**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Geocronologia da região de
Gondola-Nhamatanda, centro de
Moçambique**

Vicente Albino Manjate

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotetônica

**São Paulo
2011**

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Manjate, Vicente Albino

Geocronologia da região de Gondola-Nhamatanda
(Centro de Moçambique) / Vicente Albino Manjate. -
São Paulo, 2012

82 p.: il + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Tassinari, Colombo Celso Gaeta

1. Moçambique: Geocronologia 2. Orogênese 3.
Tafrogênese 4. Idade modelo 5. Idade isocrônica 6.
Cristalização I. Título

Vicente Albino Manjate

**Geocronologia da região de Gondola-Nhamatanda,
centro de Moçambique**

Dissertação apresentada no Instituto de
Geociências da Universidade de São Paulo para
obtenção do Título de Mestre em Ciências

Programa: Geoquímica e Geotectônica

Área de Concentração: Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

São Paulo

2011

Dedicatória

Dedicatória especial á minha mãe **Lucília Manhiça** pelo apoio e compreensão durante todos os anos da minha formação. A dedicatória é extensiva aos meus filhos **Salvador Vicente Manjate** e **Penina Vicente Manjate** bem como a minha esposa **Olga Augusto Ribeiro**.

Agradecimentos

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela concessão da bolsa através do programa de estudantes convênio de Pós-graduação MCT/CNPq – PEC-PG – Moçambique que permitiu a frequência e culminação de estudos de Mestrado em Geociências.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari, pela confiança e oportunidade que me proporcionou de realizar estudos de Pós-graduação, em nível de mestrado, e acima de tudo pelo acompanhamento e orientação incansáveis durante todas as fases de projeto, amostragem e formação acadêmica.

Ao Ministério dos Recursos Minerais de Moçambique que através da Direção Nacional de Geologia, Departamento de Recursos Humanos e Instituto Nacional de Petróleos prestou todo apoio técnico-financeiro para a concretização do projeto de Pós-graduação.

À Universidade Eduardo Mondlane que através dos Professores Doutores Lopo Vasconcelos, Amadeu dos Muchangos, Daúd Jamal e Fung Dai Kin, emitiu as cartas de recomendação para os estudos de pós-graduação em geociências.

À colega do Instituto de Geociências (IGc) e da Direcção Nacional de Geologia, Fátima Roberto Chaúque, que prestou apoio no momento da candidatura ao programa de pós-graduação em geociências e aos Srs Filimão Catuana da Direcção Nacional de geologia e Félix Afonso Meleco da Universidade Eduardo Mondlane pelo apoio na colheita de amostras.

Ao Prof. Dr. Carlos Subuhana, professor da Universidade da Integração Internacional da Lusofonia Afro-Brasileira (UNILAB); à Tabata Hoeger Luque, Cláudia Tokashiki e Donald Emanuel, Doutorandos do IGc/USP, que ajudaram na revisão e melhoria do texto da dissertação.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para o sucesso deste trabalho, OBRIGADO.

Resumo

A região de Gondola-Nhamatanda localiza-se na parte limítrofe entre as províncias de Manica e Sofala, centro de Moçambique. Ela está geologicamente inserida no complexo de Bárue (Grupo de Chimoio) e na cobertura fanerozoica.

O Complexo de Bárue é composto pelos Grupos supracrustais de Macossa e Chimoio intrudidos por rochas plutônicas de várias composições. Enquanto que a cobertura fanerozoica consiste de sedimentos terrestres e rochas vulcânicas associadas pertencentes ao Supergrupo do Karoo e à sequências do rifte Este Africano.

A área de trabalho foi estudada em termos de petrografia; geoquímica de elementos maiores, traço e de terras raras; geocronologia e geologia isotópica pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total e Rb-Sr em minerais para o granito de Inchope, quartzo-sienito do monte Chissui e fonolito do monte Xiluvo. Este estudo permitiu determinar os litotipos que intrudiram o grupo supracrustal de Chimoio, suas idades de cristalização e de diferenciação dos magmas que formaram seus protólitos e ainda o enquadramento tectônico.

As rochas estudadas são basicamente calci-alcalinhas com variações de meta à peraluminoso para os granitoides e quartzo-sienito e peralcalino para o fonolito do monte Xiluvo.

Os granitoides do grupo de Chimoio foram cristalizados no Mesoproterozoico (idades U-Pb e Rb-Sr) a partir de protólitos Paleoproterozoicos ($T_{DM} = 1,7 - 2,3$ Ga); por sua vez, as rochas vulcânicas (fonolitos) do monte Xiluvo cristalizaram rapidamente no Câmbrio (idade Rb-Sr) dum protólito do Neoproterozoico-Câmbrio ($T_{DM} = 0,54 - 0,56$ Ga).

Os dados isotópicos obtidos no presente estudo sugerem que as rochas do cinturão de Moçambique foram geradas por fusão parcial que provavelmente envolveu mistura (valores negativos de ϵ_{Nd}) da crosta arqueana / paleoproterozoica e magma mesoproterozoico a 1100

Ma e sofreram retrabalhamento marcado pela aglutinação do Gondwana (orogenia Pan-Africana) e tafrogênese marcada pela fraturação do Gondwana (Rifte Este Africano).

Palavras chave: orogênese; geocronologia; tafrogênese; idade modelo; idade isocrônica; cristalização

Abstract

The region of Gondola-Nhamatanda is located at the border between the provinces of Manica and Sofala, central part of Moçambique. It is geologically inserted in the Bárue complex and the Phanerozoic cover.

The Bárue complex is composed of the Macossa and Chimoio supracrustal groups intruded by plutonic rocks of various compositions, whereas the Phanerozoic cover consists of terrestrial sediments and volcanic rocks belonging to the Karoo Super-group and East African Rift Sequences.

The work area was studied in terms of petrography; geochemistry of major elements, trace and rare earth elements; geochronology and isotope geology by the methods U-Pb in zircon, Rb-Sr and Sm-Nd in whole rock and Rb-Sr in minerals for the Inchope granite, Chissui mountain Quartzo-sienite and Xiluvo mountain phonolite. This study allowed to determine the lithotypes that intruded the Chimoio supracrustal group, its crystallization ages and the differentiation ages of the magmas that formed the protoliths and the tectonic framework.

The studied rocks are basically calc-alkaline varying from meta to peraluminous for the granitoids and quartz-sienite and peralkaline for the mount Xiluvo phonolite.

The Chimoio Group granitoids had been crystallized in the Mesoproterozoic (U-Pb and Rb-Sr ages) from Paleoproterozoic protoliths ($T_{DM} = 1.7 - 2.4\text{Ga}$); on the other hand, the volcanic rocks (phonolites) of the Xiluvo mount had crystallized fast in the Cambrian (Rb-Sr age) from a Neoproterozoic-Cambrian protolith ($T_{DM} = 0.54 - 0.56\text{Ga}$).

The isotopic data, in the present study, suggest that the rocks of the Mozambique belt had been generated by partial melting that probably involved the mixture of the archaean/paleoproterozoic crust and the Mesoproterozoic magma at 1100Ma and had suffered

reworking marked by the Gondwana amalgamation (Pan-African orogeny) and extensional processes marked by the Gondwana break up (East African Rift).

Key words: orogenesis; geochronology; extensional process; model age; isochron age; crystallization

Lista de abreviaturas

$A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$

$A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$

CAPES - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

CHUR – Chondritic Uniform Reservoir

cm – centímetro

CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CPGeo – Centro de Pesquisas Geocronológicas

DC - Departamento Cultural

DNG – Direção Nacional de Geologia

EAAO – EAST AFRICAN ANTARCTICA OROGEN

EAO – *East African orogen*

ϵNd – *Épsilon Niodímio*

ETR – Elementos de terras raras

FRX – Fluorescência de raios-x

Ga – *Giga anos*

GFAAS – *Graphite furnace atomic absorption spectrometry*

GTK – *Geological Survey of Finland*

ICP-MS – *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*

IGc - Instituto de Geociências

LA-ICP-MS – Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

LKAB – *Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag*, Empresa Sueca de Consultoria em Geologia

Ma – *Milhões de anos*

MCT - Ministério de Ciências e Tecnologia

Mm – milímetro

NNE-SSW – Norte Nordeste – Sul Sudoeste

NW – Noroeste

PEC-PG - Programa de Estudantes-Convênio de Pós-graduação

SHRIMP – Sensitive High Resolution Ion Microprobe

TAS – *Total Alkalis versus Sílica*

T_{DM} – Idade modelo do manto empobrecido

TIMS - *Thermal Ionization Mass Spectrometry*

UNILAB - Universidade da Integração Internacional da Lusofonia Afro-Brasileira

USP – Universidade de São Paulo

Lista de figuras

FIGURA 1. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO. PARTE CENTRAL DE MOÇAMBIQUE (AS LINHAS VERMELHAS SÃO ESTRADAS E AS ESCURAS LIMITES GEOGRÁFICOS DE POSTOS ADMINISTRATIVOS)	21
FIGURA 2. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO COMPLEXO DE BÁRUE. ADAPTADO DE GTK CONSORTIUM, 2006	31
FIGURA 3. OROGENIA ESTE AFRICANA – ANTARTICA A ESQUERDA (KRONER; STERN, 2004). OROGENIAS ESTE AFRICANA E KUUNGA A DIREITA (GTK CONSORTIUM, 2006). ÁREA DE TRABALHO (■)	33
FIGURA 4. MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO COM AMOSTRAS USADAS NA GEOCRONOLOGIA	35
FIGURA 5. FOTOMICROGRAFIA DA AMOSTRA VM015 (S19° 13'35,5" / E33° 51'12,5") MOSTRANDO MICROCLINA, BIOTITA, MUSCOVITAE PLAGIOCLÁSIO. POLARIZADORES CRUZADOS.	37
FIGURA 6. MICROFOTOGRAFIAS DA AMOSTRA VM017 (S19° 12' 04,1" / E33° 31' 40,0") APRESENTANDO MICROCLINA, PLAGIOCLÁSIO E CALCITA. POLARIZADORES CRUZADOS.	38
FIGURA 7. FOTOMICROGRAFIA DAS LÁMINAS DELGADAS DO FONOLITO DO MONTE XILUVO VM003 (S19° 14' 46,0" / E34° 06' 57,0"). POLARIZADORES CRUZADOS.....	39
FIGURA 8. DIAGRAMA TAS DE COX ET AL. (1979) USADO PARA PROJEÇÃO DOS GRANITO DE INCHOPE (☒), QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI (☐) E GRANODIORITO DE CHIMOIO (◆).....	40
FIGURA 9. DIAGRAMA Nb/Y vs Zr/Ti DO FONOLITO DO MONTE XILUVO (☒)	41
FIGURA 10. DIAGRAMA DE IRVINE & BARAGAR (1971) PARA O GRANITO DE INCHOPE (☒), QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI (☐) E GRANODIORITO DE CHIMOIO (◆)	42
FIGURA 11. DIAGRAMA DE IRVINE & BARAGAR (1971) PARA O FONOLITO DO MONTE XILUVO (☒).....	42
FIGURA 12. DIAGRAMA DE SHAND (1943) PARA O GRANITO DE INCHOPE (☒), QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI (☐) E GRANODIORITO DE CHIMOIO (◆).	43
FIGURA 13. DIAGRAMA DE SHAND (1943) PARA O FONOLITO DO MONTE XILUVO.....	44
FIGURA 14. DIAGRAMA <i>SPIDER</i> PARA O GRANITO DE INCHOPE (☒), QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI (☐) E GRANODIORITO DE CHIMOIO (◆). VALORES DOS ELEMENTOS NORMALIZADOS EM RELAÇÃO AO CONDrito SEGUNDO SUN ET AL. (1980)	45
FIGURA 15. DIAGRAMA <i>SPIDER</i> DE SUN ET AL. (1980) PARA O FONOLITO DO MONTE XILUVO	46
FIGURA 16. DIAGRAMA DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS PARA AS AMOSTRAS DA ÁREA DE ESTUDO NORMALIZADOS SEGUNDO CONDritos DE NAKAMURA (1974)	48
FIGURA 17. DIAGRAMA DE DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTES TECTÔNICOS DE PEARCE ET AL. (1984) PARA O GRANITOÍDE DE INCHOPE (■), QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI (●) E GRANODIORITO DE CHIMOIO (◆)	49
FIGURA 18. DIAGRAMA DE DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTES TECTÔNICOS PARA O FONOLITO DO MONTE XILUVO (☒) ADAPTADO DE MULLEN (1983). CAMPO DE BASALTOS CALCI-ALCALINOS DE ARCO DE ILHA (CAB), TOLEÍTOS DE ARCO DE ILHA (IAT), BASALTOS ALCALINOS DE ILHAS OCEÂNICAS (OIA), BASALTOS DE CRISTAS MESO-OCEÂNICAS (MORB) E TOLEÍTOS DE ILHAS OCEÂNICAS (OIT)	50
FIGURA 19. DIAGRAMA CONCÓRDIA MOSTRANDO DADOS PARA ZIRCÃO NA AMOSTRA VM-011, GRANITO DE INCHOPE.....	53
FIGURA 20. MÉDIA DAS IDADES ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA VM011, GRANITO DE INCHOPE	53
FIGURA 21. DIAGRAMA CONCÓRDIA U-Pb PARA OS ZIRCÕES DA AMOSTRA VM015, GRANITO DE INCHOPE	55
FIGURA 22. DIAGRAMA CONCÓRDIA U-Pb PARA OS ZIRCÕES DA AMOSTRA VM017, QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI.....	57
FIGURA 23. DIAGRAMAS ISOCRÔNICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL DO GRANITO DE INCHOPE (A) E EM ROCHA TOTAL E MINERAIS (B) DA AMOSTRA VM011	59
FIGURA 24. DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr DO QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI	59
FIGURA 25. DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA O FONOLITO DO MONTE XILUVO	60
FIGURA 26. VARIAÇÃO DE εNd VERSUS 87Sr/86Sr (ESQUERDA) E 144Nd/143Nd VERSUS 87Sr/86Sr (DIREITA) PARA QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI, GRANODIORITO DE CHIMOIO, GRANITO DE INCHOPE E FONOLITO DO MONTE XILUVO	62
FIGURA 27. CURVA DE EVOLUÇÃO DO MANTO EMPOBRECIDO PARA FONOLITO DO MONTE XILUVO, QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI E GRANITO DE INCHOPE.....	64

Lista de Tabelas

TABELA 1. AMOSTRAS COM DESCRIÇÃO DE LÂMINAS DELGADAS	36
TABELA 2. ELEMENTOS TERRAS RARAS NORMALIZADOS PARA CONDRIITO SEGUNDO NAKAMURA (1974).....	48
TABELA 3. DADOS ISOTÓPICOS U-Pb DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA VM011, GRANITO DE INCHOPE	52
TABELA 4. DADOS ISOTÓPICOS U-Pb DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA VM015, GRANITO DE INCHOPE	54
TABELA 5. DADOS ISOTÓPICOS U-Pb DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA VM017, QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI	56
TABELA 6. DADOS ISOTÓPICOS Rb-Sr PARA AMOSTRAS DA ÁREA DE ESTUDO	58
TABELA 7. DADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd DOS GRANITOS DE INCHOPE, FONOLITOS DO MONTE XILUVO E QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI	63

Lista de anexos

ANEXO I. DADOS GEOCRONOLÓGICOS EXISTENTES	74
ANEXO II. DADOS DO PRESENTE TRABALHO	75
ANEXO III. RESULTADOS ANALÍTICOS DE ELEMENTOS MAIORES NA ÁREA DE ESTUDO	76
ANEXO IV. RESULTADOS ANALÍTICOS DE ELEMENTOS TRAÇO NA ÁREA DE ESTUDO	77
ANEXO V. RESULTADOS ANALÍTICOS DE ETR DA ÁREA DE ESTUDO	78
ANEXO VI. RESULTADOS ANALÍTICOS DO GRANODIORITO DE CHIMOIO (GRANTHAM ET AL., 2011)	79
ANEXO VII. IMAGENS DE CATODOLUMINISCÊNCIA DA AMOSTRA VM011, GRANITO DE INCHOPE.....	80
ANEXO VIII. IMAGENS DE CATODOLUMINISCÊNCIA DA AMOSTRA VM015, GRANITO DE INCHOPE	81
ANEXO IX. IMAGENS DE CATODOLUMINISCÊNCIA DA AMOSTRA VM017, QUARTZO-SIENITO DO MONTE CHISSUI	82

SUMÁRIO

Dedicatória	4
Agradecimentos.....	5
Resumo.....	6
Abstract	8
Lista de abreviaturas.....	10
Lista de figuras.....	12
Lista de Tabelas.....	13
Lista de anexos	13
SUMÁRIO.....	14
1. INTRODUÇÃO	16
1.1. Generalidades.....	16
1.2. Revisão da Literatura.....	17
1.3. Objetivos	20
1.4. Localização da área de estudo	20
2. MÉTODO DE TRABALHO	21
2.1. Trabalho de campo	21
2.2. Trabalho laboratorial	22
2.2.1. Análises petrográficas	22
2.2.2. Análises isotópicas.....	22
2.2.2.1. Método U-Pb em Zircão.....	23
2.2.2.2. Método Sm-Nd em rocha total.....	26
2.2.2.3. Método Rb-Sr em rocha total e minerais	28
2.2.3. Análise Geoquímica	29
3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO	30
3.1. Geologia Regional.....	30
3.1. Geologia Local	33
4. RESULTADOS.....	36

4.1.	Petrografia	36
4.1.1.	Granito de Inchope	36
4.1.2.	Quartzo-sienito do Monte Chissui	37
4.1.3.	Fonolito do monte Xiluvo	38
4.2.	Litogeoquímica.....	39
4.2.1.	Geoquímica de elementos maiores	39
4.2.1.1.	Diagramas de classificação.....	39
4.2.1.2.	Diagramas spider	44
4.2.2.	Geoquímica de elementos de terras raras	46
4.2.3.	Discriminação de ambientes tectônicos	49
4.3.	Geocronologia e Geoquímica Isotópica	50
4.3.1.	Método U-PB em zircão.....	51
4.3.1.1.	Granito de Inchope.....	51
4.3.1.2.	Quartzo-sienito do monte Chissui	55
4.3.2.	Método Rb-Sr em rocha total e minerais.....	57
4.3.3.	Método Sm-Nd em rocha total	60
5.	DISCUSSÕES	65
6.	CONCLUSÕES	69
7.	BIBLIOGRAFIA	70

1. INTRODUÇÃO

1.1. *Generalidades*

Este trabalho enquadra-se no âmbito do Programa de Estudantes-Convênio de Pós-graduação (PEC-PG) através do Ministério das Relações Exteriores (MRE), por intermédio do Departamento Cultural (DC), Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) em cooperação com o Ministério de Ciências e Tecnologia de Moçambique (MCT).

O presente trabalho cinge-se na caracterização geocronológica da região de Gondola-Nhamatanda (Centro de Moçambique) em termos de metamorfismo, resfriamento, petrogênese e idades modelo bem como classificação e nomenclatura das rochas. A área, segundo Lachelt (2004), contém veios pegmatíticos com mineralizações de cassiterita e columbita que se podem observar entre granitos e xenólitos metassedimentares e metavulcânicos bem como na zona de contato entre granitos e xistos. Verifica-se ainda a ocorrência de mineralizações de apatita e fluorita no carbonatito do monte Xiluvo (GTK CONSORTIUM, 2006).

A área de trabalho enquadra-se no Complexo de Bárue que se divide nos Grupos Supracrustais de Macossa e Chimoio ambos intrudidos por rochas plutônicas de várias composições (GTK CONSORTIUM, 2006). A margem Este do Complexo de Bárue é cortada por rochas do karroo vulcânico, que Manninen et al. (2008) atribuíram a flexura Nuanetsi-Sabi (NNE-SSW) originada por magmatismo relacionado com plumas a ~183 Ma e subsequente fraturamento do Gondwana durante o jurássico inferior-médio que consiste principalmente de fluxos de lava Toleítica a picrítica, rochas piroclásticas félsicas bem como veios e diques relacionados com o fraturamento do Gondwana e abertura do Oceano Índico. A Norte, o Complexo termina por um cavalgamento orientado para Norte, enquanto que no

sul as rochas do Complexo são cobertas camadas do Fanerozoico (GTK CONSORTIUM, 2006).

A amostragem foi feita em afloramentos de granito de Inchope, quartzo-sienito do monte Chissui e fonolito do monte Xiluvo obedecendo ao critério de colheita de amostras de rocha sem alteração intempérica, com tamanho unitário de aproximadamente 6 a 10 vezes maior que o do maior cristal e com pelo menos 3kg de peso unitário.

As amostras foram submetidas a análises petrográficas; isotópicas pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr em rocha total, biotita e muscovita e Sm-Nd em rocha total. Além disso foram realizadas análises químicas para elementos maiores, menores e traço por Espetrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX) e *Inductively Coupled Plasma –Mass Spectrometry* (ICP-MS). Este estudo permitiu determinar os litotipos que intrudiram o grupo supracrustal de Chimoio, suas idades de cristalização e de diferenciação dos magmas que formaram seus protólitos e ainda o enquadramento tectônico.

1.2. Revisão da Literatura

Dados geocronológicos são escassos na área de estudo conforme se pode depreender do ANEXOS I. A área foi estudada em termos de prospeção e pesquisa geoquímica (LKAB, 1980; KORKIAKOSKI, 2007) e caracterização química e isotópica (MELLUSSO et al., 2004) bem como geocronologia, litogeoquímica e geoquímica isotópica do carbonatito do monte Xiluvo (CHAUQUE, 2008). O mapeamento geológico a escala 1:250.000 culminou com a definição dos litotipos bem como de idades de cristalização e retrabalhamento (GTK CONSORTIUM, 2006)

A *Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag* (LKAB), Empresa Sueca de Consultoria em Geologia, realizou na década 70 trabalhos de prospecção geoquímica na região de Inchope-

Doeroi que culminou na identificação de uma província metalogenética de estanho-tântalo-nióbio com possível potencial económico. Foram colhidas 243 amostras, de sedimentos de corrente e raízes de plantas, numa área de cerca de 700km². Estas amostras foram analisadas para Sn, Ta, Nb e La usando os métodos ICP-MS e FRX (LKAB, 1980).

Mellusso et al. (2004), realizaram caracterização química e isotópica (C, O, S, Sr e Nd) do carbonatito do monte Xiluvo. Estes consideraram o carbonatito do Monte Xiluvo como sendo constituído por calcio-carbonatitos, lamprofire e sienitos que intruíram o basamento pré-cambriano há 120Ma.

A *Geological Survey of Finland* (GTK CONSORTIUM) realizou, de 2002 a 2006, mapeamento geológico 1:250.000 no âmbito do projecto de apoio e capacitação institucional que culminou com a produção do mapa geológico a escala de 1:1.000.000. Determinou idades, para as rochas da área de estudo (Gondola-Nhamatanda), magmática de 1079±7Ma (SHRIMP U-Pb em zircão) e metamórfica de 530-510Ma (TIMS U-Pb em monazita) para o Granodiorito de Inchope. Para o metatonalito do monte Chissui determinou interceptos da concordia de 1150 – 600Ma por TIMS U-Pb em zircão, sendo o efeito de metamorfismo indicado pelo intercepto inferior e a cristalização pelo intercepto superior.

A área de trabalho é cortada por rochas do karoo vulcânico que Manninen et al. (2008), atribuíram à flexura Nuanetsi-Sabi originada por magmatismo relacionado com plumes a ~183 Ma e subsequente fraturamento do Gondwana durante o jurássico inferior-médio que consiste principalmente de fluxos de lava Toleítica a picrítica, rochas piroclásticas félsicas bem como veios e diques relacionados com o fraturamento do Gondwana e abertura do Oceano Índico.

A Direção Nacional de Geologia (DNG - Moçambique) no ano 2005 realizou trabalhos de prospecção e pesquisa geoquímica na região de Gondola-Nhamatanda tendo colhido 472

amostras de sedimentos de corrente, numa área de 5730 km², usando uma densidade de amostragem de 1 amostra / 10km². Estas amostras foram analisadas para 54 elementos por FRX, Espectrometria de Emissão Atômica (ICP-AES), *Graphite furnace atomic absorption spectrometry (GFAAS)* e *Carbon Analyser* (KORKIAKOSKI, 2007).

Segundo Korkiakoski (2007) a DNG, tendo como base as anomalias de Sn da LKAB e de Au da DNG, realizou no ano 2006 uma pesquisa geoquímica de solos em 5 (cinco) sub-áreas inseridas na área de sedimentos de corrente da DNG. Nesta pesquisa foram colhidas cerca de 1348 amostras de solo com densidades de amostragem que variam de 100x200 a 500x1000 que foram analisadas para 34 elementos por FRX e 28 elementos por ICP-MS. Este trabalho permitiu relacionar as anomalias de Au e Sn aos veios pegmatíticos inseridos no ortogneiss de Inchope.

Chauque (2008) fez estudo geocronológico, litogeoquímico e de geoquímica isotópica de alguns carbonatitos, incluindo do Monte Xiluvo, e rochas alcalinas de Moçambique. Esta atribuiu o reservatório dos carbonatitos do monte Xiluvo ao manto empobrecido ($\epsilon_{Nd} = 1,37$ e 0,55).

Manttari (2008) descreveu três (3) idades das rochas do cinturão de Moçambique integradas na área de estudo. Duas idades U-Pb SHRIMP em zircões de granitos do Complexo de Bárue ~35km a Este de Chimoio foram de 1119 ± 21 Ma e 1079 ± 7 Ma. O método TIMS em zircões de tonalito do complexo de Bárue forneceu um intercepto superior de 1,3Ga e um intercepto inferior de 0,6Ga com a máxima idade registrada de 1150Ma representando a idade de cristalização mínima. O intercepto inferior de 0,6Ga reflete o evento Pan-Africano de retrabalhamento.

A área limite Oeste da de estudo experimentou eventos metamórficos polifásicos a 1200Ma, 550Ma e 450Ma, idades típicas de orogenias Grenviliana e Pan-Africana (MANHIÇA et al., 2001). Esta foi investigada em termos de química de rocha total e química de isótopos radiogénicos e mostrou similaridade com Drauning Maud Land ocidental, Antartica (GRANTHAM et al., 2011).

1.3. *Objetivos*

O presente trabalho de geoquímica e geotectónica tem como objetivo geral:

- ✚ Investigar em termos de petrologia, tectónica e geocronologia o granito de Inchope, Quartzo-sienito do monte Chissui e fonolito do monte Xiluvo, região central de Moçambique.

E como objetivos específicos:

- ✚ Investigar a história geológica das rochas da área de estudo comparando com outras dos cinturões de Moçambique e Kibaran;
- ✚ Determinar as idades modelo e parâmetros petrogenéticos usando a geoquímica isotópica Sr e Nd em rocha total;
- ✚ Caracterizar em termos petrográficos a área de estudo;
- ✚ Determinar as idades de cristalização das rochas pelos métodos geocronológicos U-Pb em zircão e Rb-Sr em rocha total e idades de resfriamento por Rb-Sr em minerais; e
- ✚ Caracterizar as rochas da área de estudo usando geoquímica de elementos maiores, traço e terras raras.

1.4. *Localização da área de estudo*

A área objeto deste estudo situa-se na região central de Moçambique, nos distritos de Gondola e Nhamatanda (Figura 1), na região abrangida pelas Folhas Chimoio (1933) e Beira (1934) a

escala 1:250.000. Foi considerada para efeitos de comparação a área de Chimoio representada no mapa de localização.

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Parte central de Moçambique (As linhas vermelhas são estradas e as escuras limites geográficos de Postos Administrativos)

2. MÉTODO DE TRABALHO

2.1. *Trabalho de campo*

Este trabalho foi realizado nas Províncias de Manica e Sofala, em fevereiro de 2010, concretamente nos distritos de Gondola e Nhamatanda em Moçambique.

A amostragem foi feita em afloramentos de granito de Inchope (15 amostras), quartzo-sienito do Monte Chissui (8 amostras) e fonolito do monte Xiluvo (2 amostras).

Obedeceu-se ao critério de colheita de amostras de rocha sem alteração intempérica, com tamanho unitário de aproximadamente 6 a 10 vezes maior que o tamanho do maior cristal e com pelo menos 3kg de peso unitário.

2.2. Trabalho laboratorial

2.2.1. Análises petrográficas

Este trabalho foi realizado no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil.

Para o efeito foram confeccionadas e descritas em termos petrográficos 9 (nove) lâminas delgadas. A descrição petrográfica foi feita num microscópio de marca Olympus, modelo BXP50. As feições mineralógicas e texturais principais foram fotografadas por meio duma máquina fotográfica de marca Olympus, modelo C5050, acoplada ao microscópio. Estas descrições permitiram efetuar a seleção de amostras para as determinações isotópicas.

2.2.2. Análises isotópicas

A preparação de amostras para análises isotópicas foi feita no Laboratório de separação de minerais do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Para alcançar os objetivos traçados foram selecionadas 9 (nove amostras) distribuídas em 3 (três) zonas de afloramento:

- Granito de Inchope;
- Quartzo-sienito do Monte Chissui; e
- Fonolito do Monte Xiluvo.

As amostras selecionadas foram preparadas com vista à obtenção de material para **rocha total** (FRX, Sr/Sr e Sm/Nd), biotita e muscovita para **Rb-Sr** bem como zircão para **U-Pb** por *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS).

Para rocha total a amostra, com volume aproximado de 10 vezes maior que o maior cristal, previamente limpa para excluir todo e qualquer tipo de alteração foi fragmentada a tamanhos aproximados de 2cm usando martelo. Os melhores fragmentos foram selecionados e reduzidos a grãos de aproximadamente 0,5cm num pilão (mortar) de aço e pulverizadas num moinho de discos com revestimento de tungsténio.

As amostras para biotita e muscovita foram trituradas num pilão (mortar) de aço com revestimento de tungsténio, peneiradas em crivos de 35 e 60 mesh, processadas num Separador electro-magnético (Frantz) com prévia eliminação de minerais magnéticos através de íman de mão e homogeneizadas manualmente usando papel A4. Finalmente foram pulverizadas em almofariz.

As amostras para zircão e monazita foram britadas, moídas e peneiradas usando crivos de 0,150 a 0,063mm. Passaram posteriormente numa mesa com fluxo de água controlado e movimentos horizontais constantes que possui guias (Wiffleys) que são canaletas por onde o material é distribuído pela água permitindo a separação dos minerais em função da inclinação frontal da mesa e do fluxo de água. As etapas finais foram o separador electromagnético e os líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno).

Os diagramas e cálculos de idades foram feitos usando ISOPLOT 4 conforme LUDWIG, 2009.

2.2.2.1. Método U-Pb em Zircão

Zircão é um mineral rico em Urânio com uma ampla distribuição, presente em muitas rochas ácidas a intermédias, e tem se tornado o principal material usado no método de datação U-Pb. Este possui um retículo cristalino muito resistente a alterações posteriores, retendo com eficiência tanto os elementos-pai (Urânio) como os elementos-filho (Chumbo). Além disso o

zircão apresenta temperaturas de bloqueio muito altas para o sistema isotópico U-Pb, de cerca de 800°C. Por esses motivos, cristais de zircão em rochas metamórficas derivadas de rochas ígneas podem conservar o registro de sua idade de cristalização original (FAIRCHILD; TEIXEIRA; BABINSKI, 2009).

Segundo Foster et al. (2000), dos minerais acessórios ricos em U-Th usados em geocronologia, monazita é talvez o mais útil para determinar a idade de metamorfismo em rochas graníticas e pelíticas. Este fosfato de elementos de terras raras leves é um mineral acessório relativamente comum numa variedade de rochas e tem altas concentrações de U e Th e tem concentrações mínimas de Pb comum. Estas características associadas ao menor risco de herança isotópica e alta resistência de perda de Pb conduziram a um crescente uso de monazita como uma ferramenta cronológica em rochas metamórficas.

Urânio (U) e Chumbo (Pb) são membros da série dos elementos actínídeos. Sob condições oxidantes U forma o ião Uranil (UO_2^{2+}) no qual U tem valência de +6. O ião Uranil forma compostos que são solúveis em água. Entretanto U é móvel em condições oxidantes. As concentrações médias de U em meteoritos condríticos são de cerca de 1×10^{-2} ppm. No curso de fusão parcial das rochas no manto da terra, U é concentrado na fase líquida e assim se concentra nos produtos mais ricos em sílica. Por isso a diferenciação geoquímica progressiva do manto superior tem enriquecido as rochas da crosta em U relativamente às do manto superior (FAURE; MENSING, 2005).

U tem 3(três) isótopos naturais ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U radioativos. Pb tem quatro isótopos: ^{208}Pb , ^{207}Pb e ^{206}Pb que são radiogênicos e ^{204}Pb que é não radiogênico (DICKIN, 1995).

Este método baseia-se no decaimento de dois isótopos radioativos de U, ^{235}U e ^{238}U , que geram, respectivamente, os isótopos radiogênicos, ^{207}Pb e ^{206}Pb . Cada par ($^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$) fornece uma idade independente e quando as duas coincidem, são chamadas de

idades concordantes. Lançados em gráfico de $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ versus $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$, os pontos representando as idades concordantes definem a curva concórdia. Porém quando não coincidem, as idades calculadas são chamadas de idades discordantes. Esta situação ocorre por causa das perdas de Pb do mineral. No caso de haver várias análises, os pontos referentes às respectivas razões isotópicas dos dois pares geocronológicas podem se alinhar numa reta denominada discórdia. No gráfico $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ versus $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$, a intersecção da reta com a curva concórdia (intercepto superior) é interpretada como a **idade de cristalização** dos minerais datados, uma vez que este ponto representa a concordância em idade para ambos os sistemas de Urânio. O intercepto inferior representa **metamorfismo termal** carecendo de confirmação de outros métodos de datação radiogênica tais como K-Ar, Rb-Sr ou Sm-Nd (FAIRCHILD; TEIXEIRA; BABINSKI, 2009).

A separação dos zircões para o método U-Pb foi feita no CPGeo e consistiu de britagem, moagem, peneiramento, mesa vibratória, separação electromagnética, líquidos pesados e catação manual. A rotina do CPGeo se encontra descrita em Sato et al. (2008).

As análises U-Pb em zircões foram feitas no NEPTUNE que é um espectrómetro de massa multicolector (MC-ICP-MS – *Multi collector inductively coupled plasma mass spectrometer*). O espectrómetro possui analizador de energia e analisador de massa de sector magnético. O sistema de detecção está equipado com nove (9) coletores de Faraday, seis (6) *mult ion counting* e um (1) *Secondary electron multiplier (SEM)*. A análise *in situ* dos zircões foi feita por abrasão usando pulsos de *laser excimer*. A frequência do laser varia de 5 a 100Hz e a energia aplicada varia de 0 a 20mJ. Para a escolha dos pontos de análise por Laser se usou imagens de catodoluminiscência (Anexos VII, VIII e IX). Os componentes abrasados foram arrastados/transportados por meio dum fluxo de gás Ar/He para o interior da câmara. As análises consistiram de treze (13) *spots* intercalados com dois (2) brancos e três (3) padrões

iniciais bem como dois (2) brancos e dois (2) padrões no final para normalizar e/ou corrigir eventuais desvios (*bias*) nas medidas das razões isotópicas das amostras .

2.2.2.2. Método Sm-Nd em rocha total

Samário (Sm) e Níodímio (Nd) são elementos de terras raras juntos numa relação pai-filho pelo decaimento alfa de ^{147}Sm para ^{143}Nd com meia vida de 106Ga. Ambos elementos são largamente distribuídos nos minerais e rochas comuns mas suas concentrações são geralmente menores que 10ppm, exceto em fosfatos e rochas ígneas alcalinas nas quais Sm e Nd têm concentrações mais altas. Rochas ígneas máficas e ultramáficas apresentam razões Sm/Nd maiores que as das rochas intermédias á félsicas (FAURE, 1986).

As idades obtidas por este método podem ser utilizadas em complemento às idades U-Pb, para a caracterização da natureza de eventos maiores envolvendo a mistura e contaminação mútua de rochas e materiais da crosta e do manto (FAIRCHILD; TEIXEIRA; BABINSKI, 2009).

Segundo Dickin (1995) o método Sm-Nd é de grande utilidade na averiguação de fontes e processos, mediante cálculo das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e obtenção das idades modelo (T_{DM}) e o parâmetro épsilon Nd (ϵNd) em decorrência do princípio básico de que o principal evento modificador da razão Sm-Nd em rocha total é o processo de diferenciação manto-crosta.

A evolução isotópica de Nd na terra é descrita em termos dum modelo chamado CHUR, *Chondritic Uniform Reservoir*. Este modelo assume que Nd terrestre evoluiu num reservatório uniforme no qual a razão Sm/Nd é igual aquela de meteoritos condriticos. A razão

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ deste reservatório hoje é 0,512638, relativa a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de CHUR hoje é 0,1967. CHUR pode ser também usado para calcular o tempo em que o Nd nas rochas crustais pode ter se separado do reservatório condritico. Obtém-se **idades modelo** determinando o tempo no passado em que a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da rocha era igual a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR (FAURE, 1986).

O epsilon Nd (ϵNd) se usa para comparar a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rochas ígneas e metamórficas na crosta da terra com as razões correspondentes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de CHUR no momento da cristalização das rochas. Um valor positivo de épsilon indica que as rochas são derivadas de sólidos residuais no reservatório depois do magma ser retirado. Tais partes do reservatório são chamadas “empobrecidas em elementos com iões litofílicos maiores (LIL)” que são preferencialmente particionados na fase líquida durante a fusão parcial. Um valor negativo de épsilon indica que as rochas foram derivadas de fontes que tinham uma razão Sm/Nd inferior que a do reservatório condritico. Isto significa que tais rochas foram derivadas ou assimiladas de rochas crustais antigas cuja razão Sm/Nd foi baixada originalmente quando elas se separam do CHUR. Finalmente, quando o valor de épsilon for zero, a composição isotópica de Nd na rocha é indistinguível da do reservatório condritico do qual podemos concluir que as rochas podem ter sido derivadas diretamente daquele reservatório (FAURE, 1986).

As concentrações de Sm e Nd foram obtidas pela técnica convencional de troca catiônica em colunas de resina AG50WX8 após dissolução com HF-HNO₃-HClO₄.

As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (medidas como Nd⁺) foram determinadas por espectrometria de massa de fonte sólida num sistema ultra-alto vácuo de 10⁻⁸mBar e voltagem de aceleração de 10kV usando filamento de Ta-Re e tensão de 10000V e normalizadas para o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ segundo as recomendações de De Paolo (1981).

2.2.2.3. Método Rb-Sr em rocha total e minerais

Rubídio (Rb), um metal alcalino do grupo I com raio iônico de 1,48Å podendo substituir potássio em minerais potássicos, tem dois isótopos naturais (^{85}Rb e ^{87}Rb) cujas abundâncias são 72,17% e 27,83% respectivamente e a razão $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,593$ que é constante na terra, lua e muitos meteoritos. Destes ^{87}Rb é radioativo e decai para ^{87}Sr (CATANZARO et al., 1969 apud DICKIN, 1995).

Estrôncio (Sr), elemento de terras alcalinas do grupo IIA com raio iônico de 1,13Å podendo substituir cálcio em muitos minerais, tem quatro isótopos naturais (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr) estáveis cujas abundâncias são 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56% respectivamente (FAURE, 1986; FAURE; MENSING, 2005).

Este método usa as temperatura de bloqueio de minerais para dar informação acerca da história de arrefecimento de terrenos metamórficos ou determinar a idade de resfriamento (DICKIN, 1995).

Durante a cristalização fraccional do magma, Sr tende a se concentrar em plagioclásio, enquanto Rb permanece na fase líquida. Consequentemente, a razão Rb/Sr do magma residual pode aumentar gradualmente no curso de cristalização progressiva. Rochas ígneas tendem a aumentar a razão Rb/Sr com o aumento do grau de diferenciação. Rb se concentra primariamente em mica, k-feldspatos e minerais argilosos, enquanto que Sr ocorre em plagioclásio, apatita e carbonatos. O decaimento de minerais com rubídio pode ser usado para calcular idades para tais minerais medindo as concentrações de Rb e Sr e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (FAURE, 1986).

As concentrações de Rb e Sr foram obtidas por fluorescência de raios-x. A separação de Sr foi feita pela técnica convencional de troca catiônica em colunas de resina AG50WX8 após dissolução com HF-HNO₃-HClO₄. O erro para a razão isotópica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foi calculado a partir da propagação de erros analíticos das variáveis usadas na equação. As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram determinadas por espectrometria de massa de fonte sólida num sistema de ultra-alto vácuo de 10⁻⁸ mBar e voltagem de aceleração de 10KV usando filamentos de Ta e

tensão de 8000V. Os erros (2σ) variaram de 0.000066 – 0.000119 para Sr e foram normalizadas para o valor $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ segundo as recomendações de DePaolo (1981). O Valor médio para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NBS-987 durante Janeiro a Junho/2011 = 0.710265 ± 0.000031 .

2.2.3. Análise Geoquímica

Este trabalho foi feito nos laboratórios de tratamento de amostras, de fluorescência de raios-x e de ICP-MS do Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Neste item foram analisados elementos maiores, traço e de terras raras. As amostras foram preparadas usando moinho de ágata e analisadas por fluorescência de raios-x para elementos maiores e menores e por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (*ICP-MS*) para elementos terras raras.

Os elementos maiores e traço foram determinados no espectrômetro de fluorescência de raios-x marca Phillips modelo PW 2400 com tubo de Rhodio usando pastilhas prensadas e fundidas cujos procedimentos analíticos detalhados constam de Mori et al. (1999). Os padrões usados foram

JB 1a e JG 1a.

As análises de elementos de terras raras (ETR) foram feitas por *ICP-MS* no instrumento modelo ELAN 6100 DRC (*Dynamic Reaction Cell*) seguindo procedimentos encontrados em Navarro et al. (2008) e suas referências. As soluções foram preparadas usando decomposição por ataque com mistura de ácidos (HF e HClO_4 ; HF e HNO_3 ; HCl e HClO_4) no forno de micro-ondas modelo MDS-2100. Os padrões usados foram JG-3 (granito) e JR-1 (riolito) - material de referência do GSJ (Japão).

Os diagramas foram feitos usando o pacote *Geochemical Data Toolkit* (*GCDKit*) para windows (JANOUSEK; FARROW; ERBAN, 2008)

3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. Geologia Regional

A área de estudo localiza-se no Complexo de Bárue (Grupo de Chimoio). Pinna et al. (1987), no mapa geológico à escala 1:1.000.000, apresenta este complexo dividido em cinco unidades litostratigráficas nomeadamente os grupos de Nhamatanda, Madzuire, Changara, Canxixe e Matambo. Estes grupos não podem ser identificados como entidades separadas nas imagens radiométricas e aeromagnéticas. De acordo com Lachelt (2004), relativamente ao cráton de Kalahari, o Complexo de Bárue é limitado pelos grupos de Gairezi e Umkondo pertencentes ao ciclo orogénico Irumide. Pinna et al. (1987), atribuiu idades de 1100 a 800 Ma às principais rochas do complexo de Bárue.

GTK CONSORTIUM (2006) apresenta um mapa geológico no qual não mantém os grupos propostos anteriormente. O Complexo de Bárue (Figura 2) é dividido nos grupos supracrustais de Macossa e Chimoio, ambos intrudidos por rochas plutónicas de várias composições. Nesta divisão o Complexo de Bárue é limitado a Este por uma série de falhas do rifte Este Africano e formações recentes em parte cobertas por sedimentos recentes, a Oeste por um cizalhamento sinistral ao longo da margem cratónica arqueana, a Norte por um cavalgamento orientado para Norte e a sul as rochas do Complexo se tornam cobertas por camadas do Fanerozoico.

Figura 2. Mapa de localização do Complexo de Bárue. Adaptado de GTK CONSORTIUM, 2006

O Complexo de Bárue faz parte do cinturão de Moçambique (KOISTINEN et al., 2008). Este cinturão resultou dum evento tectônico que aconteceu entre 800 e 650Ma envolvendo colisão continente-continente entre Gondwanas Este e Oeste (JACOBS; THOMAS, 2004). Este se

estende por 8000km desde Arabia a norte (escudo Arabian-Nubian) ao longo da margem oriental de África (cinturão de Moçambique) até Antartica (Figura 3). Em muitos lugares ao longo da sua extensão, a orogenia tem uma largura de cerca de 1000km. Representa um cinturão orogênico, do tipo Himalaia, que resultou da colisão final de diferentes partes do proto-gondwana Este e Oeste durante o Neoproterozoico depois do fechamento do oceano Moçambique podendo ser interpretado em termos de modelo de escape tectónico (JACOBS; THOMAS, 2004).

Segundo GTK Consortium (2006), o cinturão de Moçambique ao longo das margens Este e Norte do Cráton de Zimbabwe compreende os supracrustais ~2Ga dos grupos de Rushinga e Gairezi e granitoides intrusivos ~1100Ma bem como intrusivos máficos e gnaisses migmatíticos supracrustais de idade incerta do Complexo de Bárue. O grau de metamorfismo aumenta de Oeste para Este, desde o baixo grau do Cráton de Zimbabwe até ao alto grau do cinturão de Moçambique.

Kroner & Stern (2004), com base na distribuição de idades radiométricas de Zircão, distinguiram dois picos a 610 – 660Ma e 530 – 570Ma dos quais dois eventos orogênicos foram identificados. A Orogenia Este Africana (610 – 660Ma) que se orienta N-S e a Orogenia Kuunga (530 – 570Ma) que resultou da colisão e amalgamação do Gondwana Norte (Gondwana leste mais Oeste) e Gondwana sul (cráton de Kalahari mais Antartica) – figura 2.

Figura 3. Orogenia Este Africana – Antartica a esquerda (KRONER; STERN, 2004). Orogenias Este Africana e Kuunga a direita (GTK CONSORTIUM, 2006). Área de trabalho (■)

De acordo com Kroner & Stern (2004) o cinturão de Moçambique consiste de gnaisses de médio a alto grau e volumosos granitoides que se estendem desde o escudo Arabian-Nubia até Moçambique. Trata-se de crosta arqueana retralhada mostrando idades T_{DM} de cerca de 2,5Ga (a Oeste) e granulitos com idades T_{DM} que variam de 1,0 – 1,4Ga (a Este) (GTK CONSORTIUM, 2006).

3.1. Geologia Local

As rochas estudadas pertencem ao grupo supracrustal de Chimoio. Trata-se de granitos e quartzó-sienitos intrudindo as rochas supracrustais constituídas por paragneisses migmatíticas. As rochas intrusivas afloram a SE da cidade de Chimoio. Foram tratados o granito de Inchope e o quartzó-sienito (metatonalito para GTK CONSORTIUM, 2006) do monte Chissui. Em adição se estudou o fonolito (microsienito para GTK CONSORTIUM, 2006) do monte Xiluvo por cortar o granito de Inchope (Figura 4).

GTK CONSORTIUM (2006) estudou o ortogneisse de Inchope e o metatonalito do monte Chissui. Ambas rochas são do Mesoproterozoico. Por um lado, o ortogneisse de Inchope apresenta composição que varia de granítica a tonalítica. Ele apresenta veios pegmatíticos com mineralizações de Sn, Nb e Ta (LKAB, 1980; LACHELT, 2004; GTK CONSORTIUM, 2006; KORKIAKOSKI, 2007). Por outro lado, o metatonalito é tratado no presente estudo como quartzo-sienito do monte Chissui por apresentar predominância de feldspato potássico. Este aflora à ESE de Chimoio. Em adição, o fonolito do monte Xiluvo intrude o granito de Inchope. Ele aflora nas pedreiras das Construtoras CETA – Construções e TRANSPAL em Nhamatanda (ver Cadastro Mineiro de 2011 disponível na Direção Nacional de Minas, Ministério de Recursos Minerais-Moçambique).

Os granitoides estudados cristalizaram no Mesoproterozoico e sofreram retrabalhamento pelo evento tectono-metamórfico Pan Africano. Manhiça et al., (2001) estudou gneisses e granodioritos de Chimoio à Oeste da área do presente estudo. Usando os métodos U-Pb em zircão, Sr-Nd em rocha total e Ar-Ar em micas obteve idades de cristalização que variam de 1112 ± 18 Ma a 1108 ± 12 Ma e de resfriamento de cerca de 556 ± 7 Ma e interpretou as rochas como sendo resultantes da fusão parcial ou retrabalhamento da crosta arqueana.

Figura 4. Mapa geológico da área de estudo com amostras usadas na geocronologia

4. RESULTADOS

4.1. Petrografia

A petrografia consistiu nas descrições macroscópica e microscópica das amostras. A descrição macroscópica incidiu na coloração, cristalinidade, granulometria e textura. Por outro lado, a descrição microscópica cingiu-se nas composições mineralógicas principal e secundária. Nesse contexto, foram analisadas e descritas as amostras e lâminas delgadas de três grupos de rochas. Trata-se de quatro (4) amostras de granito de Inchope, duas (2) de quartzo-sienito do Monte Chissui e uma (1) de fonolito do monte Xiluvo (Tabela 1).

Tabela 1. Amostras com descrição de lâminas delgadas

Amostra	Rocha	Qz	Pl	K-f	Nf	Bt	Mu
VM-017	Quartzo-sienito	X	X	X		X	X
VM-021	Quartzo-sienito	X	X	X		X	X
VM-011	Granito	X	X			X	X
VM-015	Granito	X	X			X	X
VM-012	Granito	X	X			X	X
VM-025	Granito	X	X			X	X
VM-003	Fonolito		X	X	X	X	
Qz – Quartzo; Pl – Plagioclase; K-f – Feldspato potássico; Nf – Feldspatoide (Nefelina); Bt – Biotita; Mu - Muscovita							

4.1.1. Granito de Inchope

O granito de Inchope apresenta coloração acastanhada. Esta rocha é holocristalina e porfirítica. Caracteriza-se por uma granulação variável entre fina a média. Sua textura é granular variando de xenomórfica a hipidiomórfica.

Esta rocha apresenta como mineralogia principal quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e muscovita; e como acessórios opacos, titanita, anfibólio (hornblenda), zircão, zircão, apatita, monazita e silimanita. Pode se observar ainda inclusões de Mirmequita. O quartzo ocorre em grãos incolores, anédricos, com limites que frequentemente se adaptam às formas dos outros minerais e apresenta extinção ondulada bem como desenvolvimento de sub-grãos. O

plagioclásio existe sob forma de cristais sub-édricos à anédricos com lamelas de deformação e extinção ondulada mostrando-se por vezes alterada localmente para serecita.

A Microclina apresenta intercrescimento da pertita (Figura 5). A biotita se apresenta sob grãos de forma sub-édrica, com pleocroísmo típico entre castanho claro a castanho escuro mostrando por vezes geminações. Os opacos se apresentam intercrescidos na muscovita. O zircão ocorre intercrescido entre biotita e muscovita.

Figura 5. Fotomicrografia da amostra VM015 (S19° 13'35,5" / E33° 51'12,5") mostrando microclina, biotita, muscovitae plagioclásio. Polarizadores cruzados.

4.1.2. Quartzo-sienito do Monte Chissui

O quartzo-sienito caracteriza-se por apresentar coloração Marom esbranquiçada, holocristalina e porfirítica de granulação variável entre média e grossa. Esta rocha é constituída predominantemente por microclina (Figura 6) e quantidades menores de quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, apatita, alanita, titanita, zircão, calcita e opacos. Apresenta textura xenomórfica a hipidiomnórfica. A microclina exibe uma textura granofírica e apresenta intercrescimento da pertita (exsolução) enquanto que o plagioclásio mostra extinção ondulada e lamelas de deformação. Os dois apresentam inclusões de biotita, muscovita e opacos. O

quartzo se apresenta subédrico a anédrico com extinção ondulada. Pode se notar localmente a seritização do plagioclásio. O zircão aparece incluso na biotita.

Figura 6. Microfotografias da amostra VM017 (S19° 12' 04,1" / E33° 31' 40,0") apresentando microclina, plagioclásio e calcita. Polarizadores cruzados.

4.1.3. Fonolito do monte Xiluvo

Esta rocha é macroscopicamente afanítica a sub-fanerítica. Apresenta estrutura compacta e fraturas conchoidais. Caracteriza-se por apresentar coloração cinzenta escura.

Esta rocha apresenta, microscopicamente, textura hipidiomórfica a xenomórfica e granulometria fina a média. Sua mineralogia consiste de plagioclásio e anfibólio envolvidos por uma matriz de apatita, sanidina, microclina, piroxena e biotita. O anfibólio apresenta-se por vezes em alteração noutro originando uma textura coronítica ou auréola de alteração (Figura 7). O plagioclásio apresenta-se em forma de grãos sub-édricos a anédricos com zoneamento.

Figura 7. Fotomicrografia das lâminas delgadas do fonolito do monte Xiluvo VM003 (S19° 14' 46,0" / E34° 06' 57,0"). Polarizadores cruzados.

4.2. *Litogeoquímica*

Neste contexto foram analisadas 6 (seis) amostras de Granito, Quartzo-sienito e fonolito por fluorescência de raios-x usando pastilha fundida para elementos maiores e ICP-MS usando pastilha prensada para elementos de terras raras e traço. Para fins de comparação foram também usados dados de granitoides de Chimoio apresentados em Grantham et al. (2011) (ANEXO VI).

4.2.1. **Geoquímica de elementos maiores**

Neste contexto foram analisados elementos maiores como SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_3 por fluorescência de raios-x.

Para o tratamento dos dados referentes a elementos maiores usaram-se diagramas de classificação e variação.

4.2.1.1. **Diagramas de classificação**

Para a classificação dos granitoides usaram-se dados de duas (2) amostras de granito de Inchope e duas (2) do Quartzo-sienito do monte Chissui do presente estudo e seis (6) amostras de granodiorito de Chimoio apresentados em Grantham et al. (2011). Estes dados foram

plotados no diagrama *Total Alkalies versus Sílica* (TAS) baseado em Cox et al. (1979). As rochas de Inchope têm um carácter ácido e classificam-se em granitos, as de Chissui um carácter intermédio e classificam-se em quartzo-sienito e as de Chimoio um carácter intermédio e classificam-se em sieno-diorito (Figura 8).

Figura 8. Diagrama TAS de Cox et al. (1979) usado para projeção dos Granito de Inchope (☒), Quartzo-sienito do monte Chissui (☒) e Granodiorito de Chimoio (+).

Para o caso dos dados das amostras do monte Xiluvo usou-se o diagrama Nb/Y versus Zr/Ti modificado por Pearce (1996). As amostras do presente estudo classificam-se em fonolitos (Figura 9).

Figura 9. Diagrama Nb/Y vs Zr/Ti do fonolito do monte Xiluvo (☒)

Todas rochas de granitoides (Figura 10) plotam na série calci-alcalina no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). As amostras vulcânicas do monte Xiluvo (Figura 11) colhidas no presente estudo plotam no campo calci-alcalino.

Figura 10. Diagrama de Irvine & Baragar (1971) para o Granito de Inchope (☒), Quartzzo-sienito do monte Chissui (☒) e Granodiorito de Chimoio (⬢)

Figura 11. Diagrama de Irvine & Baragar (1971) para o fonolito do monte Xiluvo (☒)

Os granitoides de Inchope apresentam um carácter peraluminoso, o quartzo-sienito do monte Chissui um carácter meta-peraluminoso e os granodioritos de Chimoio um carácter metaluminoso segundo o diagrama de Shand (1943) para rochas plutônicas apresentado na figura 12.

Figura 12. Diagrama de Shand (1943) para o Granito de Inchope (☒), Quartzo-sienito do monte Chissui (⊞) e Granodiorito de Chimoio (⊕).

O fonolito do monte Xiluvo, no diagrama de Shand (1943), apresenta o carácter peralcalino que se caracteriza por ter valores de Al_2O_3 inferiores aos de $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Figura 13).

Figura 13. Diagrama de Shand (1943) para o fonolito do monte Xiluvo

4.2.1.2. Diagramas spider

Para entender o padrão de abundância de elementos traço em granitóides usou-se o diagrama *spider* de Sun et al. (1980) no qual as abundâncias dos elementos incompatíveis são normalizados com os condritos. Neste diagrama os picos máximo e mínimo, as curvaturas e os declives dos padrões podem fornecer informações petrogenéticas relativos ao equilíbrio cristal-líquido (WILSON, 1989). Todas as rochas mostram anomalias negativas de Nb e Ti (Figura 14) sugerindo ambiente calci-alcálico de arco de ilha ou envolvimento de material crustal nos processos magmáticos. O Granito de Inchope e Quartzó-sienito do monte Chissui

mostram anomalia negativa de Sr que provavelmente resulta da cristalização fraccional do plagioclásio.

Figura 14. Diagrama *spider* para o granito de Inchope (■), quartzio-sienito do monte Chissui (■) e granodiorito de Chimoio (◆). Valores dos elementos normalizados em relação ao Condrito segundo Sun et al. (1980)

No caso de amostras do monte Xiluvo, normalizadas para o manto primitivo, se observa anomalias negativas para Ba, Ce, P e Ti e anomalias positivas para o restante de elementos incompatíveis (Figura 15). As anomalias negativas acentuadas de P refletem concentrações baixas de apatita nas amostras de fonolito do monte Xiluvo. As anomalias positivas de Pb estão relacionadas com a presença de monazita como fase acessória.

Figura 15. Diagrama *spider* de Sun et al. (1980) para o fonolito do monte Xiluvo

4.2.2. Geoquímica de elementos de terras raras

Segundo Rollinson (1993), os elementos de terras raras (ETRs) incluem metais com número atômico (Z) que varia de 57 a 71 (La a Lu) incluindo o Ytrio (Z=39) com um raio iônico similar ao ETR Holmium (Ho). São divididos nos seguintes grupos:

- Elementos de terras raras leves (ETRL) que vão de lantânio (La, Z=57) a európio (Eu, Z=63); e
- Elementos de terras raras pesados (ETRP) que vão de gadolímio (Gd, Z=64) a lutécio (Lu, Z=71).

Apesar do Ytrio ser o elementos de terras raras mais leves, geralmente é colocado no grupo de elementos de terras raras pesados ao qual é química e fisicamente similar.

Os elementos de terras raras são litófilos, trivalentes (exceto Ce^{+4} e Eu^{+2}) e com raio iônico similar.

As abundâncias relativas dos elementos lantanídeos tem sido úteis no entendimento de processos magmáticos e sistemas aquosos naturais. Comparações tem sido geralmente feitas usando gráficos logarítmicos de abundâncias de lantanídeos normalizados as abundâncias dos Condritos (ROLLINSON, 1993).

Os padrões de elementos de terras raras do granito de Inchope, Quartzo-sienito do monte Chissui e fonolito do monte Xiluvo foram traçados usando as concentrações de lantanídeos (La – Lu) no Condrito (NAKAMURA, 1974).

Os espectros de elementos de terras raras mostram no geral um forte enriquecimento em ETRL em comparação aos ETRP (Figura 16). Isto pode indicar a presença de granada ou zircão na fonte. Hornblenda no líquido félsico pode também ter a ver com o forte enriquecimento em ETRL relativamente a ETRP.

O granito de Inchope mostra uma forte anomalia negativa de Eu que pode significar remoção de feldspato da fusão félsica por fracionamento do cristal ou fusão parcial duma rocha na qual o feldspato é retido na fonte.

Figura 16. Diagrama de elementos de terras raras para as amostras da área de estudo normalizados segundo Condritos de Nakamura (1974)

Com respeito a geoquímica de elementos de terras raras, as razões LaN/YbN são amplamente variáveis podendo ser 18,52 – 21,09 para o fonolito do monte Xiluvo 31,49 – 80,52 para o granito de Inchope e 122,97 – 177,6 para o Quartzo-sienito do monte Chissui na sequência do aumento do grau de fracionamento (Tabela 1).

Tabela 2. Elementos terras raras normalizados para Condrito segundo Nakamura (1974)

Amostra	Rocha	Eu/Eu*	LaN/YbN	LaN/SmN	CeN/YbN	CeN/SmN	EuN/YbN
VMO15	granito	0,47	80,52	5,85	58,85	4,27	4,16
VMO25	granito	0,31	31,49	3,92	21,55	2,68	1,83
VMO17	Quartzo-sienito	1,17	122,97	13,31	70,05	7,58	6,88
VMO23	Quartzo-sienito	0,79	177,60	15,11	93,47	7,95	5,71
VMO03	fonolito	1,03	18,52	7,70	13,14	5,46	1,87
VMO04a	fonolito	1,02	21,09	4,64	17,22	3,79	3,41
VMO04b	fonolito	1,03	21,05	4,62	16,39	3,59	3,41

Além do padrão comum de fracionamento, os espectros dos ETR das amostras da área de estudo mostram moderado grau de empobrecimento em Eu, indicado pelos valores calculados de Eu/Eu^* (Tabela 1). Esses valores concentram-se preferencialmente entre 0,31 – 0,47 para o granito de Inchope, 0,79 – 1,17 para Quartzio-sienito do monte Chissui e próximos de 1 para o fonolito do monte Xiluvo.

4.2.3. Discriminação de ambientes tectônicos

Para a discriminação de ambientes tectônicos na área de estudo usou-se o diagrama de Pearce et al. (1984). Segundo este diagrama todas amostras plotam no campo dos granitóides de arco vulcânico e sin-orogênicos exceto uma (Quartzio-sienito do monte Chissui) que plota no ambiente intraplaca (Figura 17).

Figura 17. Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos de Pearce et al. (1984) para o granitóide de Inchope (■), Quartzio-sienito do monte Chissui (●) e granodiorito de Chimoio (◆)

As amostras colhidas no monte Xiluvo quando plotadas no diagrama de discriminação de ambientes tectônicos ocupam basicamente o campo dos basaltos calci-alcálinos de arco de ilha (Figura 18).

Figura 18. Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos para o fonolito do monte Xiluvo (☒) adaptado de Mullen (1983). Campo de basaltos calci-alcálinos de arco de ilha (CAB), Toleítos de arco de ilha (IAT), basaltos alcalinos de ilhas oceânicas (OIA), basaltos de cristas meso-oceânicas (MORB) e toleítos de ilhas oceânicas (OIT)

4.3. Geocronologia e Geoquímica Isotópica

Para estudos de geocronologia e geoquímica isotópica foram selecionadas nove (9) amostras, das quais três (3) foram analisadas por U-Pb em zircão, nove (9) por Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total e uma (1) por Rb-Sr em muscovita e biotita.

4.3.1. Método U-Pb em zircão

4.3.1.1. Granito de Inchope

Duas amostras deste granito foram analisadas pelo método U-Pb. Uma a sul do corpo granítico (VM011) e outra a norte do corpo granítico (VM015). As análises isotópicas são apresentadas nas tabelas 2 e 3 considerando erros de 1σ para as razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e para as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Na amostra VM011 foram analisados trinta e nove (39) *spots* em trinta e um (31) grãos de zircão (Tabela 2) tendo como referência as imagens de catodoluminescência com os *spots* feitos (Anexo VII). Os resultados obtidos foram plotados em diagramas de Wetherill que se baseiam numa curva concordia. Nestes usaram-se erros nos elipsoides de 1σ a um intervalo de confiança de 95% (Figura 19). Para o granito de Inchope, amostra VM011, foi obtida uma idade de $1065\pm 13\text{Ma}$ interpretada como de cristalização. Esta idade corresponde a média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentada na figura 20.

Tabela 3. Dados isotópicos U-Pb dos zircões da amostra VM011, granito de Inchope

25/03/2011 Leonardo Colombo VM-011 Granito										Ratios and errors			Ages and errors (Ga)						Conc. %	
Field Name	Spot	207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	Rho	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	206/238	
SPL 207, 5mJ, 0Hz, 29um																				207/206
VM 011	1.1	1.8607	0.0420	0.1801	0.0040	0.99	5.5517	0.1236	0.0749	0.0007	0.5548	0.2542	1.068	0.022	1.067	0.015	1.067	0.019	100	
VM 011	2.1	1.8114	0.0194	0.1770	0.0015	0.81	5.6484	0.0490	0.0748	0.0007	0.0386	0.0170	1.051	0.008	1.050	0.007	1.065	0.018	99	
VM 011	4.1	1.8195	0.0195	0.1756	0.0015	0.80	5.6946	0.0491	0.0756	0.0007	0.2005	0.0819	1.043	0.008	1.052	0.007	1.086	0.018	96	
VM 011	5.1	1.7182	0.0205	0.1687	0.0018	0.87	5.9275	0.0617	0.0747	0.0007	0.1704	0.0672	1.005	0.010	1.015	0.008	1.062	0.018	95	
VM 011	6.1	1.7506	0.0187	0.1730	0.0015	0.81	5.7804	0.0501	0.0744	0.0007	0.4872	0.1856	1.029	0.008	1.027	0.007	1.054	0.018	98	
VM 011	7.1	1.8125	0.0196	0.1760	0.0015	0.80	5.6803	0.0493	0.0743	0.0007	0.1176	0.0435	1.045	0.008	1.050	0.007	1.050	0.018	100	
VM 011	8.1	1.7658	0.0201	0.1737	0.0015	0.77	5.7578	0.0509	0.0736	0.0007	0.5627	0.2009	1.032	0.008	1.033	0.007	1.032	0.019	100	
VM 011	10.1	1.7250	0.0213	0.1692	0.0018	0.84	5.9106	0.0613	0.0743	0.0007	0.3848	0.1293	1.008	0.010	1.018	0.008	1.052	0.020	96	
VM 011	11.1	1.7870	0.0188	0.1744	0.0015	0.81	5.7333	0.0490	0.0749	0.0007	0.0646	0.0211	1.036	0.008	1.041	0.007	1.066	0.018	97	
VM 011	13.1	1.8934	0.0208	0.1820	0.0016	0.82	5.4956	0.0493	0.0755	0.0007	0.3228	0.0996	1.078	0.009	1.079	0.007	1.083	0.018	100	
VM 011	14.1	1.9151	0.0360	0.1841	0.0032	0.92	5.4330	0.0935	0.0767	0.0005	0.2838	0.0295	1.089	0.017	1.086	0.012	1.117	0.013	98	
VM 011	16.1	1.7591	0.0146	0.1695	0.0008	0.56	5.8986	0.0276	0.0764	0.0005	0.0267	0.0028	1.010	0.004	1.031	0.005	1.106	0.013	91	
VM 011	17.1	1.7821	0.0123	0.1717	0.0008	0.69	5.8232	0.0278	0.0762	0.0004	0.5697	0.0594	1.022	0.005	1.039	0.004	1.103	0.011	93	
VM 011	18.1	1.8437	0.0268	0.1807	0.0021	0.80	5.5344	0.0642	0.0750	0.0004	0.1951	0.0208	1.071	0.011	1.061	0.010	1.071	0.012	100	
VM 011	19.1	1.6856	0.0128	0.1682	0.0009	0.71	5.9442	0.0320	0.0724	0.0004	0.4864	0.0572	1.002	0.005	1.003	0.005	0.999	0.011	100	
VM 011	20.1	1.8363	0.0127	0.1790	0.0009	0.77	5.5866	0.0296	0.0747	0.0004	-0.2507	0.0462	1.062	0.005	1.059	0.005	1.062	0.011	100	
VM 011	21.1	1.8196	0.0150	0.1775	0.0010	0.66	5.6331	0.0306	0.0746	0.0004	0.2796	0.0294	1.053	0.005	1.053	0.005	1.053	0.011	100	
VM 011	22.1	1.7944	0.0130	0.1768	0.0011	0.83	5.6572	0.0340	0.0744	0.0004	0.0824	0.0087	1.049	0.006	1.043	0.005	1.053	0.011	100	
VM 011	24.1	1.7523	0.0112	0.1738	0.0007	0.66	5.7536	0.0242	0.0738	0.0004	0.0232	0.0026	1.033	0.004	1.028	0.004	1.038	0.011	100	
VM 011	27.2N	1.9008	0.0680	0.1836	0.0077	0.99	5.4468	0.2298	0.0762	0.0006	1.0078	0.3101	1.087	0.042	1.081	0.024	1.101	0.016	99	
VM 011	28.1	1.8385	0.0538	0.1789	0.0066	0.99	5.5890	0.2067	0.0753	0.0005	0.4571	0.1431	1.061	0.036	1.059	0.019	1.078	0.013	98	
VM 011	29.1N	1.7908	0.0515	0.1750	0.0064	0.99	5.7143	0.2086	0.0745	0.0005	1.1861	0.3859	1.040	0.035	1.042	0.019	1.055	0.013	99	
VM 011	30.1	1.8725	0.0566	0.1816	0.0068	0.99	5.5075	0.2061	0.0748	0.0005	0.0421	0.0139	1.076	0.037	1.071	0.020	1.064	0.013	101	
VM 011	9.1	1.5400	0.0170	0.1528	0.0014	0.83	6.5450	0.0601	0.0737	0.0007	0.0089	0.0031	0.917	0.008	0.947	0.007	1.035	0.018	89	
VM 011	12.1	1.9599	0.0229	0.1861	0.0018	0.83	5.5720	0.0520	0.0759	0.0007	0.8640	0.2744	1.100	0.010	1.102	0.008	1.094	0.018	101	
VM 011	26.1	1.4938	0.0453	0.1480	0.0056	0.99	6.7557	0.2552	0.0725	0.0005	0.0397	0.0118	0.890	0.031	0.928	0.018	0.999	0.013	89	
VM 011	33.1	2.0069	0.0570	0.1958	0.0070	0.99	5.1072	0.1829	0.0752	0.0005	0.1082	0.0381	1.153	0.038	1.118	0.019	1.075	0.013	107	
VM 011	34.1	1.9884	0.0564	0.1901	0.0068	0.99	5.2596	0.1881	0.0770	0.0005	0.4300	0.1541	1.122	0.037	1.112	0.019	1.124	0.013	100	
VM 011	3.1B	1.7542	0.0214	0.1739	0.0018	0.85	5.7507	0.0592	0.0737	0.0007	0.0822	0.0361	1.034	0.010	1.029	0.008	1.034	0.018	100	
VM 011	27.1B	1.0933	0.0343	0.1166	0.0044	0.99	8.5759	0.3352	0.0693	0.0005	0.0148	0.0045	0.711	0.025	0.750	0.016	0.904	0.015	79	
VM 011	29.2B	0.5771	0.0330	0.0711	0.0028	0.68	14.0707	0.5487	0.0635	0.0019	-0.0153	0.0150	0.443	0.017	0.463	0.021	0.719	0.063	62	
VM 011	25.2B	0.9955	0.0326	0.1088	0.0043	0.99	9.1938	0.3610	0.0685	0.0006	0.0581	0.0172	0.666	0.025	0.702	0.016	0.880	0.017	76	
VM 011	15.1B	0.5800	0.0040	0.0628	0.0003	0.69	15.9184	0.0761	0.0673	0.0004	0.0205	0.0022	0.393	0.002	0.464	0.003	0.844	0.011	47	
VM 011	31.1	1.3584	0.0402	0.1382	0.0051	0.99	7.2377	0.2680	0.0775	0.0005	0.0536	0.0181	0.834	0.029	0.871	0.017	0.999	0.013	84	
VM 011	32.1	0.9150	0.0276	0.0942	0.0035	0.99	10.6107	0.3893	0.0733	0.0006	0.0493	0.0172	0.581	0.020	0.660	0.015	1.022	0.017	57	
VM 011	25.1N	1.1932	0.0360	0.1174	0.0044	0.99	8.5175	0.3215	0.0752	0.0005	0.5356	0.1539	0.716	0.026	0.797	0.017	1.076	0.013	66	
VM 011	23.1	0.6185	0.0204	0.0664	0.0014	0.66	15.0581	0.3383	0.0666	0.0009	-0.0003	0.0042	0.414	0.009	0.489	0.013	0.820	0.028	51	
VM 011	23.2	0.6719	0.0168	0.0717	0.0015	0.81	13.9416	0.2840	0.0670	0.0009	0.0007	0.0046	0.447	0.009	0.522	0.010	0.833	0.028	54	
VM 011	15.2N	1.5207	0.0099	0.1459	0.0006	0.63	6.8534	0.0279	0.0766	0.0004	0.5725	0.0596	0.878	0.003	0.939	0.004	1.114	0.011	79

Figura 19. Diagrama concórdia mostrando dados para zircão na amostra VM-011, granito de Inchope

Figura 20. Média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos zircões da amostra VM011, granito de Inchope

Na amostra VM015 foram analisados vinte e sete (26) *spots* em vinte (20) grãos de zircão (Tabela 3; traços indicando os dados usados na construção do diagrama concórdia) usando como linha de orientação as imagens de catodoluminescência apresentadas no Anexo VIII.

Tabela 4. Dados isotópicos U-Pb dos zircões da amostra VM015, granito de Inchope

30/03/2011 Leonardo Colombo VM1 - 015 Granito										Ratios and errors				Ages and errors (Ga)				Conc %	
Field Name	Spot	207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	Rho	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	206/238
SPL 210, 5mm, 6Hz, 29um																		207/206	
VM 015	1.1	1.8117	0.0339	0.1776	0.0038	0.99	5.6318	0.1215	0.0758	0.0004	0.0871	0.0435	1.054	0.021	1.050	0.012	1.091	0.012	97
VM 015	2.1	1.7886	0.0323	0.1744	0.0036	0.99	5.7344	0.1196	0.0755	0.0004	0.0467	0.0243	1.036	0.020	1.041	0.012	1.082	0.012	96
VM 015	6.1N	1.7554	0.0320	0.1706	0.0036	0.99	5.8628	0.1235	0.0758	0.0004	0.1416	0.0905	1.015	0.020	1.029	0.012	1.093	0.012	93
VM 015	8.1	1.6986	0.0312	0.1670	0.0036	0.99	5.9871	0.1273	0.0747	0.0004	0.0931	0.0742	0.996	0.020	1.008	0.012	1.062	0.012	94
VM 015	9.1	1.8050	0.0342	0.1772	0.0038	0.99	5.6427	0.1224	0.0749	0.0004	1.4231	1.2048	1.052	0.021	1.047	0.012	1.067	0.012	99
VM 015	11.1	1.7140	0.0151	0.1694	0.0011	0.76	5.9036	0.0392	0.0748	0.0001	0.0837	0.0096	1.009	0.006	1.014	0.006	1.063	0.004	95
VM 015	15.1	1.7403	0.0258	0.1729	0.0023	0.89	5.7835	0.0761	0.0734	0.0002	0.5937	0.0660	1.028	0.012	1.024	0.010	1.027	0.007	100
VM 015	4.1N	1.9026	0.0346	0.1834	0.0038	0.99	5.4533	0.1145	0.0761	0.0004	0.1867	0.1051	1.085	0.021	1.082	0.012	1.100	0.012	99
VM 015	5.1	1.7545	0.0322	0.1684	0.0036	0.99	5.9377	0.1257	0.0764	0.0004	1.3376	0.8221	1.003	0.020	1.029	0.012	1.108	0.012	91
VM 015	20.1	1.7808	0.0237	0.1722	0.0009	0.39	5.8081	0.0301	0.0755	0.0003	0.2472	0.0554	1.024	0.005	1.038	0.009	1.083	0.009	95
VM 015	7.1N	1.5420	0.0292	0.1524	0.0033	0.99	6.5603	0.1407	0.0745	0.0004	0.0597	0.0425	0.915	0.018	0.947	0.012	1.056	0.012	87
VM 015	16.1	1.6329	0.0139	0.1594	0.0010	0.75	6.2735	0.0400	0.0751	0.0002	0.1817	0.0201	0.953	0.006	0.983	0.005	1.073	0.004	89
VM 015	18.1	1.5754	0.0231	0.1534	0.0011	0.48	6.5194	0.0458	0.0756	0.0004	0.4090	0.0960	0.920	0.006	0.961	0.009	1.087	0.011	85
VM 015	3.1	1.4834	0.0271	0.1516	0.0032	0.99	6.5962	0.1380	0.0738	0.0004	1.3914	0.7517	0.910	0.018	0.924	0.011	1.036	0.012	88
VM 015	17.1	1.4338	0.0250	0.1449	0.0015	0.61	6.9006	0.0729	0.0735	0.0006	0.0865	0.0210	0.872	0.009	0.903	0.010	1.028	0.016	85
VM 015	19.1	1.3741	0.0231	0.1406	0.0014	0.60	7.1108	0.0721	0.0726	0.0004	0.0769	0.0177	0.848	0.008	0.878	0.010	1.003	0.012	85
VM 015	21.1	1.4068	0.0211	0.1444	0.0012	0.54	6.9234	0.0556	0.0725	0.0003	0.0837	0.0184	0.870	0.007	0.892	0.009	1.001	0.009	87
VM 015	6.28	0.4836	0.0089	0.0599	0.0013	0.99	16.6889	0.3526	0.0593	0.0004	0.0127	0.0087	0.375	0.008	0.401	0.006	0.572	0.013	66
VM 015	7.28	0.6177	0.0115	0.0788	0.0017	0.99	12.6889	0.2701	0.0591	0.0003	0.0115	0.0087	0.489	0.010	0.488	0.007	0.565	0.013	87
VM 015	9.2	0.5376	0.0104	0.0679	0.0015	0.99	14.7209	0.3225	0.0586	0.0004	0.0089	0.0081	0.424	0.009	0.437	0.007	0.544	0.014	78
VM 015	4.28	0.4699	0.0095	0.0626	0.0014	0.99	15.9853	0.3500	0.0602	0.0004	0.0158	0.0093	0.391	0.008	0.391	0.007	0.606	0.013	65
VM 015	13.1	0.5001	0.0049	0.0646	0.0005	0.72	15.4883	0.1103	0.0607	0.0001	0.1788	0.0202	0.403	0.003	0.412	0.003	0.622	0.005	65
VM 015	10.1	0.9287	0.0092	0.0970	0.0008	0.81	10.3089	0.0821	0.0703	0.0001	0.2724	0.0315	0.597	0.005	0.667	0.005	0.937	0.004	64
VM 015	12.1	0.6564	0.0074	0.0714	0.0005	0.67	14.0058	0.1056	0.0679	0.0003	0.2015	0.0232	0.445	0.003	0.512	0.005	0.862	0.011	52
VM 015	22.1	0.7136	0.0111	0.0859	0.0007	0.54	11.6475	0.0974	0.0610	0.0003	0.0124	0.0027	0.531	0.004	0.547	0.007	0.634	0.010	84
VM 015	14.1	4.6128	0.0403	0.2792	0.0018	0.75	3.5813	0.0236	0.1209	0.0002	0.6530	0.0731	1.587	0.009	1.752	0.007	1.970	0.003	81

A amostra VM015 forneceu idade de 1053 ± 19 Ma para idade de cristalização (Figura 21). Alguns pontos analíticos definiram ainda duas idades de 956 ± 38 Ma e $484,2 \pm 8,7/-6,6$ Ma que podem ser interpretadas como eventos metamórficos superimpostos, no início e no final do Neoproterozoico.

Figura 21. Diagrama concórdia U-Pb para os zircões da amostra VM015, granito de Inchope

4.3.1.2. Quartzo-sienito do monte Chissui

Na amostra VM017 foram analisados vinte e cinco (25) spots em vinte e dois (22) grãos de zircão (Tabela 4) podendo se observar os *spots* no Anexo IX. Do diagrama concórdia (Figura 22) obteve-se idades definidas pelos interceptos inferior de 494 ± 2 Ma e superior de 1041 Ma (*spot* 12.1 na tabela 3, figura 22 e anexo IX). O intercepto superior é interpretado como cristalização do quartzo-sienito do monte Chissui e o inferior correlaciona-se com o final do evento tectônico Pan-Africano.

Tabela 5. Dados isotópicos U-Pb dos zircões da amostra VM017, quartzo-sienito do monte Chissui

29/03/2011 Leonardo Colombo VN1 - 017 nefelina-sienito										Ratios and errors				Ages and errors (Ga)				Conc. %	
Field Name	Spot	207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	Rho	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	206/238 207/206
SPL 203.5mJ, 6Hz, 29um																			
VM017	4.1	0.6328	0.0093	0.0816	0.0011	0.92	12.2513	0.1653	0.0571	0.0004	0.6248	0.1608	0.506	0.007	0.498	0.006	0.489	0.016	103
VM017	5.1	0.6217	0.0122	0.0793	0.0011	0.72	12.6038	0.1794	0.0574	0.0008	0.7165	0.1851	0.492	0.007	0.491	0.008	0.501	0.031	98
VM017	7.1	0.6195	0.0106	0.0799	0.0012	0.86	12.5138	0.1852	0.0571	0.0006	0.7114	0.1851	0.496	0.007	0.490	0.007	0.490	0.022	101
VM017	9.1	0.6377	0.0103	0.0810	0.0013	0.97	12.3395	0.1834	0.0578	0.0007	0.6883	0.1805	0.502	0.008	0.501	0.006	0.515	0.025	98
VM017	14.1	0.6125	0.0087	0.0783	0.0011	0.99	12.7701	0.1786	0.0571	0.0004	0.6261	0.1646	0.486	0.007	0.485	0.005	0.488	0.014	100
VM017	15.1	0.6150	0.0110	0.0793	0.0012	0.85	12.6038	0.1925	0.0572	0.0008	1.6375	0.4222	0.492	0.007	0.487	0.007	0.492	0.029	100
VM017	16.1	0.6347	0.0089	0.0808	0.0011	0.99	12.3697	0.1751	0.0574	0.0004	0.9400	0.2377	0.501	0.007	0.499	0.006	0.501	0.014	100
VM017	18.1	0.6323	0.0092	0.0799	0.0011	0.97	12.5152	0.1777	0.0574	0.0004	0.8563	0.2085	0.496	0.007	0.498	0.006	0.500	0.016	99
VM017	20.1	0.6146	0.0134	0.0791	0.0012	0.68	12.6420	0.1877	0.0573	0.0010	1.1003	0.2591	0.491	0.007	0.486	0.008	0.496	0.037	99
VM017	22.1	0.6346	0.0094	0.0808	0.0011	0.96	12.3750	0.1757	0.0574	0.0005	0.9682	0.2196	0.501	0.007	0.499	0.006	0.499	0.018	100
VM017	23.1	0.6308	0.0093	0.0800	0.0011	0.97	12.4996	0.1784	0.0571	0.0005	0.6948	0.1549	0.496	0.007	0.497	0.006	0.491	0.019	101
VM017	24.1	0.6203	0.0092	0.0793	0.0011	0.96	12.6060	0.1799	0.0569	0.0004	0.6578	0.1443	0.492	0.007	0.490	0.006	0.482	0.016	102
VM017	25.1	0.6349	0.0106	0.0813	0.0012	0.90	12.2936	0.1850	0.0573	0.0008	1.0256	0.2213	0.504	0.007	0.499	0.007	0.496	0.030	102
VM017	1.1	0.6485	0.0094	0.0834	0.0011	0.94	11.9953	0.1632	0.0571	0.0004	0.8135	0.2072	0.516	0.007	0.508	0.006	0.490	0.016	105
VM017	2.1	0.6950	0.0102	0.0867	0.0012	0.92	11.5290	0.1560	0.0578	0.0004	1.1820	0.3022	0.536	0.007	0.536	0.006	0.514	0.017	104
VM017	3.1	0.6803	0.0106	0.0855	0.0012	0.88	11.6933	0.1617	0.0578	0.0006	0.7146	0.1833	0.529	0.007	0.527	0.006	0.517	0.021	102
VM017	8.1	0.6675	0.0112	0.0849	0.0018	0.99	11.7770	0.2530	0.0580	0.0009	1.9464	0.5099	0.525	0.011	0.519	0.007	0.523	0.035	100
VM017	10.1	0.6823	0.0262	0.0826	0.0030	0.94	12.1098	0.4388	0.0582	0.0037	-0.8425	0.4076	0.511	0.018	0.528	0.016	0.532	0.132	96
VM017	19.1	0.5907	0.0227	0.0768	0.0021	0.70	13.0135	0.3520	0.0568	0.0022	2.4602	0.5925	0.477	0.012	0.471	0.014	0.477	0.082	100
VM017	21.1	0.6508	0.0116	0.0806	0.0012	0.83	12.4110	0.1834	0.0574	0.0008	0.7662	0.1770	0.500	0.007	0.509	0.007	0.502	0.029	99
VM017	26.1	0.6054	0.0260	0.0775	0.0023	0.70	12.9034	0.3857	0.0567	0.0020	3.0563	0.6531	0.481	0.014	0.481	0.016	0.476	0.074	101
VM017	12.1	1.7724	0.0263	0.1752	0.0025	0.95	5.7090	0.0805	0.0739	0.0005	0.0097	0.0026	1.040	0.014	1.035	0.010	1.041	0.013	100
VM017	13.1	0.9479	0.0163	0.0963	0.0015	0.93	10.3829	0.1662	0.0728	0.0005	0.0766	0.0204	0.593	0.009	0.677	0.008	1.009	0.013	59
VM017	17.1	1.2956	0.0213	0.1326	0.0021	0.97	7.5433	0.1202	0.0715	0.0004	0.0778	0.0193	0.802	0.012	0.844	0.009	0.970	0.012	83
VM017	6.1	0.6606	0.0101	0.0841	0.0012	0.97	11.8891	0.1756	0.0558	0.0006	1.2672	0.3288	0.521	0.007	0.515	0.006	0.439	0.024	119

Figura 22. Diagrama concórdia U-Pb para os zircões da amostra VM017, Quartzo-sienito do monte Chissui

4.3.2. Metodo Rb-Sr em rocha total e minerais

Os resultados das análises isotópicas Rb-Sr em rocha total e minerais são apresentados na tabela 5.

O granito de Inchope apresenta teores de **Rb** entre 438,6 e 561,2 ppm e de **Sr** entre 102,4 e 173,3 ppm. As razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 7,413 e 16,284 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,828486 e 0,953692.

O Quartzo-sienito do monte Chissui apresenta teores de **Rb** entre 153,5 e 247,7 ppm e de **Sr** entre 367,7 e 845,6 ppm. As razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0.526 e 1.924 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,713439 e 0,735394.

O fonolito do monte Xiluvo apresenta teores de **Rb** entre 162,2 e 188,5 ppm e de **Sr** entre 1535,4 e 1956,4 ppm. As razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,240 e 0,355 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,704565 e 0,705411.

Com estes dados foi possível calcular as idades isocrônicas e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ apresentadas nas figuras 23, 24 e 25. Para o granito de Inchope foi obtida uma idade isocrônica em rocha total de 1026 ± 82 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de $0,720 \pm 0,014$ bem como idade isocrônica em rocha total e minerais de 453 ± 12 Ma. Para o Quartzo-sienito do monte Chissui os pontos analíticos situam-se próximos de uma reta com inclinação relativa à idade de 1130Ma. Estas idades são concordantes com as obtidas pelo método U-Pb. O fonolito do monte Xiluvo apresenta pontos analíticos que plotam próximo a uma reta com inclinação relativa de $514,6 \pm 0,4$ Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de $0,702806 \pm 0,0000017$.

Tabela 6. Dados isotópicos Rb-Sr para amostras da área de estudo

SPR	Amostra	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro (1 σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2 σ)
6725	VM025	Granito	561,2	102,2	16,284	0,061	0,953692	0,000066
6726	VM012	Granito	519,6	106,4	14,453	0,082	0,936048	0,000119
6727	VM015	Granito	438,6	173,3	7,413	0,063	0,828486	0,000064
6728	VM011	Granito	481,9	101,4	14,047	0,039	0,925961	0,000074
16223	VM011	Musc/Granito	1384,4	22,96	198,51	2,63	2,11563	0,001135
16222	VM011	Biot/Granito	2404,2	9,5	1356,310	17,197	9,484011	0,004233
6731	VM017	Quartzo-Sienito	153,5	845,6	0,526	0,007	0,713439	0,000071
6732	VM021	Quartzo-Sienito	243,8	367,7	1,924	0,024	0,735394	0,000041
6733	VM023	Quartzo-Sienito	247,7	487,5	1,473	0,022	0,729257	0,000044
6734	VM003	Fonolito	188,5	1535,4	0,355	0,001	0,705411	0,000066
6735	VM004	Fonolito	162,2	1956,4	0,240	0,001	0,704565	0,000066

Figura 23. Diagramas isocrônicos Rb-Sr em rocha total do Granito de Inchope (A) e em rocha total e minerais (B) da amostra VM011

Figura 24. Diagrama isocrônico Rb-Sr do Quartzo-sienito do Monte Chissui

Figura 25. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o fonolito do Monte Xiluvo

4.3.3. Método Sm-Nd em rocha total

Estudos isotópicos Sm-Nd podem ser usados para avaliar a história de crescimento crustal e por vezes fornecer idades de formação da crosta que refletem o tempo de diferenciação da crosta do manto. Se, contudo, uma amostra fôr uma mistura de material proveniente do manto em diferentes momentos o método Sm-Nd pode fornecer apenas estimativas do tempo médio que o material na amostra residiu na crosta continental (tempo de residência crustal).

A razão isotópica $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foi calculada a partir da equação (1). Erros para a razão isotópica $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e para a idade modelo T_{DM} são calculados a partir da propagação de erros analíticos das variáveis usadas nas respectivas equações. A idade modelo T_{DM} é calculada segundo a equação (2).

$$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = [(\text{Conc Sm}/\text{Conc Nd}) * 0,604491] \quad (1)$$

$$T_{\text{DM}} = 1/\lambda^{147}\text{Sm} * \ln \{ [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] + 1 \} \quad (2)$$

O parâmetro $\epsilon_{Nd(0)}$ corresponde ao valor atual ($t = 0$) e é calculado segundo a equação (3) considerando $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} = 0,512638$ (HAMILTON et al., 1983). O parâmetro $f_{Sm/Nd}$ é calculado segundo a equação (4), onde $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR} = 0,1967$ (HAMILTON et al., 1983). O valor médio para a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ do padrão JNDi durante Janeiro a Maio/2011 = 0.512098 ± 0.000010 .

$$\epsilon_{Nd(0)} = \{ [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{am}/0,512638] - 1 \} * 10^4 \quad (3)$$

$$f_{Sm/Nd} = \{ [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{am}/0,1967] - 1 \} \quad (4)$$

As análises isotópicas Sm-Nd em rocha total são apresentadas na tabela 6.

O granito de Inchope apresenta teores de **Sm** entre 6,470 e 7,260 ppm e de **Nd** entre 34,075 e 41,908 ppm. As razões isotópicas $^{147}Sm/^{144}Nd$ variam entre 0,0977 e 0,1148 e $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre 0,511279 e 0,511474.

O Quartzo sienito do monte Chissui apresenta teores de **Sm** entre 6,304 e 10,323 ppm e de **Nd** entre 56,077 e 87,025 ppm. As razões isotópicas $^{147}Sm/^{144}Nd$ variam entre 0,0656 e 0,0738 e $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre 0,511392 e 0,511446.

O fonolito do monte Xiluvo apresenta teores de **Sm** entre 7,675 e 12,841 ppm e de **Nd** entre 52,248 e 81,797 ppm. As razões isotópicas $^{147}Sm/^{144}Nd$ variam entre 0,0888 e 0,0949 e $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre 0,512599 e 0,512636.

Tomando como base a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,512638 (*CHUR*) e $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7045 (UR) (*bulk earth*) foi possível verificar, através dos diagramas combinados Sr-Nd, que o granito de Inchope, quartzo-sienito do monte Chissui e granitóide de Chimoio pertencem à fonte com alta razão Rb/Sr e baixa razão Sm/Nd comparativamente ao reservatório condrítico (*CHUR*). Tal fonte é chamada enriquecida. Em contrapartida o fonolito do monte Xiluvo pertence à

fonte com baixa razão Rb/Sr e baixa razão Sm/Nd em relação ao reservatório condrítico. Esta fonte é denominada Empobrecida (Figura 26).

Figura 26. Variação de ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ (esquerda) e $^{144}Nd/^{143}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ (direita) para Quartzo-sienito do monte Chissui, granodiorito de Chimoio, granito de Inchope e fonolito do monte Xiluvo

O parâmetro ϵ_{Nd} (T) foi calculado para a idade de formação das rochas usando a equação (5) e considerando $Q_{Nd}=25,09$ (DEPAOLO, LINN, & SCHUBBERT, 1991). Os valores negativos de ϵ_{Nd} implicam componente crustal na fonte das rochas da área de estudo.

$$\epsilon_{Nd(T)} = \epsilon_{Nd(0)} - Q_{Nd} \times f_{Sm/Nd} \times T/1000 \quad (5)$$

Os valores de ϵ_{Nd} no tempo de cristalização (definido pelas idades Rb-Sr em rocha total) dos granitos de Inchope, fonolitos do Monte Xiluvo e Quartzo-sienito do Monte Chissui variam de -11,87 a -13,56, -4,68 a -6,01 e +6,32 a +6,64, respectivamente. Grantham et al. (2011) reporta valores de ϵ_{Nd} próximos de -11 para o granitoide de Chimoio. Estes valores plotados contra $^{87}Sr/^{86}Sr$ indicam material da crosta superior como predominante no magma que gerou o granito de Inchope e o granitoide de Chimoio, predominância de material da crosta inferior no magma que gerou o Quartzo-sienito do monte Chissui e material do manto como principal componente do magma que gerou o fonolito do monte Xiluvo (Figura 26).

As idades modelo de manto empobrecido (T_{DM}) mostram valores que variam de 2,33 a 2,44 Ga, 1,67 a 1,77 Ga e 0,54 a 0,56Ga para granitos de Inchope, Quartzo-sienito do monte Chissui e fonolitos do monte Xiluvo, respectivamente. Estes dados implicam que o granito de Inchope e Quartzo-sienito do monte Chissui originaram da fusão parcial de rochas do Paleoproterozoico e o fonolito do monte Xiluvo da fusão parcial de rochas do limite Neoproterozoico-Cambriano.

Tabela 7. Dados isotópicos Sm-Nd dos Granitos de Inchope, Fonolitos do Monte Xiluvo e Quartzo-Sienito do Monte Chissui

Amostra	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	erro ¹	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2 σ)	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{Nd(0)}$	T(Ma)	$\epsilon_{Nd(T)}$
VM025	Granito	6,470	34,075	0,1148	0,0007	0,511474	0,000009	-0,42	2,43	-22,70	1026,0	-11,99
VM012	Granito	7,260	39,436	0,1113	0,0007	0,511457	0,000008	-0,43	2,37	-23,05	1026,0	-11,87
VM015	Granito	6,770	41,908	0,0977	0,0006	0,511279	0,000005	-0,50	2,33	-26,51	1026,0	-13,56
VM011	Granito	6,821	36,683	0,1124	0,0007	0,511429	0,000011	-0,43	2,44	-23,58	1026,0	-12,55
VM017	Quartzo-Sienito	6,304	56,077	0,0680	0,0004	0,511446	0,000012	-0,65	1,67	-23,25	1131,0	-4,68
VM021	Quartzo-Sienito	10,323	84,585	0,0738	0,0005	0,511421	0,000009	-0,62	1,77	-23,74	1131,0	-6,01
VM023	Quartzo-Sienito	9,439	87,025	0,0656	0,0004	0,511392	0,000012	-0,67	1,70	-24,31	1131,0	-5,40
VM003	Fonolito	7,675	52,248	0,0888	0,0005	0,512599	0,000012	-0,55	0,56	-0,76	514,6	+6,32
VM004	Fonolito	12,841	81,797	0,0949	0,0006	0,512636	0,000009	-0,52	0,54	-0,04	514,6	+6,64

Uma das principais utilidades do método de idade modelo Sm-Nd é a determinação das idades de formação ou extração crustal. As curvas de evolução de manto empobrecido para as rochas da área estudo são apresentadas na figura 27.

O granito de Inchope formou-se dum magma derivado de manto empobrecido a ~2,4Ga. Este magma ascendeu até que sofreu efeitos de contaminação por material crustal ($\epsilon_{Nd} < 0$) a ~1023Ma.

O Quartzo-sienito do monte Chissui formou-se dum magma derivado de manto empobrecido a ~1,7Ga. Este magma ascendeu até que sofreu efeitos de contaminação por material crustal ($\epsilon_{Nd} < 0$) a ~1130Ma.

O fonolito do monte Xiluvo formou-se dum magma derivado de manto empobrecido a ~0,6Ga. Este material apresenta predominância de contribuição matélica ($\epsilon_{Nd} > 0$) a ~514Ma.

Figura 27. Curva de evolução do manto empobrecido para fonolito do monte Xiluvo, Quartzio-sienito do monte Chissui e granito de Inchope

5. DISCUSSÕES

No presente estudo foram abordados aspetos relacionados com geologia; geotectónica; petrografia; geoquímica de elementos maiores, traço e de terras raras; geocronologia e geoquímica isotópica do Granito de Inchope, Quartzo-sienito do monte Chissui e fonolito do monte Xiluvo. Os dados obtidos permitiram elaborar a história geológica da área de estudo posicionando no tempo geológico as atividades magmáticas estudadas e caracterizando os processos genéticos destas rochas. Fez-se uma comparação destes resultados com os de granodiorito de Chimoio apresentados em Grantham et al. (2011).

A área de estudo inclui rochas supracrustais do grupo de Chimoio, complexo de Bárue, intrudidas por rochas plutónicas e vulcânicas de várias composições e idades.

Da análise do diagrama *Total Alkalis* versus *Sílica* (TAS) baseado em Cox et al. (1979) constata-se que as rochas de Inchope apresentam um carácter ácido, $\text{SiO}_2 > 70\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de $\sim 9\%$ e plotam no campo dos granitos; as rochas do monte Chissui possuem um carácter intermediário, $\text{SiO}_2 \sim 58\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 14 e 15% e plotam no campo da Quartzo-sienito contra tonalito segundo a classificação de GTK Consortium (2006); as rochas de Chimoio também apresentam um carácter intermediário, SiO_2 entre 58 – 62, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 7\%$ e plotam no campo de sieno-granito; e as rochas do monte Xiluvo apresentam SiO_2 entre 55 – 60%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 15\%$ e plotam no campo do fonolito. Vale ressaltar que a área de estudo se caracteriza pelos granitoides intrudindo rochas supracrustais a oeste e rochas vulcânicas marcando o limite entre o grupo de Chimoio e depósitos sedimentares recentes. Sob ponto de vista geoquímico, o granitoide de Inchope apresenta um carácter peraluminoso, o Quartzo-sienito do monte Chissui um carácter meta-peraluminoso, o granodiorito de Chimoio um carácter metaluminoso e o fonolito do monte Xiluvo um carácter peralcalino segundo o diagrama de Shand (1943).

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) todas as rochas apresentam um carácter calci-alcalino. Os granitoides calci-alcalinos na área possuem origem híbrida, envolvendo material derivado do manto e magmas produzidos por processos de fusão parcial de rochas crustais.

Todas as rochas plutônicas mostram anomalias negativas de Nb e Ti nos diagramas de variação sugerindo ambiente calci-alcalino de arco de ilha. O Granito de Inchope e Quartzosienito do monte Chissui mostram anomalia negativa de Sr que provavelmente resulta da cristalização fracionada de plagioclásio.

As baixas concentrações de apatita nas amostras são refletidas pelas anomalias negativas acentuadas de P nos diagramas *spider* enquanto que a presença de monazita como fase acessória é confirmada pelas anomalias positivas de Pb nos diagramas *spider* apresentados para elementos traço do fonolito do monte Xiluvo.

Os espectros de elementos de terras raras mostram no geral um forte enriquecimento em ETRL em comparação aos ETRP. Isto pode indicar a presença de granada ou zircão na fonte. Hornblenda no líquido félsico pode também ter a ver com o forte enriquecimento em ETRL relativamente a ETRP. O granito de Inchope mostra uma forte anomalia negativa de Eu que pode significar remoção de feldspato da fusão félsica por fracionamento do cristal ou fusão parcial de uma rocha na qual o feldspato é retido na fonte.

Segundo o diagrama de Pearce et al. (1984), para discriminação de ambientes tectônicos, todas amostras plotam no campo dos granitóides de arco vulcânico e sin-orogênicos excepto uma (Quartzosienito do monte Chissui) que plota no ambiente intraplaca. O fonolito se insere no campo dos basaltos calci-alcalinos de arco de ilha no diagrama de Mullen (1983) para discriminação de ambientes tectônicos.

O granito de Inchope apresenta idades de cristalização próximas a 1060 Ma (1065 ± 13 Ma e 1053 ± 13 Ma, Anexo II), obtidas pelo método U-Pb usando LA-ICP-MS em zircões nas

amostras VM011 e VM015, respectivamente. Estas idades estão em concordância com a obtida na mesma unidade litológica (Anexo I) por U-Pb usando SHRIMP em zircões (1079 ± 7 Ma em metagranodiorito e 1119 ± 21 Ma no granito; GTK Consortium (2006) e MANTTARI (2008)) e por Rb-Sr em rocha total de 1026 ± 82 Ma (presente estudo, Anexo II). Estas rochas sofreram a ação de eventos tectono-magmáticos relacionados ao Neoproterozoico conforme indicado pelas idades U-Pb em zircão mais jovens, de 958 ± 38 Ma e $484,2 \pm 8,7/-6,6$ Ma na amostra VM011 e Rb-Sr em rocha total e micas de 453 ± 12 Ma. Estas idades são concordantes com as obtidas em monazita por TIMS (530 – 520 Ma; GTK Consortium, 2006). Manhiça et al. (2001) e Grantham et al. (2011) reportam idades de cristalização similares as obtidas no presente estudo (1139 Ma para o granodiorito de Chimoio) configurando uma granitogênese grenviliana ou kibariana na região. Estes granitoides se correlacionam com os do cinturão orogênico Kibariano com idades de cristalização de 986 ± 10 Ma e mineralizações Sn-W-Ta (DEWAELE, et al., 2011).

No Quartzo-sienito os pontos analíticos se situam próximos de uma reta com inclinação relativa a idade isocrônica Rb/Sr em rocha total de 1130 Ma (Figura 24 e Anexo II). Determinou-se ainda idades concórdia pelo método U-Pb por LA-ICP-MS em zircão de $493,7 \pm 1,4$ Ma e 1041 Ma. GTK Consortium (2006), nas rochas da mesma unidade litológica (Anexo I), obteve idades similares usando TIMS em zircões ($1,30$ Ga e $0,6$ Ga em metatonalito do monte Chissui) com a máxima idade registrada de 1150 Ma representando a idade de cristalização mínima e concordante com a obtida pelo método Rb/Sr em rocha total no presente estudo. O intercepto inferior de $0,6$ Ga reflete a atuação do evento Pan-Africano na área.

O fonolito do monte Xiluvo apresenta idade Rb-Sr de $514,57 \pm 0,39$ Ma (Anexo II). Esta idade é interpretada como a época de cristalização do fonolito do monte Xiluvo.

Os valores de ϵ_{Nd} calculados para época de cristalização das rochas da área de estudo variam de - 4 a -14 para o granito de Inchope e Quartzo-sienito do monte Chissui e de + 6 a + 7 para o fonolito do monte Xiluvo. Os valores de ϵ_{Nd} para o granito de Inchope e Quartzo-sienito do monte Chissui são consideravelmente inferiores á média do manto empobrecido (+ 4; DEPAOLO 1981), indicando a participação de rochas crustais nos respectivos magmas parentais, e podem significar uma associação com arcos em margens continentais. Os valores de ϵ_{Nd} aliados aos de razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ indicam material da crosta superior como composição predominante do magma que gerou o granito de Inchope ($\epsilon_{Nd} = -11,87$ a $-13,56$ e $^{87}Sr/^{86}Sri = 0,720$). No caso de Quartzo-sienito do monte Chissui, cujos parâmetros isotópicos são $\epsilon_{Nd} = -4,68$ a $-6,01$ e $^{87}Sr/^{86}Sri = 0,7049$, a interpretação é de que houve predominância de material da crosta inferior no processo genético destas rochas. Os valores de $\epsilon_{Nd} = +6,32$ a $+6,64$ e $^{87}Sr/^{86}Sri = 0,7028$ obtidos para o fonolito do monte Xiluvo sugerem fortemente uma derivação mantélica para os seus magmas parentais.

As idades Sm-Nd, modelo manto-empobrecido, ou seja idades de diferenciação do magma que formou os protólitos das rochas da área de estudo foram 2,44-2,33 Ga para o granito de Inchope, 1,77 – 1,67 Ga para o Quartzo-sienito do monte Chissui e 0,56 – 0,54 Ga para o fonolito do monte Xiluvo.

Os dados isotópicos podem ser interpretados como sugerindo que as rochas do cinturão de Moçambique foram geradas por fusão parcial que provavelmente envolveu mistura (valores negativos de ϵ_{Nd}) da crosta arqueana / paleoproterozoica e magma mesoproterozoico a 1100 Ma. Sugerem ainda o retrabalhamento ou aglutinação do Gondwana pela orogenia Pan-Africana e tafrogênese ou fraturação do Gondwana marcada pelo rifte Este Africano.

6. CONCLUSÕES

No presente estudo as amostras colhidas foram submetidas a análises petrográficas; isotópicas pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr em rocha total, biotita e muscovita e Sm-Nd em rocha total. Além disso, foram realizadas análises químicas para elementos maiores, menores e traço por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX) e *Inductively Coupled Plasma –Mass Spectrometry* (ICP-MS). Com este estudo foi possível determinar os litotipos que intrudiram o grupo supracrustal de Chimoio, suas idades de cristalização e de diferenciação dos magmas que formaram seus protólitos bem como fazer o seu enquadramento tectônico.

Em termos petrográficos as rochas da área de estudo formam classificadas três grupos principais. As rochas de Inchope fazem parte do grupo de granitos. A área do monte Chissui catacteriza-se por apresentar rochas que pertencem ao grupo de quartzo-sienitos. A área do monte Xiluvo apresenta veios de fonolitos intrudindo o granito de Inchope.

Os dados isotópicos foram interpretados como sugerindo que as rochas da área de estudo foram geradas por fusão parcial que provavelmente envolveu mistura (valores negativos de ϵ_{Nd}) de material da crosta arqueana / paleoproterozoica e magma mesoproterozoico a 1100 Ma. Sugerem ainda o retrabalhamento ou aglutinação do Gondwana pela orogenia Pan-Africana e tafrogênese ou fraturação do Gondwana marcada pelo rifte Este Africano.

Todas as rochas da área de estudo foram geradas em ambiente calci-alcantino de arco de ilha. Possuem assim, origem híbrida envolvendo material derivado do manto e magmas produzidos por processos de fusão parcial de rochas crustais.

7. BIBLIOGRAFIA

- AFONSO, R. S. & MARQUES, J. (1993). *Recursos Minerais da República de Moçambique* (2ª Edição ed.). Lisboa, Portugal: Ministério da Ciência e da Tecnologia; Instituto de Investigação científica tropical. p. 150.
- BRUGUIER, O.; HAMMOR, D.; BOSCH, D. & CABY, R. (2009). Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology* (261), 172–184.
- CHALOUAN, A. & MICHARD, A. (2004). The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. *Pure and Applied Geophysics* (161), 489–519.
- CHAUQUE, F. R. (2008). *Estudo Geocronológico, Litogeoquímico e de Geoquímica isotópica de alguns carbonatitos e rochas alcalinas de Moçambique*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, São Paulo.
- COX, K. G.; BELL, J. D. & PANKHURT, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen and Unwin.
- DEPAOLO, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in Proterozoic. *Nature* (291), 684-687.
- DEWAELE, S., HENJES-KUNST, F., MELCHER, F., SITNIKOVA, M., BURGESS, R., GERDES, A., FERNANDES, M. A., CLERCQ, F. D., MUCHEZ, P., LEHMANN. (2011). Late Neoproterozoic overprinting of the cassiterite and columbite-tantalite bearing pegmatites of the Gatumba area, Rwanda (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* (61), 10-26.
- DEPAOLO, D. J.; LINN, A. M. & SCHUBBERT, G. (1991). The continental age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research* , 96, 2071-2088.
- DICKIN, A. P. (1995). *Radiogenic Isotope Geology*. United Kingdom: Press Syndicate of the University of Cambridge.
- FAIRCHILD, T. R.; TEIXEIRA, W & BABINSKI, M. (2009). Em busca do passado do planeta: Tempo geológico. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C.; FAIRCHILD, T. R. & TAIOLI, F. *Decifrando a Terra* (2ª ed., pp. 305-326). São paulo, São Paulo, Brasil: Companhia Editora Nacional.
- FAURE, G. (1986). *Principles of Isotope Geology* (Second Edition ed.). Canada, USA, USA: John Wiley & Sons, INC. p. 589.

- FAURE, G. & MENSING, T. M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications* (3rd Edition ed.). Canadá: John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey. p. 897.
- FOSTER, G.; KINNY, P.; VANCE, D.; PRINCE, C. & HARRIS, N. (2000). The significance of monazite U-Th-Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry. *181* (Earth and Planetary Science Letters), 327 - 340.
- GRANTHAM, G. H.; MANHIÇA, A. D.; ARMSTRONG, R. A.; KRUGER, F. J. & LOUBSER, M. (2011). New SHRIMP, Rb/Sr and Sm/Nd isotope and whole rock chemical data from central Mozambique and western Dronning Maud Land, Antarctica: Implications for the nature of the eastern margin of the Kalahari Craton and the amalgamation of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences* (59), 74–100.
- GTK CONSORTIUM. (2006). *Geology of Degree Sheets Mecumbura, Chioco, Tete, Tambara, Guro, Chemba, Manica, Catandica, Gorongosa, Rotanda, Chimoio and Beira*. Geological Mapping, Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia. p. 411.
- HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K.; BRIDGWATER, D. & NUTMAN, A. (1983). Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth Planet. Sci. Lett.* (62), 263-272.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* , 8, 523-548.
- JACOBS, J. & THOMAS, R. (2004). Himalayan-type indenterfrican-Antarctic orogem. 32 (8), 721-724.
- JANOUSEK, V.; FARROW, C. & ERBAN, V. (2008). *Geochemical Data Toolkit for Windows*. p. 188.
- KOISTINEN, T., LEHTONEN, M. I., FERNANDO, S. & MATOLA, R. (2008). Contribution to the structure at the eastern margin of the Archaean Zimbabwe craton, Mozambique. *Geological Survey of Finland Special Paper*. 48, 121–144
- KORKIAKOSKI, E. (2007). *Component 2: Geological Infrastructure Development Programme; Geochemical and Industrial Mineral Surveys (GIM)*. FINAL REPORT, Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia, Maputo. p. 69.
- KRONER, A. & STERN, R. J. (2004). Pan-African Orogeny. *Elsevier* (1), 1-12.
- LACHELT, S. (2004). *Geology and Mineral Resources of Mozambique* (Vol. II). Maputo: Council For Geoscience. p. 205.

- LKAB. (1980). *Trabalho de Prospeção preliminar na área de Inchope-Doeroi, Moçambique*. Ministério dos Recursos Minerais, Direção Nacional de Geologia. Maputo: LKAB INTERNATIONAL AB. p. 50.
- LUDWIG, K. R. (2009). *Isoplot: A geochronological tool kit for microsoft excell*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center. p. 76.
- MANHIÇA, A. D.; GRANTHAM, G.; ARMSTRONG, R. A.; GUISE, P. G. & KRUGER, F. J. (2001). Polyphase deformation and metamorphism at the Kalahari Craton - Mozambique Belt boundary. (J. A. Miller, R. E. Holdsworth, I. S. Buick, & M. Hand, Eds.) *Geological Society. Special publication* (184), 303-322.
- MANNINEN, T.; EEROLA, T.; MÄKITIE, H.; VUORI, S.; LUTTINEN, A.; SÉNVANO, A. & MANHIÇA, V. (2008). THE KAROO VOLCANIC ROCKS AND RELATED INTRUSIONS IN SOUTHERN AND CENTRAL MOZAMBIQUE. (T. L. Yrjö Pekkala, Ed.) *Geological Survey of Finland, Special Paper* , pp. 48, 211–250.
- MANTTARI, I. (2008). MESOARCHAEAN TO LOWER JURASSIC U-Pb AND Sm-Nd AGES FROM NW MOZAMBIQUE. (T. L. Yrjö Pekkala, Ed.) *Geological Survey of Finland, Special Paper* (48), 81–119.
- MELLUSO, L.; CENSI, P.; PERINI, G.; VASCONCELOS, L.; MORRA, V.; GUERREIRO, F. & BENNIO, L. (2004). Chemical and isotopic (C, O, Sr, Nd) characteristics of the Xiluvo carbonatite (central-western Mozambique). (L. Gwalani, Ed.) *Mineralogy and Petrology* , 80: 201–213.
- MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; FEINBERG, H.; GOFFÉ, B. & MONTIGNY, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ? *Bull. Soc. géol. France* , 1 (173), 3-15.
- MORI, P. E.; REEVES, S.; CORREIA, C. T. & HAUKKA, M. (1999). Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira Geociências* , 29 (3), 441-446.
- MULLEN, E. D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet Sci Lett* , 62, 53-62.
- NAKAMURA, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta* , 38, 757-775.
- NAVARRO, M. S.; ANDRADE, S.; ULBRICH, H.; GOMES, C. B. & GIRARDI, V. A. (2008). The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS: Testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research* , 32 (2), 167-180.

- PEARCE, J. A. (1996). User's guide to basalt discrimination diagrams. In: D. A. Wyman, *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Silphide Exploration* (Vol. 12, pp. 79-113). Geological Association of Canada.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. W. & TINDLE, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrology* , 25, 956-983.
- PINNA, P., MARTEAU, P., BECQ-GIRAUDON, J-F. & MANIGAULT, B. (1987). Carta Geológica de Moçambique, na escala 1 : 1 000 000. Instituto Nacional de Geologia de Moçambique, Maputo.
- ROLLINSON, H. (1993). *Using geochemincal data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex , Harlow, England: Longman Scientific & Technical New York. p. 352.
- SATO, K.; BASEI, M. A.; JÚNIOR, O. S.; SPROESSER, W. M. & PASSARELLI, C. R. (2008). Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: Avanços nadigestão química, Espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP* , 8 (2), 77-99.
- SHAND, S. J. (1943). *Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites*. p. 444.
- STERN, R. J. (2007). Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth system during a critical episode of Earth history. *Gondwana Research* , 1-18.
- SUN, S. S.; BAILEY, D. K.; TARNEY, J. & DUNHAM, K. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos Trans R Soc London* , A297, 409-445.
- WILSON, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. London: Chapman & Hall. p. 466.

ANEXO I. Dados Geocronológicos existentes

Ref	Rocha [ponto no mapa]	Método	Idade (Ma)	Parâmetros petrogenéticos	Interpretação
(1); (2)	Granodiorito de Chimoio	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotita $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	556±7Ma 1108±12Ma 1139±7Ma		Resfriamento Cristalização Cristalização
(3); (4)	Granodiorito de Inchope	TIMS U/Pb mon SHRIMP U/Pb Zr	530 – 520Ma 1079±7Ma		Retrabalhamento Pan Africano Cristalização
(3); (4)	Granito	SHRIMP U/Pb Zr	1119±21Ma		Cristalização
(3); (4)	Tonalito	TIMS U/Pb Zr	1300Ma 1150Ma 600Ma		Idade máxima (cristalização) Idade mínima (cristalização) Retrabalhamento Pan Africano
(1)	Granodiorito de Chimoio	T_{DM}	2118 – 3253Ma	$\epsilon_{\text{Nd}(1100\text{Ma})} = -6,78 \text{ a } -15,29$ $\epsilon_{\text{Sr}(1100\text{Ma})} = +37,36 \text{ a } +55,24$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \text{ (0,71017–0,71280)}$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \text{ (0,51136–0,51171)}$	Retrabalhamento ou fusão parcial da crosta antiga

1 - Manhiça et al., 2001; 2 - Grantham et al., 2011; 3 - Manttari, 2008; 4 - GTK Consortium, 2006;

ANEXO II. Dados do presente trabalho

Rocha	Método	Idade (Ma)	Parâmetros petrogenéticos	Interpretação
fonolito do monte Xiluvo	Rb/Sr em RT	514,57±0,39	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704565–0,705411)	manto
			Ri = 0,7028061	Idade da rocha
	Sm/Nd em RT		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512636–0,512599)	T_{DM} manto
			0,54 – 0,56 Ga $\epsilon_{\text{Nd}(514,57)} = +6,32$ a +6,64	
Granito de Inchope	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em Zr	1065 a 1053 956±38 484,2		cristalização Evento Pan-Africano Evento Pan-Africano
	Rb/Sr em RT	1026±82	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,828486–0,953692) Ri = 0,7200	Idade da rocha
	Rb/Sr em RT e musc/Bt	453±12	Ri = 0,8354	Evento Pan-Africano
	Sm/Nd		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,511279–0,511474) 2,33 – 2,44 Ga $\epsilon_{\text{Nd}(1026)} = -11,87$ a -13,56	T_{DM} Contaminação crustal
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em Zr	493,7±1,6		Evento Pan-Africano
Quartzo-sienito do monte Chissui	Rb/Sr em RT	1130	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,713439–0,735394) Ri = 0,7049	Idade da rocha
	Sm/Nd		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,511392–0,511446) 1,67 – 1,77 Ga $\epsilon_{\text{Nd}(1026)} = -4,68$ a -6,01	T_{DM} Contaminação crustal

ANEXO III. Resultados analíticos de elementos maiores na área de estudo

	V MO 15	V MO 25	V MO 17	V MO 23	V MO 03	V MO 04	JB 1a		JG 1a		LD	
	11/135	11/136	11/137	11/138	11/139a	11/139b	11/140	Obtida	Recom,	Obtida	Recom,	
SiO2	72,41	72,92	56,26	56,75	54,65	54,68	52,80	52,61	52,16	72,83	72,19	0,03
TiO2	0,248	0,253	0,286	0,330	0,306	0,300	0,676	1,289	1,3	0,238	0,25	0,003
Al2O3	14,38	14,14	22,20	22,67	21,66	21,73	19,56	14,89	14,51	14,43	14,22	0,02
Fe2O3	1,58	1,83	3,06	2,99	2,85	2,84	3,89	8,94	9,1	1,94	2,05	0,01
MnO	0,024	0,040	0,081	0,098	0,181	0,179	0,213	0,145	0,15	0,059	0,06	0,002
MgO	0,20	0,29	0,25	0,31	0,04	0,05	0,41	7,92	7,75	0,69	0,69	0,01
CaO	0,87	0,90	1,23	1,49	1,02	1,02	2,67	9,03	9,23	2,09	2,13	0,01
Na2O	3,04	3,01	8,24	6,40	9,48	9,39	8,77	2,85	2,74	3,54	3,41	0,02
K2O	5,57	5,23	6,53	7,47	7,40	7,36	6,49	1,39	1,42	3,98	4,01	0,01
P2O5	0,199	0,250	0,068	0,055	0,031	0,030	0,193	0,258	0,26	0,082	0,08	0,003
Loi	0,66	0,60	0,62	1,10	1,40	1,32	2,94	1,1	1,1	0,59	0,59	0,01
Total	99,18	99,46	98,83	99,66	99,02	98,90	98,61	100,42	99,72	100,47	99,68	

ANEXO IV. Resultados analíticos de elementos traço na área de estudo

	V MO 15	V MO 25	V MO 17	V MO 23	V MO 03	V MO 04	JB 1a		JG 1a		LD	
	11/135	11/136	11/137	11/138	11/139a	11/139b	11/140	Obtida	Recom,	Obtida	Recom,	
Ba	682	449	289	136	768	789	1859	496	497	443	458	37
Ce	78	50	207	335	175	164	174	74	66,1	48	45,2	35
Co	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	38	39,5	8	5,7	6
Cr	<13	<13	<13	<13	<13	<13	<13	402	415	31	18,6	13
Cu	<5	7	11	7	<5	<5	<5	56	55,5	<5	1,3	5
Ga	23	23	20	21	41	41	35	17	18	18	17	9
La	50	32	135	206	103	103	106	39	38,1	<28	21,8	28
Nb	22	22	63	85	191	190	249	27	27	11	12	9
Nd	<14	18	29	52	28	35	58	35	25,5	<14	21	14
Ni	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	144	140	8	6,4	5
Pb	39	39	34	38	24	23	21	16	7,2	21	27	4
Rb	441	528	157	223	189	191	160	39	41	187	180	3
Sc	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	28	27,9	<14	6,31	14
Sr	176	109	811	422	1412	1405	1850	459	443	189	185	2
Th	28	29	25	36	38	39	34	<7	8,8	5	12,1	7
U	9	21	5	6	9	8	6	<3	1,6	3	4,7	3
V	<9	30	<9	11	37	40	77	196	220	20	23	9
Y	15	22	9	21	46	44	48	23	24	36	31,6	2
Zn	60	74	55	72	154	155	169	81	82	39	38,8	2
Zr	138	124	265	393	1175	1172	1357	141	146	123	121	2
Cl	<50	<50	<50	<50	1167	1168	301	135	170	304		50
F	3029	3249	<500	<500	712	839	1213	577	385	729	450	500
S	<550	<550	<550	<550	<550	<550	1790	<550	9	<550	10	550

ANEXO V. Resultados analíticos de ETR da área de estudo

N. Lab.	11-135	11-136	11-137	11-138	11-139	11-140a	11-140b	Branco	JG-3	JG-3	JG-3	JR-1	JR-1	JR-1
N.Campo	VMO15	VMO25	VMO17	VMO23	VMO03	VMO04	VMO04		obtido	recom.	sd	obtido	recom.	sd
Rb	440	545	95,5	165	167	113	111	0,02	53,6	67,3	7,3	260	257	16
Sr	187	89,1	740	415	1402	1858	1789	2,60	373	379	29	22,3	29,1	5,2
Y	9,82	16,9	9,49	13,9	33,1	35,5	35,7	0,02	15,4	17,3	1,5	41,1	45,1	5,2
Cs	15,8	13,7	2,07	9,51	2,74	1,82	1,83	0,01	2,00	1,78	0,22	21,2	20,8	2,6
Ba	734	490	222	119	785	2350	2200	0,8	438	466	44	43,8	50,3	10,2
La	74,7	50,8	142	257	91,8	101	101	0,07	18,4	20,6	2,2	19,8	19,7	1,77
Ce	143	91,2	212	355	171	217	205	7,99	38,2	40,3	4,8	42,8	47,2	4,3
Pr	15,5	12,2	19,3	33,1	16,3	24,3	24,1	0,02	4,34	4,7	1,24	5,97	5,58	0,69
Nd	51,3	42,4	57,5	94,9	49,7	85,3	84,6	0,06	16,1	17,2	1,8	23,6	23,3	2,8
Sm	7,86	7,98	6,56	10,5	7,34	13,4	13,4	0,01	3,10	3,39	0,44	5,58	6,03	0,81
Eu	0,90	0,69	1,85	1,93	2,17	3,82	3,81	0,00	0,83	0,9	0,077	0,27	0,3	0,041
Gd	4,50	5,79	3,62	5,41	5,68	9,89	9,66	0,00	2,89	2,92	0,28	5,51	5,06	1,05
Tb	0,53	0,73	0,47	0,72	0,93	1,40	1,38	0,00	0,42	0,46	0,05	0,93	1,01	0,2
Dy	2,19	3,31	2,11	3,23	5,33	7,28	7,25	0,00	2,42	2,59	0,53	5,66	5,69	1,06
Ho	0,33	0,54	0,34	0,50	1,12	1,37	1,36	0,00	0,51	0,38	0,16	1,28	1,11	0,24
Er	0,83	1,37	0,94	1,38	3,24	3,64	3,61	0,00	1,48	1,52	0,36	3,72	3,61	0,91
Tm	0,10	0,18	0,12	0,16	0,50	0,51	0,51	0,00	0,23	0,24	0,048	0,62	0,67	0,071
Yb	0,62	1,08	0,77	0,97	3,30	3,20	3,19	0,00	1,59	1,77	0,35	4,40	4,55	0,46
Lu	0,09	0,15	0,12	0,14	0,48	0,46	0,46	0,00	0,24	0,26	0,049	0,67	0,71	0,08
Hf	4,52	3,65	5,03	6,83	20,1	23,0	23,4	0,00	3,38	4,29	0,41	4,66	4,51	0,67
Pb	50,4	50,9	36,6	45,4	24,0	13,2	13,1	0,47	10,5	11,7	1,4	18,1	19,3	3,8
Th	37,5	34,7	25,5	44,9	36,1	30,0	30,1	0,02	7,78	8,28	0,65	27,0	26,7	2,6
U	11,8	35,0	6,07	8,91	12,7	9,83	9,79	0,00	2,17	2,21	0,41	8,75	8,88	1,32

1) JG-3 - (granito) e JR-1 (riolito) - material de referência do GSJ (Japão)

2) Valores em ppm

3) sd: desvio padrão

4) a,b: duplicatas

5) O Zr e Nb apresentaram problemas no ataque e serão reportados sob demanda dos usuários

ANEXO VI. Resultados analíticos do granodiorito de Chimoio (GRANTHAM et al., 2011)

Amostra	CVGN1	CVGN2	CVGN3	CVGN4	CVGN5	CVGN6
SiO ₂	62,43	58,65	60,89	58,9	58,69	58,81
TiO ₂	0,68	0,96	0,72	0,88	0,93	0,92
Al ₂ O ₃	17,03	16,78	17,97	17,11	17,39	16,47
Fe ₂ O ₃	1,12	1,57	1,08	1,51	1,4	1,43
FeO	4,49	6,26	4,33	6,04	5,62	5,7
MnO	0,09	0,15	0,09	0,13	0,14	0,13
MgO	2,15	2,86	2,12	2,69	2,61	2,88
CaO	4,37	5,82	4,06	5,29	5,34	5,41
Na ₂ O	3,86	3,61	3,76	3,99	3,79	3,95
K ₂ O	3,84	3,63	4,52	3,42	3,79	3,79
P ₂ O ₅	0,32	0,38	0,31	0,38	0,36	0,32
Total	100,39	100,67	99,85	100,34	100,06	99,81
Rb	104	78	121	95	81	81
Sr	871	938	820	720	881	913
Y	23	34	19	33	30	31
Zr	189	243	177	164	319	245
Nb	10	13	9	13	13	13
Ba	1851	1813	2016	1318	1685	1735
Sc	12	17	10	17	14	15
Ga	21	23	22	24	21	21

ANEXO VII. Imagens de catodoluminiscência da amostra VM011, granito de Inchope

ANEXO VIII. Imagens de catodoluminiscência da amostra VM015, granito de Inchope

ANEXO IX. Imagens de catodoluminiscência da amostra VM017, Quartzzo-sienito do monte Chissui