



UFRJ

**Raisa Lopes Costa**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E INTERPRETAÇÃO DE  
DADOS U-Pb EM GRÃOS DE ZIRCÃO DETRÍTICO DE ROCHAS  
METASSEDIMENTARES NA REGIÃO CENTRAL DE  
MADAGASCAR**

**Trabalho de Conclusão de Curso**

**Geologia**

**UFRJ**

**Rio de Janeiro**

**Julho de 2016**



UFRJ

**Raisa Lopes Costa**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E INTERPRETAÇÃO DE  
DADOS U-Pb EM GRÃOS DE ZIRCÃO DETRÍTICO DE ROCHAS  
METASSEDIMENTARES NA REGIÃO CENTRAL DE  
MADAGASCAR**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt

Co-orientador: Alan Stephen Collins

**UFRJ**

**Rio de Janeiro**

**Julho de 2016**

Costa, Raisa Lopes

Caracterização geológica e interpretação de dados U-Pb em grãos de zircão detríticos de rochas metassedimentares na região central de Madagascar / Raisa Lopes Costa – Rio de Janeiro: UFRJ/IGEO 2016.

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2016.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt, Co-orientador: Alan Stephen Collins.

1. Geologia Regional 2. Geocronologia 3.Domínio Itremo-Ikalamavony 4. Orogenia do Leste Africano 5. Madagascar

**Raisa Lopes Costa**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E INTERPRETAÇÃO DE  
DADOS U-Pb EM GRÃOS DE ZIRCÃO DETRÍTICO DE ROCHAS  
METASSEDIMENTARES NA REGIÃO CENTRAL DE  
MADAGASCAR**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia  
do Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado  
como requisito necessário para obtenção do  
grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt

Co-orientador: Alan Stephen Collins

Aprovada em:

Por:

---

Orientadora: Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

---

Ciro Alexandre Ávila (UFRJ/Museu Nacional)

---

Alexis Rosa Nummer (UFRJ)

*“O período de maior ganho de conhecimento e experiência é o período de maior dificuldade na vida de cada um” Dalai Lama.*

## AGRADECIMENTOS

Nada desses anos todos estudando essa ciência fascinante seria possível sem o apoio, amor e dedicação dos meus pais e meu irmão desde sempre. Hoje e sempre, a minha maior gratidão vai para vocês, que independente do que aconteça em nossas vidas, estaremos sempre juntos, nessa missão maravilhosa que viemos realizar como família. Obrigada por absolutamente tudo! Eu amo vocês com todo o meu amor!

Agradeço à turma de 2010 que me acolheu quando migrei para a Geologia. Gratidão por ter crescido com vocês na vida geológica. Agradecimento especial para Bia, Joana, Diego, Pedro Henrique e Paulinha por todo carinho, amizade e cumplicidade dentro e fora da geologia... Essa relação e sentimento formado durante esses anos ficarão guardados para sempre em meu coração, queridos. Amo vocês!

Agradeço à todos os professores que me ensinaram e guiaram durante meu caminho na graduação, e pelas amizades formadas para com vocês. Agradeço também ao programa Ciência sem Fronteiras por ter proporcionado o período de intercâmbio para Austrália onde pude conhecer um mundo novo, uma geologia diferente e me conhecer. Além de ter iniciado esse trabalho com meu atual co-orientador Alan Collins.

Venho agradecer também, de todo coração, a minha amiga Débora Barros Nascimento por todo apoio durante todos estes anos, pela amizade dentro e fora do departamento, e pela sua irmandade. Te amo, Dé! Muito muito muito obrigada por tudo!! Você é fundamental na minha vida.

Não tenho como não agradecer também à GondFamily... estar com vocês diariamente é um presente de vida. Agradecimento especial para a Evânia por suportar minhas dúvidas, me aconselhar diariamente, me ajudar a todo momento. E, por fim, mas longe de ser menos importante, fica meu agradecimento mais do que especial para minha orientadora e amiga, doutora Renata Schmitt. Muita gratidão e honra por você ter me criado desde “recém-nascida” e por ter me acompanhado nessa trajetória inteira. Minha mãe geológica, obrigada pela confiança, pelo esforço, incentivo, conselhos e por todo o seu carinho. Muito amor por essa família linda, brincalhona e unida que você formou no Gondwana.

E para finalizar, agradeço à organização Arte de Viver que vim conhecer no final de 2015. Lá eu aprendi que um dia nublado é só um dia nublado; que o amor é muito mais do que um sentimento; que o momento presente é inevitável; e que responsabilidade traz habilidade. Além de aprender técnicas de respiração e meditação que foram fundamentais para me manter centrada nesta etapa da minha vida, sem contar aos grandes amigos que reencontrei nesta jornada e me dão total apoio diário.

Obrigada Deus por cada pedra que encontrei e continuarei encontrando no meu caminho... Nada é por acaso.

## RESUMO

A Orogenia do Leste Africano envolveu a junção de microcontinentes e arcos de ilha neoproterozóicos a blocos cratônicos durante a formação do paleocontinente Gondwana, e se estende da Península Arábica pelo leste africano até a Antártica. A ilha de Madagascar é constituída por um embasamento rochoso pré-cambriano localizado na porção central do Orógeno do Leste Africano, e preserva os registros deste evento tectônico. O presente trabalho aborda uma região central da Ilha de Madagascar e esta inserido no Domínio Itremo-Ikalamavony que é compreendido por rochas para-derivadas de idade pré-cambriana intrudidas por plutons ígneos neoproterozóicos.

Este trabalho tem por finalidade corroborar com o entendimento da evolução tectônica da região central de Madagascar através do estudo geológico de proveniência da(s) sequência(s) metassedimentar(es) da região de Ikalamavony. A metodologia envolveu revisão bibliográfica, análise de imagens de satélite e geoprocessamento, e trabalho de campo que resultaram em mapa e seção geológicas na escala 1:25.000, além de descrição petrográfica, preparação de amostras para análise geocronológica pelo método U-Pb em grãos de zircão detrítico e interpretação destas análises.

Foram identificadas 8 unidades, incluindo o embasamento do Domínio Antananarivo próximo à área: 1- gnaisses orto e para-derivados do embasamento; 2- quartzito em camadas delgadas; 3- gnaissse fino calcissilicático; 4- quartzito maciço; 5- metagranito fino; 6- meta-quartzito-sienito porfirítico; 7- metaconglomerado e 8- granito fino. A foliação tectônica principal tem um *trend* preferencial NNW-SSE, com mergulho médio para WSW. As unidades de protólito ígneo intrudem as unidades para-derivadas, com exceção do metaconglomerado.

Apesar das rochas para-derivadas apresentarem foliação tectônica e metamorfismo concordante, através de análises U-Pb em grãos de zircão detrítico foi possível aqui distinguir que elas podem pertencer a bacias sedimentares distintas temporalmente e tectonicamente. Foram realizadas datações em três amostras de rochas para-derivadas. Duas amostras apresentam populações de zircão detrítico semelhantes, com idades do Arqueano e do Paleoproterozóico. Estas unidades, gnaissse fino calcissilicático e quartzito em camadas delgadas, são correlacionáveis às rochas para-derivadas do Sub-Domínio Itremo, cuja idade de sedimentação seria 1,8 Ga. A terceira amostra, obtida na unidade metaconglomerado, apresentou uma população

predominante do Neoproterozóico, especificamente entre 850-750 Ma, indicando uma contribuição distinta das anteriores. Essa unidade foi correlacionada com o Grupo Molo, do sub-domínio Ikalamavony. Apesar da idade máxima de sedimentação ser 710 Ma nesta amostra, outros trabalhos obtiveram idades mais jovens para essa bacia, cujo intervalo de deposição presumida é de 620-560 Ma.

Esses dados corroboram com o modelo tectônico em que as rochas do Sub-Domínio Itremo são depositadas numa margem continental constituindo o embasamento de parte do craton da Tanzânia na África. No Neoproterozóico esse bloco separou-se da África sendo denominado microcontinente Azania (Domínio Antananarivo de Madagascar). A subsequente convergência entre o bloco Azania e o Craton da Índia (Antongil-Masora/Dharwar) ocasionou a subducção do Oceano de Moçambique. Como produto, o Sub-Domínio Itremo foi intrudido por um arco magmático continental, Suíte Imorona-Itsindro, de 850-750 Ma. A unidade do Grupo Molo é, portanto, produto da erosão deste bloco com embasamento (Sub-Domínio Itremo com Domínio Antananarivo) e arco magmático.

A consequente colisão destes blocos no Cambriano gerou as bordas metamórficas aqui datadas nas bordas metamórficas dos grãos de zircão detrítico entre 550-520 Ma. Esse evento gerou metamorfismo de fácies anfíbolito em todas as unidades de origem sedimentar e ainda deformação no caráter dúctil. Essa colisão culminou com a formação do continente Gondwana nesta região.



## ABSTRACT

The East African Orogen (EAO) involves a collection of Neoproterozoic microcontinents and arc terranes lodged between cratonic units during the final assembly of the supercontinent Gondwana, which extends from the Arabian peninsula along eastern Africa to Antarctica. The Malagasy island comprises a Precambrian basement located at the central part of the EAO, and preserves records from this tectonic event. This recent study is located at the central part of Madagascar and is inserted at Itremo-Ikalamavony Domain which comprises Precambrian metasedimentary rocks intruded by Neoproterozoic plutonic bodies.

The aim of this study is a better understanding of the tectonic evolution of the central part of Madagascar by provenance study of metasedimentary units from Ikalamavony region. The applied methodology involved bibliographic revision, analysis of satellite images and geoprocessing, field work with construction of a geological map and also a cross section in scale 1:25.000. Also, a petrological description, preparation of samples for geochronological analysis using U-Pb method to detrital grains of zircon and the interpretation of these analyses were made.

Eight units were identified, including the basement of Antananarivo Domain surround the area: 1 – para- and orth-gnaisses from the Antananarivo Domain; 2- quartzite with thin layers; 3- fine-grained calci-silicate gneiss; 4- massive quartzite; 5- fine grained meta-granite; 6- porphyritic meta-quartz-syenite; 7- meta-conglomerate and 8- fine-to-medium-grained granite. The main tectonic foliation has a preferential trend NNW-SSE, dipping towards WSW. The orth-units intrude the metasedimentary units, excepted the meta-conglomerate.

Despite the para-derived rocks exhibit tectonic foliation and concordant metamorphism, detrital zircon analyses U-Pb show different temporal and tectonic sedimentary basins. Three metasedimentary samples were dated. Two of them presents similar zircon population, with ages from Archaean and Palaeoproterozoic. These units, fine-grained calci-silicate gneiss and thin-layered quartzite were correlated to the metasedimentary rocks from Itremo sub-domain, which has sedimentation age around 1.8 Ga. In contrast, the third samples are from the meta-conglomerate unit, and shows zircon population age derived from Neoproterozoic (range between 850-750 Ma). These distinct zircon population ages denote different sources. The youngest unit is correlated

to Molo Group, from Ikalamavony Sub-Domain. Although the sedimentation age from this sample attends to be around 710 Ma, other research obtained younger ages for this basin (620-560 Ma).

This data endorse a tectonic model that the metasedimentary rocks from Itremo Sub-Domain were deposited in a passive continental margin which is the basement of Tanzanian craton in Africa. At the Neoproterozoic time, this block was separated from Africa, and named as Azania (Antananarivo Domain in Madagascar). The sequential convergence between microcontinent Azania and Indian craton (Antongil-Masora/Dharwar) induce a subduction of the Mozambique Ocean. As a result, the Itremo Sub-Domain was intruded by a continental magmatic arc (Imorona-Itsindro Suite), between 850 and 750 Ma. Therefore, the Molo Group is a product of the erosion of this basement and magmatic arc.

The consequential collision between these block at Cambrian time generate metamorphic rims dated at this study at detrital zircon metamorphic rims between 550 and 520 Ma. This tectonic event generates an amphibolite facies metamorphism to all metasedimentary units and also, ductil deformation. This collision concludes with the amalgamation of Gondwana continent on this region.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Localização de Madagascar a leste do Continente Africano. Na figura principal mapa político do país, com a área de estudo destacada pelo retângulo azul na região de Ikalamavony – Província de Fianarantsoa. Fonte: *Ezilon Maps 2009 – Political Map of Madagascar*..... 24
- Figura 1.2:** Imagem de satélite da região entre as cidades de Fianarantsoa e Ikalamavony, com a área de estudo destacada no retângulo amarelo. Localização na Figura 1.1. Fonte: *Google Earth*..... 25
- Figura 2.1:** Trajeto percorrido durante o trabalho de campo de 26 dias. Amostragem na 1) porção central e 2) região norte de Madagascar com foco para análises geoquímica e geocronológica de rochas unidades metassedimentares e ígneas das respectivas regiões e 3) mapeamento e coleta de amostras na região de Ikalamavony, foco desta monografia. Fonte: Elaborada pela autora. .... 27
- Figura 2.2:** Procedimento de preparação das amostras para análise U-Pb em grãos de zircão detrítico: a) total de 09 amostras lavadas e cortadas, com sinalização das 03 amostras que continham grãos de zircão ao final do processo; b) uma das amostras armazenada separadamente de acordo com a fração das partículas – granulometria superior a 425  $\mu\text{m}$ , entre 425-79  $\mu\text{m}$  e inferior a 79  $\mu\text{m}$ ; c) concentração de minerais pesados a partir do bateamento das amostras na fração 425-79  $\mu\text{m}$ ; d) separação magnética iniciada com a remoção de minerais ferromagnéticos utilizando ímã de mão e, posteriormente, utilizando o separador magnético isodinâmico Frantz (não ilustrado); e) concentrado de minerais não magnéticos despejados no iodeto de metileno (líquido denso); f) grãos mais densos do que o iodeto foram decantados; g) concentrado de grãos de zircão. Fonte: Elaborada pela autora..... 30
- Figura 2.3:** Laser *New Wave UP-213* acoplado ao *Agilent 7500cx ICP-MS* no *Centre for Electron Microscopy and Microstructure Analysis (CEMMSA) – Adelaide Microscopy*, da Universidade de Adelaide (Austrália). Fonte: *Adelaide Microscopy website* ..... 32
- Figura 3.1:** Mapa do Gondwana mostrando a posição dos núcleos cratônicos e cinturões orogênicos que consolidaram o supercontinente. Os orógenos mais novos ocorrem ao longo da margem do supercontinente. Abreviações: M-Madagascar, T-Tanzania, 1- Província Rokelides, 2- Daomé-trans-Saara, 3- Província Borborema, 4- Faixa Brasília, 5- Província Mantiqueira (Faixa Araçuaí e Faixa Ribeira), 6- Faixa Kaoko e Faixa Damara, 7- Faixas Liufikiano e Katanga, 8- Província Mantiqueira

(Faixa Dom Feliciano), 9- Orógeno do Leste Africano, 10- Orógeno Kuunga, CAO- Cráton Australiano Ocidental, CSA- Cráton Sul-Australiano, CNA- Cráton Norte-Australiano (Modificado de Gray *et al.*, 2007 e Fergusson & Henderson, 2015.)..... 34

**Figura 3.2:** Arquitetura tectônica do embasamento cristalino pré-cambriano da ilha de Madagascar. (Modificado de Collins, 2006 e De Waele *et al.*, 2011)..... 36

**Figura 3.3:** Diagrama mostrando os domínios geodinâmicos e unidades cartográficas de Madagascar. (Modificado de Tucker *et al.*, 2014). Retângulo em laranja indica orogenia criogeniana do fechamento do Oceano de Moçambique e formação de arco magmático tipo-andino; retângulo em vermelho sinaliza magmatismo da aglutinação final do supercontinente Gondwana na Orogenia do Leste Africano. .... 37

**Figura 3.4:** Arquitetura tectônica do embasamento de Madagascar representada individualmente. **a)** Domínio Antongil-Masora; **b)** Domínio Antananarivo; **c)** Complexo Tsaratanana; **d)** coberturas paleoproterozóicas (Grupos Maha e Sahantaha); **e)** Domínio Itremo-Ikalamavony; **f)** Domínio Bemarivo; **g)** Cinturão Amboriana-Manampotsy e **h)** Domínios Vohibory (v), Androyen (And) e Anoyesen (Ano). .... 38

**Figura 3.5:** Reconstrução Índia-Madagascar ilustrando uma simetria da crosta “juvenil” neoarqueana envolta do núcleo Paleo-Mesoarqueano (em ambos domínios Dharwar Ocidental e Antongil-Masora representados). Abreviações: A, Domínio Antananarivo; AIHSZ, zona de alta deformação Angavo-Ifanadiama; Am, Ambatolampy; P-C SZ, Zona de cisalhamento Palghat-Cauvery; Vo, Domínio Vohibory. Divisão do Complexo Tsaratanana: And, Andriamena; BA, Beforona-Alaotra; Ma, Maevataavava. A figura também ilustra as rochas metassedimentares neoproterozóicas dos grupos Manamposty e Ambatolampy. (Tucker *et al.*, 2014)..... 40

**Figura 3.6:** O microcontinente Azania e sua interpretação em parte da reconstrução do supercontinente Gondwana. Terrenos pré-cambrianos mais velhos do que 1000 Ma estão representados em cinza escuro e os mais novos do que 1000 Ma em cinza claro. Linhas roxas indicam limites de crostas continentais neoproterozóicas. Abreviações: A-A = Terreno Afif-Abas; Az: Azania; Congo = Blocos do Congo, Tanzania e Bangweulu; EAN = Escudo Arábico-Nubiano, L-V = Península Lurio-Vijayan; R Plata = Cráton Rio de la Plata; Ruker = Terreno Ruker; S Fran = Cráton São Francisco. Fonte: Collins e Pisarevsky, 2005..... 42

**Figura 4.1:** a) Morfologia de revelo acentuado com topo aguçado onde afloram os granitos metamorfizados correlacionados à unidade litoestratigráfica Suíte Imorona-Itsindro; b) serra alinhada, com cristas orientadas NNE-SSW onde afloram os quartzitos

em camadas delgadas associado ao Sub-Domínio Itremo; c) feição de relevo dissecado em morros e colinas, formando ombreiras, característica da região aflorante dos anfibolitos finos correlacionados ao Sub-Domínio Itremo; d) relevo de aspecto dissecado marcado pela predominância de morros de topo convexo aguçado, com aglomerados de blocos/matacão *in situ* de granitos equivalentes à Suíte Ambalavao... 49

**Figura 4.2:** Afloramento do embasamento orto-derivado do Domínio Antananarivo. Nota-se o gnaiss fino com veios de quartzo-feldspato paralelos à foliação e, também, um veio dobrado cortando a foliação principal..... 50

**Figura 4.3:** Afloramentos típicos dos quartzitos em camadas delgadas correlacionados aos metassedimentos do Sub-Domínio Itremo, em cristas com orientação NNE-SSW, e mergulho baixo a médio para SW. .... 51

**Figura 4.4:** Quartzito de cor esbranquiçada, granulação média e acamamento delgado (10-30 cm)..... 52

**Figura 4.5:** Quartzito de acamamento delgado, granulação média com intercalação de quartzito de granulação fina (indicado na seta amarela). .... 52

**Figura 4.6:** Fotografias do corte das lâminas delgadas das amostras RC-14-08, 14 e 17, mostrando a foliação metamórfica marcada pelo achatamento do quartzo (a), orientação dos cristais de biotita (b) e dos cristais de muscovita (c)..... 53

**Figura 4.7:** Quartzito de granulação fina no ponto LOC-103, e mais enriquecido em minerais micáceos quando próximo ao contato com o gnaiss fino calcissilicático. 53

**Figura 4.8:** Fotos de lâminas petrográficas de amostras da unidade quartzito em camadas delgadas. Figuras ‘a’ estão sob luz natural do microscópico e figuras ‘b’ sob luz polarizada. 1 – textura granoblástica; 2 – contato serrilhado entre grãos de quartzo; 3 – grãos de quartzo deformados, com extinção ondulante, contato serrilhado, característico de milonitização; 4 – grãos de biotita (marrom/escuro) alinhados, marcando a foliação metamórfica da unidade; 5 – concentração de biotita; 6 – grãos de feldspato potássico – microclina; 7 – aglomerado de titanita e 8 – grão de anfibólio (verde)..... 56

**Figura 4.9:** Contato intrusivo do granito não-deformado com gnaiss fino calcissilicático..... 57

**Figura 4.10:** a) Afloramento típico da unidade gnaiss fino calcissilicático na drenagem. Nota-se a foliação com mergulho mediano para oeste, característico das rochas metassedimentares do Sub-Domínio Itremo; b) lineação mineral marcada pelo

estiramento de quartzo e orientação de biotita; c) *boudinagem* na intrusão granítica paralela à foliação principal do gnaiss fino calcissilicático; d) nível de fusão parcial. 58

**Figura 4.11:** Feições microscópicas da unidade gnaiss fino calcissilicático. Figuras ‘a’ estão sob luz natural do microscópico e figuras ‘b’ sob luz polarizada. 1 – textura lepidoblástica: minerais máficos orientados; 2 – porção calcissilicática da rocha, com presença de calcita e clinopiroxênio (cpx); 3 – grão de titanita; biotitas orientadas e 4 – grão de zircão detrítico. .... 59

**Figura 4.12:** a) Característica típica de revelo montanhoso onde aflora o metagranito; b) fotografia de amostra de mão da unidade demonstrando estrutura foliada, lineamento mineral; c) e d) fotomicrografia de amostras do metagranito representando minerais máficos (biotita e opacos) com orientação preferencial e microclina pertítica, sob luz natural e luz polarizada, respectivamente. .... 60

**Figura 4.13:** Feição geomorfológica de superfície convexa suave típica da unidade quartzito maciço, com coloração cinza-azulada na porção superior da figura. Nota-se afloramento/blocos *in situ* de granitos fino a médios na porção inferior/proximal da imagem. .... 61

**Figura 4.14:** Afloramento do ponto LOC-87, caracterizado por quartzito maciço, com colocação rosa-alaranjado e com veios cortando esta unidade. .... 62

**Figura 4.15:** Fenocristais tabulares de feldspato alcalino de até 2 centímetros, com orientação preferencial SSW-NNE. .... 63

**Figura 4.16:** Veios de composição granítica não-deformados, intrudindo paralela- e discordantemente a foliação metamórfica no metasienito. .... 63

**Figura 4.17:** Fotomicrografia do meta-quartzo-sienito. Figuras ‘a’ estão sob luz natural do microscópico e figuras ‘b’ sob luz polarizada. 1 – fenocristal de ortoclásio com germinação *carlsbad* e pertita; 2 – cristais de biotita primária (bt1) e biotita secundária (bt2) e 3 – cristal de tremolita (tr). .... 64

**Figura 4.18:** a) afloramento característico do metaconglomerado; b) clastos estirados. .... 65

**Figura 4.19:** Afloramentos e blocos *in situ* do granito fino a médio e feição característica do quartzito maciço de colocação acinzentada. .... 66

**Figura 4.20:** Fotomicrografia de uma amostra do granito fino a médio, com representação dos seguintes minerais: quartzo, biotita, microclina, plagioclásio e opacos. Figuras ‘a’ estão sob luz natural do microscópico e figuras ‘b’ sob luz polarizada. .... 66

<b>Figura 4.21:</b> Rede estereográfica de Schmidt com 24 pólos da foliação tectônica principal Sn.....	68
<b>Figura 4.22:</b> Rede estereográfica de Schmidt com 17 medidas de lineação mineral.....	68
<b>Figura 4.23:</b> Nível com fusão parcial dobrado, concordantes com a foliação metamórfica predominante (Sn+1), na unidade gnaiss fino calcissilicático. ....	69
<b>Figura 4.24:</b> Imagens por catodoluminescência de 18 dos 350 grãos de zircão detrítico separados a partir da amostra DA13-030, mostrando as características comuns nas populações de zircão. Os valores indicados em negrito acima das imagens são referentes aos pontos analisados no Anexo 3, onde que “n” é referente à análise no núcleo dos grãos e “b” na borda do mesmo. <i>Spots</i> com 30µm de diâmetro.....	71
<b>Figura 4.25:</b> Histograma de frequência x idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para idades mais velhas do que 1.3 Ga e idade $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ para as mais novas do que 1.3Ga dos núcleos dos grãos de zircão detrítico em Ma da amostra DA13-030, com incertezas de 1 sigma e discordância menor que 5%.....	72
<b>Figura 4.26:</b> Histograma de frequência x idade $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ de 14 bordas ígneas e 1 borda detrítica (581 Ma) dos grãos de zircão detrítico em Ma, com foco no Neoproterozóico, da amostra DA13-030. Incertezas de 1 sigma, discordância menor que 5%.....	72
<b>Figura 4.27:</b> Diagramas de concórdia da amostra DA13-030 com 95% de concordância para todas as idades dos grãos de zircão detrítico, em Ma, com zoom para idades inferiores à 1200 Ma. Erro das elipses é de $1\sigma$ . ....	73
<b>Figura 4.28:</b> Imagens por catodoluminescência de 18 dos 270 grãos de zircão detrítico separados a partir da amostra DA13-036, mostrando as características comuns nas populações de zircão. Os valores indicados em negrito acima das imagens são referentes aos pontos analisados no Anexo 4, onde que “n” é referente à análise no núcleo dos grãos e “b” na borda do mesmo. <i>Spots</i> com 30µm de diâmetro.....	75
<b>Figura 4.29:</b> Histograma de frequência x idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos núcleos dos grãos de zircão detrítico em Ma da amostra DA13-036, com incertezas de 1 sigma e discordância menor que 5%.....	76
<b>Figura 4.30:</b> Diagramas de concórdias da amostra DA13-036, com 95% de concordância para todas as idades dos grãos de zircão detrítico, em Ma e em zoom para idades inferiores a 600 Ma. Erro das elipses é de $1\sigma$ . ....	76

- Figura 4.31:** Diagrama de concórdia dos *spots* em bordas metamórficas da amostra DA13-036 com intercepto em  $542 \pm 11$  Ma. .... 77
- Figura 4.32:** Imagens por catodoluminescência de 18 dos 230 grãos de zircão detrítico separados a partir da amostra DA13-039, mostrando as características comuns nas populações de zircão. Os valores indicados em negrito acima das imagens são referentes aos pontos analisados no Anexo 5, onde que “n” é referente à análise no núcleo dos grãos e “b” na borda do mesmo. *Spots* com  $30\mu\text{m}$  de diâmetro..... 79
- Figura 4.33:** Histograma de frequência x idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos núcleos dos grãos de zircão detrítico em Ma da amostra DA13-039, com incertezas de 1 sigma e discordância menor que 5%..... 80
- Figura 4.34:** Diagramas concórdias da amostra DA13-039 a) para todas as idades dos grãos de zircão detrítico, com 95% de concordância, em Ma; b) para idades inferiores a 1000 Ma, com 95% de concordância. Erro das elipses é de  $1\sigma$ . .... 80
- Figura 4.35:** Diagrama de concórdia dos *spots* em bordas metamórficas da amostra DA13-039 com intercepto em  $572 \pm 7$  Ma. .... 81
- Figura 5.1:** Diagramas comparativos de probabilidade de densidade para idade U-Pb em grãos de zircão de unidades metassedimentares datadas no trabalho a esquerda (DA13-030, 036 e 039, sem as idades metamórficas) com as idades apresentadas por Archibald *et al.*, 2015 a direita. .... 85
- Figura 5.2:** Modelo da configuração tectônica da área do trabalho elaborado pela autora, com base em dados de campo, petrografia, geocronologia e estudo bibliográfico. a) representação de 850 Ma do arco magmático continental do tipo andino originado a partir da subducção e fechamento do Oceano de Moçambique, intrudindo as rochas do embasamento do microcontinente Azania. b) representação de aproximadamente 650 Ma mostrando a consequente colisão dos blocos continentais e a origem da Sutura Betsimisaraka devido o fechamento do Oceano de Moçambique, e o início da deposição de uma bacia de pós-país dando origem ao Grupo Molo. .... 89



**LISTA DE TABELAS**

<b>Tabela 1:</b> Relação de lâminas petrográficas por unidade de mapeamento. ....	31
<b>Tabela 2:</b> Correlação entre unidades mapeadas e unidades litoestratigráficas regionais. ....	49

**LISTA DE ANEXOS**

<b>Anexo 1:</b> Mapa geológico 1:25.000 e seção geológica.....	95
<b>Anexo 2:</b> LA-ICPMS - Resultados das análises isotópicas obtidas pelo método U-Pb em grãos de zircão com concordância igual ou superior à 95%. Amostra DA13-030.....	96
<b>Anexo 3:</b> LA-ICPMS - Resultados das análises isotópicas obtidas pelo método U-Pb em grãos de zircão com concordância igual ou superior à 95%. Amostra DA13-036.....	99
<b>Anexo 4:</b> LA-ICPMS - Resultados das análises isotópicas obtidas pelo método U-Pb em grãos de zircão com concordância igual ou superior à 95%. Amostra DA13-039.....	101

## Índice

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>vi</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>vii</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>xi</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>xvii</b>
<b>LISTA DE ANEXOS</b> .....	<b>xviii</b>
<b>Índice</b> .....	<b>xix</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>21</b>
1.1. OBJETIVO .....	22
1.2. JUSTIFICATIVA .....	22
1.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA .....	23
<b>2. METODOLOGIA</b> .....	<b>26</b>
2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	26
2.2. ANÁLISE DE IMAGENS DE SATÉLITE E GEOPROCESSAMENTO.....	26
2.3. TRABALHO DE CAMPO .....	26
2.4. PREPARAÇÃO E ANÁLISE DE AMOSTRAS .....	28
2.4.1. Preparação de Amostras para Análise U-Pb em grãos de zircão detrítico	
28	
2.4.2. Petrografia .....	30
2.4.3. Análises .....	31
<b>3 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>34</b>
3.1. INSERÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA DE ESTUDO .....	46
<b>4. RESULTADOS</b> .....	<b>48</b>
4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	48
4.2 DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS UNIDADES .....	50
4.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	67
4.4 METAMORFISMO.....	68
4.5 ANÁLISE U-Pb EM GRÃOS DE ZIRCÃO DETRÍTICO .....	69
4.4.1. DA13-030 .....	69
4.4.2. DA13-036 .....	74
4.4.3. DA13-039 .....	77
<b>5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b> .....	<b>82</b>
5.1 ÁREAS FONTES E IDADE DE DEPOSIÇÃO .....	86

5.2 IDADE DO METAMORFISMO .....	87
5.3 AMBIENTE TECTÔNICO .....	87
<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>90</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>91</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>96</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A ilha de Madagascar localiza-se no centro do Orógeno do Leste Africano. Este orógeno formou-se devido à convergência de microcontinentes, arcos de ilhas neoproterozóicas e grandes blocos cratônicos durante a aglutinação do paleocontinente Gondwana. A convergência neoproterozóica-cambriana entre o Bloco de Dharwar e o Bloco do Congo, situados, respectivamente, na Índia e África, está registrada nas rochas do embasamento cristalino de Madagascar.

As porções norte e central de Madagascar são divididas em domínios tectônicos, sendo elas separadas por zonas de cisalhamento e por discordâncias regionais (Collins, 2000; Collins, 2006). Os blocos mais antigos de Madagascar – crátons Antongil e Masora - estão localizados na costa leste da ilha e são representados por núcleos rochosos orto- e para-derivados do Mesoarqueano e, também, rochas intrusivas e metassedimentares do Neoarqueano. O bloco mais extenso – Antananarivo – abrange a porção central da ilha e consiste em granitos neoarqueanos e grandes volumes de corpos graníticos, gabróicos e sieníticos com idades do Criogeniano ao Cambriano com assinatura geoquímica de arco magmático. Sobre as rochas do embasamento do Domínio Antananarivo encontram-se sucessões de rochas metassedimentares proterozoicas – grupos Itremo-Ikalamavony, Ambatolampy, Vondrozo, Manampotsy, entre outros. A porção norte da ilha é marcada por rochas orto- e para-derivadas que registram um arco magmático juvenil do Criogeniano, que foi acrescido ao Domínio Antananarivo.

O foco deste trabalho está no Domínio Itremo-Ikalamavony. O Sub-Domínio Itremo compreende uma série de rochas metassedimentares, metabásicas e gnaisses com proveniência arqueana e paleoproterozoica. O Sub-Domínio Ikalamavony é interpretado como a parte de um arco magmático (Suíte Dabolava) com sua sequência vulcanossedimentar marginal chamada de Grupo Ikalamavony. Todas essas unidades litoestratigráficas foram deformadas e metamorfozadas durante a Orogenia do Leste Africano entre os períodos Ediacarano e Cambriano, com a aglutinação do supercontinente Gondwana.

A área deste trabalho é constituída por unidades metassedimentares e ígneas/metaígneas. De acordo com dados de proveniência aqui apresentados, rochas metassedimentares do Sub-Domínio Itremo e do Sub-Domínio Ikalamavony ocorrem

lado a lado, portanto mostrou-se necessária a análise geocronológica pelo método U-Pb em grãos de zircão detrítico para distinção das unidades metassedimentares. Esses dados, em conjunto com os dados obtidos em campo e em lâminas petrográficas, corroboram com a discussão acerca das possíveis áreas fontes para as rochas metassedimentares, além de estimar as idades máximas de deposição das bacias pré-cambrianas nesta posição do orógeno.

### 1.1. OBJETIVO

Este trabalho tem por finalidade corroborar com o entendimento da evolução tectônica da região central de Madagascar através do estudo geológico de proveniência das sequências metassedimentares do Domínio Itremo-Ikalamavony, na região de Ikalamavony. Para atingir esse objetivo foram realizados mapeamento geológico, coleta de amostras, descrição petrográfica e análises U-Pb em grãos de zircão detrítico.

O presente trabalho está inserido em uma linha de investigações geológicas na Ilha de Madagascar, leste da África, que vem sendo realizado por pesquisadores do *TRaX – Centre of Tectonics, Resources and Exploration* – da Universidade de Adelaide (Austrália) e da *Université de Toliara* (Madagascar), em parceria com o projeto “Revisão do mapa geológico do Gondwana” do CENPES-UFRJ (Departamento de Geologia).

### 1.2. JUSTIFICATIVA

Apesar dos dados de mapeamento geológico-estrutural e estudo petrológico das sucessões metavulcanossedimentares e metassedimentares da região de Ikalamavony – porção central de Madagascar –, estes não são suficientes para o entendimento do contexto tectônico deste orógeno que aglutinou blocos tectônicos de tão diversas naturezas. Essas sequências estão deformadas e em contato tectônico, portanto a interpretação da origem dos protólitos é tarefa complexa. O estudo de zircão detrítico pelo método U-Pb é uma excelente ferramenta para identificar possíveis áreas fontes e a idade máxima de deposição dos sedimentos das paleobacias, pois o zircão pode preservar idades originais mesmo sofrendo metamorfismo de média a alta temperatura.

### 1.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo está localizada na porção central da Ilha de Madagascar, no continente africano, na província de Fianarantsoa (Figura 1.1). O acesso a partir de Antananarivo, capital federal de Madagascar, é feito pela rodovia pavimentada N7 (Antananarivo-Tulear) até Fianarantsoa, percorrendo 410 km nesta rodovia. De Fianarantsoa até Ikalamavony, é preciso percorrer aproximadamente 80 km pela estrada de terra N42 (Fianarantsoa – Ikalamavony), passando pela comunidade de Mangidy (Figuras 1.1 e 1.2). A área do trabalho abrange aproximadamente 96 km<sup>2</sup> e está localizada entre a comunidade de Mangidy e o distrito de Ikalamavony.



**Figura 1.1:** Localização de Madagascar a leste do Continente Africano. Na figura principal mapa político do país, com a área de estudo destacada pelo retângulo vermelho na região de Ikalamavony – Província de Fianarantsoa. Fonte: *Ezilon Maps 2009 – Political Map of Madagascar*.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>EZILON MAPS. *Madagascar – Political Map of Madagascar*. Disponível em <http://www.ezilon.com/maps/africa/madagascar-maps.html>. Acesso em 25 de Janeiro de 2016.





**Figura 1.2:** Imagem de satélite da região entre as cidades de Fianarantsoa e Ikalamavony, com a área de estudo destacada no retângulo amarelo. Localização na Figura 1.1. Fonte: Google Earth.

## 2. METODOLOGIA

### 2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A análise bibliográfica foi realizada durante todo o andamento do trabalho. Por meio de pesquisa em artigos de revistas internacionais, mapas geológicos pré-existentes e seus respectivos relatórios científicos foi possível obter dados sobre a geologia regional de Madagascar e a geologia local da porção central da ilha, com foco na região de Ikalamanony, e seu contexto tectônico. Foram consultados também trabalhos conceituais sobre o método isotópico de U-Pb em grãos de zircão detrítico por LA-ICPMS, bem como os diversos estágios para a realização do mesmo.

### 2.2. ANÁLISE DE IMAGENS DE SATÉLITE E GEOPROCESSAMENTO

O procedimento de georreferenciamento foi efetuado antes e depois do trabalho de campo. Na etapa prévia ao trabalho de campo foi confeccionado o mapa topográfico da área a ser estudada e foram elaborados fотомosaicos de imagem de satélite.

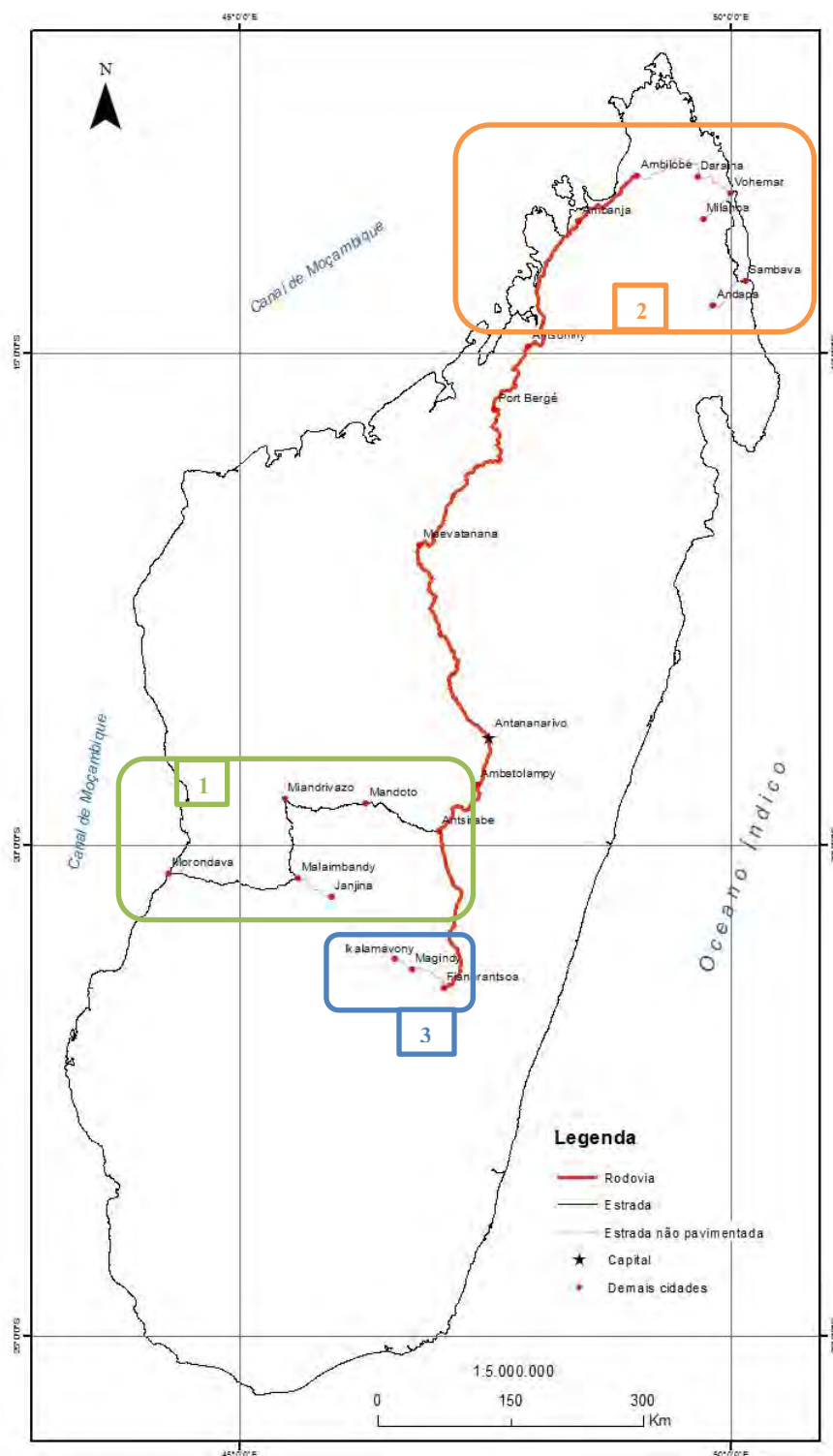
Utilizando o *software ArcGIS 10.2* foi gerado um mapa topográfico a partir de imagem SRTM e, conjuntamente, foram efetuadas fotointerpretações do imageamento de satélite para o trabalho campo. Imagens de satélite com alta resolução foram adquiridas utilizando o *software* gratuito TerraIncognita v.236. A etapa subsequente ao trabalho de campo constituiu na elaboração de um esboço geológico na escala 1:25.000 em meio digital, utilizando os *software ArcGIS 10.2* e a confecção de uma seção geológica em mesma escala, fazendo o uso do *software CorelDRAW x5*.

### 2.3. TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo realizado em Madagascar teve duração de 26 dias, entre os meses de setembro e outubro de 2014. Neste período foram visitadas 3 áreas na ilha com o grupo de pesquisa (Figura 2.1), com focos de estudo distintos. 1) Região Central: coleta de amostras para análises geoquímica e geocronológica da Suíte Dabolava; 2) Região Norte: coleta de amostras para análises geoquímica e geocronológica do Domínio Bemarivo – arco magmático juvenil; e 3) Região Central-Ikalamanony: região do mapeamento deste trabalho realizado em dois dias. Esta terceira etapa resultou em um esboço geológico e uma seção geológica em escala 1:25.000, além da coleta de



amostras das rochas metassedimentares e intrusivas para descrição petrográfica e detalhamento geológico das unidades datadas. A nomenclatura utilizada para identificar e associar as unidades mapeadas foi feita com base no mapa elaborado por Roig *et al.* (2012) e artigos descritivos das unidades em foco.



**Figura 2.1:** Trajeto percorrido durante o trabalho de campo de 26 dias. Amostragem na 1) porção central e 2) região norte de Madagascar com foco para análises geoquímica e geocronológica de rochas unidades metassedimentares e ígneas das respectivas regiões e 3) mapeamento e coleta de amostras na região de Ikalamavony, foco desta monografia. Fonte: Elaborada pela autora.

## 2.4. PREPARAÇÃO E ANÁLISE DE AMOSTRAS

### 2.4.1. Preparação de Amostras para Análise U-Pb em grãos de zircão detrítico

A preparação das amostras para geocronologia U-Pb foi realizada na sala de moagem (*Crushing Room*) e no Laboratório de Separação Mineral (*Mineral Separation Lab*) do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Adelaide (Austrália), e teve seu procedimento subdividido em quatro etapas.

- i. **Britagem, moagem e peneiramento:** Preparação de nove (09) amostras de rochas metassedimentares, as quais foram coletadas em trabalho de campo realizado em 2013 por pesquisadores da Universidade de Adelaide (Austrália). Tais amostras foram inicialmente lavadas e cortadas (Figura 2.2a) para, posteriormente, passarem pelo processo de britagem, moagem e peneiramento. Após serem cortadas e lavadas, as amostras foram reduzidas em tamanho numa prensa hidráulica. Em seguida, as amostras foram levadas, separadamente, para um moinho de disco para que as partículas chegassem até uma granulação superior a 425  $\mu\text{m}$  e, assim, passassem pelo processo de peneiramento. No peneiramento foram utilizadas peneiras nas frações 425 e 79  $\mu\text{m}$ . Para a separação dos grãos de zircão detrítico, foram reservados os detritos na fração 79-425  $\mu\text{m}$  (Figura 2.2b). Sendo assim, as demais porções foram devidamente armazenadas.
- ii. **Concentração de Minerais Pesados:** A separação e remoção de frações menores e mais leves foram realizadas utilizando método gravimétrico em meio aquoso. Para tal processo, fez-se necessário o bateamento de todas as amostras trituradas na fração 79-400  $\mu\text{m}$ . Em seguida, a amostragem retirada no bateamento foi levada ao forno (70°C) para a secagem. A amostragem de fundo da batéia, onde os minerais pesados foram concentrados, foi colocada numa frigideira elétrica para a secagem da mesma (Figura 2.2c).
- iii. **Separação Magnética:** A separação magnética iniciou-se com a remoção de minerais ferromagnéticos utilizando um imã de mão envolto por plástico e folhas de papel (Figura 2.2d). Posteriormente, a fração densa separada na fase anterior foi submetida ao separador magnético isodinâmico Frantz, aplicando um aumento gradual da intensidade de corrente do campo elétrico magnético. A

intensidade aplicada iniciou em 0,3A e passou pelo seguinte aumento gradual: 0,3 – 0,5 – 0,8 – 1,2 e, por último, 1,5A. Nesta etapa, os minerais de menor susceptibilidade magnética foram separados dos de maior susceptibilidade magnética. Uma vez que os grãos de zircão possuem baixa susceptibilidade magnética, os mesmos ficam nos concentrados de não magnéticos. Sendo assim, a concentração de minerais de menor susceptibilidade magnética foi levada para o processo de decantação, onde os minerais leves como quartzo e feldspato foram retirados do concentrado.

- iv. **Líquido Denso:** Nesta etapa, o processo de decantação foi realizado com o líquido iodeto de metileno (di-iodometano) cuja densidade é de  $3,33 \text{ g/cm}^3$ , sendo inferior à densidade do zircão ( $4,6 \text{ g/cm}^3$ ). O concentrado de não magnéticos foi despejado no líquido denso (Figura 2.2e) e, com movimentos circulares sutis, os grãos mais densos do que o líquido foram sendo decantados (Figura 2.2f). Ao obter uma concentração de pesados, abria-se a válvula cuidadosamente para não despejar grande quantidade de iodeto. Com isso, os pesados eram despejados em um funil com filtro de papel. Após os grãos de zircão serem separados do líquido, fez-se necessário limpar todos os utensílios com acetona, banhando-os individualmente, 10 vezes cada um. Em seguida, os mesmos foram levados para a frigideira elétrica para a secagem e, posteriormente, armazenados (Figura 2.2g). Ao finalizar os procedimentos anteriores, das 09 amostras processadas, somente em 03 foram obtidos cristais de zircão.
- v. **Montagem:** Os cristais de zircão foram montados em uma pastilha de epoxi com dimensões padrões de 2,5 cm de diâmetro, sendo seccionados, polidos e recobertos por uma película de carbono para o imageamento por catodoluminescência (CL).



**Figura 2.2:** Procedimento de preparação das amostras para análise U-Pb em grãos de zircão detrítico: **a)** total de 09 amostras lavadas e cortadas, com sinalização das 03 amostras que continham grãos de zircão ao final do processo; **b)** uma das amostras armazenada separadamente de acordo com a fração das partículas – granulometria superior a 425  $\mu\text{m}$ , entre 425-79  $\mu\text{m}$  e inferior a 79  $\mu\text{m}$ ; **c)** concentração de minerais pesados a partir do bateamento das amostras na fração 425-79  $\mu\text{m}$ ; **d)** separação magnética iniciada com a remoção de minerais ferromagnéticos utilizando ímã de mão e, posteriormente, utilizando o separador magnético isodinâmico Frantz (não ilustrado); **e)** concentrado de minerais não magnéticos despejados no iodeto de metileno (líquido denso); **f)** grãos mais densos do que o iodeto foram decantados; **g)** concentrado de minerais pesados. Fonte: Elaborada pela autora.

#### 2.4.2. Petrografia

Foram confeccionadas 18 lâminas petrográficas sem lamínulas (Tabela 1) e as suas descrições petrográficas foram realizadas no laboratório de microscopia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Unidade Mapeada	Unidade Litoestratigráfica	Quantidade de lâminas	Amostra
Quartzito em camadas delgadas	Sub-Domínio Itremo	05	RC-14-08, RC-14-09, RC-14-10, RC-14-14, RC-14-15
Gnaiss fino calcissilicático	Sub-Domínio Itremo	02	RC-14-11 e RC-14-13a
Quartzito maciço	Sub-Domínio Ikalamavony	01	RC-14-05
Metagranito fino	Suíte Imorona-Itsindro	03	RC-14-07, RC-14-14 e RC-14-16
Meta-quartzo-sienito porfírico	Suíte Imorona-Itsindro	01	RC-14-06
Granito fino a médio	Suíte Ambalavao	04	RC-14-01, RC-14-02, RC-14-03 e RC-14-04
Quartzitos datados	Sub-Domínio Itremo	02	DA13-036 e DA-13-039

**Tabela 1:** Relação de lâminas petrográficas por unidade de mapeamento.

### 2.4.3. Análises

#### 2.4.3.1. Imageamento por catodoluminescência CL

Para observar as estruturas internas dos grãos de zircão e selecionar a localização dos *spots* para as análises U-Pb foi realizado o imageamento por catodoluminescência (CL) em microscópio eletrônico de varredura. O equipamento utilizado foi o *Philips XL40 Scanning Electron Microscope* com filamento de tungstênio e um detector *GATAN CL* acoplado para obter-se imagens de alta qualidade. O imageamento dos grãos de zircão foi realizado com uma distância de aproximadamente 15 mm e voltagem de 12kV. Este procedimento foi executado no *Centre for Electron Microscopy and Microstructure Analysis (CEMMSA) – Adelaide Microscopy* – da Universidade de Adelaide (Austrália).

#### 2.4.3.2. Análise Isotópica U-Pb em grãos de zircão detrítico por LA ICP-MS

Estas análises foram realizadas pelo sistema LA ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) no *Centre for Electron Microscopy and Microstructure Analysis (CEMMSA) – Adelaide Microscopy*, da Universidade de Adelaide (Austrália). Este sistema é utilizado para micro-amostras de material sólido para elementos traço. Consiste em uma microsonda a laser (*Laser Ablation – LA*), modelo *UP213 (NdYag)* da *New Wave* acoplado à um espectrômetro de massa *Agilent 7500CX icp-Quadrupole Mass Spectrometer* (Figura 2.3).

O *software* utilizado no procedimento analítico foi o *GLITTER – GEMOC Laser ICPMS Total Trace Element Reduction*, versão 4.4. O diâmetro dos *spots* foi 30 $\mu$ m, com o laser a uma intensidade de 95% e uma frequência de 5 Hz. Para a redução dos dados e cálculos das idades e para a confecção dos diagramas de concórdia e de probabilidade relativa foi utilizado o *software* *ISOPLLOT v.4.1* (Ludwig, 2003).



**Figura 2.3:** Laser *New Wave UP-213* acoplado ao *Agilent 7500cx ICP-MS* no *Centre for Electron Microscopy and Microstructure Analysis (CEMMSA) – Adelaide Microscopy*, da Universidade de Adelaide (Austrália). Fonte: *Adelaide Microscopy website*<sup>2</sup>

---

<sup>2</sup> ADELAIDE MICROSCOPY. *New Wave UP-213 laser attached to Agilent 7500x ICP-MS*. Disponível em <http://www.adelaide.edu.au/microscopy/instrumentation/icpms.html>. Acesso em 29 de Junho de 2016.

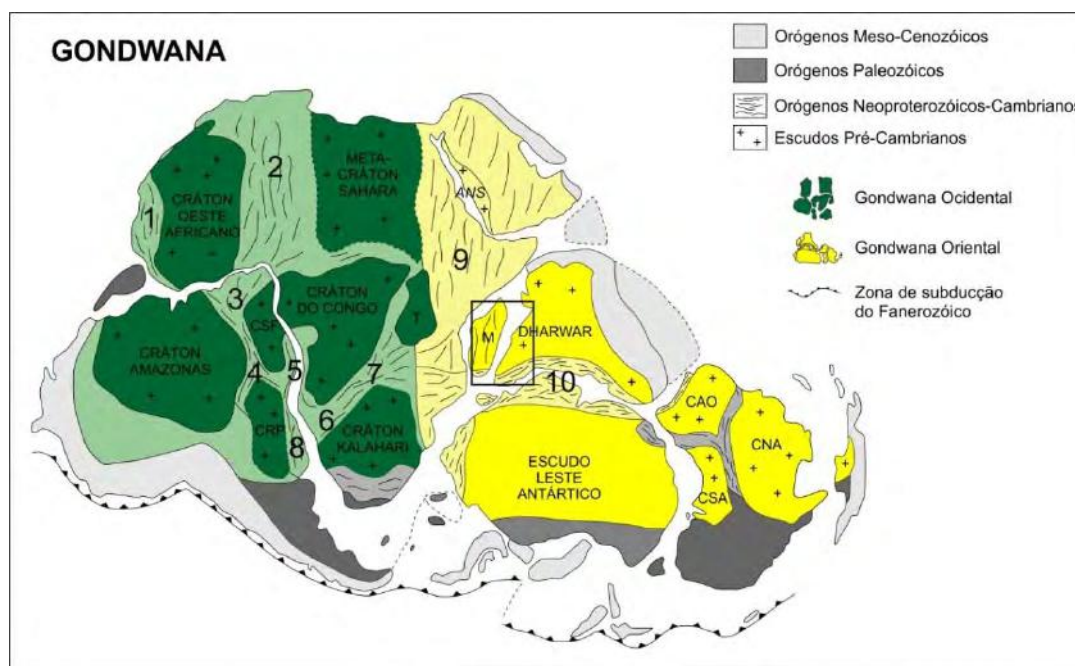


A partir das idades calculadas, foram atribuídos critérios para identificação das idades utilizadas. Para idades mais antigas do que 1,3 bilhões de anos (Ga), foram utilizadas as idades  $Pb^{207}/Pb^{206}$ , e para idades mais novas do que 1,3 Ga utilizou-se  $Pb^{206}/U^{238}$ .

### 3 GEOLOGIA REGIONAL

A formação do supercontinente Gondwana ocorreu na transição do Éon Proterozoico para o Fanerozoico e finalizou com a subducção de diversas placas oceânicas, decorrendo nas sucessivas colisões de blocos continentais pré-neoproterozoicos. Como resultado desses eventos termo-tectônicos pan-africanos formou-se o Orógeno do Leste Africano, que se estende da Península Arábica pelo leste africano até a Antártica (Figura 3.1).

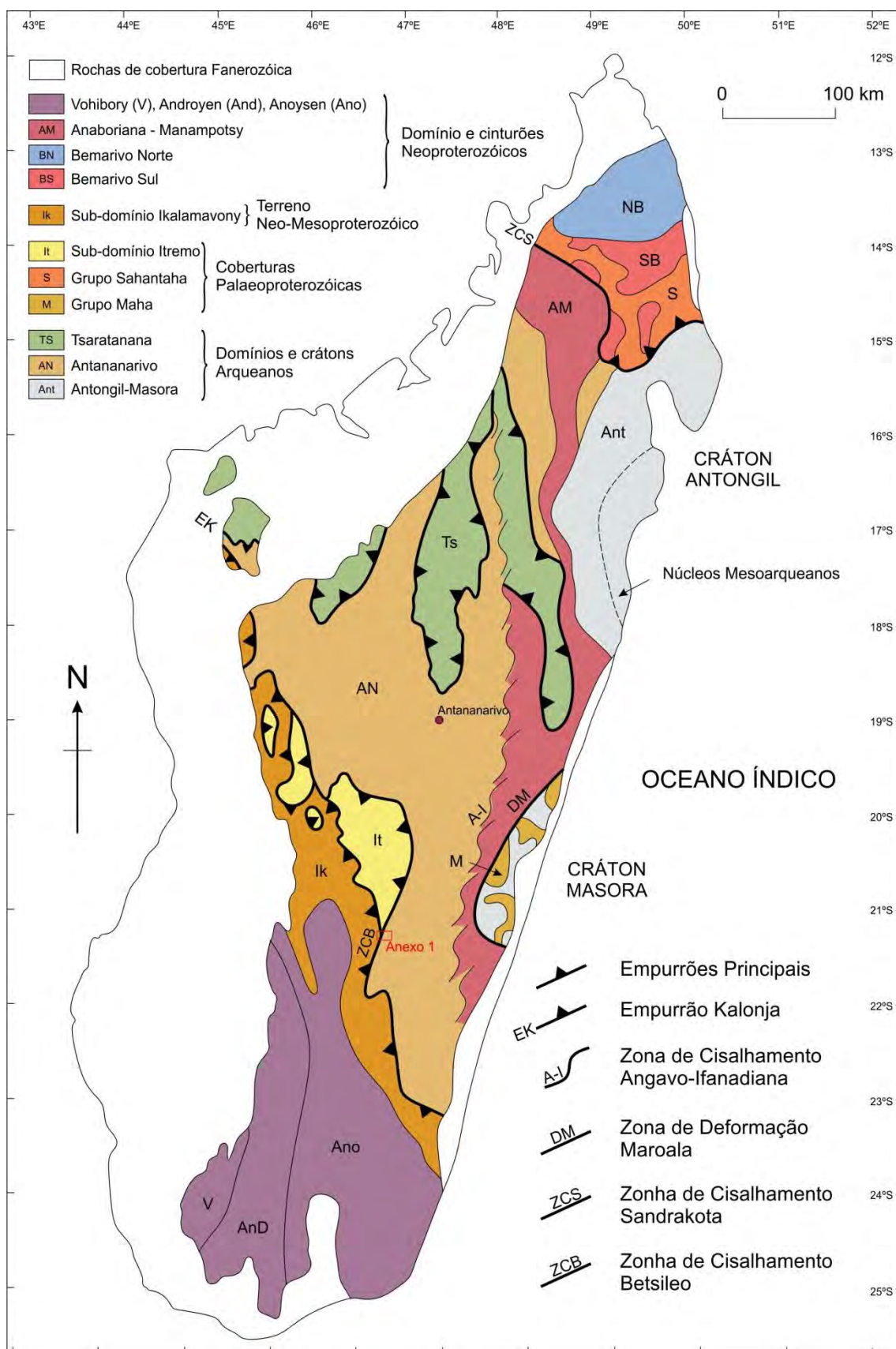
Madagascar é constituída por um embasamento pré-cambriano localizado na porção central do Orógeno do Leste Africano (Figura 3.1). Este orógeno N-S resultou da junção de microcontinentes e arcos de ilha neoproterozóicos, que se aglutinaram a blocos cratônicos, durante a amalgamação do paleocontinente Gondwana. Este divide o Gondwana em: Gondwana Ocidental – hoje América do Sul e África – e Gondwana Oriental – hoje Índia, Antártica e Austrália. Os registros da amalgamação neoproterozóica entre o Bloco de Dharwar e o Bloco da Tanzânia (T), situados, respectivamente, na Índia e África, estão presentes no embasamento cristalino de Madagascar (Stern, 2002; Collins, 2006; Tucker *et al.*, 2014) (Figura 3.1).



**Figura 3.1:** Mapa do Gondwana mostrando a posição dos núcleos cratônicos e cinturões orogênicos que consolidaram o supercontinente. Os orógenos mais novos ocorrem ao longo da margem do supercontinente. Abreviações: M-Madagascar, T-Tanzania, 1- Província Rokelides, 2- Daomé-trans-Saara, 3- Província Borborema, 4- Faixa Brasília, 5- Província Mantiqueira (Faixa Araçuaí e Faixa Ribeira), 6- Faixa Kaoko e Faixa Damara, 7- Faixas Liufikiano e Katanga, 8- Província Mantiqueira (Faixa Dom Feliciano), 9- Orógeno do Leste Africano, 10- Orógeno Kuunga, CAO- Cratão Australiano Ocidental, CSA- Cratão Sul-Australiano, CNA- Craton Norte-Australiano (Modificado de Gray *et al.*, 2007 e Fergusson & Henderson, 2015.)

O embasamento cristalino de Madagascar é dividido em diversas unidades tectônicas pré-cambrianas, sendo elas: Domínio Antongil-Masora, Domínio Antananarivo, Complexo Tsaratanana, coberturas proterozóicas (Domínio Itremo-Ikalamavony, Grupos Maha, Manampotsy, Ambatolampy, Molo, entre outros), Cinturão Orogênico Bemarivo e Domínios Vohibory, Androyen e Anoyesen. (De Waele *et al.*, 2011; Collins, 2000; Collins, 2006; Tucker *et al.*, 2014; Archibald *et al.*, 2015). Segundo Collins (2000, 2006), as rochas que compreendem cada unidade registram eventos tectônicos similares, ainda assim, estas unidades são separadas uma das outras por zonas de cisalhamento e/ou por discordâncias regionais (Figura 3.2).

De acordo com Tucker *et al.* (2014), as unidades arqueanas de Madagascar sofreram intenso retrabalhamento por diversos eventos orogênicos ao longo do Proterozoico. O Paleoproterozoico é marcado por uma fragmentação interrompida na porção norte, e pela acreção de terrenos continentais ao sul, seguido por deposição de rochas sedimentares no então cráton. No Mesoproterozoico, houve magmatismo calcio-alcalino ao longo da margem sul do bloco arqueano, e no Neoproterozoico o sistema envolveu deposição de sedimentos continentais e intrusões de sienitos e gabros alcalinos. No final do Proterozoico, o retrabalhamento se deu mais intensamente e envolveu acreção oblíqua de terrenos oceânicos e a convergência das massas continentais Gondwana Ocidental e Oriental – Orogenia do Leste Africano. Tal acreção afetou com mais intensidade a porção sul e oeste de Madagascar, mas pode ser observada nos terrenos arqueanos, principalmente nas zonas de alta deformação que atravessam a ilha. A Figura 3.3 mostra um diagrama com os domínios geodinâmicos e com as unidades litoestratigráficas de Madagascar elaborado por Tucker *et al.* (2014).

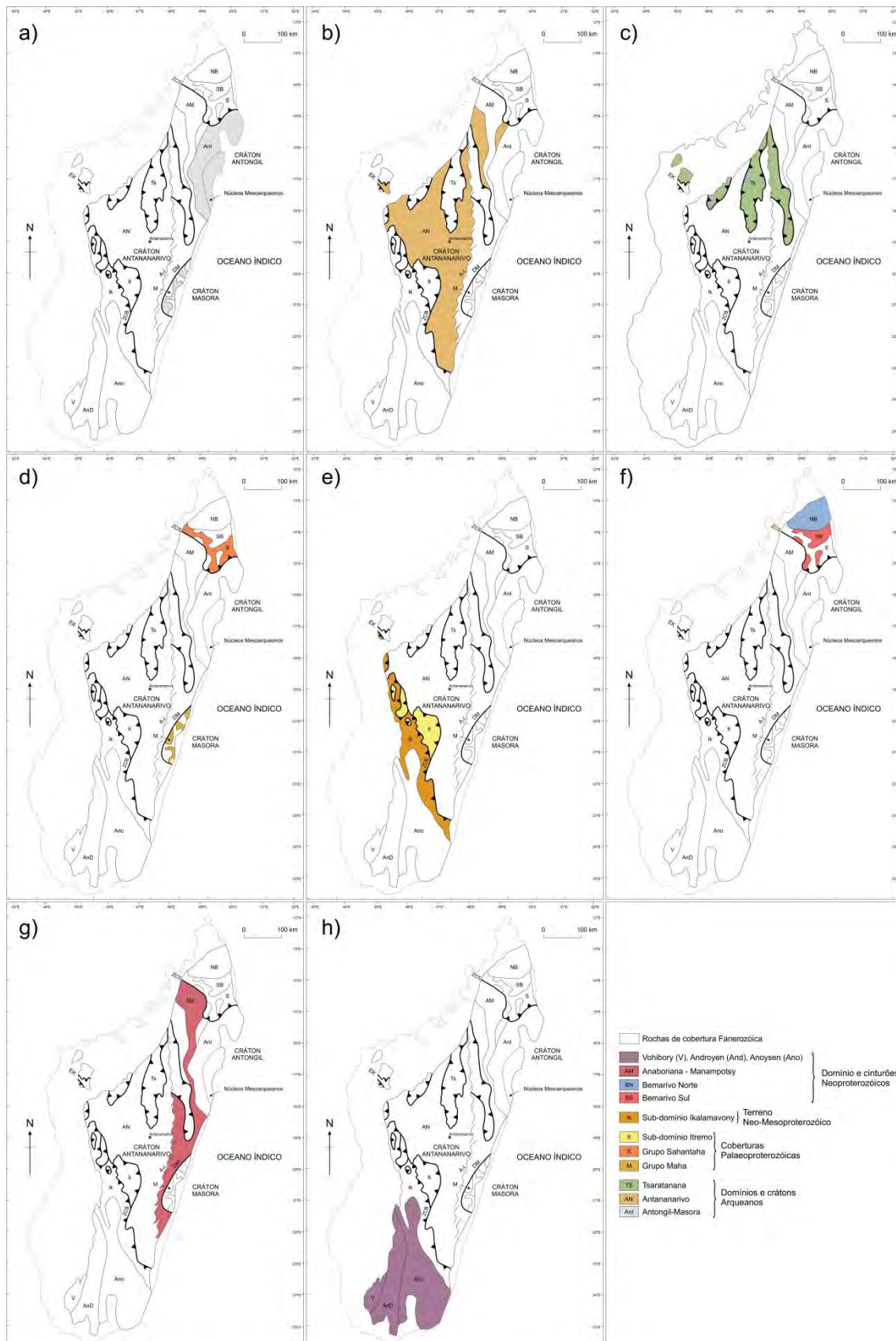


**Figura 3.2:** Arquitetura tectônica do embasamento cristalino pré-cambriano da ilha de Madagascar. (Modificado de Collins, 2006 e De Waele *et al.*, 2011)

DOMAINS sub-domains	Vohibory	Androyan - Anosyan Androyan Anosyan	Ikalamavony Itremo	Antananarivo	Antongil - Masora Masora Antongil	Bemarivo	
BOUNDARIES	Ampanihy	Beraketa	"flower structure" Ranotsara		Angavo- Ifanadiana	Andaparaty thrust / Sandrakota	Sandrakota/ Antsaba
0.55 - 0.51 Ga magmatism/ * metamorphism main-stage Kuunga	accretion of East, West Gondwana and intervening terranes formation of "the flower", east-directed nappes, basin inversion and HSZ					accretion of Bemarivo domain	750° - 850 °C 6-8 kbar
0.58 - 0.55 Ga early Kuunga magmatism/ * metamorphism		Ambalavo Suite 800° - 900 °C 7-8 kbar	~700 °C 6.5-9 kbar	Kiangara Suite ~550 °C 6-7.5 kbar	Maevarano Suite 650° - 750 °C 8-10 kbar	Maevarano Suite 600° - 750 °C 6-8 kbar	
0.63 - 0.61 Ga magmatism/ * metamorphism	accretion of Vohibory and Androyan-Anosyan domains						
0.67 - 0.64 Ga juvenile crust formation	Maro- savao Suite						
0.8-0.65 Ga sedimentation	Linta/ Mahafaly/ Gogogogo Group	Ihoso Group		Molo Group	Ambatolampy Group		Daraina/ Milanao Group
0.8-0.7 Ga magmatism				Imorona - Itsindro Suite			Manambato/ Antsirabe N. Suites
1.0-0.9 Ga arc magmatism		Ankiliabo Suite		Dabolava Suite Ikalamavony Group			
<1.78 - 1.1 Ga sedimentation craton stabilization		Imaloto/ Mangoky Groups	Tranomaro Group	Itremo Group	Maha Group	Andraronia Group	Sambirano- Sahantaha/ Betsiaka Groups
2.21 - 1.78 Ga crust formation/ magmatism		unnamed basement units	Tolanaro Group			Ankavanana/ Ranomena Suites Masindray Suite	inferred from detrital zircons
2.52 - 2.48 Ga magmatism/ * metamorphism				accretion of Greater Dharwar Craton Granulite and amphibolite facies metamorphism partial-melting and development of N-S structural grain			
2.8 - 2.5 Ga crust formation/ sedimentation		inherited zircon components and Nd model ages	Inherited zircon components and Nd model ages	Betsiboka Suite / Tsaratanana Complex Sofia Group Vondrozo Group	unnamed granitoids Vohilava/ Nosivolo Group	Masoala Suite Ambodiriana Group Mananara Gp.	
3.3 - 3.1 Ga early crust formation/ sedimentation						Fenoarivo Gp. Nosy Boraha Suite	
	oceanic arc	SMIWH		Greater Dharwar Craton			juvenile igneous terrane

**Figura 3.3:** Diagrama mostrando os domínios geodinâmicos e unidades cartográficas de Madagascar. (Modificado de Tucker *et al.*, 2014). Retângulo em laranja indica orogenia criogeniana do fechamento do Oceano de Moçambique e formação de arco magmático tipo-andino; retângulo em vermelho sinaliza magmatismo da aglutinação final do supercontinente Gondwana na Orogenia do Leste Africano.





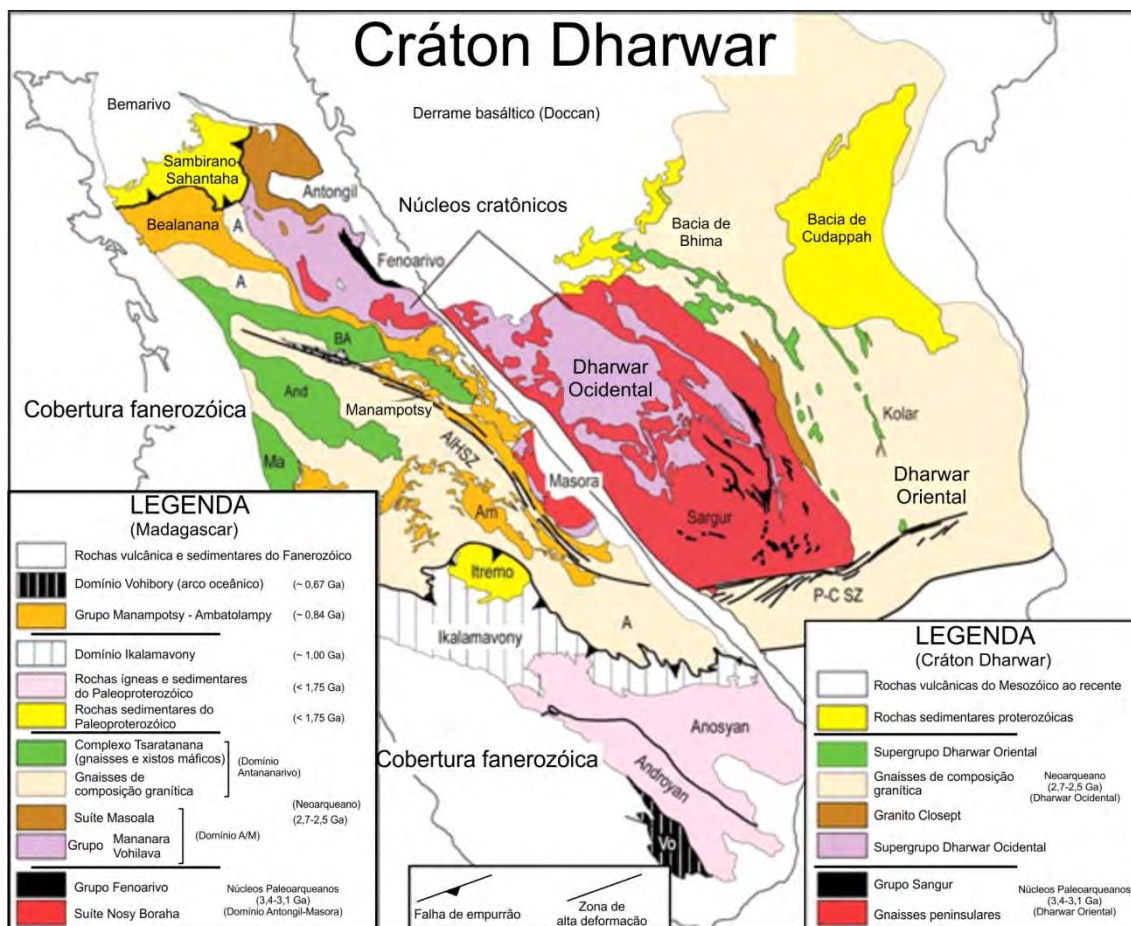
**Figura 3.4:** Arquitetura tectônica do embasamento de Madagascar representada individualmente. **a)** Domínio Antongil-Masora; **b)** Domínio Antananarivo; **c)** Complexo Tsaratanana; **d)** coberturas paleoproterozóicas (Grupos Maha e Sahantaha); **e)** Domínio Itremo-Ikalamavony; **f)** Domínio Beamarivo; **g)** Cinturão Amboriana-Manampotsy e **h)** Domínios Vohibory (v), Androyen (And) e Anoyesen (Ano).

a. Domínio Antongil-Masora

Os blocos mais antigos de Madagascar – crátons Antongil e Masora – estão localizados na costa leste da ilha (Figura 3.4a). Tucker *et al.* (2014) sugerem que os terrenos arqueanos da ilha – Domínio Antongil-Masora – eram partes do Cráton Dharwar da Índia (Figura 3.5), e se separaram somente no Cretáceo durante o rifteamento do supercontinente Gondwana. Esta correlação se dá pelo fato de que o Cráton Dharwar e os núcleos cratônicos de Madagascar – Antongil e Masora – apresentam suítes gnáissicas paleoarqueana (3,30-3,17 Ga), pacotes de rochas supracrustais de um intervalo do Paleo- a Neo-Arqueano, e também uma suíte similar de idade neoarqueana (Tucker *et al.*, 2014).

Os blocos cratônicos de Madagascar são representados por núcleos graníticos e gnáissicos, envoltos por rochas metassedimentares. O núcleo cristalino do Bloco Antongil consiste em rochas orto- e para-derivadas do Mesoarqueano, intrudidas por corpos ígneos do Neoarqueano (Tucker *et al.*, 1999, Collins *et al.*, 2001, Paquette *et al.*, 2003). As associações de rochas orto-derivadas são representadas por corpos gnáissicos de composição tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG), altamente migmatizados e poli-deformados; as rochas para-derivadas incluem cianita-fucsita gnaisses e xistos, formações ferríferas bandadas que passaram por diversas fases de deformação, metamorfismo e fusão parcial no Neoarqueano (Tucker *et al.*, 2014).

Evidências geocronológicas sugerem que o Domínio Antongil não foi afetado pelos eventos tectono-termiais neoproterozoico de alto grau da aglutinação do supercontinente Gondwana, os quais são predominantes no restante da ilha (Tucker *et al.*, 1999). Rochas metassedimentares apresentam-se em discordância angular sob o núcleo rochoso cristalino do embasamento a norte e oeste (Cinturão Anaboriana-Manampotsy – Figura 3.4g).



**Figura 3.5:** Reconstrução Índia-Madagascar ilustrando uma simetria da crosta “juvenil” neoarqueana envolta do núcleo Paleo-Mesoarqueano (em ambos domínios Dharwar Ocidental e Antongil-Masora representados). Abreviações: A, Domínio Antananarivo; AIHSZ, zona de alta deformação Angavo-Ifanadiama; Am, Ambatolampy; P-C SZ, Zona de cisalhamento Palghat-Cauvery; Vo, Domínio Vohibory. Divisão do Complexo Tsaratanana: And, Andriamena; BA, Beforona-Alaotra; Ma, Maevataavava. A figura também ilustra as rochas metassedimentares neoproterozóicas dos grupos Manamposty e Ambatolampy. (Tucker *et al.*, 2014).

### b. Domínio Antananarivo

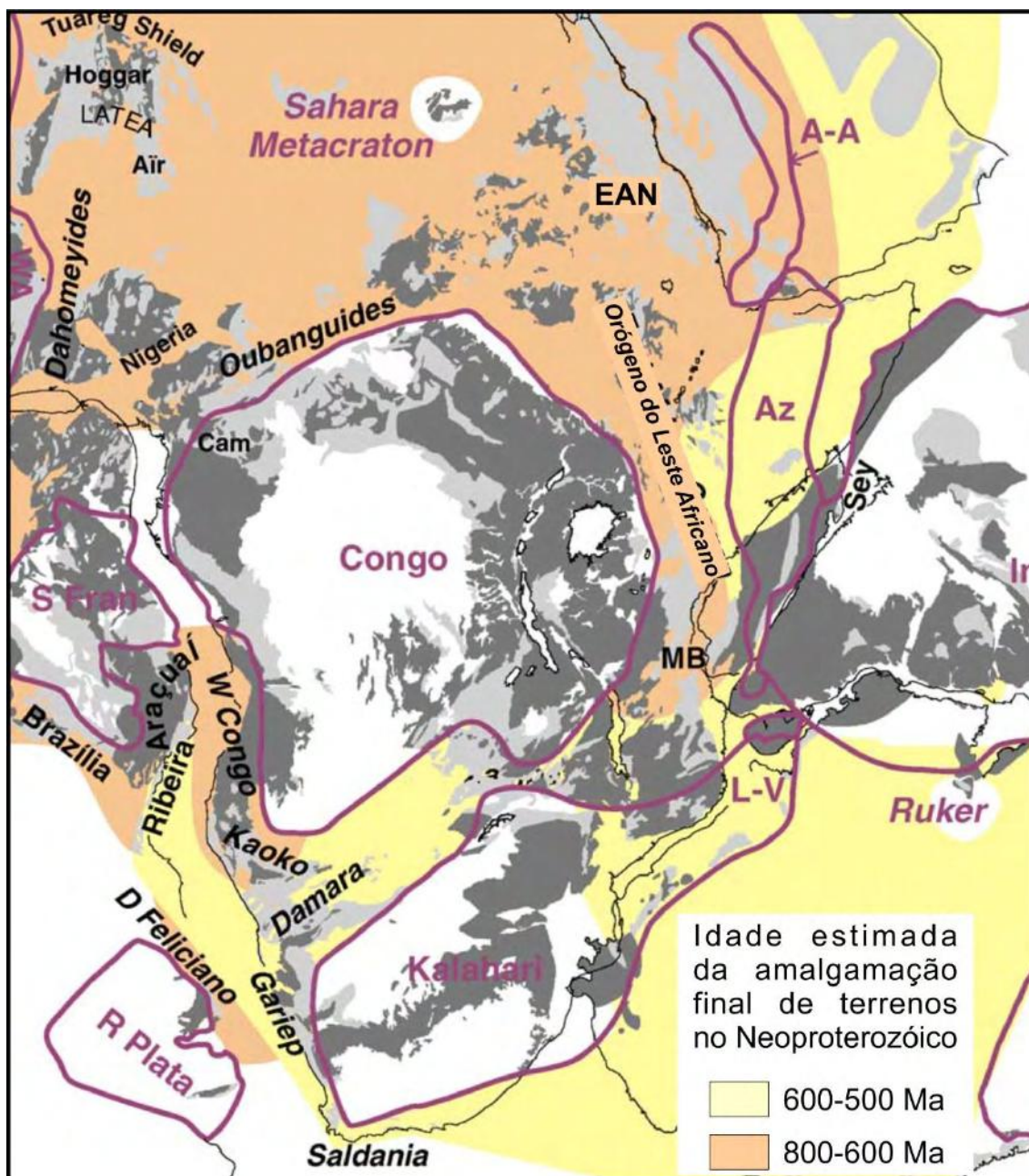
O Domínio Antananarivo, também chamado de Bloco Antananarivo, forma a unidade mais extensa de Madagascar (Figuras 3.2 e 3.4b). As unidades rochosas deste domínio são predominantemente do Neoarqueano, de idade 2,7 Ga a 2,5 Ga (Tucker *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000). Estas rochas foram intrudidas por rochas plutônicas originadas em um arco magmático do tipo andino entre 840 Ma e 740 Ma – Suíte Imorona-Itsindro – e que foram deformadas e intrudidas por plútons e diques graníticos sin- a pós-tectônicos da Suíte Ambalavao entre 630Ma e 530 Ma (Collins *et al.*, 2003). Este domínio é representado por rochas de alto grau metamórfico – fácies anfibolito superior à granulito – para- e orto-derivadas, intercaladas tectonicamente com corpos graníticos, sieníticos e gabróicos (Tucker *et al.*, 1999; Tucker *et al.*, 2014).



O Bloco Antananarivo como um todo foi retrabalhado, termal- e estruturalmente no período de 850 Ma a 500 Ma, levando as rochas pré-existentes à fácies granulito, desenvolvendo assim uma trama gnáissica. Esta unidade apresenta soleiras de granitóides gerados durante magmatismo que ocorreu concomitantemente a uma deformação extensional no período Ediacarano (Collins, 2006). Além disso, o Domínio Antananarivo é recoberto por pacotes de rochas metassedimentares proterozoicos, incluindo os grupos Ambatolampy, Itremo, Ikalavony, Molo, Manampotsy, Vondrozo, Maha, entre outros (Figuras 3.2 e 3.4d, e, g) (Archibald *et al.*, 2015; Collins, 2006). No presente trabalho os Grupos Itremo, Ikalavony, Ambatolampy e Molo serão abordados.

c. Cinturão de rochas metassedimentares neoproterozóicas

Entre os Domínios arqueanos Antongil-Masora e Antananarivo encontram-se rochas metassedimentares neoproterozóicas do Cinturão Anaboriana-Manampotsy. A norte, tais rochas metassedimentares estão em contato com o Domínio Bemarivo, e a oeste estão altamente deformados e separam o Domínio Antongil do Domínio Antananarivo (Figuras 3.2 e 3.4g). Sendo assim, essa faixa de rochas metassedimentares neoproterozóicas que circunda os blocos cratônicos da ilha de Madagascar é interpretada como uma margem continental convergente onde resquícios de crosta oceânica do Oceano de Moçambique foram consumidos no Neoproterozoico entre o Cráton Dharwar (Índia) e o microcontinente Azania (a oeste) (Collins *et al.*, 2000; Collins *et al.*, 2003; Tucker *et al.*, 2014). Collins e Pisarevsky (2005) se referem o continente Azania como um continente formado pelo microcontinente da porção central de Madagascar, incluindo parte do sul da Índia, parte do leste da África, Iêmen e Arábia Saudita, e eram isolados dos blocos neoproterozoicos da Índia e do Congo-Tanzania-Bangweulu no Leste Africano por uma crosta oceânica – Oceano de Moçambique (Figura 3.6).



**Figura 3.6:** O microcontinente Azania e sua interpretação em parte da reconstrução do supercontinente Gondwana. Terrenos pré-cambrianos mais velhos do que 1000 Ma estão representados em cinza escuro e os mais novos do que 1000 Ma em cinza claro. Linhas roxas indicam limites de crostas continentais neoproterozóicas. Abreviações: **A-A** = Terreno Afif-Abas; **Az**: Azania; **Congo** = Blocos do Congo, Tanzania e Bangweulu; **EAN** = Escudo Árabe-Nubiano, **L-V** = Península Lurio-Vijayan; **R Plata** = Cráton Rio de la Plata; **Ruker** = Terreno Ruker; **S Fran** = Cráton São Francisco. Fonte: Collins e Pisarevsky, 2005.

#### d. Complexo Tsaratanana

Este domínio tectônico está localizado a noroeste de Madagascar, representado por três faixas (Figuras 3.2 e 3.4c). Encontra-se separado do Domínio Antananarivo por zonas miloníticas. É composto por rochas máficas, ultramáficas e filitos mesoarqueanos,

as quais foram metamorfozadas a altas temperaturas no Paleoproterozoico (~2.5 Ga) (Gonçalves *et al.*, 2004; Paquette *et al.*, 2004).

e. Domínio Itremo-Ikalamavony

O Domínio Itremo-Ikalamavony está localizado na porção central de Madagascar (Figura 3.4e) e é compreendido por rochas para-derivadas com injeções de rochas ígneas intrusivas. Estes dois sub-domínios são interpretados como um cinturão de cavalgamentos e dobras com vergência tectônica para leste, em direção às rochas neoarqueanas do Domínio Antananarivo (Figura 3.2).

*Sub-Domínio Itremo*

De acordo com Collins *et al.* (2000), o Sub-Domínio Itremo compreende uma série de rochas metassedimentares, metabásicas e gnaisses com assinatura detrítica arqueana e paleoproterozóica. As rochas metassedimentares consistem em quartzitos, dolomitos e pelitos que foram deformadas em padrões de dobras verticais à recumbentes, separadas por zonas de cisalhamento miloníticas. As rochas deste sub-domínio apresentam-se em não-conformidade sob anfibolitos e gnaisses correlacionados aos ortognaisses do Bloco Antananarivo (Collins, 2006) e o seu grau metamórfico aumenta de leste para oeste (Cox *et al.*, 1998, Collins, 2006). Cox *et al.* (1998) interpretam o Sub-Domínio Itremo como sendo um depocentro que foi fechado e deformado durante a aglutinação do Supercontinente Gondwana no Neoproterozoico. As rochas do Sub-Domínio Itremo são intrudidas pelas rochas da Suíte Imorona-Itsindro (850-750 Ma) e granitos da Suíte Ambalavao (570-540Ma), e encontram-se metamorfozadas nas fácies xisto-verde à anfibolito inferior (Tucker *et al.*, 2011).

Os quartzitos do Sub-Domínio Itremo preservam estruturas sedimentares primárias, tais como: marcas de onda, estratificações cruzadas, laminações cruzadas e até mesmo estratificação *hummocky*, menos comum. Tais quartzitos são homogêneos, podendo haver intercalação de camadas argilosas, porém são muito raras. Suas estruturas sedimentares indicam que o ambiente deposicional era subaquoso (Cox *et al.*, 1998). A unidade pelítica é dominada por siltitos laminados e argilitos, podendo haver intercalação de arenitos finos com presença de laminação cruzada, indicando correntes periódicas ativas. Além disso, há intercalação de rochas vulcânicas básicas com os

pelitos. Estas últimas são metabasito finos com vesículas, de 1 à 5 metros de espessura. Ademais, a sequência carbonáticas encontra-se no topo do sub-domínio Itremo (Cox *et al.*, 1998).

Cox *et al.* (1998) interpretaram os metassedimentos do até então denominado Sub-Domínio Itremo como sendo sedimentos de uma sequência de margem passiva. A associação de quartzitos, pelitos e carbonatos é característica de uma associação de plataforma continental. As estruturas sedimentares primárias apontam que os sedimentos têm proveniência continental, ou até mesmo cratônica, e foram depositados em ambiente de águas rasas. Dados geocronológicos apontam para os metassedimentos do Sub-Domínio Itremo apresentam fontes muito similares às rochas encontradas no Cráton da Tanzânia e no Bloco Bangweulu, no leste africano (Figuras 3.1 e 3.6). Sendo assim, demonstram-se serem provenientes do continente africano e sugere-se idade deposicional entre o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico (Stateriano-Calimiano: 1,8-1,65 Ga). Deste modo, o Bloco Antananarivo estaria conectado à região do leste africano (Fernandez *et al.*, 2003 & Cox *et al.*, 1998).

#### *Sub-Domínio Ikalamavony*

O Sub-Domínio Ikalamavony localiza-se a oeste do Sub-Domínio Itremo (Figuras 3.2 e 3.4d) e é interpretado como sendo a representação de um arco magmático (Suíte Dabolava) e uma sequência vulcanossedimentar marginal (Grupo Ikalamavony) de idade Steniano-Toniano em uma configuração tectônica de *back-arc* a oeste do Domínio Antananarivo (Tucker *et al.*, 2011; CGS, 2009a apud Archibald *et al.*, 2016).

O Grupo Ikalamavony apresenta unidades espessas de quartzito na sua porção basal, seguido de leucognaisse feldspáticos, anfíbolitos e, mais raramente, lentes de gnaisse de composição calcissilicática no topo. A Suíte Dabolava consiste em rochas metaígneas de composição calci-alcalina, com gabros, tonalitos e trondhjemitos de alto grau metamórfico ( fácies granulito) (Rakotoarimanana, 2001 e CGS, 2009 a,b apud Tucker *et al.*, 2011). No entanto, a Suíte Dabolava aparentemente não intrude as rochas do sub-domínio Itremo. Ainda assim, o sub-domínio Ikalamavony apresenta rochas metaclásticas (metaconglomerados) referentes ao Grupo Molo que também não está presente no sub-domínio Itremo (Cox *et al.*, 2004). Contrastando com o sub-domínio Itremo, as unidades do sub-domínio Ikalamavony foram deformadas e metamorfizadas nas fácies anfíbolito superior à granulito (Tucker *et al.*, 2011).

f. Domínio Bemarivo

Este domínio está localizado no extremo norte da ilha de Madagascar (Figura 3.4f) e encontra-se em contato com os Domínios Antongil-Masora e Antananarivo pela sutura Betsimisaraka – zona de cisalhamento Sandrakota (Figura 3.2). Este domínio é dividido em duas regiões: a porção sul é dominada por rochas para-derivadas de alto grau metamórfico (anfíbolito à granulito); já a porção norte é caracterizada por domos graníticos maciços que intrudem rochas orto-derivadas pré-existentes e, também, há a ocorrência de sequência de rochas metavulcanossedimentares (Collins, 2006; Thomas *et al.*, 2009). As rochas orto-derivadas possuem idades criogenianas (~750 Ma) e Tucker *et al.* (1999) correlacionam com os ortognaisses e granitos das Ilhas Seychelles e o noroeste indiano (Rajastão) (Figuras 3.1 e 3.4).

O Domínio Bemarivo apresenta uma estruturação preferencial E-W, ortogonal ao restante do embasamento da ilha de Madagascar. Sendo assim, é interpretado como uma colagem de dois arcos a norte da ilha, sendo separado do Domínio Antananarivo por zona de cisalhamento, a qual também apresenta *trend* E-W (Tucker *et al.*, 2014).

g. Domínio Androyen-Anosyen

A porção sul de Madagascar é subdividida em três domínios, que são separados por zonas de alto *strain* (GAF-BGR, 2008a, 2008b e 2008c apud Collins *et al.*, 2012) (Figuras 3.2 e 3.4h). O Domínio Androyen apresenta rochas metassedimentares mais velhas do que 910 Ma e possui registro de dois eventos metamórficos distintos: um em 620-600 Ma e outro em 570-530 Ma (Tucker *et al.*, 2011).

Segundo Boger *et al.* (2014), o Domínio Anosyen representa uma vasta sequência sedimentar, predominantemente siliciclástica e carbonática depositadas no período Criogeniano (~740 Ma), intercalada com rochas vulcânicas félsicas e representa o domínio mais extenso da porção sul da ilha de Madagascar. Esta sequência pode ser traçada de Madagascar para o Sul da Índia, Sri Lanka e Leste da Antártica (Figura 3.5). Os estratos do Domínio Anosyen são interpretados como depósitos em uma extensa bacia de margem continental que, posteriormente, passa para uma fase de bacia de *fore-arc*. Diferentemente do Domínio Androyen, o Domínio Anosyen não apresenta

evidências do metamorfismo e deformação de 620-600 Ma, havendo registro apenas no metamorfismo de aproximadamente 545 Ma (Tucker *et al.*, 2011).

#### h. Domínio Vohibory

O Domínio Vohibory situa-se no extremo sul do embasamento cristalino da Ilha de Madagascar (Figuras 3.2 e 3.4h) e é constituído por rochas para-derivadas – pelitos e mármore –, anfibolitos e granitóides – andesitos e riolitos – que foram levadas a condições metamórficas de mais alta temperatura do que o restante da ilha (Collins, 2006; Tucker *et al.*, 2014). Dados geocronológicos de Collins *et al.* (2005) sugerem que os metassedimentos do Domínio Vohibory têm como fonte rochas de idade neoproterozóica (~850 Ma); os anfibolitos deste domínio são interpretados como originados de lascas de crosta oceânica e intercalados com arcos vulcânicos que, nos dias de hoje, formam um complexo tectônico do tipo *mélange*. Entretanto, os granitóides são interpretados como sendo intrusivos na sucessão de rochas metassedimentares da região. Sendo assim, Collins (2006) sugere que o Domínio Vohibory representa uma sucessão vulcânica do tipo rifte no início do Neoproterozoico.

Com a Orogenia do Leste Africano, o ambiente de arco magmático do Domínio Vohibory sucedeu para um ambiente colisional de intensa deformação e metamorfismo. Esta transição é interpretada como a colagem do Domínio Vohibory com a margem oeste do Domínio Androyan, a sul da ilha no início do período Ediacarano (Tucker *et al.*, 2014) (Figura 3.2).

### 3.1. INSERÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no limite entre os Domínios Antananarivo e Itremo-Ikalamavony. As unidades mapeadas foram correlacionadas às unidades litoestratigráficas dos Domínios Antananarivo, Itremo-Ikalamavony, Suíte Imorona-Itsindro e Suíte Ambalavao, e serão abordadas com detalhe no capítulo 4.

A “Suíte” Imorona-Itsindro é reconhecida nos domínio Antongil-Masora, Antananarivo e Itremo-Ikalamavony. Esta suíte engloba rochas com idade entre 850 e 750 Ma, predominando rochas com 800 Ma (Moine *et al.*, 2014). Apresentam-se sob

forma de diques e soleiras máficas e aplitos, além de corpos plutônicos ígneos de composição gabróica, sienogranítica e granítica (Tucker *et al.*, 2014).

Tal unidade, segundo Moine *et al.* (2014), está correlacionada a um evento orogênico Toniano-Criogeniano. Este evento é interpretado como arco magmático continental do tipo Andino e deu origem a dois tipos de magmatismo, sendo eles: Tipo-Imorona e Tipo-Itsindro. Este primeiro consiste em granitos calcio-alcálicos e sienitos, e o segundo em rochas de composição gabróica. Posteriormente, a Suíte Imorona-Itsindro foi afetada pela Orogenia do Leste Africano no período Ediacarano-Cambriano.

Rochas metassedimentares do sub-domínio Ikalamavony – Grupo Molo – foram depositadas em uma bacia criogenianas-ediacarana (620-560 Ma) que separava a região central de Madagascar (microcontinente Azania) do Leste Africano (Cráton do Congo/Tanzania/Bangweulu) (Cox *et al.*, 2004; Collins, 2006). As rochas do Grupo Molo ocorrem à oeste do Sub-Domínio Itremo onde ambas foram deformadas e metamorfizadas no intervalo Ediacarano-Cambriano, no Orógeno do Leste Africano.

Segundo Tucker *et al.* (2011), os eventos da Orogenia do Leste Africano entre os períodos Ediacarano e Cambriano são responsáveis pelo magmatismo da Suíte Ambalavao. Esta suíte contém, predominantemente, extensos corpos plutônicos de composição que variam entre sienito, granodiorito, anortosito à gabro (BGS-USGS-GLW, 2008).

## 4. RESULTADOS

### 4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Foram identificadas oito unidades rochosas, incluindo o embasamento do Domínio Antananarivo na proximidade da área. Das unidades mapeadas, duas seriam correlatas as rochas metassedimentares do Sub-Domínio Itremo, outras duas correspondentes às rochas ígneas intrusivas metamorfizadas da Suíte Imorona-Itsindro. Além disso, outras duas unidades metassedimentares foram correlacionadas ao Sub-Domínio Ikalamavony. Por fim, corpos graníticos correlatos à Suíte Ambalavao foram observados intrudindo as unidades metassedimentares do Sub-Domínio Itremo e uma das unidades do Sub-Domínio Ikalamavony. A correlação entre as unidades mapeadas e as unidades litoestratigráficas regionais é apresentada na Tabela 1, junto com uma descrição sucinta das unidades segundo estudo bibliográfico.

Unidade Mapeada	Unidade Litoestratigráfica	Descrição sucinta da unidade	Referência
Embasamento do Domínio Antananarivo	Domínio Antananarivo	Pacotes rochosos orto- e para-derivados Arqueanos e Proterozoicos, intrudidos por grande volume de rochas magmáticas e metamorfizadas na fácies anfibolito superior à granulito inferior entre os períodos Ediacara e Cambriano.	BGS-USGS-GLW (2008)
Quartzito em camadas delgadas	Sub-Domínio Itremo	Série de rochas metassedimentares, metabásicas e gnaisses com assinatura detrítica arqueana e paleoproterozóica.	Collins <i>et al.</i> (2000)
Gnaiss fino calcissilicático	Sub-Domínio Itremo	Série de rochas metassedimentares, metabásicas e gnaisses com assinatura detrítica arqueana e paleoproterozóica.	Collins <i>et al.</i> (2000)
Quartzito maciço	Sub-Domínio Ikalamavony	Estratos vulcano-sedimentares – anfibolitos e gnaisses calcissilicatados – do intervalo entre os períodos Steniano-Toniano.	Tucker <i>et al.</i> (2014)
Metagranito fino	Suíte Imorona-Itsindro	Granitóides, sienitos e gabros de 850-750 Ma, metamorfizados.	Archibald <i>et al.</i> (2015)
Meta-quartzo-sienito porfirítico	Suíte Imorona-Itsindro	Granitóides, sienitos e gabros de ~850-750 Ma, metamorfizados.	Archibald <i>et al.</i> (2015)
Metaconglomerado	Sub-Domínio	Rochas metassedimentares	Cox <i>et al.</i> (2004);



	Ikalamavony	depositadas em bacia criogeniana- ediacarana (620-560 Ma) que separava o embasamento de Madagascar e Índia do Leste Africano.	Collins (2006)
Granito fino a médio	Suíte Ambalavao	Granitóides de idade Ediacara- Cambriana pós-tectônicos (~560- 540 Ma)	Goodenough <i>et al.</i> (2010)

**Tabela 2:** Correlação entre unidades mapeadas e unidades litoestratigráficas regionais.

A geomorfologia é marcada por relevo acentuado, com topo aguçado onde afloram os corpos ígneos intrusivos (Figura 4.1a). Os quartzitos correlatos ao Sub-Domínio Itremo apresentam-se em serra alinhada com direção NNE-SSW, com inclinação média devido ao ângulo de mergulho para oeste (Figura 4.1b), já os anfibolitos apresentam-se em superfície de relevo dissecado em morros e colinas formando ombreiras (Figura 4.1c). Feições de relevo dissecado marcado pela predominância de morros de topos aguçados ocorrem frequentemente nas áreas onde as rochas encaixantes são cortadas pelos granitos, os quais aparecem frequentemente em aglomerado de blocos/matacão *in situ* (Figura 4.1d).



**Figura 4.1:** **a)** Morfologia de relevo acentuado com topo aguçado onde afloram os granitos metamorfizados correlacionados à unidade litoestratigráfica Suíte Imorona-Itsindro; **b)** serra alinhada, com cristas orientadas NNE-SSW onde afloram os quartzitos em camadas delgadas associado ao Sub-Domínio Itremo; **c)** feição de relevo dissecado em morros e colinas, formando ombreiras, característica da região aflorante dos anfibolitos finos correlacionados ao Sub-Domínio Itremo; **d)** relevo de aspecto dissecado marcado pela predominância de morros de topo convexo aguçado, com aglomerados de blocos/matacão *in situ* de granitos equivalentes à Suíte Ambalavao.

## 4.2 DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS UNIDADES

### i. Embasamento do Domínio Antananarivo

Apenas um afloramento do embasamento do Domínio Antananarivo foi descrito durante o trabalho de campo. Na área de estudo esta unidade não apresentou afloramentos, portanto foi inferida com base em mapas compilados (Figura 3.2). Um afloramento deste domínio foi visitado na excursão na região central da ilha, a aproximadamente 120 quilômetros à norte da área de mapeamento, próximo à cidade de Betafo. Trata-se de um gnaiss fino com duas fases distintas de pegmatitos observadas. Pela relação de corte no afloramento, foi identificada uma injeção quartzo-feldspática paralela à foliação metamórfica principal e outra dobrada cortando a foliação (Figura 4.2), indicando ao menos duas injeções de pegmatitos temporalmente espaçadas.



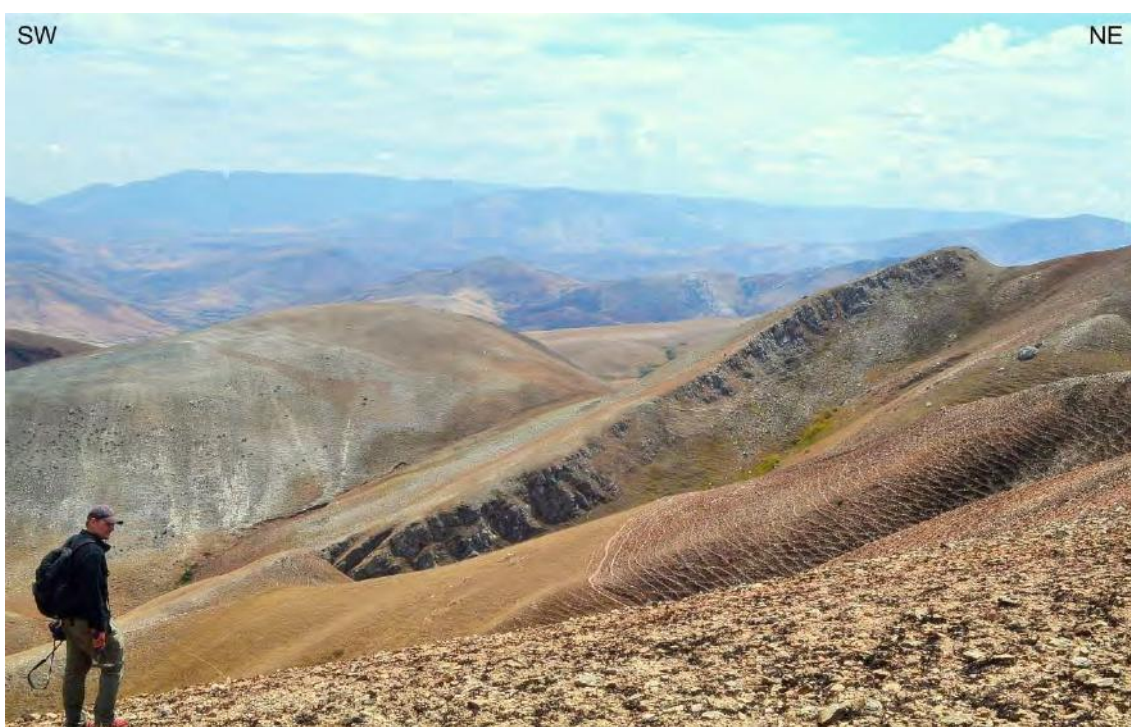
**Figura 4.2:** Afloramento do embasamento orto-derivado do Domínio Antananarivo. Nota-se o gnaiss fino com veios de quartzo-feldspato paralelos à foliação e, também, um veio dobrado cortando a foliação principal.

### ii. Quartzito em camadas delgadas

Esta unidade ocorre em serras alinhadas na direção NNE-SSW na porção oeste da área mapeada (ver Anexo 1). Os afloramentos são abundantes em lajedos e cristas orientadas (Figura 4.3). É constituída por quartzitos puros a micáceos com um

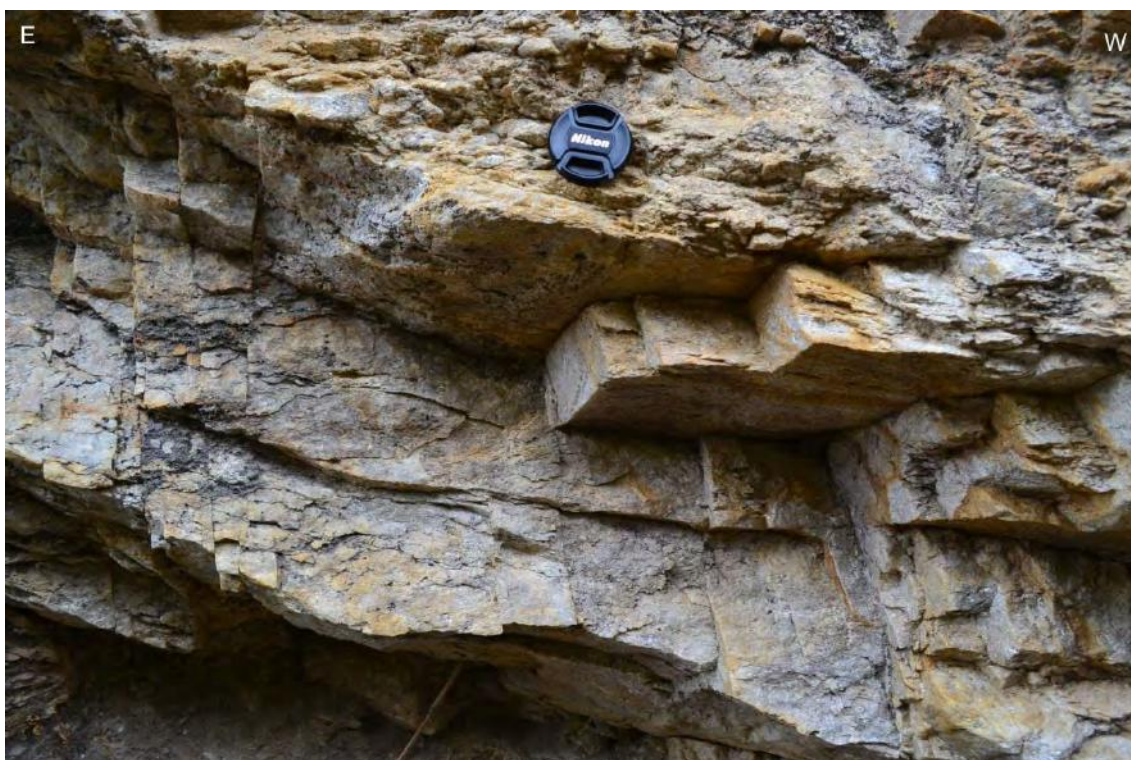
acamamento delgado (10-30 cm) de cor esbranquiçada e granulação média (Figura 4.4). Pontualmente, este quartzito de acamamento delgado é encontrado com intercalação de quartzitos de granulação fina (Figura 4.5). Essas variações de granulação e composição entre as camadas devem refletir as variações do protólito sedimentar, portando as camadas são interpretadas como  $S_0$ .

Apresenta uma foliação metamórfica marcada pela orientação das micas – biotita e, por vezes, muscovita (Figura 4.6b e c, respectivamente) – e também uma lineação marcada pelo estiramento de grãos de quartzo (Figura 4.6a), paralela ao acamamento.



**Figura 4.3:** Afloramentos típicos dos quartzitos em camadas delgadas correlacionados aos metassedimentos do Sub-Domínio Itremo, em cristas com orientação NNE-SSW, e mergulho baixo a médio para SW.



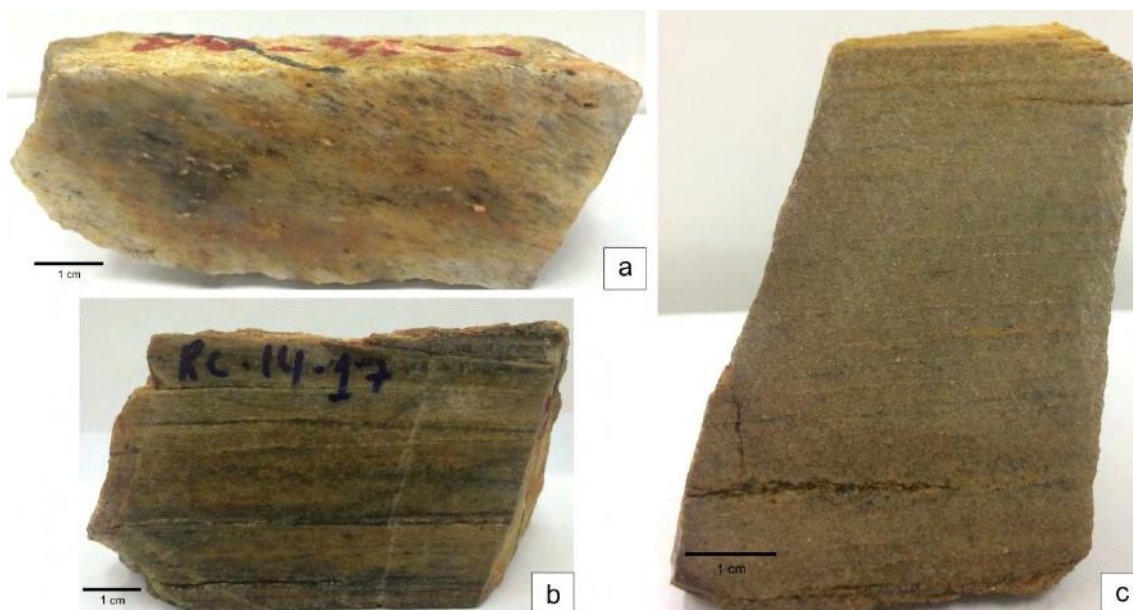


**Figura 4.4:** Quartzito de cor esbranquiçada, granulação média e acamamento delgado (10-30 cm).



**Figura 4.5:** Quartzito de acamamento delgado, granulação média com intercalação de quartzito de granulação fina (indicado na seta amarela).





**Figura 4.6:** Fotografias do corte das lâminas delgadas das amostras RC-14-08, 14 e 17, mostrando a foliação metamórfica marcada pelo achatamento do quartzo (a), orientação dos cristais de biotita (b) e dos cristais de muscovita (c).

A leste, esta unidade é intrudida pelo granito fino a médio e a oeste em contato paralelo ao  $S_0/S_n$  com a unidade gnaiss fino (Anexo 1). Nota-se que o quartzito apresenta granulação mais fina e mais enriquecido em micas (muscovita) próximo ao contato com a unidade gnaiss fino calcissilicático (Figura 4.7).



**Figura 4.7:** Quartzito de granulação fina no ponto LOC-103, e mais enriquecido em minerais micáceos quando próximo ao contato com o gnaiss fino calcissilicático.

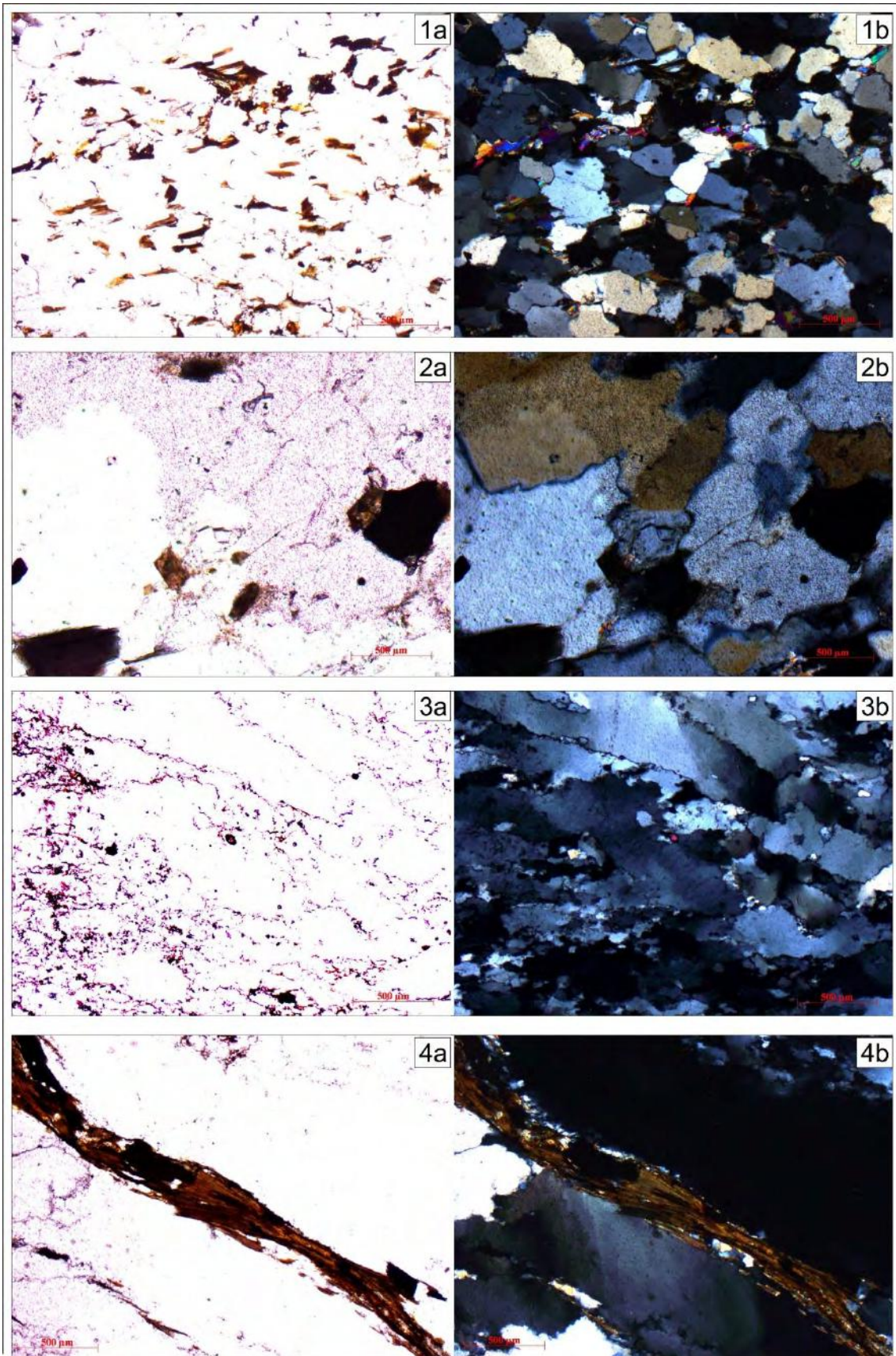
Em lâmina petrográfica, esta unidade apresenta 94 % de quartzo, 2 % de biotita, 2% de muscovita, 1% de zircão e 1% de minerais opacos; granulção fina e recristalizada.

Os grãos de quartzo apresentam extinção brusca e, por vezes, extinção ondulante. Os cristais são predominantemente monocristalinos, mas ocorrem grãos policristalinos com formação de subgrãos, efeito da deformação. As rochas desta unidade apresentam textura granoblástica predominante (Figura 4.8 – 1a e 1b) e, por vezes, os grãos de quartzo apresentando contato serrilhado (Figura 4.8 – 2a e 2b). Em determinados pontos, esta unidade se encontra com granulção fina devido à deformação. Numa amostra próximo à falha de empurrão se observa grãos de quartzo recristalizados e deformados (Figura 4.8 – 3a e 3b), formados devido às condições metamórficas e tectônica regional, que desenvolveu uma lineação de estiramento medida no campo.

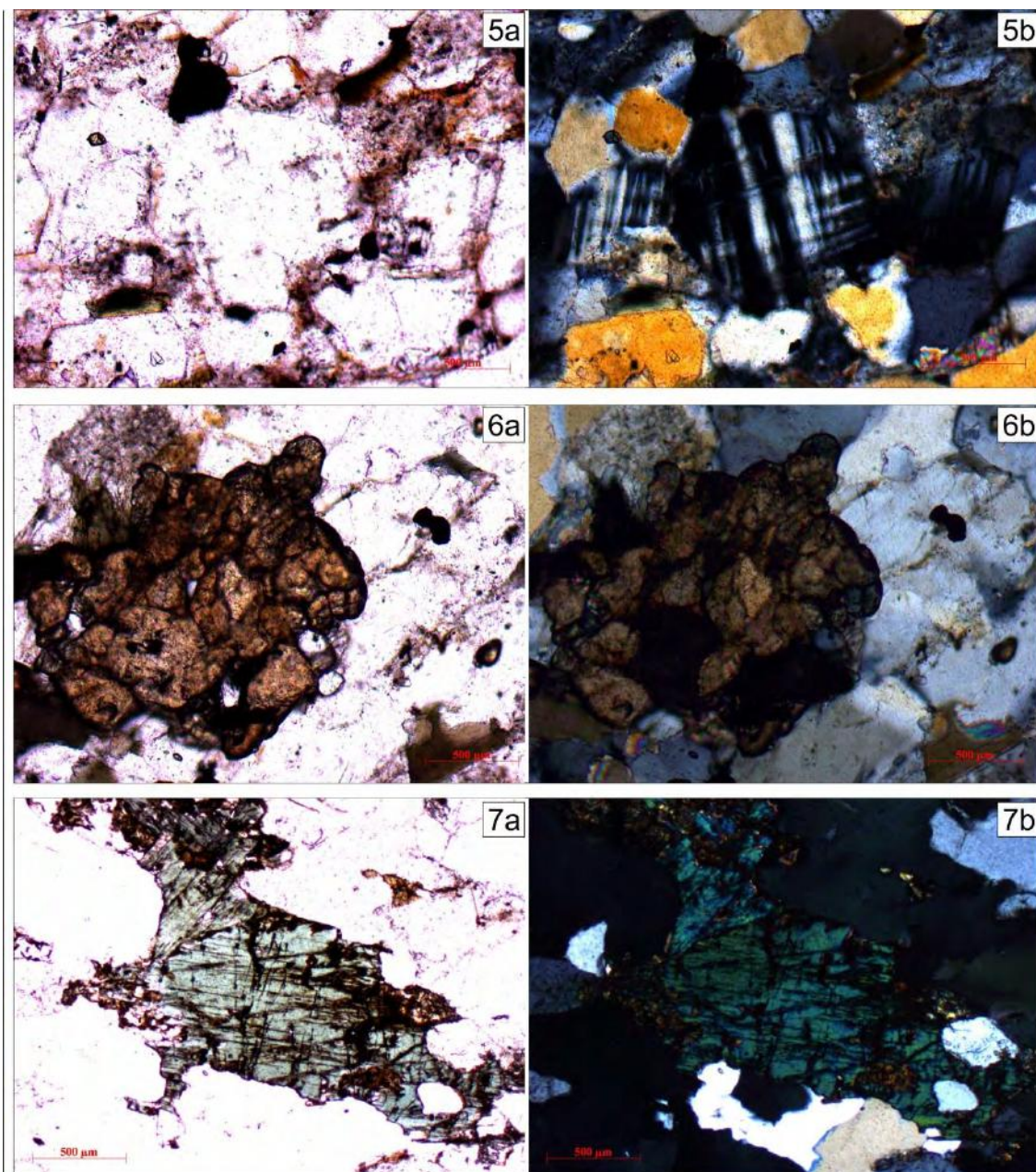
Cristais de biotita e muscovita encontram-se, na maioria das vezes, orientados, marcando a foliação metamórfica (Figura 4.8 – 4a e 4b). Nas porções mais deformadas, os cristais de biotita não se encontram distribuídos pela rocha, mas sim concentrados (Figura 4.8 – 5a e 5b).

Ainda assim, foi identificada uma variação composicional do quartzito quando próximo à unidade gnaiss fino calcissilicático, apresentando feldspato potássico (microclina) (Figura 4.8 – 6a e 6b), titanita (Figura 4.8 – 7a e 7b) e anfibólio (Figura 4.8 – 8a e 8b) em sua composição, o que indica uma variação no protólito sedimentar.









**Figura 4.8:** Fotos de lâminas petrográficas de amostras da unidade quartzito em camadas delgadas. Figuras ‘a’ estão sob luz natural do microscópio e figuras ‘b’ sob luz polarizada. 1 – textura granoblástica; 2 – contato serrilhado entre grãos de quartzo; 3 – grãos de quartzo deformados, com extinção ondulante, contato serrilhado, característico de milonitização; 4 concentração de biotita; 5 – grãos de feldspato potássico – microclina; 6 – aglomerado de titanita e 7 – grão de anfibólio (verde).

### iii. Gnaiss fino calcissilicático

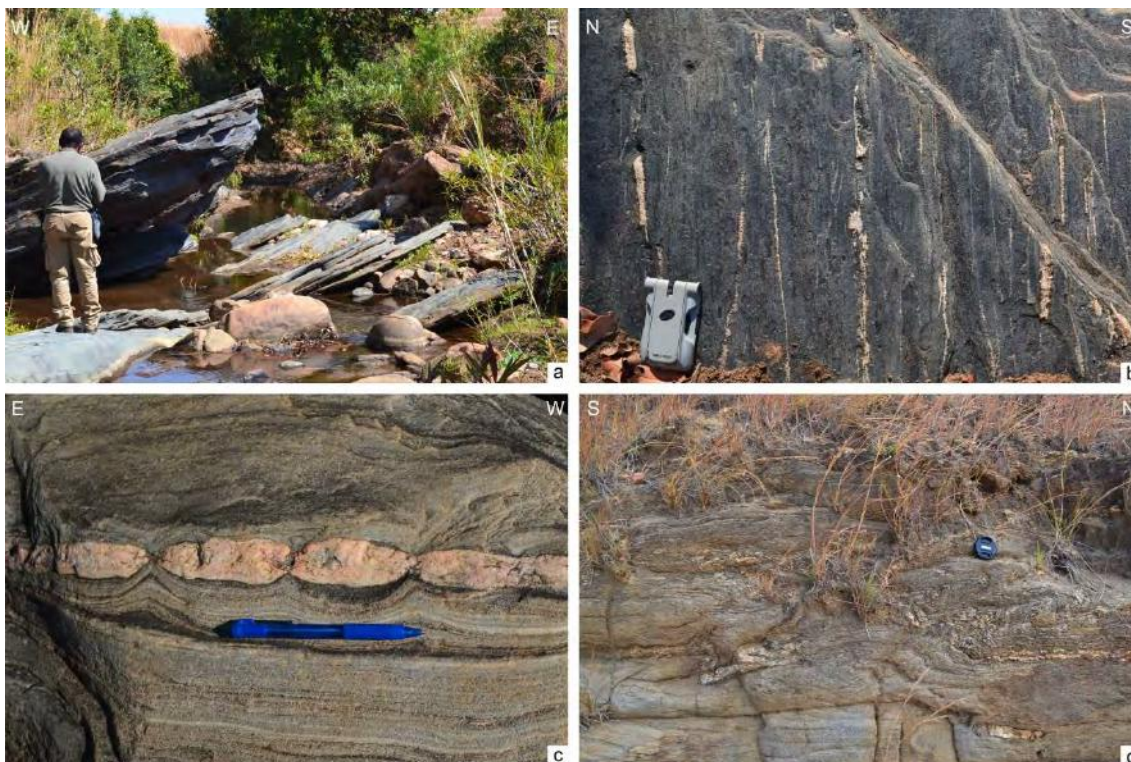
Esta unidade encontra-se na porção oeste da área de estudo (Anexo 1), e caracteriza uma feição de relevo dissecado em morros e colinas (Figura 4.1c), a qual contrasta com as serras alinhadas dos quartzitos em camadas delgadas e do relevo montanhoso do metagranito.



O gnaiss fino calcissilicático é sobreposto à unidade quartzito com camadas delgadas, a leste, em contato paralelo ao  $S_0/S_n$ . A norte, essa unidade é cortada pelo metagranito fino e, fora da área de estudo, à oeste foi possível observar o granito fino não-deformado intrudindo o mesmo (Figura 4.9). Os afloramentos são encontrados comumente nas drenagens (Figura 4.10a) e, por vezes, é possível observar a associação de corte do granito fino a médio com o gnaiss fino calcissilicático. Ademais, ocorre intercalação de camadas de quartzito maciço de aproximadamente 1 metro de espessura. Esta unidade apresenta uma foliação penetrativa com lineação mineral bem marcada pela orientação das biotitas e estiramento de quartzo (Figura 4.10b). Nota-se a presença de intrusões graníticas boudinadas, paralelas à foliação principal do gnaiss fino calcissilicático –  $S_n$  – e também dobradas (Figura 4.10c e d, respectivamente).



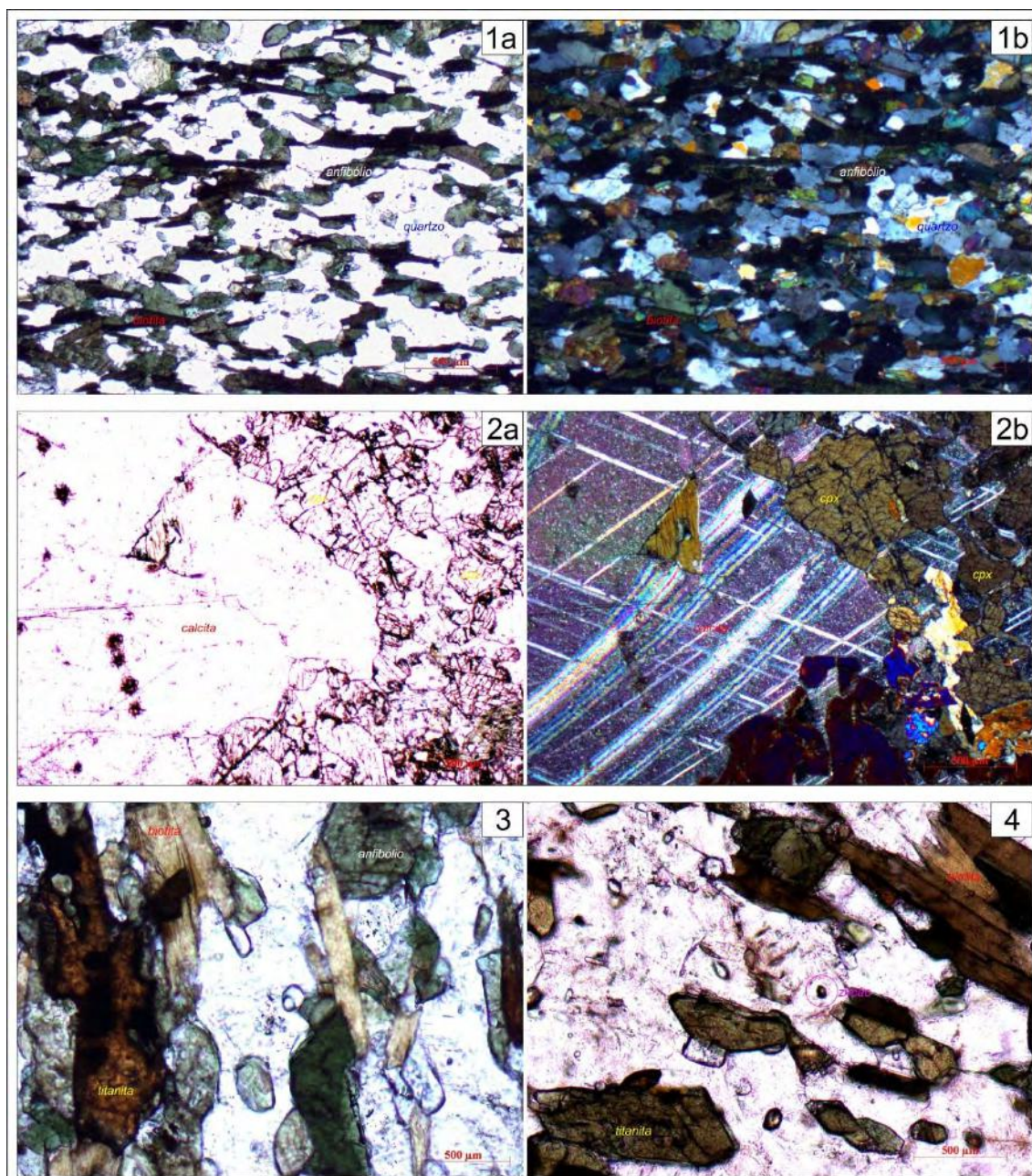
Figura 4.9: Contato intrusivo do granito não-deformado com gnaiss fino calcissilicático.



**Figura 4.10:** **a)** Afloramento típico da unidade gnaisse fino calcissilicático na drenagem. Nota-se a foliação com mergulho mediano para oeste, característico das rochas metassedimentares do Sub-Domínio Itremo; **b)** lineação mineral marcada pelo estiramento de quartzo e orientação de biotita; **c)** *boudinagem* na intrusão granítica paralela à foliação principal do gnaisse fino calcissilicático; **d)** nível de fusão parcial.

Em microscopia foram reconhecidos os seguintes minerais com suas percentagens: 32% de quartzo, 24% de anfibólio, 30% de diopsídio, 9% de calcita, 2% de minerais opacos, 1% de plagioclásio, 1% de biotita, <1% de titanita, <1% de zircão. A camada de quartzito intercalada nesta unidade apresenta a seguinte composição modal: 87% de quartzo, 11% de anfibólio, 1% de zircão e 1% de minerais opacos e, no mesmo, foi realizada análise geocronológica pelo método U-Pb em grãos de zircão que será abordada adiante. As rochas desta unidade apresentam textura lepidoblástica, sendo representada pela orientação dos cristais de biotita e anfibólio, marcando a foliação metamórfica da unidade (Figura 4.11-1a e 1b) e textura granoblástica observada em grãos de quartzo. Além disso, notam-se veios de calcita, nesta unidade (Figura 4.11-2a e 2b). Cristais de titanita e zircão ocorrem disseminados na rocha (Figura 5.11-3 e 5.11-4). A composição mineralógica pode ser classificada como calcissilicática, portanto, provavelmente sugere produto de metamorfismo de sedimentos originalmente ricos em cálcio.





**Figura 4.11:** Feições microscópicas da unidade gnaiss fino calcissilicático. Figuras ‘a’ estão sob luz natural do microscópio e figuras ‘b’ sob luz polarizada. **1** – textura lepidoblástica: minerais máficos orientados; **2** – porção calcissilicática da rocha, com presença de calcita e clinopiroxênio (cpx); **3** – grão de titanita; biotita orientada e **4** – grão de zircão detrítico.

#### iv. Metagranito fino

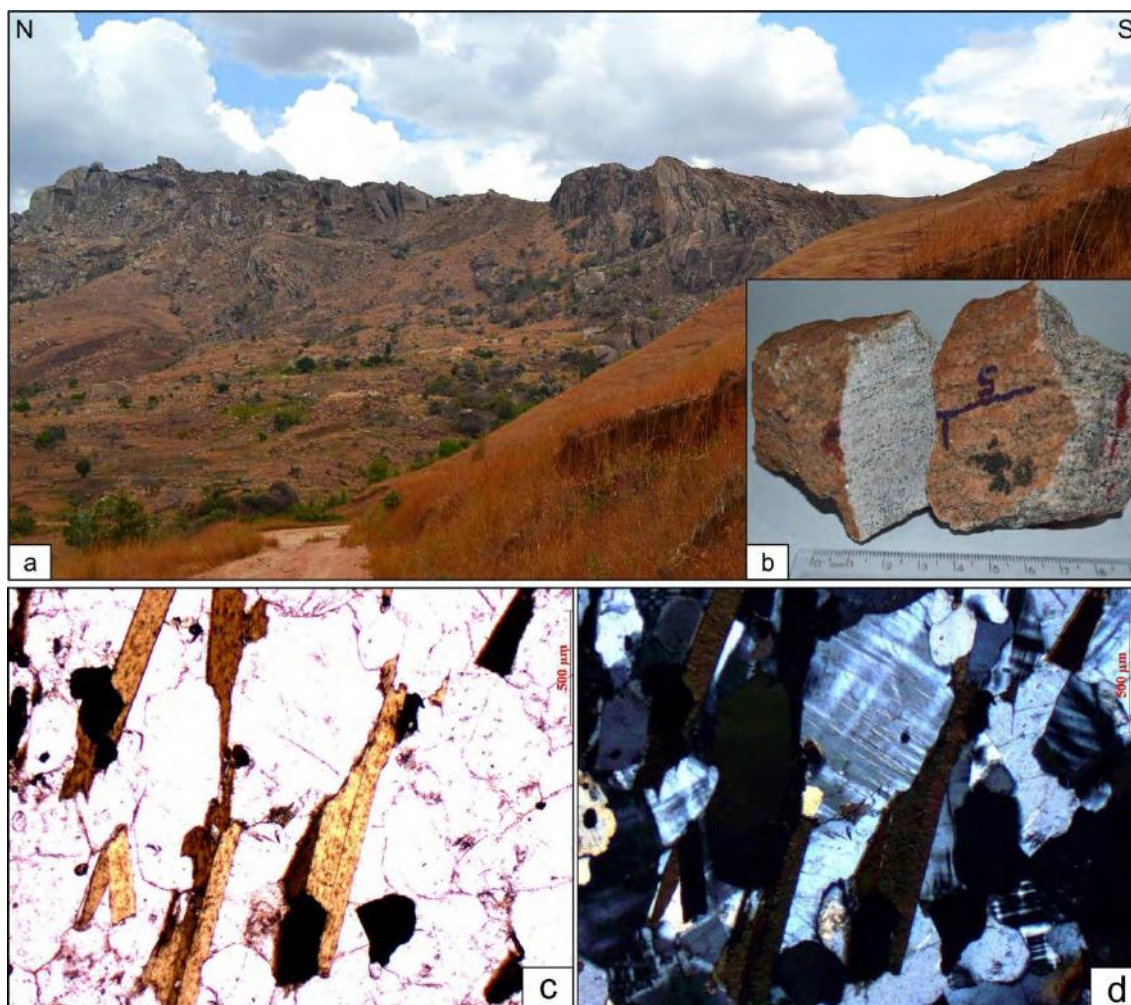
O metagranito foi observado cortando as unidades gnaiss fino calcissilicático e quartzito em camadas delgadas na porção noroeste do mapa (Anexo 1). Os afloramentos são frescos, abundantes e caracterizam o relevo montanhoso na região nordeste da área (Figura 4.12a). Esta unidade foi correlacionada à Suíte Imorona-Itsindro e apresenta-se



deformada, com uma foliação marcada pela orientação de micas – biotita na grande maioria das vezes, podendo conter também muscovita – quartzo e feldspato.

Comumente apresenta uma coloração acinzentada, por vezes rosada definida pela presença de feldspato potássico, e uma capa de alteração milimétrica de coloração alaranjada. Apresenta estrutura foliada a bandada com *augen* de feldspato potássico envolto por níveis milimétricos félsicos ricos em quartzo e feldspato – plagioclásio – e níveis máficos compostos por biotita (Figura 4.12b). A foliação metamórfica é contínua e penetrativa.

Microscopicamente, foi identificada uma composição mineralógica 35% de microclina (perítica), 35% de quartzo, 10% de plagioclásio, 10% de biotita, 5% de anfibólio, 2% de titanita, 1% de zircão e 1% de opacos, <1% de muscovita e <1% de mica branca. Os cristais de biotita estão orientados, marcando a foliação principal da rocha (Figuras 4.12c e 4.12d).



**Figura 4.12:** a) Característica típica de relevo montanhoso onde aflora o metagranito; b) fotografia de amostra de mão da unidade demonstrando estrutura foliada, lineamento mineral; c) e d) fotomicrografia

de amostras do metagranito representando minerais máficos (biotita e opacos) com orientação preferencial e microclina pertítica, sob luz natural e luz polarizada, respectivamente.

v. Quartzito maciço

Na porção leste da área encontra-se um quartzito maciço, homogêneo, com camadas mais espessas (2 metros) do que a unidade quartzito em camadas delgadas. Apresenta coloração cinza-azulada nos morros (Figura 4.13) e, quando em afloramento, apresentam-se com colocação rosada (Figura 4.14). Esta unidade tem relação de contato litológico com a unidade dos granitos finos a médios. Este contato é do tipo intrusivo, onde o granito intrude o quartzito sem uma orientação preferencial, como pode ser observado na Figura 4.14.



**Figura 4.13:** Feição geomorfológica de superfície convexa suave típica da unidade quartzito maciço, com coloração cinza-azulada na porção superior da figura. Nota-se afloramento/blocos *in situ* de granitos fino a médios na porção inferior/proximal da imagem.





**Figura 4.14:** Afloramento do ponto LOC-87, caracterizado por quartzito maciço, com colocação rosa-alaranjado e com veios cortando esta unidade.

Sua composição mineralógica é constituída por quartzo fumê granular, feldspato intemperizado e minerais opacos. Este quartzito tem acamamento maciço, apresenta-se bastante fraturado. Sua composição modal é representada por 96% de quartzo, 2% de feldspato (microclima), <1% de biotita, <1% de muscovita, <1% de minerais opacos e 1% de grãos de zircão. Os grãos de quartzo são de granulação grossa, apresentam extinção ondulante e contato serrilhado entre os grãos é predominante. Os cristais de microclina são comumente aglomerados e finos. Já os cristais de micas – biotita e muscovita – apresentam-se esparsamente distribuídos.

vi. Meta-quartzo-sienito porfirítico

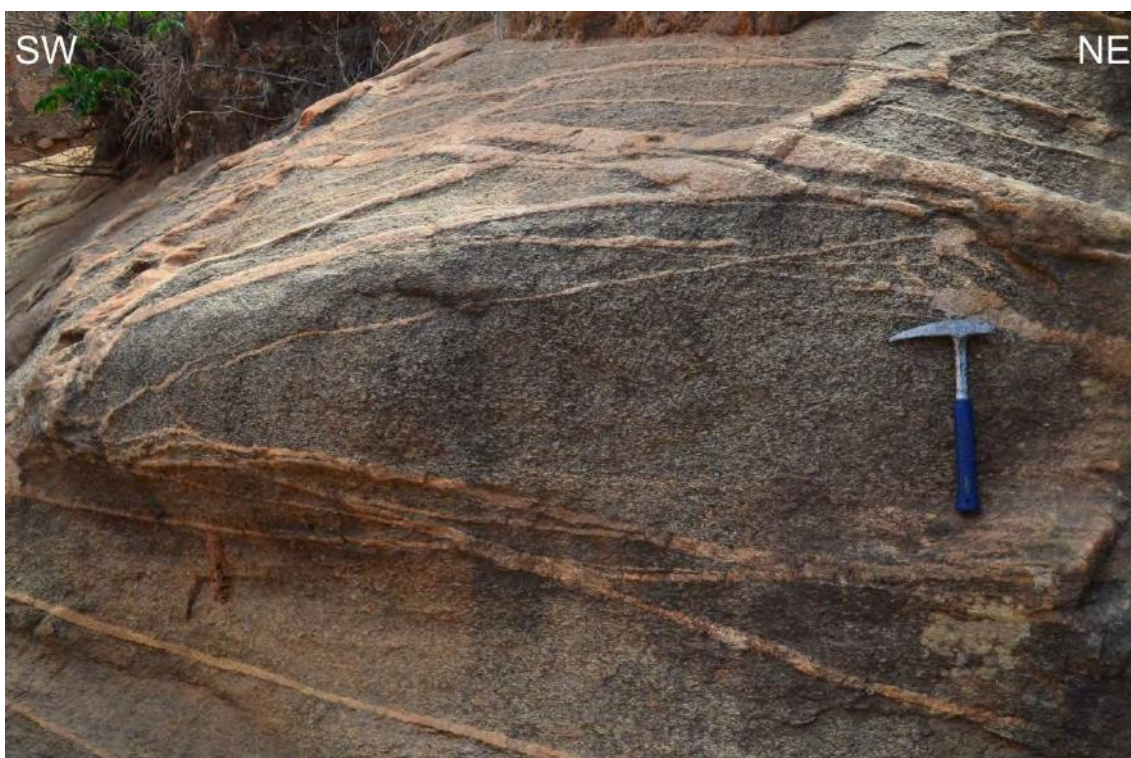
Esta unidade ocorre na porção nordeste da área (Anexo 1), aflorando em ravinas, entalhamento de drenagem e afloramentos do tipo “casco de baleia”. Os afloramentos são escassos, entretanto o solo característico desta unidade apresenta coloração alaranjada forte, podendo ser interpretada até mesmo por imagem de satélite. É constituída por quartzo-sienito deformado, com fenocristais tabulares de feldspato alcalino de 0,3 a 1,5 cm apresentando uma orientação preferencial (Figura 4.15), e aglomerados granulares de biotita e quartzo. Tal meta-quartzo-sienito porfirítico é



associado à Suíte Imorona-Itsindro. Além disso, esta unidade é intrudida por veios graníticos não-deformados interpretados como sendo os mesmos da unidade granito fino a médio (Figura 4.16).



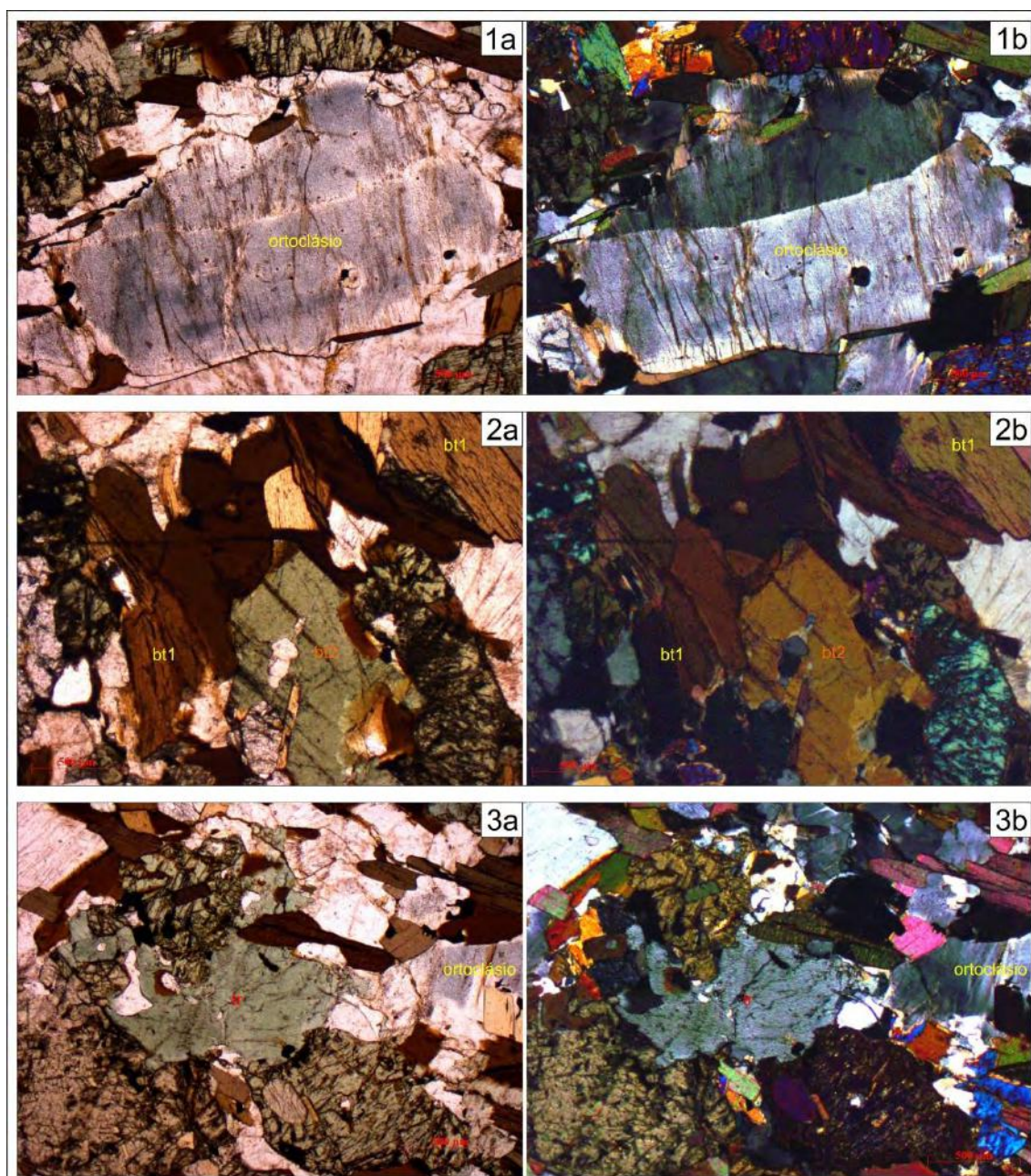
**Figura 4.15:** Fenocristais tabulares de feldspato alcalino de até 2 centímetros, com orientação preferencial SSW-NNE.



**Figura 4.16:** Veios de composição granítica não-deformados, intrudindo paralela- e discordantemente a foliação metamórfica no metassienito.



Em microscópio, foram identificados os seguintes minerais: 64% de feldspato alcalino (ortoclásio), 20% de diopsídio, 10% de biotita, 5% de quartzo, 1% de plagioclásio, e <1% de tremolita (Figura 4.17). Fenocristais de feldspato alcalino são representados por ortoclásio com germinação *carlsbad* e pertita (Figura 4.17 – 1a e 1b). Há duas variações de biotita, uma de coloração marrom em luz paralela e outra de coloração esverdeada, a última pode ser secundária (Figura 4.17 - 2a e 2b). Ainda assim, foi encontrado um cristal de tremolita que indica ser também um mineral secundário, pois substituiu parcialmente o clinopiroxênio (Figura 4.17 – 3a e 3b).



**Figura 4.17:** Fotomicrografia do meta-quartzo-sienito. Figuras ‘a’ estão sob luz natural do microscópico e figuras ‘b’ sob luz polarizada. **1** – fenocristal de ortoclásio com germinação *carlsbad* e pertita; **2** – cristais de biotita primária (bt1) e biotita secundária (bt2) e **3** – cristal de tremolita (tr).



vii. Metaconglomerado

Esta unidade encontra-se na porção oeste da área, à oeste da serra de quartzito em camadas delgadas e à sul da unidade metagranito fino. Tal unidade apresenta uma foliação bem marcada sendo ressaltada como cristas de orientação SSW-NNE no relevo suave da área aflorante (Figura 4.18a). Além disso, apresenta clastos estirados de granito e quartzito (Figura 4.18b).



**Figura 4.18:** a) afloramento característico do metaconglomerado; b) clastos estirados.

viii. Granito fino a médio

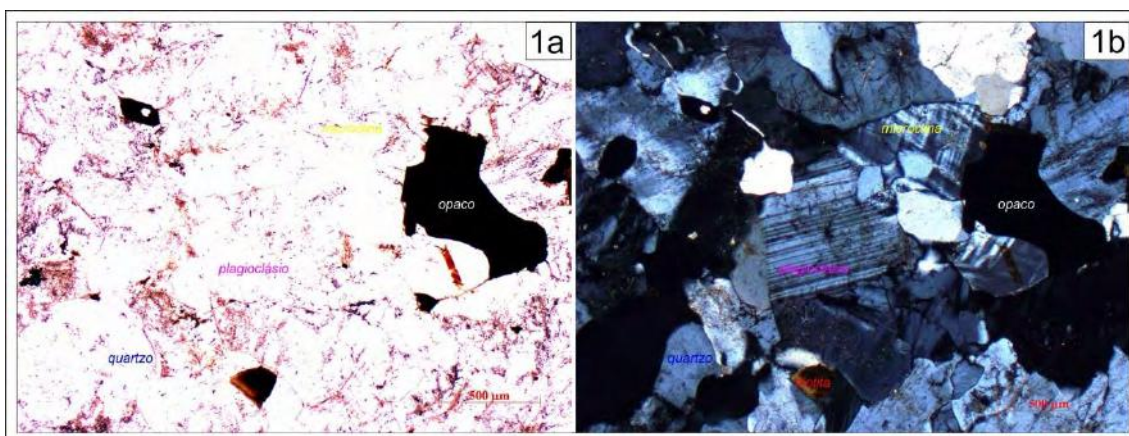
Os granitos não se apresentam deformados e estão dispostos em toda a área mapeada (Anexo 1), sendo possível observar relações de corte em campo de contato intrusivo com os quartzitos em camadas delgadas, com o gnaiss fino calcissilicático e com os quartzitos maciços. Os afloramentos são abundantes e, em sua maioria, apresentam-se com uma fina camada de alteração (< 1 cm). Por vezes são observados como blocos *in situ*, dispostos por toda a área de estudo e apresentando esfoliação esferoidal (Figura 4.19).



**Figura 4.19:** Afloramentos e blocos *in situ* do granito fino a médio e feição característica do quartzo maciço de colocação acinzentada.

A rocha amostrada e descrita macroscopicamente (RC-14-04) apresenta coloração rosada, hololeucocrática (<10% de minerais máficos), estrutura isotrópica, sendo assim os minerais existentes encontram-se de forma dispersa, não sendo possível observar uma orientação preferencial. Quanto ao grau de cristalinidade, esta unidade é classificada como holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina a média. Sua mineralogia essencial é composta por quartzo, feldspato e biotita.

Em lâmina petrográfica, foi possível definir uma granulação fina e a composição mineralógica do granito não deformado como: 44% de feldspato potássico (microclina) 36% de quartzo, 10% de plagioclásio, 6% de biotita, 2% de minerais opacos, <1% de muscovita, <1% de mica branca e <1% de zircão e apresenta textura xenomórfica predominante (Figura 4.20). Os cristais de quartzo, microclina e plagioclásio são anédricos, com contato interdigital, já os cristais de biotita encontram-se sob a forma tabular típica do mineral. A mica branca é identificada como manchas nos cristais de feldspato.



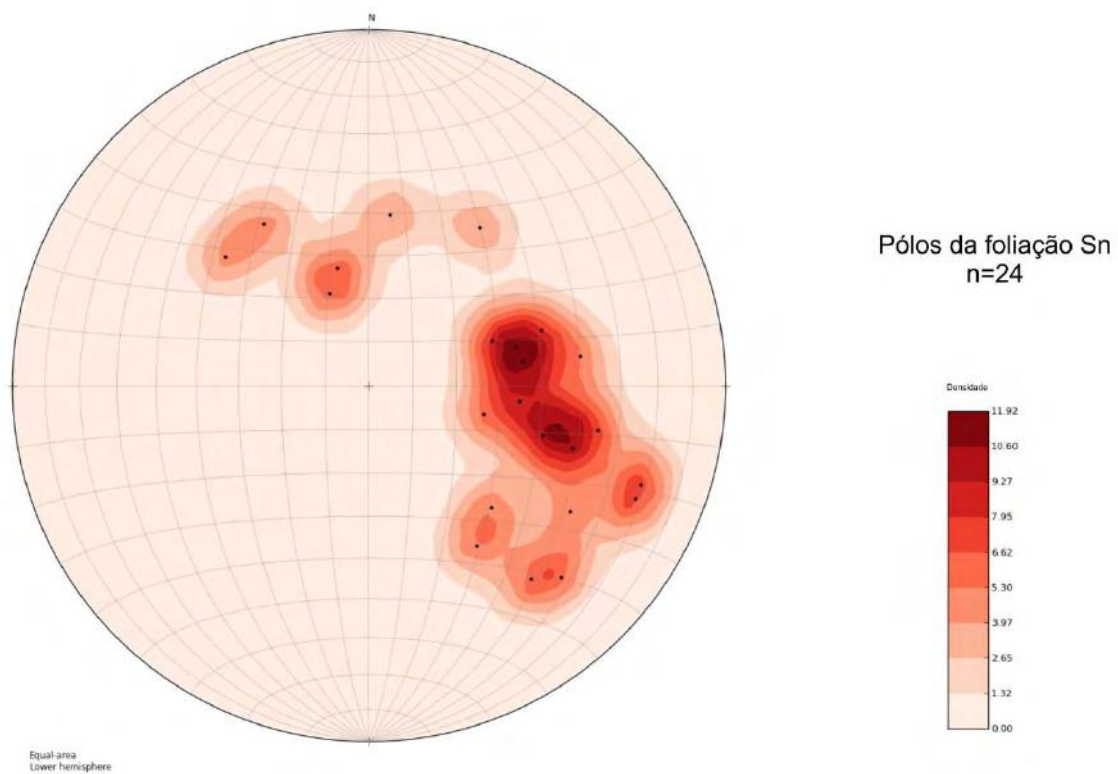
**Figura 4.20:** Fotomicrografia de uma amostra do granito fino a médio, com representação dos seguintes minerais: quartzo, biotita, microclina, plagioclásio e opacos. Figuras ‘a’ estão sob luz natural do microscópio e figuras ‘b’ sob luz polarizada.

### 4.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

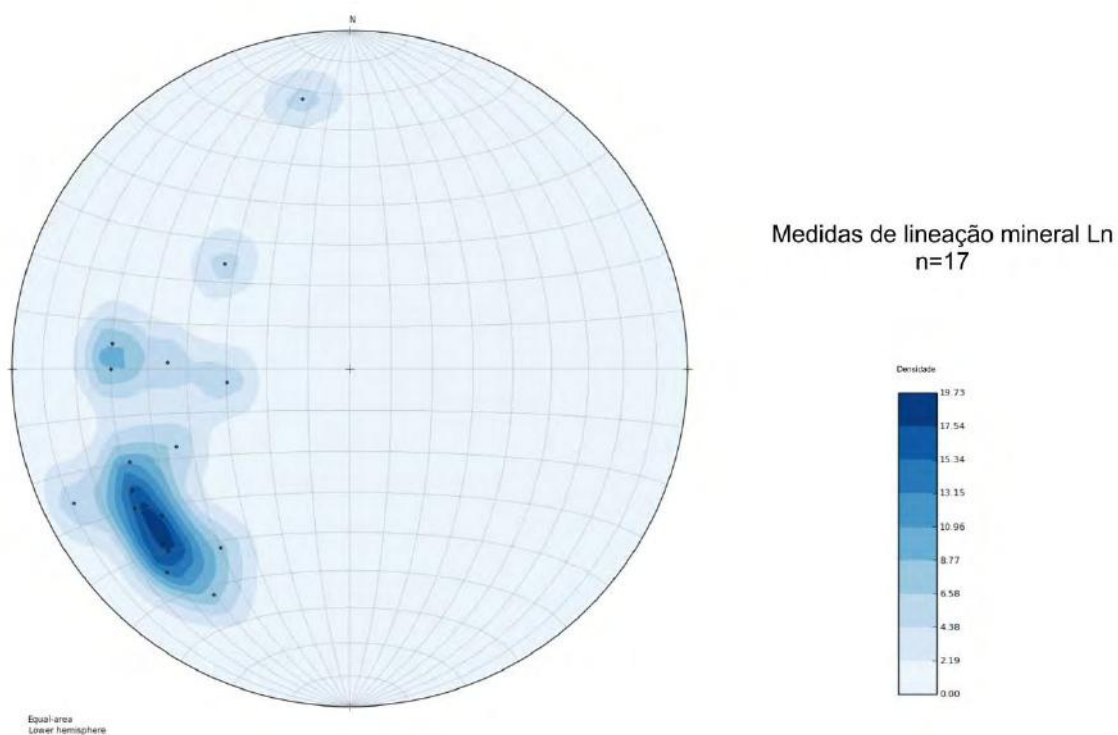
A foliação tectônica principal tem um *trend* preferencial aproximadamente NNW-SSE, com mergulho médio para WSW (Figura 4.21). Nas rochas de origem sedimentar essa foliação é subparalela ao S<sub>0</sub> e marcada pelos minerais micáceos – biotita e muscovita –, sendo denominada S<sub>n</sub>. Em alguns locais, o S<sub>n</sub> é encontrado dobrado, mas essa deformação não desenvolveu uma foliação plano axial S<sub>n+1</sub> (Figura 4.10d). Além disso, a foliação tectônica apresenta uma lineação mineral (L<sub>n</sub>) de anfibólio e biotita e está presente no gnaiss fino calcissilicático. Ademais, também foi observada uma lineação de estiramento mineral de cristais de quartzo no gnaiss fino calcissilicático, paralela ao L<sub>n</sub> (Figura 4.10b) e com caimento de até 25° para SW, portanto aproximadamente *down dip* (Figura 4.22). Além disso, injeções de veios graníticos no gnaiss fino calcissilicático encontram-se boudinadas e paralelas ao S<sub>n</sub> (Figura 4.10c), indicando uma intrusão sin-tectônica. Estas injeções graníticas poderiam ser correlacionadas aos metagranitos, entretanto não se sabe ao certo.

As rochas deformadas de origem ígnea apresentam S<sub>n</sub> com orientação NNW-SSE e também, com mergulho médio para SW. Apresentam uma lineação mineral (L<sub>n</sub>) marcada por biotita e fenocristais de feldspato orientados. Além disso, nestas rochas foi observada lineação de estiramento de cristais de quartzo e feldspato paralela à lineação mineral (L<sub>n</sub>), com caimento entre 20-30° para SW, assim como nas rochas de origem sedimentar (Figura 4.22). Em conclusão, as estruturas são concordantes sendo que os orto-derivados intrudem uma foliação pretérita S<sub>n-1</sub> (Figura 4.10c).

A relação entre a foliação principal S<sub>n</sub> com a lineação de estiramento mineral L<sub>n</sub> é *down dip*. Essa orientação é coerente com a cinemática de zonas de empurrão com movimento para leste mapeadas regionalmente (Anexo 1).



**Figura 4.21:** Rede estereográfica de Schmidt com 24 pólos da foliação tectônica principal Sn.



**Figura 4.22:** Rede estereográfica de Schmidt com 17 medidas de lineação mineral.

#### 4.4 METAMORFISMO

As unidades para-derivadas sofreram um metamorfismo concomitantemente com a deformação dúctil. Uma das amostras de quartzito datada, DA13-039 apresenta



níveis com sillimanita. Evidências de fusão parcial (Figura 4.23) e sillimanita nas rochas para-derivadas sugerem um metamorfismo de alto grau metamórfico de fácies anfibolito à granulito. Tucker *et al.* (2011) afirma que as rochas do Sub-Domínio Itremo foram deformadas e metamorfizadas nas fácies anfibolito.



**Figura 4.23:** Nível com fusão parcial dobrado, concordantes com a foliação metamórfica predominante (Sn+1), na unidade gnaiss calcissilicático.

#### 4.5 ANÁLISE U-Pb EM GRÃOS DE ZIRCÃO DETRÍTICO

As análises geocronológicas foram realizadas em três amostras de rochas para-derivadas (DA13-030, 036 e 039), as quais foram coletadas em excursão realizada pela equipe australiana no ano de 2013 (ver Anexo 1). Os resultados isotópicos U-Pb para cada amostra analisada estão nos anexos 2, 3 e 4. Os resultados foram filtrados de modo que fossem descartadas as análises com mais de 5% de discordância. Abaixo seguem as descrições individualizadas dos resultados de cada amostra.

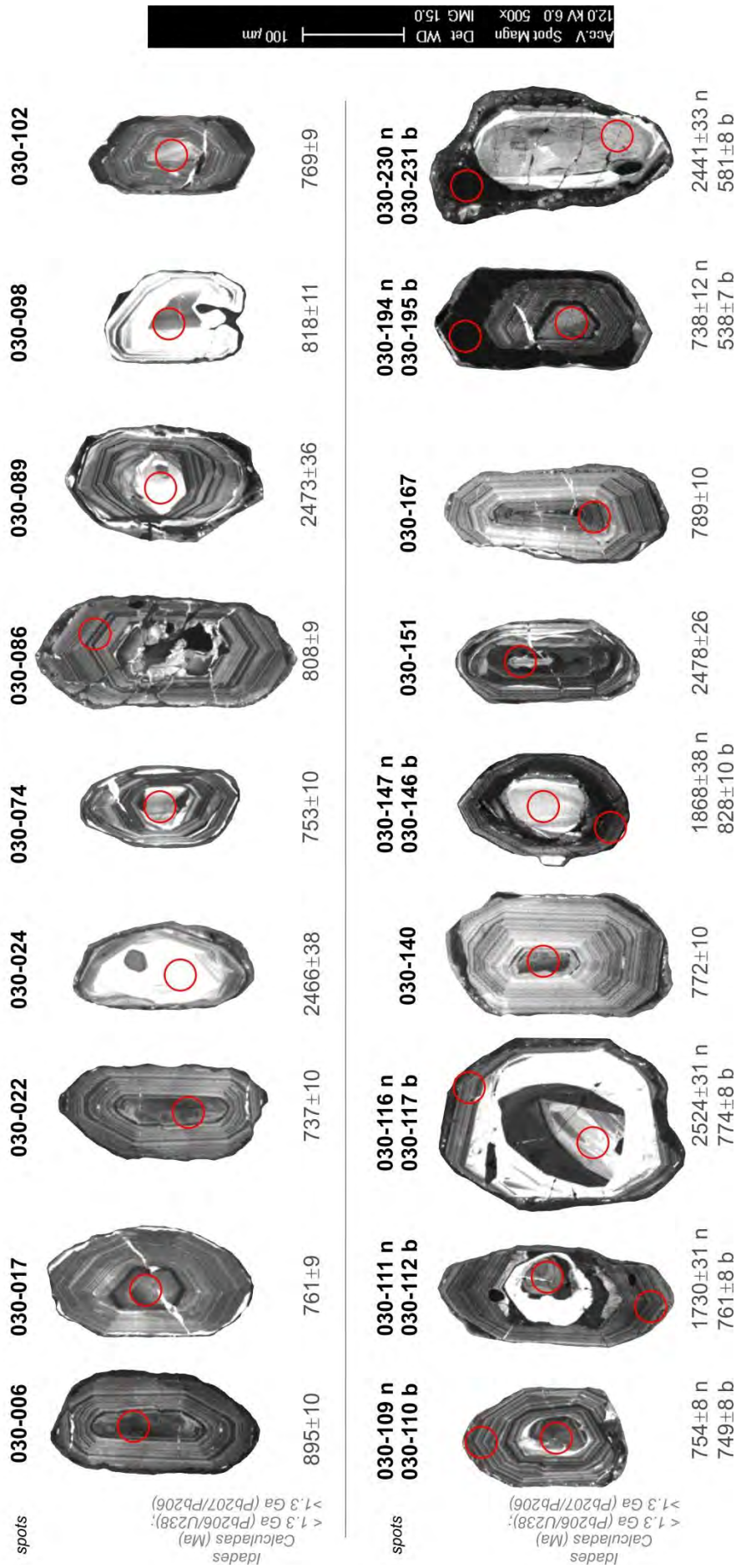
##### 4.4.1. DA13-030

Esta amostra foi coletada na estrada secundária que conecta Ikalavony-Mangidy à cidade de Solila a sul da área; a oeste da área e da serra de quartzito (ver Anexo 1). Trata-se de um quartzo-psamito com lentes de minerais máficos (biotita e anfibólio), apresenta foliação bem marcada e veios graníticos subparalelos à foliação.

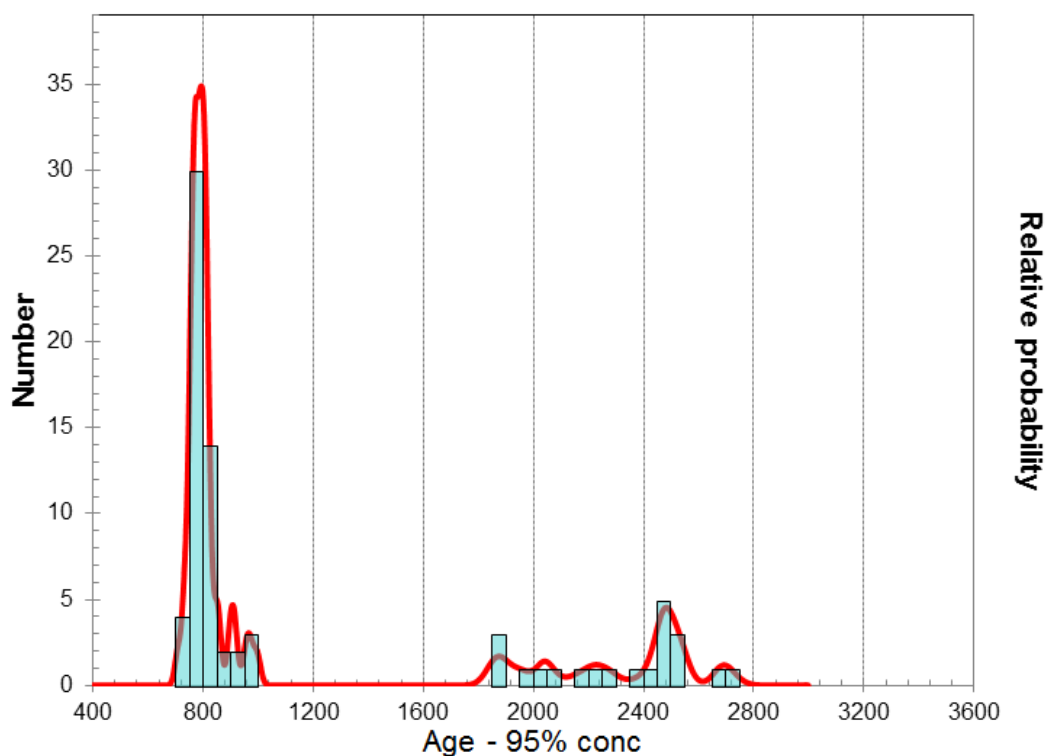
Em campo, esta amostra foi descrita como pertencente ao Domínio Antananarivo. Entretanto, os dados geocronológicos mostram outro resultado. Tal questão será abordada no capítulo de Discussão.

Desta amostra foram separados aproximadamente 350 grãos de zircão detrítico para análise. Foram analisados 238 *spots* de maneira aleatória, 207 foram nos núcleos dos grãos dos zircão e 31 em suas respectivas bordas (Figura 4.24). Das datações obtidas, apurou-se dados concordantes em 89 análises, sendo eles 76 em núcleos (Figura 4.25) e 13 em suas respectivas bordas (Figura 4.26). Os resultados das análises isotópicas encontram-se no Anexo 2.

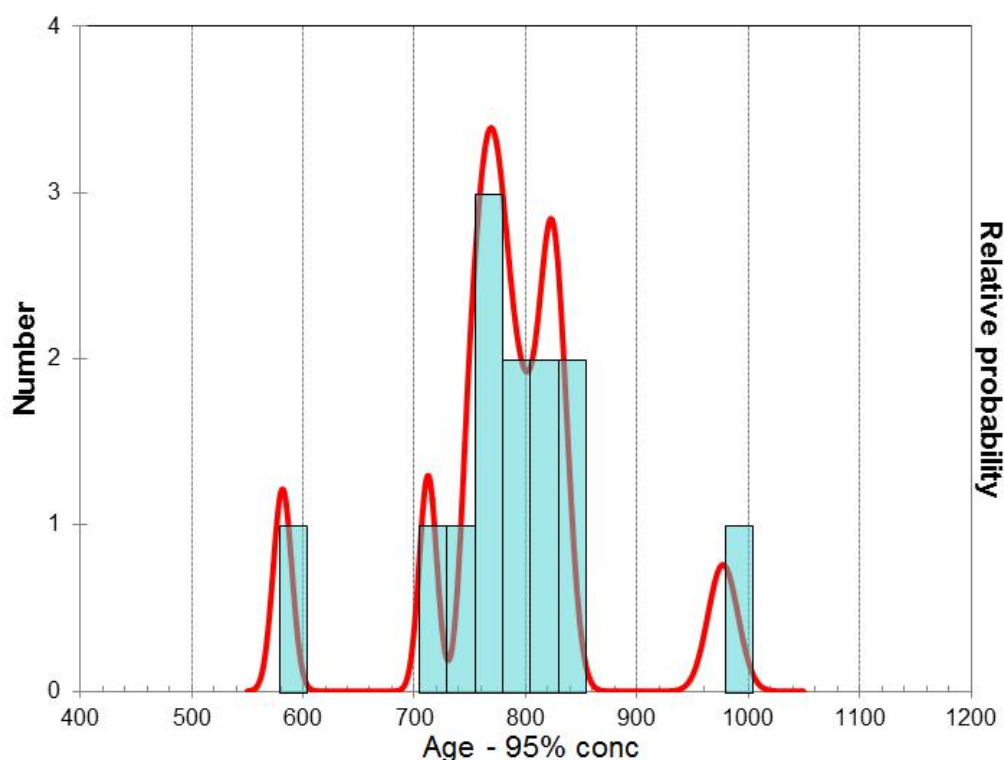
# DA13-030



**Figura 4.24:** Imagens por catodoluminescência de 18 dos 350 grãos de zircão detrítico separados a partir da amostra DA13-030, mostrando as características comuns nas populações de zircão. Os valores indicados em negrito acima das imagens são referentes aos pontos analisados no Anexo 3, onde que “n” é referente à análise no núcleo dos grãos e “b” na borda do mesmo. Spots com 30µm de diâmetro.



**Figura 4.25:** Histograma de frequência x idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  para idades mais velhas do que 1.3 Ga e idade  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$  para as mais novas do que 1.3Ga dos núcleos dos grãos de zircão detrítico em Ma da amostra DA13-030, com incertezas de 1 sigma e discordância menor que 5%.

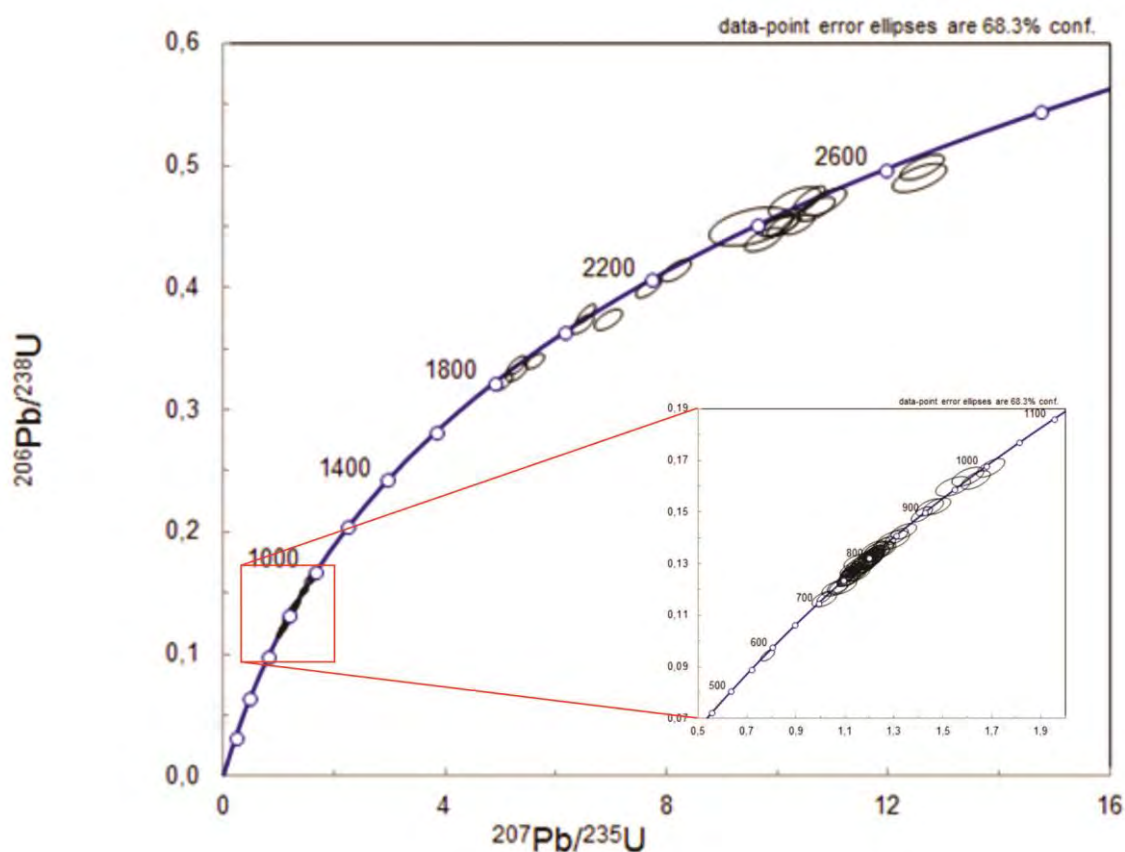


**Figura 4.26:** Histograma de frequência x idade  $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$  de 14 bordas ígneas e 1 borda detrítica (581 Ma) dos grãos de zircão detrítico em Ma, com foco no Neoproterozoico, da amostra DA13-030. Incertezas de 1 sigma, discordância menor que 5%.



A análise morfológica dos grãos revela a predominância de cristais com hábito prismático e característico zoneamento ígneo (Figura 4.24 – grãos dos *spots* 030-006, 030-017, 030-022, 030-109, 030-140, 030-167). Entretanto, é possível notar também núcleos herdados subarredondados, com zoneamento em setores (Figura 4.24 – zircão do *spot* 030-116) e, ainda, cristais envoltos por uma borda zonada típica ígnea (Figura 4.24 – zircão do *spot* 030-117). Por vezes nota-se grãos de zircão com geometria irregular, como pode ser observado no grão do *spot* 030-231 (Figura 4.24).

Considerando apenas os zircão detrítico é possível observar 2 grupos de populações de idades distintas: A) Intervalo 2.8-1.8 Ga (Arqueano-Paleoproterozoico) bem menos frequente (26%); B) Intervalo 900-700 Ma (Neoproterozoico) (74%), todos com zoneamento ígneo preservado. Os cristais envoltos por borda de sobrecrecimento ígneo registram idades entre 900-700 Ma e os com borda metamórfica entre 600-500 Ma (Figura 4.27).



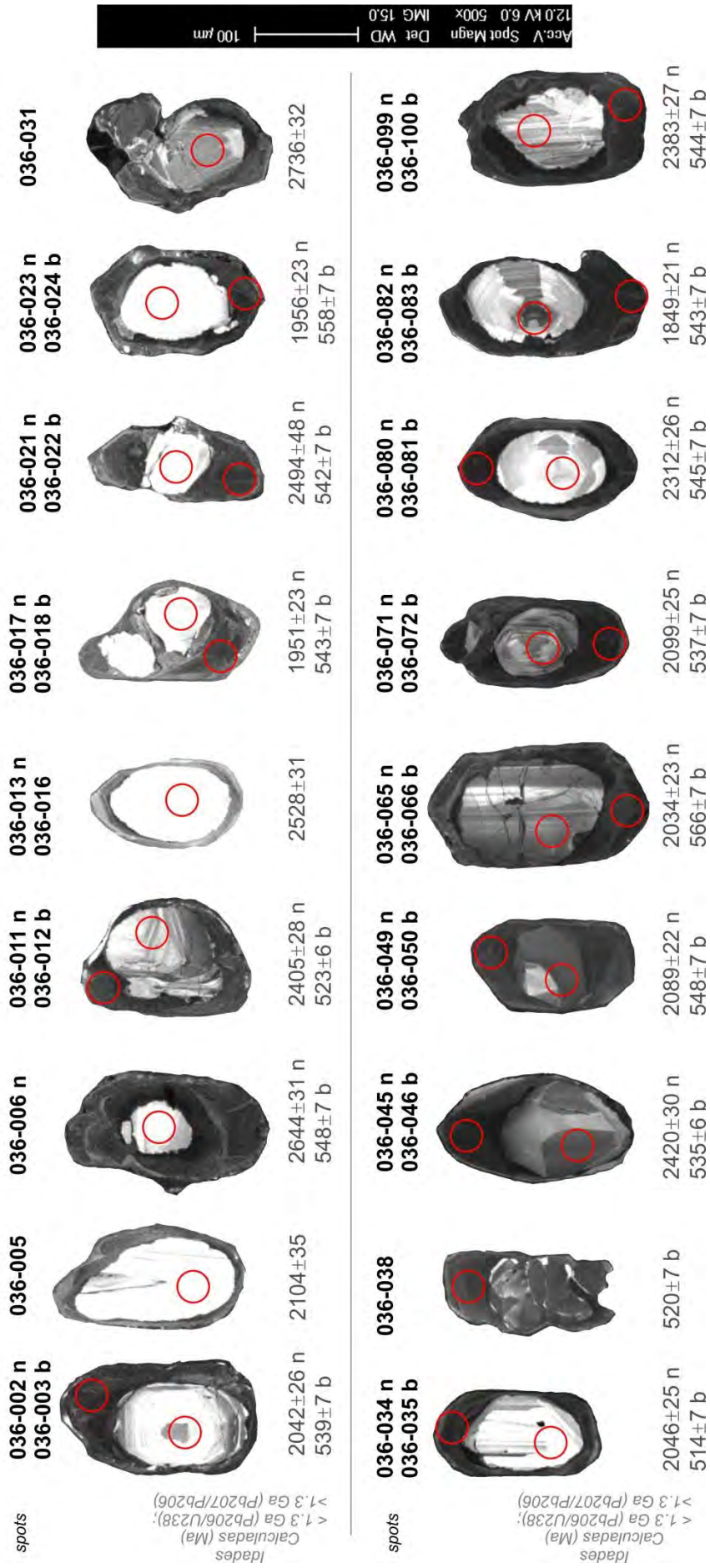
**Figura 4.27:** Diagramas de concordância da amostra DA13-030 com 95% de concordância para todas as idades dos grãos de zircão detrítico, em Ma, com zoom para idades inferiores à 1200 Ma. Erro das elipses é de  $1\sigma$ .

#### 4.4.2. DA13-036

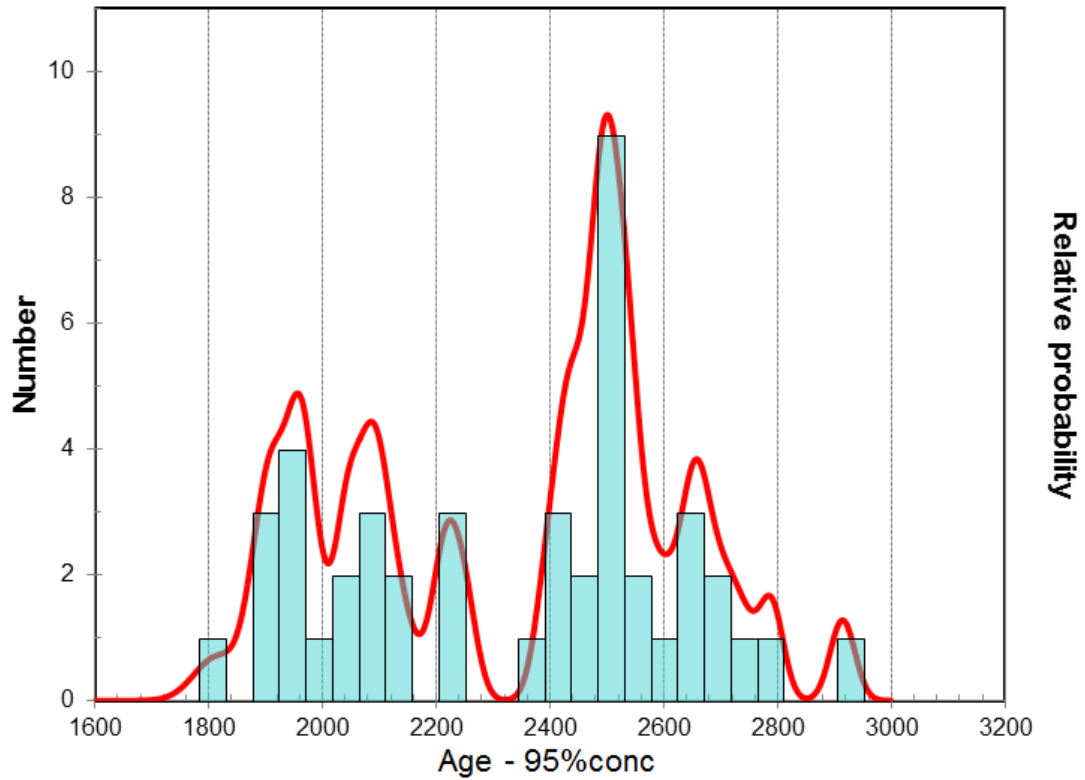
A segunda amostra foi coletada próxima à junção das estradas que conectam as cidades de Ikalamavony-Mangidy e Solila (Anexo 1). Tal amostra foi interpretada como sendo do Sub-Domínio Ikalamavony durante o trabalho de campo da coleta da amostra, entretanto esta afirmação tornou-se divergente após a análise geocronológica. Trata-se de um quartzito recristalizado e, como visto no Anexo 1, a localização desta amostra encontra-se na unidade gnaiss fino calcissilicático, a qual possui camadas de quartzito intercaladas.

Desta amostra foram selecionados aproximadamente 270 grãos de zircão para análise geocronológica. Analisou-se 100 *spots* de maneira aleatória, onde 71 foram nos núcleos dos grãos de zircão e os demais (29) nas bordas dos grãos. A Figura 4.28 ilustra as principais feições dos grãos de zircão detrítico e a localização dos *spots* efetuados em uma seletiva de 18 grãos. Da obtenção dos dados, 45 *spots* encontraram-se com  $\geq 95\%$  de concordância (Figuras 4.29 e 4.30). A relação dos dados geocronológicos completos para a amostra DA13-036 está apresentada no Anexo 3.

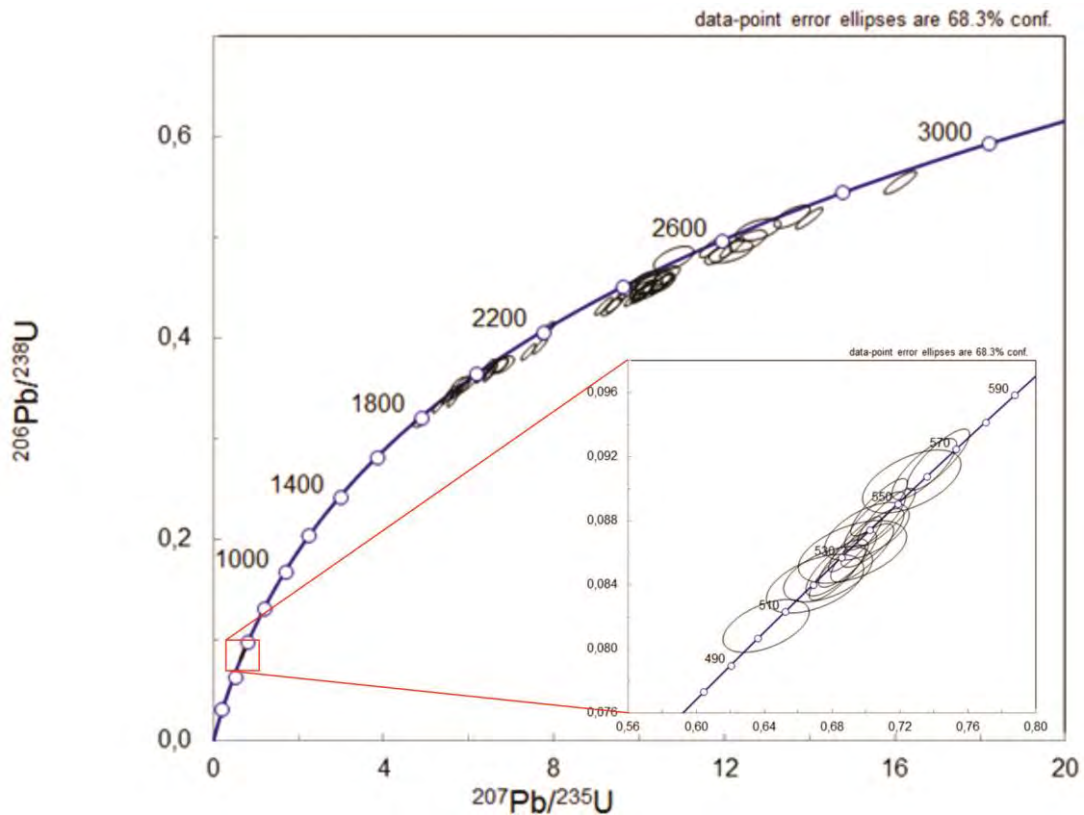
# DA13-036



**Figura 4.28:** Imagens por catodoluminescência de 18 dos 270 grãos de zircão detrítico separados a partir da amostra DA13-036, mostrando as características comuns nas populações de zircão. Os valores indicados em negrito acima das imagens são referentes aos pontos analisados no Anexo 4, onde que “n” é referente à análise no núcleo dos grãos e “b” na borda do mesmo. Spots com 30µm de diâmetro.



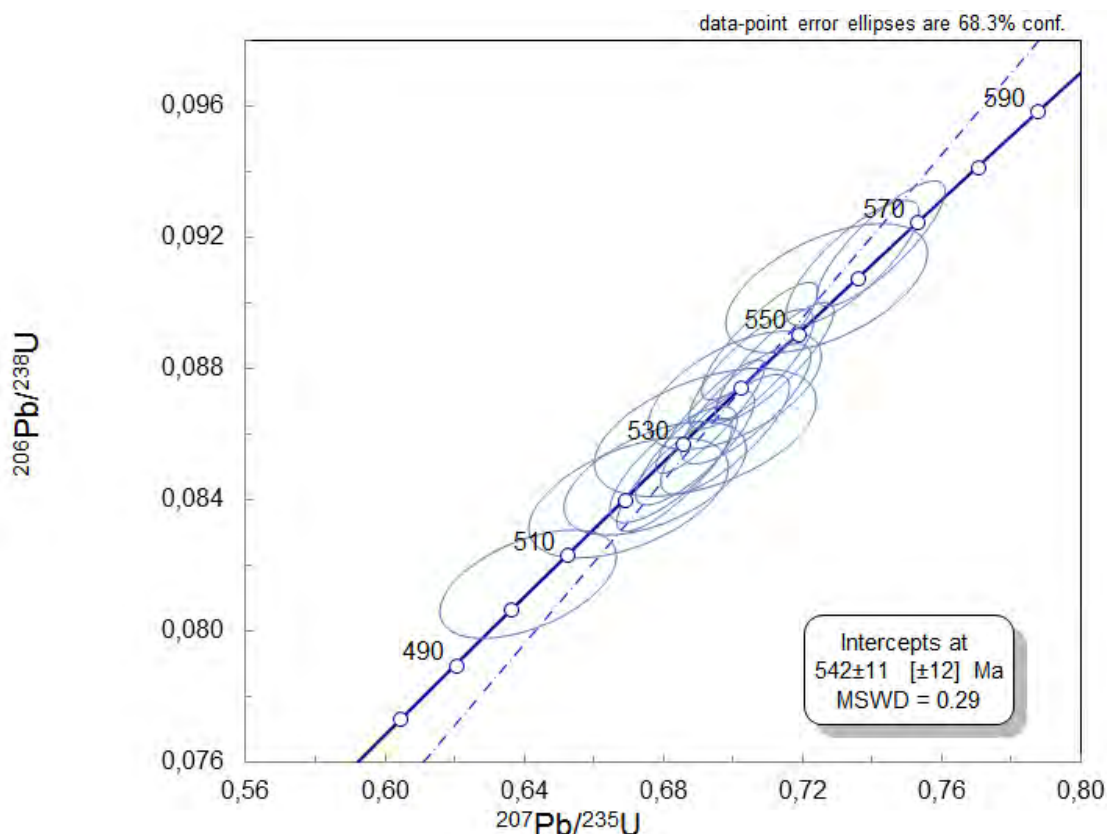
**Figura 4.29:** Histograma de frequência x idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos núcleos dos grãos de zircão detrítico em Ma da amostra DA13-036, com incertezas de 1 sigma e discordância menor que 5%.



**Figura 4.30:** Diagramas de concórdias da amostra DA13-036, com 95% de concordância para todas as idades dos grãos de zircão detrítico, em Ma e em zoom para idades inferiores a 600 Ma. Erro das elipses é de  $1\sigma$ .

Morfologicamente, os grãos de zircão da amostra DA13-036 apresentam hábito irregular à prismático, chegando até mesmo à sub-arredondado. Diferentemente dos grãos de zircão da amostra DA13-030, estes apresentam em geral núcleos com xenocristais com zoneamento caótico e, por vezes, concêntrico, truncando com a borda (Figura 4.28). A maioria dos grãos de zircão apresentam bordas metamórficas irregulares, sem zoneamento, com reentrâncias, característico de zircão de rochas na fácies granulito (Corfu *et al.*, 2003). Essas bordas são escuras, refletindo um conteúdo maior de U no sobre crescimento metamórfico.

Os núcleos dos grãos de zircão, interpretados como detrítico, tem uma variação de idade de 2,9 a 1,8 Ga (Arqueano-Paleoproterozoico) para as áreas fontes. Além disso, 27% das análises concordantes foram em bordas metamórficas e forneceram a idade de  $542 \pm 11$  Ma para o metamorfismo (Figura 4.31).



**Figura 4.31:** Diagrama de concórdia dos *spots* em bordas metamórficas da amostra DA13-036 com intercepto em  $542 \pm 11$  Ma.

#### 4.4.3. DA13-039

Esta amostra foi coletada na estrada que liga Ikalavony a Mangidy (ver Anexo 1). Trata-se de um quartzito de granulação grossa, similar à amostra DA13-036,

recristalizado, com níveis com presença de turmalina e sillimanita. Tal unidade também foi interpretada como sendo pertencente ao Sub-Domínio Ikalamavony, entretanto após o trabalho de campo e análise geocronológica, tal unidade foi inserida no Sub-Domínio Itremo e será discutida posteriormente.

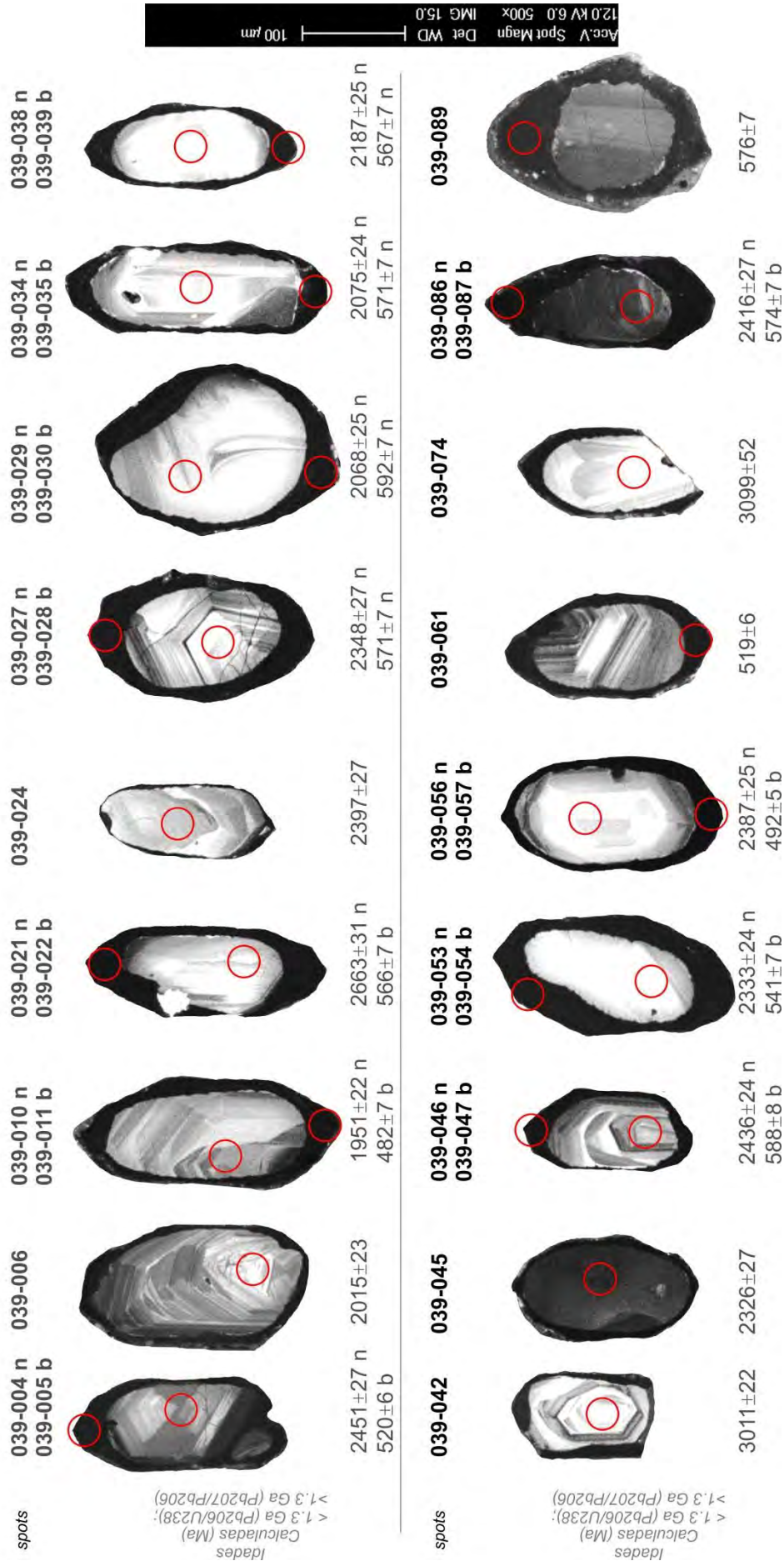
Aproximadamente 230 grãos de zircão detrítico foram selecionados para análise isotópica U-Pb. Dentre eles, foram realizados 93 *spots*, onde que 65 foram nos núcleos dos grãos de zircão e 28 destes *spots* foram nas bordas. As principais características e feições das famílias dos grãos de zircão desta amostra estão ilustradas na Figura 4.32. Dentre as análises realizadas, 49 encontram-se com  $\geq 95\%$  de concordância (Figura 4.33) e os dados geocronológicos obtidos na amostra por LA-ICP-MS estão presentes no Anexo 4.

Os grãos de zircão da amostra DA13-039 apresentam hábito prismático e, por vezes, sub-angulosos, com núcleos com zoneamento concêntrico. As bordas dos grãos de zircão detrítico desta amostra apresentam bordas metamórficas irregulares sem zoneamento, característico de grãos de zircão na fácies granulito, assim como os grãos amostrados em DA13-033. Tais características dos grãos de zircão detrítico podem ser observadas na Figura 4.32.

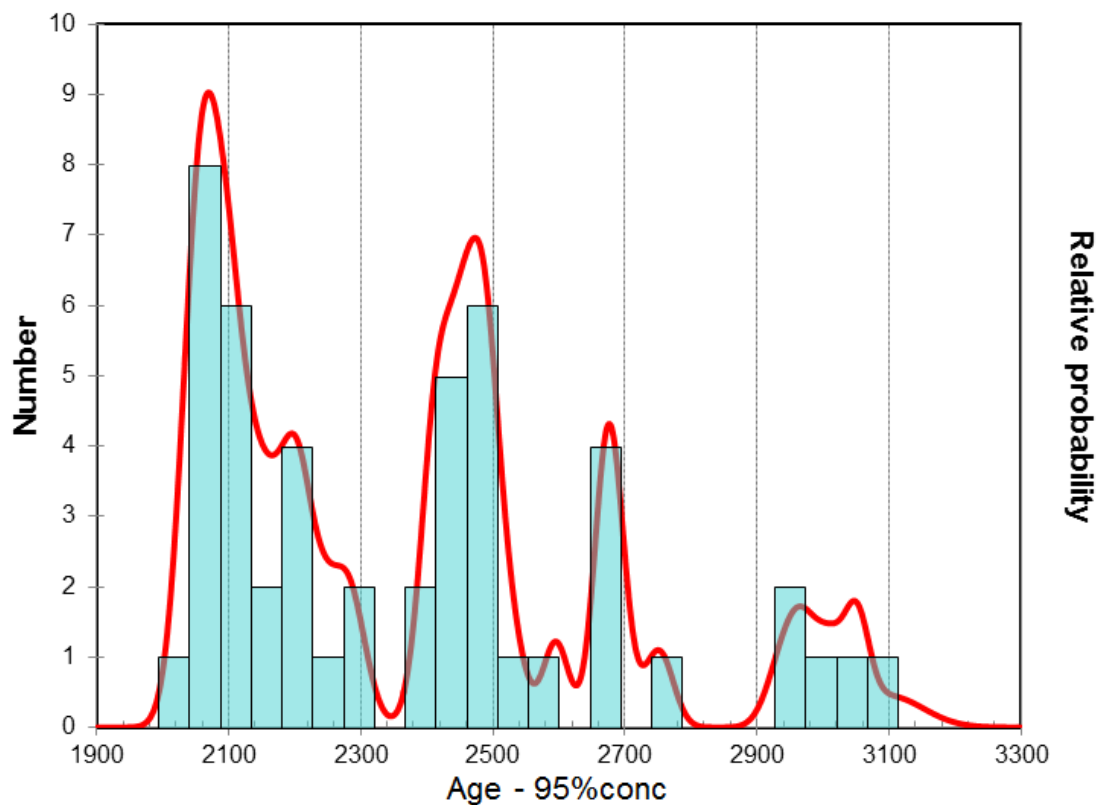
Os núcleos dos grãos de zircão detrítico da amostra encontram-se no intervalo 3,1-2,0 Ga, demonstrando uma fonte Arqueana-Paleoproterozóica e a borda metamórfica dos grãos indicam um metamorfismo de  $572 \pm 7$  Ma (Figuras 4.34 e 4.35).



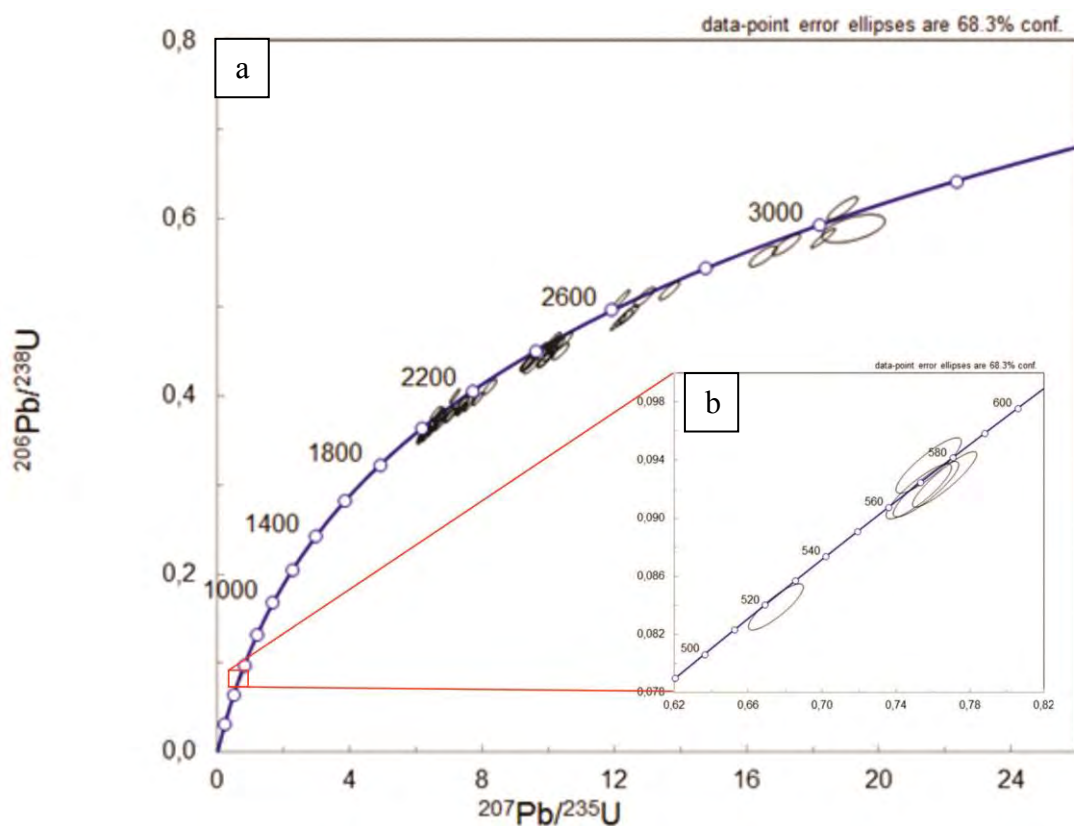
# DA13-039



**Figura 4.32:** Imagens por catodoluminescência de 18 dos 230 grãos de zircão detritico separados a partir da amostra DA13-039, mostrando as características comuns nas populações de zircão. Os valores indicados em negro acima das imagens são referentes aos pontos analisados no Anexo 5, onde que “n” é referente à análise no núcleo dos grãos e “b” na borda do mesmo. Spots com 30µm de diâmetro.

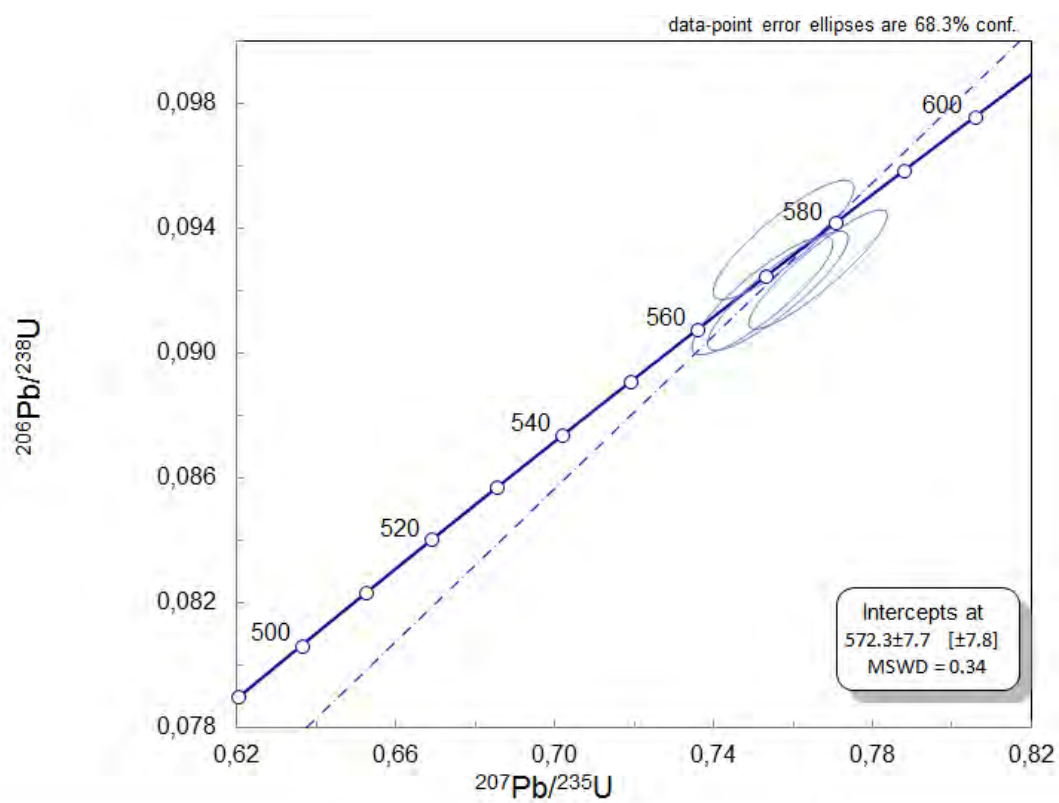


**Figura 4.33:** Histograma de frequência x idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos núcleos dos grãos de zircão detrítico em Ma da amostra DA13-039, com incertezas de 1 sigma e discordância menor que 5%.



**Figura 4.34:** Diagramas concórdias da amostra DA13-039 a) para todas as idades dos grãos de zircão detrítico, com 95% de concordância, em Ma; b) para idades inferiores a 1000 Ma, com 95% de concordância. Erro das elipses é de  $1\sigma$ .





**Figura 4.35:** Diagrama de concórdia dos *spots* em bordas metamórficas da amostra DA13-039 com intercepto em  $572 \pm 7$  Ma.

## 5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A partir das descrições petrográficas, análise geocronológica, interpretação do mapeamento e estudo bibliográfico são apresentados aqui uma síntese da evolução geológica desta área com a discussão dos resultados. Das unidades estudadas, o embasamento mais antigo não aflora nesta área. Sobre o embasamento encontra-se uma sucessão sedimentar que será discutida a seguir.

Foi possível observar uma variação composicional no quartzito com camadas delgadas à medida que o mesmo se aproxima da unidade gnaiss fino calcissilicático. Quando próximo ao contato com o gnaiss fino calcissilicático, este quartzito de acamamento delgado é encontrado com intercalação de quartzitos de granulação fina e rica em mica e apresenta feldspato em sua composição. Essas variações de granulação e composição nas camadas do quartzito delgado devem refletir as variações do protólito sedimentar, indicando sedimentos de mais baixa energia, rico em feldspatos.

Além das relações de campo, as amostras DA13-036 e DA13-039 que representam as unidades gnaiss fino calcissilicático e quartzito em camadas delgadas, respectivamente, também tem dados geocronológicos semelhantes (ver Anexo 1). As populações de grãos de zircão detrítico destas duas amostras apresentam padrões de idade (Figuras 4.29 e 4.33) e morfologia de grãos semelhantes com populações paleoproterozóicas (Figuras 4.28 e 4.32). Portanto, essas duas unidades de origem sedimentar são contemporâneas.

Não foram realizadas análises geocronológicas na unidade do quartzito maciço até o presente momento. Entretanto, com base em descrição e interpretação de campo, os dois quartzitos identificados foram separados em duas unidades distintas por apresentarem variações em suas respectivas composições e acamamentos. Estes podem pertencer à mesma unidade litoestratigráfica ou não.

As unidades meta-ígneas (metagranitos fino e meta-quartzito sienito porfirítico) foram observadas intrudindo as unidades quartzito em camadas delgadas e gnaiss fino calcissilicático na porção noroeste da área. Estas meta-ígneas seriam correlacionáveis com o volumoso magmatismo criogeniano que intruiu as rochas pré-existentes na porção central de Madagascar, e foram posteriormente deformadas e metamorfizadas.

Por sobre as duas unidades metassedimentares (gnaisse fino calcissilicático e quartzito em camadas delgadas), em contato tectônico, está a unidade metaconglomerado. Esta unidade apresenta-se altamente deformada, e foi interpretada como sendo uma fatia de rochas alóctone que foi empurrada sobre as unidades gnaisse fino calcissilicático e quartzito delgado durante um evento deformacional colisional. A amostra datada DA13-030 desta unidade apresenta grãos de zircão de caráter ígneo e com pico expressivo no intervalo entre os períodos Toniano-Criogeniano (Figura 4.26), podendo ter com uma possível área fonte as rochas das unidades meta-ígneas previamente descritas.

A unidade granito fino a médio foi observada intrudindo as demais unidades da área, com exceção do metaconglomerado. Esta ausência de informação relacionada à intrusão do granito fino com o metaconglomerado pode ser pelo fato de ter-se visitado apenas um ponto desta unidade metassedimentar. No entanto, não é possível afirmar a relação temporal entre estas duas unidades.

Através da interpretação das análises geocronológicas pelo método U-Pb em grãos de zircão detrítico foi possível identificar duas bacias sedimentares com idades deposicionais distintas. A unidade gnaisse fino calcissilicático e a unidade quartzito em camadas delgadas retratam uma bacia com idade máxima de deposição de aproximadamente 1,8 Ga, como pode ser observado nos resultados obtidos para as análises das amostras DA13-036 e DA13-039. Além disso os corpos plutônicos das unidades meta-ígneas mapeadas intrudem estas unidades metassedimentares. Com isso, subentende-se que este magmatismo é posterior ao fechamento da bacia paleoproterozóica. A unidade metaconglomerado representa uma bacia com idade máxima de deposição de 600 Ma, no entanto não foram observadas relações intrusivas com as unidades ígneas da área.

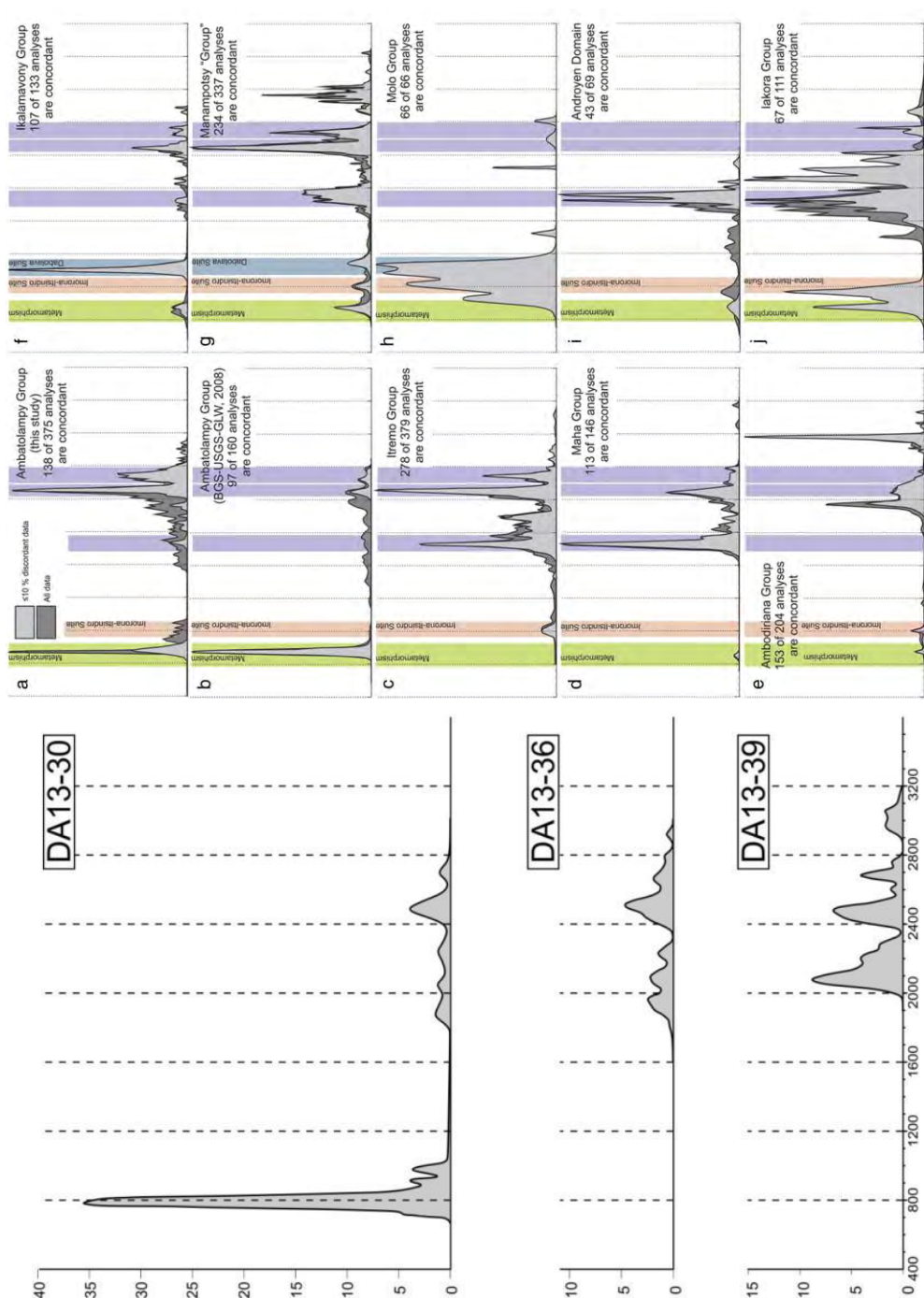
Segundo Collins *et al.* (2000), o Sub-Domínio Itremo compreende uma série de rochas metassedimentares, metabásicas e gnaisses com assinatura detrítica arqueana e paleoproterozóica. As rochas metassedimentares consistem em quartzitos, dolomitos e pelitos com idade deposicional entre o Paleoproterozoico Superior e Mesoproterozoico Inferior. Além disso, há intercalações de rochas vulcânicas básicas com os pelitos, e no topo encontra-se uma sequência carbonáticas (Cox *et al.*, 1998). Esta sequência metassedimentar foi deformada em padrões de dobras verticais a recumbentes,

separadas por zonas de cisalhamento miloníticas. Sendo assim, as unidades gnaiss fino calcissilicático e quartzito em camadas delgadas foram correlacionadas no presente trabalho com as unidades metassedimentares no Sub-Domínio Itremo (Figura 3.2).

Tucker *et al.* (2011) define o Sub-Domínio Ikalamavony como formado por uma sequência vulcanossedimentar marginal em ambiente de arco magmático de idade Steniano-Toniano (1,03–0,98 Ga) (Figura 3.2). No entanto, segundo a comparação de idades das unidades metassedimentares da porção central de Madagascar apresentada por Archibald *et al.* (2015), o Sub-Domínio Ikalamavony apresenta uma forte influência de grãos detrítico de idade 1,0 Ga provenientes da Suíte Dabolava além de grãos de zircão com idade paleoproterozóica (2,1–1,8 Ga). O Sub-Domínio Itremo retrata área fonte Arqueana-Paleoproterozóica, sem influência de zircão detrítico de 1,0 Ga e é intrudido pelo magmatismo da Suíte Imorona-Itsindro (850-750 Ma). Além disso, o Grupo Molo é compreendido por rochas metassedimentares mais novas do que as do Sub-Domínio Itremo, e foram depositadas em uma bacia no intervalo de 620 Ma a 560 Ma (Cox *et al.*, 2004). A referida bacia ediacarana separava a região central de Madagascar do Leste Africano e inclui grãos de zircão detrítico provenientes do magmatismo de 850-750 Ma além de grãos de zircão mais novos do que a suíte. Sendo assim, a unidade metaconglomerado foi correlacionada à bacia onde o Grupo Molo está inserido, a qual foi depositada no período Ediacarano.

Segundo Archibald *et al.* (2016), a Suíte Imorona-Itsindro representa um volumoso magmatismo criogeniano, de aproximadamente 850 à 750 Ma, que intrude grande parte das unidades pré-cambrianas da porção central de Madagascar. Rochas intrusivas do tipo-Imorona consistem em granitóides, enquanto que as intrusivas tipo-Itsindro são principalmente gabróicas. Sendo assim, a Suíte Imorona-Itsindro possui uma relação intrusiva com os domínios mais antigos da porção central da ilha, que abrange rochas do Domínio Antananarivo, do Complexo Tsaratanana e do Domínio Itremo-Ikalamavony (BGS-USGS-GLW, 2008), e isto não inclui relação com o Domínio Antongil-Masora, pois neste período havia o Oceano de Moçambique entre estas massas continentais (Figura 3.2). A Suíte Imorona-Itsindro apresenta uma variação composicional de rochas gabróicas a peraluminosas e são comumente interpretadas como originadas em subducção (McMillan *et al.*, 2003; Tucker *et al.*, 2011). Entretanto, o fechamento do Oceano de Moçambique no período Neoproterozoico, resultou no magmatismo tipo andino que originou a Suíte Imorona-Itsindro (Collins e Windley,

2002; Collins e Pisarevsky, 2005; Collins, 2006). Desta forma, as unidades ortoderivadas metamorfizadas do presente trabalho – metagranito fino e meta-quartzosienito porfírico – foram correlacionadas com a Suíte Imorona-Itsindro, as quais intrudem duas das unidades metassedimentares mapeadas e interpretadas como sendo do Sub-Domínio Itremo – quartzito em camadas delgadas e gnaiss fino calcissilicático.



**Figura 5.1:** Diagramas comparativos de probabilidade de densidade para idade U-Pb em grãos de zircão de unidades metassedimentares datadas no trabalho a esquerda (DA13-030, 036 e 039, sem as idades metamórficas) com as idades apresentadas por Archibald *et al.*, 2015 a direita.

Segundo Guyonnaud (1951 apud Archibald *et al.*, 2016), a Suíte Ambalavao representa um magmatismo pós-orogênico, de 560 à 530 Ma. Goodenough *et al.* (2010) interpreta a Suíte Ambalavao como a fase final de colapso extensional do Orógeno do Leste Africano, acompanhada por um soerguimento da astenosfera causando um alto fluxo térmico. Sendo assim, volumosos plútons intrudiram todos os terrenos tectonoestratigráficos proterozoicos de Madagascar durante a orogenia do leste africano. Em campo, a unidade granito fino à médio foi observada intrudindo as demais unidades, com exceção ao metaconglomerado, e não apresentava nenhum tipo de deformação. Sendo assim, esta foi correlacionada aos granitos da Suíte Ambalavao.

### 5.1 ÁREAS FONTES E IDADE DE DEPOSIÇÃO

A partir deste trabalho, foram datadas amostras que provavelmente representam duas bacias com idades deposicionais distintas. As amostras DA13-036 e DA13-039 retratam uma bacia com idade máxima de deposição de aproximadamente 1,8 Ga e a amostra DA13-030 demonstra uma bacia com idade deposicional máxima de 600 Ma. Tais bacias seriam referentes aos Sub-Domínio Itremo e Grupo Molo que encontra-se inserido no Sub-Domínio Ikalamavony, respectivamente.

Dados geocronológicos apresentados por Fernandez *et al.* (2003) e Cox *et al.* (1998) das rochas metassedimentares do Sub-Domínio Itremo apresentam fontes muito similares às unidades encontradas no Cráton da Tanzânia (Figura 3.6). O Sub-Domínio Ikalamavony é interpretado por Tucker *et al.* (2011) como uma representação de arco magmático – Suíte Dabolava – e uma sequência vulcanossedimentar marginal – Grupo Ikalamavony – de idade Steniano-Toniano. Ainda assim, o Sub-Domínio Ikalamavony apresenta rochas metaclásticas (metaconglomerados) referentes ao Grupo Molo (Ediacarano) que não estão presentes no Sub-Domínio Itremo (Cox *et al.*, 2004).

A amostra aqui datada equivalente ao Grupo Molo (DA13-030) apresenta claramente grãos de zircão detrítico ígneos nesta faixa de 850–750 Ma. Provavelmente são oriundos do arco magmático da Suíte Imorona/Itsindro. Além disso observa-se nestes grãos núcleos herdados de idade arqueana a paleoproterozóica (Figura 4.24). Isso poderia sugerir que o arco se instalou num embasamento desta idade. Essa evidência está de acordo com a interpretação de que esse arco é continental, tipo andino (Collins & Windley, 2002; Moine *et al.*, 2014).



## 5.2 IDADE DO METAMORFISMO

As bordas metamórficas dos grãos de zircão detrítico das amostras DA13-036 e DA13-039 são escuras, o que reflete em um alto conteúdo de U no sobrecrecimento metamórfico. Várias bordas concordantes indicam que o pico metamórfico ficou entre aproximadamente 550–520 Ma. Sendo assim, é possível concluir que as unidades metassedimentares da área foram afetadas por um metamorfismo do final do Ediacarano ao Cambriano durante a aglutinação do supercontinente Gondwana – orogenia do leste africano.

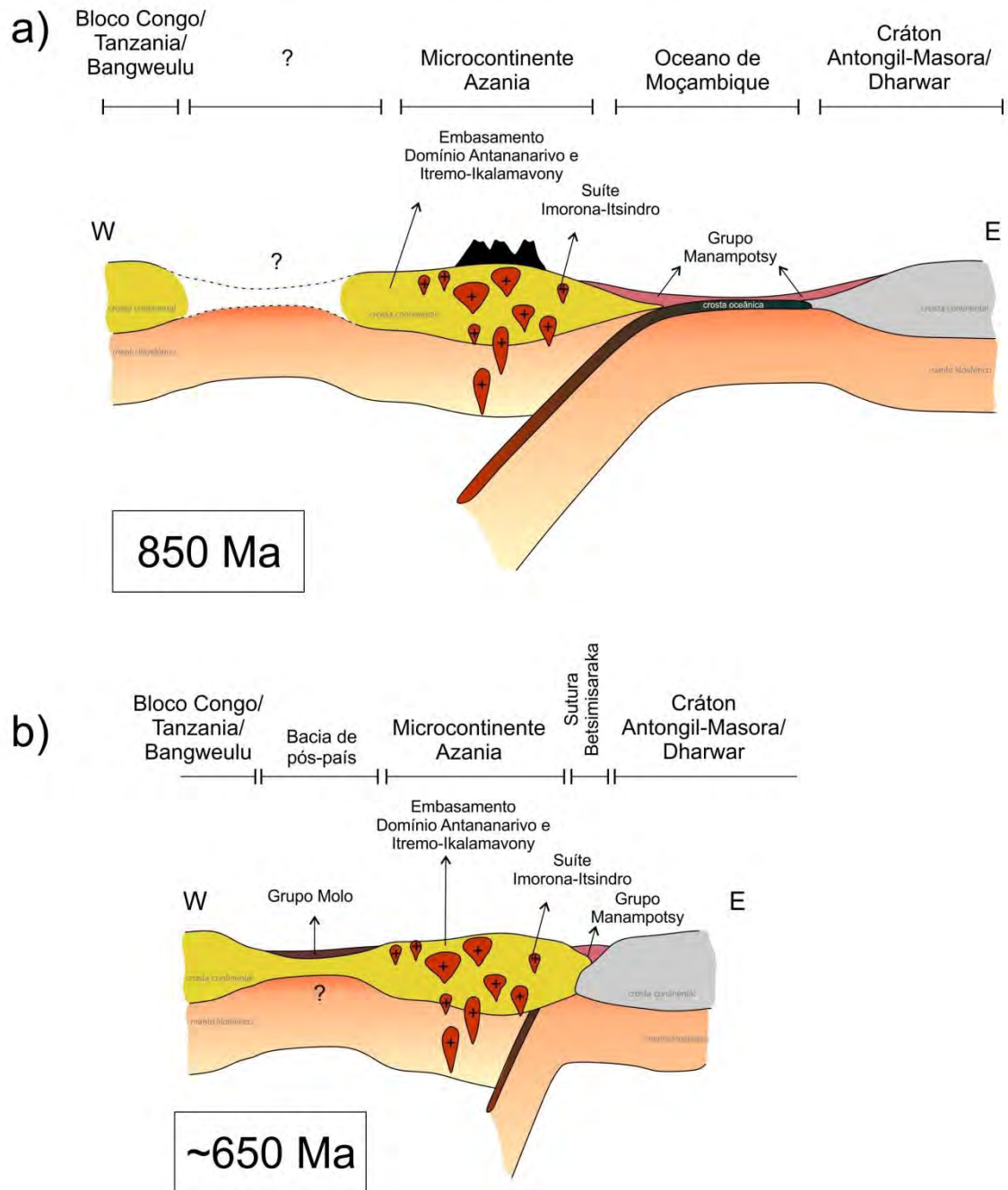
Os grãos de zircão da amostra representante do Grupo Molo não apresenta bordas metamórficas, com exceção de apenas um grão concordante com idade de 580 Ma (Figura 4.24 – *spot* 030-231b e Figura 4.27). Essa idade é mais velha do que a obtida nas duas outras amostras para o metamorfismo, portanto poderia ser detrítica também. No entanto, são necessários mais dados sobre isso. O fato desta unidade não apresentar bordas metamórficas bem desenvolvidas, em comparação com as demais, pode indicar que estavam em domínio metamórficos distintos (níveis crustais diferentes – uma mais profunda e outra mais rasa). Como sabe-se que são de bacias distintas, sua posição pré-colisão era diferente.

## 5.3 AMBIENTE TECTÔNICO

De acordo com os resultados deste trabalho, propomos aqui uma evolução tectônica. Foi também considerada a literatura regional e os modelos propostos para a região central de Madagascar. As unidades gnaiss fino calcissilicático e quartzito em camadas delgadas são correlacionados ao Sub-Domínio Itremo. Este sub-domínio é interpretado por Cox *et al.* (1998) como sendo representados por sedimentos de uma sequência de plataforma continental com idade deposicional paleo-mesoproterozóica. No início do Criogeniano, o Sub-Domínio Itremo era parte do microcontinente Azania, juntamente com o Domínio Antananarivo (Figuras 3.2 e 3.6). Com isso, rochas deste microcontinente foram intrudidas pelas rochas da Suíte Imorona-Itsindro (850-750 Ma). Estes representam um arco magmático do tipo andino formado durante o fechamento do Oceano de Moçambique entre parte do então cráton Antongil-Masora/Dharwar e do microcontinente Azania (Figura 5.2a) (Raharimahefa & Kusky, 2006). O final do fechamento do Oceano de Moçambique em aproximadamente 650 Ma e consequente

colisão dos blocos continentais, originou a Sutura Betsimisaraka, registradas nos paragneisses antes depositados nas margens do microcontinente Azania e do Cráton Antongil-Masora/Dharwar, representado pelo Grupo Manampotsy (Figuras 3.2 e 3.4g).

Posteriormente, com o final da colisão de 650 Ma, iniciou a deposição de uma bacia de pós-país, onde as possíveis áreas fontes seriam as rochas do embasamento do microcontinente Azania e da Suíte Imorona-Itsindro, originando assim o Grupo Molo (Figura 5.2b). No período Ediacarano-Cambriano, na orogenia do leste africano, desenvolveram-se inúmeros sistemas de *nappes* e empurrões na região central de Madagascar devido a colisão de grandes massas continentais. Nesta região, o bloco do Congo/Tanzania colide com o Azania+Dharwar. Essa colisão gerou um metamorfismo de 550–530 Ma registrado pelas bordas metamórficas nas unidades da área em foco. Na fase final da aglutinação do supercontinente Gondwana, formaram-se volumosos plútons na porção central do Orógeno do Leste Africano, os quais deram origem aos granitos da Suíte Ambalavao (570-540Ma) (Tucker *et al.*, 2011; Goodenough *et al.*, 2010).



**Figura 5.2:** Modelo da configuração tectônica da área do trabalho elaborado pela autora, com base em dados de campo, petrografia, geocronologia e estudo bibliográfico. **a)** representação de 850 Ma do arco magmático continental do tipo andino originado a partir da subducção e fechamento do Oceano de Moçambique, intrudindo as rochas do embasamento do microcontinente Azania. **b)** representação de aproximadamente 650 Ma mostrando a consequente colisão dos blocos continentais e a origem da Sutura Betsimisaraka devido o fechamento do Oceano de Moçambique, e o início da deposição de uma bacia de pós-país dando origem ao Grupo Molo.

## CONCLUSÃO

Com base nos dados petrológicos e geocronológicos discutidos acima é possível concluir que as unidades metassedimentares da área em estudo retratam duas bacias distintas. A primeira delas é referente à unidade litoestratigráfica do Sub-Domínio Itremo, que corresponde à uma série de rochas metassedimentares, metabásicas e gnaisses com assinatura detrítica arqueana-paleoproterozóica. A idade deposicional das rochas metassedimentares da unidade – quartzitos, pelitos e carbonatos – encontra-se entre o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, com idade máxima de deposição de aproximadamente 1,8 Ga. A associação da sedimentação da bacia é característica de uma associação de plataforma continental.

No Neoproterozoico (Toniano-Criogeniano) iniciou-se a subducção de placa oceânica e o fechamento do Oceano de Moçambique entre o microcontinente Azania, onde estavam inseridos os Domínios Antananarivo e Itremo-Ikalamavony, e o cráton indiano (Antongil-Masora/Dharwar). Esta subducção gerou um arco magmático do tipo andino que originou a Suíte Imorona-Itsindro de 850-750 Ma.

A unidade metaconglomerado, desta área de estudo, depositou-se numa bacia de cerca de 600 Ma, com base nos grãos de zircão detrítico datados. Esta é correlacionada com o Grupo Molo do Sub-Domínio Ikalamavony. O metamorfismo e deformação desta unidade juntamente com as outras unidades mais antigas se deu entre 550 – 530 Ma. Esta é a orogenia final da amalgamação do supercontinente Gondwana nesta área.

Com a contínua aglutinação de arcos de ilha e microcontinentes durante a orogenia do leste africano, grandes massas continentais foram se formando. Na fase final do Orógeno do Leste Africano no período Ediacarano, volumosos corpos plutônicos se formaram devido a um alto fluxo térmico na astenosfera, e deram origem aos corpos graníticos da Suíte Ambalavao que estão dispostos por todo o embasamento da ilha de Madagascar.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCHIBALD, D.B. COLLINS, A.S., FODEN, J.D., PAYNE, J.L., HOLDEN, P., RAZAKAMANANA, T., DE WAELE, D., THOMAS, R.J., PITFIELD, P.E.J. Genesis of the Tonian Imorona-Itsindro magmatic Suite in central Madagascar: Insights from U-Pb, oxygen and hafnium isotopes in zircon. **Precambrian Research**, v.281, p.312-333. 2016.
- ARCHIBALD, D.B., COLLINS, A.S., FODEN, J.D., PAYNE, J.L., TAYLOR, R., HOLDEN, P., RAZAKAMANANA, T., CLARK, C. Towards unravelling the Mozambique Ocean conundrum using a triumvirate of zircon isotopic proxies on the Ambatolampy Group, central Madagascar. **Tectonophysics**, v. 662, p. 167-182. 2015.
- BGS-USGS-GLW. Revision de la cartographie géologique et minière des zones Nord et Centre de Madagascar - British Geological Survey Research Report CR/08/078. **Republique de Madagascar Ministère de L'énergie et des Mines**, p.1-1049. 2008.
- BOGER, S.D., HIRDES, W., FERREIRA, C.A.M., SCHULTE, B., JENETT, T., FANNING, C.M. From passive margin to volcano-sedimentary forearc: The Tonia to Cryogenian evolution of the Anosyen Domain of southeastern Madagascar. **Precambrian Research**, v. 247, p. 159-186. 2014.
- COLLINS, A.S. The tectonic evolution of Madagascar: Its place in the East African Orogen. **Gondwana Research (Gondwana Newsletter Section)**, v.4, no.4, p.549-552. 2000.
- COLLINS, A.S. Madagascar and the amalgamation of Central Gondwana. **Gondwana Research**, v.9, p.3-16. 2006.
- COLLINS, A.S & PISAREVSKY, S.A. Amalgamation eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens. **Earth Science**, v.71, p.229-270. 2005.
- COLLINS, A.S. & WINDLEY, B.F. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. **The Journal of Geology**, v.110, p.325-339. 2002.
- COLLINS, A.S., FITZSIMONS, I.C.W., HULSCHER, B., RAZAKAMANANA, T. Structure of the eastern margin of the East African Orogen in central Madagascar. **Precambrian Research**, v. 123, p. 111-133. 2003.
- COLLINS, A.S.; FITZSIMONS, I.C.W.; KINNY, P.D.; BREWER, T.S.; WINDLEY, B.F.; KRÖNER, A.; RAZAKAMANANA, T. The Archaean rocks of Central Madagascar: their place in Gondwana. In: INTERNATIONAL ARCHAEOAN



- SYMPOSIUM, 4., 2001, Perth. *Resumo expandido*. AGSO – Geoscience Australia, 2001, v. 37, p. 294-296.
- COLLINS, A.S., KINNY, P.D., SANTOSH, M., RAZAKAMANANA, T. Depositional age and provenance record of ultra-high temperature metasediment protoliths of southern Madagascar and India. In: WINGATE, M.T.D., PISAREVSKY, S.A. (Eds.), 2005, Fremantle. *Abstracts*. Supercontinents and Earth Evolution. Geological Society of Australia, 2005, v. 81, p.121.
- COLLINS, A.S., KINNY, P.D., RAZAKAMANANA, T. Depositional age, provenance and metamorphic age of the metasedimentary rocks from southern Madagascar. **Gondwana Research**, v. 21, p.353-361. 2012.
- COLLINS, A.S., KRÖNER, A., FITZSIMONS, I.C.W., RAZAKAMANANA, T. Detrital footprint of the Mozambique ocean: U/Pb SHRIMP and Pb evaporation zircon geochronology of metasedimentary Gneisses in Eastern Madagascar. **Tectonophysics**, v.375, p.77-99. 2003.
- COLLINS, A.S., RAZAKAMANANA, T., WINDLEY, B.F. Neoproterozoic extensional detachment in central Madagascar: implications for the collapse of the East African Orogen. **Geology Magazine**, v. 137, p. 39-51. 2000.
- CORFU, F., HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., KINNY, P. Atlas of zircon textures. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, p.470-500. 2003.
- COX, R., ARMSTRONG, R.A., ASHWAL, L.D. Sedimentology, geochronology and provenance of the Proterozoic Itremo Group, central Madagascar, and implications for pre-Gondwana palaeogeography. **Journal of the Geological Society**, Londres, v.155, p.1009-1024. 1998.
- COX, R., COLEMAN, D.S., CHOKEL, C.B., DEOREO, S.B., WOODEN, J.L., COLLINS, A.S., DE WAELE, B., KRÖNER, A. Proterozoic tectonostratigraphy and paleogeography of central Madagascar derived from detrital zircon U-Pb age populations. **The Journal of Geology**, v. 112, p. 379-399. 2004.
- DE WAELE, B.; THOMAS, R.J.; MACEY, P.H.; HORSTWOOD, M.S.A.; TUCKER, R.D.; PITFIELD, P.E.J.; SCHOFIELD, D.I.; GOODENOUGH, K.M., BAUER, W.; KEY, R.M.; POTTER, C.J.; ARMSTRONG, R.A.; MILLER, J.A.; RANDRIAMANANJARA, T.; RALISON, V.; RAFAHATELO, J.M.; RABARIMANANA, M.; BEJOMA, M. Provenance and tectonic significance of

the Palaeoproterozoic metasedimentary succession of central and northern Madagascar. **Precambrian Research**, v. 189, p. 18-42. 2011.

FERGUSON, C.L. & HENDERSON, R.A. Early Palaeozoic continental growth in the Tasmanides of northeast Gondwana and its implications for Rodinia assembly and rifting. **Gondwana Research**, v. 28, p. 933-953. 2015.

FERNANDEZ, A., SCHREURS, G. Tectonic evolution of the Proterozoic Itremo Group metasediments in central Madagascar. In: YOSHIDA, M., WINDLEY, B., DASGUPTA, S. (Eds.), PROTEROZOIC EAST GONDWANA: SUPERCONTINENT ASSEMBLY AND BREAKUP. *Publicação especial em Geological Society of London*, p. 381-399. 2003.

GONCALVES, P., NICOLLET, C., MONTEL, J.-M. Petrology and in situ U-Th-Pb monazite geochronology of ultrahigh-temperature metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar. Significance of a petrographical P-T path in a polymetamorphic context. **Journal of Petrology**, v. 45, p.1923-1957. 2004.

GOODENOUGH, K.M., THOMAS, R.J., DE WAELE, B., KEY, R.M., SCHOFIELD, D.I., BAUER, W., TUCKER, R.D., RAFAHATELO, J.-M., RABARIMANANA, M., RALISON, A.V., RANDRIAMANANJARA, T. Post-collisional magmatism in the central East African Orogen: The Maevarano Suite of north Madagascar. **Lithos**, v.116, p.18-34. 2010.

GRAY, D.R.; FOSTER, D.A.; MEERT, J.G.; GOSCOMBE, B.D.; ARMSTRONG, R.; TROUW, R.A.J.; PASSCHIER, C.W. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. **Geological Society of London – Special Publication**, v. 294, p. 257-278. 2008.

KRÖNER, A., HEGNER, E., COLLINS, A.S., WINDLEY, B.F., BREWER, T.S., RAZAKAMANANA, T., PIDGEON, R.T. Age and magmatic history of the Antananarivo Block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotope systematics. **American Journal of Science**, v. 300, p. 251-288. 2000.

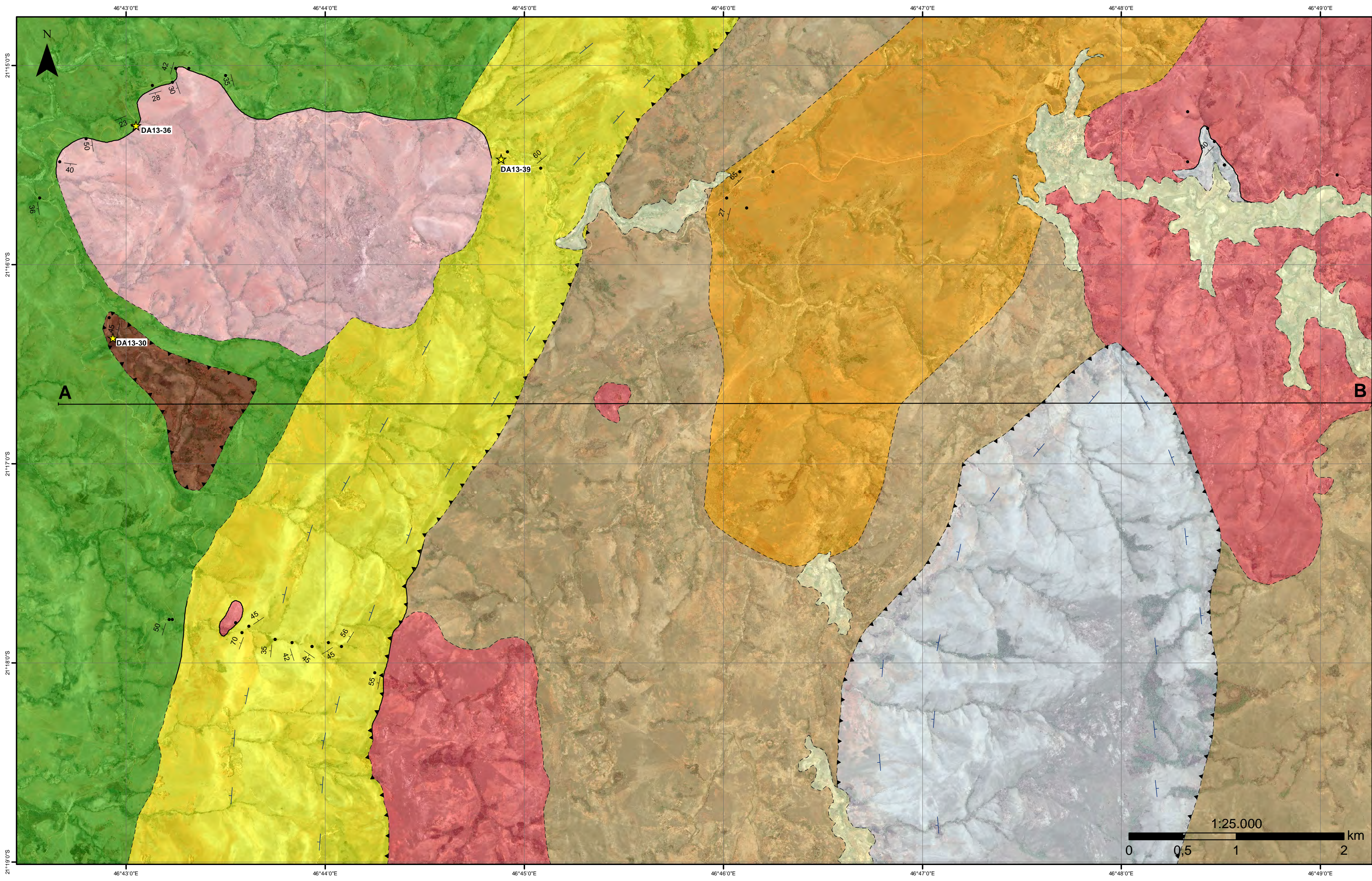
LUDWIG, K.R. User's manual for Isoplot 3.00 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronological Center, Special Publication n.4**. p. 71. 2003.



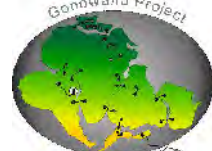
- MCMILLAN, A., HARRIS, N.B.W., HOLNESS, M., ASHWAL, L.D., KELLEY, S., RAMBELOSON, R. A granite-gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 145, p. 585-599. 2003.
- MOINE, B., BOSSE, V., PAQUETTE, J-L., ORTEGA, E. The occurrence of Tonian-Cryogenian (~850 Ma) regional metamorphic event in Central Madagascar and the geodynamic setting of the Imorona-Itsindro (~800Ma) magmatic suite. **Journal of African Earth Sciences**, v.94, p.58-73. 2014.
- PAQUETTE, J.-L., GONCALVES, P., DEVOUARD, B., NICOLLET, C. Micro-drilling ID-TIMS U-Pb dating of single monazites: A new method to unravel complex poly-metamorphic evolutions. Application to the UHT granulites of Andriamena (North-Central Madagascar). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 147, p. 110-122. 2004.
- RAHARIMAHEFA, T. & KUSKY, T.M. Structural and remote sensing studies of the southern Betsimisaraka Suture, Madagascar. **Gondwana Research**, v.10, p. 186-197. 2006.
- ROIG, J.Y., TUCKER, R.D., PETERS, S.G., DELOR, C., THEVENIAUT, H. Carte Géologique de la République de Madagascar à 1/1,000,000. **Ministère des Mines, Direction de la Géologie, Programme de Gouvernance des Ressources Minérales**. 2012.
- STERN, R.J. Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. **Journal of African Earth Sciences**, v.34, p.109-117. 2002.
- THOMAS, R.J., DE WAELE, B., SCHOFIELD, D.I., GOODENOUGH, K.M., HORSTWOOD, M., TUCKER, R., BAUER, W., ANNELLS, R., HOWARD, K., WALSH, G., RABARIMANANA, M., RAFAHATELO, J.M., RALISON, A.V., RANDRIAMANANJARA, T. Geological evolution of the Neoproterozoic Bemarivo Belt, northern Madagascar. **Precambrian Research**, v.172, p.279-300. 2009.
- TUCKER, R.D.; ASHWAL, L.D.; HANDKE, L.D.; HAMILTON, M.A.; LE GRANGE, M.; RAMBELOSON, R.A. U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archean and Proterozoic rocks of north-central Madagascar. **Journal of Geology**, v.107, p.135-153. 1999.
- TUCKER, R.D., ROIG, J.Y., MACEY, P.H., DELOR, C., AMELIN, Y., ARMSTRONG, R.A., RABARIMANANA, M.H., RALISON, A.V. A new

geological framework for south-central Madagascar, and its relevance of the “out-of-Africa” hypothesis. **Precambrian Research**, v.185, p.109-130. 2011.

TUCKER, R.D., ROIG, J.-Y., MOINE, B., DELOR, C. A geological synthesis of the Precambrian Shield in Madagascar. **Journal of African Earth Sciences**, v.94, p.9-30. 2014.





## ANEXO 1

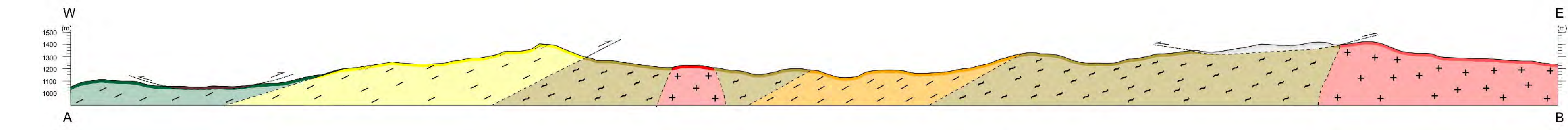
# Mapa Geológico da Região de Ikalamavony, porção central de Madagascar 2016

Autora: Raisia Lopes Costa

### Legenda do mapa

- Pontos
- ★ Amostras datadas pelo método U-Pb
- +— Medidas de Sn fotointerpretadas
- +— Medidas de Sn de campo
- Contato
- - - Contato inferido
- ▲▲ Falha de empurrão
- ▲▲▲ Falha de empurrão inferida

- Cobertura sedimentar recente
- Granito fino a médio
- Metaconglomerado
- Meta-quartzo-sienito porfirítico
- Metagranito fino
- Quartzito maciço
- Gnaise fino calcissilicático
- Quartzito em camadas delgadas
- Embasamento do Domínio Antananarivo



### Legenda da seção geológica

- + rocha plutônica
- ~ sentido da foliação Sn do embasamento
- sentido da foliação Sn das unidade metassedimentares







030-184		3,55218	0,07085	0,23248	0,00332	0,715991	0,11087	0,00209	1813,7	33,8	1347,5	17,34	74	0	16469	1892	1925	29040	93685
030-185		1,12947	0,02735	0,12946	0,0019	0,606088	0,0633	0,0015	718,4	49,67	784,8	10,82	109	0	4536	299	642	16287	45543
030-186	borda	1,14414	0,02816	0,13064	0,00192	0,597134	0,06355	0,00154	726,6	50,62	791,5	10,97	109	18	4842	321	612	15864	48040
030-187		1,61122	0,04703	0,16724	0,00259	0,530566	0,06991	0,00205	925,7	59,14	996,9	14,31	108	0	2542	186	560	11181	19461
030-188	borda	1,21203	0,04149	0,12747	0,00227	0,520221	0,06899	0,0024	898,6	70,13	773,4	13	86	6	5577	404	707	15499	60241
030-190		0,78306	0,01887	0,09719	0,00143	0,610573	0,05847	0,00139	547,3	51,06	597,9	8,41	109	0	15636	956	409	17015	210298
030-191		1,13055	0,03607	0,13213	0,00213	0,505268	0,06209	0,002	677,3	67,53	800	12,12	118	17	3059	199	274	6607	30073
030-193		3,4744	0,12663	0,24476	0,00405	0,454002	0,10315	0,00394	1681,6	68,9	1411,4	20,96	84	23	20883	2215	1570	21170	101515
030-195	borda	0,67363	0,01812	0,08703	0,0013	0,555313	0,05618	0,00153	458,6	59,95	538	7,72	117	0	28820	1709	251	8218	421281
030-196		15,34749	0,4656	0,50213	0,00839	0,55077	0,22204	0,00694	2995,6	49,41	2622,9	36,01	88	7	4891	1137	792	5243	11183
030-197		5,08439	0,10213	0,31105	0,00432	0,691415	0,11864	0,00228	1935,8	34,04	1745,9	21,26	90	0	11118	1365	1815	19989	45415
030-198		9,79047	0,20287	0,43092	0,00624	0,698833	0,16489	0,00329	2506,5	33,19	2309,9	28,12	92	0	5452	932	928	7369	16234
030-201		1,15407	0,02498	0,12326	0,00173	0,648431	0,06794	0,00141	866,8	42,5	749,3	9,94	86	0	14276	1002	4772	120646	149105
030-202		1,0722	0,02715	0,11462	0,00175	0,602953	0,06787	0,00167	864,5	50,3	699,5	10,15	81	3	7972	557	1464	50879	93607
030-203		1,15996	0,03206	0,12262	0,00194	0,572427	0,06864	0,00187	888	55,3	745,6	11,12	84	3	5755	407	671	24873	63079
030-204		4,61493	0,25099	0,24874	0,00534	0,394734	0,13471	0,00768	2160,2	96,15	1432	27,55	66	3	7665	1063	572	20502	34320
030-205		1,14602	0,03707	0,12993	0,00206	0,490148	0,064	0,00208	741,5	67,14	787,5	11,73	106	2	2351	155	747	19134	23246
030-208		1,09867	0,03094	0,12639	0,00191	0,536621	0,06307	0,00176	710,6	58,16	767,2	10,96	108	10	7109	465	1076	28495	72229
030-209		0,75852	0,05615	0,0841	0,0018	0,28913	0,06542	0,00492	787,9	150,47	520,6	10,7	66	0	488	32	296	11075	7548
030-210		8,14607	0,22696	0,39422	0,00606	0,551738	0,14992	0,00412	2345	46,29	2142,4	28,03	91	0	8992	1398	1354	12381	29384
030-214		1,26383	0,03235	0,12369	0,00191	0,603272	0,07413	0,00185	1044,9	49,47	751,7	10,98	72	5	7616	573	1078	37824	83320
030-215		1,64028	0,07902	0,15605	0,00302	0,401721	0,07626	0,00374	1101,9	95,09	934,8	16,82	85	3	804	62	127	2609	6828
030-217	borda	0,95065	0,02866	0,10446	0,00173	0,549339	0,06601	0,00196	806,7	60,97	640,5	10,08	79	21	6296	417	397	25427	83438
030-219		4,45748	0,10406	0,28969	0,00426	0,629915	0,11163	0,00247	1826,1	39,55	1640	21,28	90	6	24898	2811	267	4084	115090
030-221		3,17159	0,15945	0,24041	0,00511	0,422786	0,09568	0,00484	1541,6	92,23	1388,8	26,54	90	0	5858	591	154	3302	30681
030-222		1,25797	0,06663	0,1327	0,00302	0,429671	0,06879	0,00374	892,5	108,51	803,3	17,18	90	4	3403	234	594	14623	35664
030-225		1,1658	0,03761	0,13181	0,00214	0,503253	0,06416	0,00203	746,8	65,51	798,2	12,2	107	2	4004	256	764	19541	40961
030-226		1,28281	0,03224	0,12728	0,00201	0,628352	0,07312	0,00177	1017,3	48,23	772,3	11,49	76	0	5021	372	883	38752	55036
030-228	borda	1,29348	0,03166	0,14219	0,00215	0,617758	0,066	0,00156	806,2	48,57	857	12,16	106	0	5166	347	811	27471	49277
030-230		9,18309	0,19812	0,41998	0,0063	0,6953	0,15863	0,0032	2441,1	33,8	2260,4	28,61	93	7	8784	1417	1471	12886	28640
030-232		1,20204	0,034	0,12908	0,00209	0,572437	0,06756	0,00186	855	56,17	782,6	11,93	92	6	6753	457	559	28685	72767
030-233		8,56429	0,26809	0,37629	0,00616	0,52296	0,16507	0,00517	2508,3	51,77	2058,9	28,84	82	5	10126	1685	1629	16615	35254
030-236		4,96809	0,20792	0,25271	0,00481	0,454795	0,14257	0,00607	2258,6	71,71	1452,4	24,75	64	6	12237	1743	1144	17182	64444
030-238		9,16525	0,34513	0,39891	0,0078	0,519256	0,16664	0,00638	2524,2	62,93	2164	35,95	86	0	1758	297	778	6714	5866



SPOT #	POSICÃO	RAZÕES ISTOÓPICAS						IDADES CALCULADAS (Ma)				Pb206/U238; Pb207/U235	Pb204	Pb206	Pb207	Pb208	Th232	U238	
		Pb207/U235		Pb206/U238		rho	Pb207/Pb206		Pb207/Pb206		Pb206/U238		Concord. (%)	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
036-004		5,9118	0,12888	0,34171	0,00437	0,586621	0,12564	0,00276	2037,9	38,3	1894,9	21	93	4	9256	1226	1967	17842	29902
036-007	borda	0,69342	0,01592	0,08884	0,00119	0,583434	0,05665	0,00128	477,2	49,51	548,7	7,02	115	0	10061	595	539	18107	136415
036-008		5,32783	0,11627	0,32687	0,00437	0,612617	0,11831	0,00253	1930,8	37,82	1823,2	21,23	94	20	11128	1374	1564	17007	40571
036-013		12,32692	0,30406	0,47568	0,00651	0,554832	0,18806	0,00454	2725,3	39,25	2508,4	28,46	92	0	16225	3175	6887	50061	40730
036-014	borda	0,70724	0,01996	0,08513	0,00123	0,511951	0,0603	0,00168	614,5	59	526,7	7,29	86	5	10380	648	568	19439	149713
036-015		9,32201	0,25965	0,42352	0,00622	0,527276	0,15975	0,00438	2453,1	45,62	2276,4	28,16	93	11	9603	1586	2177	18067	27604
036-018	borda	0,69012	0,01686	0,08799	0,00121	0,562884	0,0569	0,00137	486,9	52,34	543,6	7,19	112	4	6886	406	404	14273	95995
036-022	borda	0,67573	0,01763	0,08772	0,00126	0,550545	0,05589	0,00144	447,7	56,02	542	7,45	121	0	9439	545	523	19508	134877
036-025		6,12795	0,16009	0,35068	0,00521	0,568693	0,12675	0,00327	2053,4	44,82	1937,9	24,87	94	0	3791	498	1082	10568	13443
036-026		11,1984	0,28558	0,45096	0,0065	0,565202	0,18011	0,00449	2653,9	40,77	2399,5	28,88	90	13	7230	1348	1202	9758	19803
036-027		7,43781	0,2714	0,35819	0,00617	0,472071	0,1507	0,00553	2353,9	61,35	1973,6	29,3	84	21	14981	2443	3513	49499	51945
036-028		9,76237	0,26573	0,43669	0,00638	0,536738	0,16213	0,00432	2478	44,24	2335,8	28,64	94	0	8093	1359	1815	14796	22933
036-029	borda	0,67432	0,01996	0,08649	0,00127	0,49607	0,05653	0,00164	472,6	63,11	534,8	7,56	113	9	6311	369	301	11509	92047
036-032		10,24836	0,23338	0,4446	0,00649	0,641012	0,16719	0,00375	2529,7	37,18	2371,2	28,95	94	0	3847	657	408	3273	10756
036-033	borda	0,70438	0,01704	0,08507	0,00118	0,573381	0,06005	0,00143	605,3	50,55	526,3	7,03	87	9	6717	411	312	12146	98760
036-035	borda	0,68758	0,01848	0,08307	0,00119	0,532996	0,06003	0,0016	604,5	56,69	514,4	7,05	85	6	4765	291	229	8486	71615
036-036		6,82182	0,1925	0,31109	0,00448	0,510342	0,15905	0,00455	2445,6	47,66	1746,1	22,04	71	4	9543	1581	2159	21542	35828
036-037	borda	0,69701	0,01822	0,08783	0,00125	0,54445	0,05755	0,00149	512,5	56,16	542,7	7,38	106	8	6644	390	315	11047	94904
036-039		24,46274	0,58868	0,63533	0,00905	0,591936	0,27926	0,00659	3358,8	36,37	3170,6	35,68	94	11	11607	3319	2237	13112	23001
036-041		14,21279	0,73676	0,47934	0,01147	0,461608	0,21514	0,01172	2944,7	85,39	2524,4	49,98	86	4	1813	424	367	1680	4182
036-044		7,77572	0,2414	0,35886	0,0057	0,511627	0,15716	0,0049	2425,4	51,93	1976,8	27,06	82	0	7536	1184	2854	29702	26965
036-048		0,6895	0,01026	0,0849	0,00112	0,886538	0,0589	0,00075	563,4	27,63	525,3	6,63	93	9	35486	2125	1457	48013	537225
036-051		10,61358	0,15925	0,42598	0,00575	0,899624	0,18073	0,00231	2659,6	21,06	2287,6	25,98	86	1	19231	3530	5020	40422	58868
036-055		9,07565	0,14344	0,39614	0,00544	0,868876	0,16618	0,00226	2519,6	22,67	2151,2	25,1	85	0	17861	3009	3716	47278	59490
036-056	borda	0,71227	0,01238	0,08957	0,00123	0,790072	0,05768	0,00089	517,5	33,8	553	7,3	107	13	14847	867	636	21074	219409
036-059		6,94267	0,12307	0,36683	0,00524	0,805825	0,13729	0,00213	2193,3	26,77	2014,5	24,72	92	15	29499	4091	3518	30619	109179
036-060	borda	1,17049	0,02012	0,1114	0,00155	0,809443	0,07622	0,00114	1100,7	29,73	680,8	8,99	62	0	29249	2259	1834	40938	350690
036-063		8,25201	0,12248	0,37812	0,00515	0,91764	0,15826	0,00195	2437,2	20,7	2067,5	24,08	85	5	35311	5683	6682	51314	124353
036-064	borda	0,7349	0,0142	0,08688	0,00126	0,750569	0,06135	0,00108	651,5	37,24	537	7,46	82	5	13238	818	913	34466	208196
036-068	borda	0,69863	0,01159	0,08563	0,00117	0,823614	0,05917	0,00086	573,4	31,39	529,6	6,97	92	19	20646	1237	1289	46090	319640
036-070		6,95923	0,11754	0,36936	0,00511	0,819118	0,13664	0,00207	2185	26,15	2026,4	24,07	93	0	14188	1956	1437	12400	50313
036-071		9,30946	0,17206	0,38503	0,00537	0,754613	0,17535	0,00303	2609,4	28,45	2099,7	25	80	55	38605	6870	21473	170829	130140
036-074		7,01115	0,14498	0,33299	0,00505	0,733401	0,1527	0,00289	2376,4	31,85	1852,9	24,41	78	23	60122	9312	9942	100292	253442
036-078		7,74915	0,11786	0,3263	0,00445	0,896666	0,17228	0,00224	2579,9	21,53	1820,4	21,61	71	0	22892	4001	5106	54327	92378
036-085	borda	0,71731	0,01202	0,09046	0,00123	0,81143	0,05752	0,00086	511,2	32,81	558,2	7,26	109	0	19121	1113	963	32299	276527
036-092		7,22365	0,10933	0,37884	0,00508	0,885983	0,13835	0,0018	2206,7	22,38	2070,9	23,74	94	0	26069	3644	4846	41009	89554
036-095	borda	0,69458	0,01169	0,0878	0,00118	0,798537	0,05739	0,00087	506,3	32,72	542,5	7,02	107	9	18046	1048	1044	34616	266709
036-100	borda	0,75038	0,01374	0,08814	0,00121	0,749733	0,06175	0,00104	665,5	35,79	544,5	7,19	82	0	14182	890	1208	34941	209323





039-011	borda	0,78633	0,0195	0,07766	0,00122	0,63348	0,07344	0,00176	1026,1	47,62	482,1	7,29	47	117	121360	8791	4963	20068	2183400
039-063	borda	0,72207	0,01064	0,07334	0,00088	0,814291	0,07144	0,00099	970,2	28,14	456,2	5,3	47	37	48189	3512	1868	11658	759272
039-069	borda	0,88173	0,0171	0,08463	0,00121	0,737226	0,07558	0,00135	1083,8	35,37	523,7	7,19	48	106	120364	9137	5318	25738	1902939
039-037	borda	1,18413	0,03224	0,10552	0,00178	0,619569	0,08139	0,00214	1231	50,48	646,7	10,39	53	41	64018	5281	1592	16787	885565
039-014	borda	0,79286	0,01296	0,08114	0,00109	0,821832	0,07087	0,00103	953,6	29,57	502,9	6,52	53	58	94395	6817	3428	22317	1513303
039-005	borda	0,79653	0,01295	0,08404	0,00117	0,856312	0,06874	0,00096	890,9	28,59	520,2	6,94	58	92	114719	8036	3842	28456	1838847
039-054	borda	0,83241	0,01608	0,08766	0,00126	0,744081	0,06892	0,00122	896,3	36,24	541,7	7,44	60	100	121496	8549	4152	28071	1856981
039-047	borda	0,92711	0,01957	0,09551	0,00137	0,679536	0,07041	0,00143	940,5	41,02	588,1	8,08	63	29	130216	9475	2243	30977	1768325
039-087	borda	0,89136	0,0133	0,09312	0,00125	0,89964	0,06943	0,00088	911,7	25,85	574	7,36	63	101	114791	8163	4347	25025	1619050
039-057	borda	0,70853	0,00979	0,07943	0,00098	0,892929	0,06472	0,0008	765,1	25,71	492,7	5,87	64	69	128376	8565	2897	27362	1959438
039-044	borda	0,82465	0,01346	0,09153	0,00126	0,843396	0,06535	0,00093	785,5	29,48	564,6	7,47	72	49	94258	6313	2459	24128	1379340
039-060		6,99103	0,14054	0,33557	0,00487	0,721917	0,15115	0,00281	2359	31,44	1865,3	23,48	79	0	75091	11489	19445	172427	298241
039-076	borda	0,73593	0,01142	0,08733	0,00113	0,833845	0,06113	0,00084	643,7	29,34	539,7	6,71	84	11	99526	6133	889	23434	1432628
039-080		6,54338	0,09332	0,34165	0,00458	0,939965	0,13896	0,00164	2214,3	20,36	1894,6	22	86	33	43005	6155	6396	49828	165537
039-009	borda	0,72819	0,01119	0,08769	0,00118	0,875682	0,06024	0,0008	612	28,35	541,8	6,97	89	13	102487	6300	1196	24835	1531081
039-036		14,90262	0,22469	0,5011	0,00688	0,910632	0,21572	0,00271	2949	20,16	2618,5	29,55	89	2	36161	7960	6997	45445	96576
039-058		6,28554	0,0883	0,34511	0,00431	0,889	0,13213	0,00166	2126,4	21,86	1911,2	20,63	90	10	50771	6909	10054	83822	178544
039-088		11,89579	0,19451	0,46386	0,00654	0,862268	0,18603	0,00272	2707,3	23,93	2456,6	28,8	91	0	6620	1260	4999	34089	18748
039-002	borda	0,80249	0,01236	0,09525	0,00129	0,879318	0,06111	0,0008	643,1	27,97	586,5	7,61	91	0	89878	5631	1238	15402	1251260
039-052		9,41611	0,12572	0,42105	0,00521	0,926768	0,16226	0,00193	2479,4	19,94	2265,3	23,64	91	6	28927	4862	5573	39290	82671
039-019		7,0155	0,10829	0,36749	0,005	0,881444	0,13842	0,00181	2207,6	22,53	2017,6	23,57	91	3	68268	9590	6930	60198	246224
039-018		9,74835	0,14459	0,43076	0,00585	0,915616	0,16412	0,002	2498,6	20,4	2309,2	26,35	92	5	59975	9965	14073	104532	185495
039-032		9,26282	0,18959	0,42259	0,00672	0,776923	0,15902	0,00299	2445,3	31,52	2272,2	30,45	93	3	22237	3632	5970	49099	74994
039-051		0,698	0,0091	0,08573	0,00105	0,939443	0,05908	0,00068	569,9	24,54	530,2	6,22	93	0	124068	7598	841	19972	1743819
039-077		6,33706	0,10168	0,35396	0,00464	0,816989	0,12986	0,00188	2096,1	25,15	1953,5	22,11	93	0	25954	3385	6089	52210	92065
039-081	borda	0,75108	0,01109	0,091	0,00123	0,915416	0,05988	0,00074	599,4	26,62	561,4	7,25	94	2	114848	7102	1156	22121	1670504
039-040		11,9008	0,18716	0,47428	0,00658	0,882174	0,18201	0,00243	2671,2	21,98	2502,3	28,78	94	28	31921	5941	4943	37821	90476
039-028	borda	0,76892	0,01412	0,09271	0,00131	0,769469	0,06015	0,00099	609	35,09	571,5	7,75	94	12	88688	5403	943	20396	1290768
039-030	borda	0,8057	0,01398	0,09617	0,00135	0,809022	0,06076	0,00091	630,8	32,09	592	7,96	94	11	54011	3312	445	7761	762148
039-075		8,2965	0,13285	0,40442	0,00534	0,824597	0,14881	0,00217	2332,3	24,73	2189,4	24,5	94	0	13561	2036	12739	97847	41863
039-017		9,7571	0,14495	0,436	0,00592	0,913982	0,16229	0,002	2479,7	20,6	2332,7	26,59	94	0	35192	5783	5370	39866	107206
039-090		8,86497	0,13687	0,41788	0,00567	0,878821	0,15388	0,00205	2389,6	22,49	2250,8	25,79	94	0	33519	5270	7276	56700	105540
039-083		8,02225	0,11974	0,42838	0,0058	0,907101	0,13587	0,00173	2175,3	22,03	2298,4	26,18	106	0	20752	2898	3802	29516	63547