostras de mão, apresentam a cor cinzenta esverdeada à cinzenta escura, grão fino, o que dificulta em certa medida a identificação de seus constituintes mineralógicos à vista desarmada. Contudo, observam-se ocasionalmente relíquias de quartzo angular e xistosidade e algumas fraturas ao longo dos planos de xistosidade.

Os quartzo-feldspato pórfiros encontram-se expostos num vale com direção E-W a norte da Serra Penhalonga. Macroscopicamente são rochas maciças de cores que variam de cinzenta a creme rosado. Contém fenocristais de quartzo com tamanho que varia de 1 a 3 mm, feldspato e minerais máficos numa matriz microcristalina. Petrograficamente podem ser classificados em andesitos (se predominar o plagioclásio) ou latitos (se predominar o K-feldspato) porfiríticos.

3.3.2.1.8 – Conglomerados de clastos vulcânicos

Os conglomerados vulcanogênicos da Formação de Macequece são encontrados principalmente ao longo da vertente sul e ao redor da Serra Penhalonga, onde ocorrem na forma alongada com vários metros de espessura. No sul destas rochas encontram-se as rochas metavulcânicas

félsicas e intermediárias e a norte, tufos félsicos, rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, e sedimentos precipitados quimicamente.

Foto 3.4 – Textura spenifex (a) e pillow lava (b) das rochas de composição basáltica da Formação de Macequece (0493710/7915089) (foto do autor).

Foto 3.5 – Conglomerado polimítico da Formação de Macequece, mostrando calhaus de tufo félsico. Serra Penhalonga (0476234/7911904). A escala da barra é de 8 cm. (foto de GTK, 2006)

Os conglomerados são polimíctos (Foto 3.5) e geralmente mal calibrados. O tamanho dos calhaus e seixos angulares e sub-arredondados varia na escala centimétrica, podendo atingir várias dezenas. A matriz é composta principalmente de material máfico a ultramáfico. Nota-se ocasionalmente a forte foliação nos conglomerados a forma achatada e alongada dos calhaus e seixos.

3.3.2.1.9 – Rochas metavulcânicas intermediárias e brecha-tufo

As rochas metavulcânicas intermediárias ocorrem principalmente no declive sul da Serra Penhalonga e são limitadas por conglomerados vulcânicos e rochas máficas e ultramáficas a norte e por rochas metavulcânicas félsicas, a sul. Em amostra de mão, exibem uma coloração que varia de cinzento-claro a cinzento-azulado.

As rochas metavulcânicas intermediárias encontram-se em geral meteorizadas. Em rochas relativamente frescas, é comum encontrar-se ainda material alterado (Foto 3.6).

Foto 3.6 - (A) Brecha-tufo da Formação de Macequece, (B) parte fresca da mesma rocha (0475851/7910573). A escala da barra é de 10 cm. (foto de GTK, 2006).

3.3.2.1.10 – Rochas metavulcânicas félsicas e brechas vulcânicas

As rochas metavulcânicas félsicas da Formação de Macequece estão expostas no vale de Penhalonga, entre a Serra Penhalonga no norte e a Serra Isitaca no sul. Nos locais onde elas afloram, encontram-se bastante intemperizadas e exibem em amostras de mão características similares às das rochas metavulcânicas intermediárias vizinhas. Algumas feições primárias podem ainda ser reconhecidas, com a exceção das brechas vulcânicas. Estas contém fragmentos sub-angulares de 5 – 15 cm, embebidos numa matriz fina.

3.3.2.2 – Formação de Vengo

A Formação de Vengo repousa em discordância ou em contatos tectônicos sobre a Formação de Macequece. Na base da formação encontra-se uma unidade de conglomerados de grão grosso, à qual se sucedem grauvacas, arcoses, arenitos, argilitos, siltitos, quartzitos ferruginosos, quartzitos sericitosos, Mármores e uma variedade de xistos. Os pacotes metassedimentares também contem intercalações de rochas lávicas.

As formações do Vengo ocorrem principalmente em três áreas, sendo a mais extensa uma cinturão sinforme com largura de 1 a 1.5 km e com direção E – W, começando a partir da Serra Vengo e seguindo em direção a leste por cerca de 20 km. As principais litologias nesta área são os filitos grafitosos e finas camadas de quartzitos intercalados com mármore, BIF e quartzitos líticos ferruginosos na parte leste do cinturão. A segunda área de ocorrência situa-se a aproximadamente 5 km a SW da Serra Vengo, entre os rios Revué e Chua, onde se encontram as mesmas litologias que no caso anterior. A terceira ocorrência situa-se no vale de Penhalonga, ao longo do sopé do norte da Serra Isitaca. Esta unidade é a continuação da Série M'Beza do Zimbabwe e contém litologias diferentes das da faixa da Serra Vengo, reconhecendo-se apenas o metagrauvaca. Faltam nesta área os filitos. Presume-se que se trata da mudança de fácies em direção ás partes mais profundas da bacia deposicional dentro da Formação do Vengo do sul para o norte.

3.3.2.2.1 – Conglomerados Vulcânicos e conglomerados polimícticos

Próximo da base da vertente norte da Serra Isitaca, os talcos-xisto da Formação de Macequece contatam diretamente com os metagrauvacas e os conglomerados vulcanogênicos da Formação de Vengo. É presumível que o contato entre o talco-xisto e o metagrauvaca, na ausência do conglomerado seja de natureza tectônica.

O conglomerado é praticamente momomíctico, consistindo de seixos e calhaus arredondados e sub-angulares de rochas metavulcânicas máficas, de 5 – 15 cm de tamanho. Uma pequena quantidade de clastos é composta de metachert. Como o conglomerado é depositado sobre as rochas máficas e ultramáficas, o conglomerado pode ser classificado como basal.

Outro horizonte de conglomerado basal entre as formações Macequece e Vengo ao longo da vertente E-W da Serra Vengo, em que os filitos da Formação de Vengo cobrem os conglomerados. A base do conglomerado é composta principalmente por rochas metavulcânicas ultramáficas da Formação de Macequece. À cerca de 5 km da Serra Vengo, outra unidade de conglomerado basal separa o mármore e o filito da Formação de Vengo das rochas metavulcânicas da Formação de Macequece (Foto 3.7). Contrariamente

ao conglomerado monomíctico da Serra Isitaca, estes conglomerados são polimícticos (Foto 3.8) e são compostos por clastos angulares e arredondados, quartzo, metachert e pequena quantidade de rochas metavulcânicas, de tamanho inferior a 5 cm, mas ocasionalmente maior que 40 cm. Esses conglomerados mostram sinais de cisalhamento e contém localmente intercalações de meta-arenitos e quartzitos.

Foto 3.7 – Conglomerado polimítico (a) entre as Formações de Macequece e de Vengo e conglomerado basal da Serra Vengo (b) (fotos do autor).

Foto 3.8 - (B) Conglomerado entre metabasalto da Formação de Macequece e mármore da Formação de Vengo (0479785/7915525). (C) – conglomerado "cisalhado" entre rocha metavulcânica máfica da Formação de Macequece e Filito da Formação de Vengo (04793374/7916039). (Foto do GTK, 2006)

3.3.2.2.2 – Metagrauvacas, quartzitos, Quartzitos arcósicos e micaxistos

Os metagravaucas ocorrem no flanco sul do sinclinório do *Greenstone belt* de Manica, onde se encontra exposto com direção E – W a partir da fronteira com o Zimbabwe. Em amostra de mão, as grauvacas apresentam

coloração cinzenta, grãos finos. A fração arenosa tem quartzo, proporções variáveis de feldspatos e partículas líticas. Os fragmentos de quartzo e feldspatos variam de angulares a arredondados.

Os quartzitos e os quartzitos arcósicos (meta-arenitos) encontram-se intercalados com filitos, mica-xistos e BIF na Serra Vengo. Os quartzitos apresentam cloração branca, grão fino a médio e são maciços e formam com freqüência camadas contínuas.

3.3.2.2.3 – Filitos, xisto grafitosos e meta-arenitos líticos/quartzitos ferruginosos

Os filitos constituem a principal unidade litológica ao longo da faixa sinforme, incluindo a extensa montanha da Serra Vengo. Os meta-arenitos líticos ferruginosos e os quartzitos encontram-se nas periferias e fronteiras da faixa, sugerindo o seu posicionamento num nível estratigráfico inferior dentro das formações do Vengo. O mármore encontra-se com freqüência associado aos quartzitos líticos ferruginosos na parte leste da montanha da Serra Vengo. Outro horizonte de mármore é encontrado na área entre os rios Revué e Chua, a cerca de 5 km da Serra Vengo, onde ocorre por baixo dos filitos, próximo da base da Formação de Vengo

Os filitos estão expostos ao longo da estrada Vila de Manica – Serra Vengo e mais para norte no sentido descendente da rodovia.

Os xistos grafitosos (Foto 3.9) são xistos negros de baixo grau de metamorfismo, com uma foliação e clivagem ardosiana e granulometria muito fina que sugere que os sedimentos terão sido depositados num ambiente calmo. Ocorrem na região de Chua, no flanco norte do sinclinório do *Greenstone belt* de Manica e ao longo da estrada que contorna o monte Vengo. Encontram-se intercalados por quartzitos (bandas brancas) e bandas de matéria orgânica (bandas pretas), que se podem confundir com os BIF, mas diferem destes pela susceptibilidade magnética dos BIF. Em certos locais observam-se dobramentos acompanhados por falhamento, têm clivagens de fratura e penetrativa. A NE da montanha da Serra Vengo foi encontrada mineralização nestes corpos na forma disseminada de sulfetos.

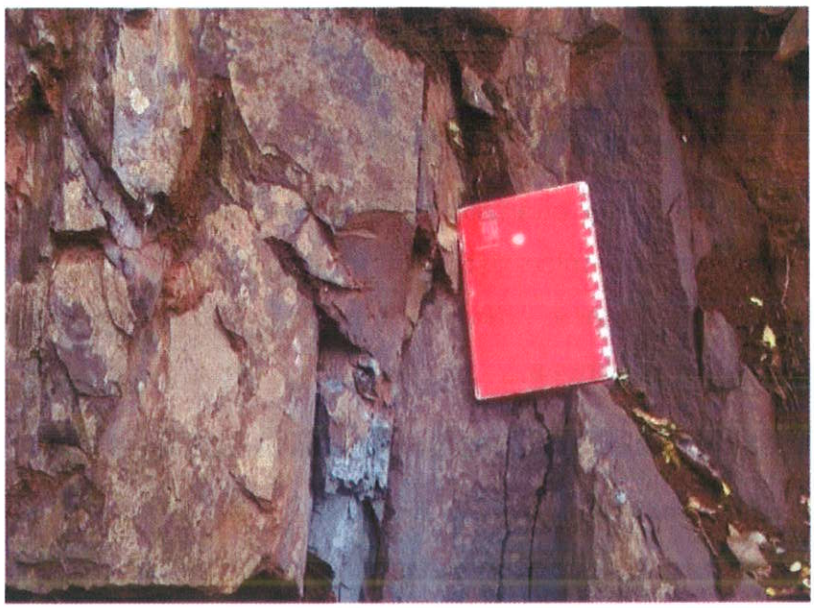


Foto 3.9 - Afloramentos de xisto grafitoso, ao longo da estrada que contorna monte Vengo (0492703/7916630). (fotos do autor).

3.3.2.3 – Granitóides

Os granitóides de Manica de composição essencialmente TTG formam um domínio bastante uniforme e amplo, numa extensão territorial de mais de 200 km a partir da fronteira com o Zimbabwe, passando pela Vila de Manica até e a cidade de Chimoio. Na área cratônica limitam a norte e a sul os greenstones de Manica ao longo de zonas de cisalhamento. São variavelmente orientados e foliados, freqüentemente gnaissificados e migmatizados. Ocorrem também como variedades porfiríticas.

Afonso *et al.* (1998) classificou os granitóides de Manica em "granitos-gnaisses cratônicos" (série TTG) e "granitóides cratônicos" (série TTG + série rica em potássio). Afonso *et al.*(1998) e Manhiça et al. (2001), designaram os granitóides cratónicos por Complexo granítico-gnássico de Vumba. Neste Complexo incluem-se os granitos leucocráticos que fazem parte das fácies remobilizadas da margem moçambicana, situados no limite leste do *Greenstone belt* de Manica, junto à fronteira com o Faixa Móvel de Moçambique.

Os grandes corpos graníticos envolventes do *Greenstone belt* de Manica são conhecidos regionalmente como "plutões externos", enquanto que as

intrusões internas ao greenstone são conhecidas como plutões internos. No seu conjunto são conhecidos por 'granito-gnaisses cratônicos'.

Na zona a sul da Mina Mundonguara, ocorrem diversos granitóides, cuja composição varia conforme a distância a que se encontra do *Greenstone belt*. Petrograficamente essas rochas são de tipo leucocrático, são nitidamente ricas em plagioclásio e o feldspato potássico quando existe é sempre acessório e incluem uma grande variedade de granitóides do tipo tonalítico a quartzo dioritos. Próximo ao contato, os granitóides são muito mais escuros devido à presença de abundante minerais máficos (biotita, anfibólio), muitas vezes alinhados paralelamente ao contato e dando à rocha aspecto gnáissico.

Ao longo da Serra Vumba que segue paralelamente a estrada principal que liga Chimoio à Vila fronteiriça de Machipanda e que passa por trás (a sul) da Vila de Manica os TTG, mais propriamente a centenas de metros a sul da Missão Jécua passam a uma rocha de grão mais grosso de natureza porfiróide, onde os minerais máficos são raros, logo em amostra de mão trata-se de uma rocha distintamente mais clara que os TTG. Observam-se nestes granitóides, resíduos de gnaisses bandados ou mesmo xenólitos máficos isolados, que constituem relíquias de rochas tonalíticas que teriam tido maior desenvolvimento e que posteriormente teriam sofrido transformação ou granitização de modo a produzirem rochas mais homogêneas. Nestes granitóides, contrariamente aos granitóides que ocorrem a sul da Mina Mundonguara, o feldspato potássico chega a ser o mais importante que o plagioclásio. Não há ao longo desde percurso uma mudança brusca de rochas TTG para "k-rich", mas passa-se lentamente de um tipo para outro através trondhjemitos e granodioritos. "Isto parece revelar que os 'k-rich" se formaram sob a forma de um magma móvel acompanhado de metassomatismo potássico. Parece ainda, que o magma granítico invadiu e metassomatizou os gnaisses tonalíticos mais antigos.

Junto á entrada da Vila de Manica, à cerca de 500 m do entroncamento entre a estrada principal que liga Chimoio e a Vila fronteiriça de Machipanda e a estrada para Zonué (Foto 3.10) encontra-se o um enorme afloramento do Complexo granito-gnáissico, onde se observam inúmeros episódios de

metamorfismo, tectonismo e granitização, similares aos descritos no parágrafo anterior. Ao longo do afloramento encontram-se, veios retos e dobrados de quartzo (Foto 3.11) com espessura entre 4 e 10 cm, corpos pegmatíticos (fig. 4.14), xenólitos de rocha máfica e fases maciças e ligeiramente foliadas, que teriam derivado como resultado do aquecimento e fusão parcial local. Observam-se também evidências de falhamento (cisalhamento) e migmatização de pequena escala.

Foto 3.10 – Aspecto geral do Complexo granítico-gnássico do Vumba à entrada da Vila de Manica (0491156/7904396) (fotos do autor).

Foto 3.11 - granito-gnaisse do Vumba, mostrando veios tipos de veios (A) retos e (B) horizontais e dobrados. (0491156/7904396) (fotos do autor).

Na Pedreira de Messica, situada na fronteira entre a zona cratônica e da faixa móvel de Moçambique, afloram granitos leucocráticos mais homogêneo, onde os minerais máficos são raros, logo em amostra de mão trata-se de uma rocha distintamente mais clara que as que ocorrem nas proximidades do lado do domínio cratônico.

A NW da Vila de Manica (a 15 km) ocorre um granito aplítico, bastante alterados, deformados, cortados por veios de quartzo com espessuras que variam de alguns milímetros, até 1 – 3 cm.Nos Terrenos Granito-Greenstone de Manica, Sumburane (2004) com base nos dados petrográficos e geoquímicos distinguiu dois grupos de granitóides, ambos com assinatura geoquímica tipicamente cálcio-alcalina:

1) Um conjunto com teores de anortita 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 (diagrama normativo Or-Ab-An, proposto originalmente por O'Connor (1965) e modificado posteriormente por Barker (1979);
2) um grupo que se projeta no campo dos granitos e se caracteriza pelas suas baixas proporções de anortita normativa (< 7%) e altos valores de ortoclásio normativa (> 20%) (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979). Estes granitóides mostram assinaturas geoquímicas semelhantes às da série rica em potássio identificada noutras áreas do cráton do Zimbabwe.

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 atualmente disponível. (Deste modo, a utilização da designação de granitos ricos em potássio para os granitódes referidas em 2) tem um caráter fundamentalmente descritivo.

3.3.2.4 – Doleritos e gabros

Os doleritos são rochas muito comuns no *Greenstone belt* de Manica, ocorrendo principalmente na forma de diques e de soleiras. Na forma de dique apresentam-se em dois sistemas, um com direção NW-SE e o outro com direção NE-SW. Composicionalmente os dois tipos são similares. Não se deve tomar a orientação como critério de antiguidades entre os dois tipos. Uma vez

que os diques se alojam ao longo de falhas, é provável que, por exemplo, a colocação dos diques de direção NE-SW tenha ocorrido no instante em que as forças tensionais favoreciam a formação de falhas com essa direção numa dada época.

Nas zonas dos TTG-gnáissicos chegam a apresentar direções sensivelmente E-w, acompanhando a foliação destas rochas. Alguns diques de doleritos penetram nos granitóides a sul da Serra Isitaca.

Os gabros diferem dos doleritos pela sua cristalinidade mais grossa. Os corpos representativos de gabros encontram-se a norte da Serra Penhalonga.

3.3.2.5 - Estrutura e metamorfismo

A estrutura geral do *Greenstone belt* de Manica, consiste num sinclinal alongado com um rumo leste-oeste e forte pendor para Norte. À medida que se caminha para leste, na direção 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 cráton possa ter sido afetada por um cisalhamento esquerdo (Manhiça et al., 2001).

Nas seqüências de greenstones de Manica, a deformação gerou dobras isoclinais apertadas com planos axiais fortemente mergulhadas 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 tectônica concordante com as estruturas do encaixante na fácies deformadas do complexo granítico-gnáissico de Vumba sugere uma colocação sintectônica para estes granitóides. Em contraste, os monzogranitos de Messica não apresentam o "fabric" planar E-W, mesmo nas zonas em que contatam diretamente 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 setor oriental, fato que estará

provavelmente relacionado com uma remobilização contemporânea da deformação do cinturão móvel de Moçambique.

As principais estruturas que afetaram a região de Manica podem ser resumidas nos seguintes sistemas de fraturas:

- fraturas de direção E - W;
- fraturas de direção NW – SE e
- fraturas de direção NE - SW.

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

No centro da área estudada, a direção E-W das associações granito-greenstones- é interrompida pela "falha de Manica" de direção NNE – SSW com uma componente de desligamento esquerdo. Este acidente tectônico pode estar relacionado com a deformação que ocorreu ao longo da margem oriental do Cráton do Zimbábue na interface com a Faixa móvel de Moçambique.

No que se refere ao metamorfismo, às assembléias mineralógicas que se observam nas rochas arqueanas de Moçambique e do Zimbábue indicam um metamorfismo na fácies dos xistos verdes (Oberholzer, 1964; Araújo, 1966; Afonso, 1976; D'Orey, 1978; Watson, 1969; Stocklmayer, 1978). Contudo, nas áreas submetidas à influência térmica das intrusões graníticas, as paragéneses das rochas envolventes passam para o tipo anfibolítico (Afonso et al., 1998).

3.3.2.6.– Dados geocronológicos da região de Manica

Conforme foi referido no primeiro capítulo as idades das formações de Manica ainda não são conhecidas com total segurança, mas, por analogia, tem-se atribuído a elas as idades obtidas para as seqüências similares do

Zimbabwe, melhor estudadas sob o ponto de vista geológico entre outros por Jelsma (1993), Luais & Hawkesworth (1994), Jelsma et al. (1996), Blenkinsop et al. (1997), Frei (1999) e Dirks & Jelsma (2000).

Os trabalhos realizados sob as formações do cráton do lado do Zimbabwe têm indicado idades das rochas variando desde *ca.* 3,4 Ga. até 2,6 Ga, divididas em dois pacotes, um superior e o outro inferior. As rochas do pacote superior constituem a seqüência denominada Grupo Shamvaiano e apresentam idades entre 2,7 e 2,6 Ga, a elas correspondendo, em Moçambique, as da Formação de Vengo. As do pacote inferior pertencentes aos Grupos Sebakiano e Bulawaiano, apresentam idades entre 3,4 e 2,70 Ga com as do Grupo Bulawayano com idades de 2,9 a 2,7 Ga. Às rochas deste pacote inferior correspondem em Moçambique as da Formação de Macequece (Oberholzer, 1963; SGMM, 1969; INGM, 1987; Förster et al., 1996).

Quanto aos granito-gnaisses da parte oeste do Cráton do Zimbabwe (do território zimbabweano), apresentam idades entre *ca.* 3,4 e 2,60 Ga, predominando as idades entre 2,65 e 2,60 Ga (Sesombi e Chilimanzi, suites, com rochas menos deformadas) e sendo menos freqüentes do que estas as rochas com idades entre 2,75 e 2,70 Ga (suíte de Somabhula), bem como as rochas mais deformadas, estas com idades entre 3 350 a 3 500 Ma e até mais antigas (Jelsma, 1993; Luais & Hawkesworth, 1994; Jelsma *et al.* 1996; Blenkinsop *et al.*, 1997; Frei 1999, Dirks & Jelsma 2002).

Na zona a norte do *Greenstone belt* de Manica, Manuel (1992) encontrou granitos e granito-gnaisses com idades de referência de 2,70 Ga e 3,32 Ga, respectivamente (Rb-Sr, rocha total). No sul do *Greenstone belt*, o mesmo autor, encontrou granitóides de composição granodiorítica e trondjemítica com idade de referência de 2,55 Ga (Rb-Sr, rocha total). Manuel (1992) apresentou ainda uma datação de 2768±38 Ma (Rb-Sr) de um felsito envolvido por serpentinitos e xistos talcosos da Formação de Macequece.

Manhiça et al. (2001) obtiveram idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ de duas amostras de biotita dos granitóides de Vumba (1084 ± 4 Ma e 1067 ± 4 Ma) e outra de 535 ± 2,5 Ma numa amostra de biotita do maciço de Messica. Segundo este autor, as idades obtidas no maciço de Vumba são interpretadas como refletindo o

processo de acreção da Faixa móvel de Moçambique à margem leste do cráton do Zimbabwe durante a amalgamação do supercontinente Rodínia e a idade de Messica foi correlacionada com o fecho do oceano de Moçambique e subseqüente formação do continente Gondwana durante a orogenia Pan-Africana. Segundo estes autores, as rochas dos complexos granítico-gnáissicos de Vumba e de Messica mostram evidências de terem sido afetadas por fenômenos de reativação térmica durante as orogenias Grenviliana (ca. 1100 Ma) e Pan-Africana (ca. 550 Ma).

Tassinari et al., 2004 obtiveram para amostras do tipo TTG e granitos ricos em potássio dos terrenos granito-greenstone de Manica as idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total entre 2,6 e 2,8 Ga e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 3,1 Ga e 2,9 Ga, com valores de ε_{Nd} calculados para 2,7 entre -1,3 e -1,4, sugerindo uma origem juvenil aos seus magmas parentais, mas com evidências de contaminação crustal. Admite-se assim que a suíte TTG da região de Manica deve ter-se diferenciado do manto por volta de 2,9 a 3,0 Ga e, na época da sua cristalização há 2,8 - 2,9 Ga, já teria assimilado certa quantidade de material da crosta continental, indiciando um ambiente já continental no Neoarqueano.

Recentemente, o consórcio GTK (2006) apresentou novos dados geocronológicos, não só dos granitóides, mas também de outras unidades litológicas do GBM que serão apresentados e discutidos nos capítulos subseqüêntes.

3.3.2.7 - Mineralizações associadas

Na região de Manica encontram-se depósitos e ocorrências de ouro, cobre, bauxita, asbestos, talco, manganês, crómio e níquel sendo os mais importantes os de ouro e cobre, que já foram objetos de exploração.

As mineralizações de ouro e de cobre ocorrem em depósitos singenéticos e epigenéticos relacionados com as rochas ígneas máficas e ultramáficas ou com os seus equivalentes metamórficos (Figura 3.5). Os depósitos epigenéticos de ouro estão associados a filões quartzos-auríferos com sulfetos.

As concentrações de asbestos e talco aparecem em bolsadas e veios nos serpentinitos da Formação de Macequece.

A atividade mineira quase paralisou nos primeiros anos da década de 70 devido a vários fatores, entre os quais, o aumento dos custos de mão de obra e por a maior parte das explorações dos depósitos filonianos ter atingido o chamado nível dos sulfetos, isto é, a zona não oxidada ou protominério. Este último fato exigiria uma tecnologia completamente diferente no tratamento das mineralizações do que os métodos gravíticos simples, utilizados na zona superficial oxidada e alterados.

Atualmente a atividade mineira na região de Manica está muito reduzida e quase todas as minas de ouro se encontram abandonadas. A Mina Mundonguara está numa fase de reabilitação e faz parte do BAOBAB RESOURCES Plc, uma companhia australiana com projetos de desenvolvimento mineiro em Moçambique.

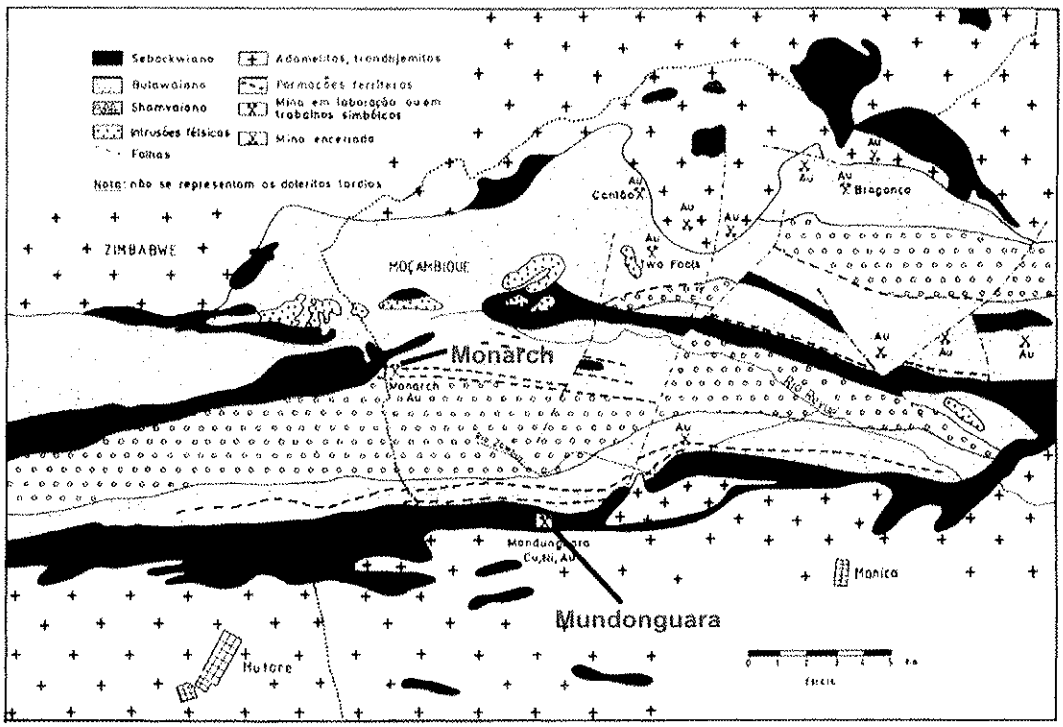


Figura 3.5 – Mapa geológico de Manica, mostrando a localização dos depósitos de Monarch e Mundonguara (Lächelt, 2004).

3.3.2.7.1 - Mina Monarch

São numerosos os locais do Distrito de Manica onde se procedeu desde finais do século passado à extração do ouro, podendo computar-se em mais de duas dezenas o nº de concessões que ali existiram.

Ignora-se quando teria começado a extração do ouro na África Austral. A produção de ouro no Cráton do Zimbabwe é pequena em termos mundiais. A maior parte da produção aurífera do Zimbabwe derivou de depósitos filonianos que ocorrem em zonas xistentas sulfetizadas e silicificadas, em zonas de cisalhamento e em filões de quartzo maciço em diferentes tipos de rochas. A maioria desses filões foi, em parte, ditada pela profundidade da crosta onde ocorreu a deslocação, em parte, pela heterogeneidade litológica das sucessões vulcano-sedimentares deformadas (Forster, 1989).

A mina Monarch situa-se ao longo da porção axial do *Greenstone belt* de "*Odzi-Mutare-Manica* sobre a fronteira entre Moçambique e o Zimbabwe (Figura 3.3) e estende-se para ambos os lados". Consiste duma seqüência sinclinal composta por rochas metavulcânicas e metassedimentos, com gnaisses e granitóides ao seu redor. É estruturalmente dominado por um "*strike*" E-W, com uma inclinação geral para o Norte. As mineralizações de sulfetos encontram-se disseminadas nos metavulcanitos félsicos e nos BIF's brechados, com espessura acima de 20 m, intercalados com talco-xistos e xistos cloríticos talcosos. Do lado moçambicano o depósito é cortado e dividido em dois blocos (Este e Oeste) por um dique de dolerito (N-S) da idade do Karoo. Os depósitos Oeste e Este têm cerca de 30 e 20 m de espessura, respectivamente, que vão diminuindo em direção à zona de cisalhamento.

A sul da zona mineralizada é dominada por talco-xistos e xistos cloríticos carbonatados e silicificados, intensamente tectonizados e brechados intercaladas por contém camadas auríferas de quartzos-carbonato muito finas. As mineralizações de ouro estão associadas à pirita, arsenopirita e pirrotita disseminadas.

3.3.2.7.2 - Mina Mundonguara

O depósito Mundonguara localiza-se, à cerca de 15 km da Vila de Manica, na Serra Isitaca, onde os corpos mineralizados de sulfetos contendo cobre e outros metais encontram-se encaixados nos komatiitos, felsitos, rochas talco-carbonáticas e serpentinitos

O flanco norte da serra Isitaca tem declive muito acentuado, estando coberto por espessas camadas aluvionares e coluvionares de origem local que tornam muito difícil o mapeamento de superfície. A serra Isitaca decresce rapidamente de altitude para leste, desaparecendo a pouco mais de 1,5 Km para lá da Mina de Mundonguara.

Na área do depósito o greenstone é composto por uma seqüência repetitiva de fluxos basais de komatiitos cobertos por fluxos basálticos com alto teor de magnésio, com intercalações de rochas vulcânicas dacíticas e sedimentos de origem química (BIF). A seqüência vulcânica é coberta por sedimentos terrestres que comportam conglomerado basal sucedido por um pacote de siltito e arenito. As rochas foram afetadas pelo metamorfismo e dobramento regional e apresentam uma direção E-W.

A mineralização em Mundonguara é concentrada nas brechas félsicas que ocorrem como canais para a injeção de sulfetos nas rochas ultramáficas (komatiíticas) da Formação Macequece e nas rochas vizinhas (félsitos, quartzitos e brechas de quartzos-feldspato) (D'Orey, 1992).

Dois tipos de mineralização foram descritos na mina Mundonguara em 2008 pela BAOBAB RESOURCES, a companhia australiana que detém os direitos de pesquisa e exploração da mina, sendo a primeira, a mineralização primária de cobre em corpos dioríticos lenticulares intrusivos discretos. A mineralização ocorre na forma de intensas disseminações em calcopirita e pirrotita, cuja espessura ultrapassa os 12 m com grau variando entre 1.8% a 2.6% de cobre. Presume-se que esses corpos intrusivos e as mineralizações associadas se encontrem em níveis significativamente profundos.

Intrusões félsicas com bastante grau de alteração hospedeiro de sulfetos disseminados após a mineralização de sulfetos foram também identificadas a 1,5 Km a oeste da mina. Acredita-se que essas intrusões sejam geneticamente relacionadas aos dioritos encontrados no interior da mina e têm em torno de grau variando de 2.4 a 2.32 % e de 0.56 a 3.10 g/t de cobre e ouro, respectivamente.

O segundo tipo de mineralização de sulfetos no interior da mina é apresentado em dois domínios distintos:

- (1) como veios de sulfetos maciços cisalhados com mais de 1,5 m de espessura dentro dos komatiitos e
- (2) como filões discretos de sulfetos nos "stockworks" e brechas tectônicas dentro das rochas mais competentes.

Localmente foram identificados dentro das rochas encaixantes bordejantes sulfetos disseminados. A mineralização (2) apresenta variação composicional de cobre e poli-metais (Cu ± Co, Au, Ag e Ni). O Cu com grau superior a 28%, 0.69 % de Co, 10.66 g/t de Au, 31 g/t de Ag e 1.22% de Ni.

CAPÍTULO 4

4 - RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo apresentam-se os resultados dos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, que foram realizados na região de estudo visando a definição das características e das principais épocas dos eventos geológicos que marcaram a evolução dos terrenos granito-greenstone de Manica.

4.1 – ANÁLISES PETROGRÁFICAS E MINERALÓGICAS

Neste sub-capítulo far-se-á a descrição petrográfica das unidades litológicas da região de Manica, onde foram também realizadas as análises isotópicas. Na Figura 4.1 (nos apêndices), mostra-se a localização das amostras estudadas. Destaque especial vai para os granitóides, cuja caracterização teve além do estudo microscópico, os dados de análises químicas de rocha total e de minerais, sendo as primeiras realizadas 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 as terras raras, e as análises dos minerais sendo realizadas por microssonda eletrônica no Laboratório Nacional de Energia (LNEG) de Portugal, Delegação do Porto, com o objetivo de determinar a sua composição e complementar os dados petrográficos obtidos (Sumburane, 2004).

4.1.1 – Suíte Tonalitica-Throndjemítica - Granodiorítica (TTG)

A série Tonalitica-Trondjemítica – Granodiorítica (TTG) inclui rochas cujas composições variam de quartzo-dioritos, passando por tonalitos, trondjemitos e granodioritos, a granitos. O quartzo-diorito corresponde ao termo menos evoluído da seqüência em estudo. Apresenta uma textura granular, xenomórfica a hipidiomórfica, de grão fino (< 1mm) e contém plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita como fases essenciais. A titanita apatita, opacos e

zircão são fases acessórias comuns. A sericita e o epídoto estão presentes como minerais de alteração do plagioclásio.

O quartzo ocorre em grãos incolores, anédricos com contornos que freqüentemente se adaptam às formas dos outros minerais. Mostra com freqüência extinção ondulante e sub-granulação.

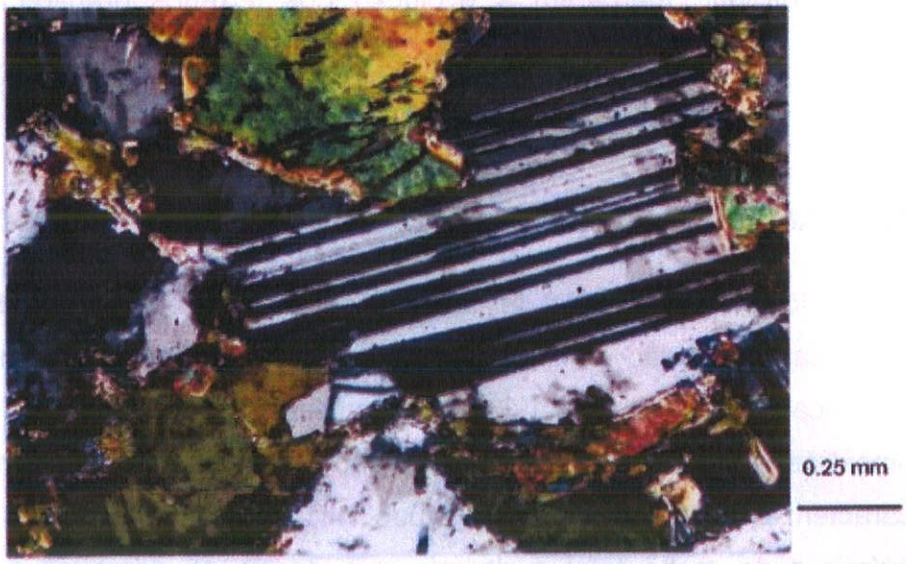


Figura 4.2 – Fotomicrografia de plagioclásio com macla polissintética segundo a lei da albita no quartzo diorito (nícois cruzados) Amostra 99MS09 (Sumburane, 2004).

O plagioclásio existe sob a forma de cristais anédricos e subédricos com macla polissintética segundo a lei da albita e/ou de periclina (Figura 4.2). Em vários grãos observou-se zoneamento bem marcado geralmente do tipo normal. As composições obtidas variam de An_{27} a An_{44} (oligoclásio a andesina), predominando os termos andesíticos. A sericita e minerais do grupo de epídoto são os principais produtos de alteração do plagioclásio.

A biotita constitui grãos de hábito subédrico, com o pleocroísmo típico entre o castanho claro e o castanho escuro. Por vezes aparece incluída no plagioclásio.

Os anfibólios apresentam um hábito subédrico a anédrico. Exibem pleocroísmo variando entre o amarelo acastanhado e verde escuro.

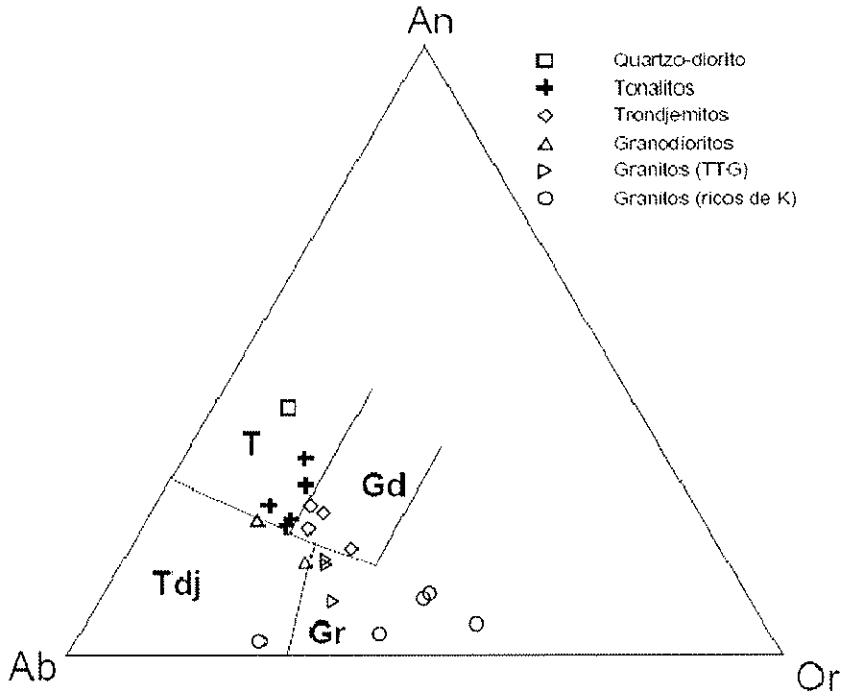


Figura 4.3 – Classificação dos granitóides do distrito de Manica (O'Connor, 1965, modificado por Barker, 1979).

A apatita não é muito abundante. Encontra-se sob a forma de pequenos cristais prismáticos incluídos preferencialmente no plagioclásio e no quartzo. A titanita ocorre em grãos anédricos a subédricos, pontualmente euédricos, e está freqüentemente associada ao anfibólio e à biotita. É possível que a titanita seja em parte magmática e, em parte, secundária, resultante da alteração hidrotermal dos minerais máficos.

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 titanita secundária.

Os tonalitos, trondjemitos e granodioritos da região de Manica constituem os termos intermédios da seqüência TTG em estudo e correspondem a uma

gama contínua de composições ocupando no diagrama Or-Ab-An (Figura 4.3) os campos entre os tonalitos, granodioritos e trondjemitos. As diferentes litologias revelam fortes semelhanças texturais e mineralógicas, distinguindo-se fundamentalmente pelas variações nas proporções modais e normativas de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino.

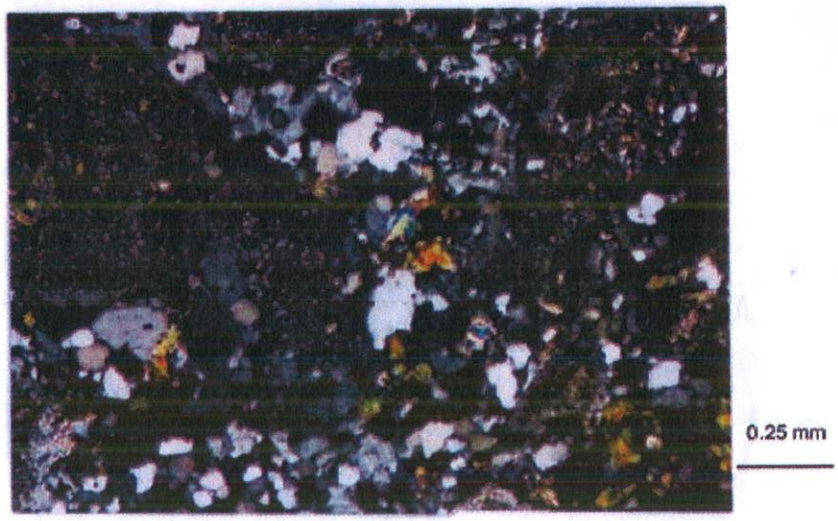


Figura 4.4 – Fotomicrografia dos domínios glanobláticos em torno de cristais primários de plagioclásio em granodiorito (nicóis cruzados). Amostra 99MS23 (Sumburane, 2004).

As rochas apresentam textura hipidiomórfica a xenomórfica, granular, de grão fino a médio. Embora a textura original esteja preservada em algumas amostras, observam-se muito freqüentemente evidências de processos pós-magmáticos. Nesses casos, os cristais relíquiares são preferencialmente de plagioclásio subédrico podendo subsistir alguns grãos de quartzo de grandes dimensões, anédricos e muito deformados. A matriz envolvente tem granularidade fina, textura granoblástica (Figura 4.4) e é constituída essencialmente por quartzo e proporções subordinadas de plagioclásio e microclina.

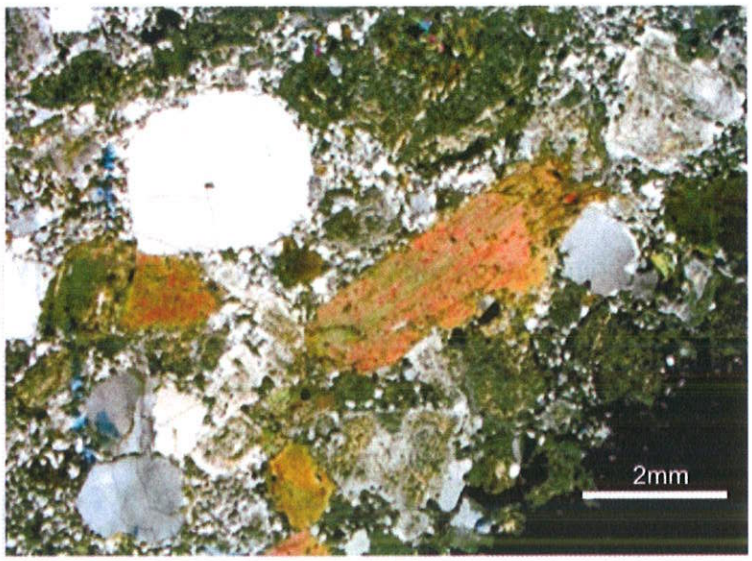


Figura 4.5 – Fotomicrografia de trondjemito (99MS21) mostrando o grau de alteração dos feldspatos e minerais máficos.

Em termos mineralógicos, estas rochas contêm quartzo e plagioclasio como minerais essenciais. O feldspato alcalino, a biotita, o anfibólio, a apatita, o zircão e os opacos constituem as fases acessórias mais importantes. A sericita, o epídoto, a clorita e a titanita são os minerais de alteração mais comuns.

O quartzo tende a formar grãos, com dimensões até 2 mm, anédricos, mostrando freqüentemente 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. Os 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, o plagioclásio 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 albita e/ou de periclina. Os

cristais relíquiares de plagioclásio sofreram alteração intensa, envolvendo processos de sericitização e/ou saussuritização (Figura 4.5). Neste último caso, a alteração é caracterizada pelo desenvolvimento de sericita, de minerais do grupo de epídoto e de titanita.

O feldspato potássico está preferencialmente presente como cristais intersticiais de dimensões reduzidas embora se observem alguns grãos isolados de dimensões milimétricas. Apresenta a macla axadrezada típica da microclina. Por vezes, nota-se a existência de exsoluções pertíticas indicando arrefecimento em condições sub-solidus.

Figura 4.6 - Fotomicrografia de agregado fascicular de cristais de actinolita em tonalito (nicóis cruzados). Amostra 99MS01.

A biotita 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 clorita ± titanita ± epídoto e pode conter agulhas de rútilo no seu interior.

O anfibólio tem caráter 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 freqüentemente agregados fasciculares (Figura 4.6).

4.1.2 - Série rica em potássio

Os granitóides da série rica em potássio têm composição predominantemente monzogranítica. A sua textura é granular xenomórfica, de grão médio a fino (Figura 4.8). São compostos essencialmente por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. Têm como fases acessórias mais freqüentes biotita, apatita, zircão e opacos. A sericita e a clorita aparecem como principais minerais de alteração.

O quartzo, na maioria das amostras 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.

Figura 4.7 – Fotomicrografia de textura micrográfica com desenvolvimento de mirmequites no contato entre plagioclásio e microclina (nicóis cruzados). Amostra 99MS10) (Sumburane, 2004).

O feldspato alcalino é predominantemente intersticial. Exibe hábito anédrico, maclas da microclina e pode conter inclusões de plagioclásio e

quartzo. A microclina está freqüentemente pertitizada como conseqüência da exsolução em condições subsolidus.

O plagioclásio ocorre sob a forma de cristais com hábito subédrico a anédrico, macla polissintética da albita e zoneamento pouco marcado. Nos contactos com o feldspato potássico é comum o desenvolvimento de mirmequitas (Figura 4.7). O grau de alteração parece menos intenso do que alguns termos da seqüência TTG e o fenômeno de sericitização dominam claramente sobre o da saussuritização.

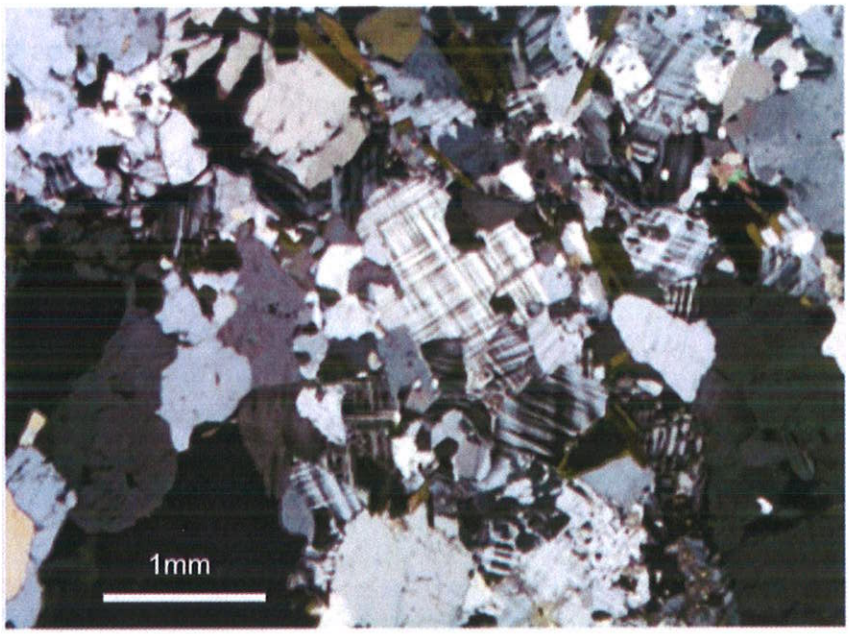


Figura 4.8 - Fotomicrografia de textura granular xenomórfica, de grão médio a fino (Amostra 09MS14).

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

- Os granitóides da área em estudo repartem-se, sob o ponto de vista composicional, por vários tipos: quartzo-dioritos, tonalitos, trondjemitos, granodioritos e granitos, nestes sendo observáveis alguns com tendência de enriquecimento em potássio;

- As amostras da suíte TTG da região de Manica estudadas neste trabalho apresentam na sua maioria uma textura xenomórfica, inequigranular, de granulação fina a média, constituída por uma matriz de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico (microclina e pertita) como minerais essenciais. A biotita, o anfibólio (hornblenda e actinolita), a titanita e os opacos constituem as fases acessórias, sendo a sericita, o epídoto e a clorita minerais de alteração comuns.
- na sua maioria, as rochas de ambas as séries apresentam texturas primárias com indícios de terem sido afetadas por processos de deformação e recristalização que se manifestam pelo desenvolvimento, em vários graus, de domínios granoblásticos constituídos por quartzo e proporções subordinadas de plagioclásio e feldspato alcalino. Mostram ainda evidências de alteração envolvendo participação significativa de fluidos aquosos, sendo os casos mais comuns a sericitização e a saussuritização do plagioclásio, bem como a cloritização da biotita;
- o plagioclásio e os minerais ferromagnesianos (anfibólio e biotita) 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 titanita e os opacos de origem primária decrescem em abundância dos termos mais básicos para os mais ácidos e estão normalmente associados aos cristais de anfibólio e de biotita, devendo ter-se gerado simultaneamente com estes minerais;
- a apatita 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;

- a clorita, a sericita, o epídoto, a actinolita, a titanita secundária e os óxidos e hidróxidos de ferro correspondem a produtos de alteração hidrotermal de baixa temperatura, afetando predominantemente a biotita e o plagioclásio;
- a titanita aparece predominantemente sob a forma de titanita subédrica (por vezes euédrica) e titanita anédrica associada à alteração hidrotermal de minerais máficos (biotita ou anfibólio). Este mineral aparece freqüentemente nas rochas menos evoluídas.

4.1.3 – Magmatismo Básico

Na região de Manica o magmatismo básico é representado por rochas metabásicas que apresentam granulação fina, estrutura xistosa e maciça e exibem uma variedade textural relacionada aos efeitos da deformação, metamorfismo e alteração hidrotermal.

À escala microscópica observam-se porções onde as texturas ígneas estão preservadas, apesar da deformação e metamorfismo, e locais onde estas rochas estão parcialmente modificadas e cujos protólitos não podem ser mais identificados. Neste contexto foram identificados tipos petrográficos classificados como dolerito, gabro e basalto.

4.1.3 1 - Dolerito e gabro

Os doleritos e os gabros da região de Manica serão neste trabalho apresentados conjuntamente devido ao menor número de amostras coletadas para cada litologia (apenas uma amostra de gabro) e por apresentarem características estruturais e texturais praticamente idênticas. Estas rochas exibem textura subofítica, cristais predominantemente na forma prismática, com plagioclásio e feldspato bem preservados, apresentam uma variedade textural (ofítica, subofítica, intragranular e intersticial) e granulometria fina a média (Figura 4.9 e 4.10). Ocasionalmente ocorrem doleritos com granulometria grossa, chegando a ser uma textura microgabroica. Mineralogicamente são bastante monótonos e são constituídos por plagioclásio e piroxênio como minerais essenciais. Têm como minerais acessórios, opacos, (magnetita e ilmenita) (Figuras 4.11), biotita e olivina. Os gabros diferem dos doleritos pela sua textura mais grossa. Nestas rochas o plagioclásio, piroxênio

e olivina são os minerais essenciais e exibem predominantemente as formas subédrica a anédrica. Como minerais acessórios são encontrados a olivina, biotita, anfibólio, opacos, apatita e zircão.

Figura 4.9 – Fotomicrografia de textura subofítica rica em cristais de plagioclásio englobada por piroxênio (nicóis cruzados). (Amostra 07MS01).

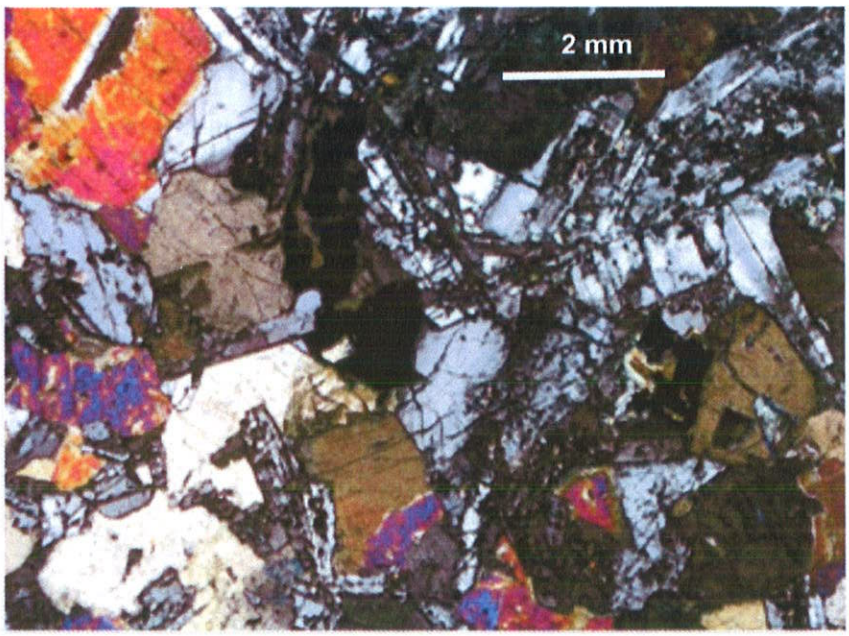


Figura 4.10 – Fotomicrografia de textura subofítica em amostra de gabro rica em cristais de plagioclásio englobada por piroxênio. Também ocorre olivina com cor de interferência azulada e esverdeada (nicóis cruzados). (09MS10).

O plagioclásio exibe predominantemente as formas euédricas e subédricas. São comuns as geminações do tipo albita, ocorrendo também as do tipo Carlsbad e da periclína. Forma, em geral, cristais com grandes dimensões (até 2 mm), mas também pode ocorrer em grãos submilimétricos. Os cristais apresentam-se o centro preservado, enquanto as bordas são marcadas pelos processos de alteração por vezes intensa, envolvendo processos de sericitização e/ou saussuritização.

O piroxênio exibe as formas euédricas a anédricas, retangulares com cores de interferência da 2ª ordem. Apresenta normalmente relevo positivo e quando alteradas formam anfibólio. O piroxênio é do tipo augita, mas por vezes é pouco rosado. Ocasionalmente o piroxênio tende a ser subédrico ou subofiticos, o que revela uma cristalização tardia em relação as plagioclásio. Não raramente, os cristais apresentam o núcleo preservado, enquanto as bordas são marcadas pelos processos de alteração para biotita e clorita.

A biotita aparece como mineral intersticial e associado ao piroxênio. Alguns cristais apresentam-se cloritizados, e geralmente estão envolvendo ou em contato com os minerais opacos.

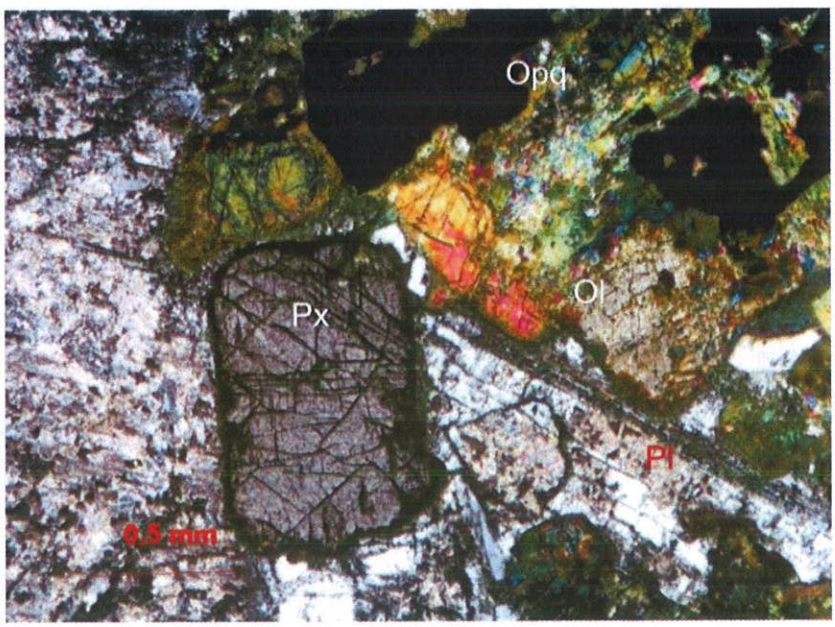


Figura 4.11 – Fotomicrografia de doleritos de Manica são mineralogicamente bastante monótonos. Apresentam como minerais essenciais plagioclásio e piroxênio e como acessórios olivina e opacos. (Amostra 07MS44 B).

A olivina é mais comum na forma de pseudomorfos de coloração esverdeada, ocorrendo freqüentemente na forma de cristais subédricos a anédricos.

Os opacos são representados pela magnetita e ilminita, sendo o primeiro o mais abundante, exibindo formas euédricas e subédricas (menos abundantes) a anédricas.

Algumas estruturas primárias são preservadas nos doleritos da região de Manica e apresentam indícios de terem sido afetadas por processos de deformação e recristalização evidenciadas pelo metamorfismo incipiente que se observa em algumas amostras.

4.1.3.2 - Basaltos

Os basaltos da área de estudo apresentam textura holocristalina variando de ofítica a intersticial com material intersticial formado por agregados cristalinos de plagioclásio, piroxênio e anfibólio. A olivina, a clorita, epídoto (saussuritização dos plagioclásios) e os minerais opacos são os minerais acessórios mais comuns. Apresentam textura afanítica, subofítica, de granulação fina.

O plagioclásio ocorre predominantemente na forma subédrica (menos abundante) e anédrica. Exibe maclas segundo as leis da albita, apresenta alteração incipiente. Em algumas amostras há preservação do plagioclásio.

O piroxênio ocorre predominantemente na forma subédrica, anédrica e quando bem preservada na forma prismática. Apresenta coloração verde clara sem pleocroísmo nítido. Ocasionalmente aparece com inclusões de outros minerais, principalmente de opacos.

Olivina é pouco abundante e ocorre na forma de microcristais alterados e por vezes com inclusões de outros minerais.

A clorita ocorre principalmente como de alteração dos minerais ferromagnesianos.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —
T 5165

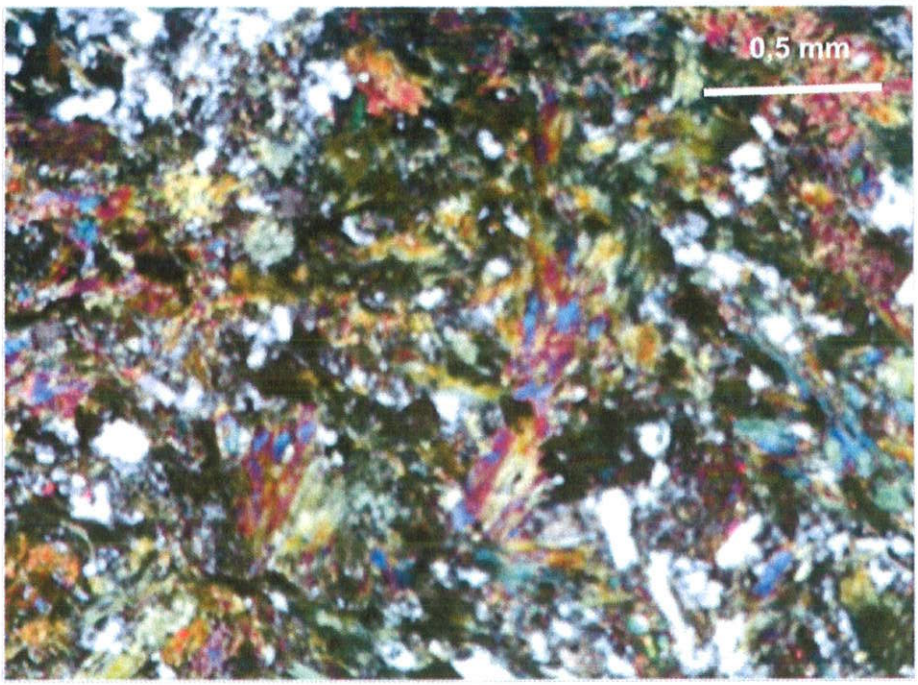


Figura 4.12 – Fotomicrografia mostrando o aspecto geral dos basaltos, evidenciando o seu grau de alteração. (Amostra 07MS21)

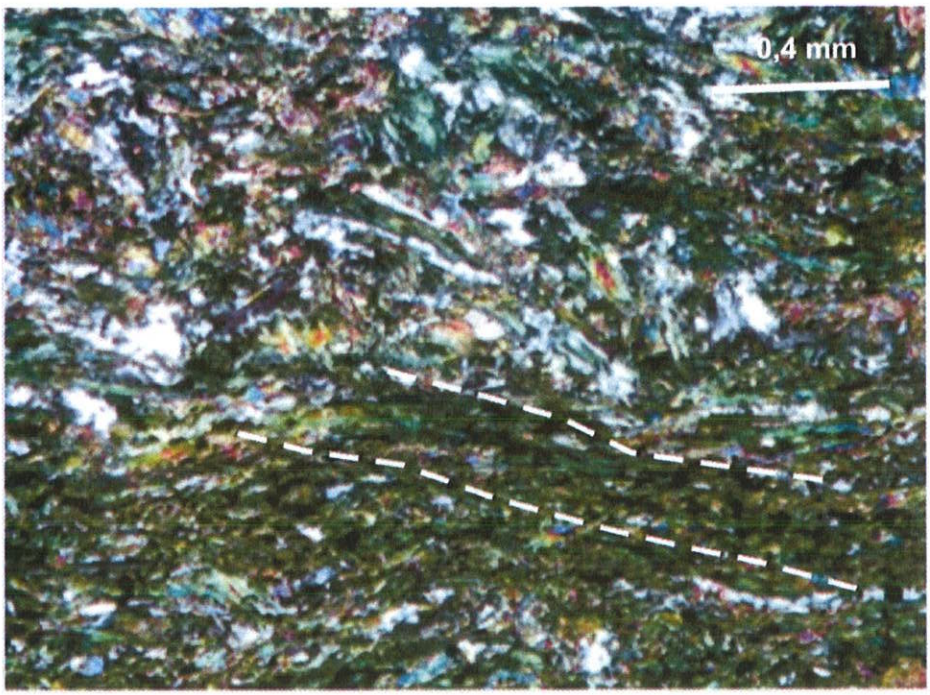


Figura 4.13 – Foto micrografia mostrando (linha a tracejado) sinais de metamorfismo incipiente (amostra 07MS23).

Os opacos estão presentes como materiais secundários e ocorrem na forma de grãos subédricos a anédricos.

À semelhança dos litotipos descritos anteriormente, os basaltos da região de Manica apresentam evidências de terem sofrido transformações hidrotermais relacionadas com o metamorfismo (Figura 4.13), marcadas pela forte cloritização, epidotização e saussuritização do plagioclásio.

4.1.4 – Rochas vulcânicas

4.1.4.1 – Rochas vulcânicas ácidas

As rochas vulcânicas ácidas apresentam-se bastante alteradas e são constituídas por quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino como minerais essenciais (Figura 4.14). A biotita e clorita são os minerais acessórios comuns. O epídoto é o mineral de alteração mais abundante. A matriz é constituída por uma massa fina de feldspato, sericita e quartzo.

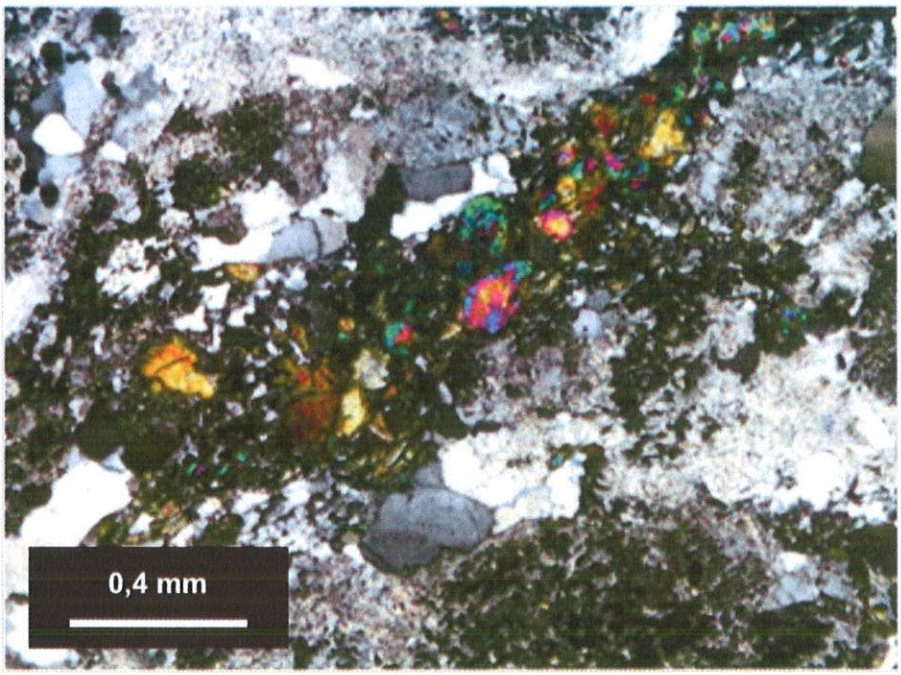


Figura 4.14 – Fotomicrografia mostrando o aspecto geral Aspecto geral de rocha vulcânica ácida, evidenciando o seu grau de alteração. (Amostra 99MS26).

O plagioclásio exibe a forma euédrica e subédrica com maclas polissintéticas, sericitizada e saussuritizada, e encontra-se associado com freqüência ao quartzo.

O quartzo apresenta-se predominantemente na forma anédrica, recristalizado e fraturado.

Em termos de alteração são freqüentes relíquias de biotita e plagioclásio transformadas parcial ou completamente em clorita e epídoto respectivamente.

Notam-se também fenocristais de plagioclásio, euédricos, maclados, bastante sericitizados. Observam-se ocasionalmente alguns cristais de apatita, raro zircão e minerais de titânio tais como titanita e ilminita.

4.1.4.2 - Quartzo-feldspato pórfiro

O quartzo pórfiro apresenta textura criptocristalina com fenoclastos angulares de quartzo (1 – 2 mm), plagioclásio e feldspato dispersos numa matriz fina que lhe confere uma textura grano-porfiroclática (Figura 4.15). Os fragmentos de feldspato são menos abundantes que os de quartzo. Os fenocristais apresentam-se corroídos e o feldspato saussuritizado e ocasionalmente transformado em carbonato. Como minerais acessórios, o zircão e a apatita são os mais comuns. Algumas amostras não contêm fenocristais de quartzo e têm inclusões de minerais máficos como biotita e clorita. São visíveis relíquias de feldspatos e evidências de sua alteração para sericita. Observam-se no interior e nas bordas dos plagioclásios e do quartzo, agulhas microscópicas de actinolita-tremolita (Figura 4.16).

4.1.4.3 - Rochas ultramáficas

As características texturais e a composição mineralógica dos litotipos ultramáficos refletem a intensidade dos processos tectono-metamórficos atuantes. Esses processos promoveram à reorganização textural da trama, além de transformações na mineralogia primária, que resultaram na variedade textural e mineralógica que se observa atualmente nessas rochas.

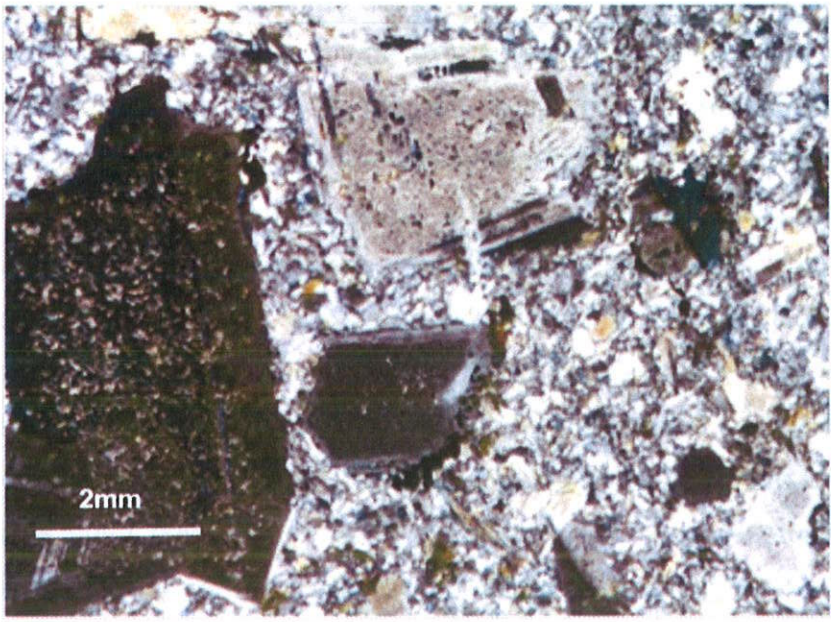


Figura 4.15 – Fotomicrografia de textura grano-porfiroclática com fenoclastos angulares de quartzo, plagioclásio e feldspato dispersos numa matriz fina. (Amostra 07MS58 C)

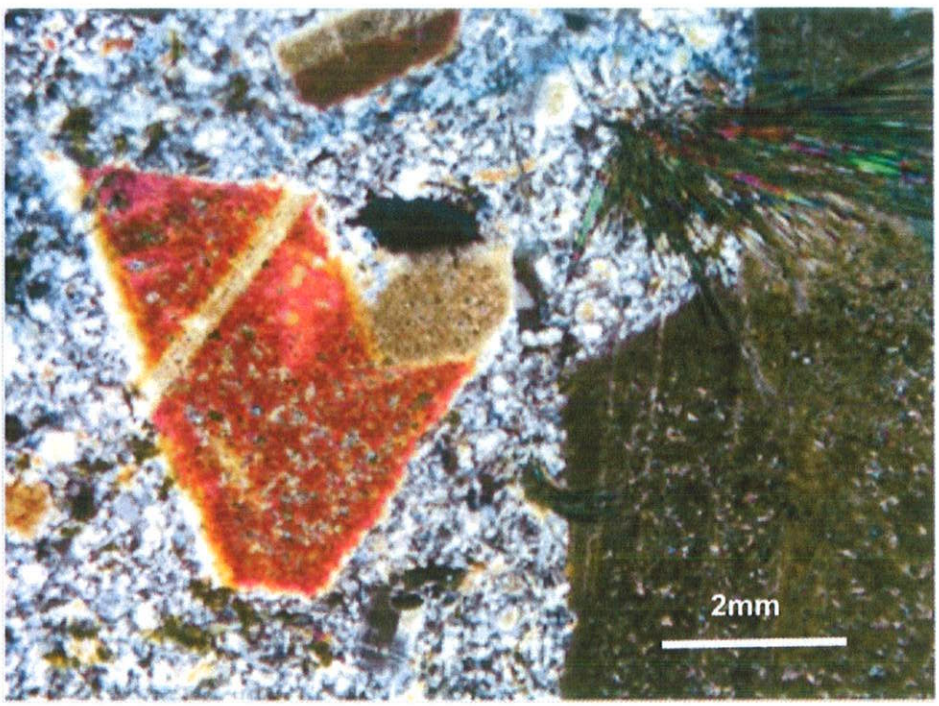


Figura 4.16 – Fotomicrografia mostrando agulhas de actinolita-tremolita no interior e nas bordas dos plagioclásios e do quartzo. (Amostra 07MS58 A)

O estudo de amostras em seção delgada permitiu o reconhecimento de alguns tipos petrográficos que ocorrem nos terrenos arqueanos de Manica, nomeadamente, os komatiitos, serpentinitos, talco-xistos e talco clorita xistos entre outros. As suas características primárias encontram-se obliteradas pelo elevado grau de alteração que estas rochas apresentam. A clorita e a serpentina parecem ser os minerais essenciais. Notam-se resíduos de olivina com hábito essencialmente tabulares as quais estão mais ou menos alteradas em tremolita e opacos. Os opacos e os carbonatos são os minerais acessórios mais comuns. Apesar do seu estado de alteração e de metassomatismo, foi possível observar a preservação do anfibólio (tremolita-actinolita) e relíquias de olivina. Ocasionalmente a clorita parece ser o único mineral constituinte da rocha. Os anfibólios tremolita-actinolita são encontrados em algumas amostras mais preservadas.

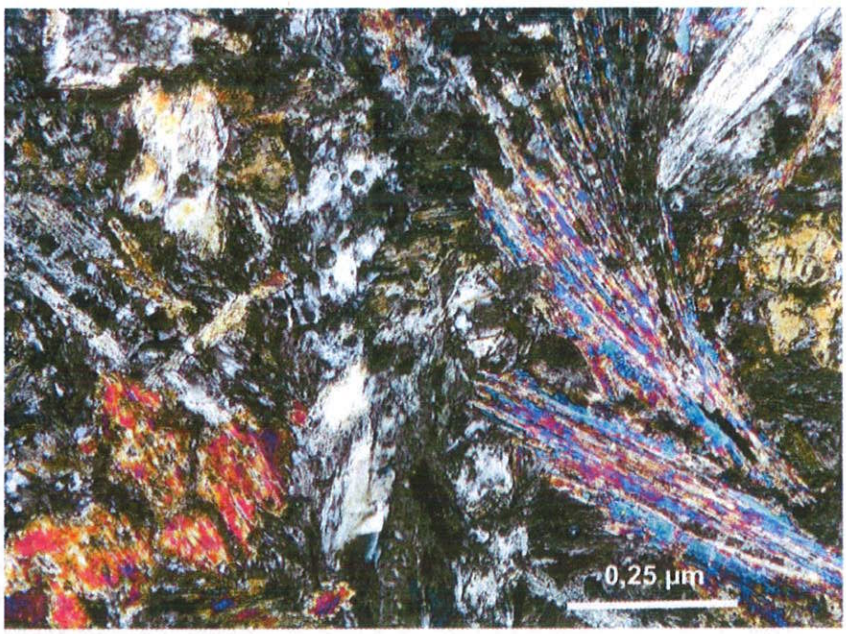


Figura 4.17 – Fotomicrografia de mostrando os agregados pseudomorfos de piroxênio substituídos por clorita e opacos, compondo um arranjo plumoso/radial. (Amostra 07MS30)

O padrão estrutural observado na maioria das rochas é definido por xistosidade, foliação e metamorfismo de baixo grau. Os núcleos menos deformados apresentam estruturas e texturas ígneas originais preservadas, destacando-se entre elas a textura spinifex que permite conferir a existência d uma filiação komatiítica para esta suíte vulcânica. Essa textura é caracterizada

por arranjos primários preservados por agregados de pseudomorfos de piroxênio plumoso/radiais, substituídos por anfibólio, clorita e minerais opacos (Figura 4.17).

Nos serpentinitos observa-se a transformação de olivina em serpentina e calcita.

4.1.5 – Rochas Metassedimentares

Dois tipos de rochas metassedimentares (metaconglomerado e metagrauvaca) foram amostrados para esta pesquisa com o objetivo de inferir sobre a sua época de deposição.

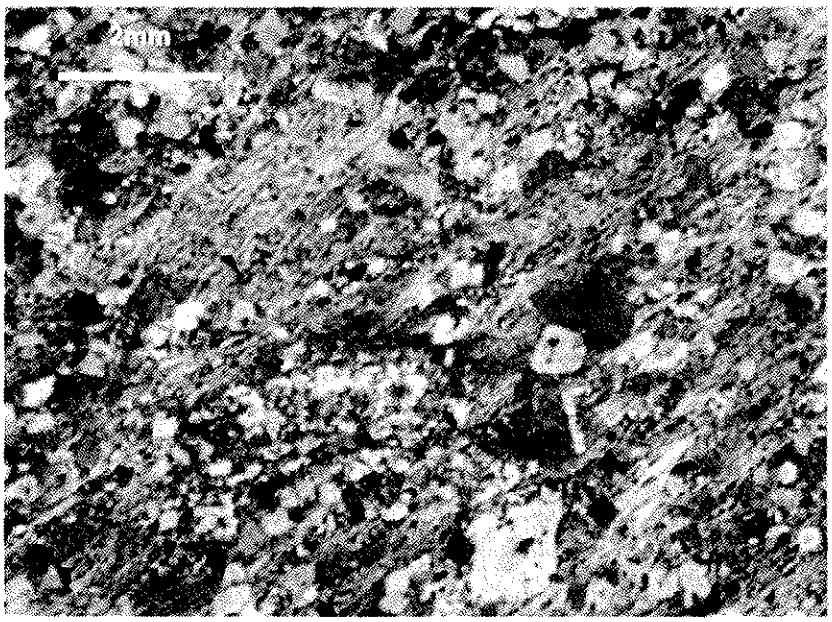


Figura 4.18 - Fotomicrografia de metaconglomerado polimítico do Greenstone belt de Manica.

O metaconglomerado do tipo polimítico (Figura 4.18) é composto por clastos angulares e sub-angulares. Apresenta xistosidade, evidências de deformações que não permitem definir com certeza a composição dos clastos, os quais são na sua maioria de rochas metavulcânicas, formações ferríferas bandadas, granitóides, plagioclásio e quartzo das áreas fontes.

A metagrauvaca (4.19) é constituída predominantemente por clastos de quartzo e feldspato angulares e arredondados, exibindo fraca foliação e uma

seleção textural mal calibrada. Clorita e minerais opacos também ocorrem subordinadamente.

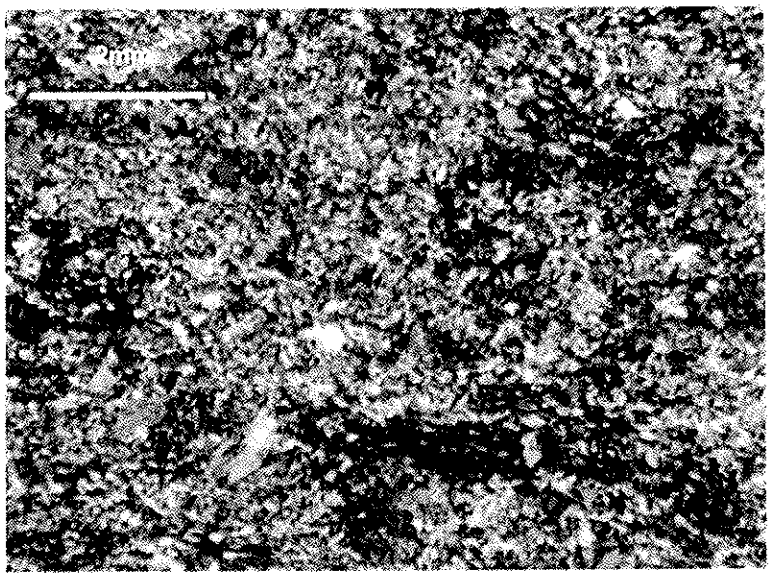


Figura – 4.19 – Fotomicrografia de metagrauvaca, mal calibrada numa matriz fina com quartzo lítico. (Amostra 09MS78).

4.1.6 – Caracterização mineralógica das mineralizações associadas

Os estudos descritivos de minerais do minério foram efetuados em seções polidas com o objetivo de se definirem as paragêneses mineralógicas e as características estruturais e texturais dos principais depósitos metálicos da região de Manica. Com o objetivo de auxiliar a identificação dessas paragêneses mineralógicas, foram realizadas adicionalmente análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Na região de Manica ocorrem mineralizações de ouro e de cobre, sendo que as amostras para este estudo foram disponibilizadas pelas companhias concessionárias das minas de Monarch (Au) e de Mundonguara (Cu). Não foi possível realizar estudos, nem coleta de amostras no interior das minas, uma vez que na altura dos trabalhos de campo na região não foi possível entrar nas minas, visto que em ambas decorriam trabalhos de limpeza e re-estruturação das infra-estruturas tendo em vista a sua reabertura após longo

período de inatividade. As relações geológicas destas mineralizações foram observadas no entorno das minas em afloramentos de superfície.

4.1.6.1 – Mineralização de ouro (Mina Monarch)

O estudo das amostras procedentes da mineralização aurífera de Monarch permitiu a caracterização de uma paragênese constituída principalmente por pirita, calcopirita, esfalerita, arsenopirita e galena, sendo o sulfeto predominante a pirita.

A pirita ocorre na forma idiomórfica a subidiomórfica, agregado de fragmentos de cristais de formas retangulares e quadradas, com encontra-se com freqüência associada à calcopirita, arsenopirita e galena. Apresenta reflexões internas e inclusões na forma de pequenas gotícolas de cor cinzenta (Figura 4.20).

A calcopirita apresenta-se com dimensões variáveis, comfraca anisotropia e sem reflexões internas, formas subédricas a anédricas. Co freqüência aparece como aglomerade e ocorre também na forma de exsolução, intercrescida com a esfarelita O crescimento da calcopirita pode ter ocorrido durante a formação da esfarelita ou por substituição de fluidos ricos em cobre reagindo com a esfarelita depois que esta se formou.

A esfalerita exibe reflexões internas e mostra ocasionalmente calcopirita dispersa no seu interior. A calcopirita pode ter sido originada durante a formação da esfalerita. Durante o metamorfismo, os cristais muito pequenos dispersos da calcopirita podem se redistribuir quando a esfalerita recristaliza, concentrando-se a calcopirita ao longo dos limites dos grãos de esfalerita.

A arsenopirita ocorre na forma idiomórfica a subidiomórfica, límpidos com algumas reflexões internas e encontra-se associada à pirita e calcopirita. Apresenta ocasionalmente inclusões deste mineral.

A galena ocorre na forma de triângulos ao longo dos planos de clivagem (Figura 4.22).

Figura 4.20 Fotomicrografia da amostra 07MS35, mostrando pirita euédrica a subédrica.

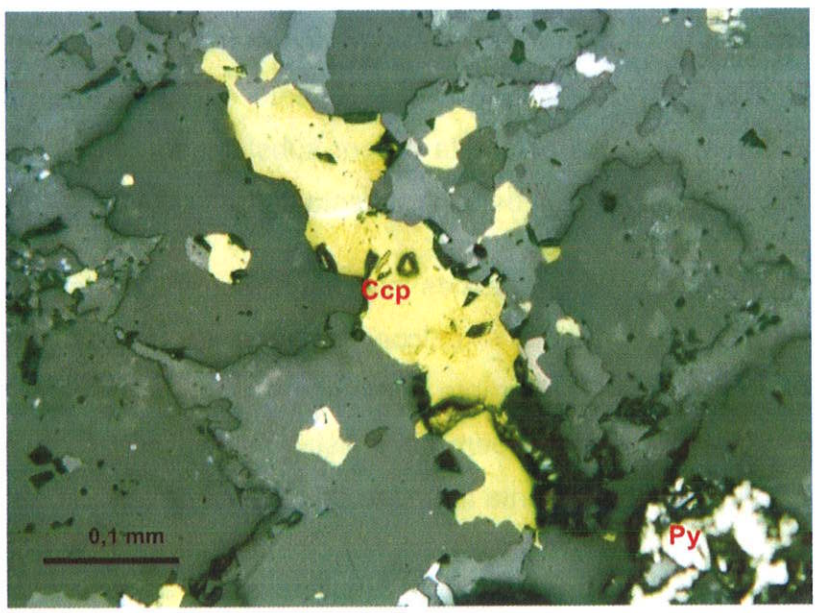


Figura 4.21 – Fotomicrografia mostrando cristais sub-idiomórficos de calcopirita e pirita (Amostra 07MM03).

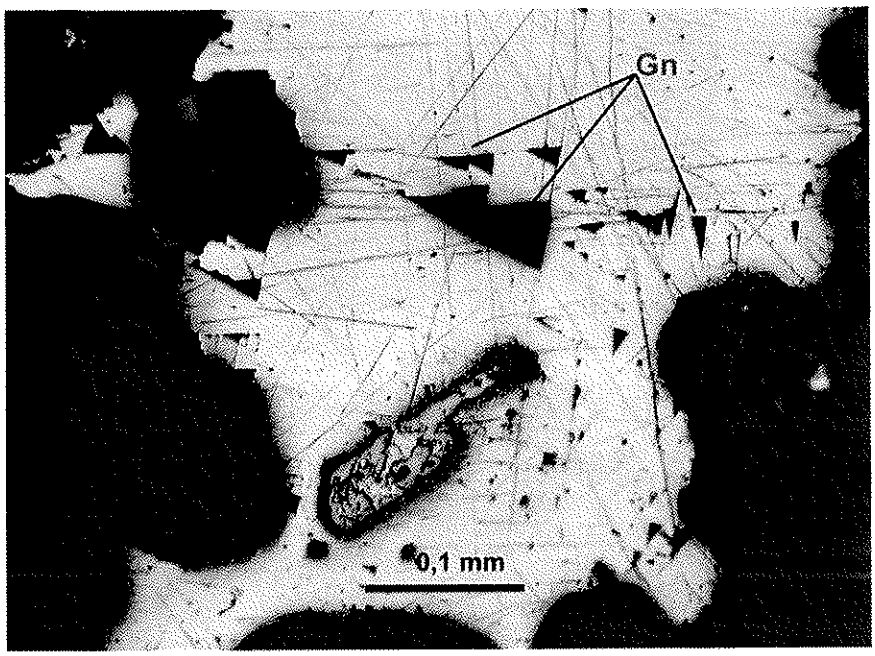


Figura 4.22 – Fotomicrografia, mostrando pirita com reflexões internas e galena na forma de triângulos, ao longo dos planos de clivagem (amostra 09MN01).

Através da microscopia de detalhe no microscópio electrônico de varredura realizada em uma amostra (09MN01) foram reconhecidos os sulfetos pirita, arsenopirita, com a ocorrência de minerais de hábito subidiomórfico com dimensões maiores (> 100 μm), com inclusões. O ouro foi observado na forma de inclusões na arsenopirita. As análises semi-quantitativas realizadas revelaram a presença de Au, Ag e Fe com se ilustra na Figura 4.23.

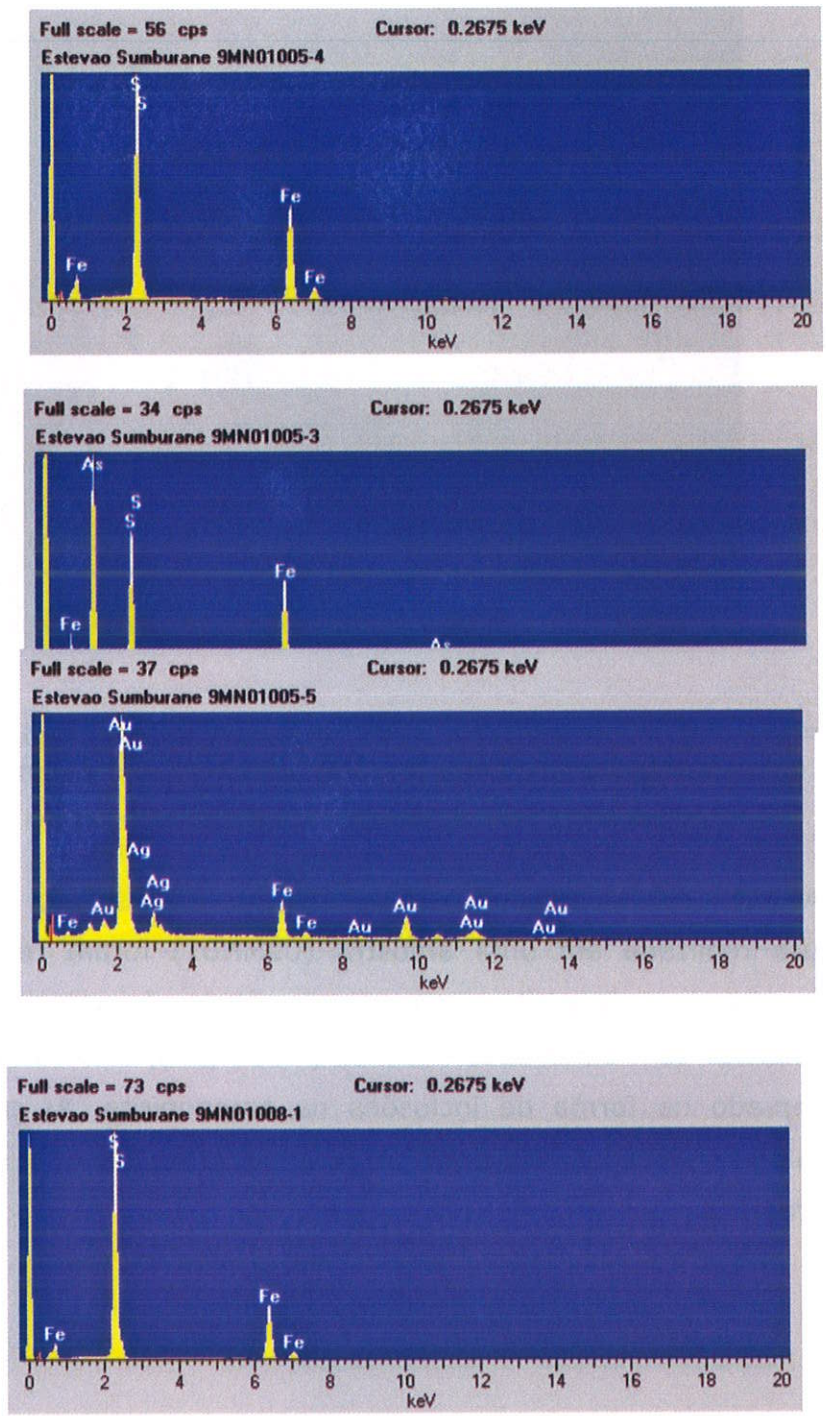


Figura 4.23 – Espectro, mostrando a composição da amostra 09MN01.

4.1.6.2 – Mineralização de cobre (Mina Mundonguara)

Á primeira vista os corpos mineralizados (sulfetos) parecem ser excessivamente monótonos. Em amostra de mão só se reconhecem calcopirita e ocasionalmente pirita.

A calcopirita é o mineral mais abundante nos sulfetos. A sua granularidade varia, atingindo no máximo 10 mm. Devido ao fraco anisotropismo óptico da calcopirita, pouca informação textural deste mineral se pode obter ao microscópico. Em nícois cruzados, observam-se ocasionalmente algumas maclas lamelares, sendo difícil decidir se o que se observa são cristais individuais ou indivíduos maclados em cristais de maiores dimensões. Ocorre freqüentemente na forma subidiomórfica. No seu interior, observam-se freqüentemente inclusões de outros minerais (grãos de pirita), que são possivelmente seus produtos de exsolução. Ocorre também um tipo de calcopirita ligeiramente mais amarelada e opticamente mais anisotrópica que a calcopirita comum, que está associada á galena. A calcopirita associa-se com freqüência à pirrotita e pirita (Figura 4.24), e esfalerita.

A pirita ocorre com freqüência associada á calcopirita e à pirrotita, ocorrendo na forma idiomórfica a subidimórfica. Apresenta reflexões interna e ocorre com freqüência associada e no seio da calcopirita. Esta pirita parece representar uma exsolução de sulfetos de ferro num líquido cuprífero rico neste elemento metálico.

A pirrotita, é o segundo sulfeto mais abundante do depósito de Mundonguara e juntamente com a calcopirita (Figura 4.25), representa mais de 90% do volume total dos minérios opacos. ocorre sob a forma de grãos microscópicos, disseminados na calcopirita. Os seus grãos são em geral equigranulares, sendo o seu diâmetro bastante variável, isto é numa gama que vai de 0,01 a mais de 1 mm.

A esfalerita ocorre na forma de grãos euédricos, com bordos cariados no interior da calcopirita, sendo obviamente anterior a este mineral. Ocorre também na forma de grãos lenticulares e alongados nos contatos alongados de grãos de calcopirita.

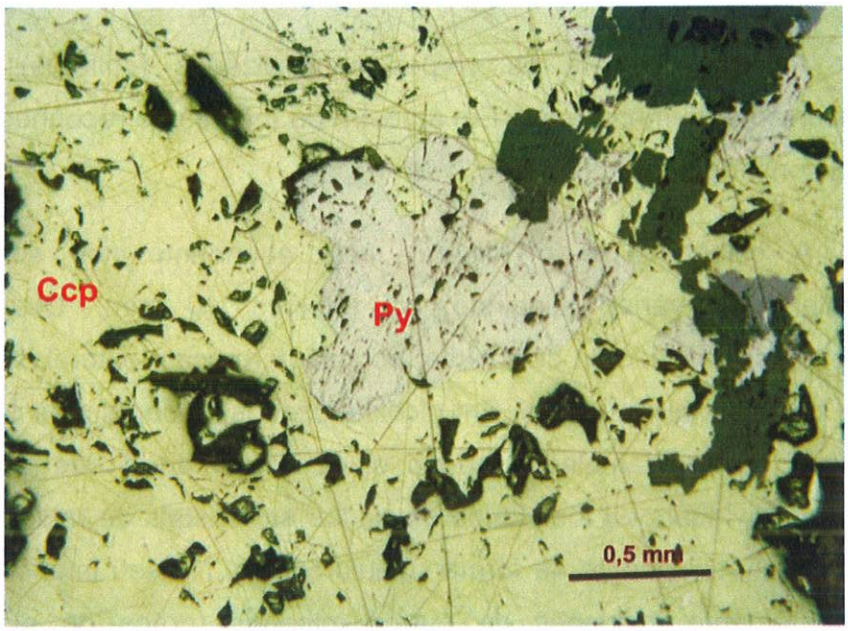


Figura 4.24 – Fotomicrografia mostrando calcopirita e pirita (Amostra 09MMG25)

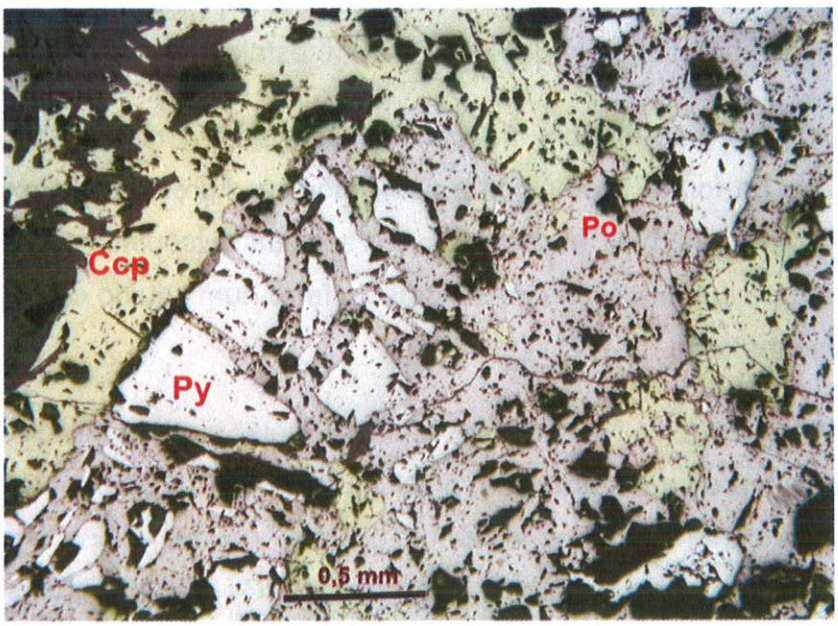


Figura 4.25 – Fotomicrografia, mostrando a paragênese pirrotita, calcopirita e pirita.

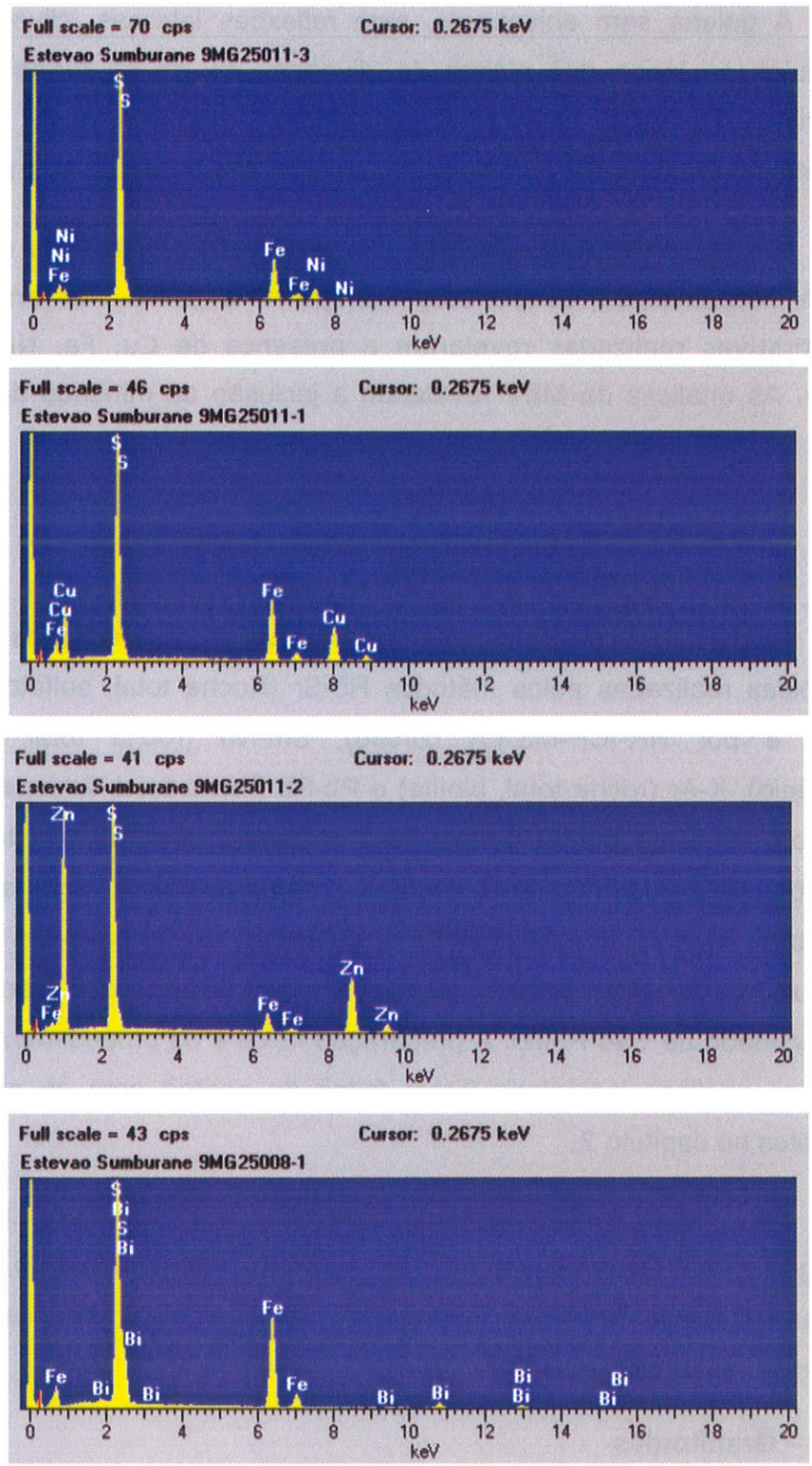


Figura 4.26 – Espectro, mostrando a composição da amostra 09MMG25.

A galena sem anisotropia, sem reflexões internas, clivagens nítidas, triângulos ao longo dos planos de clivagem, ocorre na forma subédrica a anédrica, isotrópico com fraca anisotropia e pleocroísmo praticamente inexistente. Encontra-se com frequência associada á calcopirita e pirita.

Nas observações realizadas ao microscópio electrônico de varredura foram reconhecidos os sulfetos calcopirita e pirita. As análises semi-quantitativas realizadas revelaram a presença de Cu, Fe, Ni, Zn (Figura 4.26). As análises de MEV revelaram a inclusão de minérios de bismuto na pirita.

4.2 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS

Neste item serão apresentados e discutidos os resultados das análises isotópicas realizadas pelos métodos Rb-Sr (Rocha total, sulfetos), U-Pb por TIMS e por HR-ICP-MS-LA (zircão), Sm-Nd (rocha total, plagioclásio, piroxênio), K-Ar (rocha total, biotita) e Pb-Pb (rocha total, feldspato potássico, sulfetos), ferramentas utilizadas para definição das idades dos principais eventos que caracterizaram a evolução geológica dos terrenos arqueanos do distrito de Manica. As análises foram realizadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A preparação física e os procedimentos analíticos para as análises isotópicas foram feitas de acordo com os procedimentos descritos no capítulo 2.

Far-se-a a apresentação e discussão dos resultados por unidades litológicas que caracterizaram cada evento, nomeadamente, granitóides, rochas vulcânicas félsicas e máfica-ultramáficas, rochas metassedimentares e por fim as mineralizações.

4.2.1 – Granitóides

Para a caracterização das épocas de formação e das fontes magmáticas dos distintos episódios de magmatismo granítico que ocorreram na área em estudo, foram utilizados os métodos geocronológicos U-Pb em zircão por TIMS e por HR-ICPMS com multicoletores, Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total.

4.2.1.1- Análises U-Pb

Com objetivo de definir com maior precisão as idades de colocação dos granitóides de Manica, foram datadas quatro amostras pelo método U-Pb (zircão) (TIMS) e três amostras por LA-HR-ICP-MS, coletadas em diversos locais (Figura 4.1), a saber: Mundonguara, Monte Vumba, Pedreira de Messica, Chazuca, Penhalonga, parte norte e parte central do Greenstone belt de Manica.

Para as análises pelo método convencional, ou seja, por espectrômetro de massa de ionização térmica (TIMS), foram separadas e selecionadas frações magnéticas de zircões cujas imagens ao microscópio de luz transmitida são apresentadas na Figura 2.27.

A tipologia dos zircões não é diversificada, sendo predominantemente constituída por cristais euédricos a subédricos, de forma prismática tipicamente de derivação magmática, de cor marrom e apresentam duas populações principais, dividindo-se em zircões alongados e zircões curtos, com dimensões (comprimento) a variar de 50 a 400 µm, ambos bi terminados e ocasionalmente arredondados, normalmente contendo fraturas e inclusões e são turvos, refletindo um maior grau de metamicitização. A amostra 99MS21 (granitóide interno, parte central do *greenstone belt*) é a única amostra que apresenta zircões transparentes, evidenciando ter sofrido menor grau de metamitização em relação às restantes amostras.

Para amostra de granitóide interno (99MS21) foram obtidas três frações que apresentam as menores variações dos teores de Pb e de U entre 89,5 e 109,0 ppm entre 171,2 e 197,9 ppm, respectivamente. A amostra de Mundonguara (99MS01) com o maior número de frações (sete) apresenta teores de Pb que variam de 34,8 ppm a 203,0, enquanto que U varia de 61,6 a 145,5 ppm. As amostras de Vumba (09MS17) e da Pedreira de Messica (09MS13) com quatro e três frações, respectivamente, apresentam concentrações mais variáveis Pb (79,7 a 282,7 e 102,1 a 300,4 ppm) e U (175,6 a 591,8 e 315,9 a 1569,0 ppm),respectivamente. Os resultados analíticos são apresentados na tabela 4.1. Cabe salientar que a amostra 99MS01 é a que apresenta em geral os teores mais baixos de Pb e U (com a

exceção da fração G). Já as maiores variações de teores que se verificam nas amostras de Vumba e Messica devem estar relacionadas provavelmente com a mobilidade de U e Pb e ao grau de metamicitização dos seus zircões.

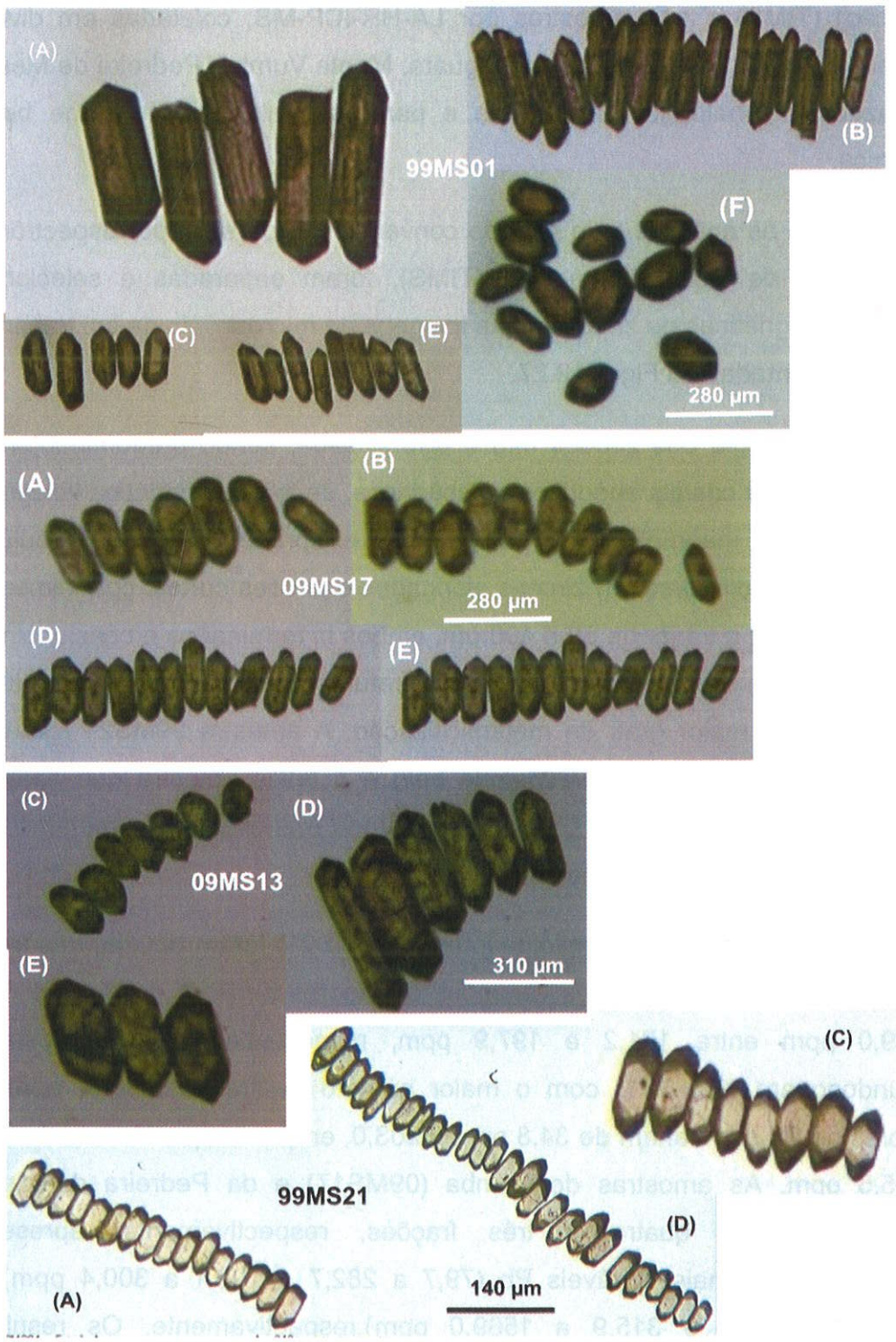
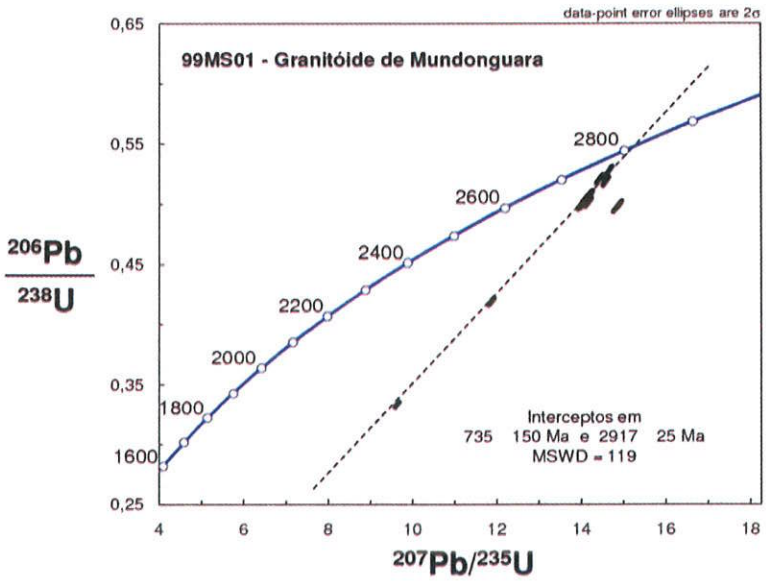


Figura 4.27 – Fotomicrografia em luz transmitida de cristais de zircão. Na sua maioria exibem hábito prismático, formas alongadas e curtas. O número de campo das amostras encontram-se marcados no centro das imagens.

Tabela 4.1 - Resultados isotópicos de U-Pb (zircão) dos granitóides de Manica

Fração	$^{207}Pb/^{235}U$	Erro (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	Erro (%)	COEF.	$^{206}Pb/^{238}U$	Erro (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Erro (%)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Pb (ppm)	U (ppm)	peso (ug)	$^{206}Pb/^{238}U$ idade (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ idade (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ idade (Ma)
Amostra: 99MS01 - Tonalito (Sul da Mina Mundonguara)																
E(8)	13,9329	0,49	0,4900	0,49	0,991	2,0408	0,49	0,2062	0,06	374	94,1	145,5	20,0	2571	2745	2876
G(11)	11,2362	0,46	0,4148	0,46	0,993	2,4108	0,46	0,1965	0,06	913	203,0	397,0	14,8	2237	2543	2797
H(6)	8,8602	0,48	0,3465	0,48	0,991	2,8857	0,48	0,1854	0,06	446	40,2	90,2	45,8	1918	2324	2702
F(12)	13,6426	0,49	0,4805	0,49	0,993	2,0811	0,49	0,2059	0,06	2489	34,8	61,6	35,0	2530	2725	2874
A(5)	13,9280	0,52	0,4961	0,51	0,992	2,0156	0,51	0,2036	0,07	469	59,4	93,9	29,5	2597	2745	2588
B(16)	14,1557	0,50	0,5016	0,49	0,993	1,9936	0,49	0,2047	0,06	1131	68,3	113,0	69,0	2621	2760	2864
C(5)	13,5772	1,11	0,4822	1,09	0,974	2,0739	1,09	0,2042	0,25	647	81,1	132,9	15,0	2537	2721	2860
Amostra: 99MS21 - Trondjemito (Granitóide Interno)																
A(16)	11,3735	1,37	0,4645	1,27	0,927	2,1528	1,27	0,1776	0,51	3163	109,0	197,9	11,43	2459	2554	2630
C(8)	11,2049	0,50	0,4602	0,49	0,991	2,1728	0,49	0,1766	0,07	1554	94,2	172,7	10,99	2441	2540	2621
D(26)	10,5094	0,54	0,4409	0,50	0,946	2,2681	0,50	0,1729	0,17	1398	89,5	171,2	10,30	2355	2481	2586
Amostra: 09MS13 - Granito leucocrático (Pedreira de Messica)																
C(7)	5,5920	0,47	0,2685	0,47	0,994	3,7246	0,47	0,1511	0,06	1041	102,1	339,7	17,0	1533	1915	2358
D(6)	3,4045	0,46	0,1770	0,45	0,993	5,6494	0,45	0,1395	0,05	3373	300,4	1569,0	35,0	151	1505	2221
E(3)	6,7033	0,47	0,3135	0,46	0,993	3,1898	0,46	0,1551	0,06	3975	110,0	315,9	29,9	1758	2073	2403
Amostra: 09MS17 - Granito-gnaisse (Vumba)																
A(7)	11,2976	0,46	0,4236	0,46	0,994	2,3605	0,46	0,1934	0,05	2439	86,3	176,2	82,9	2277	2548	2771
B(10)	12,0486	0,46	0,4439	0,46	0,993	2,2528	0,46	0,1969	0,05	1196	109,8	208,2	71,2	2368	2608	2800
D(12)	9,8719	0,46	0,3823	0,46	0,993	2,6160	0,46	0,1873	0,06	996	79,7	175,6	38,0	2097	2423	2719
E(19)	9,4330	1,69	0,3701	1,69	0,999	2,7022	1,69	0,1849	0,07	380	282,7	591,8	16,0	2030	2381	2697



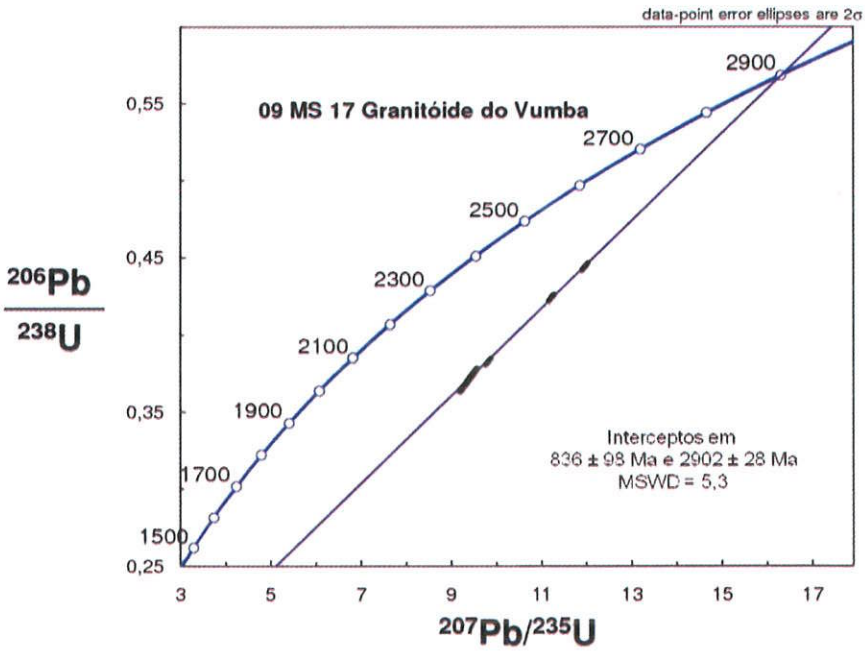
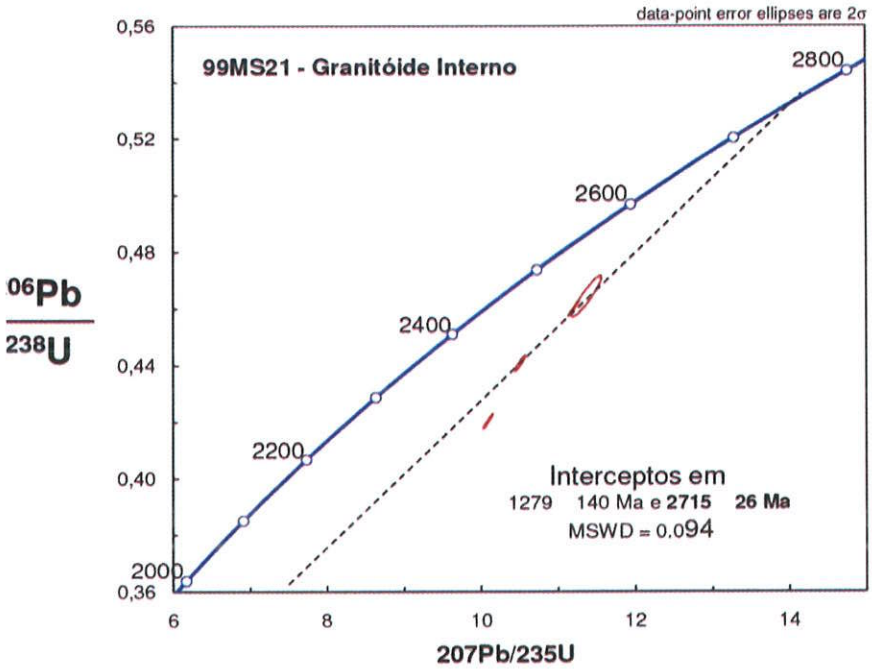


Figura 4.28 – Diagrama concórdia para as amostras de granitóide datadas pelo método U-Pb (zircão) convencional.



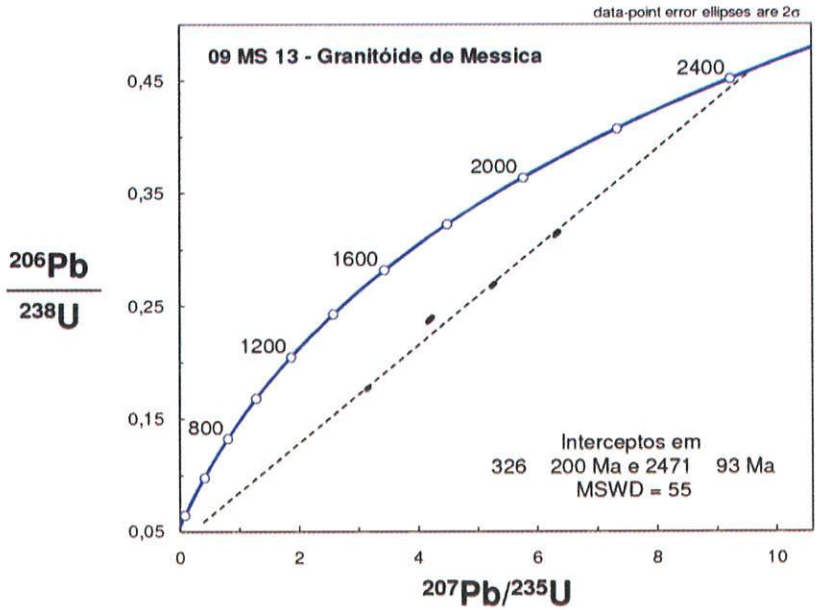


Figura 4.28 – (continuação) Diagrama concórdia para as amostras de granitóide datadas pelo método U-Pb (zircão) convencional.

Os dados analíticos quando lançados nos diagramas concórdia definiram idades nos interceptos superiores (Figura 4.28) de 2917 ± 25 Ma com MSWD = 119 (amostra 99MS01), 2902 ± 28 Ma com MSWD = 5.3 (amostra 09MS17), 2715 ± 26 Ma com MSWD = 0,094 (amostra 99MS21) e 2471 ± 93 Ma com MSWD = 55 (amostra 09MS13) e são interpretadas como idades de cristalização dos zircões e conseqüentemente de formação dos granitóides. Os interceptos inferiores são desprovidos de significação geológica.

Com a finalidade de se verificar se as idades obtidas pelo método U-Pb por TIMS não representavam misturas de idades de núcleos herdados e bordas de sobrecrescimento foram também realizadas análises por LA-HR-ICP-MS, tipo Neptune, nas amostras 99MS01, 09MS13 e 09MS70, representativas respectivamente dos granitóides de Mundonguara, Messica e do norte do *greenstone belt.*

Nas imagens de catodoluminescência dos zircões dessas amostras é possível observar que a maioria dos cristais de zircão apresenta estrutura interna simples, com raros núcleos, inclusões. Apenas a amostra relativa ao Granitóide de Messica (amostra 09MS13), que é constituído por um granitóide leucocrático, rico em K, foi possível a observação de claros núcleos herdados de rochas pré-existentes. Em grande parte dos cristais de zircão analisados ocorrem o zoneamento oscilatório, característico de processos de cristalização ígnea, normalmente esses cristais são predominantemente euédricos a subédricos, de forma prismática tipicamente de filiação magmática, podendo ser divididos em alongados e curtos, com dimensões (comprimento) a variar de 140 a 600 μm, biterminados e ocasionalmente arredondadas, com poucas fraturas, como pode ser visto na Figura 4.29.

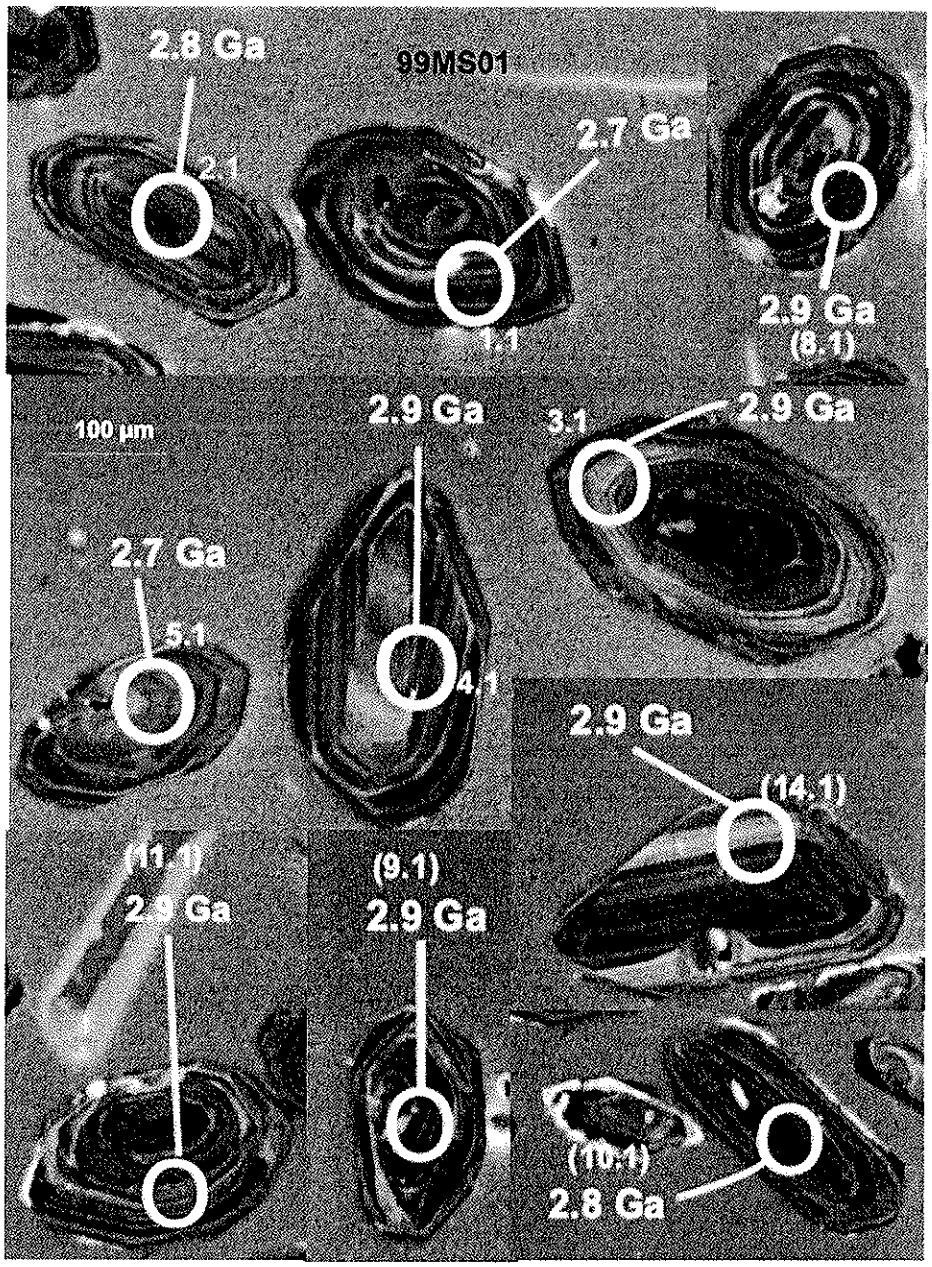


Figura 4.29 – Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados. (amostra 99MS01).

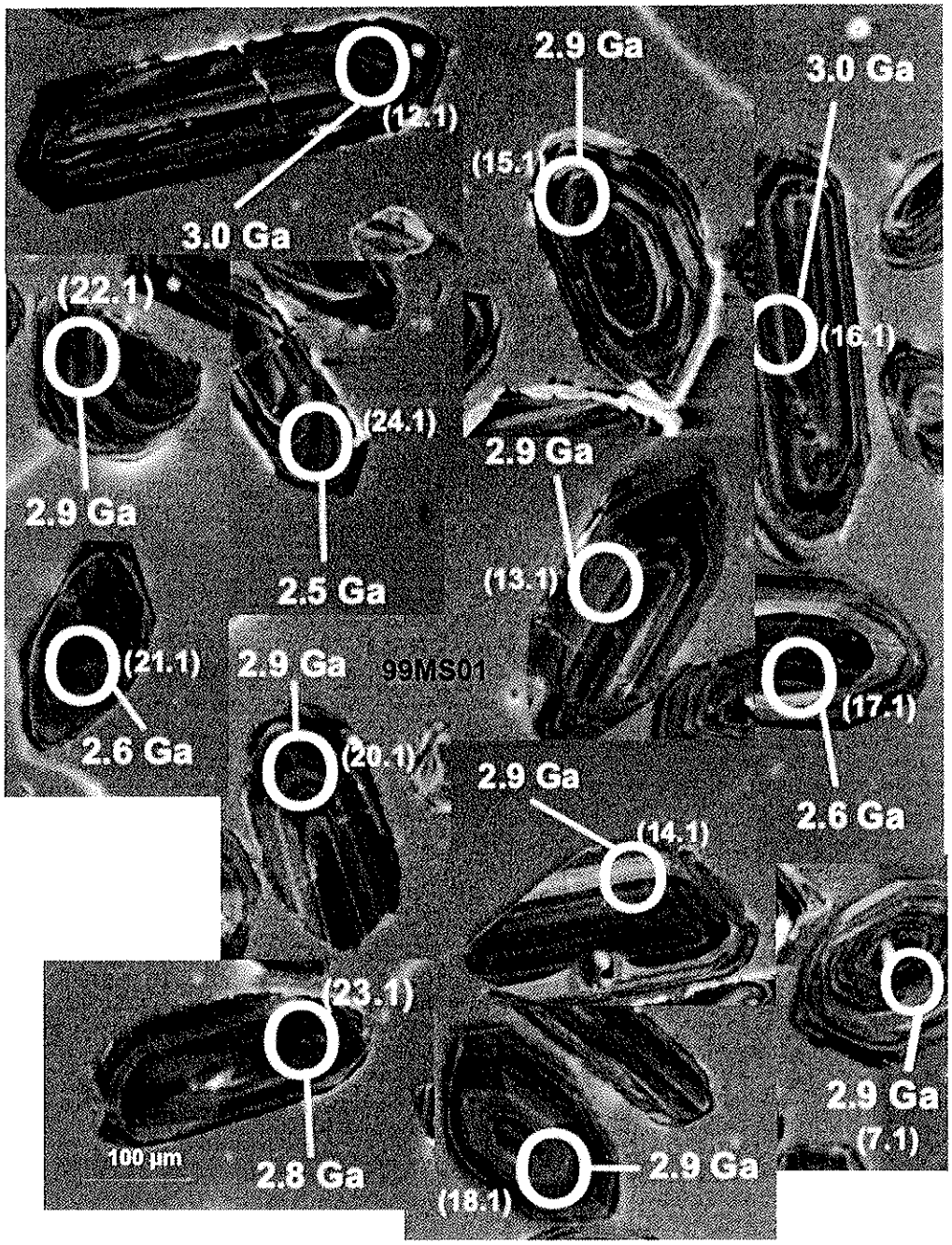


Figura 4.29 – (continuação). Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados. (amostra 99MS01).

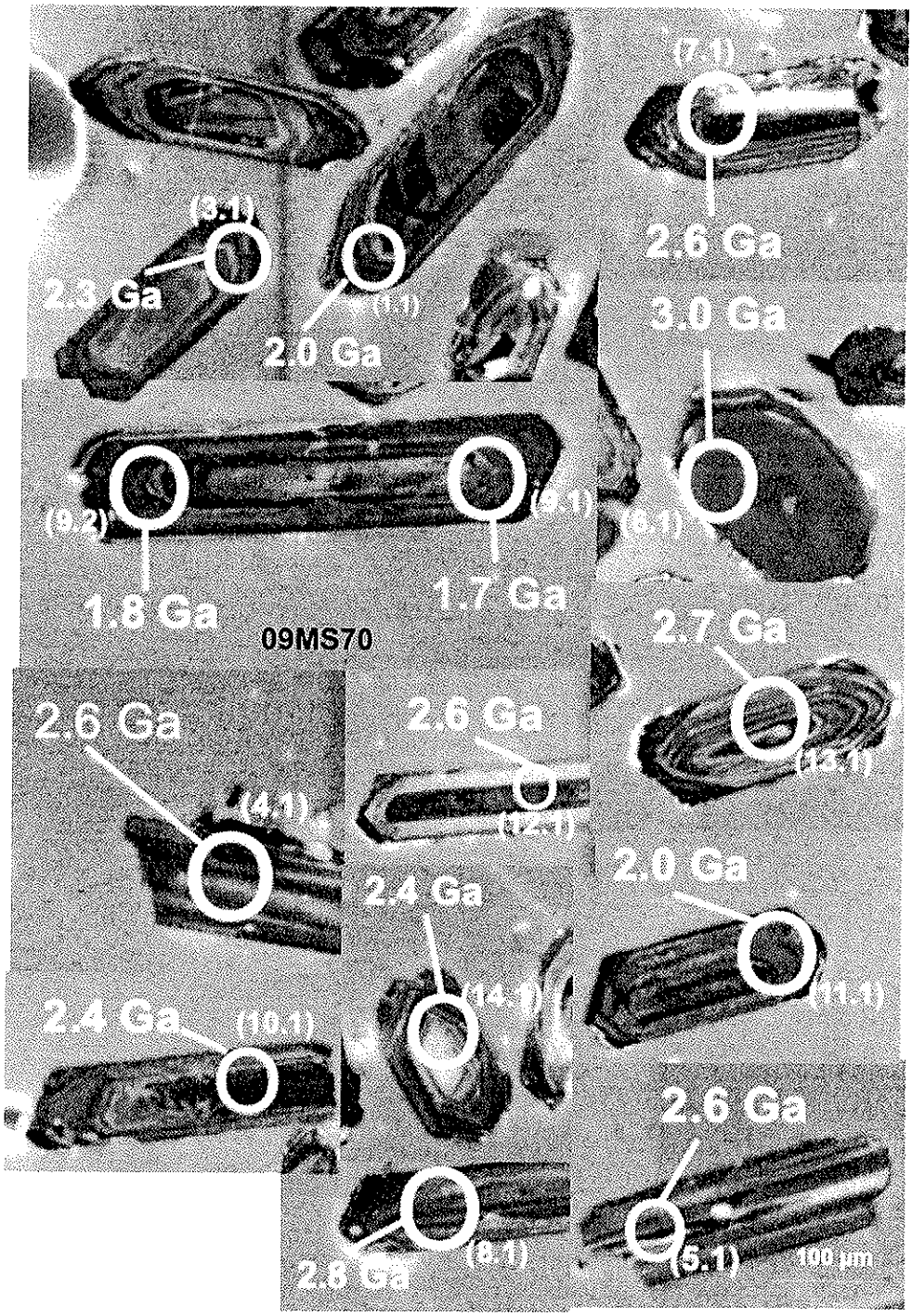


Figura 4.29 – (continuação). Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados. (amostra 09MS70).

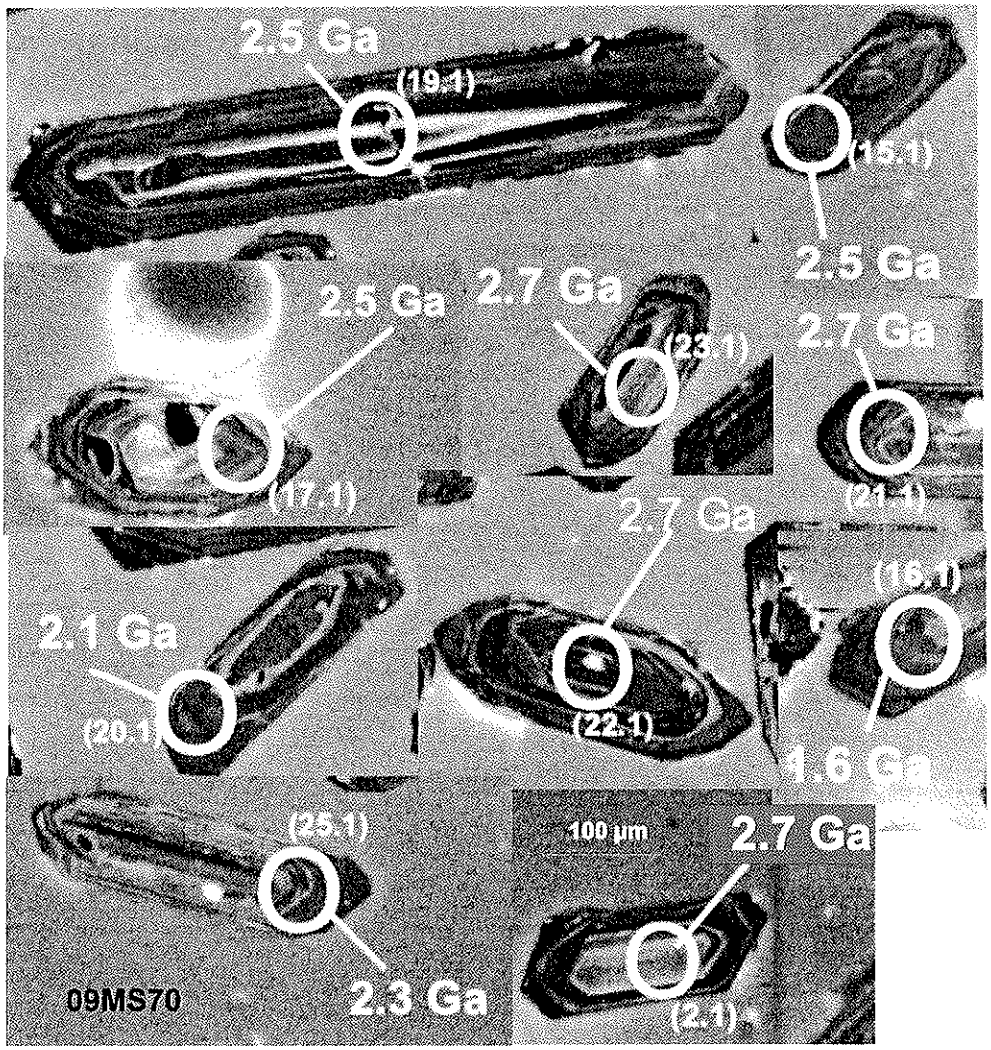


Figura 4.29 – (continuação). Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados. (amostra 09MS70).

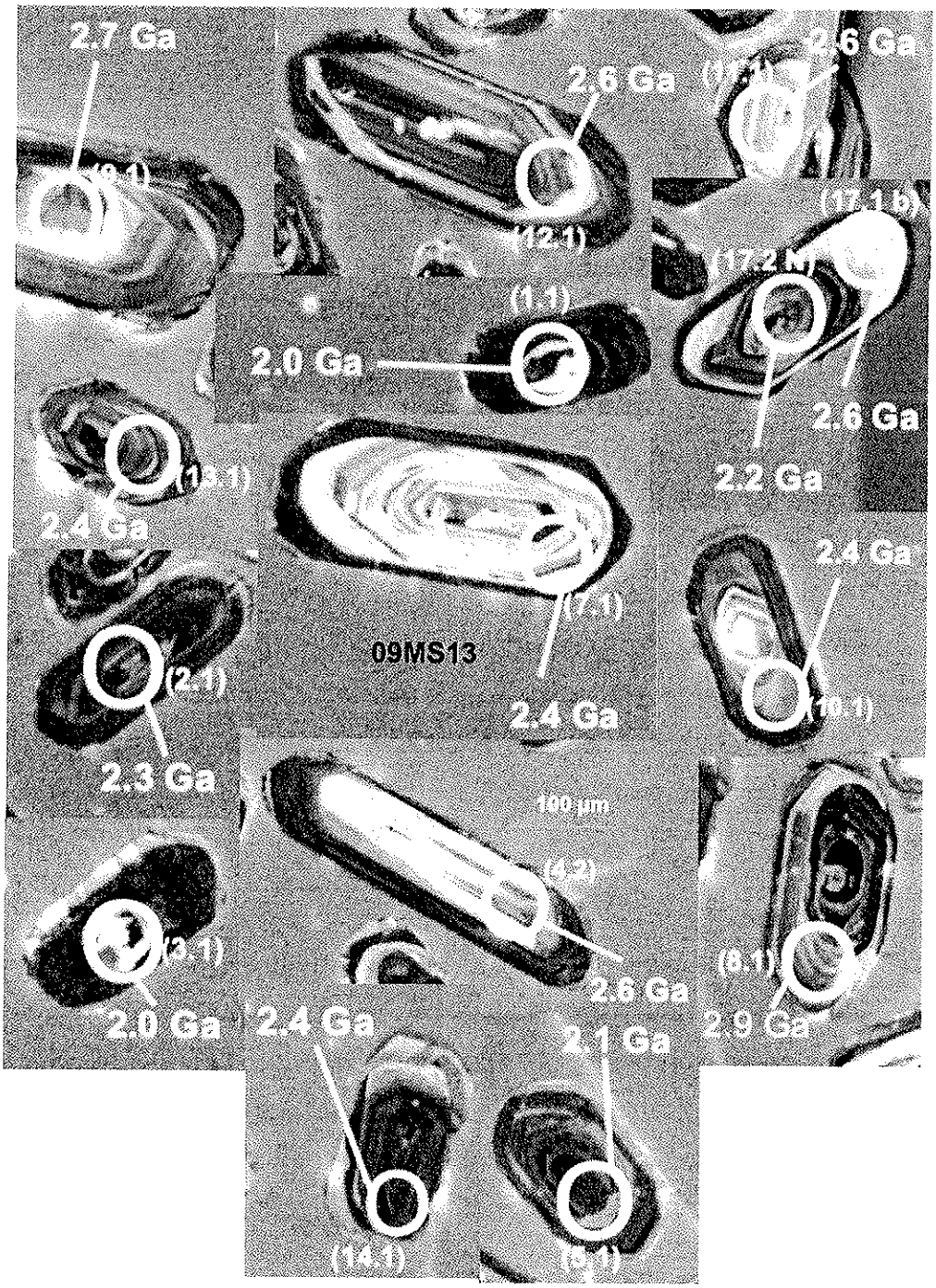


Figura 4.29 – (continuação). Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados. (amostra 09MS13).

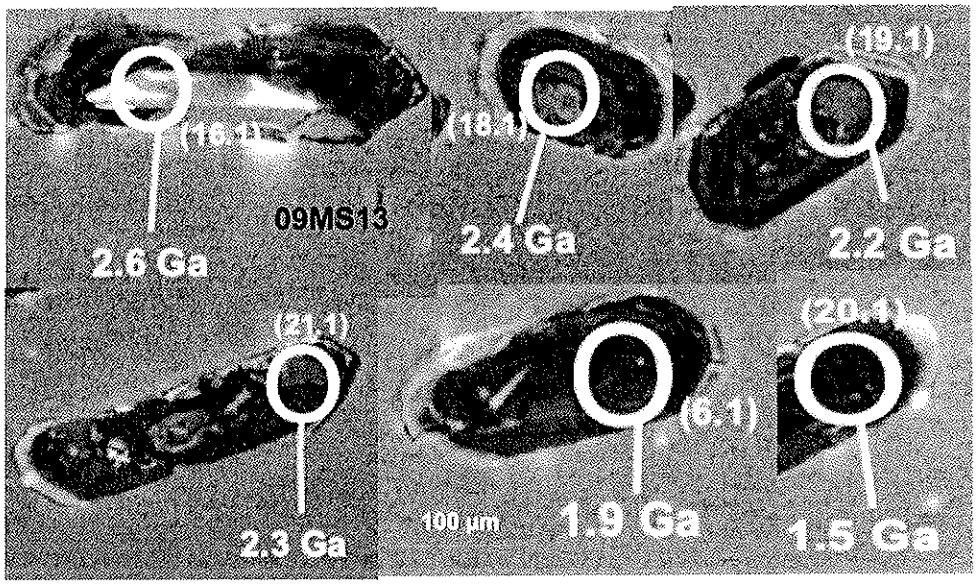


Figura 4.29 – (continuação). Imagens de catodoluminescência dos zircões analisados. (amostra 09MS13).

Com base nas características internas foram selecionados e analisados 75 pontos em setores preferenciais para as análises isotópicas, núcleos e bordas e zonas oscilatórias com alternância de bandas com alta e baixa luminescência (Figura 4.29). Os resultados analíticos são apresentados no apêndice 1 e o tratamento dos dados é apresentado a seguir em diagramas U-Pb concórdia.

Para a amostra de Mundonguara (99MS01) foram analisados 26 pontos que forneceram idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ variando entre ~ 2,9 Ga a ~ 2,4 Ga. A maioria dos pontos analíticos discordantes distribuem-se ao longo da discórdia, concentrando-se próximo do intercepto superior, sugerindo perdas recentes de Pb (Figura 4.30). O intercepto superior forneceu uma idade de 2898 ± 20 Ma (MSWD = 1.6). Essa idade, concordante dentro do erro analítico com a idade U-Pb obtida por TIMS, é considerada como idade de cristalização deste corpo granítico.

Para a amostra 09MS70, representativo do corpo de granitóide situado à norte das sequências do tipo *greenstone belt* foram também analisados 26 pontos que forneceram idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ mais variáveis que o caso anterior, variando de ~ 2,9 Ga a ~ 1,6 Ga. Os pontos analíticos distribuem-se na sua

maioria ao longo da discórdia, mostrando também prováveis perdas de Pb, com alguns pontos analíticos dispersos (Figura 4.31). Um ponto isolado, muito próximo do intercepto superior forneceu uma idade mais antiga (~3,0 Ga), sugerindo a existência de uma provável herança de um núcleo de crosta mais antiga. O intercepto superior define uma idade de 2815 ± 35 Ma (MSWD = 4.4), considerada como idade de cristalização do granitóide.

A existência de um ponto analítico isolado que cai sobre a concórdia à ~ 1200 Ma pode refletir a ocorrência de um evento tectono-termal kibariano na área, visto que tal evento afetou as rochas da região de Manica.

Finalmente para a amostra de Messica (09MS13) foram analisados 23 pontos que forneceram idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ mais jovens que os casos anteriores, variando de ~ 2,7 Ga a ~ 1,5 Ga. Os pontos analíticos distribuem-se ao longo da discórdia com alguns pontos analíticos mais dispersos que o caso anterior (Figura 4.32). Observa-se básicamente dois agrupamentos de pontos, um mais próxima do intercepto superior e outro mais próximo do intercepto inferior, mas ambos os conjuntos indicando idades concordantes no intercepto superior de 2661 ± 46 Ma (MSWD = 4.4). Alguns pontos analíticos isolados, situados muito próximos da curva concórdia, forneceram idades próximas a 2,9, 2,5 e 2,15 Ga), sugerindo também a existência de uma provável herança de um núcleo de crosta mais antiga, mas também a superimposição de eventos tectono-termias posteriores. A idade de 2661 ± 46 Ma é aqui considerada como idade de cristalização do deste corpo granítico.

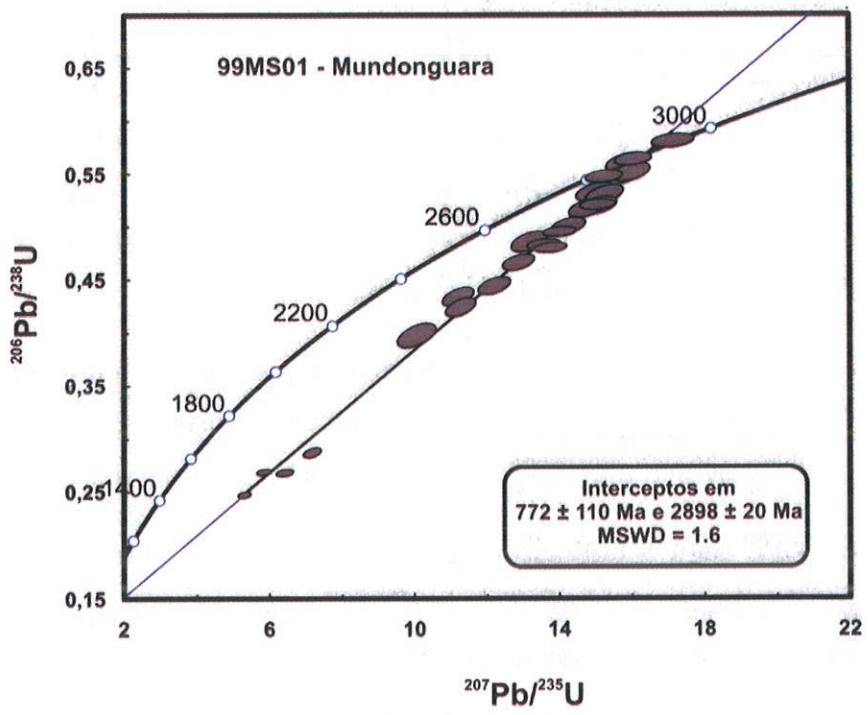


Figura 4.30 – Diagrama concórdia para a amostra 99MS01, mostrando a idade obtida por LA-HR-ICP-MS.

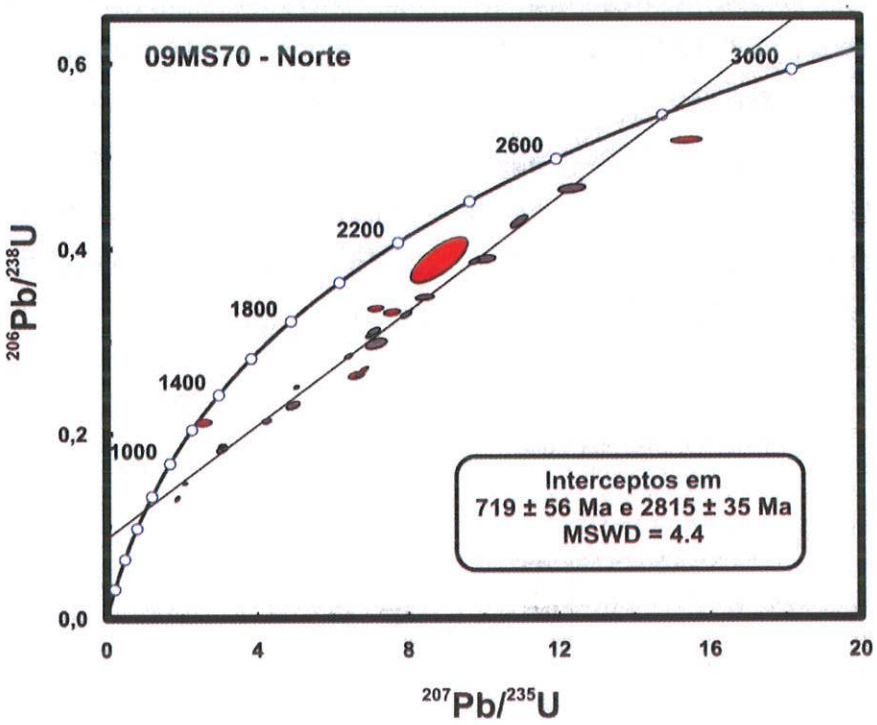


Figura 4.31 – Diagrama concórdia para a amostra 09MS70, mostrando a idade obtida por LA-HR-ICP-MS.

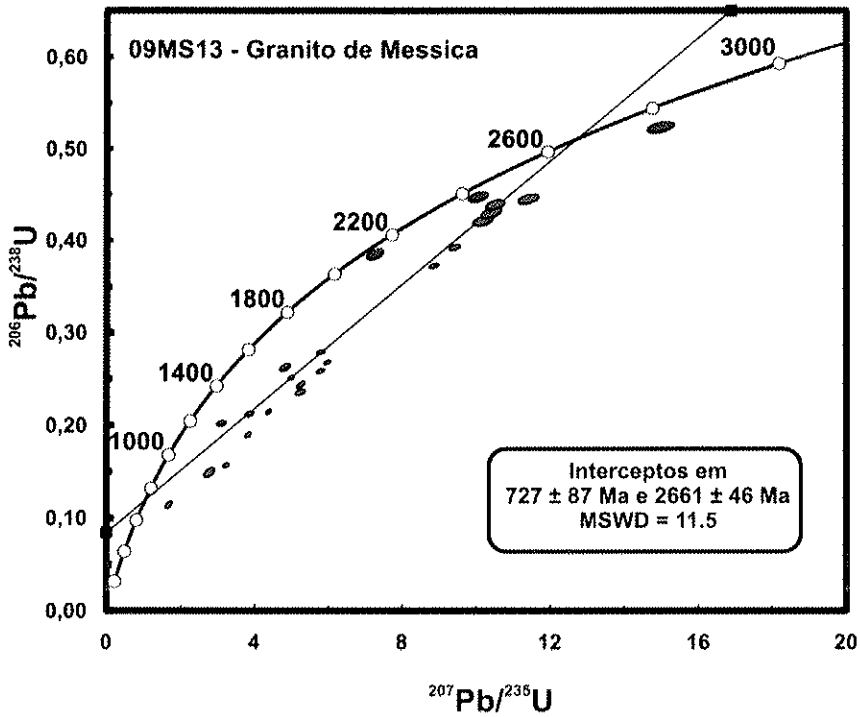


Figura 4.32 – Diagrama concórdia para a amostra 09MS70, mostrando a idade obtida por LA-HR-ICP-MS.

As idades definidas nos interceptos inferiores nos três casos, entre 770 e 720 Ma, poderiam sugerir a ocorrência de um evento termal durante o Neoproterozóico na região de Manica. A outra possibilidade seria de que essas idades não teriam significação geológica.

Com base nos dados U-Pb em zircão, obtidos tanto por TIMS como por LA-HR-ICP-MS, acima expostos podemos caracterizar três episódios de magmatismo na região de Manica, sendo os mais antigos, formando suítes do tipo TTG, há cerca de 2900 Ma e de 2800 Ma. O episódio magmático mais novo, envolvendo processos de fusão parcial de rochas da crosta continental pré-existente, ocorreu em torno de 2600 Ma, na transição entre o Arqueano e o Paleoproterozóico.

As idades U-Pb, mais antigas, obtidas neste trabalho coincidem com uma datação recente, U-Pb em zircão efetuada por SHRIMP em uma amostra de tonalito pelo Consórcio GTK e que forneceu uma idade de 2909 ± 16 Ma (amostra Mos-23/13625-04), coletada ao longo da estrada Manica – Chimoio, a 5 km a leste da Vila de Manica). Imagens de cátodo-luminescência obtidas pelo

GTK mostraram claramente zoneamento na maioria dos zircões dessa amostra e uma pequena quantidade de zircões metamícticos com núcleo herdado. Além disso, o período proposto para o magmatismo granítico de Manica é coincidente com as idades aceitas para os diferentes plutonitos de granitóides de diversos terrenos granito-greenstones arqueanos a nível global, tais como das suítes tonalítica-granodiorítica de Somabhula, Sesombi e Chilimanzi, (2,7 – 2,6 Ga) do Cráton do Zimbabwe (Jelsma, 1993 e Jelsma et al., 1996); a sul do Cráton de São Francisco (2,7 – 2,5 Ga) (Noce et al., 2007), no Cráton Amazônico na região de Carajás, (2,9 – 2,5 Ga) (Tassinari et al., 2000, Barros, et al., 2004), no Brasil e no Cráton de Yilgarn, Austrália (3,73 – 3,6 Ga; 3,4 – 3,3 Ga; 2,64 – 2,63 Ga; 2,9 – 2,64 Ga e 2,7 – 2,53 Ga) (Witt & Vanderhor, 1998; Cassidy et al., 1998).

4.2.1.2 - Análise Rb-Sr

Na Tabela 4.2 são apresentados os resultados das análises isotópicas Rb-Sr (rocha total), obtidas por Tassinari et al. (2004) trabalho este tendo como um dos co-autores o signatário desta tese, para cinco amostras de granitóides do Complexo granito-gnássico de Vumba e quatro de Mundonguara (incluindo Chazuca).

Tabela 4.2 – Resultados isotópicos de Rb-Sr dos granitóides de Mundonguara e Vumba.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Erro (1σ)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Erro (2σ)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (2.9 Ga)
Mundonguara							
11137	102,8	176,0	1,698	0,017	0,757820	0,000038	
11142	73,5	262,4	0,812	0,003	0,734309	0,000022	0,700
11139	64,6	248,8	0,753	0,006	0,734477	0,000029	0,703
11144	67,9	223,5	0,881	0,008	0,733468	0,000029	
Vumba							
11113	109,0	137,9	2,308	0,020	0,794322	0,000050	
11118	110,9	125,4	2,584	0,023	0,806303	0,000073	
11157	55,2	201,7	0,794	0,007	0,732994	0,000059	0,700
11156	88,5	132,9	1,940	0,008	0,778505	0,000311	
11159	45,3	249,4	0,526	0,007	0,724033	0,000029	0,702

As amostras de Mundonguara, apresentam teores de Rb entre 64,6 e 102,8 ppm, enquanto que Sr varia de 176 a 262,4 ppm. As razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ variam entre 0,753 e 1,698 e as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ ficam entre 0,733468 e 0,757820. As amostras de Vumba apresentam teores de Rb e Sr mais variáveis que se situam entre 45,3 e 110,9 ppm e 125,4 e 249,4 ppm, respectivamente.

As razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ variam entre 0,526 e 2,584 e 0,724033 e 0,806303, respectivamente.

Estes dados foram utilizados para a construção de diagramas isocrônicos, na tentativa de definir as idades desses granitóides e discutir a natureza da sua fonte. Verifica-se que as amostras de Vumba definem uma isócrona de referência de idade próxima a 2,8 Ga (2755 ± 130 Ma, $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0,7021 ± 0,0033 e MSWD = 7.7) (Figura 4.33). Contràriamente às amostras de Vumba, os granitóides de Mundonguara quando projetadas em diagramas isocrônicos não mostram alinhamento dos seus pontos, não definindo por isso qualquer idade. Considerando que os dois conjuntos são produtos do mesmo evento magmático, aos granitóides de Mundonguara pode ser atribuída a mesma idade de referência.

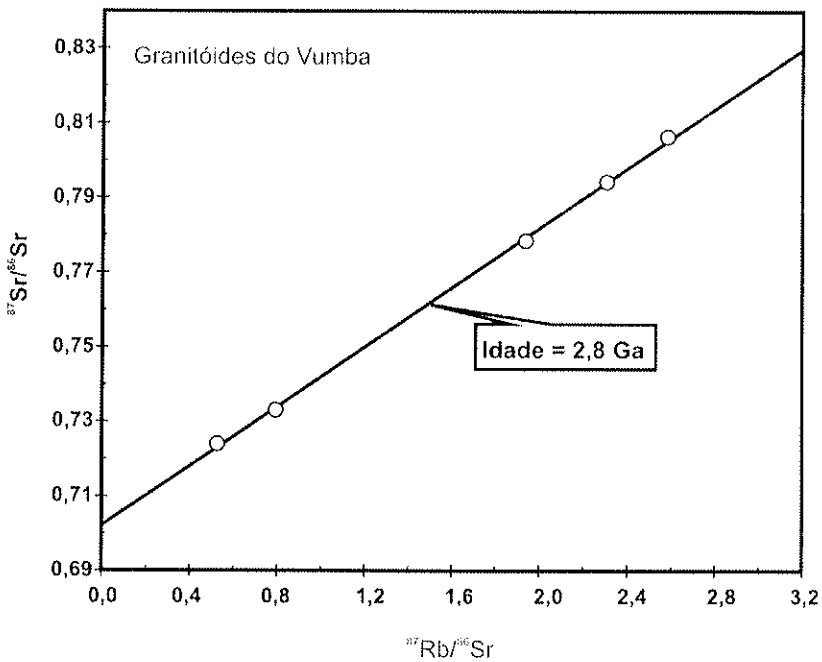


Figura 4.33 – Diagrama isocrônico construído com amostras do Complexo granito-gnássico do Vumba.

As margens de erro, e os valores de MSWD obtidos nos granitóides de Vumba são bastante elevados, o que demonstra que não é possível datar com precisão os granitóides que marginam a sul o *Greenstone belt* de Manica através do sistema isotópico Rb-Sr. O sistema isotópico Rb-Sr é muito

vulnerável a processos de alteração pós-magmática e/ou interação com outros magmas em sistema aberto o que coloca constrangimentos adicionais na interpretação dos resultados. A imprecisão das isócronas é devida provavelmente à mobilidade de Rb e Sr perante processos de recirculação de fluidos, tendo em vista que os granitóides de Manica mostram sinais de terem sido intensamente afetadas por processos de alteração pós-magmática (de que são exemplos a sericitização e a saussuritização). As baixas razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($\approx$ 0,702) indicam uma filiação primitiva dos magmas do Complexo granito-gnássico de Manica e dos granitóides de Mundonguara bem como a ausência de componentes herdados, apontando para o envolvimento de material crustal juvenil na sua petrogênese.

4.2.1.3 - Análises Sm – Nd

Foram analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total amostras do granitóide de Mundonguara, de granitóides que ocorrem na Serra Nyautata e nas regiões de Chazuca e de Penhalonga aqui denominados de granitóides interiores, por situarem-se em meio das sequências do tipo greenstone belt, do complexo granítico-gnáissico de Vumba, da Pedreira de Messica e do granitóide do norte (Tabela 4.3).

A sistemática Sm-Nd foi aplicada em 18 amostras para determinar as idades-modelo (T_{DM}) visando caracterizar a época de diferenciação do manto da crosta continental primitiva da região de estudo, bem como caracterizar os valores de ε_{Nd} para auxiliar na definição dos processos petrogenéticos envolvidos. As idades-modelo T_{DM} foram calculadas usando o modelo de manto empobrecido de DePaolo (1981) (Figura 4.34). O parâmetro petrogenético ε_{Nd} foi calculado para as épocas definidas pelas idades U-Pb apresentadas no sub-capítulo anterior. Os resultados são apresentados na Tabela 4.3.

As duas amostras do granitóide de Mundonguara apresentaram teores de Sm de 2,626 e 3,464 ppm, e de Nd de 13,805 e 20,663 ppm, com as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,1150 e 0,1019, e 0,511116 e 0,510879, respectivamente. Foram calculadas idades-modelo T_{DM} de 3,0 Ga e valores de ε_{Nd} (T_1) de 0,71 e 0,97, sugerindo o período de transição entre o Meso e

Neoarqueano para a diferenciação mantélica do magma parental destas rochas, magma este consituido predominantemente por componente mantélico.

Os granitóides do norte apresentaram teores de Sm de 1,581 e 1,862 ppm, Nd de 6,932 e 8,360 ppm, com as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,1379 e 0,1347, e 0,511496 e 0,511428, respectivamente. As idades modelo T_{DM} de 3,1 Ga, valores de ε_{Nd} (T_1) de (-1,35) e (-1,16), sugerem uma origem para este corpo envolvendo magmas derivados do manto e magmas derivados de retrabalhamento de crosta continental pré-existente com idade próxima há 3,1 Ga.

Os granitóides internos apresentaram teores de Sm variando de 1,805 a 4,276 ppm, Nd de 11,077 a 21,561 ppm, com as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,0959 a 0,1245, e 0,510496 a 0,511428, respectivamente. As idades modelo T_{DM} calculadas foram de 3,1 a 2,9 Ga e os valores de ε_{Nd} calculados para 2,71 Ga foram de -3,42 e -0,11, mostrando que foram originados principalmente a partir de processos de fusão parcial de rochas crustais, podendo também conter, em quantidades subordinadas, magmas derivados do manto superior.

As amostras do Complexo de Vumba apresentaram teores mais elevados de Sm e Nd variando de 3,971 a 7,949 ppm e de 25,448 a 48,522 ppm, repectivamente. A razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ apresentou valores variando de 0,752 a 0,0952, enquanto que a de $^{143}Nd/^{144}Nd$ varia de 0,510500 a 0,510720. As idades-modelo T_{DM} deste complexo variaram de 3,1 a 2,8 Ga e valores de ε_{Nd} (T_1) de -3,42 a -0,81, sugerindo o mesmo processo petrogenético discutido no caso anterior.

Finalmente os granitos leucocráticos da Pedreira de Messica apresentaram teores de Sm variando de 3,467 a 5,064 ppm e Nd de 20,764 a 39,589 ppm, com as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ variando de 0,0774 a 0,0920 e de 0,510488 a 0,5110725, respectivamente. As idades-modelo T_{DM} variando de 3,0 a 2,9 Ga e valores de ε_{Nd} (T_1) no intervalo de (-5,15) e (-5,02), indicam claramente um processo petrogenético distinto dos granitóides anteriores, sugerindo um processo de fusão parcial de rochas da crosta continental superior para a geração de seus magmas parentais.

As idades Sm-Nd modelo manto-empobrecido calculadas pelo método de estágio único para rochas granitóides, e que apresentam fracionamento

significativo da razão Sm/Nd, e que portanto apresentam valores das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ inferiores a 0,085 ou superiores a 0,125 podem estar desprovidas de significação geológica. Neste caso é recomendável o cálculo das idades modelo em estágio duplo (Sato, 1998). Tal foi o caso das amostras cujos valores das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e T_{DM} se encontram sublinhados na tabela 4.3. Nestes casos as idades calculadas não diferem significativamente daquelas obtidas por estagio único.

As idades modelo T_{DM} obtidas neste trabalho sugerem que as suítes TTG do distrito de Manica devem ter-se diferenciado do manto por volta de 2,8 a 3,1 Ga, aproximadamente sincrônicas aos eventos arqueanos de formação de terrenos granito-greenstone em outras áreas cratônicas do mundo.

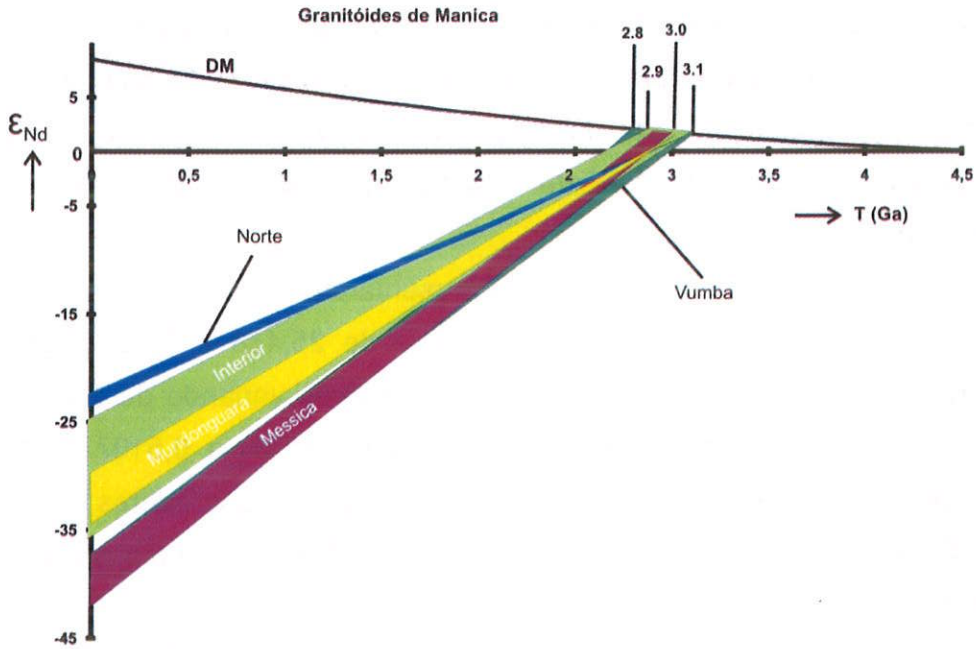


Figura 4.34 – Diagrama εNd versus tempo geológico das amostras do distrito de Manica.

Tabela 4.3 - Dados isotópicos Sm - Nd dos granitóides de Manica

AMOSTRA	Localização	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Erro $^{(2\sigma)}$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Erro (2σ)	ε_{Nd} (0)	T_{DM} (Ga)	T_1 (Ga)	$\varepsilon_{Nd}(T_1)$
99MS01	Mundongura	2,626	13,805	0,1150	0,0007	0,511116	0,000010	-29,7	3.0	2.9	0,71
07MS10	Mundongura	3,464	20,563	0,1019	0,0110	0,510879	0,000022	-34,3	3.0	2.9	0,97
99MS21	Interior greenstone	2,796	17,406	0,0971	0,0006	0,510810	0,000009	-35,7	3.0	2.7	-1,19
09MS70	Norte greenstone	1,862	8,360	**0,1347**	0,0009	0,511428	*0,000006*	*-23,6*	***3.1***	2.8	-1,35
99MS25	Norte greenstone	1,581	6,932	**0,1379**	0,0008	0,511496	0,000009	-22,3	***3.1***	2.7	-1,16
11134	Granito Chazuca	1,805	11,077	0,0985	0,0007	0,510791	0,000012	-36,0	*3.0*	2.7	-2,03
99MS29	Granito Chazuca	2,663	16,406	0,0982	0,0006	0,510713	0,000009	-37,6	*3.1*	2.7	-3,42
09MS12	S.Nyautata	3,418	21,561	0,0959	0,0006	0,510694	*0,000009*	*-37,9*	*3.1*	2.7	-3,00
07MS15	Complexo Vumba	3,971	25,448	0,0944	0,0005	0,510676	0,000018	-38,3	*3.1*	2.7	-2,83
09MS17	Complexo Vumba	5,083	32,704	0,0940	0,0006	0,510613	0,000012	-39,5	*3.1*	2.9	-1,49
09MS18	Complexo Vumba	4,082	25,940	0,0952	0,0006	0,510636	0,000009	-39,1	*3.1*	2.9	-1,47
09MS19	Complexo Vumba	4,766	32,361	0,0891	0,0005	0,510554	0,000014	-40,7	*3.1*	2.9	-0,81
09MS20	Complexo Vumba	7,949	48,522	0,0991	0,0006	0,510720	*0,000010*	*-37,4*	*3.1*	2.5	-1,28
99MS18	Complexo Vumba	4,886	39,2750	**0,0752**	0,0006	0,510500	0,000010	-41,7	***2.8***	2.5	-3,42
09MS13	Pedreira Messica	5,064	39,589	**0,0774**	0,0005	0,510488	*0,000008*	*-42,0*	***3.0***	2.5	-5,15
09MS14	Pedreira Messica	4,619	33,262	**0,0840**	0,0005	0,510599	*0,000008*	*-39,8*	***3.0***	2.5	-5,02
09MS15	Pedreira Messica	3,467	22,792	0,0920	0,0005	0,510725	*0,000010*	*-37,3*	*2.9*	2.7	-5,03
07MS54	Penhalonga	*4,276*	*20,764*	0,1245	0,0007	*0,511351*	*0,000007*	-25,1	*2.9*	2.7	-0,11

4.2.1.4 – Análise K – Ar

O método K-Ar foi aplicado em granitóides em concentrados de minerais (biotitas). Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 – Resultados isotópicos K-Ar de granitóides(biotitas) de Manica.

Amostra	% K	Erro K (%)	^{40}Ar Rad cc STP/g (*10-6)	^{40}Ar Atm (%)	Idade Máx (Ma)	Idade (Ma)	Erro máx (Ma)
09MS19	7,441	0,500	394,51	2,07	1032,6	1016,4	16,2
07MS12	4,598	0,500	429,58	1,35	1550,0	1528,6	21,4
09MS15	7,677	1,333	180,46	3,74	535,3	522,0	13,3
09MS69	7,440	0,518	173,89	3,13	528,9	519,3	9,6
09MS70	4,687	2,219	137,51	4,78	652,1	631,3	20,8

As idades K-Ar obtidas em biotitas variam de 1529±21 Ma (mais a oeste) e 519 ± 9,6 Ma. As primeiras pertencem às unidades colocadas mais a leste do Greenstone belt de Manica e as últimas, às unidades posicionadas junto à fronteira com a Faixa móvel de Moçambique. Essa diferença de idades pode sugerir que as rochas mais distantes do Orógeno Moçambicano se resfriaram primeiras do que as mais próximas da faixa orogênica e, portanto, fecharam o sistema K-Ar (cessou a perda de Ar) antes e forneceram idades mais antigas sem significação geológica. As últimas refletem a época de resfriamento regional, abaixo de 250°C, do evento orogénico Pan-Africano. A amostra 09MS70 (granitóide externo do norte), coletada junto à zona de garimpo de Inhamucuarara, não obstante posicionar-se longe do orógeno moçambicano, deu uma idade (631 ± 21 Ma) que pode ser interpretada como a das que se situam nas proximidades da faixa orogênica.

4.2.2 – Rochas vulcânicas

Para a caracterização do período de ocorrência do vulcanismo bimodal félsico e ultramáfico associado às sequências do tipo *"greenstone belts"* da região de Manica foram realizadas análises isotópicas U-Pb em cristais de zircão e Sm-Nd em rocha total.

4.2.2.1 – Rochas vulcânicas félsicas

Três amostras de rochas félsicas foram previamente selecionadas para a datação pelo método U-Pb convencional. Apenas em uma delas, a amostra 99MS26 se obteve uma quantidade suficiente de zircões para a datação. Na figura 4.35 são apresentadas as imagens dos zircões obtidas em luz transmitida das frações analisadas.

Os zircões são predominantemente euédricos, de forma prismática alongados (1:5 a 1:4) e curtos (1:3 a 1:2), com dimensões máximas até 120 µm, biterminados (alguns se apresentam ligeiramente arredondados), transparentes a translúcidos, pouco turvos em relação aos dos granitóides, típicos de rochas ígneas. Os dados analíticos são apresentados na Tabela 4.5.

Os teores de Pb e de U variam entre 16,2 e 197,7 ppm.e entre 35,5 e 686,5 ppm, respectivamente.

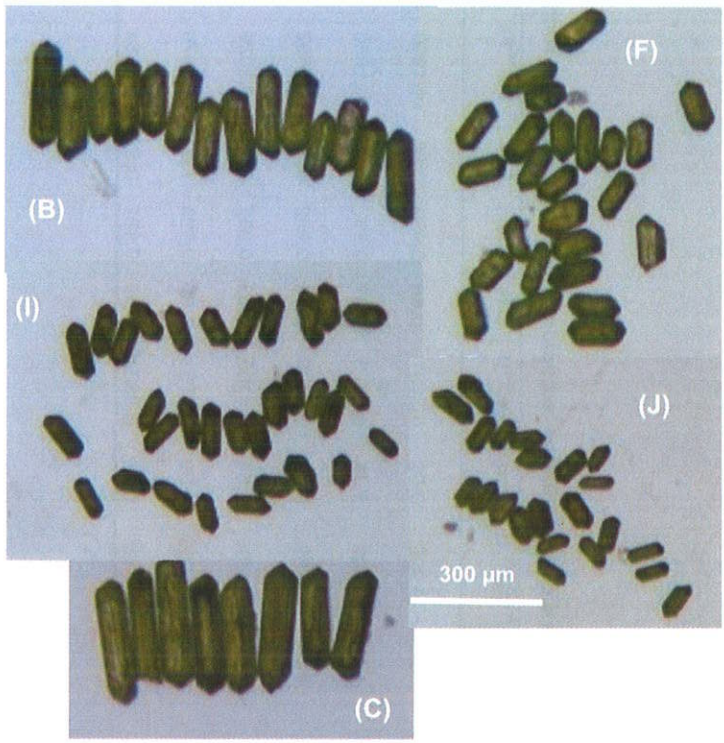


Figura 4.35 - Imagens em luz transmitida de zircões com hábitos prismáticos, formas alongadas e curtas, translúcidos, contendo inclusões da amostra 99MS26.

Tabela 4.5 - Resultados isotópicos U-Pb (zircão) da uma rocha vulcânica ácida do greenstone belt de Manica.

Fração	$^{207}Pb/^{235}U$	Erro (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	Erro (%)	COEF.	Erro (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Erro (%)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (µg)	$^{206}Pb/^{238}U$ Idade (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ Idade (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Idade (Ma)
F(26)	9,965	0,66	0,3631	0,66	0,989	0,66	0,1990	0,10	572	36,5	84,1	13,0	1997	2432	2818
J(22)	5,805	0,48	0,2573	0,47	0,987	0,47	0,1636	0,08	308	144,7	429,3	19,0	1476	1947	2494
I(33)	5,283	0,49	0,2406	0,48	0,992	0,48	0,1592	0,06	570	199,7	686,5	39,7	1390	1866	2448
A	11,706	0,64	0,4185	0,63	0,982	0,63	0,2029	0,12	428	37,8	72,5	26,4	2254	2581	2849
B(14)	10,236	1,09	0,3751	1,09	0,993	1,09	0,1979	0,13	410	16,2	35,5	29,0	2054	2456	2809
C(8)	10,637	0,57	0,3889	0,57	0,991	0,57	0,1984	0,08	476	39,7	83,3	31,0	2118	2492	2813

Os pontos analíticos quando lançados nos diagramas U-Pb concórdia definiram uma idade no intercepto superior de 2990 ± 33 Ma com MSWD = 24, (Figura 4.36), que é interpretada como idade de cristalização dos zircões e conseqüentemente de formação das rochas vulcânicas félisocas da região de Manica. A idade obtida no intercepto inferior do diagrama é desprovida de significação geológica.

Adicionalmente para as rochas félsicas foi aplicada a sistemática Sm-Nd para a obtenção das idades-modelo (T_{DM}) e dos parâmetros petrogenéticos. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 4.6. Os teores de Sm e Nd variam de 1,756 a 3,118 e de 11,109 a 16,446 ppm, respectivamente. As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ situaram-se no intervalo de 0,917 e 0,136, sugerindo que essas rochas não sofreram fracionamento significativo da razão Sm/Nd.

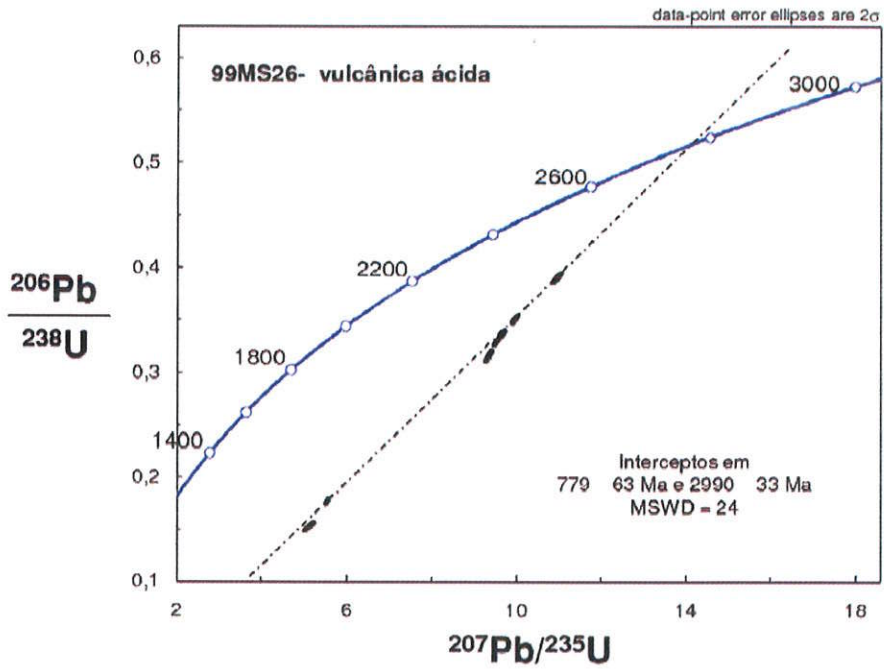


Figura 4.36 – Diagrama concórdia para a rocha vulcânica ácida (99MS26) do *Greenstone belt* de Manica, mostrando a idade U-Pb (zircão) (TIMS).

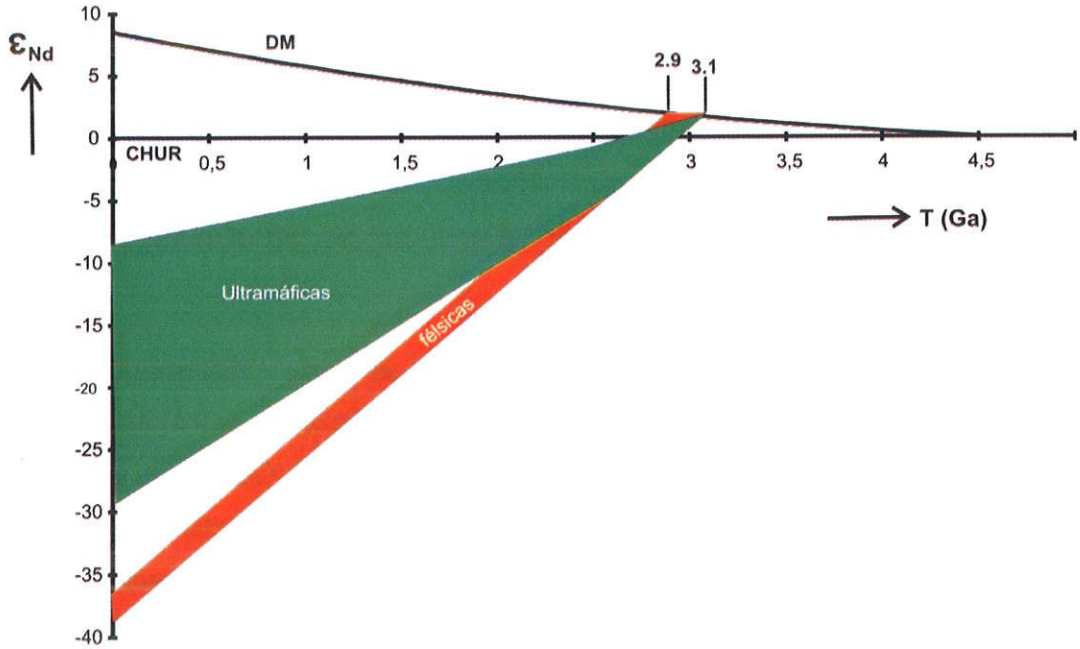


Figura 4.37 - Diagrama ε_{Nd} versus.tempo geológico das rochas metavulcânicas do *Greenstone belt*t de Manica.

As idades modelo calculadas são similares às apresentadas pelos granitóides e distribuem-se entre 2,9 e 3,1 Ga, (Figura 4.37), idades estas compatíveis com a idade de 2,99 Ga obtida para a cristalização destas rochas.Os valores de ε_{Nd} calculados para 2,9 Ga são positivos, situando-se no intervalo de 0,74 e 3,00, sugerindo que estas rochas forma formadas a partir de magma juvenil diferenciado diretamente do manto superior.

A idade do vulcanismo félsico ora apresentada é coincidente com a do magmatismo granítico mais antigo anteriormente apresentado, sugerindo que os dois magmatismo tenham sido contemporâneos. Em muitos *greenstones belts* (e.g.,Yilgarn, Pilbara e Kaapvaal), o vulcanismo félsico e o plutonismo dos batólitos de granitóides do tipo TTG são contemporâneos. Em alguns casos, o vulcanismo félsico ocorre episodicamente em períodos de aproximadamente de 200 - 300 Ma. São exemplos, os casos da Província Superior, a ~ 2925, 2870, 2858, 2734 e 2725 Ma; Barberton, a ~ 3540 e 3445 Ma, a ~ 3445 e 3415 Ma e a ~ 3260, 3240 e 3225 Ma (De Wit & Ashwal, 1997).

Tabela 4.6 - Dados isotópicos Sm - Nd das rochas metavulcânicas de Manica

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Erro (2σ)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Erro (2σ)	ε_{Nd} (0)	T_{DM} (Ga)	ε_{Nd} (T_{DM})	T (Ga)	$\varepsilon_{Nd}(T_1)$
Rochas félsicas											
07MS58B	1,756	11,109	0,0956	0,0006	0,510754	0,000010	-36,7	3.0	1,82	2.9	1,82
07MS58C	2,477	16,328	0,0917	0,0005	0,510741	0,000220	-37,0	2.9	1,88	2.9	
99MS26	3,118	13,832	**0,1363**	0,0008	0,511495	0,000010	-22,3	3.1	1,59	2.9	0,74
11147	2,493	16,446	0,0917	0,0001	0,510653	0,000011	-38,7	3.0	1,71	2.9	1,34
Rochas ultramáficas											
09MMG30	1,695	6,716	0,1526	0,0009	0,511615	0,000012	-20,0		0,82	3.2	-1,95
09MMG16	0,693	2,421	0,1731	0,0010	0,512206	0,000013	-8,40		1,38	3.2	1,20
07MS02	0,674	1,405	0,2903	0,0017	0,514638	0,000016			0,81	3.2	0,81
07MS03	1,508	7,518	**0,1213**	0,0007	0,511114	0,000014	-29,72	**3.2**	1,36	3.2	1,07
07MS04	0,386	0,634	0,3687	0,0220	0,516149	0,000017				3.2	-1,70
07MS05	0,215	0,363	0,3583	0,0021	0,516232	0,000018				3.2	4,16
09MMG11	0,212	0,605	0,2122	0,0013	0,513084	0,000013				3.2	2,40
09MMG19	0,179	0,399	0,2713	0,0016	0,514123	0,000011				3.2	-1,50

4.2.2.2 – Rochas vulcânicas ultramáficas

As rochas ultramáficas associadas às rochas metavulcano-sedimentares de Manica constituem um complexo máfico-ultramáfico, hospedeiro da mineralização de Cu da Mina de Mondunguara e encontram-se bem representadas pela Formação de Macequece ao longo da porção sul do *Greenstone belt* de Manica.

A sistemática Sm-Nd foi aplicada em oito amostras de rocha total das metavulcânicas ultramáficas da Formação de Macequece para a determinação das suas idades isocrônica e modelo (T_{DM}) visando caracterizar a época da sua colocação e o tempo de extração do manto dessas rochas.

Na Tabela 4.6, são apresentados os resultados das análises isotópicas Sm-Nd das rochas ultramáficas como também de uma amostra de sulfeto proveniente da mina de cobre de Mondunguara. Os teores de Sm e Nd dessas rochas variam de 0,179 a 1,695 ppm e de 0,363 e 7,518 ppm, respectivamente, com as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e de $^{143}Nd/^{144}Nd$ variando de 0,1213 e 0,3687 e de 0,511114 a 0,516232, respectivamente.

Os pontos analíticos relativos às amostras de rocha total do vulcanismo máfico-ultramáfico, quando lançados em um diagrama isocrônico Sm-Nd Figura 4.38, situaram-se próximos de uma reta de referência com inclinação relativa à idade de 3,2 Ga (3186 ± 170 Ma, MSWD = 49) e com $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ = 0,50852 ± 0,00030. A idade obtida, apesar do elevado erro é a única estimativa disponível até ao momento para a idade de diferenciação e cristalização das unidades ultramáficas da Formação de Macequece.

As amostras de rochas ultramáficas objetos deste trabalho foram bastante afetadas por processos de alteração hidrotermal, conforme foi descrito no item relativo às descrições petrográficas. Este processo hidrotermal provocou um fracionamento da razão Sm/Nd e somente a amostra 07MS03 não apresentou fracionamento significativo da razão Sm/Nd, e indicou uma idade Sm-Nd modelo manto-empobrecido de 3,2 Ga (Figura 4.38), sugerindo a época de diferenciação mantélica do vulcanismo ultramáfico de Manica. As rochas ultramáficas fracionadas, com valores das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ acima de

0,13, podem ter sido afetadas pelo hidrotermalismo responsável pela mineralização de Mundonguara ou sofrido metassomatismo no manto superior através da adição de material crustal. Essa última hipótese poderia ser suportada pelos os valores negativos de ε_{Nd} calculados a 3,2 Ga para essas rochas

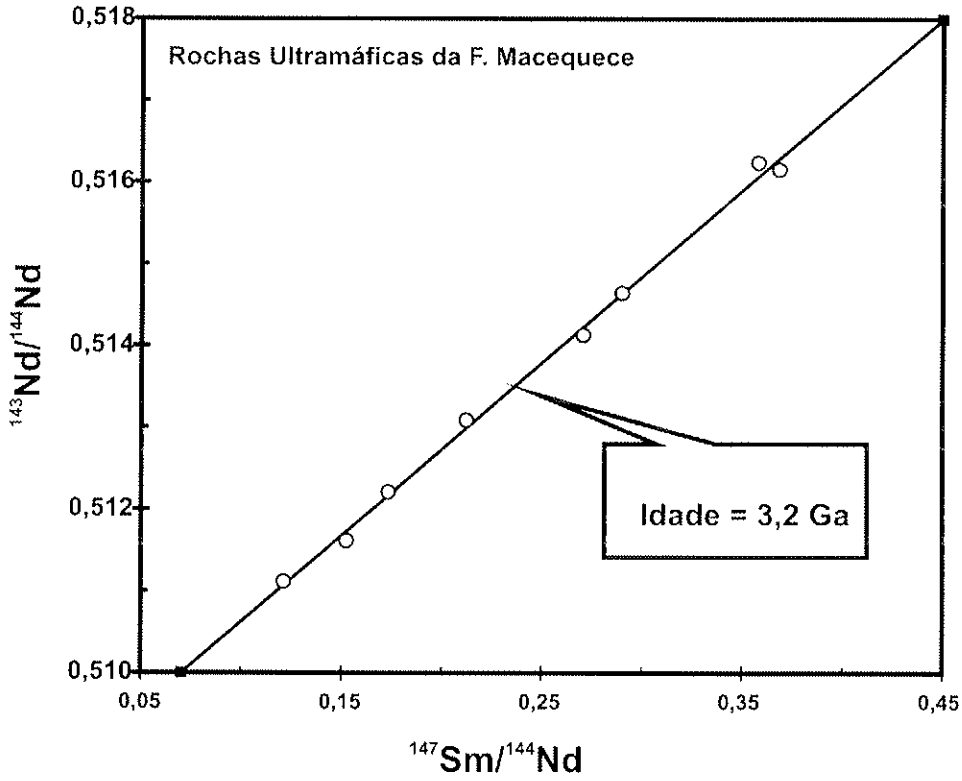


Figura 4.38– Diagrama isocrônico mostrando a idade de referência das rochas ultramáficas da Formação de Macequece.

Se admitirmos que o vulcanismo que produziu as rochas ultramáficas é contemporâneo com o que produziu as rochas félsicas, já que as idades obtidas, dentro de seus respectivos erros analíticos, convergem para 3,0 Ga, é plausível considerar que no distrito de Manica teria ocorrido um vulcanismo bimodal (félsico e ultramáfico) contemporâneo, típico de ambiente de rifte, onde teria se desenvolvido a deposição e posterior metamorfismo das sequências do tipo *greenstone belt.*

4.2.3 – Rochas sedimentares

Associadas às sequências do tipo *greenstone belt* da região de Manica ocorrem rochas sedimentares levemente metamorfisadas do tipo metaconglomerado e metagrauvaca.

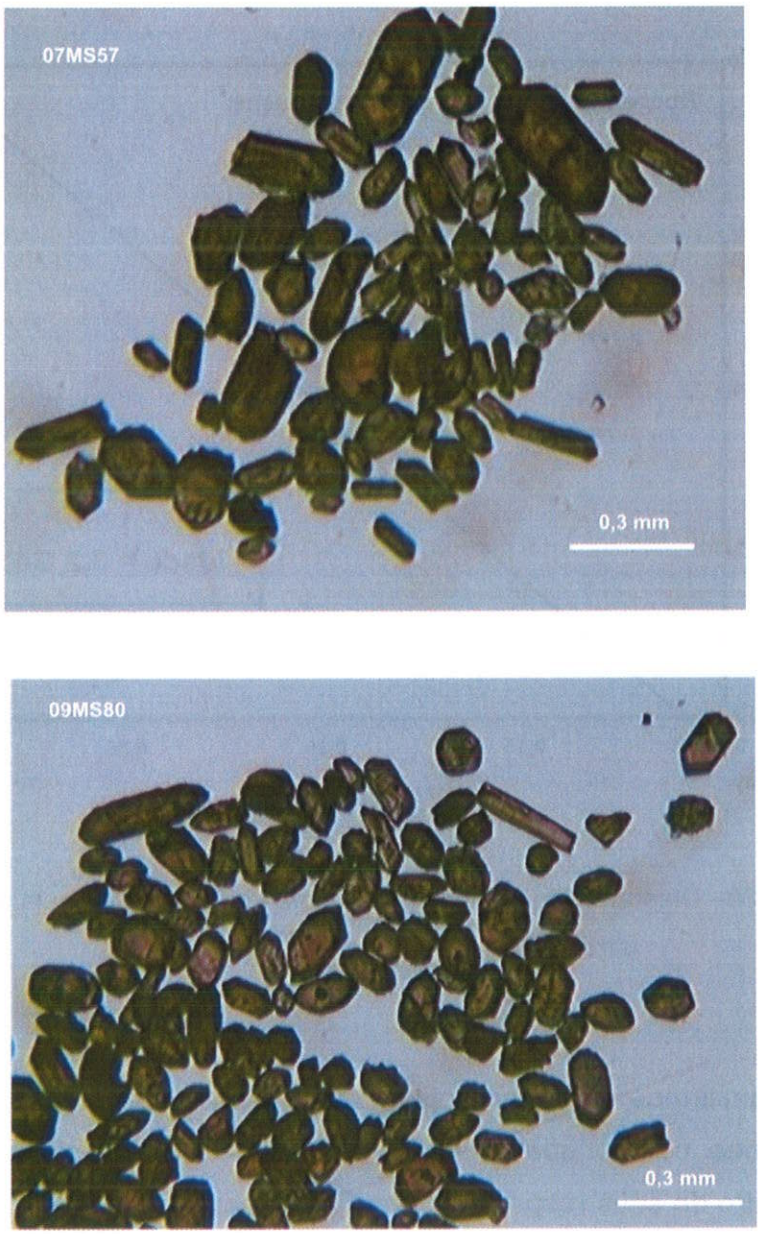


Figura 4.39 – Imagens em luz transmitida de zircões detríticos das rochas metassedimentares do Greenstone belt de Manica.

Para a definição da época de deposição destas rochas de origem sedimentar foram datados grãos de zircão detrítico pelo método U-Pb por LA-HR-ICP-MS, provenientes de duas amostras (09MS80 e 07MS57) de rochas metassedimentares, cujas imagens em luz transmitida e de catodoluminescência são apresentadas nas figuras 4.39 e 4.40, respectivamente.

As populações de zircões das duas amostras são idênticas, apresentando-se com uma cor marrom, hábitos geralmente prismáticos euédricos a subédricos com terminações arredondadas, ocasionalmente com fraturas e inclusões. Os cristais analisados são alongados e curtos, transparentes a translúcidos e sujos. As imagens de catodoluminescência revelaram a presença de zoneamentos desde brilhantes (baixo U) a escuros (alto U). Com o objetivo de se caracterizar as idades das rochas fontes de zircão, para determinar a idade máxima da deposição destas rochas metassedimentares, foram datados pelo método U-Pb os bordos, núcleos e sobrecrescimentos dos zircões detríticos encontrados nas duas amostras.

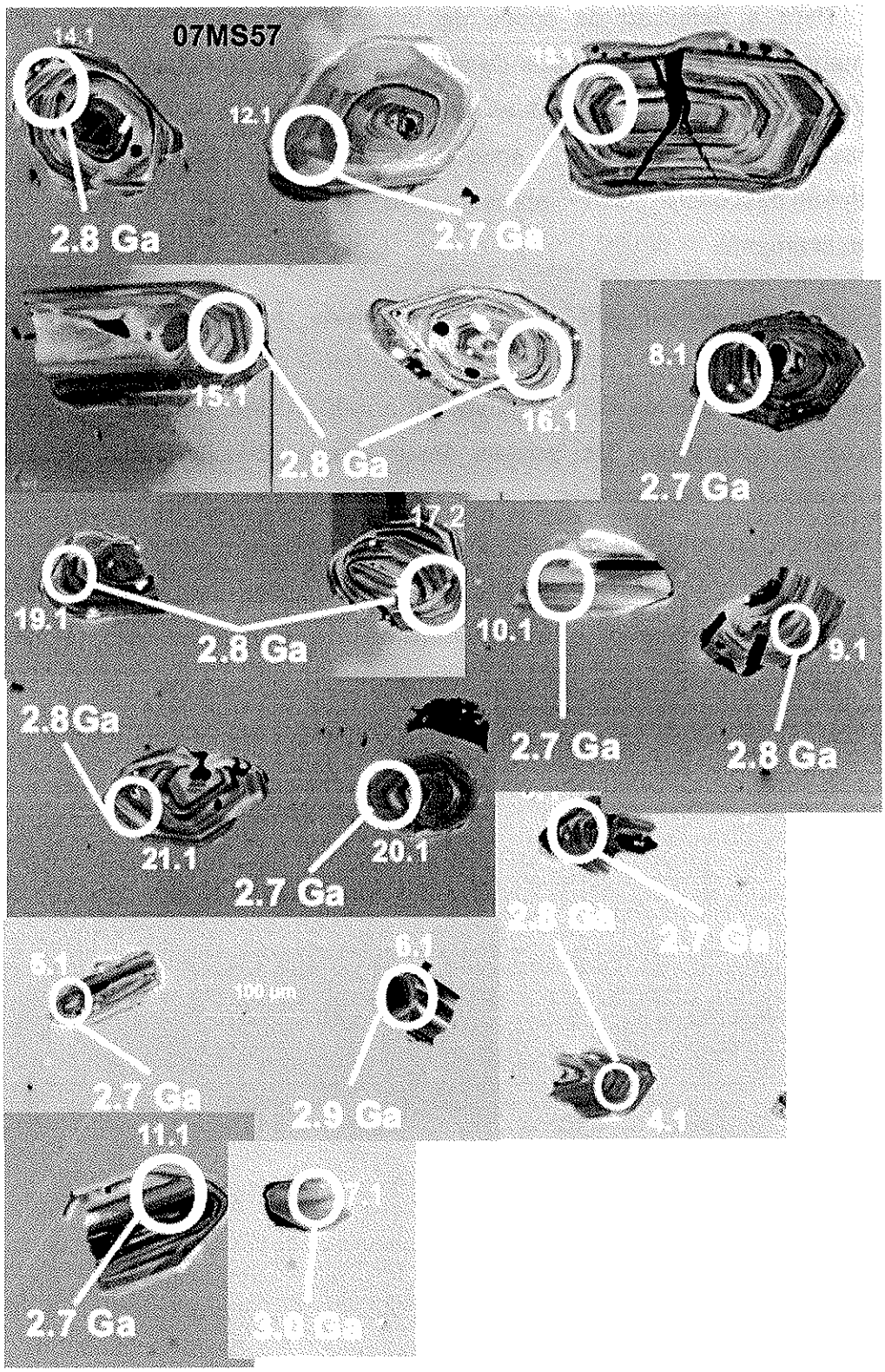


Figura 4.40– Imagens em luz transmitida de zircões detríticos das rochas metassedimentares do *Greenstone belt* de Manica.

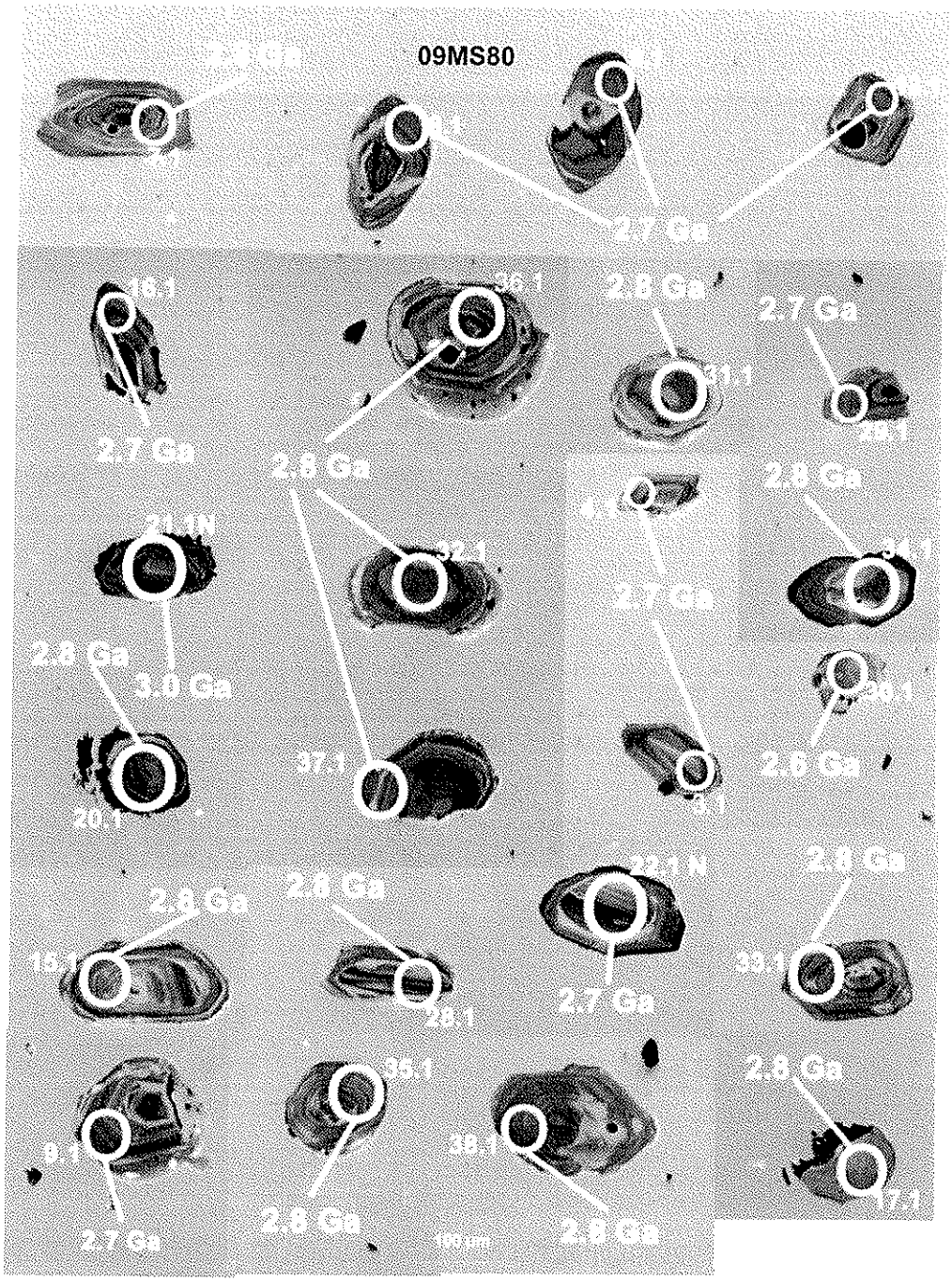


Figura 4.40 – (continuação) Imagens em luz transmitida de zircões detríticos das rochas metassedimentares do *Greenstone belt* de Manica.

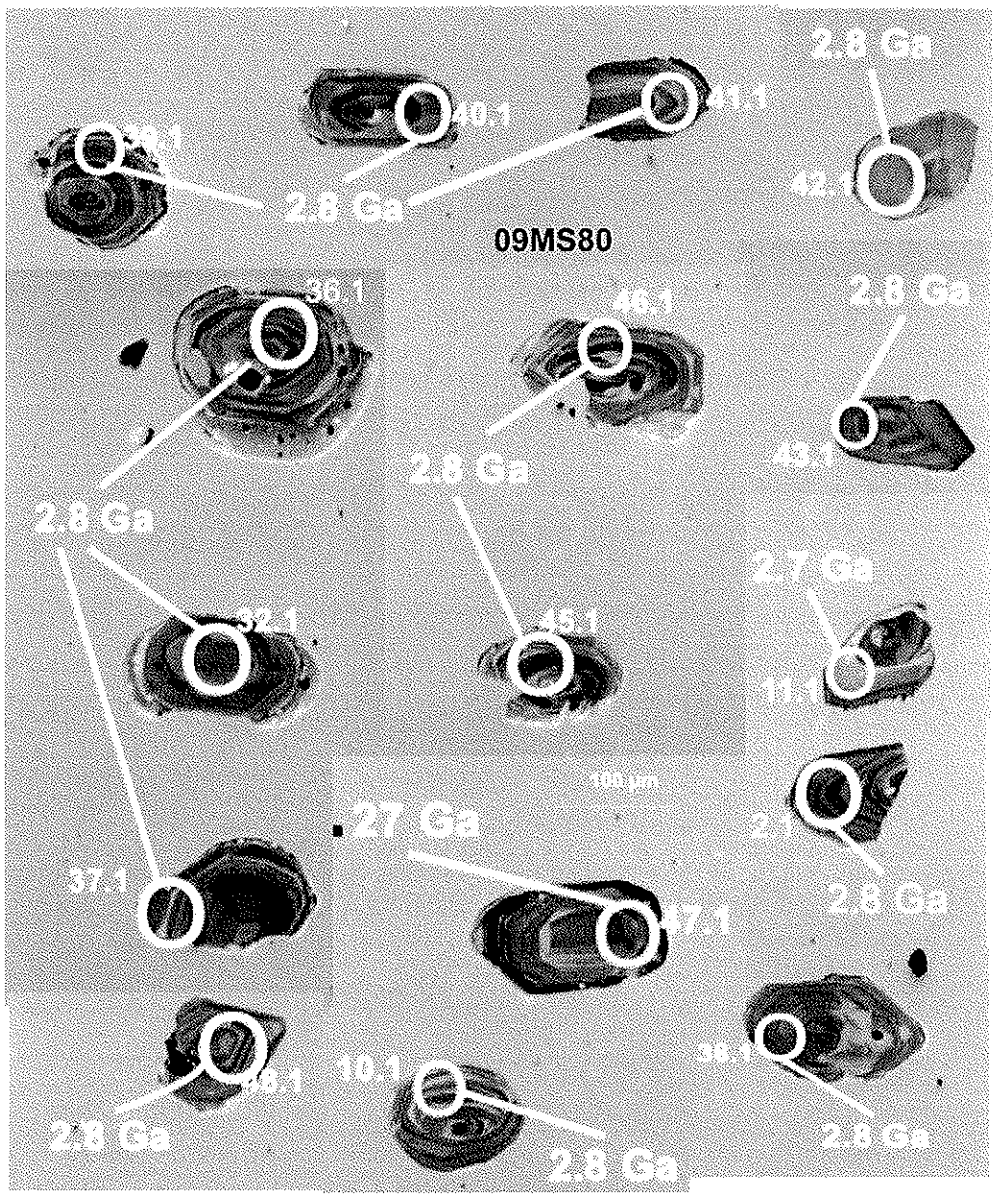
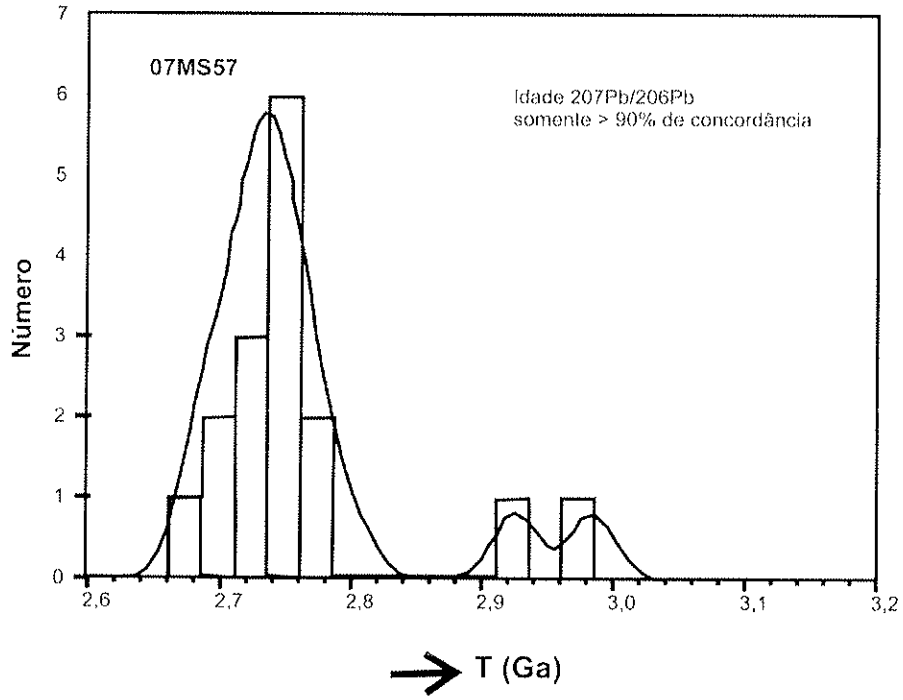


Figura 4.40 – (continuação) Imagens em luz transmitida de zircões detríticos das rochas metassedimentares do *Greenstone belt* de Manica.

Para a amostra 07MS57 foram analisados 18 pontos e para a amostra 09MS80 foram analisados 38 pontos. Os resultados isotópicos dos pontos analisados das amostras são apresentados no apêndice dois.



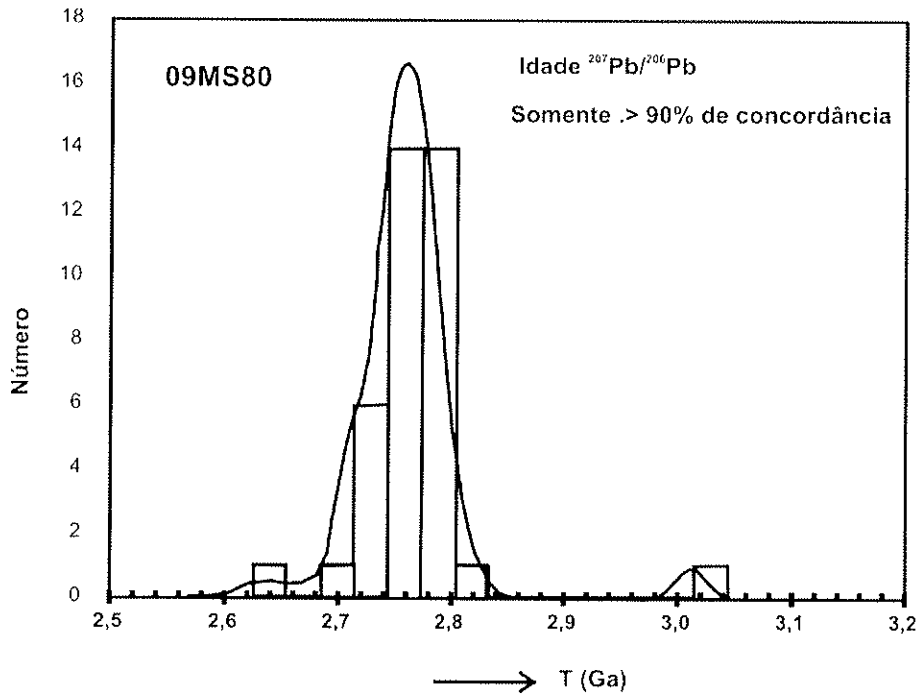


Figura 4.41 – Diagramas de freqüência utilizadas para indicar os picos de idades das rochas metassedimentares do *Greenstone belt* de Manica.

Para a construção do diagrama de freqüência da Figura 4.41 foram utilizadas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ que indicaram um pico entre 2,7 e 2,8 Ga, apresentando também idades mais antigas da ordem de 3,0 Ga. A idade mais jovem foi da ordem de 2,65 Ga.

Os dados obtidos nas duas amostras de rochas metassedimentares de Manica permitem definir uma idade máxima de deposição de 2,65 Ga.

Não há dados geocronológicos da seqüência metassedimentar da Formação de M´Beza-Vengo do Mutare-Manica *Greenstone belt*, que ocorre do lado zimbabweano. Datações de clastos de dois granitos diferentes no metaconlomerado do *Greenstone belt* de Makaha, a nordeste do Zimbabwe, junto à fronteira com Moçambique, indicaram idades de ~ 2629 Ma e ~2613 Ma (GTK, 20026). Outra datação U-Pb (zircão) de um metaconglomerado do Greenstone belt de Bindura-Shamva também do Cratón do Zimbabwe resultou numa idade de deposição de ~ 2640 Ma dos sedimentos do Shamvaiano (GTK, 2006). Estas idades correlacionam-se com as idades obtidas neste trabalho, podendo se definir o período de ~ 2,65 a 2,60 Ga como a idade máxima para a deposição dos conglomerados da Formação do Vengo e do Shamvaiano. Neste sentido é aqui considerado que a deposição das rochas metassedimentares associadas à sequência do tipo *greenstone belt* de Manica é mais jovem que o episódio de vulcanismo bimodal.

4.2.4 – Rochas metabásicas

O conjunto de rochas metabásicas da região de Manica inclui basaltos, doleritos e gabros, que ocorrem em forma de sills e diques, por vezes cortado as rochas da sequência de *greenstone belt*. Com a finalidade de se caracterizar as idades destes magmatismos foram utilizados o método Sm-Nd aplicado tanto em rocha total como em concentrados de minerais separados e o método K-Ar em rocha total e em concentrado de plagioclásio.

A obtenção das idades destes magmatismos básicos, por vezes é dificultada em vista de que essas rochas foram afetadas por eventos metamórficos e por processos de alteração hidrotermal, ambos os processos caracterizados no item relativo á petrografia.

4.2.4.1 – Metabasaltos

Os metabasaltos apresentaram teores de Sm e de Nd que variam entre 4,497 a 5,308 ppm e de 15,143 – 18,36 ppm, respectivamente. As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ situaram-se no intervalo entre 0,1746 e 0,1796, enquanto que as de $^{143}Nd/^{144}Nd$, no intervalo de 0,512391 a 0,512458. O plagioclásio e o piroxênio analisado apresentaram teores de 0,250 e 3,488 ppm de Sm e de 1,026 e 11,412 ppm de Nd, respectivamente. As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ para esses minerais foram de 0,1471 e 0,1848 e de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,5120104 e 0,512513, respectivamente (Tabela.4.6).

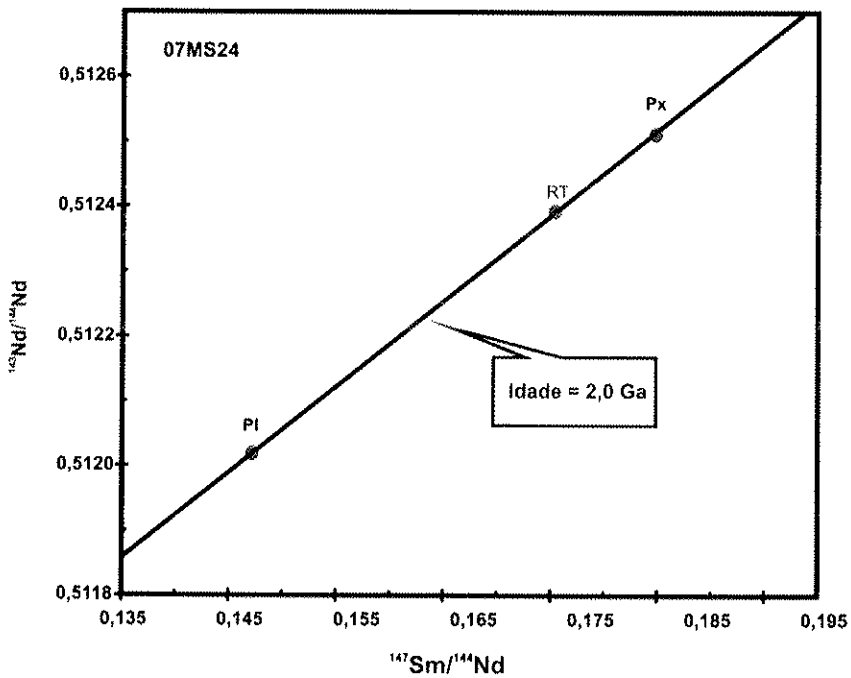


Figura 4.42 – Diagrama isocrônico mostrando a idade de referência do magmatismo Paleoproterozóico obtida em uma amostra de metabasalto do distrito de Manica.

No diagrama isocrônico Sm-Nd da Figura 4.42, foram lançados os pontos analíticos relativos à amostra 07MS24, que se situaram próximos de uma reta de referência com inclinação relativa à idade de 2,0 Ga (2020 ± 190 Ma, MSWD = 0,21 e com razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial = 0,51006 ± 0,00021). A idade obtida, apesar do elevado erro sugere a ocorrência de um magmatismo máfico durante o Paleoproterozóico no distrito de Manica.

Tabela 4.7 - Resultados isotópicos Sm-Nd das rochas metabásicas do distrito de Manica

AMOSTRA	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Erro (2σ)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Erro (2σ)	ε_{Nd} (0)	T_{DM1} (Ga)	T_{DM2} (Ga)	ε_{Nd} (T_{DM})	T_1 (Ma)	$\varepsilon_{Nd}(T_1)$
Basaltos													
07MS21	Rocha total	5,049	17,486	0,1746	0,0011	0,512399	0,000012	-4,7	2.5	2.3	2,49	2020	1,03
07MS22	Rocha total	4,497	15,143	0,1796	0,0011	0,512458	0,000011	-3,5	2.7	2.3	2,29	2020	0,90
07MS23	Rocha total	4,828	16,586	0,1760	0,0011	0,512421	0,000007	-4,2	2.5	2.3	1,59	2020	1,10
07MS24	Rocha total	5,308	18,363	0,1748	0,0011	0,512391	0,000014	-4,8	2.6	2.3	2,48	2020	0,84
07MS24	Piroxênio	3,488	11,412	0,1848	0,0011	0,512513	0,000010						
07MS24	Plagioclásio	0,250	1,026	0,1471	0,0009	0,512014	0,000012						
Doleritos													
09MS67	Rocha total	5,795	24,721	0,1417	0,0008	0,511827	0,000015	-15,8	2.6	2.5	2,39	1843	-2,90
09MS67	Plagioclásio	7,434	37,335	0,1204	0,0008	0,511575	0,000012						
09MS67	Piroxênio	10,874	43,731	0,1504	0,0009	0,511941	0,000014						
07MS44A	Rocha total	6,754	28,575	0,1429	0,0009	0,511904	0,000011	-14,3	2.5	2.4	2,61	2018	-0,48
07MS44A	Plagioclásio	2,155	10,749	0,1212	0,0007	0,511602	0,000016						
07MS44A	Piroxênio	8,412	32,047	0,1587	0,0009	0,512099	0,000012						
07MS42A	Plagioclásio	5,633	27,846	0,1223	0,0010	0,511994	0,000011						
07MS42A	Piroxênio	8,802	39,915	0,1333	0,0008	0,512054	0,000011						
09MM01	Rocha total	4,460	17,245	0,1564	0,0009	0,512616	0,000006	-0,4	1.1	1.1	5,41	0,831	3,84
07MS43A	Rocha total	7,238	29,092	0,1504	0,0009	0,512581	0,000007	-1,1	1.1	1.1	5,46	0,831	3,79
07MS43A	Plagioclásio	3,811	16,821	0,1370	0,001	0,512508	0,000012	-2,5					
Gabro													
09MS10	Rocha total	4,580	17,678	0,1567	0,0011	0,512642	0,000012	0,1	1.1	1.1	5,56	0,831	4,32

Normalmente a razão Sm/Nd das rochas tende a não ser fracionada de forma significativa pela grande maioria dos processos geológicos crustais (Faure, 1977) e assim, as idades modelo Sm-Nd têm sido utilizadas para inferir o momento em que os protólitos das rochas em causa foram removidos do manto superior (DePaolo & Wasserburg, 1976). Usualmente, apesar do sistema Sm-Nd preservar as características isotópicas originais do processo de diferenciação manto-crosta, durante a evolução continental, tem sido reportado na literatura exemplos de fracionamento isotópico resultantes de processos metamórficos, particularmente aqueles de grau alto (e.g. Ben Othman et al., 1984; Burton e O'Nions, 1992; Tassinari et al., 2003) e de alteração hidrotermal. Com base nisso, as idades-modelo (T_{DM}) dessas rochas calculadas pelo modelo de estágio único podem fornecer valores sem significação geológica. Nestes casos pode se recorrer a um modelo alternativo de cálculo de idades modelo que considera que após a diferenciação mantélica dos magmas parentais, processos geológicos crustais produziram fracionamento significativo da razão Sm/Nd. Este modelo calcula as idades modelo considerando o estágio duplo, na tentativa de obter valores compatíveis com a história geológica regional (Sato, 1998).

Na tabela 4.6 são apresentadas as idades modelo calculadas pelos modelos de estágio único (T_{DM1}) e estágio duplo (T_{DM2}), uma vez que todas as amostras aqui tratadas apresentaram fracionamento da razão $^{147}Sm/^{144}Nd$. As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ são altas (> 0,17), o que coloca contrangimentos no cálculo das idades modelo, tanto em estágio único, como em estágio duplo, porque sem a geoquímica destas rochas, torna-se difícil definir com mais rigor qual das idades terá maior significação geológica (e.g., as rochas basálticas oceânicas – MORB – apresentam geralmente razões elevadas. Deste modo apenas por razões descritivas, neste trabalho foram consideradas com significação geológica as idades obtidas em estágio duplo

As idades T_{DM2} calculadas revelam que as épocas de diferenciação do magma precursor dos basaltos do distrito de Manica situam-se no período próximo a 2,3 Ga, compatível com uma idade de formação de cerca de 2,0 Ga dos basaltos. Os valores de ε_{Nd} (2.0) variam de 0,84 a 1.10 apontando para um

processo de contaminação pela crosta continental dos magmas basálticos (Tabela 4.7 e Figura 4.43).

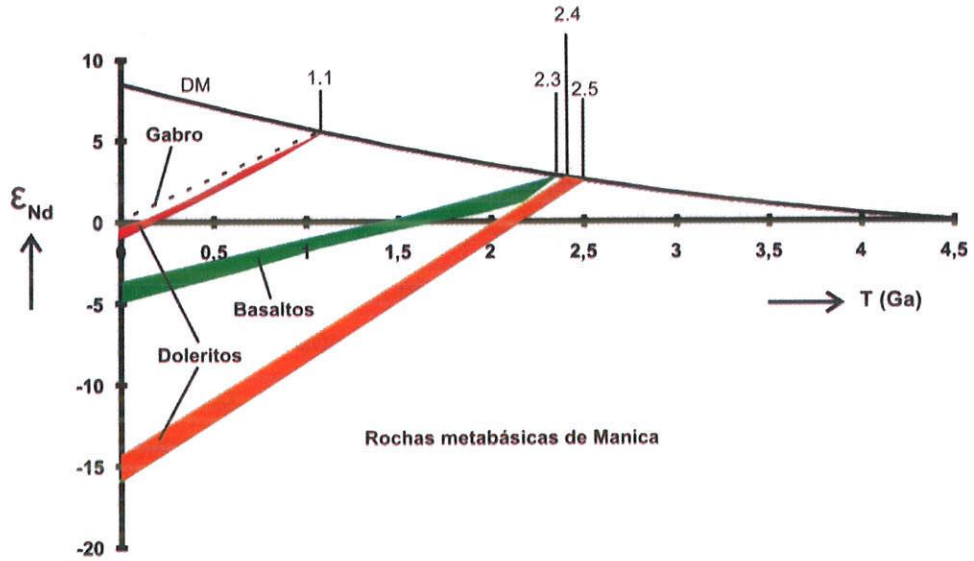


Figura 4.43 – Diagrama ε_{Nd} versus tempo geológico para as rochas metabásicas de Manica.

4.2.4.2.- Doleritos e gabro

Os teores de Sm e Nd dos doleritos analisados são mais variáveis quando comparados com os basaltos, variando de 4,460 a 7,238 ppm e de 17,245 a 29,092 ppm, respectivamente. Foram separados de algumas amostras de doleritos concentrados de plagioclásio e piroxênio. As amostras de plagioclásio apresentam teores de Sm e Nd que variam nos intervalos de 2,115 a 7,434 ppm e de 10,749 a 37,335 ppm, respectivamente. O piroxênio apresenta teores variando de 8,412 a 10,874 e de 32,047 a 43,731 ppm de Sm e Nd, respectivamente As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ situam-se entre 0,1204 e 0,1370 e entre 0,1333 e 0,1587 para o plagioclásio e piroxênio, respectivamente. As razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ para o plagioclásio e piroxênio, apresentam valores de

0,511575 e 0,512508 e entre 0,511994 e 0,512099, respectivamente (Tabela 4.7).

Para a única amostra de gabro aqui estudada, foram obtidos os seguintes teores: 4,580 ppm para o Sm; 16,821 ppm para o Nd, 0,1370 e 0,512508 para as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$, respectivamente (Tabela 4.67.

Lançando os pontos analíticos das amostras estudadas em diagramas isocrônicos Sm-Nd (Figura 4.44), são obtidos os seguintes resultados:

- para a amostra do dolerito 07MS44A, os pontos analíticos (Plagioclásio-Rocha Total-Piroxênio) alinham-se próximas a uma reta de referência com inclinação relativa à idade de 2,0 Ga (2017 ± 99 Ma, com razão $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ de 0,509997 ± 0,00009 e valor de MSWD = 2.0);
- para a amostra de dolerito 09MS67, os pontos analíticos (Plagioclásio-Rocha Total-Piroxênio) alinham-se próximas a uma reta cuja inclinação permitiu o cálculo da idade de (1,8 Ga) 1843 ± 110 Ma, razão $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ de 0,51011 ± 0,00010 e valor de MSWD = 0,63;
- para a amostra do dolerito 07MS43A, os pontos analíticos (Plagioclásio-Rocha Total) alinham-se próximas a uma reta de referência com inclinação relativa à idade de 0,83 Ga (831 ± 170 Ma, razão $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ = 0,51176 ± 0,000016 e MSWD = 0,0000) e
- para a amostra de gabro 07MS42A, os pontos analíticos relativos aos concentrados de plagioclásio e de piroxênio definiram uma reta de com inclinação relativa à idade de (0,8) 832 ± 230 Ma e razão $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ de 0,51133 ± 0,00019.

As idades obtidas, apesar do elevado erro que apresentam podem ser consideradas como indicativas da ocorrência de dois eventos distintos de magmatismo básico, um no Paleoproterozóico (2,0 a 1,8 Ga), evento este contemporâneo ao dos basaltos e o outro no Neoproterozóico (~0,8 Ga).

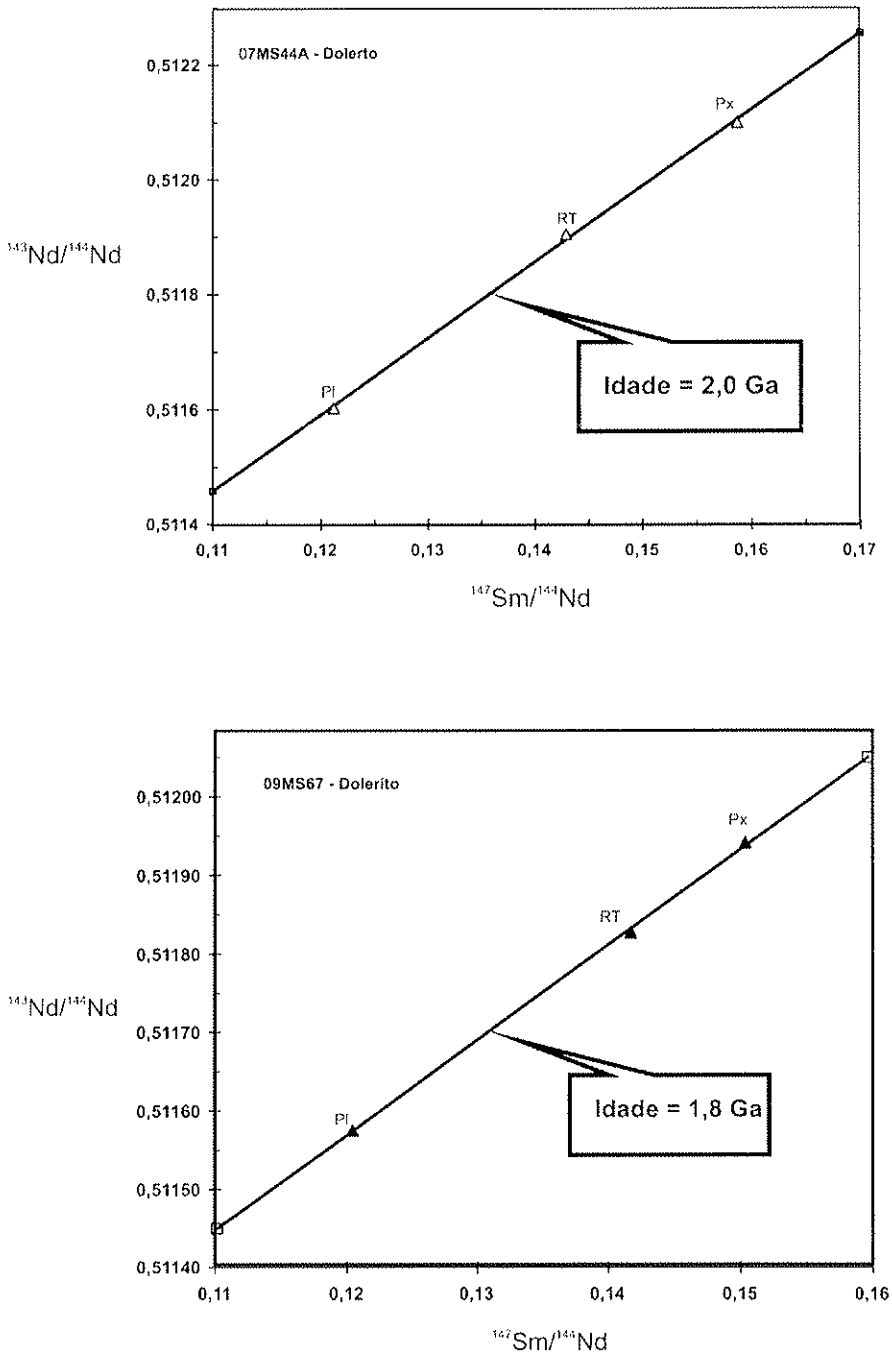
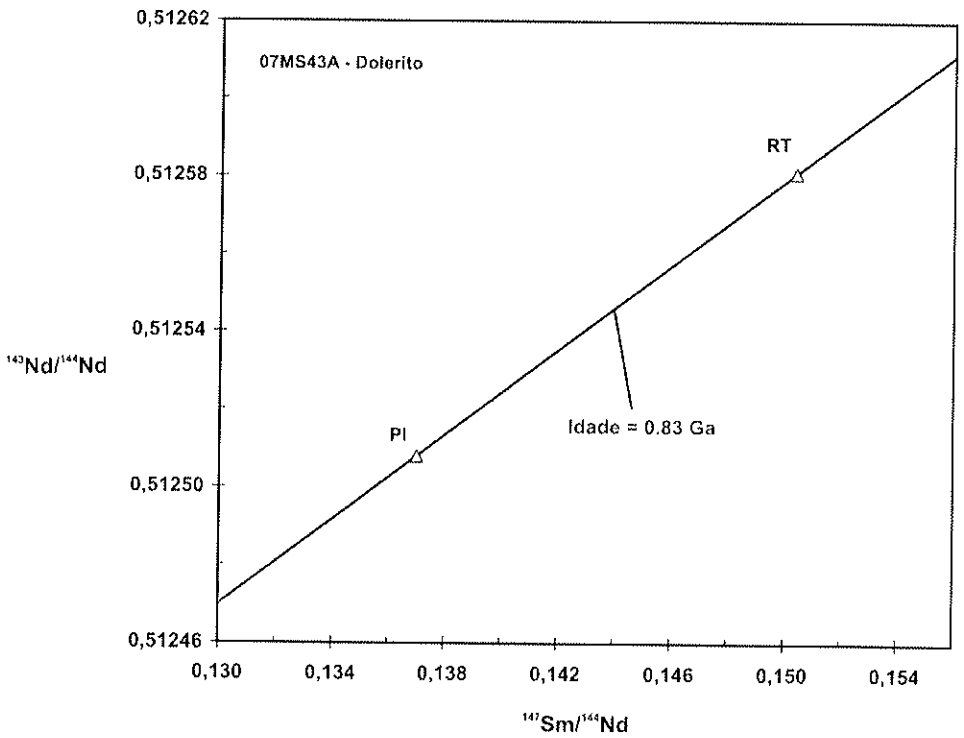


Figura 4.44 – Diagramas isocrônicos, ilustrando as idades de referência dos magmatismos Paleo e Neoproterozóico, ocorridos no distrito de Manica.



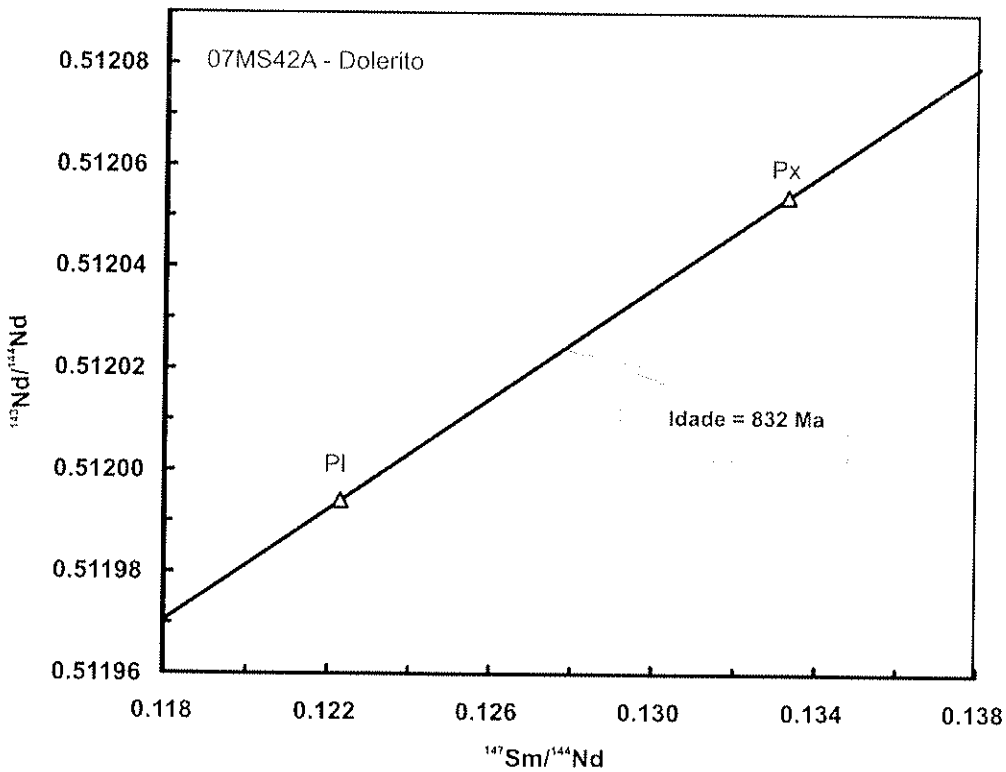


Figura 4.44 – (continuação) Diagramas isocrônicos, ilustrando as idades de referência do magmatismo Paleo e Neoproterozóico, ocorridos no distrito de Manica.

As idades modelo T_{DM} calculadas em estágio duplo, forneceram idades de diferenciação dos magmas precursores destas rochas de 2,5 – 2,4 Ga para o magmatismo paleoproterozóico e de 1,1 Ga para os doleritos e gabros Neoproterozóicos.

Os valores de $\varepsilon_{Nd}(T_1)$variam entre -2,90 e -0,48 para os doleritos mais antigos e de 3,79 a 4,32 para os mais novos, incluindo o gabro, sugerindo uma clara contaminação de crosta continental nos magmas básicos paleoproterozóicos e uma filiação mais primitiva dos magmas máficos neoproterozóicos com pouca ou nenhuma contaminação crustal. Tanto o primeiro, como o segundo conjunto, fracionaram as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e uma interpretação alteranativa poderia considerar que os respectivos magmas parentais poderiam ter sofrido metassomatismo no manto superior através da adição de material crustal pelos processos de subducção, o que justificaria os valores negativos de ε_{Nd} calculados sobretudo para os doleritos mais antigos de Manica.

Os terrenos granito-greenstones de Manica são intrudidos por diques de doleritos na sua maioria com direção NNW-SSE (Hunting, 1984). Esses doleritos, com idades de aproximadamente 1,1 Ga, eram correlacionados com as soleiras máficas, doleritos, gabros e basaltos do Grupo Umkondo. O Grupo Umkondo, forma uma seqüência Proteroizóica de rochas metassedimentares, meta-lavas basálticas a andesíticas sub-horizontais que repousam em discordância sobre as unidades arqueanas da Faixa Limpopo e do Cráton do Zimbabwe e encontram-se expostas na parte leste do Zimbabwe com continuidade em território moçambicano. Recentemente o consórcio GTK (2006), classificou essas rochas máficas que intrudem os terrenos granito-greenstone do Cráton do Zimbabwe em três grupos distintos: (1) diques máficos no greenstone belt de Manica-Mutare, (2) metadoleritos nos gnaisses arqueanos e metassedimentos do Grupo Gairezi e (3) diques e soleiras dos doleritos micro-gabróicos de Mashonaland nos quartzitos Umkondo.

Datações Sm-Nd recentes, efetuadas pelo Consórcio GTK, forneceram uma idade de 1783 ± 51 Ma (amostra Mos-25/25416-04, coletada a 5 km a Nw da Vila de Manica) para o primeiro grupo, 973 ± 73 Ma (amostra Mos-36/1714-

05, coletada a 30 km ao longo da estrada principal Manica - Chimoio) para o segundo e uma idade mesoproterozóica para o último, indicando de acordo com os valores de $\varepsilon_{Nd}(T)$ fontes de magma diferentes para os doleritos de Manica e de Mashonaland (Zimbabwe).

Por outro lado, foi também caracterizado no norte do Zimbabwe um magmatismo básico do Mesoproterozóico, denominado como "irumide" que produziu amplos fluxos de basalto e enxames de diques de dolerito (GTK, 2006).

Os resultados isotópicos Sm-Nd apresentados neste trabalho corroboram com o que acaba de ser expostos sendo por isso, apesar dos elevados erros que as idades apresentam, indicativas da ocorrência de dois tipos distintos de magmatismo nos terrenos de Manica.

4.2.5 – Análise K – Ar

O método K-Ar foi aplicado em amostras de rocha total e plagioclásio dos doleritos. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 4.8.

Tabela 4.8 – Resultados isotópicos K-Ar de doleritos de Manica

Amostra	% K	Erro K (%)	^{40}Ar Rad cc STP.g (*10-6)	^{40}Ar Atm (%)	Idade Máx (Ma)	Idade (Ma)	Erro máx (Ma)
07MS26	0,547	0,864	12,66	6,14	526,3	514,9	11,4
07MS43B	0,578	0,687	11,44	6,49	458,9	449,1	9,8
07MS43A	0,449	0,500	17,63	7,74	822,4	802,9	19,5
07MS34*	0,413	1,355	95,26	1,66	2670,0	2629,6	44,3

* Plagioclásio

As idades K-Ar obtidas em amostras de rocha total dos doleritos foram em torno de 800 Ma e 450-500 Ma (Tabela 4.8), já a idade obtida em concentrado de plagioclásio indicou a idade de 2629 ± 44 Ma. No contexto regional, a idade de ~ 2,6 Ga pode estar relacionada ao evento distensivo regional vinculado ao magmatismo terminal do evento metamórfico que ocorreu no final do arqueano na região de Manica. Segundo Vinyu et al. (1996), o pico de deformação e metamorfismo no Cráton do Zimbabwe, onde o distrito de Manica esta inserido, ocorreu a ~ 2650 Ma. No contexto global essa idade de metamorfismo foi registrada em outros crátons de idade arqueana, entre os

quais se podem citar a província Superior (Canadá) e Cráton de Yilgarn (Austrália) (Wit et al., 1997

A idade de 800 Ma pode estar relacionada com o magmatismo máfico, descrito no sub-capítulo precedente e as mais novas, entre 500 e 450 Ma, podem refletir o período de resfriamento regional nas áreas aquecidas pelo cinturaão móvel pan-africano, que ocorre a leste da área de estudo ou representar magmatismos básicos terminais relativos orogenia pan-africana.

4.2.6 – Mineralizações associadas

Com o objetivo de auxiliar na elaboração dos modelos metalogenéticos das mineralizações de Cu e de Au associadas aos *greenstone belt* de Manica foi realizado um estudo isotópico nos minerais de minério e rochas associadas da Mina de Cu de Mondunguara e de ouro de Monarch a fim de definir a idade das mineralizações e discutir a natureza das suas fontes. Neste sentido foram feitas análises isotópicas pelos métodos Pb-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr de sulfetos e rochas situadas nas proximidades dos depósitos estudados.

4.2.6.1 – Mina Monarch

A mineralização de ouro da Mina Monarch esta encaixada em quartzitos ao longo de uma zona de cisalhamento que corta a unidade de metabasaltos. As amostras de minério estudadas, como foi descrito na sua caracterização petrográfica, indicaram uma paragênese mineralógica para a mineralização aurífera, constituída principalmente pela pirita, calcopirita, esfalerita, arsenopirita e galena, sendo a pirita o mineral mais predominante. Para as análises isotópicas foram concentrados, a partir de amostras de minério, frações de calcopirita, pirita, galena, esfalerita e duas misturas, uma de pirita e esfalerita e outra de pirita e calcopirita, onde não foi possível separar um mineral do outro devido a baixa granulometria de liberação. (Tabela 4.9).

As composições isotópicas de Pb foram medidas em amostras de pirita, calcopirita, galena e em misturas de pirita e calcopirita e pirita e esfalerita. Os dados analíticos obtidos constam da Tabela 4.9

Tabela 4.9 – Resultados isotópicos Pb-Pb das amostras de sulfetos da Mina Monarch. (L = lixiviados; Ccp = calcopirita; Py = pirita; Gn = galena; Sp = esfarelita).

AMOSTRA	MATERIAL	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1σ)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1σ)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1σ)
09MN12	Ccp - L1	15,594	0,006	15,480	0,006	34,896	0,006
09MN12	Ccp - L2	14,543	0,005	15,220	0,004	34,069	0,005
09MN12	Ccp - L3	14,948	0,007	15,321	0,007	34,396	0,007
09MN12	Ccp - L4	14,375	0,012	15,186	0,011	33,964	0,012
09MN12	Ccp - L5	15,547	0,009	15,530	0,013	34,720	0,016
09MN08	Ccp	14,084	0,008	15,175	0,013	33,804	0,016
09MN11	Py	14,251	0,008	15,263	0,011	33,931	0,014
MM02	Py	14,140	0,047	15,265	0,066	34,071	0,081
MM04	Py	14,078	0,004	15,162	0,005	33,761	0,006
MM01	Gn	14,098	0,005	15,196	0,007	33,864	0,009
09MN01	Py + Ccp	14,185	0,007	15,251	0,007	33,838	0,007
09MN09	Py + Ccp	14,393	0,004	15,269	0,004	34,045	0,005
09MN17	Py + Ccp	14,192	0,004	15,268	0,003	33,884	0,004
09MN04	Py + Ccp	14,199	0,007	15,272	0,010	33,871	0,011
09MN18	Py + Sp	14,190	0,007	15,277	0,008	33,918	0,009

As razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ variam de 14,078 a 15,594, de 15,162 a 15,480 e de 33,761 a 34,896, respectivamente. Na tentativa de se determinar a idade da mineralização, foi realizado também um estudo de medir a composição isotópica de Pb de uma amostra de calcopirita, através de análises de produtos de lixiviação sucessivas da calcopirita, a fim de se conseguir uma boa dispersão da composição isotópica de Pb deste mineral. Os pontos analíticos dos produtos lixiviados (L) da amostra 09MN12 em conjunto com os pontos analíticos relativos aos outros sulfetos, analisados por dissolução total, quando projetados no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ não mostraram uma colinearidade que pode indicar que alguns sulfetos analisados, por conterem inclusões sólidas, não se homogeneizaram completamente com os fluidos mineralizantes. Ou que, devido a eventos metamórficos posteriores o sistema U-Pb tenha sido aberto possibilitando a entrada de Pb de composição isotópica distinta na estrutura dos sulfetos. Trabalhando-se em diagrama isocrônico Pb-Pb, apenas com os pontos analíticos relativos aos produtos de lixiviados, excluindo-se o L5, que pode

conter resíduos de inclusões, observa-se certo alinhamento dos pontos segundo uma reta com inclinação relativa à idade de 3140 ± 170 Ma, com valor de MSDW = 67 (Figura 4.45). Esta idade, embora com elevado erro analítico, pode sugerir uma época de cristalização dos sulfetos e conseqüente formação da mineralização primária em torno de 3,0 Ga., associada aos magmatismos iniciais da região.

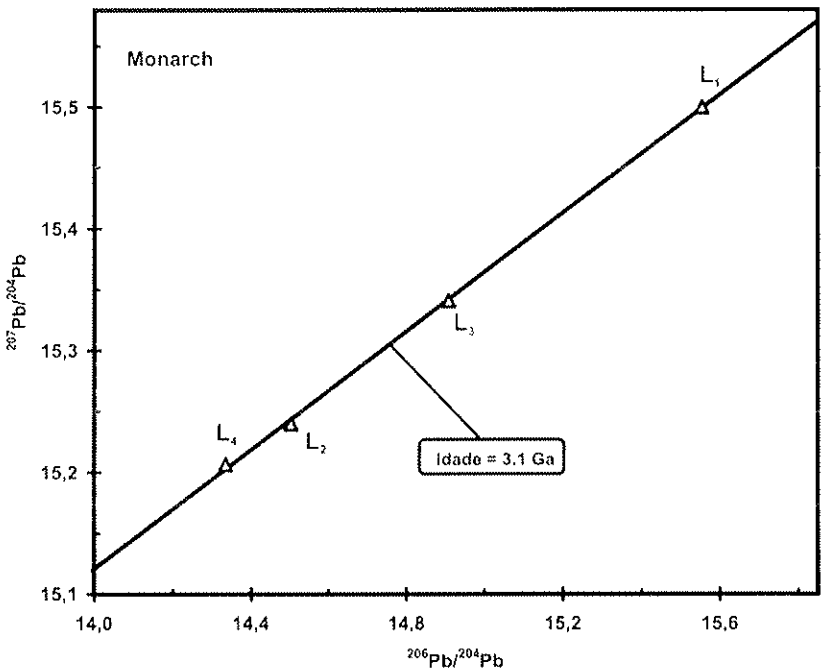


Figura 4.45 – Diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ em produtos lixiviados (L) de calcopirita da Mina Monarch.

Com a finalidade de se caracterizar a fonte do Pb incorporado nos sulfetos, as composições isotópicas de Pb dos sulfetos foram lançadas no diagrama Pb-Pb uranogênico, onde se encontram plotadas, como referência, as curvas de evolução isotópica de Pb estabelecidas pelo modelo da "Plumbotectônica" de Zartman e Doe (1981) (Figura 4.46). Neste diagrama observa-se que os pontos analíticos situam-se acima da curva de evolução isotópica da crosta Superior, mostrando claramente que os fluidos envolvidos no processo metalogenético foram derivados de rochas da crosta continental superior.

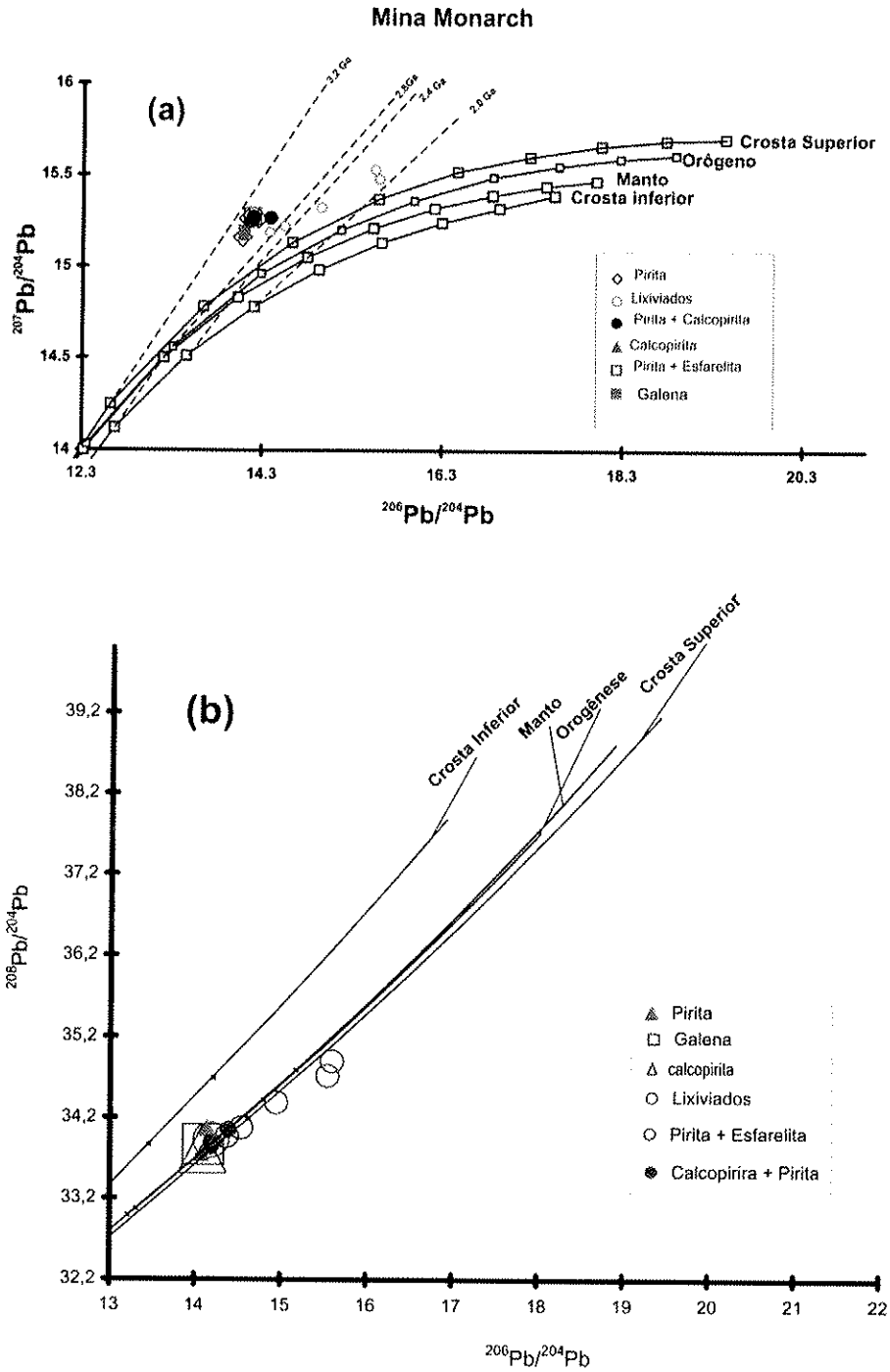


Figura 4.46 – Diagramas uranogênico (a) e toriogênico (b), mostrando o modelo de evolução terrestre do Pb (Zartman & Doe, 1981), aplicado para as amostras da Mina Monarch.

Robertson (1968) determinou as razões isotópicas de Pb em amostras de galena coletadas em vários depósitos de ouro do Zimbabwe, tendo distinguido dois tipos de isótopos de Pb, nomeadamente os tipos Que Que e Bulawaiano (Figura 4.47). Os primeiros foram caracterizados por razões extremamente altas de $^{207}Pb/^{204}Pb$ e o último por razões mais baixas. As

amostras do tipo Que Que são provenientes principalmente das áreas de Mashaba, Masvingo e Kwe Kwe, na parte central do Zimbabwe e de Mutare, região mais a leste, junto à fronteira com Manica. As amostras do tipo Bulawaiano são provenientes dos greenstones belts da parte oeste do tipo Que Que (regiões de Bulawaio, Filabus, Gwanda) e da parte norte do greenstone belt de Midlans (Kramers & Foster, 1984).

Robertson (1968) admite uma idade de ~2,7 Ga para os depósitos do tipo Bulawaiano, correspondente às seqüências Superiores do greenstone belt, marcadas por suítes vulcânicas bimodais e ao tipo Que Que, caracterizado pela ausência de vulcanismo bimodal e por sedimentos na parte superior, a idade de ~2,65 a 3,5 Ga (idade do Sebakiano).

Com base na informação de que o Pb o o Au contidos nas mineralizações de Monarch são originados de remobilização de rochas da crosta continental superior, no fato de que depósito Monarch é do tipo orogênico associado à zona de cisalhamento , que por ação dos fluidos metamórficos gerados facilmente remobiliza ouro e sulfetos e comparando a mineralização estudada com o modelo de Robertson (1968) parece plausível considerar uma idade mais jovem para a mineralização principal, em torno de 2,7 – 2,6 Ga, época admitida para o desenvolvimento da zona de cisalhamento portadora desta mineralização.

Na área cratônica, no Zimbabwe, as mineralizações auríferas, geradas durante processos de deformação e metamorfismo e por eventos magmáticos associados, parecem estar associadas aos granitóides com idades da ordem de 2800 - 2600 Ma das suites Sesombi e Chilimanzi, sendo atribuída uma idade do final do Arqueano (2,6 Ga) às mineralizações auríferas (Förster et. al., 1996). Na região de Manica, as mineralizações de ouro nas zonas de cisalhamento, como são o caso de Monarch, podem indicar que o ouro já estaria incorporado à crosta continental há 3,2 Ga e com a ocorrência dos eventos magmáticos, que teriam atuado como fontes de calor, o ouro teria se concentrado ao longo de estruturas dúcteis-rúpteis, em rochas de idades mais antigas do que o período de reativação das grandes zonas de cisalhamento

que cortam a região, que deve ter ocorrido em torno de 2,6 Ga, remobilizando e reconcentrando o ouro. (D'Orey, 1992).

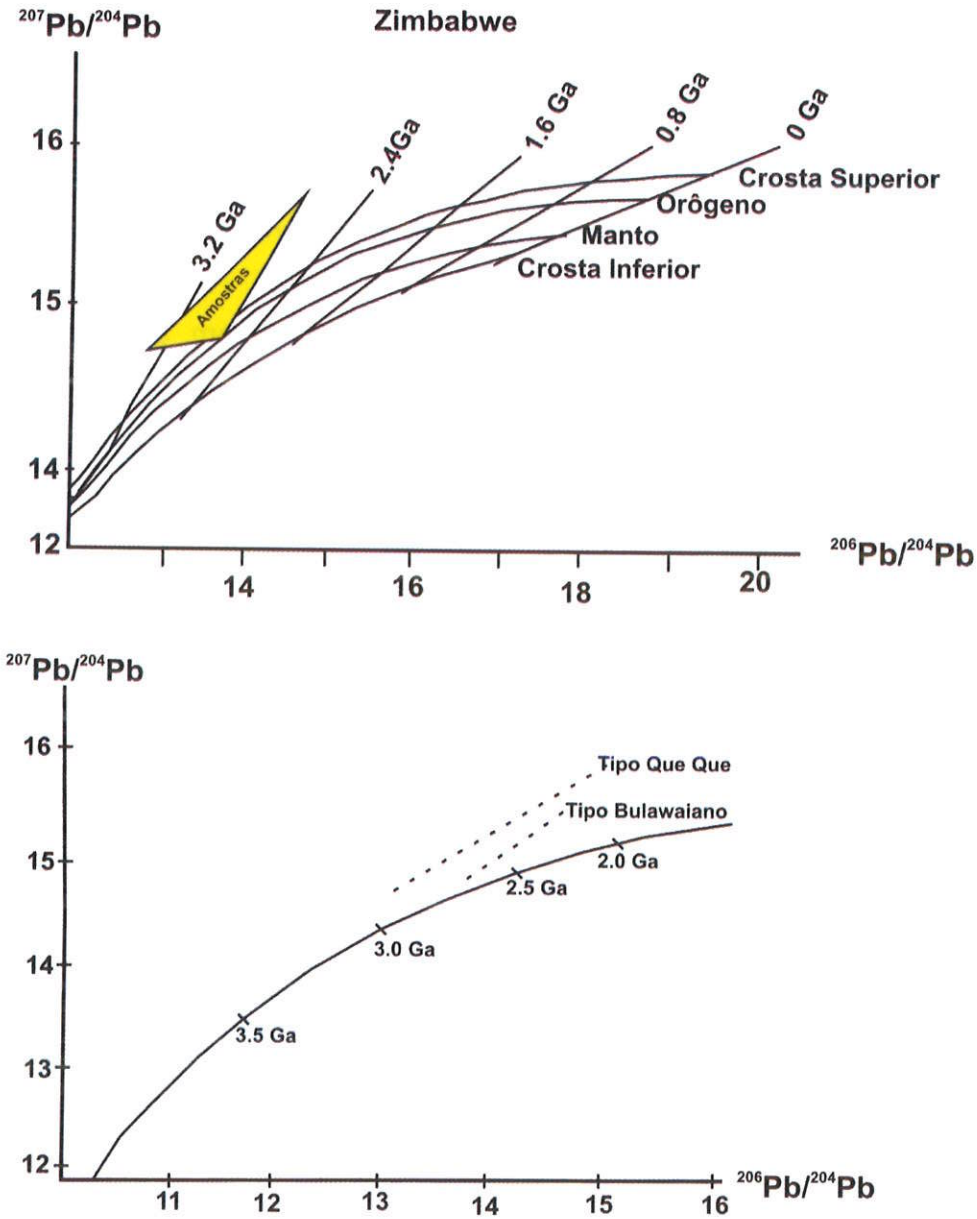


Figura 4.47 – Modelo de evolução de Pb nas mineralizações de ouro (Kramers & Foster, 1984).

4.2.6.2 – Mina Mundonguara

As amostras obtidas na Mina de Mundonguara, conforme foi descrito na petrografia são bastante monótonas, sendo a calcopirita o mineral do minério

predominante no conjunto das amostras analisadas. No estudo isotópico deste setor foi aplicado o sistema isotópico Pb-Pb.

As composições isotópicas de Pb das amostras de Mundonguara mostram que este conjunto é mais radiogênico que Monarch e é mais enriquecida em U e em fluidos crustais. Os resultados analíticos Pb-Pb são apresentados na Tabela 4.10.

As razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ dos sulfetos provenientes do corpo de minério da Mina de Mundonguara variam entre 19,360 a 27,368, 16,042 a 18,101 e 37,820 a 46,920, respectivamente. Em adição, com o objetivo de comparação, foram também analisadas duas amostras de feldspato potássico de granitóides situados nas proximidades do depósito, a sul da Mina (07MS08) e a noroeste (99MS29), cujas composições isotópicas são 18,994 e 23,050 para $^{206}Pb/^{204}Pb$, 15,687 e 17,158 para $^{207}Pb/^{204}Pb$ e 39,438 e 40,281 para $^{208}Pb/^{204}Pb$.

Tabela 4.10 – Resultados isotópicos Pb-Pb das amostras de sulfetos da Mina Mundonguara. (L = lixiviados; Ccp = calcopirita; Py = pirita; Kfs = feldspato potássico).

AMOSTRA	MATERIAL	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1σ)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1σ)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Erro % (1σ)
09MMG25	Ccp - L1	22,608	0,026	17,036	0,026	41,919	0,026
09MMG25	Ccp - L2	22,616	0,076	17,018	0,074	41,965	0,076
09MMG25	Ccp - L3	22,750	0,181	17,019	0,183	41,942	0,184
09MMG25	Ccp - L4	21,695	0,245	16,661	0,246	40,865	0,251
09MMG25	Ccp - L5	23,068	0,010	17,143	0,011	42,275	0,011
09MMG02	Ccp	18,527	0,010	16,042	0,011	37,820	0,011
09MMG24	Ccp	27,368	0,014	18,101	0,014	46,920	0,014
07MS06	Ccp	25,631	0,007	17,829	0,007	44,389	0,007
09MMG13	Ccp + Py	19,360	0,006	16,158	0,006	37,909	0,007
07MS08 *	Kfs	18,994	0,010	15,687	0,011	39,438	0,013
99MS29 *	Kfs	23,050	0,012	17,158	0,012	40,281	0,012

*granitóide

Para inferir sobre a época de formação desta mineralização cuprifera os pontos analíticos dos sulfetos e dos produtos lixiviados da amostra 09MM25

(excetuando L1) foram projetados no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$, onde foi definido um arranjo linear com uma inclinação relativa a uma idade de 3,1 Ga (3132 ± 190 Ma, MSWD = 794) (Figura 4.48). É interessante notar que, não obstante o elevado erro que apresenta, esta idade é coincidente com a idade Sm-Nd (3186 ± 170 Ma) obtida para as rochas ultramáficas (sub-capítulo 4.2.2.2) hospedeiras desta mineralização, considerando-se os erros analíticos. Portanto é plausível aceitar que a época de incorporação dos metais na crosta, em particular do cobre nas rochas hospedeiras, seja contemporânea com essas unidades ultramáficas, como tem sido referido como hipótese por vários autores (e.g. D'Orey, 1978, 1992, Afonso, 1998, GTK, 2006). De referir que esses autores classificam, tanto as minerações de ouro, como as de cobre, em singenéticas e epigenéticas.

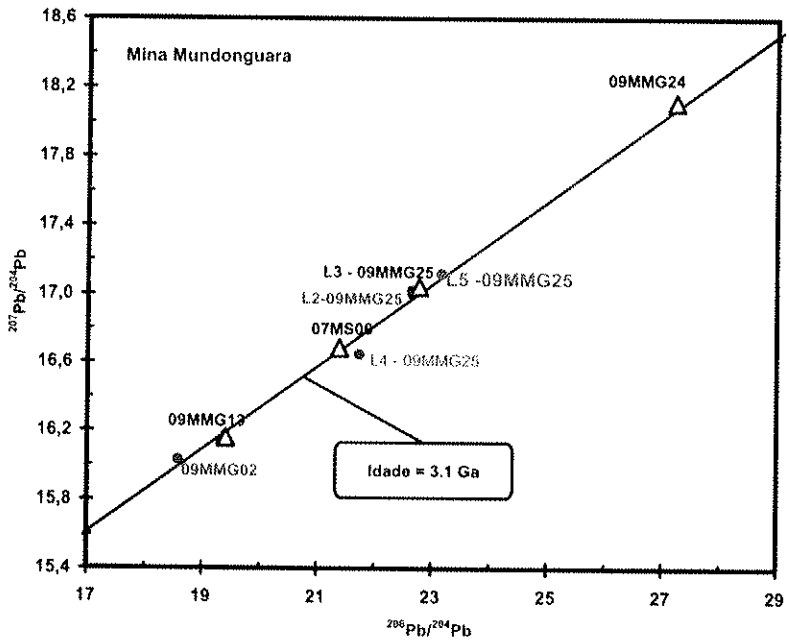


Figura 4.48 – Diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ aplicado sulfetos e produtos lixiviados da Mina Mundonguara.

Segundo D'Orey (1978, 1992), os sulfetos e outros minerais segregados dos diques intrusivos, hoje serpentinizados, e que constituem os corpos mineralizados singenéticos, foram subseqüentemente injetados em diversos tipos de canais favoráveis, dando origem aos depósitos epigenéticos.

Os tipos de estruturas aproveitados pelas mineralizações epigenéticas, são essencialmente as rochas félsicas brechoides de composição quartzo-feldspática e falhas ou fraturas concordantes com o acamamento das rochas vulcânicas encaixantes (D'Orey, 1978).

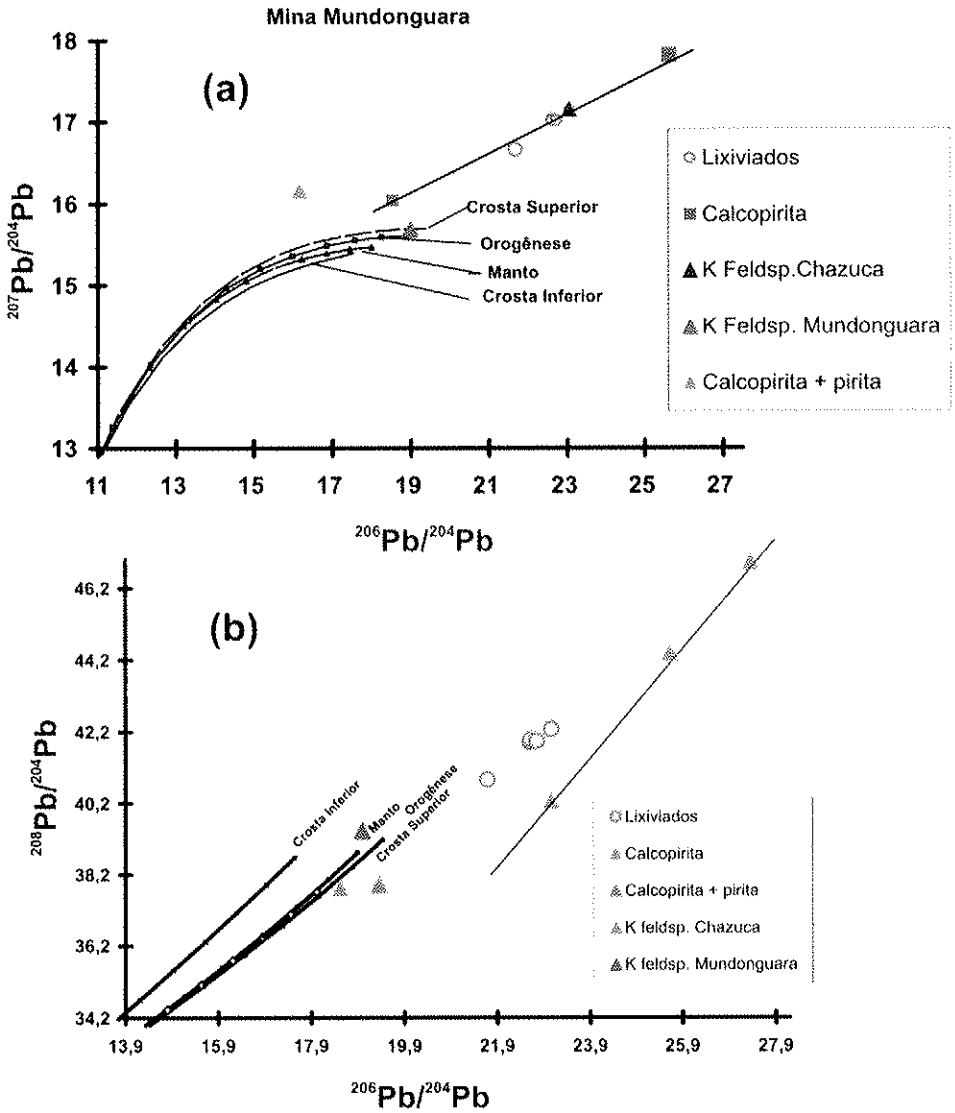


Figura 4.49 – Diagramas uranogênico (a) e toriogênico (b), mostrando o modelo de evolução terrestre do Pb (Zartman & Doe, 1981), aplicado para as amostras da Mina Mundonguara.

Sob o ponto de vista estrutural, as formações félsicas sendo muito mais competentes que as formações ultramáficas, constituíram excelentes canais para a injeção de sulfetos, particularmente quando a granularidade dos silicatos é elevada.

Lançando-se os resultados analíticos de Pb no diagrama Pb-Pb uranogênico dos sulfetos e de dois feldspatos potássicos de granitóides, localizados nas proximidades do depósito de Mundonguara, onde encontram-se também lançadas as curvas de evolução isotópica de Pb dos reservatórios geoquímicos estabelecidos pelo modelo da "Plumbotectônica" de Zartman e Doe (1981), observa-se que todas as amostras, com a exceção do granitóide de Mundonguara, exibem razão U/Pb alta situando-se bem acima da curva da Crosta Superior, mostrando que o fluido gerador da mineralização teria alta razão U/Pb e, portanto, origem na crosta Superior. Observa-se ainda que a calcopirita e os lixiviados situam-se no mesmo "trend" onde está o granitóide de Chazuca, o que pode sugerir que este granitóide poderia estar relacionado de alguma forma com a mineralização, funcionando como fonte de calor ou até mesmo fornecendo uma componente de Pb para o fluido mineralizante. O fato do feldspato de Mundonguara situar-se fora do "trend" sugere a não participação desta rocha nos processos de mineralização (Figura 4.49).

O depósito de Mundonguara localiza-se no flanco sul do sinclinório de Manica, numa zona altamente competente marcada pelo contato entre rochas relativamente dúcteis e retro-metamorfizadas para talco-xisto com alto teor de magnésio, os komatiitos e rochas mais rígidas de composição basáltica, conforme o descrito no capítulo 3. Este contraste reológico tem sido o foco do desenvolvimento de zonas de cisalhamento e de fraturas, que atuaram como canais ideais para injeção de sulfetos nas rochas ultramáficas e félsicas e atividade hidrotermal posterior.

É provável que à semelhança do que acontece com as mineralizações de ouro do depósito de Monarch, as mineralizações de cobre e outros metais do depósito de Mundonguara teriam se concentrado ao longo de estruturas dúcteis-rúpteis, em rochas de idades mais antigas.

Outra hipótese seria a deposição de metais por processos hidrotermais durante a carbonatização e serpentinização de rochas máficas e ultramáficas e durante o retrabalhamento hidrotermal das rochas félsicas e, os fluidos mineralizados poderão ter sido gerados durante a deformação e metamorfismo nos níveis mais profundos da crosta e por associação de eventos magmáticos

O transporte de materiais de níveis mais profundos para a base da crosta e posterior migração do produto do retrabalhamento desta crosta para níveis mais elevados poderá ter sido condicionada por processos tectônicos. Nesses processos, os fluidos, especialmente os sulfuréticos, desempenharam um papel importante e estão diretamente relacionados com a fusão parcial do manto, com a adição periódica de magmas na crosta e atividades de fusão parcial de crosta continental.

A concentração de metais pode ter sido facilitada pela mobilidade dos fluidos. Entretanto, concentrações em quantidades consideráveis necessitam de uma fonte geradora de anomalias. As rochas máfico-félsicas seriam aquelas tidas como as mais prováveis fontes geradoras dessas anomalias, em particular de ouro e cobre, admitindo seriam ricos em componentes máficos, possuírem os membros mais primitivos em termos geoquímicos, apresentar sulfetos disseminados, possuir íntima relação com rochas graníticas e por terem sido afetadas por cisalhamento.

CAPÍTULO 5

5 – CONTEXTO GEOLÓGICO DOS TERRENOS GRANITO-GREENSTONE DE MANICA EM RELAÇÃO AOS TERRENOS HOMÓLOGOS ARQUEANOS EM ESCALA GLOBAL

5.1 – Introdução

Nos diversos continentes as rochas arqueanas e paleoproterozóicas representam protocontinentes, constituídos principalmente por terrenos granito-gnáissicos e intrusões graníticas. Entre os protocontinentes ocorrem os greenstones belts, que representam os oceanos primitivos constituídos por uma seqüência de rochas máficas e ultramáficas. As rochas sedimentares, depositadas em bacias de ante-arco e retro-arco são oriundas da erosão de rochas continentais mais antigas. Os restantes termos da seqüência resultaram da fusão parcial do manto, diferenciação magmática e erosão de rochas crustais mais antigas. Os terrenos granito-gnáissicos representam os continentes primitivos e podem ser mais antigos ou mais jovens que os greenstones (Condie, 1981; Taylor & McLennan, 1985).

Embora os modelos tectônicos propostos para explicar a distribuição das rochas do Arqueano sejam alvos de grande controvérsia, não subsistem dúvidas de que o crescimento crustal foi diacrônico em toda a história da Terra, tendo sido dominado pelo desenvolvimento das assembléias de terrenos granito-greenstones.

A maioria dos geólogos defende um crescimento crustal por processos acrescionários e magmáticos que tiveram lugar nos limites das placas convergentes, desde os tempos mais precoces do arqueano, (Burke et al., 1976; Sleep e Windley, 1992; Friend et al., 1998; Card, 1990; Condie, 1994, 1997; Taylor e McLennan, 1995; Sengör e Natal'in, 1996), citados por Kusky, 1999.

Os processos acrescionários são geralmente seguidos por intrusões de granitos, colapso gravitacional, e falhamento. No seu conjunto esses processos liberam voláteis na crosta inferior e no manto e contribuem para a estabilização

das crostas jovens acrescionárias e formam continentes estáveis. Com base nos cálculos geotérmicos da Terra Fyfe, 1978; Armstrong, 1991; Dewey e Windley, 1981 e Reymer e Schubert, 1984, propuseram um modelo que defendia que o atual volume da crosta continental se formou no inicio da história da Terra, não tendo sofrido grande alteração em épocas posteriores, uma vez que as adições de material eram compensadas por subtrações equivalentes. Assim a reciclagem crustal pode ter sido um fenômeno importante. Os defensores deste modelo consideram que ocorreu muito cedo na história da Terra, a diferenciação geoquímica da crosta, pois propuseram uma rápida formação da crosta continental no Hadeano e no início do Arqueano e um pequeno crescimento continental nos éones posteriores.

Hurley e Rand (1969) e Condie (1998), com base nas idades geocronológicas obtidas pelos métodos Rb–Sr e U–Pb, consideram que o crescimento crustal foi gradual desde a segunda metade do Arqueano até o presente. Segundo estes investigadores a distribuição das idades das rochas nos continentes refletem o crescimento dos mesmos. Os continentes foram-se desenvolvendo progressivamente ao longo do tempo, a partir da acreção de materiais do manto.

Com base nas idéias de Hurley e Rand, muitos autores propuseram outros modelos de crescimento crustal, nos quais o volume da crosta continental foi aumentando ao longo do tempo, a partir da acreção de materiais mantélicos ao nível de pequenos e isolados arcos insulares/vulcânicos e/ou em zonas de riftes.

Outros investigadores (Moorbath, 1977; O'Nions et al., 1978; Allègre e Rousseau, 1984 e McCulloch e Bennett, 19940, propuseram, com base na evolução isotópica do manto, que a crosta continental foi formada na sua maioria no Arqueano e houve crescimento gradual durante o proterozóico e Fanerozóico. No entanto, para alguns autores (McCulloch e Bennett, 1994; Condie, 1998, 2000 e Rino et al., 2004) o crescimento crustal foi episódico, tendo reconhecido, através de estudos geocronológicos, eventos de crescimento da crosta continental há 2700 Ma, 1900 Ma e 1200 Ma.

5.2 – Principais características dos greenstones belts arqueanos

As seqüências supracrustais encontradas nos greenstone belts apresentam uma semelhança notável não só no interior de cada cráton como também de cráton para cráton. É possível que greenstone belts vizinhos tenham originalmente estado unidos por sucessões pouco espessas e que em alguns casos unidades litológicas de um tipo particular num greenstone belt correspondam a rochas semelhantes noutro greenstone vizinho.

5.2.1.- Litoestratigrafia

Litoestratigraficamente os *greenstone belts* apresentam duas principais subdivisões: a inferior, constituída por rochas vulcânicas e a superior constituída principalmente por rochas sedimentares (fig. 5.1):

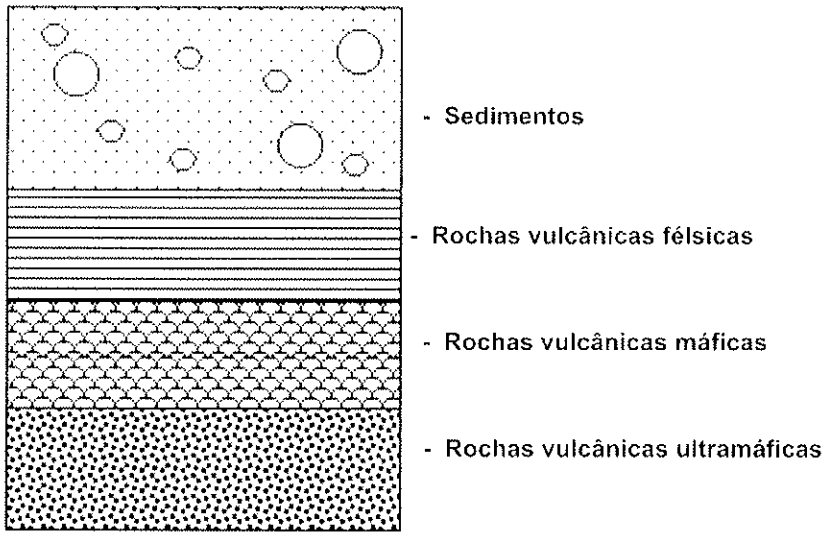


Figura 5.1 – Esquema simplificado da estratigrafia dos greenstone belts.

A parte inferior das acumulações supracrustais é dominada por rochas ígneas ultramáficas e máficas. A maior parte destas rochas é extrusiva. Há em geral intercalações sedimentares estratificadas, que incluem cherts e formações ferríferas. A estas unidades inferiores sucedem-se rochas vulcânicas metamorfisadas no fácies xisto-verde, tais como basaltos,

andesitos, dacitos e riolitos, freqüentemente sob a forma de piroclastos, tufos, brechas e aglomerados. As rochas ígneas apresentam em geral tendências cálcio-alcalinas. As rochas vulcânicas estão inter-estratificadas com calcários muito finos, grauvacas, quartzitos, formações bandadas de ferro (BIFS), e raros xistos carbonáceos. A parte superior das sucessões é de tipo "flysh" sendo dominada por sedimentos de origem local, conglomerados, brechas, arenitos e alguns sedimentos de origem química. Certas estruturas sedimentares sugerem freqüentemente que essas formações foram depositadas em ambientes de baixa profundidade.

Com base na abundância das rochas vulcânicas, dois tipos de sucessões são encontrados nos *greenstones belts*:

- uma bimodal, constituída principalmente por rochas ultramáficas e máficas com poucas quantidades de cherts, rochas félsicas e raramente andesito e

- a outra cálcio-alcalina, composta principalmente por rochas vulcânicas máficas, passando por rochas andesíticas a rochas vulcânicas félsicas e sedimentos clásticos derivados (Condie, 1981).

As rochas sedimentares predominantes são os conglomerados, grauvacas, folhelhos, cherts, Formações Bandadas de Ferro. As sucessões dos greenstones belts são constituídas principalmente por rochas vulcânicas máficas com estrutura almofadada. As rochas vulcânicas cálcio-alcalinas aumentam em abundância à medida que aumenta a altura estratigráfica da sucessão. Alguns greenstones belts contém na sua parte inferior uma relativa abundância de lavas ultramáficas e komatiíticas.

Os sedimentos constituem uma porção menor e são geralmente mais abundantes nos níveis estratigráficos superiores. Eles são na sua maioria grauvacas, argilitos com poucas quantidades de chert e outros sedimentos clásticos.

Por vezes, existem dificuldades em estabelecer a estratigrafia das sucessões de greenstone pelas seguintes razões:

- as seções são em muitos casos dobradas isoclinalmente e é difícil a sua reconstituição;
- as finas espessuras de algumas formações podem ser removidas durante as deformações e plutonismo;
- algumas litologias são similares e por vezes é difícil distinguir os seus limites quando elas são contíguas;
- algumas rochas raramente afloram.

5.2.2 - Vulcanismo e magmatismo

As rochas vulcânicas são os ingredientes essenciais dos greenstone belts. Elas são a fonte de muitas rochas sedimentares nos greenstones belts e principais hospedeiras das mineralizações.

As associações de rochas vulcânicas nos greenstone belts são caracterizadas por uma associação bimodal de composições máfica-ultramáficas e félsicas. As rochas vulcânicas são principalmente representadas por lavas máficas de composição toleítica, com komatiitos e basaltos komatiíticos subordinados. O vulcanismo félsico é representado principalmente por rochas vulcanoclásticas derivadas do retrabalhamento de lavas e rochas piroclásticas (tufos e aglomerados) de composição predominantemente dacítica. Os komatiitos são rochas vulcânicas ultramáficas que ocorrem exclusivamente nos greenstones belts arqueanos. Se presentes, são mais abundantes nos níveis basais. A ocorrência de rochas vulcânicas de composição intermediária é variável. Em geral são pouco freqüentes e nunca constituem a litologia vulcânica mais dominante. Se presentes elas são abundantes no topo das seqüencias (Taylor e McLennan, 1985).

Importantes mudanças de magmatismo e de composição ocorreram no período Arqueano – Proterozóico tendo sido caracterizadas pelas passagens de (1) do magmatismo komatiítico para o magmatismo basáltico toleítico; (2) do magmatismo de granitóide juvenil (TTG) para o magmatismo cálcio-alcalino com retrabalhamento crustal; (3) Sedimentos químicos e grauvacas (em greenstone belts) para sedimentos clásticos (em bacias espessas) e (4) Sedimentos ferríferos para as formações bandadas de ferro (BIF).

Dois episódios abruptos de magmatismo ultramáfico, um a 2705 Ma, preservado no Cráton De Yilgarn e na Província Superior e outro a 2715 Ma, preservado na Província Superior e nos crátons de Pilbara e Kaapvaal, são exemplos marcantes, à escala global, da atividade magmática no Neoarqueano em toda a história da terra (Nelson, 1998).

5.2.3 – Granitóides

Diversos esquemas de classificação dos granitóides dos terrenos granito-greenstone têm sido propostos:

(a) Com base nos padrões de sua ocorrência podem se classificados em (1) granitos internos, os stocks ou plutões intrudindo em greenstone belts e (2) granitos externos, enormes complexos de batólitos que bordejam os greenstone belts (Ridley et al., 1997);

(b) De acordo com a sua forma e relação de contato, os granitos podem ser agrupados em dois tipos: tipo Suess (domais) com contatos concordantes e tipo Daly com contatos discordantes (Macgregor, 1951).

(c) Uma distinção em termos de idade em relação ao desenvolvimento e tectonismo dos greenstones permite dividir os granitos em: (1) granitos precoces, geralmente gnaisses graníticos e ocasionalmente migmatíticos; (2) granitos sin-tectónicos, os granitos com evidências de deformação subseqüente à intrusão; (3) granitos pós-tectónicos, os granitos essencialmente deformados e muitas vezes cortando as estruturas dos greenstone belts (Macgregor, 1951; Wilson et al, 1978; Wilson et al., 1979).

(d) Com base nas suas características geoquímicas e geológicas, três tipos de suítes de granitóides tem sido distinguidos nos diversos terrenos de granito-greenstone (1) granitos e gnaisses de composição TTG (tonalito-Trondjemito-Granodiorito) (Condie, 1986); (2) granitos sin e pós-tectônicos de composição geralmente granodioritos e granitos "sensu-strict" e (3) granitos de composição tonalítica a granodiorítica.

(e) Estudos recentes têm mostrado duas tendências composicionais de granitóides nos terrenos arqueanos: (1) a tendência tonalítica-trondjemítica, que exibe razões K/Na constantes com o decréscimo de cálcio e (2) a tendência cálcio-alcalina, que exibe um aumento da razão K/Na com o decréscimo de cálcio.

A pesar da sua abundância nos Crátons Arqueanos poucos trabalhos têm sido feitos sobre os mecanismos de intrusão dos granitóides. Alguns trabalhos mostraram que a maioria dos granitóides são posteriores aos greenstones e tem assim contatos intrusivos com as rochas encaixantes. A maioria dos mecanismos de intrusão apresentados tem se baseado no diapirismo (Jelsma, 1993). Devido à sua relação espacial e temporal, alguns modelos tectônicos consideram os granitos e greenstones como uma simples tectônica. Modelos de derivação de granitos a partir da cristalização fracionada de basaltos têm sido substituídos por modelos de fusão parcial que envolve a anatexia crustal. Há uma tendência de mudança temporal da composição das rochas graníticas. As variedades ricas em sódio (tonalito-trondjemito-granodiorito) são abundantes e provavelmente dominaram durante o Paleoarqueano. Durante o Neoarqueano e o período subseqüente, as variedades ricas em potássio (granodiorito-monzogranito-adamelito-granito) tornaram-se dominantes. Os principais episódios de produção de granitos ricos em potássio são: 2800 – 2500, 2000 – 1600, 1200 – 900 e < 500 Ma (Taylor et al., 1985).

5.2.4 - Rochas sedimentares

As rochas sedimentares constituem cerca de 15 a 30 % na maioria das sucessões de greenstone belts arqueanos e em muitos casos formam a parte superior da seqüência. Os sedimentos são particularmente importantes na reconstituição da história tectônica dos greenstone belts. Eles contêm não só informação à cerca da distância das áreas-fontes e ambientes de sedimentação, mas também a composição da crosta antiga. A partir de texturas e estruturas primárias, pode se inferir a profundidade, o mecanismo de deposição e as direções das correntes. Os sedimentos clásticos mais comuns são grauvacas e argilitos e os não clásticos, os cherts. Os conglomerados,

arcoses, folhelhos, filitos e ardósias também podem ser encontradas na maioria dos greenstones belts arqueanos. Os minerais dos sedimentos clásticos podem refletir a composição da atmosfera e oceano arqueanos, e a natureza de intemperismo arqueano. Através dos sedimentos pode-se fazer a distribuição espacial das bacias arqueanas e a relação entre elas (Eriksson et al., 1997, Condie, 1981, 1994).

As rochas sedimentares nos greenstone belts ocorrem em dois domínios principais: (1) como puramente rochas vulcanoclásticas e sedimentos químicos, associados a rochas vulcânicas e (2) como depósitos turbidíticos espessos, terrígenos, clásticos e vulcanoclásticos acamadados acima de seqüências vulcânicas.

5.2 5 – Estruturas e metamorfismo

A história geológica dos terrenos arqueanos de granito-greenstone é complexa e envolve períodos de deformação, metamorfismo e plutonismo diferentes. As texturas e estruturas primárias são geralmente bem preservadas nos terrenos de baixo grau e ausentes em terrenos altamente metamorfizados e cisalhados. Os dobramentos mais antigos são geralmente enormes. Os dobramentos tardios são de pequena amplitude, podendo variar de alguns centímetros a alguns metros. As rochas sedimentares são geralmente mais afetadas pelo dobramento que as vulcânicas e as soleiras.

Vários *"fabrics"* penetrativos desenvolvem-se durante o dobramento e o maior *"fabric"* está geralmente associado ao período precoce da deformação. As clivagens não-penetrativas são freqüentemente desenvolvidas nas fases tardias da deformação.

As falhas são de diversos tipos e idades. A maioria das falhas é paralela e subparalela à maioria das dobras, exibindo uma inclinação suave ou um movimento transcorrente e encontram-se às vezes associada às zonas de cisalhamento.

Os contatos entre os granitóides e os greenstone belts são muitas vezes estruturais (zonas de cisalhamento), (e.g. Barberton, na RSA e Shurungwe no

Zimbabwe, Shackleton, 1995) e na forma de descontinuidade (e.g. Belingwe no Zimbábue, Bickle et al., 1994)

O grau de metamorfismo nos terrenos arqueanos é variável. Em alguns greenstones belts foram encontradas evidências de metamorfismos regional, de contato e retrógrado, apresentando algumas rochas sinais de pré ou pós-alteração metamórfica. Na maioria dos terrenos granito-greenstones predomina o metamorfismo regional das fácies de xisto-verde e anfibolítica. O metamorfismo de contacto é comum à volta das margens de muitos plutões graníticos e pode ser Sin ou pós metamorfismo regional. O metamorfismo retrógrado embora amplamente presente na maioria dos greenstone belts é de menor importância e é geralmente caracterizado por uma cloritização incipiente da biotita e hornblenda e pela saussuritização do plagioclásio.

5.2.6 - Mineralizações

Os terrenos granito-greenstone são marcados por uma heterogeneidade temporal e espacial. Em nível das bacias, os parâmetros tais como a intensidade do falhamento, profundidade da água e a proporção dos komatiitos e magma félsico, parecem controlar a natureza da mineralização. O pico metalogenético nos greenstones ocorreu no final do arqueano (2.8 –2.7Ga), provavelmente relacionado com um considerável aumento da extensão e espessamento da crosta, acompanhado por um desenvolvimento de zonas de rifte linear, que foram rapidamente preenchidas por rochas vulcânicas, incluindo komatiitos e rochas félsicas (Groves et al., 1984). O desenvolvimento de riftes nas bacias dos greenstones em terrenos antigos foi dominado por grabens preenchidos por sedimentos fracamente mineralizados, comparativamente às zonas de riftes mais jovens.

.Anhaeusser (1974) citado por D'Orey, (1992), demonstrou que os greenstones belts da África Austral contém, em relação ao Canadá e Austrália, uma proporção muito superior de rochas máficas e ultramáficas e são relativamente deficientes de rochas intermédias e félsicas. A predominância daqueles conjuntos máficos indica uma antiguidade superior para os crátons da áfrica Austral, que são acompanhados por maior abundância de elementos

siderófilos como, por exemplo, Au, Ni, e Fe e elementos do grupo da platina, assim como de crómio nas rochas deficientes de sílica.

5.3 – Comparação da região de Manica com o contexto arqueano global.

Os terrenos granito-greenstones arqueanos são produtos de super-eventos que incluem o vulcanismo, a sedimentação, o metamorfismo, a deformação e a colocação de granitóides. Ocorrem em diversas áreas do mundo e as suas idades variam de ~ 3,6 Ga a 2,5 Ga e são caracterizados por preservar muito bem as seqüências vulcano-sedimentares e as evidências diretas das condições de evolução crustal.

O período neoarqueano que vai de 2,8 a 2,5 Ga foi um período extremamente favorável para a formação dos "orogenic-gold-veins", de que resultaram depósitos preservados nas rochas da crosta média a nível mundial (Lobato et al., 2007). Segundo os mesmos autores, os maiores campos auríferos preservados ocorrem nos greenstones belts do Cráton de Yilgarn da Austrália, no Canadá, na Província Superior e no Cráton Slave, no Quadrilátero Ferrífero (Cráton de São Francisco), Brasil e em África, nos Crátons da Tanzania e do Zimbabwe. Esses depósitos formaram-se principalmente há ~ 2,6 Ga e alguns entre 2670 e 2660 Ma.

A transição Arqueano – Paleoproterozóico (2500 Ma) tem sido considerada como sendo a mudança mais importante na evolução geotermal e tectônica dos continentes. O Arqueano foi marcado por um rápido crescimento continental ligado à subducção relacionada ao magmatismo. No Proterozóico os protocontinentes foram colapsados em massas continentais estáveis.

Na América do Sul a transição Arqueano- Paleoproterozóico é bem conhecida nos crátons Amazônico e de São Francisco. Os dois crátons são separados por faixas do Neoproterozóico que são em parte de carácter

ensiálico, sugerido pela existência de fragmentos internos de crosta antiga no seu seio.

No período paleoproterozóico a neoproterozóico, de 2,0 a 0,8 Ga., foi marcado por um magmatismo máfico, em muitos greenstone belts do mundo. O ciclo Transamazônico (2,2 – 1,90 Ga) caracterizado por eventos tectono-metamórfico durante o qual houve amplo dobramento, metamorfismo e atividade ígnea é descrito como um dos principais períodos de evolução crustal que afetou o escudo brasileiro e o continente sul americano. À escala continental houve cratonização durante esse ciclo, seguida por um fenômeno ensiálico no Mesoproterozóio (Teixeira et al., 1991).

O ciclo Transamazônico pode ser equiparado em África ao evento Eburniano que afetou a região de Manica provocando distensão durante o qual houve metamorfismo e atividade ígnea que resultou na colocação de corpos máficos (basaltos, doleritos e gabros). À escala regional os Grupos de Gairezi e de Rushinga, depositados há 2,04 Ga podem ser correlacionados com eventos extensionais no Cráton de Kalahari.

As idades obtidas nos terrenos granito-greenstone de Manica para os diversos episódios de magmatismo félsico e ultramáfico (3,2 – 2,5 Ga), a época principal de colocação de corpos graníticos e o período Paleoproterozóico-Neoarqueano (ciclo Eburniano) são coincidentes com as idades encontradas em outras áreas similares no contexto global. São exemplos, os crátons da Austrália de Yilgarn (3,0 – 2,6 Ga) e Pilbara (3,7 – 2,7 Ga), Província Superior (Canadá) (3,2 – 2,66 Ga), Cráton de kaapvaal (3,64 – 2,6 Ga), crátons brasileiros, São Francisco (3,5 – 2,0 Ga) e Amazônico (serra dos Carajás(3,0 – 2,8 Ga) e Cráton do Zimbabwe (3,5 – 2,6 Ga) (e.g., de Wit & Ashwal, 1997). Nas tabelas 5.1 e 5.2 são apresentadas algumas características de alguns terrenos granito-greenstones arqueanos.

Tabela 5. 1 - Características de alguns terrenos granito-greenstones arqueanos.

Cráton/Terreno	Modelo de Greenstone belt	Magmatismo/evento	Referências
Yilgarn	Rifting, intracratônica colisional Acreção horizontal	Fácie xisto verde – anfibolítica Vulcanismo (2.67 – ,.71 Ga) Magmatismo máfico (2700, 2690, 2680 Ma)	De Wit (1982), Card (1990), Myers (1995), Dirks e Jelsma (1998), Batman et al.(2001)
Pilabara (Austrália)	Bacias Intracratônicas;, colisional	Vulcanismo félsico (3454 e 3112 ± 6 Ma)	Groves (1982); Bouhallier et al. (1993); Hickman (1984)
Cráton do Zimbabwe	Rifte intracontinental, acreção vertical, acreção horizontal	Embasamento (3,0 – 2,9 Ga) Facies: xisto verde – anfibolítico Granitóides de Chingezi (2,9 – 2,8 Ga); Granitóides de Sesombi (2,7 Ga); Granitóides Chilimanzi (2,6 Ga); Granitóides De Razi (2,52 – 2,67 Ga)	Dirks & Jelsma (1998); Campbell and Hill (1998); Bickle et al. (1994); Jelsma et al. (1996); Jelsma & Dirks (2002); Blenkinsop et al. (2000); Wilson et al. (1995).
Cráton do kaapvaal (RSA)	Acreção horizontal, Colisional	Facies: xisto verde – anfibolítico	Card, (1990); De Wit (1982); Myers (1995); Dirks & Jelsma (1998)
São Francisco (Brasil)	Colisional, Tectônica extensional	Embasamento (~ 3,3 Ga); Magmatismo félsico (~ 2772 Ma); magmatismo granítico (2780 – 27600; 2720 – 2700 2600 Ma;) Fácie: xisto verde – Anfibolítica 3,3 – 3,0 Ga ; 2,7 Ga; 0,6 Ga Evento Transamazónico 2,2 – 1,9 Ga	Noce et al (2007), De Wit & Ashwal (1997); Ribeiro –Rodrigues et al. (2007)
Amazônico (Serra dos Carajás)	Rifte continental; Subdução (?)	Granítico (2,7 – 2,5 Ga) Vulcanismo félsico (2904 ± 22 Ma e 2971 ± 5 Ma) Reativação Z.cisalham/ 2,8 – 2,7 Ga Diques básicos (553 ± 32 Ma) Depóstos clásticos 2681 ± 15 Ma Metamorfismo 2.7 Ga e 2.0 Ga	Gomes (2006); Pinheiro & Holswort, (2000); De Wit & Ashwal (1997)
Manica	Rifte intarcontinental ; extensional (eburniano)	Vulcanismo félsico-ultramáfico (,9 Ga) Magmatismo granítico (2.9 – 2.5 Ga) Deposição (2.65 Ga) Magmatismo Paleoproterozóico (2.0 Ga)	Este trabalho

Tabela 5.2 - Épocas das principais mineralizações de ouro em algumas províncias arqueanas.

Localização (Cráton/Provincia)	Tipo de mineralização	Idade dos terrenos hospideiros	Magmatismo associado)*	Referências
Zimbabwe (África)	Au	3.5 – 2.6 Ga	2700 -2600 Ma; 2460 Ma; 2575 ±0.7 Ma (Great Dyke)	Foster & Piper (1993); Darbyshire et al. (1996), Vinyu et al. (1996)
Yilgarn (Austrália)	Au	2750 – 2685 Ma	2690 – 2660 Ma; 2650 – 2630 Ma	Kent & McDougall (1995); Kent et al. (1996);
Pilbara (Austrália)	Au, Cu, Mo	3,6 – 2,8 Ga	3454 Ma	De Wit & Ashwal (1997
Slave (Canadá)	Au	Meso e Neoarqueano	2640 Ma – 2585 Ma 2663 Ma	Abraham & Spooner (1995); MacLachlin &
Superior (Canadá)	Au		2720 – 2673 Ma; 2645 – 2611 Ma	Kerrich (1994); Kerrich & Cassidy (1994);
Kaapvaal (África)	Au	3,64 – 2,6 Ga	3437 Ma, 3106 Ma , 3000 – 2700 Ma 2600 – 2500 Ma	De Ronde et al. (1991); Foster & Piper (1993)
São Francisco (Brasil)	Au	3,5 – 2,0 Ga	< 3.0 Ga; 2.7 Ga	De Wit & Ashwal (1997)
Amazônico	Au, Ni, Fe, Cu, Mn	3,0 – 2,8 Ga	2,8 – 2,5 Ga	De Wit & Ashwal (1997
Manica (Moçambique)	Au, Cu	3,2 – 2,5 Ga	3,2 – 2,8 Ga	Este trabalho

CAPÍTULO 6

6 - CONCLUSÕES

Existem dois modelos propostos para a evolução dos greenstone belts e ambos admitem que o desenvolvimento destes seja resultante dos movimentos tectônicos durante o Arqueano. Um dos modelos relaciona-se com a existência de bacias de arco interno, enquanto que o outro modelo baseia-se em processos de rifting continental (Condie, 1997; Wicander e Monroe, 2000).

No primeiro modelo distinguem-se três fases:

a) a fase de distensão caracterizada pela abertura de uma bacia de arco interno na seqüência da colisão/subducção entre a crosta continental e a crosta oceânica. Como conseqüência deste fenômeno, a crosta oceânica subductada funde originando magma de composição andesítica que ascende na crosta e ocupam a bacia, juntamente com sedimentos provenientes do continente;
b) a fase compressiva e fecho da bacia durante a qual o greenstone belt é deformado e metamorfizado, adquirindo a estrutura sinclinal e
c) a intrusão de magmas graníticos

O segundo modelo assume a pré-existência de uma crosta e comporta as seguintes fases:

a) Ascensão da pluma mantélica causa rifting e vulcanismo.
b) A ascensão cessa, ocorre subsidência originando uma bacia onde se acumulam sedimentos e
c) A inversão do sentido do movimento das placas tectônicas para convergente origina compressão e deformação, com intrusão de magmas graníticos

Os terrenos arqueanos granito-greenstone da região de Manica evoluíram a partir de uma crosta continental com cerca de 3,2 Ga, que sofreu um rifteamento, produzindo adelgaçamento da crosta, ascensão da astenosfera e vulcanismo bimodal formando rochas vulcânicas ácidas e máficas/ultramáficas entre 2,9 e 3,1 Ga. Essas rochas com sedimentação

associada, quando metamorfizadas durante o fechamento da bacia, produziram as seqüências do tipo greenstone belt. Os corpos graníticos contemporâneos (colocados há cerca de 2,9 Ga) podem ter sido produzidos por magmas máficos que durante a sua ascensão foram aprisionados ao longo dos canais e condutas e daí provocar a fusão parcial formando plutões graníticos em profundidade. Posteriormente ocorreram as intrusões de corpos graníticos, o último dos quais a cerca de 2,6 Ga.

A idade máxima de deposição das rochas sedimentares da Formação do Vengo é definida como sendo de 2,65 Ga., portanto bem mais jovens do que as rochasvulcânicas máficas/ultramáficas e félsicas.

A herança isotópica verificada nos núcleos de zircões sugere a existência de um segmento mais antigo da crosta continental e de um retrabalhamento no Paleoproterozóico. O último evento que afetou os granitóides e as rochas supracrustais do Cráton do Zimbabwe está relacionado ao evento pan-africano precedido pelo magmatismo máfico que ocorreu no Paleoproterozóico – neoproterozóico relacionado com a distensão que teria causado o metamorfismo em resposta à injeção de magmas basálticos.

Nas discussões sobre os processos relacionados com as mineralizações, ressalta o transporte de materiais mantélicos para níveis crustais e posterior migração para níveis mais elevados. Estes processos estão diretamente relacionados à fusão parcial do manto, com adição periódica de magmas na crosta e atividades de fusão parcial de crosta continental.

O modelo de rifting intracontinental, referido anteriormente, explica melhor a existência de lavas ultramáficas (provenientes das plumas mantélicas) no nível inferior dos greenstone belts do que o modelo das bacias de arco interno. Neste último o magma resultante das zonas de subducção é freqüentemente andesítico. O segundo modelo explica também as variações de dimensão dos greenstone belts, que estão relacionados com a extensão da abertura do rifte. Desta forma, para os greenstone belts com rochas ultramáficas abundantes o melhor modelo é o de rifte intracontinental. Para aqueles que têm maior abundância de andesitos o modelo que melhor explica a sua formação é o de bacias de arco interno (Wicander e Monroe, 2000).

Tabela 6.1 – Resumos dos principais eventos geológico do distrito de Manica

Material	Idade U-Pb	Idade Sm-Nd	Idade Rb-Sr	Idade K-Ar	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$^{87}Sr/8^{6}Sr$	Interpretação
Granitóide de Mundongura	2,9 Ga	3,0 Ga*	2,7 Ga	1016 Ma**	0,71 a 0,97	0,7015	Idades de cristalização Fonte mantélica Sem significado geológica
Granitóide de Vumba	2,9 Ga	3,1 - 2,8 Ga*	2,8 Ga	519 – 522 Ma**	3,42 a -0,81-	0,7021	Idades de cristalização Fonte mantélica Resfriamento regional
Granitóide de Messica	2,6 Ga	3,0 – 2,9 Ga*			-5,02 a -5,15		Idade de cristalização Fonte mantélica com forte contaminação crustal
Granitóides Internos	2,7 Ga	3,1 – 2,9 Ga*		1523 Ma**	-3,42 a -0,11		Idade de cristalização Contribuição crustal em seu magma Sem sinificado geológico
Granitóides do Norte	2,8 Ga 652 Ma**	3,1 Ga*	Resfriamento regional		-1,35 a -0,11		Contribuição crustal fraca
R. vulcânicas félsicas	3,0 Ga	.3,1 – 2,9 Ga*			0,74 a 3,0		Idade de cristalização Fonte mantélica
R. vulcânicas ultramáficas		3,2 Ga Contaminação crustal.			-1,95 a 4,16		Idade de cristalização, fonte mantélica com
R.sedimentares	2,65 Ga						Idade máxima de sedimentação
Doleritos		2,5 – 2,4 Ga* 1,1 Ga* 2,0 e 0,8 Ga		2,6 Ga 822 – 466 Ma	-2,9 a -0,48 3,79 a 3,84		Metamorfismo regional Atuação de eventos neoproterozóico e Pan-africanos Magmatismo Paleoproterozóico
Gabro	1,1 Ga* 0,8 Ga			4,32	Origem mantélica		
Metabasaltos		2,3 Ga* 2,0 Ga			0,84 a 1,10		Origem mantélica Magmatismo Paleoproterozóico

Mineralizações

	Sm-Nd	Pb - Pb	Plumbotectônica	
Monarch		3, Ga	Origem crustal dos fluidos e mistura de fontes	Idade da fonte das mineralizações (3,2 – 2,8 Ga) Reservatórios heterogêneos e maior contribição crustal
Mundonguara	3,1 Ga	3,1 Ga	Origem crustal dos fluidos e mistura de fontes	Idade da fonte e das mineralizações Reservatórios heterogêneos e maior contribição crustal

*Idade modelo T_{DM} **em biotita

Admitindo que os greenstones belts da África Austral contenham uma maior porção de rochas máficas e ultramáficas que a porção intermédia e félsica, como foi referido no capítulo anterior (D'Orey, 1978), o modelo de rifte intracontinental parece ser o mais adequado no Greenstone belt de Manica. A falta da geoquímica das rochas do Greenstone belt de Manica coloca centros constrangimentos para sustentar definitivamente este modelo.

Na tabela 6.1 e na figura 6.1 (nos apêndices) estão resumidos os principais eventos que ocorreram e afetaram os terrenos de granito-greenstone arqueanos da região centro-oeste de Moçambique.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abraham, A. P. G., Spooner, E. T. C., 1995. Late Archaean regional deformation and structural controls on gold-quartz vein mineralization in the northwestern Slave Province. N.W.T.. Canada. Can J Earth Sci 32, 1132 – 1154.

Afonso, R. S., Marques, J. M., Ferrara, M., 1998. A Evolução Geológica de Moçambique. Inst. Invest. Cient. Tropical – Dir. Nac. Geol. Moç., Lisboa. 95p.

Afonso, R. S., 1978. A geologia de Moçambique – Notícia explicativa de Carta geológica de Moçambique. Maputo

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.

Ahrens, L. H., 1955. Quantitative spectrochemical analysis of silicates"a scheme of quantitative DC arc analysis of the silicate minerals, rocks, soils and meteorites" London Pergamon, 122 p.

Allègre, C.J., Rousseau, D., 1984. The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. Earth Plan Sci Lett. 67, 19 – 34.

Amarante, A. M. S., Mincato, R. L., Meyer, J. F. A. C. e Schrank, A., 2004. Razões isotópicas Pb/Pb obtidas por LA-ICP-MC-MS: Avaliação e tratamento de resultados, determinação de idades e comparação com outras técnicas analíticas. Geochim. Brasil. 18 (1), 001 – 011.

Anhaesser, C. R., 1974. Precambrian tectonic environments. Annual Reviews Earth Planetary Science, 3, 31 – 53.

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 Precâmbricas. Bol. Serv. Geol. Minas, *L. Marques, Moçambique.*

Armstrong, R.L., 1991.The persistent myth of crustal growth. Aust. J. Earth sci. 38, 613 – 630.

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.

Barros, C. E. M., Macambira, M. J. B., Barbey, P., Scheller, T., 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em Zircão (Evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província

Mineral de Carajás, Brasil: Implicações Petrológicas e Tectônicas. Rev. Bras. Geoc. 34 (4), 531-538.

Bateman, R., Costa, S., Swe, T., Lambert, D., 2001. Archaean mafic magmatismo in the Kalgoorlie area of the Yilgarn Craton. Western Australi: a geochemical and Nd isotopic study of the petrogenetic and tectonic of a greenstone belt. Precamb. Res. 108, 75 – 112.

Bickle, M. J., Nisbet, E. G., Martin, A., 1994 Archaean greenstone belts are not crust. J. Geol., 103, 121 – 138.

Blenkinsop, T. G., Oberthur, T., Mapeto, O., 2000. Gold mineraliztion in the Mazoe area. Harare-Bindura-Shamva greenstone belt, Zimbabwe: I. Tectonic controls on mineralization. Mineralium Depos., 35, 126 – 137.

Blenkinsop, T. G., Martin, A., Jelsma, H. A., Vinyu, M. L., 1997. The Zimbabwe Craton. In: De Wit, M. J., Ashwall, L. D.(Eds). Grenstone belts. Oxford Universiry Press. Oxford. Pp 567 – 580.

Boven, A., Theunissen, K., Sklyarov, E., Klerkx, J., Melnikov, A., Mrua, A., Punzalan, L., 1999. Timing of exhumation of high-pressure mafic granulite terrane of the Palaeoproterozoic Ubende belt (West Tanzania). Precam. Res., 93, 119 – 137.

Bouhallier, H., Choukroune, P., Ballevre, M., 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar Craton: the Holenarsipur area, south India. Precam. Res., 63: 43 – 58.

Burke, K., Dewey, J.F., Kidd, W.S.F., 1976. Dominance of horizontal moviments, arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. In: Windley, B.F. (Eds.), The Early History of the Earth. Wiley, New York, pp 113-129.

Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., Vail, J. R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press-Oxford. 12pp.

Campbell, S. D. G. Pitfeld, P. E. J., 1994. Structural controls of gold mineralisation in the Zimbabwe cráton: exploration guidelines. Zimbabwe Geological Surv. 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.

Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precam. Res. 48, 99-156.

Campbell, I. H. e Hill, R. I., 1988. A two-stage model for the formation of the granite-greenstone terrains of the Kalgoorie-Norseman area, Western Australia. Earth Plan. Sci. Lett. 90, 11-25.

Cassidy, K. F., Groves, D. I. e McNaughton, N. J., 1998. Late Archaean gold deposits, Yilgarn Craton of Western Australia: Deposits characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis. Ore Geol. Reviews 13, 65 –102.

Chenjerai, K.G., 1995. The Mutare Greenstone Belt, Zimbabwe: geology, geochemistry and gold mineralization. Tese de Doutoramento, Universität Zu Göttingen.

Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche conections? Ear. Plan. Sci. Lett., 163, 97 – 108.

Condie, K. C., 1997. Constrasting sources for upper and lower continental crust: the greenstone connection. J. of Geol. 105, 729-736.

Condie, K. C., 1994. Greenstone through time. In: Condie, K. C. (Ed.), Archaean Crustal Evolution. Elservier, Amsterdaam, pp. 85 – 120.

Condie, K.C., 1981. Archean 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. *Precam. Res.*, 3, 253-271.

Cumming, G. ., and Richards, J. R. (1975). *Earth Plan. Sci.* 28, 155-171.

Costa, M., Campo, Lorenzo., 1992. Rb/Sr dating of the Upper Proterozoic basement of Zambezia, Mozambique. In:, "Ferrara, G, Sacchi, R., & Tonarini, S.". *Geologishe Rundschau, 81/2, 487-500.*

Dahl. P. S., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxigen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. *Geochem. Cosmochem. Acta,* 60, 3687-3700.

Daly, M. C., 1988. Crustal shear zones in central Africa: a Kinematic approach to Proterozoic tectonics. Episodes, 11 (1), 5 – 11.

Daly, M. C., Klerkx, J., Nanyaro, J. T., 1985. Early Proterozoic exotic terranes and strike-slip accretion in the Ubendian belt if southwest Tanzania. Terra Cognita, 5, 257.

Darbyshire, D. P. F., Pitfield, P. E. J., Campbell, S. D. G., 1996. Late archaean and early Proterozoic gold-tungsten mineralization in the Zimbabwe archaean cráton: Rb-Sr and Sm – Nd isotope constraints. Geology 24, 19 – 22.

DePaolo, D.J., 1997 Studies of magmatic processes using isotopic ratios in igneous rocks. In: "South American Symposium on Isotope Geology". Campos do Jordão – São Paulo, 1997. Extended abstracts. Campos do Jordão – IG – USP p 3 – 7.

DePaolo, D., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry, An Introduction, Springer Verlag, 187 p.

DePaolo D.J.,1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. Nature 291, 193-197.

DePaolo D.J, Waserburg G.J, 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophy. *Research Lett.* 3, 249 - 252.

De Ronde, C., E. J., Kamo, S., Davis, D. W., De Wit, M. J., Spooner, E. T. C., 1991. Field, geochemical and U-Pb isotopic constraints from hypabyssal felsics intrusions

within the Barberton Greenstone belt, South Africa: implications for tectonic and the timing of gold mineralization. Precam. Res. 49, 261 – 280.

De Waele, B., Tembo, F., & Wingate, M.T.D., 2001. A review of the geochronology of the Irumide belt, Zambia. Abstract Fourth International Archean Symposium, Perth, Australia, pp. 303-305.

Dewey, J.F., Windley, B.F., 1981. Growth and differentiation of the continental crust. Phl. Trans. R. Soc. London A 301, 189 – 206.

De Witt, M.J., Ashwal, L. D., 1997. Greenstone belts. Clarendon Press. Oxford, 809 pp.

De Witt, M.J., 1982. Glinding and overthrust nappe tectonics in the Barberton Greenstone belt. J. Structural Geol. 4, 117-136.

Dickin, A. P.,1995. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge: Cambridge University Press, 490 pp.

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., Jelsma, H.A. 1998. Horizontal accretion and stabilization of the Zimbabwe craton. *Geology*, 26, 11-14.

DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia, anexos aos Anais, 11-56.

D'Orey, F. L. C., 1978. A Génese das Mineralizações Cupro-Niquelíferas da Edmundian (Vila de Manica, Moçambique). Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa. 398 pp.

D'Orey, F. L. C., 1992. Origem, transporte e deposição do ouro em Manica (Moçambique). Ciencias da Terra (UNL), Lisboa, 11 pp 39 – 64.

ERIKSSON, K. A., KRAPEZ, B. & Fralick, P.W., 1997. Sedimentological aspects. In: De Wit, M.J., Ashwal, L.D. (Eds). *Greenstone Belts*. Oxford University Press. Oxford. 33 - 54.

FAO, 1984. Agroclimatological Data Africa. Vol. 2, Roma.

Faure G, 1986. Principles of Isotope geology. John Wiley & Sons. 589 pp.

Faure G, Mensing T.M, 2005. Isotopes. Principles and Applications. 3ed. New York, John Wiley & Sons, 896 pp.

Förster, H., koenemann, F. H. & knittel, U., 1996. Regional framework for gold deposits of the Odzi - Mutare - Manica greenstone belt, Zimbabwe - Mozambique. Trans. Inst. Min. Metall. (*Sect. B: Appl. Earth sci.*), 105, B 60 - B 73.

Foster, R. P., Piper, D. P., 1993. Archaean lode gold deposits in Africa: crustal setting, metallogenesis and cratonization. Ore Geol. Rev., 8; 303 – 347.

Frei, R., *Blenkinsop*, T. G. & Schönberg, R., 1999. Geochronology of the late Archaean Razi and Chilimanzi suites of granites in Zimbabwe: implications for the late Archaean tectonics of the Limpopo Belt and Zibabwe Craton. *South African J. Geol.,* 102, 1: 55-63.

Frei R, kamber N.S, 1995. Single mineral Pb-Pb dating. *Earth Plan.Sci. Lett.* 129, 261-268.

Friend, C.R.L., Nutman, A.P.,McGregor, V.R., 1988. Late Archean terrane accretion in the Godthab region, southern West Greenland. Nature 335, 535-538.

Fyfe, W. S., 1978. Evolution of earths crust-modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics. Chem. Geol. 23 (2), pp 89 – 114.

Gomes, C. H., 2006. Caracterização das rochas vulcânicas e plutônicas félsicas e intermediárias do alvo Estrela (Cu-Au), Serra de Carajás, Pará. Dissertação de mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Brasil. 106p.

Groves, D. I., 1982.. The archaean and earliest proterozoic evolution and metallogeny of Australia. Rev. Bras. Geoc., 12, 1- 3.

GTK, Consortium. 2006. Notícia Explicativa da Carta Geológica da República de Moçambique, volume 4 (escala 1:250 000). Ministério dos Recursos Minerais.

Gulson, B. L., 1986. Lead isotopes in mineral exploration. Book (Elservier). 58 pp.

Hawkesworth, C. J., Moorbath, S., O'Nions, R., K., Wilson, J. F., 1975. Age relationships between greenstone belts and granites in the Rhodesian Craton. Earth. Plan.Sci. Lett. 25, 251 – 262.

Heaman, L., Ludden, N., 1991. Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology. Mineralogical Association of Canada.

Hickman, A. H., 1984. Archaean diapirismo in the Pilbara Block western Australia. In: Kröner A. and Greiling, R. (Eds). Precam. Tectonics Illustrated. IUGS, 113 – 127.

Hofmann, A., Dirks, P. H. G. M., Jelsma, H. A., 2002 Late Archaean clastic sedimentary rocks (Shamvaian Group) of the Zimbabwe Craton: first observations from the Bindura-Shamva greenstone bel. Can. J. Earth Sci. 39, 1689 – 1708.

Holmes A., 1946. An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157, 680-684.

Horstwood, M. S. A., Nesbitt, R. W., Noble, S. R., Wilson, J. F., 1999. U-Pb zircon evidence for an extensive early Archaean cráton in Zimbabwe: a reassessment of the timing of cráton formation, stabilization, and growth. Geol. 27, 707 – 710.

Horstwood, M.S.A., 1998. Stratigraphy, Geochemistry and Zircon Geochronology of the Midlands Greenstone Belt, Zimbabwe. PhD Thesis, University of Southampton, U.K.

Houtermans F.G, 1946. Die isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. Natuurwissenschafen, 33,185-186, 291.

Hunter, M.A., 1997. The Tectonic Setting of the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe. PhD Thesis, University of Cambridge, U.K.

Hurley, P.M., Rand, R., 1969. Pre-drift continental nuclei. Scie., 164, 1229 – 1241.

Jacobs, J., Fanning, M., Henjes-Kunst, F., Olesch, M., Paech, H. J., 1998. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville_Central Dronning Maud land. The Journal of Geology. 106, 385 – 406.

Jamal, D. L., 2005. Crustal studies across selected geotransects in NE Mozambique:

differentiating between Mozambican (~Kibaran) and Pan-African events, with implications for Gondwana studies. *PhD Thesis*, University of Cape Town.

Jelsma, H.A., Dirks, P.H.G.M., 2001. Crustal growth and formation of the Zimbabwe Craton. Geol Soc. Spec. Publ. in press.

Jelsma, H.A. & dirks, P.H.G.M., 2000. 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., 2000. Neoarchaean tectonomagmatic evolution of the Zimbabwe craton. *J. African Earth Sci.*, 31 (1), 33.

Jelsma, H. A., Vinyu, M. L., Valbracht, P. J., Davies, G. R., Wilbrans, J. R. & Verdurmen, E. A. T., 1996. Constraints on the Archean crustal evolution of the Zimbabwe craton: a U-Pb zircon, Sm-Nd and Pb-Pb whole -rock isotope study. *Contrib. Miner. Petrol.*, 124, 55-70.

Jelsma, H. A., 1993. Granites and greenstones in northern Zimbabwe - Tectono-thermal evolution and source regions of granites and greenstones in Northern Zimbabwe. PhD Thesis, Free University, Amsterdam, 268 pp.

Kampunzu, A. B., Tombale, A. R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T., Modisi, M. P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton. Lithos 71, 431 – 460.

Kent, A., J. R., McDougall, I., 1995. Constrains on timing of lode-gold mineralization in the Wiluna greenstone belt, Yilgarn cráton, Western Australia. Aust. J. Earth Sci. 43, 573 – 588.

Kent, A., J. R., McDougall, I., 1995. Constrains on timing of gold mineralization in the Kalgoorlie goldfield. Western Australia, from 40Ar/39Ar and U-Pb dating: evidence for multiple mineralization episodes. Econ. Geol., 90, 845 – 859.

Kerrich, R., Cassidy, K. F., 1994. Temporal relationship of lode gold mineralization to accretion, magmatismo, metamorphism and deformation – archaean to present. Ore Geol. Reviews, 9, 263 – 310.

Keirrich R, 1991. Radiogenic isotope systems applied to ore deposits. In, Heaman L, Ludden J.N 1991 (Eds). Short Course on Radiogenic Isotope Systems. Mineralógical Association of Toronto Canadá, 19, 498 pp.

Koistinen, T., Lehtonen, M.I., Fernando, S., Matola, R., 2008. Contribuition to the structure at the eastern margin of the Archaean Zimbabwe craton, Mozambique. *Geological Surv. Finland Spec. 48, 121-144.*

Krames, J. D. and Foster, R. P., 1984 – A Reappraisal of lead isotope investigations of gold deposits in Zimbabwe, in Gol´s 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. University of Zimbabwe, 1982 [Ed] R. P. Foster, Rotterdam Balkema 1984, 753 pp. Geol. Soc. Zimbabwe, spec. Publ..

Kröner, A., Cordani, U., 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics, 375, 325-352.*

Kröner, A., Willner, H. P., Collins, A. S., Hegner, E., Muhongo, S., 2000. The Mozambique belt of east Africa and Madagascar: New zircon and Nd ages – implication for Rodinia and Gondwana Supercontinent formation and dispersal. J. African. Earth Sci., 30, 49 – 50.

Kröner, A. Sacchi, R., Jaeckel, P., Costa, M., 1997. Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: single zircon ages and regional implications. *J. African Earth Sci. 25, 467-484.*

Kusky, T.M., 1998. Tectonic setting and terrane accretion of the Archaean Zimbabwe craton. Geology, 26, 163-166.

Lächelt, S., 2004 . Geology and Mineral Resources of Mozambique. Ministério dos Recursos Minerais.

Lee, J. K. W., Williams, I. S., Elis, D. J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. Nature, 390, 159 – 161.

Lenoir, J., L., Liegeois, J., P., Theunissen, K., Klerkx, J., 1994. The Palaeproterozoic Ubendian shear belt in Tanzania: geochronology and structure. J. African Earth Sci. 19, (3), 109 – 122.

Lenoir, J., L., Liegeois, J., P., Mruma, A., Theunissen, K., 1993. Age, nature and geodynamic significance of the Kate-Kipili plutono-volcanic complex in westwern Tanzania. Rapport Annuél du Department de Géologie et de Mineralogie du Musée Royal de l'Afrique centrale, Vol. 1991-1992, PP. 109 – 122.

Lobato, L. M., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., 2007. U-Pb shrimp monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiaba gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilatero Ferrifero, Minas gerais, Brazil. Ore Geol. Reviews 32, 3-4, 674 – 680.

Luais, B., Hawkesworth, C. J., 1994. The generation of continental crust: na integrated study of crust-forming processes in the Archaean of Zimbabwe. J. *Petrol.* 35, (1) 43-93.

Ludwig K, 2004. ISOPLOT v. 3,16. Ex. Version. 2004. Tool for processing geochronological data: Berkley Geocrhonological Research Center.

Ludwig, K. R., 2000. Users manual for Isoplot/Ex version 2.3. Berkeley Geochronology Center. Special Publication no.1a.

Macgregor, A.M., 1951. Some milestones in the Precambrian of southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Africa, 54, 27-71.*

Manhiça, A. D. S. T., Grantham, G. H., Armstrong, R. A., Guise, P. G. e Kruger, F. J., 2001. Polyphase deformation and deformation and metamorphism at the Kalahari Craton – Mozambique Belt boundary. Geol. Soc. London Spec. Publ. 184, pp 303 – 332.

Manuel, I.R.V., 1992. *Geologie, Petrographie, Geochimie und Laggerstatten de Manica Greenstone Belt, Moçambique*. Tese de Doutoramento, Rheinisch-Westfalishen Technishen Hochschule Aachen, Alemanha.

McCulloch, M.T., Bennett, V.C., 1994. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints. Geochim. Cosmchim. .Acta., 58, 4717 – 4738.

McDougall I, Harrison T.M., 1999. Geochronology and thermochronology by the Ar/Ar method. Oxford University Press. 269 pp.

Mezger, K., Essene, E. J., Halliday, A. N., 1992. Closure temperature of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. Ear. Plan. Sci. Lett. 113 (3), 397 – 409.

Mezger, K., 1990. Geochronology in granulites. In: Vielzeuf D. and Vidal P. (eds); Granulites and crustal evolution. Kluwer Academic publishers, Amsterdam, pp. 451 – 470.

Moorbath, S., Taylor, P. N., 1981. Origin of granitic magma by crustal remobilization Rb-Sr and Pb-Pb geochronology and isotope geochemistry of the late archean Qorqut granite complex of southern west Greenland. Geochim..Cosm. Acta 45 (7), 1051 – 1060.

Moorbath, S., 1977. Ages, isotopes and evolution of Pre-cambrian continental crust. Chem. Geol. 20, 151 – McCulloch, M.T., Bennett, V.C., 1993. Evolution of the early earth: contraints from ^{143}Nd - ^{142} Nd isotopic systematics. Lithos, 30, 237 – 255.

Muchangos, A.C., 2000. Mineralogy and Geochemistry of Bauxite and Bentonite Deposits from Mozambique. PhD, Universiteit Utrecht.

Myers, J. S., 1995. The generation and assembly of an Archaean supercontinent: evidence from the Yilgarn cráton, western Australia. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (Eds). Early Precambrian Processes, Geol. Soc. Spec. Publ. 95, 143 – 154. London.

Nakai, S., Haliday, A. N., Kesler, S. E., Jones, H. D., Kyle, J. R., Lane, T. E., 1993. Rb-Sr dating of sphalerite from Mississipi Valley-type (MVT) ore deposits. *Geochem. Cosmoschim. Acta*. 57, 417- 427.

Nakai, S., Haliday, A. N., Kesler, S. E., Jones, H. D., Kyle, J. R., Lan, E, T. E., 1990. Rb-Sr dating of sphalerite from Tennessee and the genesis of Mississipi Valley-type ore deposits. *Nature* 346, 354-357.

Nelson, D.R., 1998. Granite-greenstone crust formation on the Archaean Earth: a consequence of two superimposed processes. Earth Plan. Sci. Lett. 158, 109 – 119.

Noce, C. M., Tassinari, C. C. G., Lobato, L. M., 2007. Geochronological framework of the Quadrilátero ferrífero, with emphasis on the age of gold mineralization hosted in Archean greenstone belts. Ore Geol. Reviews 32, 500 – 510.

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.

Obretenov, N., 1977. Região Mineira de Manica. Relatório inédito, Dir. Nac. Geol., Maputo, Moçambique.

Oberholzer, W., 1964. A Geologia da Mancha de Manica. Relatório inédito, Serv. Geol. Minas, L. Marques, Moçambique.

Oberholzer, W., 1963. A geologia de Manica. Rel. inéd., Serv. Geol. Minas Moçambique, Lourenço Marques.

O'nions, R. K., Pankhurst, R.J., 1978. Early archaean rocks and geochemical evolution of the earth's crust. Ear. Plan. Sc. Lett. 38, 211 – 230.

Pettke, T., Diamond, L. W., 1996. Rb-Sr dating of sphalerite based on fluid inclusion-host mineral isochrones: A clarification of why it works. Econ. Geol. Bul. Soc. Econ Geologists. 91 (5), 951 – 956.

Pinna, P., Jourde, G., Calvez, J.Y., Mroz, J.P & Marques, J.M., 1993. The Mozambique belt in northern Mozambique: Neoproterozoic (1100-850 Ma) crustal growth and tectogenesis, and superimposed Pan-African (800-550 Ma) tectonismo. *Precam. Res. 62, 1-59.*

Reymer, A., Schubert, G., 1984. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. Tectonics. 3 , 63 – 77.

Ribeiro-Rodrigues, L. C., De Oliveira, C. G., Friedrich, G., 2007. The Archean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ore Geol. Reviews 32, 543 – 570.

Ridley, J. R., VEARNCOMBE, J. R., Jelsma, H. A., 1997. Relations between greenstone belts and associated granitoids. In: De Wit, M.J., Ashwal, L.D. (Eds). *Greenstone Belts.* Oxford University Press. Oxford pp376 - 397.

Rino, S., Komiya, T., Windley, B.F., Katayama, I., Motoki, A., Hirata, T., 2004. Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overtuns in the early Precambrian. Phys. Ear. Plan. Interi., 146, 369 – 394.

Sacchi, R., Marques, J., Costa, M., Casati, C., 1984. Kibaran events in the southernmost Mozambique belt. *Precam. Res., 25, 141-159.*

Schandelmeier, H., 1983. The geochronology of post-Ubendian granitoids and dolerites from the Mambwe área. Northern Province, Zambia. Report – Natural Environment Research Council, Institute of geological Sciences, 83 (1), pp 40 – 46.

Sato, K., 1998. Evolução crustal da plataforma sul americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de doutoramento. Universidade de São Paulo. 290 pp.

Sato, K., Tassinari, C. C., Kawashita, K. e Petronilho, L., 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas Aplicações. Anais da Academia Brasileira de Ciências 67 (3), 313 - 336.

Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., 1996. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. Annu. Rev. Earth Plan. Sci. 24, 263-337.

Sleep, N.,Windley, B.F.,1982. Archean tectonics: constraints and inferences. J.Geol. 90,363-379.

Stacey J.S, krammers J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Plan. Sci. Let.* 26, 207-221.

Steiger, A.L. & Jäeger, E., 1978. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Plan. Sci. Lett. 36, 359-362.*

Stern, R. L., 2002. Crustal evolution in the East African orogen: a neodymium isotopic approach. J. African Earth Sci. 34, 109 – 117.

Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for consolidation of Gondwanaland. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 22, 319-354.*

Sumburane, E. I. 2004. Caracterização petrográfica e Geoquímica dos Granitóides de Manica. Dissertação de Mestrado, Universidade de Aveiro, Portugal 94 pp.

Tack, L., 1997. The Kibaran orogen in central and eastern Africa. *Journal of African Earth Sciences, 17th Colloquium of African Geology, pp 44-45.*

Tack, L., Duchesne, J. C., Liégeois, J. P., Deblond, A., 1994. Kibarian A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). Precam. Res., 68, 323 – 365.

Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldes, M., Macambira, M. J. B. e Lafon, J. M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, Milani, Thomaz filho e Campos (Eds.). Tectonic Evolution of South America. 31st International Geology Congress, 41-98.

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..

Teixeira, w., Figueiredo, M. C. H., 1991 – An outline of early proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Braszil: a review. Precamb. Res. 53,1 – 22.

United Nations, 1998. Mozambique Map n° 3706 Rev. 2. Department of Public Information Cartographic Section.

Villa I., 1997. Isotopic Closure. *Terra Nova*, 10, 42-47.

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. *Precam. Res.* 98, 67-82.

Vinyu, M.L., Frei, R., Jelsma, H. A., 1996. Timing between granitoid emplacement and associated gold mineralization: Examples from the Ca 2.7 Ga Harare-Shama greenstone belt, northern Zimbabwe. Can. J. Earth Sci. 33, (7), 981 – 992.

Wetherhill G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. Transaction American Geophysical Union, 37, 320-326.

WILSON, J.F., 1979. A preliminary reapraisal 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, *Geol. Soc. South Africa Spec. Publ.* 5, 1-23.

Wilson, J. F., Nesbitt, R. W., Fanning, C.M,. 1995. Zircon geochronology of Archaean felsic sequences in the Zimbabwe cráton: a revision of greenstone stratigraphy and a model for crustal growth. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (Eds.), Early Precambrian Processes. Geol. Soc. London Spec. Publ. 95, pp 109 – 126.

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 Sci. 10, 483-501.

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. (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, Geol. Soc. South Africa Spec. Publi. 5, 1-23.

Wilson, J.F., 1968. The geology of the country around Mashaba, Rhodesia Geological Survey Bulletin, 62, 139.

Wicander, R., Monroe, J., 2000. Historical geology, evolution of earth and life throught time. Brooks/Cole, USA, 580 p.

Witt, W. K. e Vanderhor, F., 1998. Diversity within a unified model for Archaean gold mineralization in the Yilgarn Craton of Western Australia: An overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. Ore Geol. Reviews 13, 29 –64.

Zartman, R. E., Doe, B. R., 1981. Plumbotectonics – the model. Tectonophysics, 75, 135 – 162.

APÊNDICES

Tabela 1 - Resultados das análises LA-HR-ICP-MS dos granitóides de Manica

Pontos	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	Correlação de erro	Idades(Ga) e erros						% conc.	
						$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Amostra 99MS01													
4,1	15,0527	0,3381	0,5201	0,0056	0,48	2,700	0,024	2,819	0,021	2,923	0,021	92	
6,1	15,2362	0,3401	0,5311	0,0057	0,48	2,746	0,024	2,830	0,021	2,919	0,021	94	
7,1	14,9584	0,3370	0,5329	0,0058	0,48	2,754	0,024	2,813	0,021	2,883	0,021	96	
8,1	14,2315	0,3170	0,5009	0,0054	0,49	2,618	0,023	2,765	0,021	2,900	0,021	90	
9,1	15,6818	0,3495	0,5481	0,0059	0,48	2,817	0,025	2,858	0,021	2,896	0,021	97	
10,1	13,1380	0,3352	0,4864	0,0064	0,51	2,555	0,028	2,690	0,024	2,823	0,022	91	
11,1	14,7321	0,3264	0,5175	0,0056	0,48	2,689	0,024	2,798	0,021	2,903	0,021	93	
12,1	15,9595	0,3519	0,5519	0,0059	0,48	2,833	0,024	2,874	0,021	2,981	0,020	95	
13,1	15,1961	0,3334	0,5295	0,0056	0,48	2,739	0,024	2,828	0,021	2,916	0,020	94	
14,1	15,0280	0,3247	0,5213	0,0033	0,29	2,705	0,014	2,817	0,020	2,913	0,030	93	
16,1	17,1229	0,3909	0,5814	0,0042	0,32	2,955	0,017	2,942	0,022	3,027	0,030	98	
26,1	16,0213	0,3413	0,5638	0,0040	0,33	2,882	0,016	2,878	0,020	2,889	0,029	100	
18,1	15,2146	0,3314	0,5478	0,0037	0,31	2,816	0,015	2,829	0,021	2,887	0,030	98	
19,1	13,9839	0,2998	0,4953	0,0031	0,29	2,594	0,013	2,749	0,020	2,892	0,030	90	
20,1	15,8456	0,3787	0,5611	0,0064	0,48	2,871	0,026	2,868	0,023	2,921	0,030	98	
15,1	13,7407	0,2971	0,4807	0,0031	0,30	2,530	0,013	2,732	0,020	2,888	0,030	88	
22,1	13,5450	0,3041	0,4835	0,0034	0,32	2,542	0,015	2,718	0,021	2,879	0,030	88	
23,1	11,2420	0,2836	0,4244	0,0059	0,55	2,280	0,026	2,543	0,023	2,781	0,030	82	
1,1	11,1783	0,2846	0,4345	0,0058	0,53	2,326	0,026	2,538	0,023	2,744	0,023	85	
2,1	12,1745	0,2930	0,4449	0,0055	0,51	2,373	0,024	2,618	0,022	2,800	0,022	85	
3,1	12,8422	0,2902	0,4666	0,0051	0,49	2,469	0,023	2,668	0,021	2,865	0,021	86	

5,1	7,1394	0,1618	0,2877	0,0032	0,49	1,630	0,016	2,129	0,020	2,684	0,022	61
24,1	5,8139	0,1315	0,2694	0,0019	0,32	1,538	0,010	1,948	0,019	2,456	0,032	63
25,1	5,2861	0,1162	0,2482	0,0018	0,33	1,429	0,009	1,867	0,019	2,398	0,031	60
21,1	10,0320	0,3550	0,3980	0,0077	0,55	2,160	0,035	2,438	0,032	2,735	0,034	79
17,1	6,3967	0,1535	0,2687	0,0023	0,35	1,534	0,011	2,032	0,021	2,633	0,033	58
Amostra 09MS70												
1,1	3,0703	0,0590	0,1851	0,0010	0,28	1,095	0,005	1,425	0,015	1,986	0,028	55
3,1	4,2406	0,0831	0,2119	0,0016	0,38	1,239	0,008	1,682	0,016	2,326	0,026	53
4,1	8,4310	0,1633	0,3470	0,0022	0,32	1,920	0,010	2,279	0,017	2,641	0,026	73
5,1	7,1422	0,1878	0,2966	0,0038	0,49	1,675	0,019	2,129	0,023	2,583	0,028	65
8,1	12,3485	0,2364	0,4651	0,0031	0,35	2,462	0,014	2,631	0,018	2,813	0,025	88
11,1	3,0537	0,0890	0,1807	0,0024	0,45	1,071	0,013	1,421	0,022	1,963	0,031	55
13,1	10,0275	0,1921	0,3884	0,0026	0,36	2,115	0,012	2,437	0,018	2,721	0,025	78
14,1	4,9378	0,1202	0,2291	0,0029	0,53	1,330	0,015	1,809	0,020	2,431	0,022	55
15,1	6,4065	0,0714	0,2827	0,0018	0,59	1,605	0,009	2,033	0,010	2,524	0,021	64
17,1	6,9737	0,0772	0,3059	0,0021	0,61	1,721	0,010	2,108	0,010	2,541	0,022	68
18,1	3,0749	0,0379	0,1835	0,0015	0,65	1,086	0,008	1,426	0,009	1,991	0,022	55
19,1	7,0800	0,1087	0,3095	0,0028	0,59	1,738	0,014	2,122	0,014	2,535	0,021	69
20,1	3,1448	0,0556	0,1821	0,0017	0,52	1,078	0,009	1,444	0,014	2,099	0,024	51
21,1	7,9444	0,0902	0,3281	0,0026	0,70	1,829	0,013	2,225	0,010	2,668	0,021	69
22,1	10,9265	0,1515	0,4299	0,0044	0,74	2,305	0,020	2,517	0,013	2,719	0,020	85
23,1	9,7434	0,0963	0,3857	0,0022	0,57	2,103	0,010	2,411	0,009	2,748	0,020	77
25,1	5,0358	0,0473	0,2492	0,0011	0,46	1,434	0,006	1,825	0,008	2,331	0,020	62
6,1	15,3822	0,2801	0,5169	0,0021	0,22	2,686	0,009	2,839	0,017	2,968	0,024	91
7,1	7,5610	0,1445	0,3309	0,0020	0,32	1,843	0,010	2,180	0,017	2,582	0,026	71
9,1	2,0817	0,0416	0,1440	0,0008	0,27	0,867	0,004	1,143	0,014	1,747	0,028	50

9,2	1,8775	0,0416	0,1273	0,0016	0,58	0,773	0,009	1,073	0,015	1,843	0,026	42
10,1	7,1305	0,1415	0,3350	0,0020	0,30	1,862	0,010	2,128	0,018	2,422	0,027	77
12,1	6,6067	0,1381	0,2620	0,0026	0,47	1,500	0,013	2,060	0,018	2,646	0,027	57
24,1	6,7507	0,1109	0,2660	0,0039	0,90	1,520	0,020	2,079	0,014	2,685	0,023	57
2,1	8,8225	0,5039	0,3875	0,0164	0,74	2,111	0,076	2,320	0,051	2,654	0,040	80
16,1	2,5701	0,1425	0,2101	0,0022	0,19	1,230	0,012	1,292	0,040	1,56	0,076	79
Amostra 09MS13												
1,1	2,9290	0,0981	0,1785	0,0031	0,52	1,059	0,017	1,389	0,025	1,952	0,024	54
4,2	10,3424	0,1719	0,4322	0,0033	0,45	2,316	0,015	2,466	0,015	2,612	0,013	89
5,1	3,3943	0,0576	0,1858	0,0016	0,50	1,099	0,009	1,503	0,013	2,128	0,013	52
7,1	5,4029	0,0903	0,2590	0,0021	0,48	1,485	0,011	1,885	0,014	2,368	0,013	63
9,1	11,5731	0,1839	0,4541	0,0032	0,45	2,414	0,014	2,571	0,015	2,700	0,012	89
11,1	10,5592	0,1811	0,4402	0,0037	0,49	2,351	0,017	2,485	0,016	2,609	0,013	90
12,1	10,6817	0,1693	0,4486	0,0032	0,45	2,389	0,014	2,496	0,015	2,582	0,012	93
13,1	6,1355	0,0595	0,2890	0,0014	0,49	1,637	0,007	1,995	0,008	2,387	0,025	69
14,1	5,9673	0,0783	0,2994	0,0014	0,36	1,689	0,007	1,971	0,011	2,382	0,027	71
15,1	4,5487	0,0504	0,2395	0,0017	0,64	1,384	0,009	1,740	0,009	2,208	0,025	63
16,1	9,0254	0,0843	0,3865	0,0017	0,47	2,107	0,008	2,341	0,008	2,558	0,025	82
17.1B	9,5829	0,1003	0,4057	0,0020	0,47	2,195	0,009	2,396	0,010	2,565	0,025	86
17.2N	3,9897	0,0608	0,2163	0,0019	0,58	1,262	0,010	1,632	0,012	2,194	0,026	58
18,1	5,9576	0,0735	0,2804	0,0017	0,48	1,593	0,008	1,970	0,011	2,357	0,026	68
19,1	5,1666	0,0614	0,2737	0,0014	0,43	1,559	0,007	1,847	0,010	2,206	0,026	71
20,1	1,8541	0,0574	0,1461	0,0023	0,50	0,879	0,013	1,065	0,020	1,522	0,035	58
21,1	5,4219	0,0741	0,2667	0,0022	0,62	1,524	0,011	1,888	0,012	2,325	0,026	66
2,1	4,9958	0,0970	0,2844	0,0027	0,48	1,613	0,013	1,819	0,016	2,286	0,016	71
3,1	4,0269	0,0743	0,2372	0,0018	0,42	1,372	0,009	1,640	0,015	2,020	0,017	68

4,1	10,2272	0,1781	0,4562	0,0034	0,43	2,423	0,015	2,456	0,016	2,568	0,015	94
6,1	3,2757	0,0893	0,2278	0,0017	0,28	1,323	0,009	1,475	0,021	1,947	0,033	68
8,1	15,1499	0,2414	0,5266	0,0038	0,45	2,727	0,016	2,825	0,015	2,907	0,012	94
10,1	7,4414	0,1569	0,3980	0,0038	0,46	2,16	0,018	2,166	0,019	2,365	0,013	91

Tabela 2 - Resultados das análises LA-HR-ICP-MS das rochas sedimentares de Manica

Pontos	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	Correlação de erro	Idades(Ga) e erros						% conc.	
						$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Amostra 09MS57													
3,1	10,1014	0,2984	0,3975	0,0080	0,90	2,158	0,037	2,444	0,027	2,680	0,021	88	
4,1	14,2287	0,3738	0,5313	0,0085	0,90	2,747	0,036	2,765	0,025	2,769	0,018	99	
5,1	9,7631	0,2593	0,3760	0,0061	0,90	2,058	0,029	2,413	0,024	2,727	0,019	85	
6,1	14,9234	0,3975	0,5124	0,0085	0,90	2,667	0,036	2,810	0,025	2,940	0,017	95	
7,1	17,4385	0,4620	0,5720	0,0093	0,90	2,916	0,038	2,959	0,025	2,999	0,017	99	
8,1	11,0931	0,2923	0,4385	0,0071	0,90	2,344	0,032	2,531	0,024	2,706	0,018	93	
9,1	13,7135	0,3646	0,5253	0,0086	0,90	2,722	0,036	2,730	0,025	2,753	0,018	100	
10,1	13,0290	0,3425	0,5040	0,0081	0,90	2,631	0,035	2,682	0,024	2,737	0,018	98	
11,1	13,2817	0,3469	0,5111	0,0081	0,90	2,661	0,034	2,700	0,024	2,746	0,018	99	
12,1	13,3215	0,3475	0,5183	0,0082	0,90	2,692	0,035	2,703	0,024	2,731	0,018	100	
13,1	12,7338	0,3332	0,5068	0,0080	0,90	2,643	0,034	2,660	0,024	2,699	0,018	99	
14,1	13,9048	0,2374	0,5220	0,0049	0,90	2,708	0,021	2,743	0,016	2,795	0,026	99	
15,1	12,1279	0,1909	0,4688	0,0034	0,90	2,478	0,015	2,614	0,015	2,751	0,027	95	
16,1	14,1507	0,2226	0,5324	0,0039	0,90	2,752	0,017	2,760	0,015	2,792	0,026	100	
17,2	13,8534	0,2170	0,5277	0,0038	0,90	2,732	0,016	2,740	0,015	2,767	0,027	100	
19,1	13,3553	0,2086	0,5115	0,0036	0,90	2,663	0,015	2,705	0,015	2,751	0,027	98	
20,1	13,4837	0,2208	0,5160	0,0045	0,90	2,682	0,019	2,714	0,015	2,762	0,027	99	
21,1	13,5960	0,2438	0,5190	0,0058	0,90	2,695	0,025	2,722	0,017	2,721	0,027	99	
Amostra 09MS80													
2,1	13,6878	0,0920	0,5123	0,0046	0,9	2,667	0,019	2,728	0,006	2,779	0,011	98	
3,1	13,6732	0,1231	0,5160	0,0051	0,9	2,682	0,022	2,727	0,008	2,773	0,011	98	

4,1	11,8439	0,0890	0,4650	0,0044	0,9	2,462	0,019	2,592	0,007	2,712	0,012	95
7,1	14,2738	0,1187	0,5441	0,0057	0,9	2,800	0,024	2,768	0,008	2,752	0,011	101
8,1	13,1766	0,0854	0,5080	0,0046	0,9	2,648	0,020	2,692	0,006	2,740	0,011	98
9,1	13,6844	0,0886	0,5252	0,0047	0,9	2,721	0,020	2,728	0,006	2,749	0,011	100
10,1	14,0946	0,1185	0,5319	0,0060	0,9	2,750	0,025	2,756	0,008	2,751	0,012	100
11,1	9,5728	0,1278	0,3749	0,0057	0,9	2,052	0,027	2,395	0,012	2,707	0,016	86
13,1	13,0863	0,1781	0,5135	0,0076	0,9	2,672	0,033	2,686	0,013	2,713	0,012	99
15,1	14,4426	0,1732	0,5461	0,0072	0,9	2,809	0,030	2,779	0,011	2,759	0,015	101
16,1	13,9348	0,2012	0,5349	0,0082	0,9	2,762	0,034	2,745	0,014	2,733	0,015	101
17,1	14,5829	0,1770	0,5491	0,0072	0,9	2,821	0,030	2,788	0,011	2,759	0,015	101
18,1	14,2048	0,1813	0,5294	0,0073	0,9	2,739	0,031	2,763	0,012	2,750	0,015	99
19,1	13,3650	0,1594	0,5149	0,0068	0,9	2,677	0,029	2,706	0,011	2,738	0,015	99
20,1	14,9206	0,1861	0,5577	0,0074	0,9	2,857	0,030	2,810	0,012	2,758	0,015	102
21.1N	19,2605	0,2488	0,6241	0,0087	0,9	3,126	0,034	3,055	0,012	3,015	0,014	102
22.1N	14,2601	0,1720	0,5558	0,0073	0,9	2,849	0,030	2,767	0,011	2,725	0,015	103
28,1	13,7064	0,2699	0,5216	0,0090	0,9	2,706	0,038	2,730	0,018	2,767	0,022	99
29,1	15,1383	0,3074	0,5705	0,0101	0,9	2,910	0,041	2,824	0,019	2,774	0,023	103
30,1	12,3664	0,2702	0,5076	0,0089	0,9	2,646	0,038	2,633	0,020	2,649	0,024	101
31,1	14,4300	0,2840	0,5521	0,0095	0,9	2,834	0,039	2,778	0,019	2,762	0,022	102
32,1	14,0598	0,2799	0,5300	0,0092	0,9	2,741	0,039	2,754	0,019	2,768	0,022	100
33,1	14,9560	0,2960	0,5619	0,0096	0,9	2,874	0,040	2,812	0,019	2,774	0,022	102
34,1	13,6949	0,2701	0,5142	0,0088	0,9	2,674	0,037	2,729	0,018	2,772	0,022	98
35,1	13,8105	0,2702	0,5248	0,0089	0,9	2,720	0,038	2,737	0,018	2,764	0,022	99
36,1	14,2223	0,2792	0,5388	0,0092	0,9	2,778	0,038	2,765	0,018	2,759	0,022	100
37,1	12,6226	0,0628	0,4797	0,0049	0,9	2,526	0,021	2,652	0,005	2,781	0,021	95
38,1	14,1169	0,0798	0,5243	0,0054	0,9	2,717	0,023	2,758	0,005	2,792	0,021	99

39,1	14,2791	0,1088	0,5282	0,0060	0,9	2,734	0,025	2,768	0,007	2,808	0,021	99
40,1	13,0835	0,0711	0,4929	0,0050	0,9	2,583	0,022	2,686	0,005	2,778	0,021	96
41,1	13,9706	0,0716	0,5248	0,0053	0,9	2,720	0,022	2,748	0,005	2,780	0,021	99
42,2	14,0966	0,0774	0,5289	0,0054	0,9	2,737	0,023	2,756	0,005	2,782	0,021	99
43,1	13,9228	0,0730	0,5296	0,0054	0,9	2,740	0,023	2,744	0,005	2,775	0,021	100
45,1	13,6709	0,0728	0,5154	0,0053	0,9	2,680	0,022	2,727	0,005	2,775	0,021	98
46,1	13,5817	0,0712	0,5121	0,0052	0,9	2,666	0,022	2,721	0,005	2,775	0,021	98
47,1	12,4400	0,1188	0,4903	0,0065	0,9	2,572	0,028	2,638	0,009	2,716	0,021	97
48,1	14,0917	0,1310	0,5254	0,0059	0,9	2,722	0,025	2,756	0,009	2,767	0,021	99

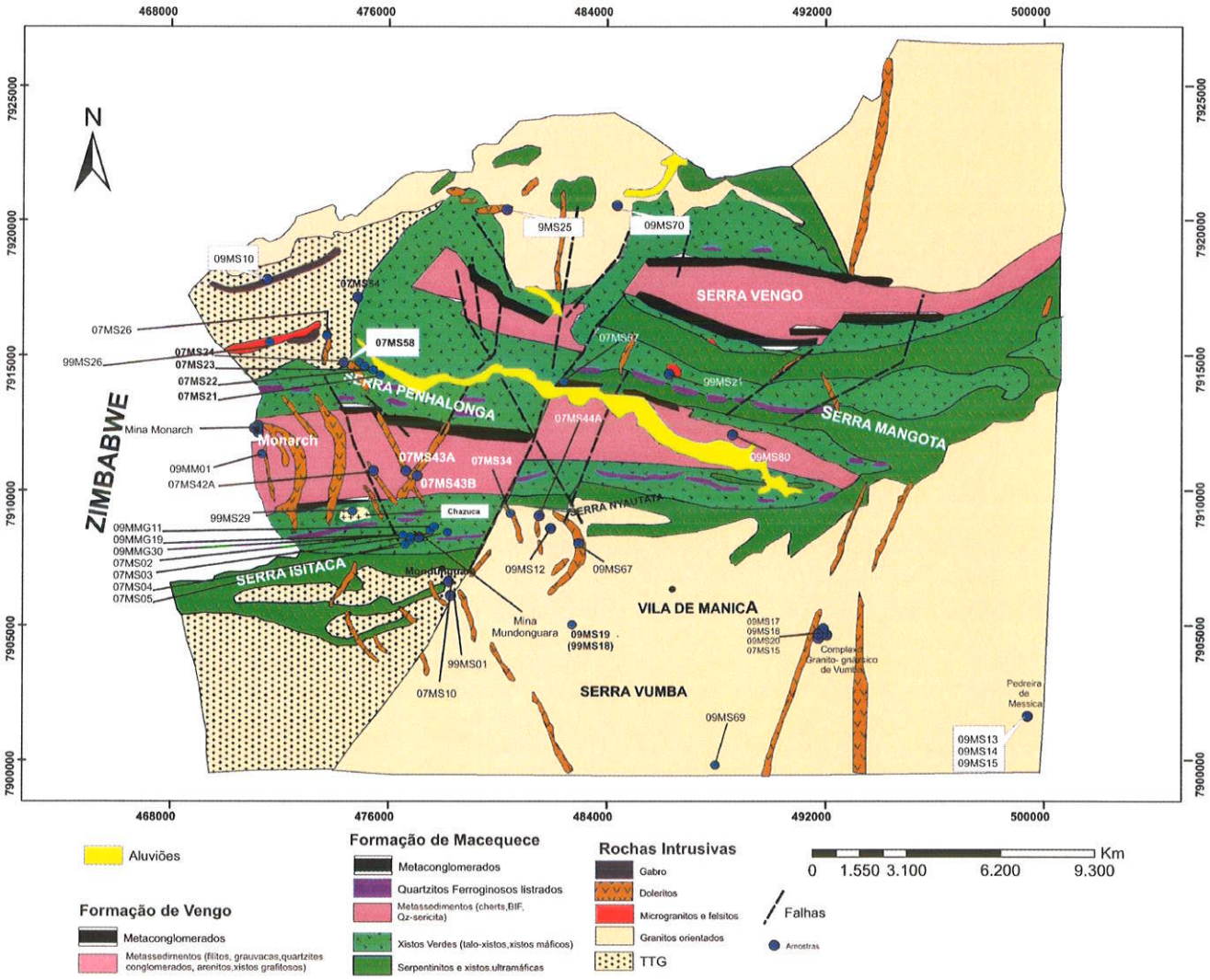


Figura 4.1 - Mapa gelógico de Manica com a localização das amostras

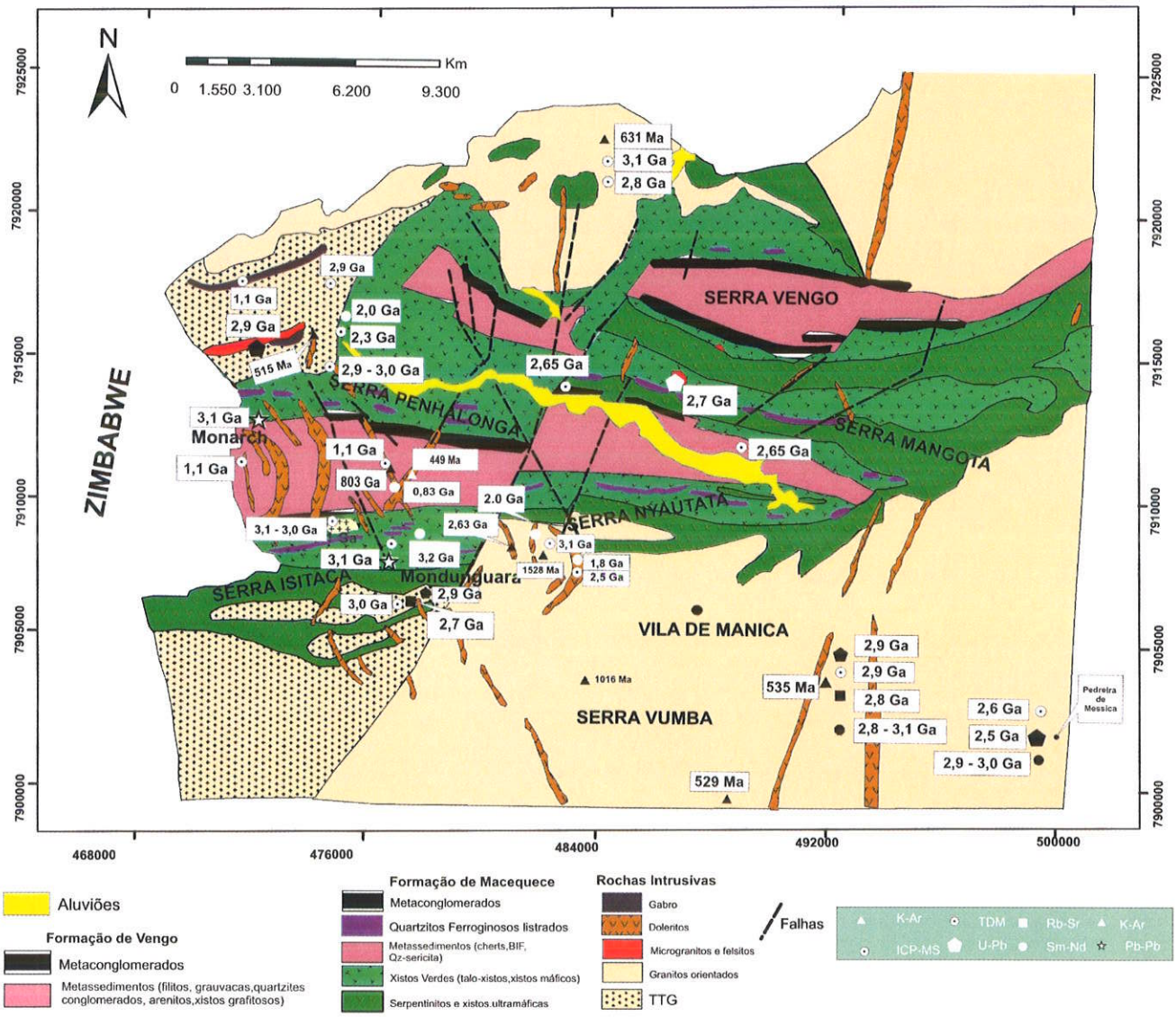


Figura 6.1 - Mapa geocronológico dos Terrenos Granito-*greenstone* de Manica.

DOAÇÃO
IGC-USP
Data: 10/07/12