



UFRJ

Igor Vasconcelos Gomes

**Correlação de Domínios Geológicos para a Reconstrução da Porção Central do
Gondwana**

Trabalho de Conclusão de Curso
Geologia

UFRJ
Rio de Janeiro
Dezembro de 2018



UFRJ

Igor Vasconcelos Gomes

**Correlação de Domínios Geológicos para a Reconstrução da Porção Central do
Gondwana**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do
Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito
para a obtenção de grau de Bacharel em Geologia.
Orientadora: Renata da Silva Schmitt

UFRJ
Rio de Janeiro
Dezembro de 2018

Gomes, Igor Vasconcelos

Correlação de Domínios Geológicos para a Reconstrução da Porção Central do
Gondwana/ Igor Vasconcelos Gomes – Rio de Janeiro: UFRJ/IGEO 2018.

103 p.

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do
Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2018.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt.

1. Geologia 2. Índia 3. Gondwana 4. Reconstrução 5. Pan-Africano

Igor Vasconcelos Gomes

**Correlação de Domínios Geológicos para a Reconstrução da Porção
Central do Gondwana**

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

Orientadora: Renata da Silva Schmitt

Aprovado em:

Por:

Orientadora: Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

Julio Cesar Mendes (UFRJ)

José Carlos Sícoli Seoane (UFRJ)

*“Revelei grande segredo da minha imaginação ao criar asas e voar, sonhando descobrir
se era como inventei”* Lúcia Vasconcelos.

AGRADECIMENTOS

Este momento dificilmente estaria se concretizando caso não tivesse todo o suporte, dedicação, amor e carinho da minha família. Foram vocês quem começaram a pavimentar a estrada que me trouxe até aqui e a quem um dia espero poder retribuir por todos os sacrifícios que fizeram almejando que um dia eu pudesse chegar mais longe. Independente do que aconteça em nossas vidas eu sempre carregarei comigo os valores que transmitiram em cada pequeno gesto de gentileza e afeição. Em especial, agradeço à minha mãe que nunca deixou de me apoiar, incentivar e acreditar que o melhor sempre chegaria. Obrigado família, obrigado por tudo, eu amo muito vocês.

Aos amigos feitos durante o período nesta faculdade, alguns que certamente levarei para vida inteira, obrigado por me acolherem e compartilharem de todas as dificuldades que acompanham a graduação. Daniel Machado, que se divertiu e sofreu comigo em dois trabalhos de mapeamento; Cláudio Andrade, que sempre me ajudou em tudo que pôde; Caio Vilaça, uma amizade tardia, mas que rapidamente se tornou uma pessoa de grande apreço; Juliana Vilhena, uma das pessoas mais maravilhosas e admiráveis que conheci e que tornou-se grande amiga; e Gabriel Eloy, com certeza um dos maiores presentes que esse curso me deu em forma de amizade e companheirismo. Há tantos nomes: Jennifer, Luís Barreto, Felipe, Calvin, Camilla, Gisele, Giovani, Gabriela... a vocês e tantos outros só tenho a agradecer.

Agradeço aos professores que fizeram parte desta trajetória, me inspirando e me desafiando a aprender mais sobre a dinâmica deste planeta ainda tão misterioso. Agradeço também ao programa Ciências sem Fronteiras, que me ajudou a realizar um velho sonho ao realizar intercâmbio na Austrália. A experiência que tive lá mudou minha vida para sempre. Durante esta fase em particular, agradeço minha querida amiga Fernanda Henriques, que foi meu porto seguro durante o intercâmbio, e também ao Carlos Xavier, o gaúcho que só veio a somar para a minha vida desde que o conheci.

Um enorme agradecimento também a todos do CDGG – a GondFamily. Vocês me acolheram de uma maneira única e não fazem ideia de como tornaram minha vida mais feliz. Macarena, Rafael Fragoso, Pamêla, Fernando, Raisa, André... todos dessa grande família, e especialmente a Evânia, que sempre foi uma verdadeira mentora para mim e praticamente uma mãe dentro do laboratório. Por último, mas não menos importante, minha orientadora Renata Schmitt. Foi você quem mais acreditou no meu potencial, incentivou, aconselhou, desafiou e mais me fez crescer como profissional. Obrigado por impulsionar meu crescimento e acreditar no meu sucesso.

RESUMO

GOMES, Igor V. Correlação de Domínios Geológicos para a Reconstrução da Porção Central do Gondwana. Ano 2018, p. 103, Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O paleocontinente Gondwana formou-se durante a transição dos Éons Proterozóico e Fanerozóico, com a subducção de várias placas oceânicas e sucessivas colisões entre cráticos. Como resultado desses eventos termo-tectônicos formaram-se diversos sistemas orogênicos. A reconstrução do Gondwana depende do encaixe de inúmeros blocos pré-neoproterozoicos ao longo destas faixas móveis e respeitando as feições das margens continentais atuais geradas desde o Cretáceo. No centro do Gondwana, o subcontinente indiano é tido como um dos fragmentos continentais cujas relações com os blocos adjacentes mais apresenta inconsistências e variações dos modelos de reconstrução ao longo dos anos. Assim, apresenta-se neste trabalho a utilização de *piercing points*, feições geológicas continentais de escala litosférica, que podem ajudar a reconstituir esta grande massa continental dentro do Gondwana. O estudo abrange domínios do sul do subcontinente indiano, Madagascar, Sri Lanka, leste da Antártica e leste da África, ao longo dos sistemas orogênicos do Leste Africano e de Kuunga. O banco de dados do Projeto Gondwana (UFRJ-PETROBRAS) com a geologia na escala 1:5M foi utilizado para aprimorar a reconstrução deste há 183 Ma, sendo parte do IGCP-628 “Geological Map of Gondwana and its tectonic evolution”, financiado pela UNESCO e PETROBRAS. Os *piercing points* entre os blocos que hoje estão separados por até 7.000 Km são reconhecidos como: (a) estruturas de deformação subverticais (zonas de cisalhamento, falhas); (b) contatos entre terrenos geológicos distintos (zonas de sutura, transição cráticos-faixas móveis, etc); (c) derrames vulcânicos pré- a sin-ruptura do Gondwana; (d) terrenos com evolução crustal distinta; (e) terrenos com proveniências distintas (dados de zircão detriticos). Através da compilação, análise e comparação destes parâmetros e acréscimo de alguns dados offshore (i.e.: fraturas e anomalias magnéticas no assoalho oceânico) foi possível desenvolver um novo modelo para a reconstrução da porção central do Gondwana.

Palavras-chave: Geologia, Gondwana, Reconstrução.

ABSTRACT

GOMES, Igor V. Correlation of Geological Domains for the Central Portion of Gondwana Reconstruction. Year 2018, pp. 103, Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Gondwana palaeocontinent was assembled during the transition of the Proterozoic and Phanerozoic Eons, with the subduction of several oceanic plates and successive collisions between cratons. As a result of these thermo-tectonic events several orogenic systems were formed. The reconstruction of Gondwana depends on the fitting of numerous pre-Neoproterozoic blocks along these mobile belts and respecting the features of the current continental margins generated since the Cretaceous. In the centre of Gondwana, the Greater India is regarded as one of the continental fragments whose relations with the adjacent blocks further presents inconsistencies and variations of reconstruction models over the years. Thus, continental geological features of lithospheric scale, piercing points can be used to reconstruct this large continental mass within Gondwana. The study covers domains from the southern portion of Greater India, Madagascar, Sri Lanka, East Antarctica and eastern Africa, along the orogenic systems of East Africa and Kuunga. The Gondwana Project (UFRJ-PETROBRAS) database with 1:5M geology was used to improve the reconstruction of this palaeocontinent at 183 Ma, being part of the IGCP-628 "Geological Map of Gondwana and its tectonic evolution", financed by UNESCO and PETROBRAS. The piercing points between the blocks that are now separated by up to 7.000 km are recognized as: (a) subvertical deformation structures (e.g.: shear zones, faults); (b) contacts between distinct geological terrains (e.g.: suture zones, transition craton-mobile belt); (c) volcanic provinces prior to the disruption of Gondwana; (d) terranes with different crustal evolution; (e) terraines with distinct provenances (detrital zircon data). By compiling, analyzing and comparing these parameters and adding some offshore data (e.g.: fractures and magnetic anomalies in the ocean floor) it was possible to develop a new model for the reconstruction of the central portion of Gondwana.

Keywords: Geology, Gondwana, Reconstruction.

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: Mapa com as principais placas tectônicas globais atuais, com destaque para o subcontinente indiano. Setas vermelhas indicam direção e sentido de movimento das respectivas placas. Fonte: adaptado de USGS, acesso em 01/09/2018.....	19
FIGURA 2: Reconstrução do paleocontinente Gondwana durante o Jurássico, destacando o encaixe da porção sul do subcontinente indiano. Fonte: adaptado de Gondwana Map Project, acesso em 01/09/2018.....	20
FIGURA 3: Exemplo da utilização de modelo híbrido de SRTM e ETM+, onde as linhas em vermelho representam a delimitação de polígonos geológicos em etapa prévia ao ajuste geométrico e espacial.....	23
FIGURA 4: Exemplo da utilização de modelo híbrido de SRTM e ETM+, onde as linhas em azul representam a delimitação de polígonos geológicos em etapa posterior ao ajuste geométrico e espacial.....	24
FIGURA 5: Mapa Geológico do subcontinente indiano, um dos mapas gerados para a correlação de piercing points geológicos na porção central do Gondwana.....	25
FIGURA 6: Localização dos terrenos estudados na atual configuração global. Fonte: adaptado de Maps International, acesso em 28/09/2018.....	29
FIGURA 7: Massas continentais da porção central do Gondwana reconstruído para 183 Ma (Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition, 2017). Terrenos de Madagascar em tons de roxo, terrenos do Leste Africano em tons de vermelho, terrenos do subcontinente indiano em tons de verde, terrenos do Sri Lanka em tons de amarelo e terrenos da Antártica Leste em tons de amarelo.....	30
FIGURA 8: Extensão pós-colisional do Orógeno Leste Africano (630 to 550 Ma) em verde e extensão dos eventos colisionais do Orógeno Kuunga (570-530 Ma) em amarelo.	

Polígono vermelho indica a localização das áreas em estudo. Adaptado de Meert (2003).....32

FIGURA 9: Configuração do Gondwana há cerca de 500 Ma, com crátions representados em tons de vermelho e suturados por cinturões móveis, em tons de marrom e verde. Os cráton são: AA Arequipa/Antofalla; AM Amazonia; RA Río Apa; SL São Luís; PR, Parnaíba; SF, São Francisco; PP, Paranapanema; LA Luís Alves; RP Río de La Plata; KH Kalahari; B Bangweulu; TZ Tanzânia; CC Congo; WA Oeste da África; SH Sahara; DW Dharwar; GH Grunehogna; EA Antártica Leste; WAU West Australia; SAU Sul da Austrália; NAU Norte da Austrália. Os cinturões móveis são: 1- Pampeana; 2 - Caapucú High; 3 - Paraguai; 4 - Araguaia; 5 - Gurupi; 6 - Borborema (Norte e Central); 7 - Borborema (Sul); 8 - Rio Preto; 9 - Brasília; 10 - Araçuaí (Oeste), Ribeira (Paraíba/Embu); 10b - Apiaí; 11 - Araçuaí (Leste), Ribeira (Terreno Oriental) e Domínio Costeiro; 12 – Domínio Tectônico de Cabo Frio; 13 - Dom Feliciano, Kaoko (Costeiro); 14 - Cuchilla Dionísio; 15 - Nico Pérez; 16 - Saldania; 17 - Gariep; 18 - Damara; 19 - Kaoko (Centro-Leste); 20 – Cinturão Angolano; 21 – Oeste do Congo; 22 - Oubanguides; 23 - Dahomey; 24 - Rockelides; 25 - Anti-Atlas; 26 - Hoggar; 27 - Ad Dawadimi e Ar Rayn; 28 – Escudo Árabe/Núbio (Norte); 29 - Escudo Árabe/Núbio (Sul); 30 -Galana (Azania); 31 – Granulito Oeste; 32 – Granulito Leste; 33 - Zambesi; 34 - Lufilian; 35 – Bloco Nampula; 36 – Terra de Dronning Maud (Oeste); 37 – Terra de Dronning Maud (Montanhas Sor Rondane e Complexo Yamato-Bélgica); 38 – Costa do Príncipe Olavo/ Terra de Kemp (Complexo Lützow- Holm); 39 - Sri Lanka; 40 – Granulitos do Sul; 41 - Madagascar (Vohibory); 42 - Madagascar (Antananarivo, Androyen and Bemarivo); 43 - Seychelles; 44 – Margem retrabalhada do Complexo Napier; 45 – Ghats do Leste; 46 – Terra da Princesa Elizabeth; 47 – Platô de Meghalaya; 48 - Pinjarra; 49 - Petermann; 50 - Delamerian; 51 - Ross (Norte e Sul da Terra de Victoria); 52 - Ross (Montanhas Pensacola). Os terrenos exóticos que se separaram do núcleo do Gondwana durante o Paleozoico são representados em tons de cinza., nomes respectivamente: Ad –

Adria; Afg – Afghan (Helmand); Alb – Alborz; Ap – Apulia; Arm – Armorica; Cb – Chibcha; Cd – Cadomia; Ch – Chortis; Cu – Cuyania; Cs – Coahuila/Sabine; Ea – East Avalonia; F – Florida (Suwanee); He – Hellenic; I – Indochina; Ib – Iberia; Lh – Lhasa; Lut – Lut; M – Mauritia; Nch – North China; Ng – New Guinea; Ox – Oaxaquia; Pa – Paracas; Pe – Perunica; Qt – Qiangtang; S – Sibumasu; As – Sanadi; Sch – South China; Swb – South Westerm Borneo; Ta – Tarim – Tau – Taurides; Y – Yucatan (Maya); Ze – Zealandia. TKL representa o lineamento Transbrasiliano-Kandi. Adaptado de Schmitt *et al.*, 2018.....33

FIGURA 10: Mapa de domínios tectônicos do subcontinente indiano, com a área de estudo destacada por polígono em vermelho, representada na Figura 11. Cráttons indicados por letras pretas: AV – Aravalli; BK – Bundelkhand; BT – Bastar; DH – Dharwar; SG – Singhbhum. Províncias magmáticas indicadas por letras vermelhas: PMD – Província Magmática de Deccan; PMR – Província Magmática de Rajmahal. Cinturões móveis indicadores por letras em azul: TGN – Terreno de Granulitos do Norte; TGS – Terreno de Granulitos do Sul; TGO – Terreno Ghats Oriental; PM – Platô de Meghalaya; ZTIC – Zona Tectônica da Índia Central. Fonte: adaptado de Gondwana Map Project, acesso em 06/09/2018.....35

FIGURA 11: Mapa da porção sul do subcontinente indiano, destacando o Terreno de Granulitos do Sul e também o Terreno de Granulitos do Norte. Adaptado de Collins *et al.* (2014).....37

FIGURA 12: Mapa com principais blocos crustais do Sri Lanka e seus limites. Adaptado de Takamura *et al.*, 2015.....44

FIGURA 13: Mapa geológico simplificado do norte de Moçambique. Adaptado de Ueda *et al.* (2012), Macey *et al.* (2013) e Bicca *et al.* (2018). Reconstrução do Gondwana durante o Cambriano encontra-se no canto superior esquerdo, com localização dos orógenos

do Leste Africano (verde) e Kuunga (amarelo). Adaptado de Meert (2003).....48

FIGURA 14: Domínios tectônicos de Madagascar. Polígonos vermelhos destacam as áreas de estudos.....52

FIGURA 15: (a) Mapa geológico da área ao redor do Complexo Lützow-Holm, Antártica Leste. (b) Localização de exposições rochosas representativas na região da Baía de Lützow-Holm. (c) Localização das rochas em fácies anfibolito, transicional anfibolito-granulito, e fácies granulito, com locais de amostragens já realizadas no Complexo Lützow-Holm. Adaptado de Takahashi *et al.* (2017).....58

FIGURA 16: Reprodução do mapa geológico que promove correlações entre América do Sul e África. Adaptado de du Toit (1937).....62

FIGURA 17: Reprodução do Mapa Geológico do Gondwana. Adaptado de de Wit *et al.* (1988).....63

FIGURA 18: Modelo do Gondwana e setores adjacentes ainda amplamente ligados ao Pangeia, há cerca de 200 Ma. Fonte: Torsvik *et al.*, 2013.....64

FIGURA 19: Modelo para a porção central do Gondwana. Linha pretas pontilhadas inferem suturas entre terrenos. Fonte: Collins *et al.*, 2014.....64

FIGURA 20: Correlação entre o sul do subcontinente indiano com o Sri Lanka rotacionado cerca de 90°. Fonte: Liu et al., 2016.....65

FIGURA 21: Registro do intervalo de idades metamórficas predominantes na porção central do Gondwana com base na distribuição de minerais metamórficos. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BS – Bloco de Salem; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery;

VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.....69

FIGURA 22: Estimativa de idade do embasamento dos blocos que compõem a porção central do Gondwana (polígonos preenchidos) e idade das intrusões presentes em cada um deles. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BS – Bloco de Salem; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.....71

FIGURA 23: Distribuição das idades de grãos de zircão e monazita detriticos na porção central do Gondwana. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BS – Bloco de Salem; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.....74

FIGURA 24: Distribuição das idades modelo de Nd para os terrenos da porção central do Gondwana. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BS – Bloco de Salem; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento

de Anchankovil.....76

FIGURA 25: Mapa de contornos estruturais da porção central do Gondwana, incluindo a orientação preferencial das estruturas e as principais falhas e zonas de cisalhamento. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BS – Bloco de Salem; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.....78

FIGURA 26: Reconstrução proposta para a porção central do Gondwana, visto em escala 1:10M. Linhas sólidas representam a linha de costa de cada um dos fragmentos continentais, enquanto linhas pontilhadas representam a transição continente-oceano (OCT) de cada um dos terrenos. Os círculos próximos à costa do Sri Lanka representam dados provenientes de furos de sondagem, exagerados conforme a escala. Azul – Madagascar; Preto – subcontinente indiano; Roxo – Sri Lanka; Verde – Antártica Leste; Vermelho – África Leste. Reconstrução realizada no *software* GPlates e reprojetada para projeção geográfica no *software* ArcGIS.....86

FIGURA 27: Localização atual de possíveis fragmentos continentais correlacionados ao Gondwana, no Oceano Índico. Entre estes, as ilhas que teriam sido parte do microcontinente Mauritia (tons de marrom), Seychelles e Laxmi Ridge (tons de amarelo). Fonte: Ashwal *et al.*, 2017.....87

FIGURA 28: Reconstrução proposta para a porção central do Gondwana, vista em escala 1:5M. Linhas sólidas representam a linha de costa de cada um dos fragmentos continentais. Os círculos próximos à costa do Sri Lanka representam dados provenientes de

furos de sondagem, exagerados conforme a escala. Azul – Madagascar; Preto – subcontinente indiano; Roxo – Sri Lanka; Verde – Antártica Leste; Vermelho – África Leste. Reconstrução realizada no *software* GPlates e reprojetada para projeção geográfica no *software* ArcGIS....88

FIGURA 29: Reconstrução proposta para a porção central do Gondwana, vista em escala 1:5M. Linhas sólidas representam a linha de costa de cada um dos fragmentos continentais, enquanto linhas pontilhadas representam a transição continente-oceano (OCT) de cada um dos terrenos. Os círculos próximos à costa do Sri Lanka representam dados provenientes de furos de sondagem, exagerados conforme a escala. Azul – Madagascar; Preto – subcontinente indiano; Roxo – Sri Lanka; Verde – Antártica Leste; Vermelho – África Leste. Reconstrução realizada no *software* GPlates e reprojetada para projeção geográfica no *software* ArcGIS.....89

FIGURA 30: Mapa geológico da porção central do Gondwana, visto em escala 1:5M. Linhas pontilhadas representam a transição continente-oceano (OCT) de cada um dos terrenos. Os círculos próximos à costa do Sri Lanka representam dados provenientes de furos de sondagem, exagerados conforme a escala. Azul – Madagascar; Preto – subcontinente indiano; Roxo – Sri Lanka; Verde – Antártica Leste; Vermelho – África Leste. Reconstrução realizada no *software* GPlates e reprojetada para projeção geográfica no *software* ArcGIS....90

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Gráfico de tempo-espacó de eventos tectonotérmicos no NE de Moçambique (África Leste), Madagascar, Subcontinente indiano (Porção Sul), Sri Lanka e Antártica. 1 – Ghosh *et al.* (2004); 2 – Bhaskar Rao *et al.* (1996); 3 – Prakash *et al.* (2010); 4 – Bhaskar Rao *et al.* (2003); 5 – Collins *et al.* (2007b); 6 – Bartlett *et al.* (1998); 7 – Miller *et al.* (1996); 8 – Braun *et al.* (2007); 9 – Collins *et al.*, (2007a); 10 – Clark *et al.* (2009a); 11 – Brandt *et al.* (2011); 12 – Clark *et al.* (2009b); 13 – Santosh *et al.* (2005); 14 – Mohan *et al.*

(2013); 15 - Clark unpublished data; 16 – Kröner <i>et al.</i> (2012); 17 – Anderson <i>et al.</i> (2012); 18 – Plavsa <i>et al.</i> (2012); 19 – Teale <i>et al.</i> (2011); 20 – Sato <i>et al.</i> (2011b); 21 – Shabeer <i>et al.</i> (2005); 22 – Sato <i>et al.</i> (2010); 23 – Sato <i>et al.</i> (2011a); 24 – Tomson <i>et al.</i> (2006); 25 – Plavsa <i>et al.</i> (2014); 26 – Tomson <i>et al.</i> (2013); 27 – Kooijman <i>et al.</i> (2011); 28 – Raith <i>et al.</i> (2010); 29 – Santosh <i>et al.</i> (2012); 30 – Meißner <i>et al.</i> (2002); 31 – Sato <i>et al.</i> (2012); 32 – Cenki <i>et al.</i> (2004); 33 – Kitano <i>et al.</i> (2018); 34 – Santosh <i>et al.</i> (2014); 35 – Dharmapriya <i>et al.</i> (2017); 36 – Ng <i>et al.</i> (2017); 37 – Kröner <i>et al.</i> (2013); 38 – Takahashi <i>et al.</i> (2017); 39 – Takamura <i>et al.</i> (2018); 40 – Tucker <i>et al.</i> (2011, 2014); 41 – Boger <i>et al.</i> (2014); 42 – Santosh <i>et al.</i> (2017); 43 – Archibald <i>et al.</i> (2016); 44 – Rakotovao <i>et al.</i> (2014); 45 – Morrisey <i>et al.</i> (2015); 46 – Milisenda <i>et al.</i> (1991, 1994); 47 – Raase and Schenk (1994); 48 – Collins <i>et al.</i> (2012); 49 – Paquette <i>et al.</i> (1994); 50 – Kröner <i>et al.</i> (1996, 1999); 51 – Cox <i>et al.</i> (2004); 52 – Key <i>et al.</i> (2011). 53 – De Waele <i>et al.</i> (2009); 54 – Macey <i>et al.</i> (2010); 55 – Bicca <i>et al.</i> (2018); 56 – Bingen <i>et al.</i> (2009); 57 – Viola <i>et al.</i> (2008); 58 – Braun (2006); 59 – Brandt <i>et al.</i> (2014); 60 – Dharmapriya <i>et al.</i> (2015); 61 – Liu <i>et al.</i> (2016); 62 – Bingen <i>et al.</i> (2007); 63 – Boyd <i>et al.</i> (2010); 64 – Melezlik <i>et al.</i> (2008); 65 – Macey <i>et al.</i> (2013); 66 – Halpin <i>et al.</i> (2005); 67 – Kröner <i>et al.</i> (1987); 68 – Renjith <i>et al.</i> (2016); 69 – Kazami <i>et al.</i> (2016); 70 – Tsunogae <i>et al.</i> (2015).....	27
---	----

Tabela 2: Tabela comparativa de domínios tectônicos da porção central do Gondwana.....	81
---	----

SUMÁRIO

CAPA	I
CONTRA CAPA	II
FICHA CATALOGRÁFICA	III
AGRADECIMENTOS	VI
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
ÍNDICE DE TABELAS	XV
SUMÁRIO	XVII
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO.....	19
1.1 - Objetivos.....	21
1.2 - Justificativa.....	21
1.3 -Metodologia.....	22
1.4 - Localização da área de estudo.....	28
CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL.....	31
2.1 – Subcontinente indiano.....	34
2.1.1 - Terrenos e estruturas meridionais do subcontinente indiano.....	38
2.2 – Sri Lanka.....	43
2.2.1 – Terrenos do Sri Lanka.....	44
2.3 – África Leste.....	47
2.3.1 – Terrenos do Leste da África (Região de Moçambique).....	48
2.4 – Madagascar.....	51
2.4.1 – Terrenos de Madagascar.....	53
2.5 – Antártica Leste (Costa do Príncipe Olavo e Baía de Lützow- Holm).....	57
2.5.1 – Complexos rochosos do leste da Antártica.....	59

CAPÍTULO III – REVISÃO DOS MODELOS DE RECONSTRUÇÃO DO GONDWANA CENTRAL.....	61
CAPÍTULO IV – RESULTADOS.....	66
CAPÍTULO V – RECONSTRUÇÃO DO GONDWANA CENTRAL.....	85
CAPÍTULO VI - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92

Capítulo I – INTRODUÇÃO

O subcontinente indiano (SI) é a região peninsular do sul da Ásia onde situam-se os países da Índia, Paquistão, Bangladesh, Nepal, Butão, uma pequena porção da China e que por razões tectônicas engloba as ilhas do Sri Lanka e as Maldivas. Estes países perfazem a porção continental da Placa (ou sub-placa) Indiana (Fig. 1). Essa sub-placa tectônica foi gerada a partir da quebra do paleocontinente Gondwana em dois estágios: há cerca de 125 Ma, quando se segmentou da Antártica, e 85 Ma, quando se separou de Madagascar. A migração desta sub-placa desde o hemisfério sul até o hemisfério norte culminou em uma colisão com o sul do continente asiático dando início à formação da Cordilheira dos Himalaias, há aproximadamente 50 Ma.

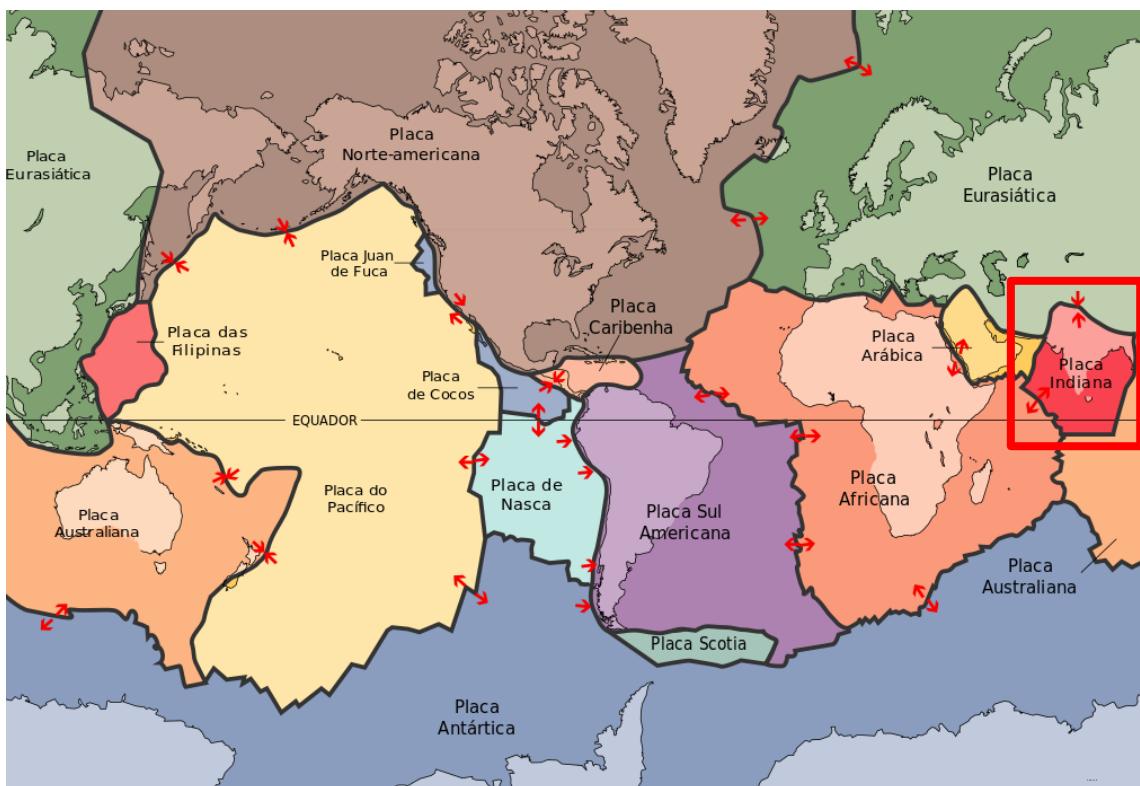


Figura 1. Mapa com as principais placas tectônicas globais atuais, com destaque para o subcontinente indiano. Setas vermelhas indicam direção e sentido de movimento das respectivas placas. Fonte: adaptado de USGS, acesso em 01/09/2018).

O subcontinente indiano e seus fragmentos continentais associados são peças chave no encaixe do Gondwana, pois localizavam-se no centro deste paleocontinente em contato com Austrália – encaixe leste, Antártica- encaixe sul e sudeste, Sri Lanka – encaixe sudeste, Madagascar- encaixe sudoeste oeste e África – encaixe oeste e noroeste (Fig. 2). Os contatos

entre o Subcontinente Indiano (SI) e esses terrenos, hoje separados por grandes oceanos, estão escondidos em margens passivas atuais formadas por riftes do Cretáceo (125 - 85 Ma). Já a porção norte do SI colidiu com a Ásia no Cenozóico, formando a Orogenia Himalaiana, que deformou e metamorfizou as unidades rochosas da antiga margem continental do Gondwana.

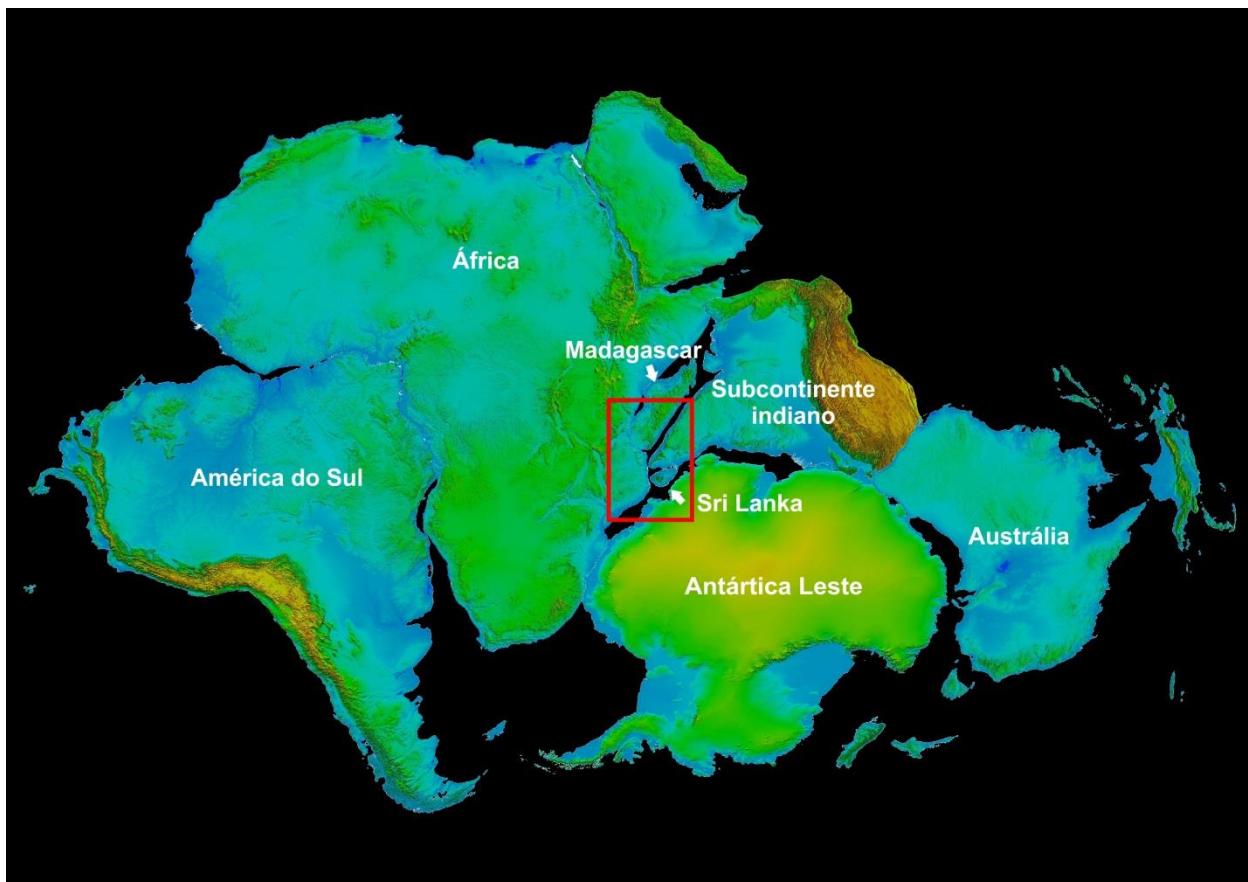


Figura 2. Reconstrução do paleocontinente Gondwana durante o Jurássico, destacando o encaixe da porção sul do subcontinente indiano. Fonte: adaptado de Gondwana Map Project, acesso em 01/09/2018.

Promover a correlação geológica entre os blocos rifteados do subcontinente indiano é uma ferramenta fundamental para reconstruir o Gondwana Oriental. Todavia, não existe um consenso para os modelos de reconstrução da porção central deste paleocontinente. Isto ocorre em função de três fatores principais: (i) insuficiência em dados paleomagnéticos disponíveis para cada uma destas áreas; (ii) grande diversidade de modelos geotectônicos que comumente, quando integrados, demonstram inconsistências; (iii) escassez de dados para o embasamento de alguns dos terrenos estudados tanto em âmbito geocronológico e litoestratigráfico, quanto em âmbito estrutural e de estudos isotópicos.

Este trabalho busca realizar uma comparação detalhada entre os terrenos geológicos, suas unidades litoestratigráficas e estruturas deformacionais, que afloram *onshore* nestes fragmentos continentais separados do subcontinente indiano, incluindo dados geoquímicos e

isotópicos. Para isso foram compiladas informações de diferentes publicações com o intuito de utilizar parâmetros comparativos que permitam melhorar a compreensão da gênese, evolução e relação compartilhada entre os terrenos estudados. A base de dados primária utilizada neste trabalho faz parte do acervo do Centro Digital Gondwana de Geoprocessamento (CDGG), do projeto “Revisão do Mapa Geológico do Gondwana (UFRJ-PETROBRAS) também cadastrado como IGCP-628 na UNESCO. Com base nesta detalhada compilação busca-se elencar *piercing points* geológicos a fim de se propor um melhor encaixe para a porção central do Gondwana e consequentemente um aprimoramento do modelo de reconstrução paleogeográfico para todo o paleocontinentene.

1.1 - Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é correlacionar a geologia *onshore* de quatro fragmentos continentais conectados com a porção sul do subcontinente indiano no Jurássico (Sri Lanka, Antártica Leste, África Leste e Madagascar), através da análise e detalhamento do banco de dados geológicos do novo Mapa Geológico do Gondwana escala 1:5M, a fim de aprimorar os atuais modelos de encaixe e a reconstrução do centro-leste deste paleocontinente. Para atingir sua finalidade principal, os objetivos específicos foram definidos como: (I) Confecção de um banco de dados dos fragmentos continentais com a compilação da geologia destes terrenos, com parâmetros tais como: unidades litológicas, dados isotópicos, proveniência e geocronologia; (II) Confecção de um banco de dados dos fragmentos continentais com a compilação das estruturas deformacionais de escala crustal (1:5M), com atributos como geometria e cinemática; (III) Integração dos bancos de dados em uma nova proposta de modelo de reconstrução do Gondwana no Jurássico, identificando e caracterizando elementos geológicos que servem como *piercing points* na correlação dos fragmentos.

1.2 – Justificativa

Embora haja consenso em diversos tópicos relacionados à evolução do subcontinente indiano e seus terrenos adjacentes durante o período em que o Gondwana existiu, a grande quantidade de inconsistências e diferentes interpretações quanto à maneira com a qual este bloco se conectava com os demais ainda gera muita controvérsia. Assim, uma compilação de informações e reinterpretação de dados realizada com foco na reconstrução paleogeográfica se

faz útil para aprimorar o conhecimento da evolução deste subcontinente e, por sua vez, do próprio Gondwana.

O banco de dados geológico compilado ao longo de oito anos no projeto “Revisão do Mapa Geológico do Gondwana” da UFRJ/PETROBRAS, cadastrado também na UNESCO como IGCP-628 – “O projeto mapa do Gondwana – o mapa geológico e a evolução tectônica do Gondwana”, em escala 1:5M e atualizado até 2018, é a melhor fonte de dados como ponto de partida para atingir o objetivo deste trabalho. Assim, é possível contestar e comparar os controversos modelos publicados sobre o encaixe dos terrenos integrantes do Gondwana Leste, pouco antes do início de sua definitiva separação no Cretáceo.

Em síntese, a proposta principal deste trabalho é colaborar para o melhor entendimento da correlação geológica e estrutural do subcontinente indiano com os blocos com qual era conectado durante o Jurássico e como possivelmente estes terrenos estavam interligados. Além disto, o produto final deste trabalho será integrado no modelo de reconstrução produzido para o novo Mapa Geológico do Gondwana 1:5M a ser publicado em 2019.

1.3 – Metodologia

A metodologia deste trabalho foi desenvolvida exclusivamente no Centro Digital de Geoprocessamento do Gondwanana (CDGG) na UFRJ, detalhada abaixo em etapas:

(a) Revisão bibliográfica da geologia regional dos blocos continentais em foco, assim como dos modelos de reconstrução pré-existentes. Esta etapa consistiu em um amplo levantamento bibliográfico (i.e., mapas, teses, dissertações, artigos publicados em periódicos). A representação de cada mapa geológico atualizado segue projeção geográfica, *datum* WGS84, produzidos com auxílio do *software* ArcGIS (versão 10.2.2), em escala 1:5 M. A revisão dos trabalhos sobre os modelos de reconstrução, por sua vez, teve como objetivo identificar incoerências e analisar diferentes interpretações para o encaixe dos blocos continentais sob estudo. Com esta revisão bibliográfica aprofundada, pôde-se definir os blocos continentais a serem detalhados e a área foco do projeto.

(b) Análise e avaliação do banco de dados geológicos do projeto Gondwana para cada um dos blocos continentais aqui estudados, para revisar e aprimorar os mapas geológicos dos mesmos. Através de fotointerpretação de imagens de satélite e mapas de MDE (Modelo Digital de Elevação), SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) e modelos híbridos entre estes citados, foram minudenciados e melhor traçados os polígonos geológicos e as estruturas de escala crustal. Estas imagens foram fornecidas diretamente por profissionais de geoprocessamento do CDGG e representam um conteúdo de alta qualidade no que diz respeito à geometria e posicionamento global. Concomitantemente ao processo de geração de polígonos, é realizado um refinado ajuste espacial destes para representar unidades geológicas (Fig. 3 e 4), aprimorando do georreferenciamento. Ao mesmo tempo foi feita a revisão dos dados presentes na tabela de atributos do mapa geológico do Gondwana na escala 1:5M (i.e., litotipo, idade do protólito, geoquímica, evento tectônico associado). A revisão cartográfica/geológica destes mapas é fundamental para as etapas subsequentes de encaixe dos fragmentos continentais.

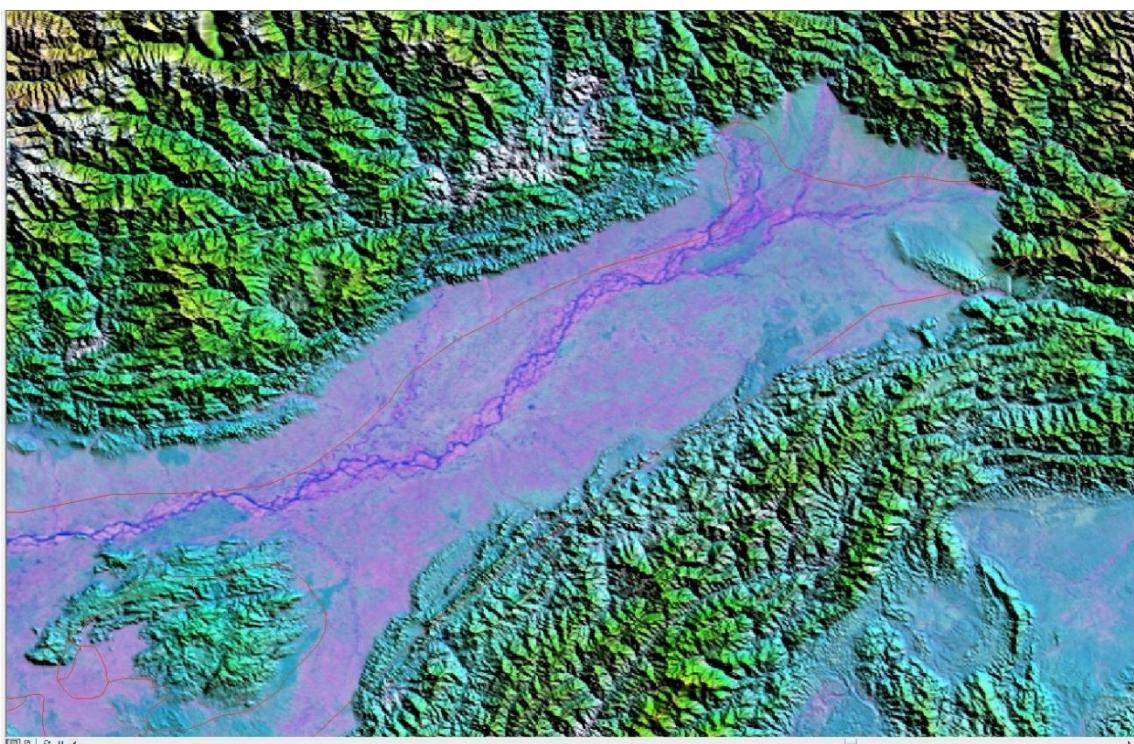


Figura 3: Exemplo da utilização de modelo híbrido de SRTM e ETM+, onde as linhas em vermelho representam a delimitação de polígonos geológicos em etapa prévia ao ajuste geométrico e espacial.

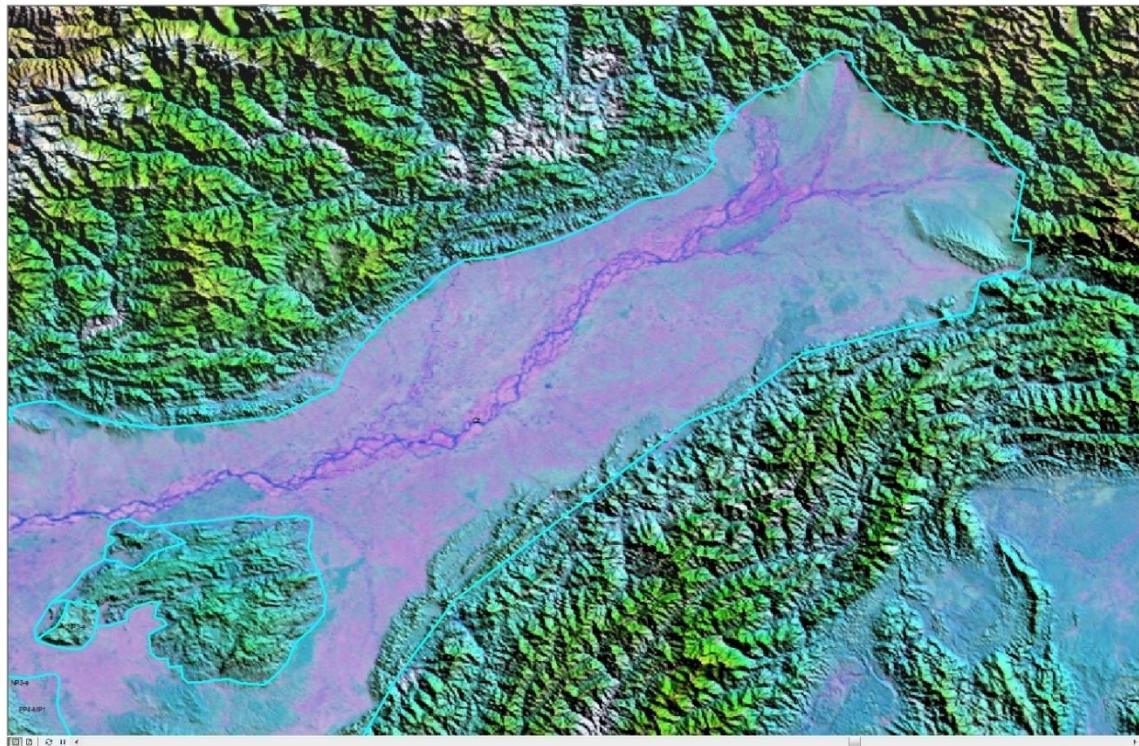


Figura 4: Exemplo da utilização de modelo híbrido de SRTM e ETM+, onde as linhas em azul representam a delimitação de polígonos geológicos em etapa posterior ao ajuste geométrico e espacial.

(c) Consolidação de mapas geológicos do subcontinente indiano e os fragmentos adjacentes na escala 1:5M, bem como dos fragmentos continentais a serem comparados e respectiva confecção do layout final destes (Fig. 5). O banco de dados atualizado propiciou a confecção de mapas geológicos sob uma mesma legenda e projeção geográfica, facilitando desta maneira uma série de correlações entre os domínios escolhidos para este estudo.

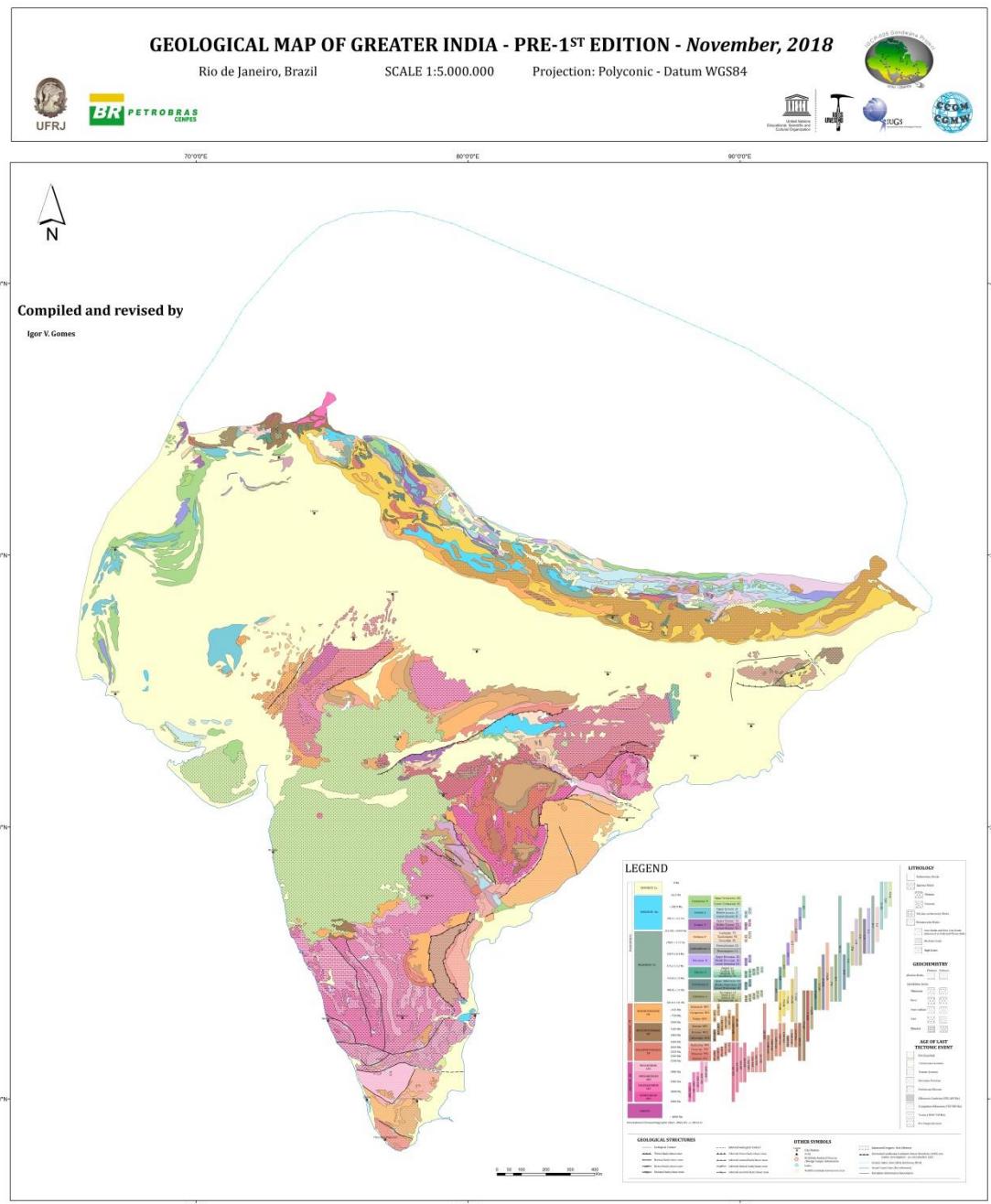
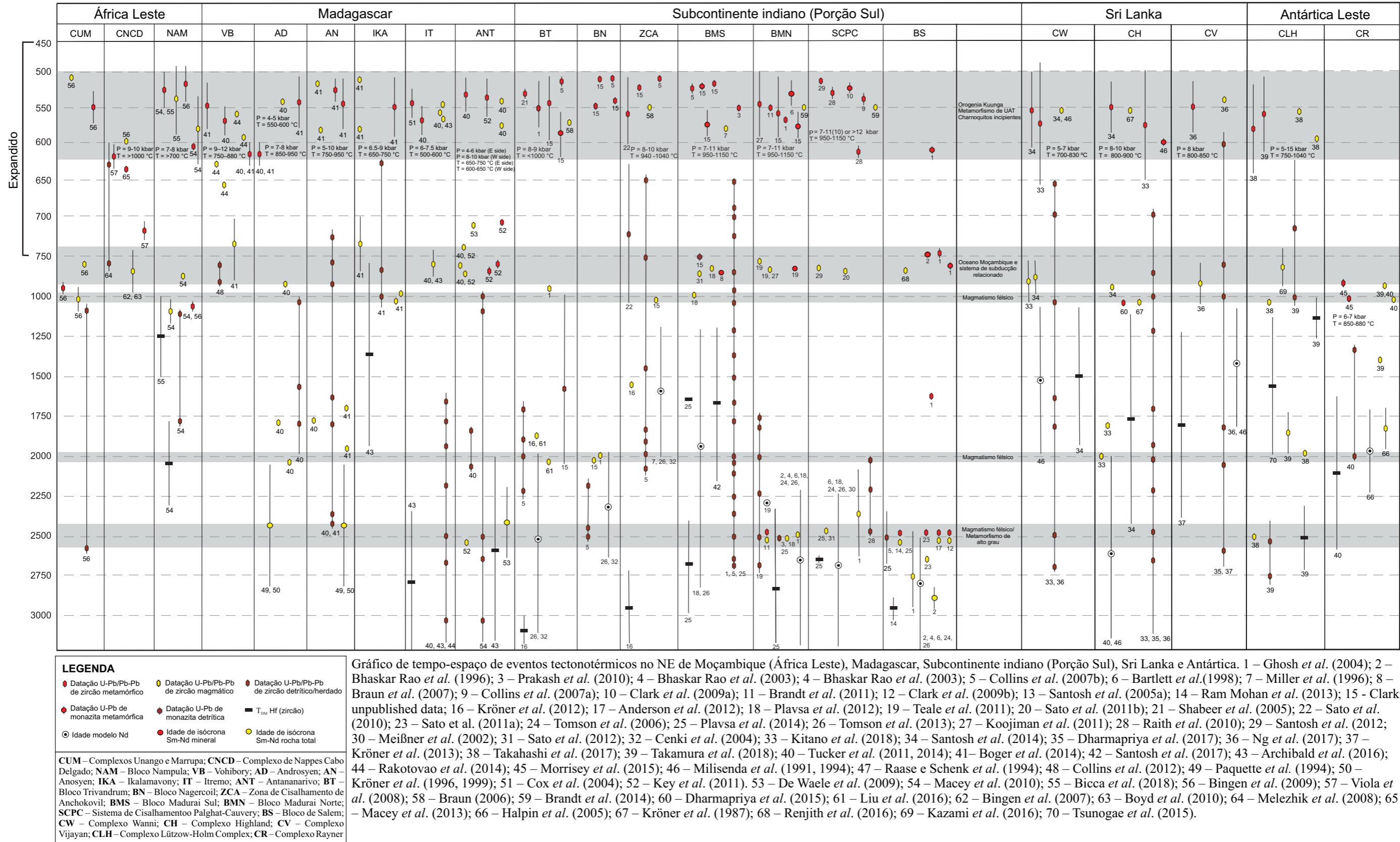


Figura 5: Mapa Geológico do subcontinente indiano, um dos mapas gerados para a correlação de *piercing points* geológicos na porção central do Gondwana.

(d) Confecção de tabelas comparativas dos blocos continentais em estudo com os atributos de cada terreno geológico (Tabelas 1 e 2). A Tabela 1, modificada a partir do modelo de Collins *et al.* (2014), inclui informações publicadas em mais de 60 artigos científicos diferentes. Os dados compilados incluem os tipos de rochas que constituem os terrenos, datações U-Pb/Pb-Pb de grãos de zircão magmáticos, metamórficos, detriticos/herdados, datações de U-Pb de grãos de monazita metamórficos e detriticos, idade modelo Hf em zircão ($Hf T_{DM}$), idade modelo de Nd para rocha total ($Nd T_{DM}$), idades de isócrona Sm-Nd mineral e para rocha

total. A partir disto é feita a confecção de mapas temáticos para auxiliar na interpretação de cada um dos parâmetros compilados, com auxílio do *software* CorelDraw X5. A Tabela 2 compara individualmente os parâmetros presentes na Tabela 1 e nos mapas temáticos, a fim de gerar agrupamentos entre domínios que demonstrem afinidade geológica considerável. As informações compiladas nesta etapa incluem eventos do Paleoarqueano até o limite entre o Neoproterozoico e o Cambriano.



(e) Adição de dados *offshore* das margens continentais nos mapas dos fragmentos estudados. Os dados referem-se à: batimetria, posição da zona de transição crosta oceânica e crosta continental (OCT), dados de amostras de rochas continentais obtidas por testemunhos de sondagem e/ou por dragagem.

(f) Confecção de um modelo de reconstrução para esta porção do Gondwana no Jurássico com os dados levantados, com auxílio do *software* G-Plates. Após definido o pólo de rotação para cada fragmento continental, os dados são trabalhados no *software* ArcGIS. Esta reconstrução se dá com base principalmente na correlação de *piercing points*, que são definidos como uma feição geológica (preferencialmente linear) que é cortada por algum tipo de falha e então deslocada. Reconfigurando-se o *piercing point* de volta à sua posição original, estima-se a quantidade de deslocamento sofrida por tal feição para que assim seja estabelecida sua possível configuração primária (Keller & Pinter, 2002).

Estes pontos de conexão podem ser de diferentes grandezas e naturezas, como por exemplo: (I) estruturas deformacionais subverticais (i.e., falhas e zonas de cisalhamento); (II) contatos geológicos distintos (i.e., zonas de sutura, transição cráton-faixa móvel); (III) depósitos vulcânicos pré- a sin-rifte do Cretáceo tardio (i.e, Província magmática de Deccan, na Índia, e seus equivalentes em Madagascar); (IV) terrenos geológicos de mesma afinidade crustal (i.e, bloco Trivandrum, na Índia, e Complexo Highland, no Sri Lanka); (V) terrenos geológicos de mesma proveniência (i.e., comparação das idades de grãos de zircão detriticos).

(g) - Confecção de monografia e publicação de artigo científico em periódico.

1.4 – Localização da área de estudo

Atualmente os terrenos que compõem este estudo estão dispersos ao longo de cinco blocos continentais diferentes (Fig. 5). Eles são divididos em (I) subcontinente indiano, com ênfase na porção sul da Índia; (II) Sri Lanka, incluindo toda a ilha que compõe o território do país homônimo; (III) África Leste, com ênfase particular na porção nordeste do Moçambique; (IV) Madagascar, o que inclui porções centrais e do sul da ilha; e (V) Antártica Leste (ou Antártica Oriental), restrito a uma estreita porção de rochas aflorantes ao longo das margens da Baía de Lützow-Holm.



Figura 6: Localização dos terrenos estudados na atual configuração global. Fonte: adaptado de Maps International, acesso em 28/09/2018.

Com base no modelo de reconstrução do *Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition* (2017), estes cinco blocos continentais foram categorizados e subdivididos conforme parâmetros geológico-estruturais que caracterizam diferentes terrenos tectônicos neles presentes (Fig. 6).

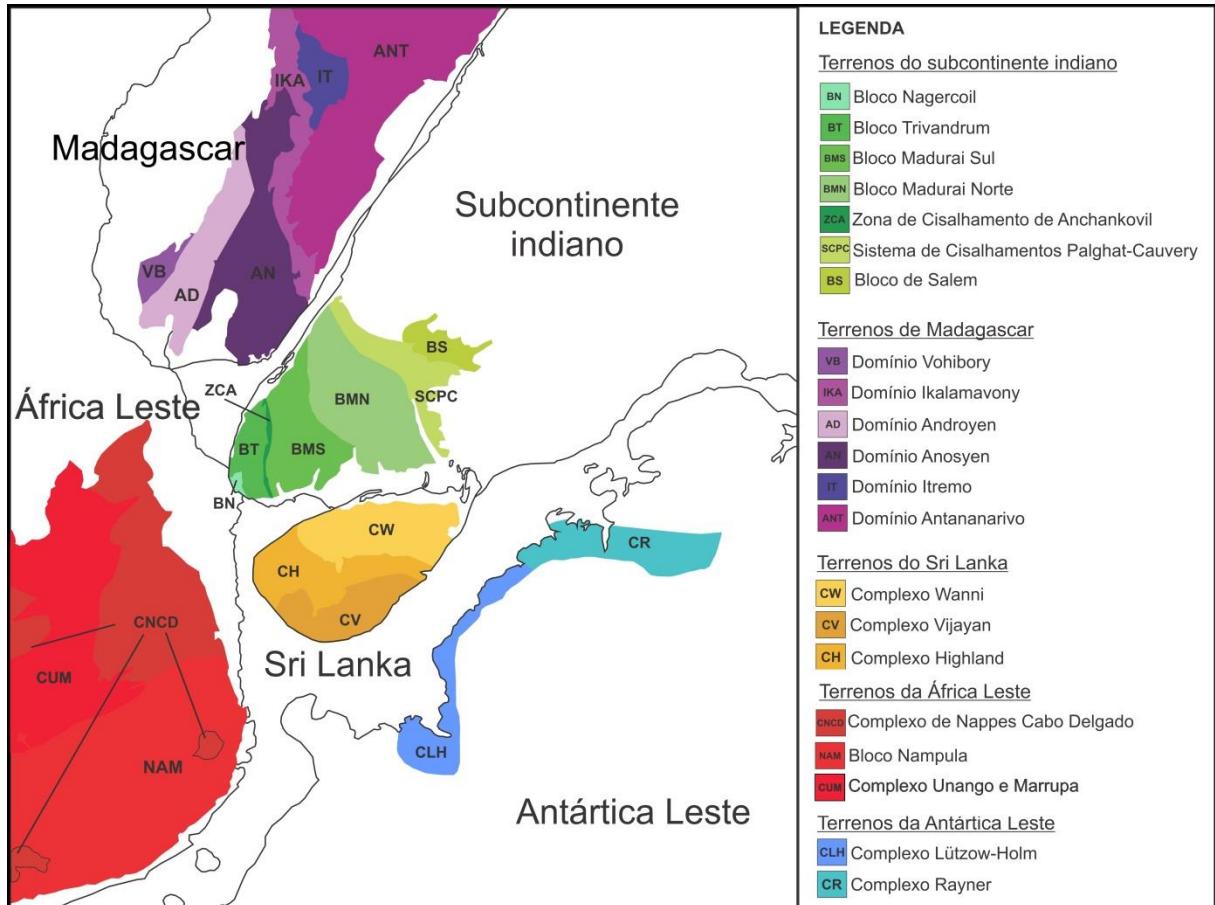


Figura 7: Massas continentais da porção central do Gondwana reconstruído para 183 Ma (Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition, 2017). Terrenos de Madagascar em tons de roxo, terrenos do Leste Africano em tons de vermelho, terrenos do subcontinente indiano em tons de verde, terrenos do Sri Lanka em tons de amarelo e terrenos da Antártica Leste em tons de amarelo.

Capítulo II – GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo engloba terrenos geológicos presentes hoje em cinco massas continentais distintas, porém que compartilham uma evolução geológica muito semelhante. A formação do supercontinente Gondwana ocorreu na transição dos Éons Proterozoico para o Fanerozoico e finalizou com a subducção de diversas placas oceânicas, tendo como consequência sucessivas colisões de blocos continentais pré-neoproterozoicos (Collins, 2006; Schmitt *et al.*, 2018). Como resultado destes eventos termo-tectônicos do Pan-africano/Brasiliense, formaram-se dois orógenos essenciais para compreensão do processo de amalgamação do Gondwana (Fig. 8). O primeiro é o Orógeno Leste Africano (630-550 Ma), que se estende da Península Arábica pelo leste africano até a Antártica e marca o principal estágio de amalgamação entre o Gondwana Oriental (Austrália–Índia–Antártica) e Gondwana Ocidental (África–América do Sul). O segundo é o Orógeno Kuunga (570-530 Ma), cuja extensão é delimitada desde o oeste da Austrália até o oeste da África, documentando a principal colisão entre as porções norte e sul do Gondwana (Meert, 2003; Grantham *et al.*, 2013).

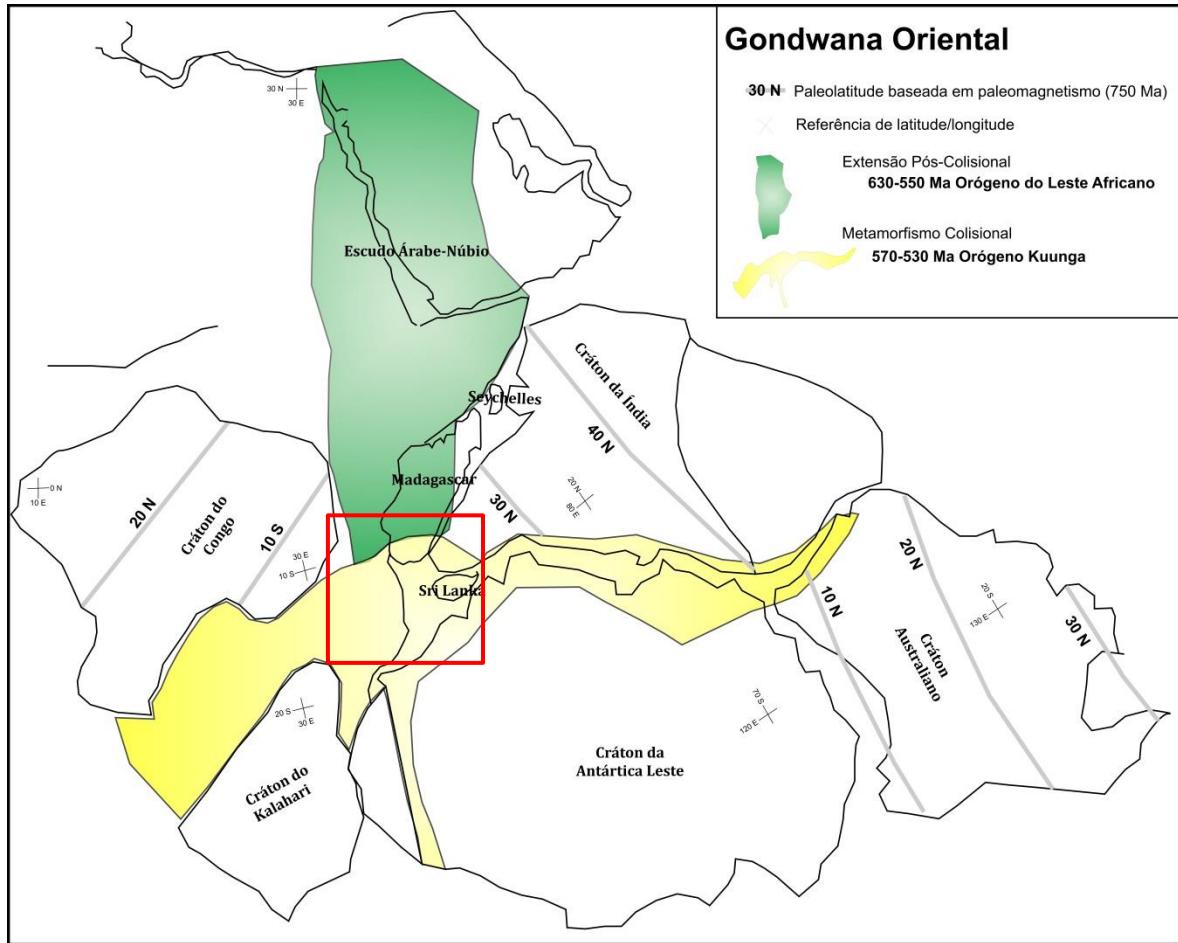


Figura 8: Extensão pós-colisional do Orógeno Leste Africano (630 to 550 Ma) em verde e extensão dos eventos colisionais do Orógeno Kuunga (570-530 Ma) em amarelo. Polígono vermelho indica a localização das áreas em estudo. Adaptado de Meert (2003).

Mais recentemente esse modelo simplificado é questionado por Schmitt *et al.* (2018) que mostram uma complexidade no processo de convergência dos blocos pré-Gondwana, cujas dimensões eram menores, sugerindo a presença de vários continentes no Neoproterozoico (Fig. 9). Desta maneira, hoje é consenso que não existiu um Gondwana Oeste e um Gondwana Leste, mas sim vários blocos. A alternância das orogenias em blocos continentais das porções leste e oeste do Gondwana reforçam essa perspectiva (Schmitt *et al.*, 2018). Todavia, em ambos modelos (Meert, 2003; Schmitt *et al.*, 2018), a região de encaixe foco deste trabalho apresenta um cruzamento de eventos orogênicos de distintas idades, o que aumenta a complexidade da reconstrução para esta área e provavelmente é um dos motivos da proposição de modelos tão discrepantes na literatura (i.e., Torsvik *et al.*, 2013; Reeves, 2014, Liu *et al.*, 2016).

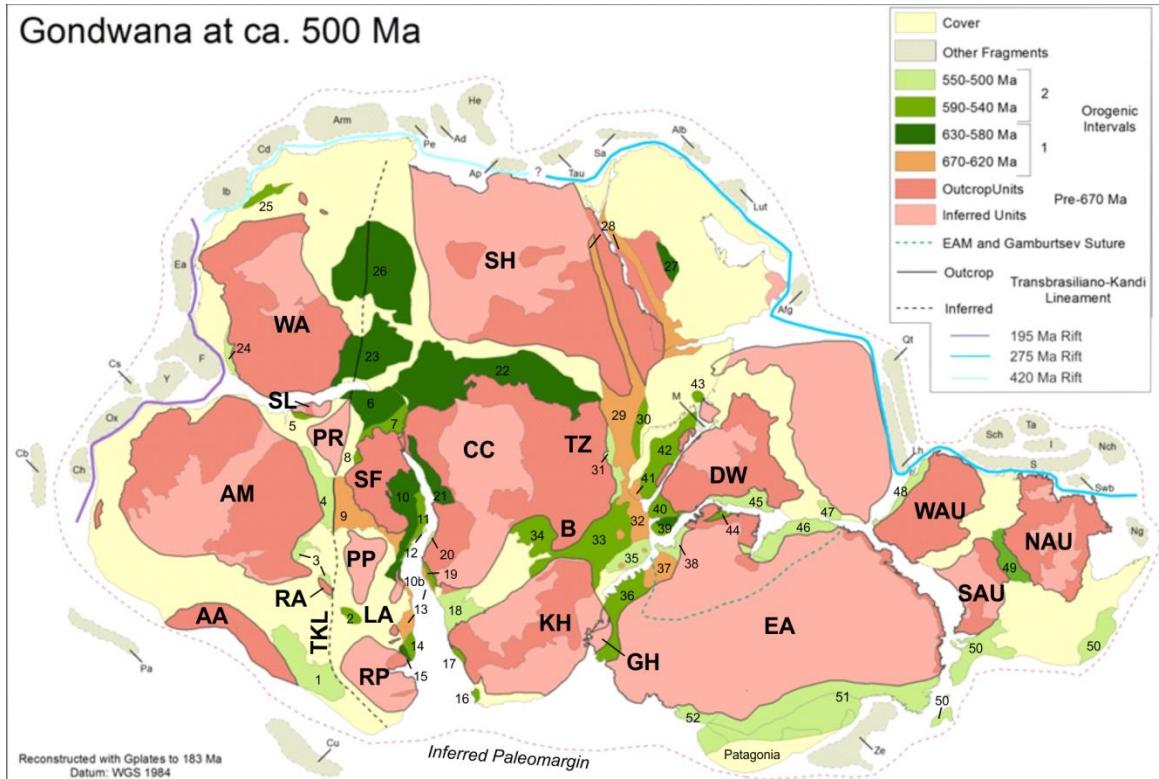


Figura 9: Configuração do Gondwana há cerca de 500 Ma, com cráticos representados em tons de vermelho e suturados por cinturões móveis, em tons de marrom e verde. Os cráticos são: AA Arequipa/Antofalla; AM Amazonia; RA Río Apa; SL São Luís; PR, Parnaíba; SF, São Francisco; PP, Paranapanema; LA Luís Alves; RP Río de La Plata; KH Kalahari; B Bangweulu; TZ Tanzânia; CC Congo; WA Oeste da África; SH Sahara; DW Dharwar; GH Grunehogna; EA Antártica Leste; WAU West Australia; SAU Sul da Austrália; NAU Norte da Austrália. Os cinturões móveis são: 1 - Pampeana; 2 - Caapucú High; 3 - Paraguai; 4 - Araguaia; 5 - Gurupi; 6 - Borborema (Norte e Central); 7 - Borborema (Sul); 8 - Rio Preto; 9 - Brasília; 10 - Araçuaí (Oeste), Ribeira (Paraíba/Embu); 10b - Apiaí; 11 - Araçuaí (Leste), Ribeira (Terreno Oriental) e Domínio Costeiro; 12 - Domínio Tectônico de Cabo Frio; 13 - Dom Feliciano, Kaoko (Costeiro); 14 - Cuchilla Dionísio; 15 - Nico Pérez; 16 - Saldanha; 17 - Gariep; 18 - Damara; 19 - Kaoko (Centro-Leste); 20 - Cinturão Angolano; 21 - Oeste do Congo; 22 - Oubanguides; 23 - Dahomey; 24 - Rockelides; 25 - Anti-Atlas; 26 - Hoggar; 27 - Ad Dawadimi e Ar Rayn; 28 - Escudo Árabe/Núbio (Norte); 29 - Escudo Árabe/Núbio (Sul); 30 - Galana (Azania); 31 - Granulito Oeste; 32 - Granulito Leste; 33 - Zambesi; 34 - Lufilian; 35 - Bloco Nampula; 36 - Terra de Dronning Maud (Oeste); 37 - Terra de Dronning Maud (Montanhas Sor Rondane e Complexo Yamato-Bélga); 38 - Costa do Príncipe Olavo/ Terra de Kemp (Complexo Lützow- Holm); 39 - Sri Lanka; 40 - Granulitos do Sul; 41 - Madagascar (Vohibory); 42 - Madagascar (Antananarivo, Androyen e Bemarivo); 43 - Seychelles; 44 - Margem retrabalhada do Complexo Napier; 45 - Ghats do Leste; 46 - Terra da Princesa Elizabeth; 47 - Platô de Meghalaya; 48 - Pinjarra; 49 - Petermann; 50 - Delamerian; 51 - Ross (Norte e Sul da Terra de Victoria); 52 - Ross (Montanhas Pensacola). Os terrenos exóticos que se separaram do núcleo do Gondwana durante o Paleozoico são representados em tons de cinza, nomes respectivamente: Ad - Adria; Afg - Afghan (Helmand); Alb - Alborz; Ap - Apulia; Arm - Armorica; Cb - Chibcha; Cd - Cadomia; Ch - Chortis; Cu - Cuyania; Cs - Coahuila/Sabine; Ea - East Avalonia; F - Florida (Suwanee); He - Hellenic; I - Indochina; Ib - Iberia; Lh - Lhasa; Lut - Lut; M - Mauritia; Nch - North China; Ng - New Guinea; Ox - Oaxaquia; Pa - Paracas; Pe - Perunica; Qt - Qiangtang; S - Sibumasu; As - Sanadi; Sch - South China; Swb - South Western Borneo; Ta - Tarim - Tau - Taurides; Y - Yucatan (Maya); Ze - Zealandia. TKL representa o lineamento Transbrasiliano-Kandi. Adaptado de Schmitt *et al.*, 2018.

Até meados do Jurássico (ca. 180 Ma), estes terrenos permaneceram aglutinados como parte do Gondwana, até que foram progressivamente passando por estágios de quebra e rifte, quando por fim vieram a assumir as configurações dos dias atuais (Torsvik *et al.*, 2013;

Reeves, 2014). Neste capítulo será apresentada uma revisão da geologia regional de cada um dos fragmentos aqui em foco.

2.1 – Subcontinente indiano

O bloco denominado subcontinente indiano (SI) é a região peninsular do sul da Ásia onde situam-se os países da Índia, Bangladesh, Nepal, Butão, porções da China e do Paquistão e que por razões tectônicas engloba as ilhas do Sri Lanka e as Maldivas. Esta delimitação é configurada conforme a disposição das massas continentais presentes sobre a Placa (ou sub-placa) Indiana. Esse fragmento continental foi gerado a partir da quebra do Gondwana há cerca de 125 Ma, quando se segmentou da Antártica, e 85 Ma, quando se separou de Madagascar (i.e: Chatterjee *et al.*, 2013; Reeves, 2014). A migração deste fragmento continental do hemisfério sul para o norte culminou em uma colisão com o sul do continente asiático dando início à formação da Cordilheira dos Himalaias, há aproximadamente 50 Ma (i.e: Chen *et al.*, 2018).

Geologicamente o SI é um grande mosaico de blocos cratônicos (Fig. 10). Dentre os cráticos que originam o denominado Escudo Indiano, estão o Dharwar, Bastar (também chamado de Bhandara), Singhbhum, Bundelkhand e Aravalli. Todos estes terrenos supracitados são compostos por diversas gerações de gnaisses, granitos e cinturões de rochas verdes (*greenstone belts*) cujas idades variam entre 3,6-2,6 Ga (Saha *et al.*, 2016a). Os cráticos de Dharwar, Bastar e Singhbhum estão separados dos terrenos ao norte do Escudo Indiano por meio de uma extensa faixa móvel, denominada de Zona Tectônica da Índia Central (ZTIC). De orientação ENE-WSW, as rochas da ZTIC teriam sido retrabalhadas há cerca de 2,1 e 1,8 Ga, além de 1,2-0,9 Ga e são correlacionadas à amalgamação do Supercontinente Colúmbia e Rodínia, respectivamente (Saha *et al.*, 2016b). Por outro lado, as faixas móveis na porção leste do SI (Fig. 10), o Platô de Meghalaya e o Terreno Ghats Oriental, apresentam registros que sugerem participação tanto na amalgamação de Rodínia, porém principalmente nos eventos de consolidação do Gondwana, durante os eventos do Pan-africano.

As rochas ao norte do SI constituem fragmentos de um embasamento arqueano e proterozoico, além de vasta diversidade de rochas do Fanerozoico. Devido ao metamorfismo e deformação da Orogenia Himalaiana, parte da evolução dos protólitos é obliterada (polígono laranja na Fig. 10). Os sedimentos provenientes da Cordilheira do Himalaia acabam por sobrepor parte do embasamento do Escudo Indiano em extensas bacias de ante-país, dispostos paralelamente à cadeia de montanhas (Acharyya e Saha, 2018; Chen *et al.*, 2018). Somado a

isso, o estudo e compreensão de parte do embasamento cristalino do SI também é prejudicado em função dos espessos depósitos de Grandes Províncias Ígneas (LIPs) que recobrem considerável área de seu território. Dentre estas LIPs, a maior é a Província Magmática de Deccan (ca. 66 Ma); outra de grande relevância é a Província Magmática de Rajmahal (ca. 105 Ma). Ambas estão relacionadas aos diferentes estágios de fragmentação do SI no Gondwana. (Ernst *et al.*, 2013).

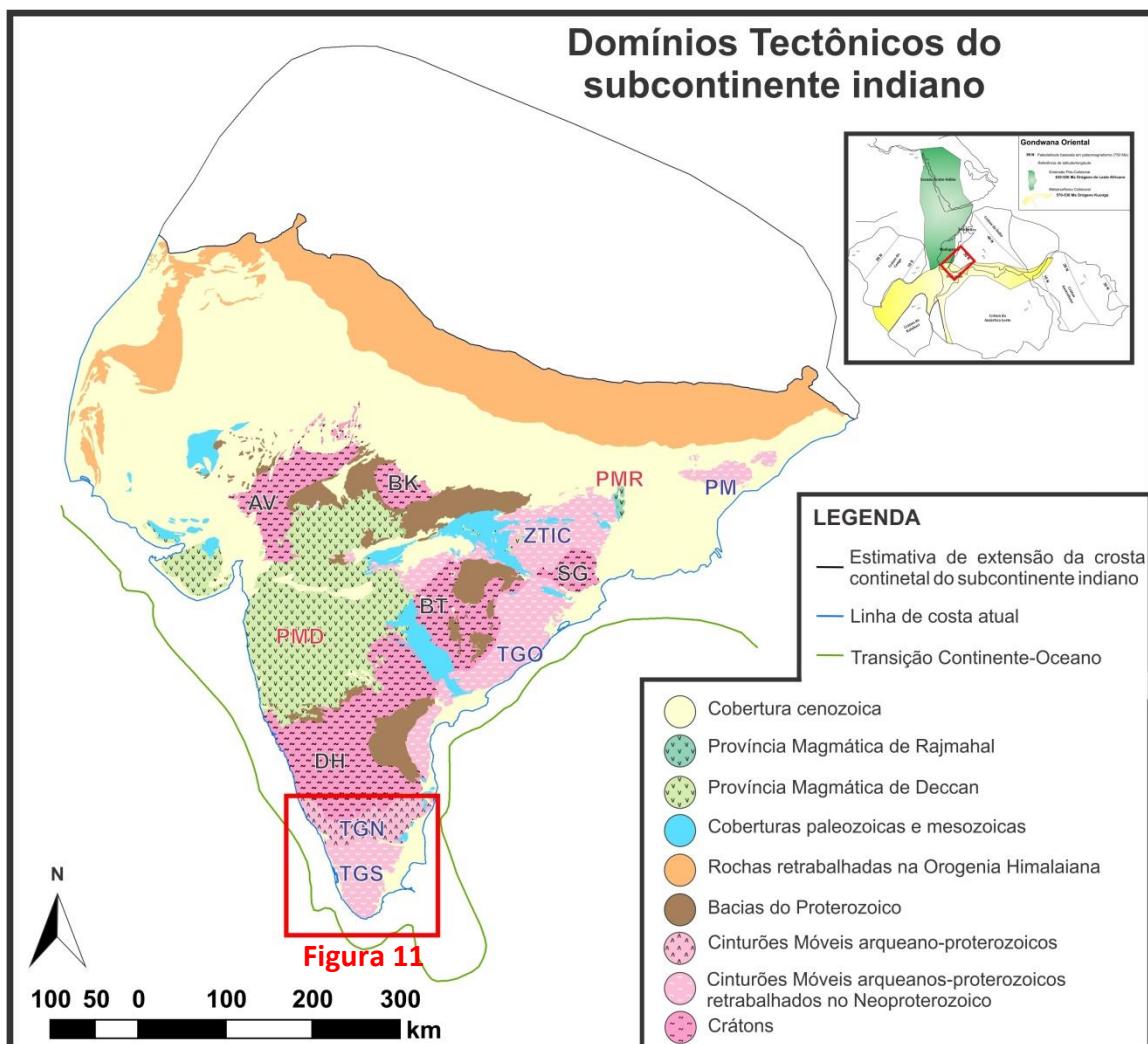


Figura 10: Mapa de domínios tectônicos do subcontinente indiano, com a área de estudo destacada por polígono em vermelho, representada na Figura 11. Cráttons indicados por letras pretas: AV – Aravalli; BK – Bundelkhand; BT – Bastar; DH – Dharwar; SG – Singhbhum. Províncias magmáticas indicadas por letras vermelhas: PMD – Província Magmática de Deccan; PMR – Província Magmática de Rajmahal. Cinturões móveis indicadores por letras em azul: TGN – Terreno de Granulitos do Norte; TGS – Terreno de Granulitos do Sul; TGO – Terreno Ghats Oriental; PM – Platô de Meghalaya; ZTIC – Zona Tectônica da Índia Central. Fonte: adaptado de Gondwana Map Project, acesso em 06/09/2018.

No extremo sul da região peninsular da Índia (Fig. 10 e 11), estão o Terreno de Granulitos do Norte (TGN) e Terreno de Granulitos do Sul (TGS), detalhados no item 2.1.1. Estes são peça chave para compreender a história e mecanismos de formação do Gondwana, pois estão situados em posição central em grande parte das reconstruções do Neoproterozoico tardio e início do Cambriano (i.e. Meert, 2003; Schmitt *et al.*, 2018). Em contato com o limite sul do Cráton Dharwar, o TGN é composto por charnoquitos e enderbitos do Meso- a Neoarqueano que foram submetidos à deformação e metamorfismo em fácies granulito durante o Neoarqueano-Paleoproterozoico (Peucat *et al.*, 1993; Clark *et al.*, 2009a; Sato *et al.*, 2011a; Anderson *et al.*, 2012). Possivelmente o TGN também foi retrabalhado em diferentes momentos do Neoproterozoico (Ghosh *et al.*, 2004; Bhutani *et al.*, 2007; Collins *et al.*, 2014) embora estudos mais conclusivos ainda sejam necessários para compreender a extensão e influência destes eventos nesta região. Para este trabalho, o Bloco Salem (BS) e o Sistema de Cisalhamentos E-O Palghat-Cauvery (SCPC), que representa o limite entre TGN e TGS (Chetty, 1996; Chetty and Bhaskar Rao, 2006; Clark *et al.*, 2009b; Santosh *et al.*, 2009a), serão utilizados como elementos amostrais para representar o TGN como um todo.

O TGS, por sua vez, compreende domínios crustais de grande variedade litológica e estrutural que foram aglutinados em diferentes momentos da história da Terra (Fig. 10 - Brandt *et al.*, 2014). Neste contexto estão envolvidos o Bloco Madurai (BM), subdividido em porções Norte e Sul (BMN e BMS), o Bloco Trivandrum (BT), sendo o Bloco Nagercoil (BN) uma subdivisão do mesmo, e a zona de transição entre BM e BT que é representada pela Zona de Cisalhamento Anchankovil (ZCA). Todos estes terrenos que compõem o TGS apresentam metamorfismo de alto grau entre o Neoproterozoico e o início do Cambriano (Ghosh *et al.*, 2004; Brandt *et al.*, 2011; Dutta *et al.*, 2011, Collins *et al.*, 2014).

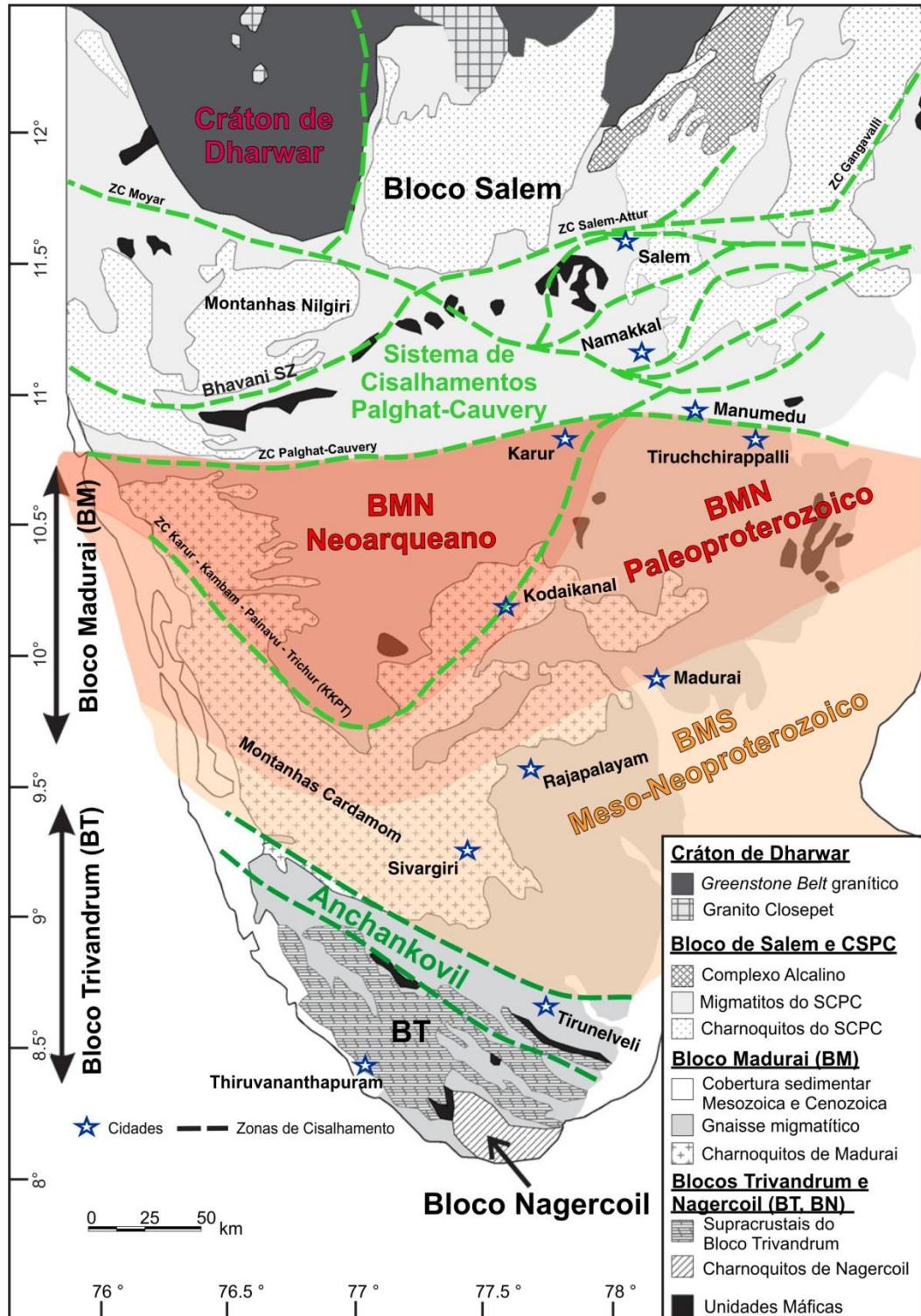


Figura 11: Mapa da porção sul do subcontinente indiano, destacando o Terreno de Granulitos do Sul e também o Terreno de Granulitos do Norte. Adaptado de Collins *et al.* (2014).

2.1.1 – Terrenos e estruturas meridionais do subcontinente indiano

Bloco Salem (BS)

O Bloco Salem está situado diretamente ao sul da porção central do Cráton de Dharwar e ao norte do Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery (Fig. 11). Caracterizado por ser um terreno predominantemente compostos por ortognaisses e seus equivalentes charnoquíticos, também possui assembleias que incluem granulitos maficos e rochas paraderivas de alto grau (Ghosh *et al.*, 2004; Clark *et al.*, 2009a; Saitoh *et al.*, 2011; Sato *et al.*, 2011a; Anderson *et al.*, 2012; Collins *et al.*, 2014). É provável que estes granulitos sejam os equivalentes metamórficos do Cráton Dharwar, uma vez que o limite entre os dois é progressivo e sem distinção litológica ou suturas aparentes (Collins *et al.*, 2014 e referências nele contidas). Dados geocronológicos apontam para protólitos do Mesoarqueano até o Neoarqueano (Bartlett *et al.*, 1998; Bhaskar Rao *et al.*, 2003; Ghosh *et al.*, 2004; Collins *et al.*, 2014). Adicionalmente, Renjith *et al.* (2016) identificam um rítfe abortado no limite SW do bloco, com a presença de plútuns alcalinos de 830 Ma (Fig. 11). A proveniência sedimentar neste domínio é restrita entre o Arqueano e início do Paleoproterozoico (2.7-2.45 Ga - (Plavsa *et al.*, 2014).

Há registros e indícios de diversos eventos metamórficos no Bloco Salem. O mais antigo deles, em fácies granulito, é atribuído a um evento Neoarqueano-Paleoproterozoico (~2490 Ma), em condições de alta pressão, estimadas em ~820–860 °C e 14–16 kbar (Peucat *et al.*, 1993; Clark *et al.*, 2009a; Sato *et al.*, 2011a; Anderson *et al.*, 2012). Ao sul do bloco, complexos maficos e ultramáficos neoarqueanos (Yellappa *et al.*, 2012) proporcionam idades de isócrona Sm-Nd mineral de cerca de 880 Ma (Bhutani *et al.*, 2007) e 730 Ma (Bhaskar Rao *et al.*, 1996), que sugerem um metamorfismo de alta pressão (\leq 14 kbar) durante o período Toniano (Collins *et al.*, 2014). Por último, esta área foi submetida ao metamorfismo de alto grau metamórfico durante o limite Ediacarano-Cambriano (Ghosh *et al.*, 2004; Bhutani *et al.*, 2007), embora as condições envolvidas ainda sejam pobemente mensuradas. Charnoquitos ao norte do Bloco Salem registram idades modelo T_{DM} (Nd) variando entre 3500-3200 Ma (Tomson *et al.*, 2013), ao passo que idades T_{DM} (Nd) se estendendo até 2500 Ma foram obtidas em rochas no sul do bloco (Tomson *et al.*, 2006, 2013).

Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery (SCPC)

Localizado na margem sul do Bloco Salem, o Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery é uma zona caracterizada por uma rede anastomosada de cisalhamentos predominantemente dextrais, tipicamente de 1–10 km de extensão (Fig. 10 - Chetty *et al.*, 2003; Tomson *et al.*, 2006). Predominam unidades litológicas neoarqueanas deformadas, entre elas gnaisses charnoquíticos que sofreram retrometamorfismo e hornblenda-gnaisses migmáticos intercalados com rochas supracrustais que incluem metapelitos, mármore, quartzitos e rochas calcissilicáticas (Chetty, 1996). Adicionalmente, corpos ultramáficos/máficos do Neoproterozoico contendo gabros e plagiogranitos (Yellappa *et al.*, 2010) foram identificados e datados em 780 Ma (Sato *et al.*, 2011b; Santosh *et al.*, 2012). Foram interpretados por estes autores como produtos de uma supra-sudução durante o Toniano, associada com o consumo do Oceano Moçambique. Rochas paraderivadas do SCPC fornecem idades modelo de Nd para rocha total e idades U-Pb em grãos de zircão detriticos que sugerem deposição durante ou após o Paleoproterozoico (Raith *et al.*, 2010). Datações U-Pb em zircão e monazita estimam que o SCPC passou por um evento de alto grau metamórfico há cerca de 530 Ma (Raith *et al.*, 2010; Santosh *et al.*, 2012). Ainda, estudos recentes apontam que as rochas desta região podem ter sido sujeitadas a metamorfismo de alta pressão (>15 kbar) em fácies eclogito (Shimpo *et al.*, 2006; Tsunogae and Santosh, 2006; Santosh *et al.*, 2009a).

Bloco Madurai Norte (BMN)

O Bloco Madurai, em seu setor norte (BMN), é composto predominantemente por maciços de charnoquitos, enderbitos, metagranitoides e gnaisses TTG (Fig. 11 - Santosh *et al.*, 2017). A idade modelo Sm-Nd para rocha total fornece valores entre 3170–2200 Ma para rochas localizadas no nordeste do bloco (Bartlett *et al.*, 1998; Bhaskar Rao *et al.*, 2003), enquanto idades U-Pb de zircão para a mesma região fornecem dados consistentes entre 2550–2500 Ma (Ghosh *et al.*, 2004; Brandt *et al.*, 2011; Plavsa *et al.*, 2012). Os metagranitoides arqueano-paleoproterozoicos do BMN proporcionaram idades modelo T_{DM} (Nd) entre 3.0 e 2.5 Ga (Plavsa *et al.*, 2012), similares aos dados obtidos por (Teale *et al.*, 2011), T_{DM} (Nd) de 2287 Ma e T_{DM} (Hf) entre 2.5 e 2.3 Ga. Diferentes eventos magmáticos também são registrados na região: ígneas maficas entre 850-820 Ma e ígneas felsicas de ca.

765 Ma (Teale *et al.*, 2011; Sato *et al.*, 2011).

A proveniência de grãos de zircão detriticos em quartzitos analisados por Teale *et al.* (2011) indica idades que vão desde 2700 Ma até 1900 Ma. Estes valores são condizentes com os estudos de proveniência de grãos detriticos realizados por Sato *et al.* (2011), embora este último inclua uma amostra aproximadamente concordante do Mesoproterozoico (1400 Ma). Poucos grãos de zircão do Neoproterozoico são encontrados nesta região, embora tenham sido constatadas idades de ~830 e 760 Ma (i.e. Teale *et al.*, 2011; Sato *et al.*, 2011), que podem estar relacionadas a fontes proximais ao corpos intrusivos do Toniano. A idade do metamorfismo neste bloco é bem estabelecida entre 600–480 Ma por métodos U-Pb em zircão e monazita (Braun *et al.*, 2007; Brandt *et al.*, 2011; Clark *et al.*, 2015). Além disto, há também registros de metamorfismo ocorrido no início do Paleoproterozoico (Brandt *et al.*, 2011), em período similar àquele obtido no Bloco Salem, ao norte.

Bloco Madurai Sul (BMS)

Não há um limite ou sutura para definir com precisão o limite entre BMN e BMS, mas uma separação com bases em dados isotópicos tem sido amplamente utilizada para auxiliar nos estudos do BM (Plavsa *et al.*, 2012). A porção sul do BMS, é limitada pela Zona de Cisalhamento de Anchokvil, que funciona como faixa de transição até o Bloco Trivandrum (Fig. 11). Caracterizado por metagranitoides, gnaisses charnoquíticos, enderbitos, metagabros e quartzitos (Santosh *et al.*, 2017), as rochas metamórficas ortoderivadas deste terreno são datadas em períodos particulares de 1025 Ma, 780 Ma e 650 Ma (Plavsa *et al.*, 2012; Santosh *et al.*, 2017). Estudos isotópicos realizados por Plavsa *et al.* (2012) em metagranitoides tonianos do bloco proporcionaram valores T_{DM} (Nd) entre 1.7 e 1.4 Ga. Em contrapartida, os estudos realizados por Santosh *et al.* (2017) em suíte alcalina de granitos-charnoquitos-enderbitos (ca. 780 Ma) demonstram valores T_{DM} (Hf) entre 2.2 e 1.2 Ga.

Quartzitos neoproterozoicos forneceram idades U-Pb em zircão detritico cujas populações variam entre 2900 Ma e 600 Ma, com picos em 2.9-2.8 Ga, 2.7-2.6 Ga, 2.5-2.3 Ga, 2.1-2.0 Ga e 0.9 Ga (Li *et al.*, 2017), e bordas metamórficas entre 580-500 Ma. As condições atingidas durante o metamorfismo no BMS são estimadas em valores similares aos do BMN, com pressões de 7-11 kbar e temperaturas de 950-1150°C (Collins *et al.*, 2007).

Zona de Cisalhamento de Anchankovil (ZCA)

Caracterizada por demarcar o limite sul do Bloco Madurai com o limite norte do Bloco Trivandrum, a Zona de Cisalhamento de Anchankovil (ZCA) é um lineamento NW-SE com proeminente assinatura magnética (Rajaram *et al.*, 2003), indicado também como um limite isotópico entre os dois terrenos supracitados (Fig. 11; Braun, 2006). Apesar de ser interpretado como uma zona de cisalhamento (Sacks *et al.*, 1997; Rajesh e Chetty, 2006), alguns autores questionam se seria mesmo uma zona de alto *strain* (Radhakrishna *et al.*, 1990) ou se ela tem cinemática predominantemente sinistral (Drury *et al.*, 1984), dextral (Sacks *et al.*, 1997), uma combinação de ambos (Rajesh e Chetty, 2006) ou se é uma ampla zona de deformação (Ghosh *et al.*, 2004; Cenki and Kriegsman, 2005). Pesquisas de caráter geofísico demonstram que a ZCA possui crosta densa e relativamente dúctil logo abaixo, o que suporta a hipótese de que ela represente uma sutura entre terrenos (Santosh *et al.*, 2009). Inúmeras rochas metamórficas e ígneas são incorporadas na ZCA, como granada-biotita gnaisses, metapelitos com sillimanita e grafita (kondalitos), ortognaisses com ortopiroxênios, granulitos, rochas calcissilicáticas e alguns quartzitos. Os protólitos mais antigos na área são datados em aproximadamente 1550 Ma (Kröner *et al.*, 2012), havendo também registros de protólitos félscos há cerca de 1000 Ma (Clark *et al.*, submetido). A idade modelo (Nd) fornecida para este as rochas tonianas (i.e. Cenki *et al.*, 2004; Tomson *et al.*, 2013) implica em idades que variam entre 2000 Ma e 1200 Ma.

Grãos de zircão detriticos de rochas paraderivadas da ZCA produzem idades que variam do Paleoproterozoico ao Neoproterozoico, onde estima-se ocorrer a idade máxima de deposição, apesar de muitos dos resultados serem discordantes (Collins *et al.*, 2007). Estudos realizados por Sato *et al.* (2010) corroboram para a definição do metamorfismo na área, onde o evento Pan-Africano teria ocorrido há cerca de 550-525 Ma. As condições de pressão e temperatura são avaliadas entre 5–9.5 kbar e 700–1040 °C (Ishii *et al.*, 2006; Santosh *et al.*, 2009b).

Bloco Trivandrum (BT)

O Bloco Trivandrum (BT) é separado do Bloco Madurai por meio da Zona de Cisalhamento Anchankovil, ao norte (Fig. 11). Como um todo, este terreno é dominado por gnaisses paraderivados, incluindo gnaisses félscos com granada (localmente conhecidos como leptinitos) e granada-cordierita-sillimanita gnaisse (kondalitos). Este último inclusive

leva à nomenclatura alternativa para esta unidade tectônica - O Cinturão de Kondalitos de Kerala (Chacko *et al.*, 1987). Protólitos ígneos e charnoquitos do Paleoproterozoico (~1900 Ma) na porção norte do BT são sugeridos por Kröner *et al.* (2012) como possíveis áreas fonte para as rochas. Além dos gnaisses e charnoquitos paleoproterozoicos, há diversas suítes de granitos alcalinos e sienitos do Neoproterozoico, deformados e metamorfizados durante o evento Pan-Africano (Braun, 2006). Os gnaisses charnoquíticos do BT, segundo estudos de Kröner *et al.* (2012), fornecem valores de T_{DM} (Hf) entre 3140 Ma e 2950 Ma.

A maior parte dos protólitos paraderivadas do Bloco Trivandrum possui grãos de zircão detriticos cuja proveniência envolve áreas fonte do Neoarqueano ao Paleoproterozoico, no intervalo de 2500 até 1850 Ma, com picos em 2200, 2000 e 1900 Ma (Collins *et al.*, 2007). A idade do metamorfismo no BT é restrito entre 550 e 510 Ma segundo estudos que utilizaram termocronômetros de alto grau, como U-Pb zircão e monazita (Collins *et al.*, 2014 e referências nele contidas). Alguns estudos reportaram a presença de uma população de monazitas de 620–560 Ma, preservadas no núcleo de porfiroblastos (Santosh *et al.*, 2006a). Até o momento ainda não é claro o que estas monazitas representam: se são detriticas, hidrotermais ou indicativas de um evento metamórfico anterior (Collins *et al.*, 2014). O evento orogenético que afetou as rochas desta área causou metamorfismo em condições de fácies granulito, com pressão e temperatura em torno de 5 kbar e 750 °C no centro do bloco e aumentando progressivamente para norte e sul até cerca de 10–12 kbar e 1000 °C (Chacko *et al.*, 1987; Tadokoro *et al.*, 2008).

Bloco Nagercoil (BN)

A porção sudeste do Bloco Trivandrum é dominada por charnoquitos maciços, granada-biotita gnaisses e augen-gnaisses graníticos que alguns autores isolam como uma unidade tectônica à parte — o Bloco Nagercoil (Fig. 11; Santosh *et al.*, 2006b). Os dados de U-Pb de zircão revelam idades do Paleoproterozoico, entre 2050 Ma e 1900 Ma, para seus protólitos, similares aos intervalos do domínio adjacente, o BT (Santosh *et al.*, 2006b). Entre os poucos modelos isotópicos de confiabilidade para estas rochas do Paleoproterozoico, Cenki *et al.* (2004) obteve idades modelo TDM (Nd) de 2600-2200 Ma. Santosh *et al.* (2009a) propõem um contexto de subducção do tipo Pacífico prévia à amalgamação do Gondwana, com base em uma afinidade adakítica das rochas e suas características geoquímicas e petrológicas.

Quanto às rochas paraderivadas, grão de zircão detriticos parecem ter suas

proveniências restritas entre o intervalo de 2500 a 2200 Ma (Collins *et al.*, 2007). Poucos estudos tentaram mensurar as condições metamórficas das rochas presentes nesta área, porém assume-se que sejam muito similares às do BT, com idades metamórficas entre 550-500 Ma (Santosh *et al.*, 2003).

2.2 – Sri Lanka

A ilha de Sri Lanka, que comporta país homônimo, está localizada no Oceano Índico, sendo separada da costa sul da Índia por meio do Golfo de Bengala (Fig. 6). Geologicamente é subdivida em três grandes terrenos tectônicos, possuindo uma vasta cobertura do Cenozoico na margem oeste-noroeste, assim como pequenas bacias sedimentares do Paleozoico e Mesozoico (Fig. 12; Takamura *et al.*, 2015). Os três principais terrenos geológicos do Sri Lanka (Fig 12) são o Complexo Wanni (CW) à oeste e norte, o Complexo Highland (CH) no centro-sul, e Complexo Vijayan (CV) ao leste da ilha. Um quarto terreno, o Complexo Kadugannawa, é separado por diversos autores em função de algumas de suas características litológicas. No entanto, extensivos trabalhos de campo demonstraram uma evolução e características muito similares àquelas do Complexo Wanni (CW), por isto estas unidades são atualmente unificadas (Kehelpannala, 1997). O contato entre CH e CV é bem definido por um empurrão sub-horizontal (Kehelpannala, 1997; Kröner *et al.*, 2013) com CH sendo transportado no sentido leste sobre CV, formando inclusive algumas klippe (Kehelpannala, 1997). Já o limite entre CH e CW ainda é mal definido, embora seja inferido como uma zona de cisalhamento dúctil (Kehelpannala, 1997).

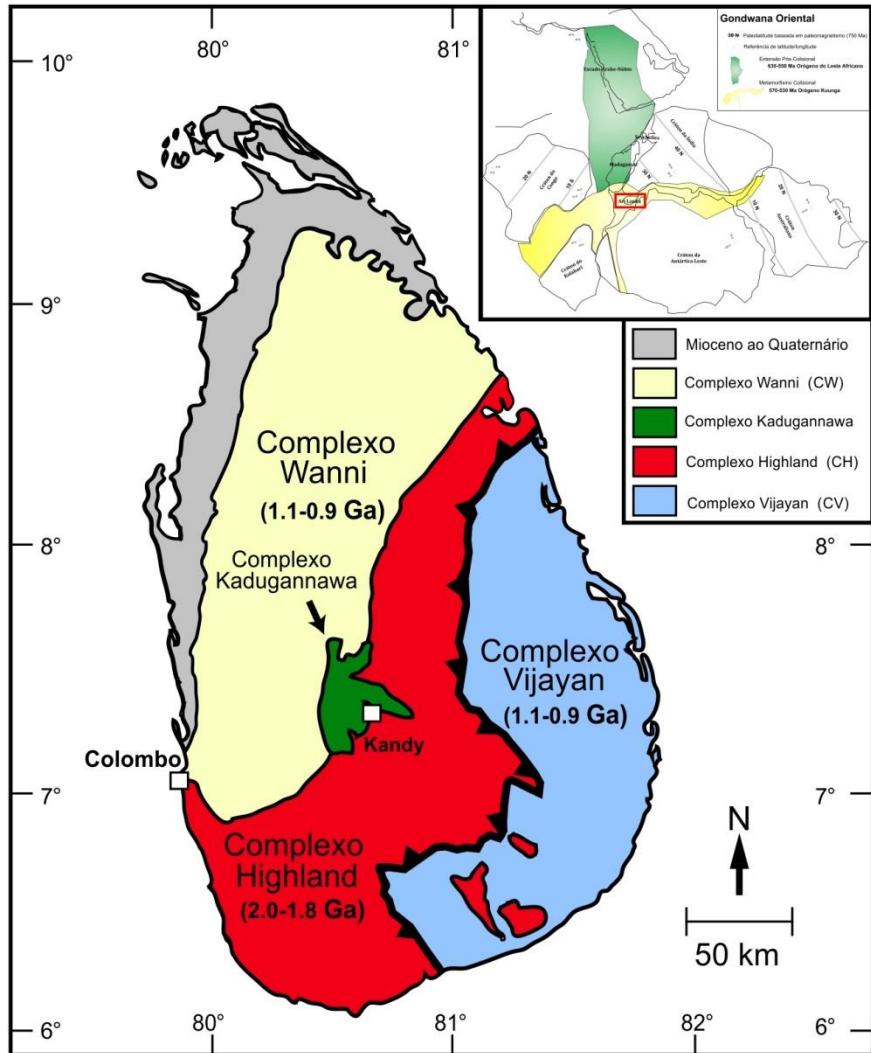


Figura 12: Mapa com principais blocos crustais do Sri Lanka e seus limites. Adaptado de Takamura *et al.*, 2015.

2.2.1 – Terrenos do Sri Lanka

Complexo Highland (CH)

O Complexo Highland (CH), localizado na porção centro-sudoeste da ilha do Sri Lanka, é caracterizado pelo predomínio de quarzitos granulíticos, mármore, rochas calcissilicáticas e gnaisses metapelíticos em associação com gnaisses charnoquíticos (Dharmapriya *et al.*, 2015; Santosh *et al.*, 2014). Estudos recentes de Kitano *et al.* (2018) indicam que os ortognaisses deste complexo possuem idades entre aproximadamente 2000–1800 Ma, enquanto grãos de zircão reliquias em paragnaisses possuem idades entre 3500–1500 Ma. O T_{DM} (Hf) de granulitos máficos, metagabros e granada charnoquitos paleoproterozoicos do CH proporcionam valores entre 2800 Ma e 1500 Ma (Santosh *et al.*,

2014), enquanto análises de T_{DM} (Nd) sugerem idades entre 3400 Ma e 2000 Ma (Milisenda *et al.*, 1994).

Takamura *et al.* (2016), por sua vez, registra grãos de zircão detriticos predominantemente entre 2700–1700 Ma, com picos em 2700, 2500, 2200, 2100 e 2000 Ma, constatando também a presença em menores quantidades de populações paleoarqueanas (3500 Ma), mesoproterozoicas (1300–1200 Ma) e neoproterozoicas (800–700 Ma). Encontram-se ainda paragnaisse com grãos de zircão detriticos neoproterozoicos (1100–700 Ma), contudo interpreta-se que essas unidades pertencem ao domínio tectônico adjacente, CW, pois o contato tectônico entre ambos é erodido (e.g. Kehelpanala, 1997). Neste caso, essas rochas paraderivadas poderiam representar *klippe*s do CW, que está tectonicamente sobreposto ao CH. Alternativamente, poderia representar um pequeno evento magmático entre 1000–800 Ma (Kitano *et al.* 2018). Apesar de escassos, de fato há registros de rochas ígneas datadas em cerca de 900 Ma no CH (Santosh *et al.*, 2014). As unidades do CH foram submetidas a condições metamórficas de fácies granulito, com registro de 800–850°C e 8–9 kbar (Kleinschrodt, 1994), ou 830–860°C e 9.4–9.8 kbar (Santosh *et al.*, 2014). Algumas restritas ocorrências indicam metamorfismo de temperatura ultra-alta (TUA) na porção central do terreno com condições de 925–1150 °C e 9–12.5 kbar (Santosh *et al.*, 2014 e referências nele contidas). A idade metamórfica obtida de grãos de zircão tanto para CH quanto para CW varia entre 650–500 Ma, o que sugere que protólitos de idades diferentes presentes nestes dois terrenos passaram pelos mesmos episódios de metamorfismo de alto grau (Kitano *et al.* 2018).

Complexo Wanni (CW)

O Complexo Wanni (CW), a oeste-nordeste do CH, é composto predominantemente por ortognaisse em fácies anfibolito alto e granulito. Há ampla variação química nos protólitos destas rochas, onde a composição varia desde granitos, dioritos, monzonitos, tonalitos, charnoquitos e enderbitos. Pequenas bandas de granada-sillimanita gnaisse, cordierita gnaisse, quartzitos e rochas calcissilicáticas ocorrem no terreno, principalmente próximo do contato inferido com o CH (Santosh *et al.*, 2014). A idade dominante dos ortognaisse varia entre 1100–800 Ma. A análise isotópica de metadioritos, metagranodioritos e granada-anfibolitos com idades próximas de 1000 Ma realizada por Santosh *et al.* (2014) fornece um intervalo de T_{DM} Hf entre cerca de 2800 Ma e 1200 Ma, enquanto o T_{DM} Nd de Milisenda *et al.* (1994) para rochas de idade semelhante indica valores entre 2000 Ma e 1000 Ma.

Enquanto isso, grãos de zircão detriticos registram idades de proveniência de 1100–700 Ma, com uma pequena contribuição de grãos derivados de terrenos paleo- e mesoproterozoicos (Kitano *et al.* 2018). Tais resultados sugerem que a maior parte do material erodido no CW seria das suítes ígneas mesoproterozoicas e neoproterozoicas do próprio terreno. O pico das condições metamórficas no CW é estimado entre 700–830°C and 5–7 kbar (Raase and Schenk, 1994; Santosh *et al.*, 2014), onde a idade dos eventos metamórficos varia entre 650–500 Ma (Kitano *et al.* 2018). Este intervalo de tempo, assim como no CH, implica em influência tanto do Orógeno Leste Africano quanto do Orógeno Kuunga.

Complexo Vijayan (CV)

Localizado ao longo de toda a porção leste-sudeste do Sri Lanka, o Complexo Vijayan (CV) inclui rochas metamorfizadas majoritariamente em fácies anfibolito alto e granulito (Kröner *et al.*, 2013; Dharmapriya *et al.*, 2017). Os principais litotipos incluem gnaisses calcialcalinos, gnaisses charnoquíticos, enderbitos, gnaisses dioríticos, augen gnaisses e camadas de anfibolito interpretadas como diques maficos, além de enclaves sedimentares como metaquarzitos e rochas calcissilicáticas (Kröner *et al.*, 2013). A idade U-Pb dos protólitos ígneos do CV é estimada ser entre 1100–760 Ma (Kröner *et al.*, 2013), mas com o principal pulso sendo entre 1062–935 Ma (Ng *et al.*, 2017). Milisenda *et al.* (1994) apresentam valores T_{DM} Nd variando entre 1800 Ma e 1000 Ma para rochas do Steniano e Toniano, enquanto estudos mais recentes em rochas deste mesmo intervalo de idade feito por Kröner *et al.* (2013) em gnaisses TTG's apresenta valores de T_{DM} Nd entre 1570 Ma e 1190 Ma.

Em contrapartida, a análise de grãos de zircão detriticos em meta-BIFs, quartzitos e paragnaisse abrange idades predominantes de 2650 Ma até 825 Ma, com picos em 2100 Ma, 1850 Ma e 1000 Ma, e uma contribuição minoritária de 595 Ma (Kröner *et al.*, 2013; Takamura *et al.*, 2016). O metamorfismo de alto grau registrado no CV varia entre 580–500 Ma (Kitano *et al.* 2018), em condições de aproximadamente 800–850 °C e 8 kbar (Kröner *et al.*, 2013). Ao contrário do que ocorre no CW e no CH, o evento metamórfico de 650–600 Ma não aparece nas rochas do CV (Kröner *et al.*, 2013; (Ng *et al.*, 2017). Este contraste no registro dos eventos metamórficos entre os terrenos da ilha implica em diferentes momentos para o início do metamorfismo de alto grau no Sri Lanka.

2.3 – África Leste

A área de estudo denominada neste trabalho como África Leste abrange grande parte do Moçambique, em seu setor nordeste, e regiões da Tanzânia e Malawi (Fig. 13). A crosta exposta no nordeste de Moçambique é composta majoritariamente por rochas de médio a alto grau metamórfico do Mesoproterozoico, com uma pequena área de rochas paleoproterozoicas próxima da fronteira com Malawi e Tanzânia (Macey *et al.*, 2010). O embasamento mesoproterozoico é sobreposto por uma série de *nappes* granulíticas neoproterozoicas, denominadas conjuntamente como Complexo de Nappes Cabo Delgado (CNCD), instaladas durante a orogenia do Leste Africano (Fig. 12; Viola *et al.*, 2009). Por fim, os blocos crustais meso- e neoproterozoicos foram justapostos e intrudidos por volumosos corpos graníticos durante o evento orogênico ocorrido entre o limite dos períodos Ediacarano-Cambriano (i.e., Bingen *et al.*, 2009; Fritz *et al.*, 2013; Grantham *et al.*, 2013).

O nordeste de Moçambique é atravessado por uma proeminente estrutura de *trend* WSW-ENE, conhecida como Cinturão de Lúrio (Viola *et al.*, 2009) que separa uma complexa área de terrenos meso- neoproterozoicos ao norte de um bloco continental contínuo ao sul, denominado Bloco Nampula (NAM). O Cinturão de Lúrio é aplinada a leste e grada lateralmente para uma complexa área de zonas de cisalhamento anastomosadas e dobras orientadas para sudoeste (Viola *et al.*, 2009).

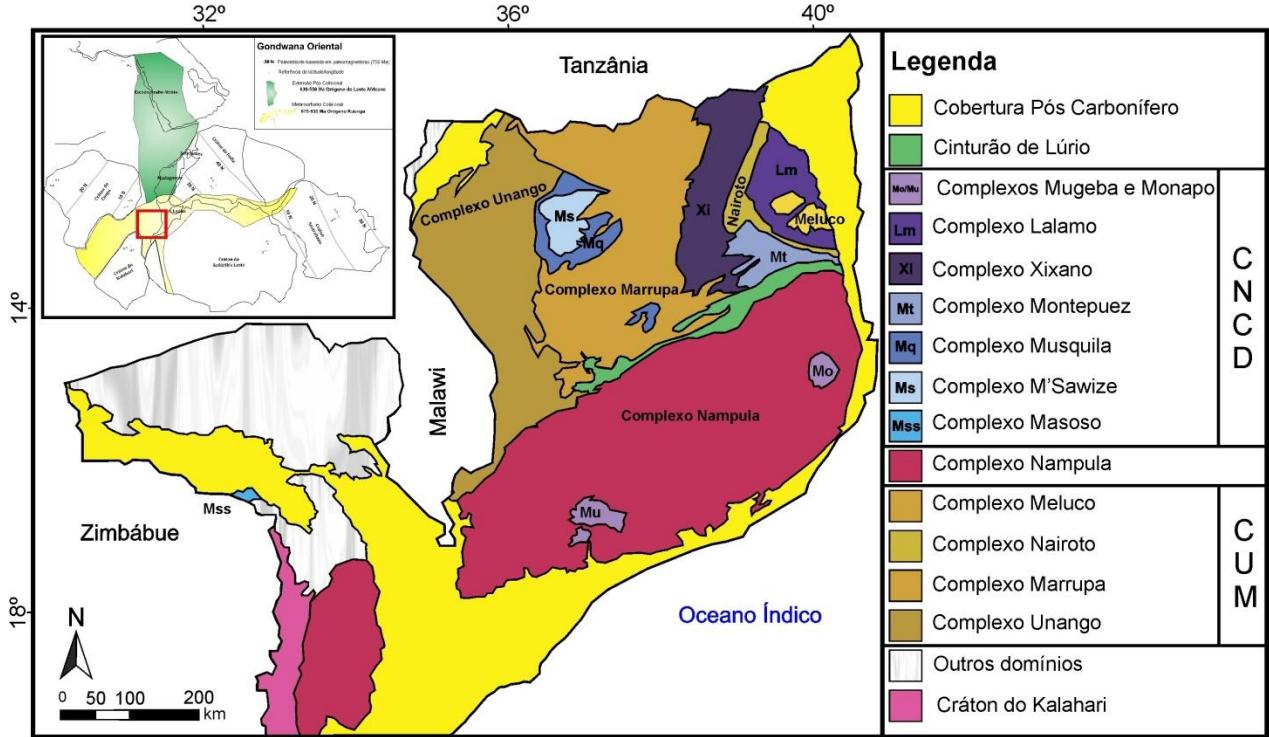


Figura 13: Mapa geológico simplificado do norte de Moçambique. Adaptado de Ueda *et al.* (2012), Macey *et al.* (2013) e Bicca *et al.* (2018). Reconstrução do Gondwana durante o Cambriano encontra-se no canto superior esquerdo, com localização dos orógenos do Leste Africano (verde) e Kuunga (amarelo). Adaptado de Meert (2003).

2.3.1 – Terrenos do Leste da África (Região de Mocambique)

Complexos Unango e Marrupa (CUM)

Separadas pelo Cinturão de Lírio, as rochas que funcionam como embasamento do Complexo de Nappes Cabo Delgado (CNCD) compartilham uma evolução crustal semelhante à do Bloco Nampula, embora de forma diacrônica (Fig. 12; Bingen *et al.*, 2009; Macey *et al.*, 2010). As principais unidades litodêmicas identificadas como embasamento para as nappes são os ainda pouco estudados Complexo Meluco e Complexo Nairoto (1090-930 Ma) e os espacialmente amplos Complexos de Unango (1062-950 Ma) e Marrupa (1030-946 Ma), aqui abreviados como CUM. O Complexo Unango, adicionalmente, também registra uma fase magmática em 799 Ma (Bingen *et al.*, 2009). Compostos predominantemente por ortognaisses félscicos a intermediários, são todos correlacionados a uma gênese em contexto de arco continental (Macey *et al.*, 2013; Ueda *et al.*, 2012). Escassos dados de grãos de zircão detriticos de paragonaisses e xenólitos em ortognaisses do CUM fornecem idades de proveniência entre 2600 Ma e 1060 Ma (Bingen *et al.*, 2009), sugerindo uma deposição em

bacia próxima a um continente arqueano-paleoproterozoico.

Os eventos do Pan-Africano nestes complexos indica que o principal período de metamorfismo e deformação ocorrido foi entre 570 e 530 Ma, com granitos e sienitos pós-tectônicos ocorrendo entre 510 e 500 Ma (Bingen *et al.*, 2009). Isto implica na consequente correlação deste evento tectônico com a Orogenia Kuunga (Meert, 2003). Adicionalmente, datações U-Pb de cristais de monazita e bordas de zircão indicam a ocorrência de evento metamórfico mais antigo, entre 970-940 Ma, que seria contemporâneo ao pulso final do magmatismo félscico toniano nas rochas do embasamento (Bingen *et al.*, 2009).

Bloco Nampula (NAM)

Composto predominantemente por rochas mesoproterozoicas, o Bloco Nampula foi formado durante o extenso evento orogênico de aproximadamente 1 Ga e retrabalhado intensamente durante a transição dos períodos Ediacarano-Cambriano (Fig. 13). Assim, este bloco é tido como peça de suma importância para a compreensão dos processos de formação evolução de paleocontinentes como Rodínia e Gondwana (Macey *et al.*, 2010). As rochas mesoproterozoicas são classificadas em 4 unidades litodêmicas conforme análises petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e observações de campo de diversos autores (Grantham *et al.*, 2007; Macey *et al.*, 2007, 2010; Boyd *et al.*, 2010). Dentre estas unidades, três são ortoderivadas e estabelecem a idades dos protólitos ígneos: (i) a Suíte Mocuba, uma assembleia de rochas metaígneas intrusivas e extrusivas, de cerca de 1125 Ma; (ii) o Gnaisse Rapale, que inclui ortognaisses intrusivos de aproximadamente 1095 Ma; (iii) e o Grupo Culicui, identificado por ortognaisses graníticos intrusivos de cerca de 1070 Ma (Macey *et al.*, 2010). O Grupo Molócuè, a unidade paraderivada, apresenta paragnaisses supracrustais e assembleias de rochas metavulcânicas cuja idade máxima de deposição é de 1090 Ma, onde Macey *et al.* (2010) identificaram uma distribuição bimodal de grãos de zircão detriticos, com picos em 1800 Ma e 1100 Ma. Enquanto a idade de 1100 Ma sugere derivação de rochas da Suíte Mocuba possivelmente em uma cunha acrecionária adjacente, a população de 1800 Ma pode indicar docagem do arco com uma crosta paleoproterozoica, de acordo com estes autores. Tanto a suíte quanto as rochas representativas da crosta paleoproterozoica teriam sofrido soerguimento e então contribuído com detritos para a deposição do Grupo Molócuè, provavelmente em uma configuração de retro-arco.

Além de índios da ocorrência de um evento metamórfico e deformacional entre 1090-1030 Ma nas rochas da Suíte Mocuba, do Gnaisse Rapale e do Grupo Culicui (Bingen *et*

al., 2009; Macey *et al.*, 2010), o principal evento metamórfico registrado neste bloco e relacionado com as orogenias do Pan-Africano abrange o intervalo de 555-490 Ma (i.e., Bingen *et al.*, 2009; Bicca *et al.*, 2018) Entretanto, Macey *et al.* (2010) reportam a ocorrência de um único grão de zircão metamórfico de 604 ± 42 Ma. As condições de P-T são estimadas entre as fácies anfibolito e granulito, onde P = 7-8 kbar e T = $> 700^{\circ}\text{C}$ (Grantham *et al.*, 2008). Por último, o T_{DM} Hf para as rochas mesoproterozoicas indica dois padrões distintos, um com assinatura juvenil (1500-1000 Ma) e outro sugerindo retrabalhamento de uma crosta mais antiga (2300-1800 Ma - Macey *et al.*, 2010; Bicca *et al.*, 2018).

Complexo de Nappes Cabo Delgado (CNCD)

O conjunto de nappes presente no Nordeste de Moçambique, coletivamente incluídas no denominado Complexo de Nappes Cabo Delgado (CNCD), representa unidades neoproterozoicas que inclui tanto rochas ortoderivadas, como paraderivas. Há cerca de 550 Ma, estas rochas foram empurradas tectonicamente sobre o embasamento do Meso-Neoproterozoico presente na África Leste, como os blocos NAM e CUM. Individualmente, o CNCD pode ser subdividido conforme os complexos Xixano, M'Sawize, Muaquia, Montepuez e Lalamo, todos com vergência para oeste (Bingen *et al.*, 2009; Boyd *et al.*, 2010; Bicca *et al.*, 2018). De características similares às rochas destas nappes, poderiam-se incluir ainda as klippe de Mugeba e Monapo, situadas sobre o Bloco Nampula (Grantham *et al.*, 2008, 2013) e as do Eastern Granulites, na Tanzânia e no Quênia (Muhongo *et al.*, 2001; Tenczer *et al.*, 2006). Ortognaisses félsicos e enderbitos nos Complexos M'Sawize e Muaquia possuem intrusões datadas entre 973 e 946 Ma. Por sua vez, o núcleo composto por enderbitos identificado no Complexo Xixano, associado a sequências metavulcânicas e metaplutônicas geradas entre 818 e 787 Ma, é intrudido em 744 Ma (Bingen *et al.*, 2007; Boyd *et al.*, 2010). Ocorrências de unidades paraderivadas contendo mármore nos complexo Xixano, Lalamo e Montepuez indicaram idades entre 800 e 600 Ma, conforme estudos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Melezhik *et al.*, 2008).

As klippe de Monapo e Mugeba, assumidas como equivalentes às nappes do CNCD (Macey *et al.*, 2007) possuem metamorfismo entre 637-634 Ma (Macey *et al.*, 2013) e 615-580 Ma (Kröner *et al.*, 1997; Macey *et al.*, 2007), respectivamente. Bingen *et al.* (2007) reportam duas fases de metamorfismo em fácies granulito distintas dentro do CDNC, uma há cerca de 735 Ma (no Complexo Xixano) e outra de aproximadamente 630-605 Ma (nos Complexos M'Sawize e Xixano). De forma similar, as nappes do Eastern Granulites, que

seriam uma extensão ao norte do CNCD, na Tanzânia e no Quênia, têm granulitos com metamorfismo entre 655-610 Ma (Muhongo *et al.*, 2001; Tenczer *et al.*, 2006). Estimativas de temperatura e pressão do pico metamórfico para as rochas em fácies granulito das *nappes* do Leste Africano são calculadas em aproximadamente 900–1000 °C e > 10 kbar (Grantham *et al.*, 2007, 2008). Estes elementos corroboram com a interpretação de que estas *nappes* teriam sido submetidas a tais condições durante a Orogenia do Leste Africano.

2.4 – Madagascar

A ilha de Madagascar, atualmente localizada no Oceano Índico à leste da África, possui importância crucial para as reconstruções do Gondwana (Fig. 6). Para este trabalho, foram selecionados alguns dos principais domínios geológicos presentes na ilha com potencial de correlação com os demais fragmentos do Gondwana. São eles: Antananarivo, Itremo, Ikalamavony, Androyan, Anosyan e Vohibory (Fig. 7 e 14). Cada um destes domínios é definido por distintas suítes de rochas metaígneas e também por grupos de rochas paraderivadas, além de diferentes eventos metamórficos e deformacionais. Superimpostos por todos estes domínios estão granitoides neoproterozoicos e cambrianos, além de zonas de cisalhamento que registram os efeitos da amalgamação do Gondwana no fim do Neoproterozoico e início do Cambriano (Fig. 7 e 14).

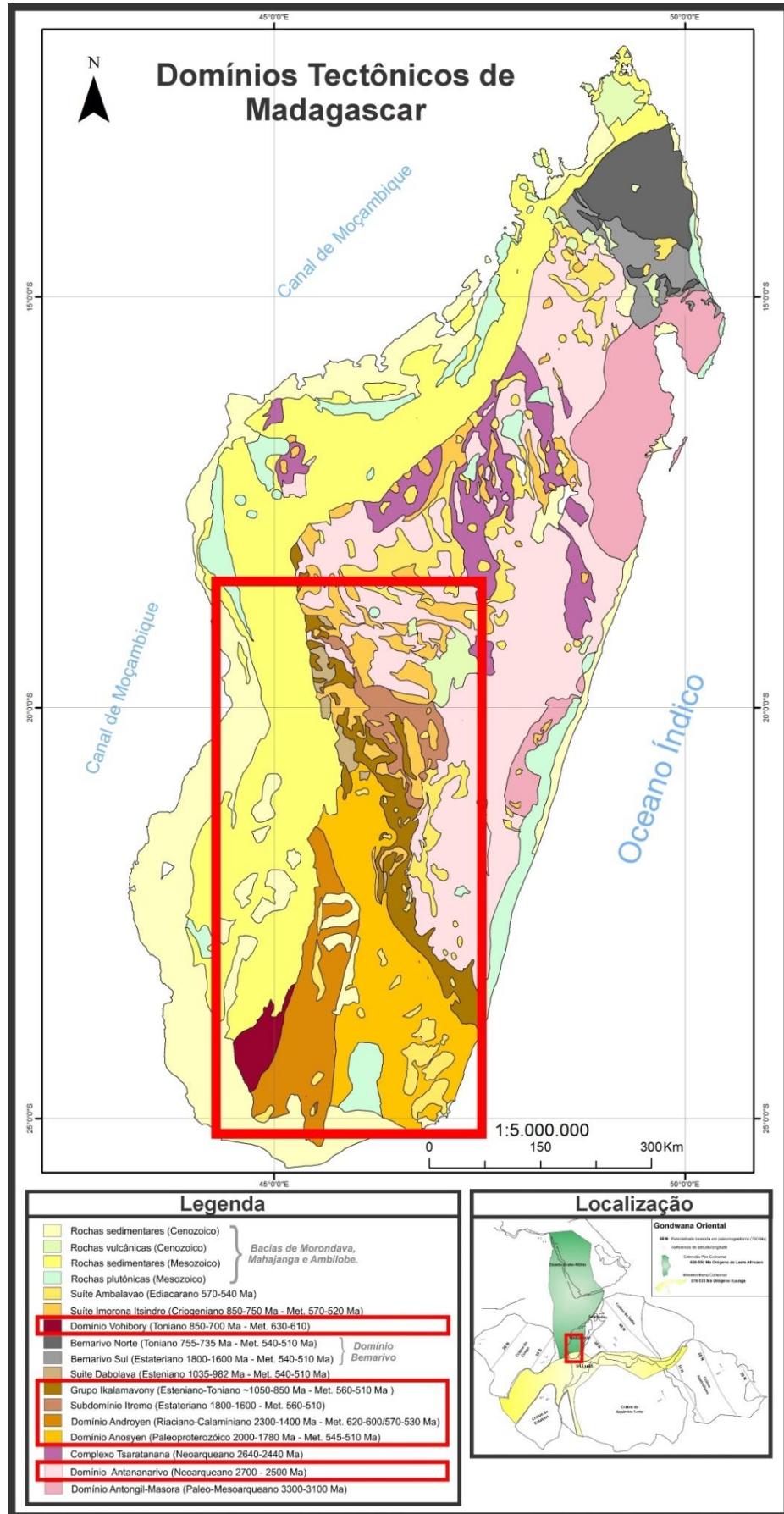


Figura 14: Domínios tectônicos de Madagascar. Polígonos vermelhos destacam as áreas de estudo.

2.4.1 – Terrenos de Madagascar

Antananarivo (ANT)

Disperso ao longo do planalto central de Madagascar, o domínio Antananarivo é formado, predominantemente, por rochas metamórficas nas fácies anfibolito e granulito de idade neoarqueana (2.8-2.5 Ga; Tucker *et al.*, 2014 e referências nele contidos), sem evidências de rochas mesorqueanas como nos cráticos de Antongil e Masora, a leste (Fig. 14; Key *et al.*, 2011). Gnaisses estratificados, quartzitos, metavaques e gnaisses calcissilicáticos no Domínio Antananarivo incluem o Grupo Vondrozo, Grupo Sofia e o Complexo Tsaratanana, sendo o último uma assembleia diversa de gnaisses máficos e xistos que compõe três cinturões sinformais ao longo do escudo (Fig. 13). Estas rochas arqueanas são intrudidas pela suíte Betsiboka (2.52-2.49 Ga). Adicionalmente, de forma similar a outros terrenos de Madagascar, rochas das suítes Imorona-Itsindro (820-720 Ma) e Ambalavao (570-540 Ma) são encontradas na forma de volumosos pláticos dispersos ao longo de todo o domínio (Kröner *et al.*, 2000). As condições metamórficas dos gnaisses paraderivados que recobrem a porção centro-oeste do domínio Antananarivo (e.g.: Grupo Ambatolampy, 1055 ou 1700 Ma) são estimadas em 650–750 °C e 4–6 kbar. Enquanto isso, demais rochas paraderivadas que recobrem a porção leste do domínio Antananarivo (ex: Grupo Manampotsy, 840-780 Ma) indicam menores condições de temperatura (600–650 °C) e maiores condições de pressão (8–10 kbar; Archibald *et al.*, 2016; Tucker *et al.*, 2014 e referências nele contidos). Tais condições refletem os eventos metamórficos da amalgamação do Gondwana. Diversas análises isotópicas em grãos de zircão sugerem idades modelo de T_{DM} (Hf) entre 3.2 a 2.0 Ga para as rochas intrusivas tonianas (Suíte Imorona-Itsindro) presentes no Domínio Antananarivo (Archibald *et al.*, 2016).

Itremo (IT)

Os grupos de rochas metassedimentares Itremo, Ambatolampy e Ampasary–Manampotsy definem três sequências que recobrem o embasamento arqueano do Domínio Antananarivo. Dentre estes, o Grupo Itremo é o melhor estudado, e define espessas camadas de quartzito, mármore, dolomito e pelito metamorfizados em fácies xisto-verde à anfibolito. Ele foi individualizado no mapa geológico como um domínio geológico à parte (Fig. 13). De acordo com as idades U-Pb de grãos de zircão detriticos, a morfologia de estromatólitos e

dados de $\delta^{13}\text{C}$, a idade de deposição destes estratos é de aproximadamente 1600 Ma, no Paleoproterozoico (Cox *et al.*, 1998, 2004; Fernandez and Schreurs, 2003). As populações dominantes nas análises de grãos detriticos indica picos em 2700 Ma, 2500 Ma, 2200 Ma, 1850 Ma e 1650 Ma (Cox *et al.*, 1998, 2004; Fitzsimons and Hulscher, 2005; Tucker *et al.*, 2011; Archibald *et al.*, 2016), apesar de alguns escassos grãos de cerca de 950 Ma, 830 Ma e 780 Ma também serem reportados (Cox *et al.*, 1998; Tucker *et al.*, 2011). Estas idades neoproterozoicas são interpretadas como de origem metamórfica, o que poderia indicar um retrabalhamento do Grupo Itremo em período contemporâneo à intrusão da suíte Imorona-Itsindro.

No entanto, o principal evento metamórfico registrado nesta unidade, em conjunto com intensa deformação, ocorreu entre 570-520 Ma, atingindo condições de $P = 6\text{-}7,5\text{ kbar}$ e $T = 500\text{-}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Tucker *et al.*, 2014 e referências nele contidas) e acompanhada da alocação da suíte Ambalavao (Tucker *et al.*, 2007; Boger *et al.*, 2014). O $T_{\text{DM}}\text{ Hf}$ de granitos porfiríticos da suíte Imorona-Itsindro que intrudem o Grupo Itremo apresenta valores de cerca de 4.0 Ga a 2.3 Ga, enquanto amostragens de quartzo monzodiorito da mesma suíte indicam valores $T_{\text{DM}}\text{ (Hf)}$ de 2.4 Ga a 2.3 Ga (Archibald *et al.*, 2016), sugerindo que esta suíte foi formada por um magma evoluído, não juvenil.

Ikalamavony (IKA)

Ao longo das margens sul e oeste do Domínio Antananarivo, localiza-se a faixa de paragnaisse intermediários a máficos, quartzitos, mármore e rochas calcissilicáticas que definem o Domínio Ikalamavony (Fig. 14). Alguns autores dividem este domínio em três grupos sedimentares, onde a unidade mais antiga seria correlata ao Grupo Itremo com base em similaridades na idade de grãos de zircão detriticos; a segunda sequência, denominada Grupo Ikalamavony, contém um espectro unimodal de grãos de zircão detriticos de idades entre 1070 e 1010 Ma; a unidade mais nova é compreendida pelo Grupo Molo, representado por uma sequência clástica e carbonática que contém grãos de zircão detriticos com picos em 1030 Ma e 780 Ma, e com idade máxima de deposição em 620 Ma (Cox *et al.*, 2004; Fitzsimons and Hulscher, 2005; Boger *et al.*, 2014). Em Madagascar, a suíte Dabolava (1040-980 Ma) ocorre exclusivamente neste domínio, com intrusões sincrônicas à deposição do Grupo Ikalamavony (Tucker *et al.*, 2007). Esta suíte é definida por intrusões juvenis felsicas e máficas de assinatura química majoritariamente calcialcalina. Assim como boa parte de Madagascar, o Domínio Ikalamavony é adicionalmente intrudido por rochas das suítes

Imorona-Itsindro (820–700 Ma) e Ambalavao (580–520 Ma), sendo a última temporalmente sobreposta com o evento metamórfico e deformacional (Boger *et al.*, 2014) relacionado às orogenias do Pan-Africano. Tucker *et al.* (2011, 2014) demonstram que as rochas deste domínio foram metamorfizadas na fácie anfibolito superior à granulito, com $P = 6.5\text{--}9$ kbar e $T \sim 700$ °C. A idade T_{DM} (Hf) de rochas intrusivas tonianas e ediacaranas do Domínio Ikalamavony variam dentro do intervalo de 1.9 a 0.8 Ga (Archibald *et al.*, 2016).

Anosyen (AN)

O Domínio Anosyen é o mais extenso no sul de Madagascar, composto por duas unidades distintas de rochas paraderivadas, os grupos Iakora e Horombe (Fig. 14; GAF-BGR, 2008a). O Grupo Iakora compreende gnaisses pelíticos e calcissilicáticos com sedimentos de origem terrígena e química, cujos grãos de zircão detriticos possuem idades entre 2400 Ma e 1600 Ma, com um pico na idade modal em 1850 Ma (GAF-BGR, 2008b; Boger *et al.*, 2014). O Grupo Horombe, por sua vez, é representado por rochas vulcanoclásticas félscicas, de composição peraluminosa e metaluminosa, cuja idade é a mesma das rochas da suíte Imorona-Itsindro (840-700 Ma), a volumosa suíte de granitoides relacionados a arco continental que intrude boa parte das porções central e norte de Madagascar (Boger *et al.*, 2014). Ambos os grupos Horombe e Iakora foram metamorfizados em fácie granulito e intrudidos por granitoides da Suíte Ambalavao (545-510 Ma) durante o Ediacarano-Cambriano (GAF-BGR, 2008b) e preservam algumas das condições metamórficas mais altas em Madagascar (895–900 °C, 9–10 kbar, Boger *et al.*, 2014). Estudos realizados por diferentes autores indicam que o embasamento do Domínio Anosyen seja Paleoproterozoico: 1.84–1.68 Ga, segundo (Muller, 2000); 1.90–1.79 Ga, segundo Boger *et al.*, 2014. Dados isotópicos de T_{DM} Nd de Paquette *et al.* (1994) unidos a datações U-Pb de Kröner *et al.* (1999, 1996) e GAF-BGR (2008b) sugerem que o embasamento possua rochas ainda mais antigas, neoarqueanas a paleoproterozoicas (2.8–1.8 Ga). Apesar disso, claramente mais estudos precisam ser realizados nesta área para aprimorar os conhecimentos sobre o embasamento cristalino local, uma vez que apenas as rochas supracrustais possuem registros confiáveis até o dado momento.

Androyen (AD)

O Domínio Androyen está localizado na porção sul de Madagascar, limitado entre as

zonas de cisalhamento de Ampanihy e Beraketa (Fig. 14; Boger *et al.*, 2014). As principais litologias incluem gnaisses de diferentes assembleias mineralógicas, como biotita-hornblenda, biotita-sillimanita-granada, grafita-sillimanita, piroxênio-hornblenda-granada e também gnaisses quartzo-feldspáticos (GAF-BGR, 2008c). Uma idade mínima para os protólitos deste domínio é dada pela suíte Ankiliabo (940-900 Ma), cujas rochas intrusivas incluem anortosito-leuconorito, olivina gabro/peridotito e granitos alcalinos (GAF-BGR, 2008c). Os protólitos das rochas que compõe o embasamento deste domínio são datados entre 2120–1770 Ma (Tucker *et al.*, 2011, 2014). O Domínio Androyen passou por eventos deformacionais e metamórficos em dois pulsos distintos, sendo o primeiro contemporâneo ao evento de alto grau metamórfico ocorrido no Domínio Vohibory (620–600 Ma), atingindo pressões de 7-8 kbar e temperaturas de 850-950 °C (Boger *et al.*, 2014; Tucker *et al.*, 2014). O segundo evento, datado entre 575–510 Ma e em condições PT de 4-5 kbar and 550-600 °C, é contemporâneo àquele observado no Domínio Anosyen e na maior parte de Madagascar (Jöns and Schenk, 2011; Tucker *et al.*, 2011, 2014; Boger *et al.*, 2014). Este último, envolveu sincronicamente a intrusão das rochas da suíte Ambalavao (545-510 Ma) ao longo do terreno (Tucker *et al.*, 2011, 2014). Assim como no Domínio Anosyen, os dados isotópicos de T_{DM} Nd de Paquette *et al.* (1994) sugerem que o embasamento deste terreno possa ter rochas neoarqueanas a paleoproterozoicas (2.8–1.8 Ga).

Vohibory (VB)

O Domínio Vohibory está localizado na porção sudeste de Madagascar e é caracterizado por ortognaisses máficos e félscos, intercalados com mármores e paragnaisses pobres em alumínio (Fig. 14; GAF-BGR 2008d). Acredita-se que as rochas máficas representem uma mistura de basaltos de dorsais meso-ocênicas, de retroarcos e de arcos de ilha com idades entre 850 Ma e 700 Ma (Jöns and Schenk, 2008), contemporânea às intercalações de ortognaisses félscos (Emmel *et al.*, 2008). Grãos de zircão detriticos das intercalações de rochas sedimentares possuem populações cuja idade varia entre 910 e 760 Ma (Collins *et al.*, 2012). Deformação e metamorfismo no Domínio Vohibory é datado entre 630 e 600 Ma, onde teria atingido condições de pressão entre 9–12 kbar e temperatura entre 750–880 °C. Além disso, um segundo evento metamórfico é dado pela idade de cristais de monazita e titanita entre 590-520 Ma, associado à colagem do Domínio Vohibory com a margem oeste do Domínio Androyen (Tucker *et al.*, 2014; Boger *et al.*, 2014 e referências nele contidas). Este segundo evento coincide com a intrusão de dique pegmatíticos no

Domínio Vohibory e deformação pervasiva e metamorfismo de alto grau nos domínios adjacentes de Androyen e Anosyen (Jöns and Schenk, 2011).

2.5 – Antártica Leste (Costa do Príncipe Olavo e Baía de Lützow- Holm)

Porção constituinte de cerca de dois terços do continente antártico, a Antártica Leste, ou Antártica Oriental, encontra-se no polo sul do planeta, separada de sua outra porção continental por meio das Montanhas Transantárticas (EPA, 2001). Tradicionalmente tida como uma região formada através de uma complexa sequência de subducções, acresções e colisões entre arcos e componentes continentais, a área de estudo inclui o Complexo Lützow-Holm e o Complexo Rayner, às margens da Antártica Leste (Fig. 15). Durante o final do Neoproterozoico e início do Paleozoico, esta região passou por eventos orogênicos relacionados à amalgamação do Gondwana (e.g., Meert, 2003; Collins e Pisarevsky, 2005; Collins *et al.*, 2007; Schmitt *et al.*, 2018) e, por consequência, torna-se fundamental para a compreensão da evolução deste paleocontinente. A porção que encaixa com os terrenos do subcontinente indiano, Sri Lanka, Madagascar e África Leste é conhecida como Costa do Príncipe Olavo e Baía de Lützow-Holm (Kazami *et al.*, 2016; Takahashi *et al.*, 2017; Takamura *et al.*, 2018).

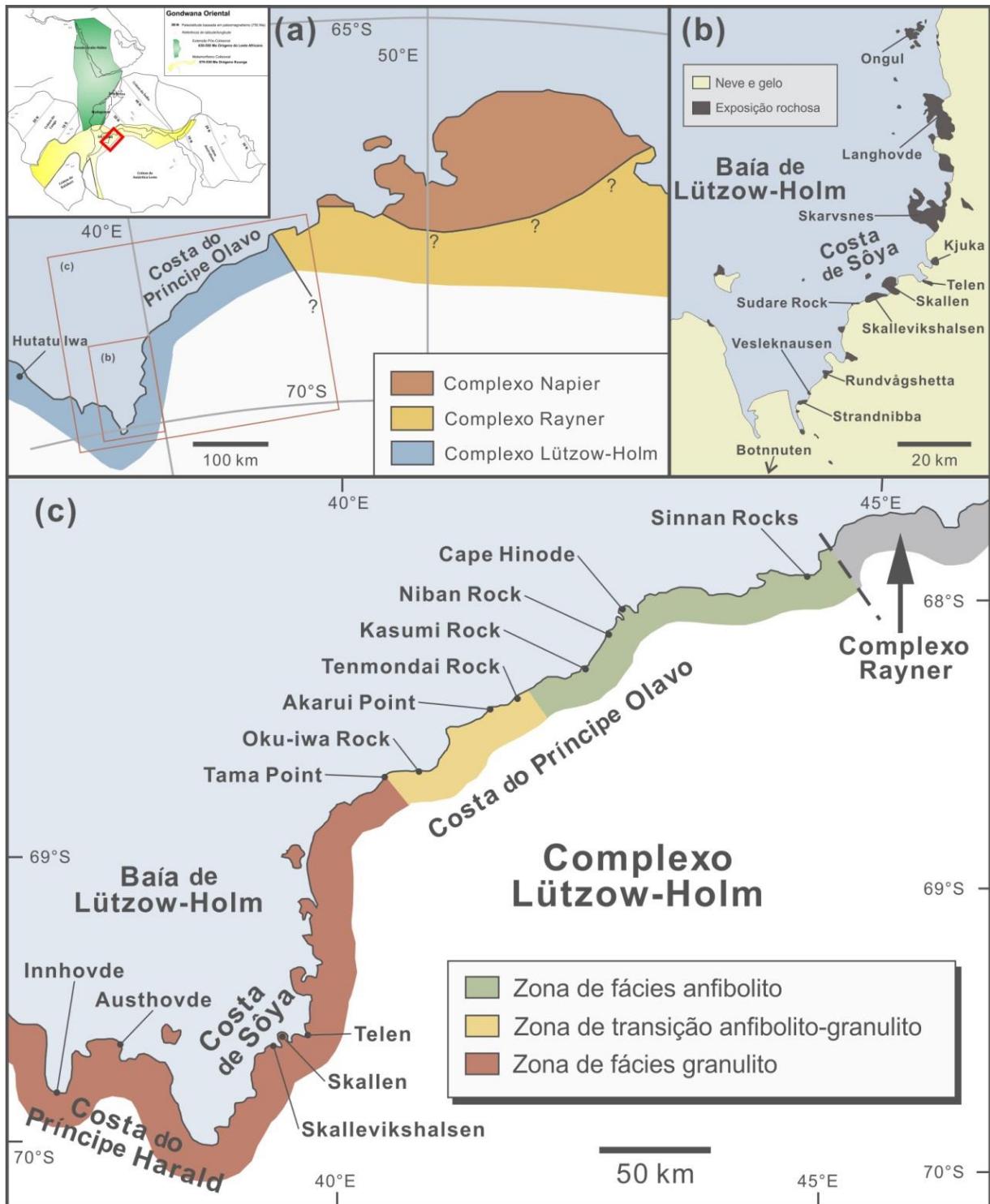


Figura 15: (a) Mapa geológico da área ao redor do Complexo Lützow-Holm, Antártica Leste. (b) Localização de exposições rochosas representativas na região da Baía de Lützow-Holm. (c) Localização das rochas em fácies anfibolito, transitional anfibolito-granulito, e fácies granulito, com locais de amostragens já realizadas no Complexo Lützow-Holm. Adaptado de Takahashi *et al.* (2017).

2.5.1 – Complexos rochosos do leste da Antártica

Complexo Lützow-Holm (CLH)

O Complexo Lützow-Holm (CLH) está exposto ao longo das costas do Príncipe Harald e Príncipe Olavo na Antártica Oriental, e é composto por ortognaisses félscicos a máficos (biotita-hornblenda gnaisse, charnoquito, gnaisse diorítico, granulito máfico e anfibolito), rochas metamórficas de protólito sedimentar (gnaisse pelítico a psamítico, quartzito e mármore), rochas metagabroicas (granada-clinopiroxênio granulito) e rochas intrusivas de estágios orogênicos tardios (metagranito e pegmatito) (Takahashi *et al.*, 2017). Dados geoquímicos, geocronológicos e geofísicos disponíveis sugerem que o CLH pode ser dividido em três blocos: (i) o arco magmático neoarqueano (ca. 2.5 Ga) localizado no extremo sul da região, também chamado de microcontinente Shirase; (ii) a unidade predominantemente metassedimentar paleoproterozoica (ca. 1.8 Ga) na porção central do CLH; (iii) e o arco magmático neoproterozoico (ca. 1.0 Ga) ao norte do CLH (Kazami *et al.*, 2016; Takahashi *et al.*, 2017; Takamura *et al.*, 2018). Sobre a unidade metassedimentar central do CLH, Takahashi *et al.* (2017) interpretam como correspondente a uma zona de sutura formada pela colisão entre os arcos magmáticos ao norte e sul do CLH durante o evento de alto grau metamórfico ocorrido no Neoproterozoico tardio e início do Cambriano (630-550 Ma) correlacionado à amalgamação do Gondwana.

A distribuição das idades dos grãos de zircão detriticos do CLH demonstra considerável variação dentro do complexo: idades neoproterozoicas (1,1 Ga a 0,63 Ga) na porção NE e idades neoarqueanas a paleoproterozoicas (2,8 a 2,4 Ga) na porção SW (Takamura *et al.*, 2018). As costas de Príncipe Olavo e Sôya possuem quarzitos e paragnaisse com grãos de zircão detriticos datados em 1,1–0,63 Ga, enquanto as mesmas rochas na porção sul do CLH apresenta cristais de zircão com idades entre 2,8–2,4 Ga (Takamura *et al.*, 2018). Os mesmos autores registram idades modelo de T_{DM} Hf para as rochas das costas de Príncipe Olavo, Príncipe Harald e ao norte da Costa de Sôya entre 1,25 a 1,0 Ga, enquanto as rochas no sul da Costa de Sôya possuem idade modelo entre 2,7 e 2,3 Ga.

Complexo Rayner (CR)

Extendendo-se desde a Terra de Enderby até a Terra de Kemp, Terra de MacRobertson e Terra da Princesa Elizabeth, o Complexo Rayner (CR) inclui rochas metaígneas máficas e félsicas de 1490–1020 Ma e rochas metassedimentares contemporâneas ou mais jovens que registram o metamorfismo de facies granulito e magmatismo granítico e charnoquítico ocorrido a ca. 1000–900 Ma (Fig. 15; Liu *et al.*, 2016 e referências nele contidas). Alternativamente, Fitzsimons (2000) Halpin *et al.*, (2005) constataram idades entre 2,0 Ga e 1,3 Ga de zircões herdados em ortognaisses, sugerindo a presença de crosta continental mais antiga. A análise isotópica de Hf realizada em rochas da região indicam residência crustal entre 2,55 Ga e 2,15 Ga, enquanto a idade modelo T_{DM} Nd indica 2,18 a 1,65 Ga (Halpin *et al.*, 2005). Os principais eventos metamórficos ocorridos na região são registrados em 1030 Ma e 930–900 Ma, onde condições de $P = 6\text{--}7$ kbar e $T = 850\text{--}880$ °C prevaleceram (Morrissey *et al.*, 2015). Evidências de orogenias do Pan-Africano não estão registradas na porção oeste do Complexo Rayner.

Capítulo III – REVISÃO DOS MODELOS DE RECONSTRUÇÃO DO GONDWANA CENTRAL

O cientista austríaco Eduard Suess é tido como o responsável por nomear o paleocontinente Gondwana devido à região homônima no norte da Índia, onde foram encontradas importantes evidências para a consolidação da existência ancestral deste paleocontinente. O nome é derivado do sânscrito, e significa “Floresta dos Gonds”. Em contexto geológico o nome foi utilizado pela primeira vez por H.B. Medlicott em 1872, que descreveu sequências sedimentares do Permiano-Triássico correlacionáveis entre os atuais continentes que fizeram parte do Gondwana. Alternativamente, o termo Gondwanaland é utilizado por alguns cientistas para distinguir a região indiana do paleocontinente propriamente dito (McLoughlin, 2001). Desde então, conforme as ciências relacionadas à geologia avançaram, hipóteses e modelos para estimar a configuração desta massa continental no passado foram publicados, debatidos e aprimorados, com o intuito de compreender as diversas controvérsias, desafios e limitações relacionadas à reconstrução do Gondwana.

Este trabalho propõe compilar diversos modelos já publicados para que assim seja possível avaliar virtudes e deficiências na reconstrução de cada um deles, especificamente na região central deste paleocontinente, no que tange ao encaixe entre o subcontinente indiano, Madagascar, África Leste, Sri Lanka e Antártica Leste. Esta porção central do Gondwana, tem maior complexidade geológica, tectônica e estrutural deste antigo fragmento continental.

No inicio do século XX, as reconstruções do Gondwana e Pangeia tinham um cunho mais qualitativo, devido às limitações científicas e tecnológicas. Em 1915, Alfred Wegener coloca em seu livro intitulado *The Origin of Continents and Oceans* (A Origem dos Continentes e Oceanos) os primeiros esboços de reconstrução para paleocontinentes. Alexander du Toit (1937) publicou um mapa mais detalhado especificamente na correlação entre a América do Sul e a África, com a reconstrução baseada em *piercing points* e terrenos geológicos (Fig. 16). Com o objetivo de ilustrar detalhadamente feições e geometrias semelhantes entre a América do Sul e a África, foi um dos trabalhos pioneiros ao compilar registros paleontológicos e litoestratigráficos que levaram à uma maior compreensão da história, evolução e semelhanças entre estes continentes. Nele, a montagem e correlação dos terrenos foi baseada estritamente conforme *trends* geológicos e o encaixe das margens continentais.

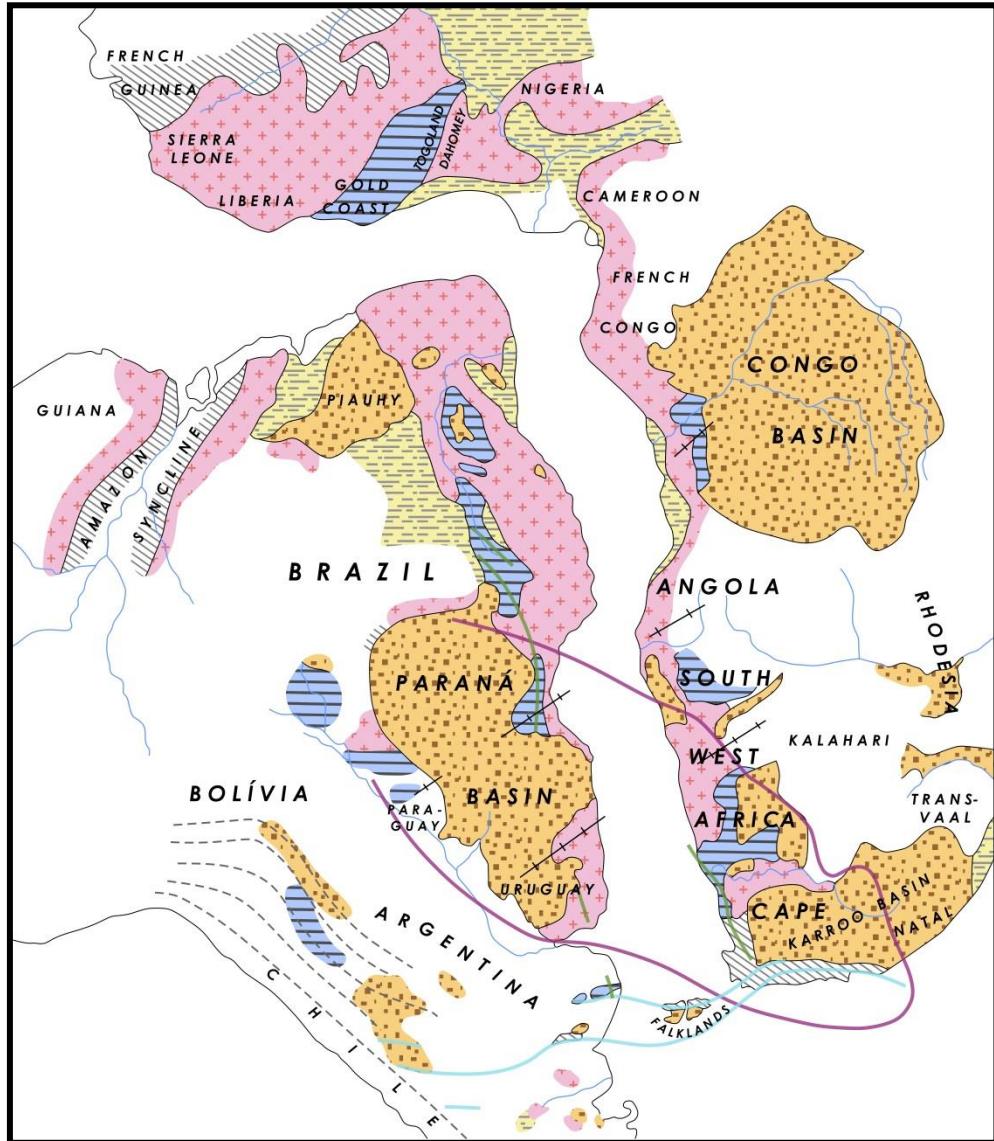


Figura 16: Reprodução do mapa geológico que promove correlações entre América do Sul e África. Adaptado de du Toit (1937).

Nas últimas décadas, no entanto, um dos trabalhos precursores na realização de ampla compilação de dados geológicos e na elaboração de um modelo paleogeográfico foi Mapa Geológico do Gondwana (“*Geological Map of Gondwana*”), em escala 1:10M e reconstrução de 150 Ma, desenvolvido por de Wit *et al.* (1988; Fig. 17). Este mapa avançou muito em relação ao encaixe de du Toit (1937), utilizando-se de dados paleomagnéticos, anomalias magnéticas e fraturas na crosta oceânica para rastrear diversas seções do assoalho oceânico ao longo de crostas distintas.

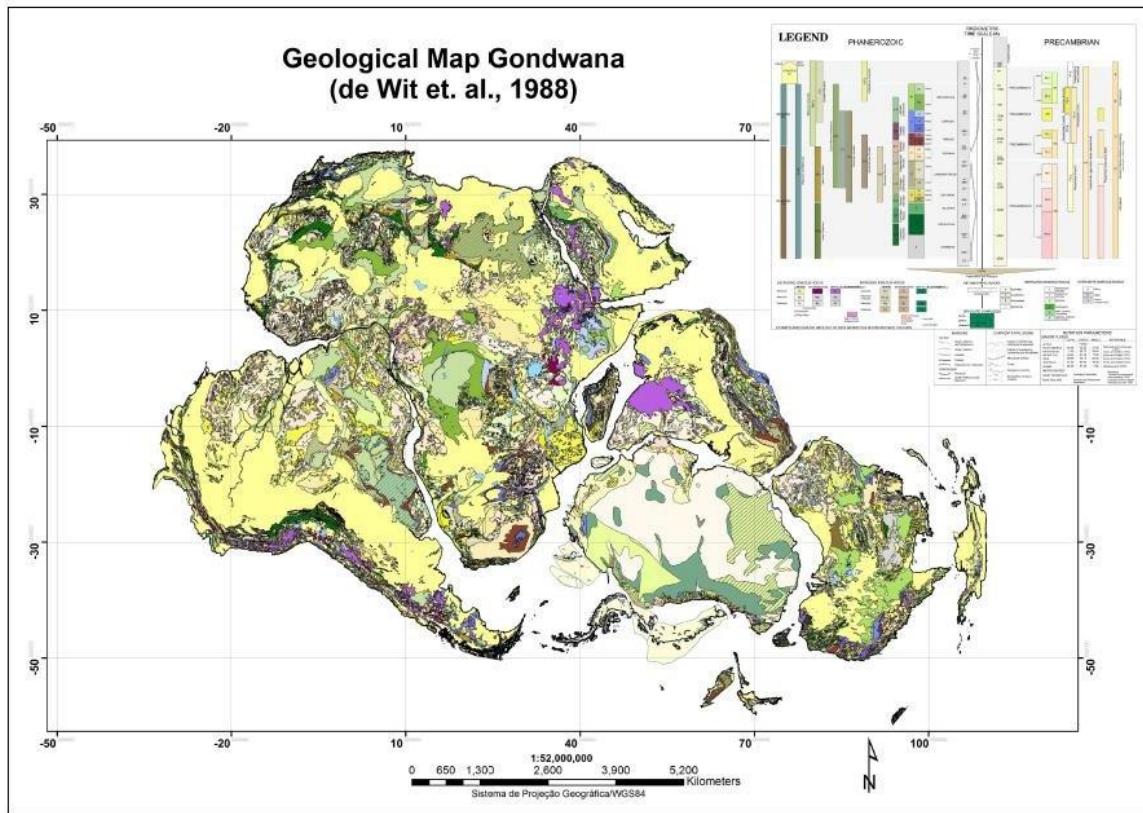


Figura 17: Reprodução do Mapa Geológico do Gondwana. Adaptado de de Wit *et al.* (1988).

O limite entre o Gondwana Oriental e Ocidental na reconstrução citada apresenta-se com considerável espaçamento entre os núcleos continentais, o que é evidenciado principalmente em sua porção central. Enquanto isso, é possível perceber que a correlação entre as porções à oeste (América-África) e leste (Antártica-Índia-Austrália) são realizadas de maneira mais compacta. O trabalho realizado por de Wit *et al.* (1988) funcionou como inspiração para muitos modelos nas décadas posteriores e consolidou diversos conceitos sobre o paleocontinente na comunidade científica.

Progressivamente, múltiplos modelos foram originados para ilustrar e interpretar como o paleocontinente Gondwana teria sido ao longo de sua extensa existência ao longo do tempo geológico, com os mais diversos enfoques: paleogeográficos/paleoclimáticos (i.e.: Scote, 1991), gravimétricos (i.e: Doucouré *et al.*, 2000), e tectônicos (i.e.: Reeves *et al.*, 2002). Dentre muitos dos modelos publicados desde então, cada vez mais divergências quanto ao encaixe da porção central do Gondwana passaram a surgir.

A explicação para isso, em uma síntese geral, tende a ocorrer em função das diferentes metodologias utilizadas para se gerar o modelo paleogeográfico final. Enquanto alguns autores se utilizam de uma base de dados composta primariamente por pólos paleomagnéticos (i.e: Torsvik *et al.*, 2013, Fig. 18), outros se utilizam majoritariamente das principais feições geológicas e estruturais que podem funcionar como *piercing points* para a reconstrução (i.e.: Collins *et al.*, 2014, Fig. 19).

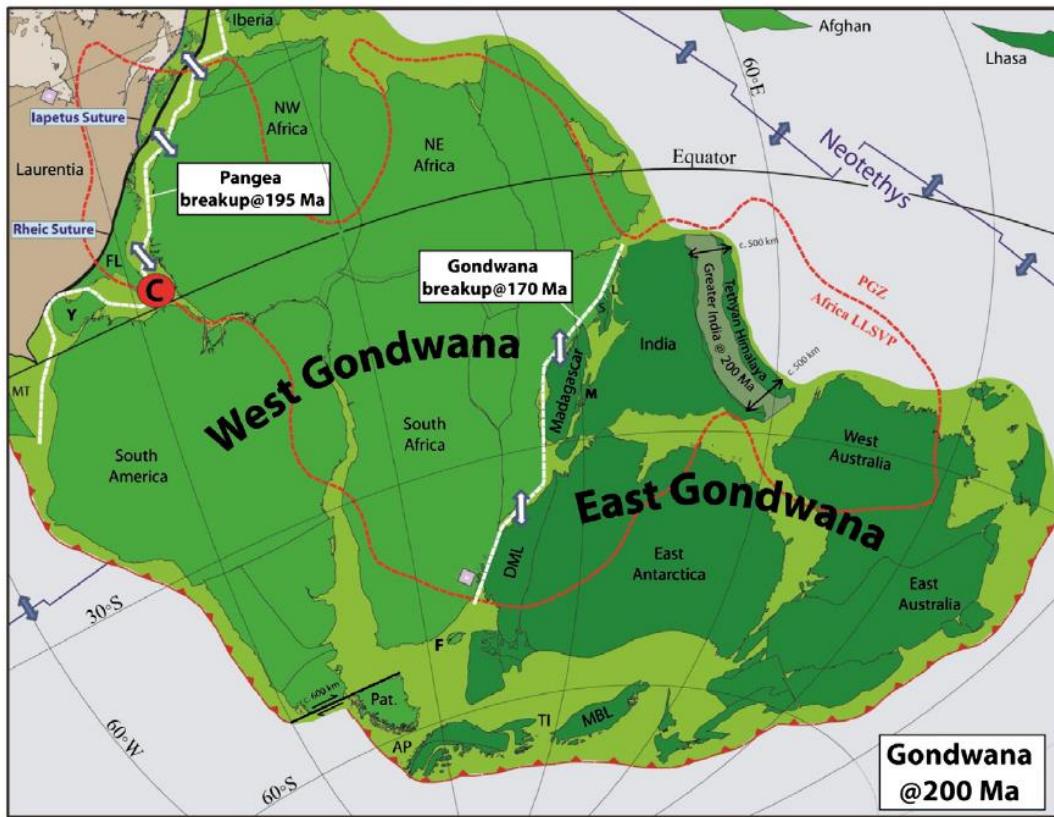


Figura 18: Modelo do Gondwana e setores adjacentes ainda amplamente ligados ao Pangeia, há cerca de 200 Ma. Fonte: Torsvik *et al.*, 2013.

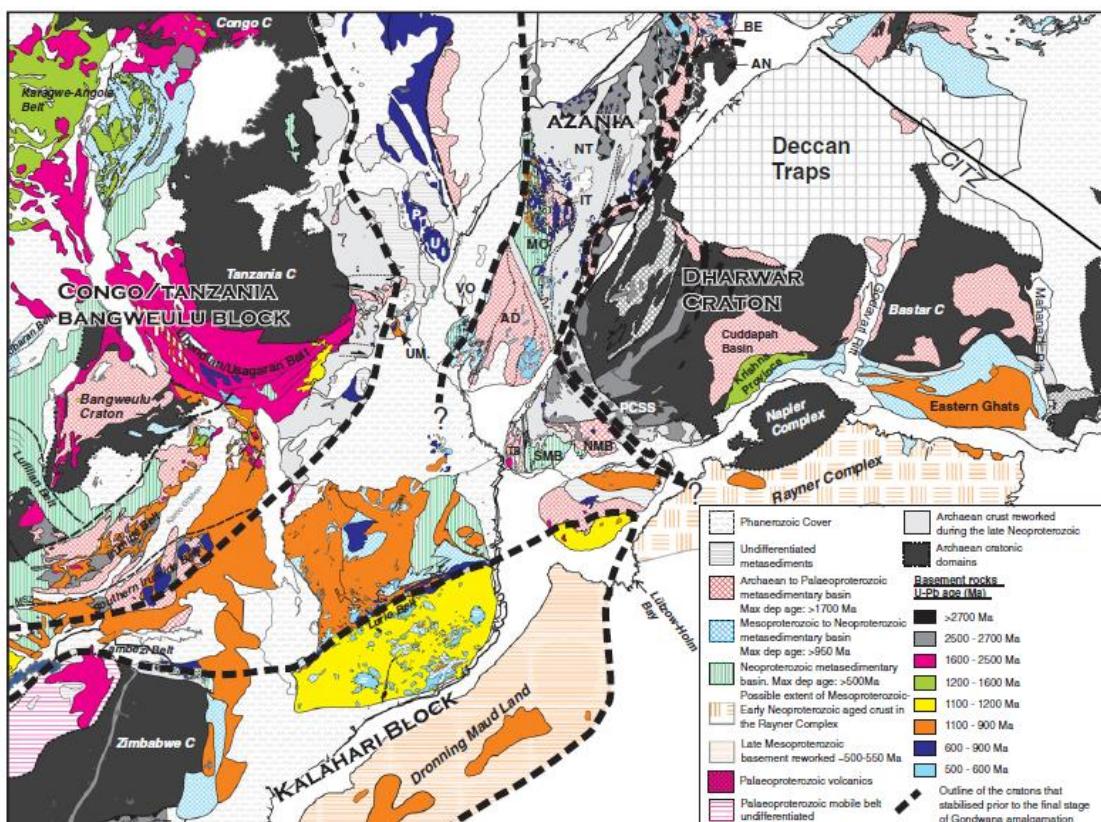


Figura 19: Modelo para a porção central do Gondwana. Linha pretas pontilhadas inferem suturas entre terrenos. Fonte: Collins *et al.*, 2014.

A evolução e posição paleogeográfica do Sri Lanka, em particular, é um dos tópicos mais controversos na reconstrução do Gondwana. Enquanto alguns autores o posicionam diretamente ao sul do subcontinente indiano (i.e.: de Wit *et al.*, 1988; Torsvik *et al.*, 2013), outros modelos acoplam a ilha na porção sudeste do Terreno de Granulitos do Sul (TGS). Alternativamente, Liu *et al.* (2016) sugerem uma rotação de cerca de 90° em sentido horário para a reconstrução da ilha com relação à margem sudeste do subcontinente indiano (Fig. 20) com base em correlações litológicas e na continuidade de *trends* estruturais entre o sul do TGS e as rochas do CW e CH, no Sri Lanka. (Tucker *et al.*, 2014)

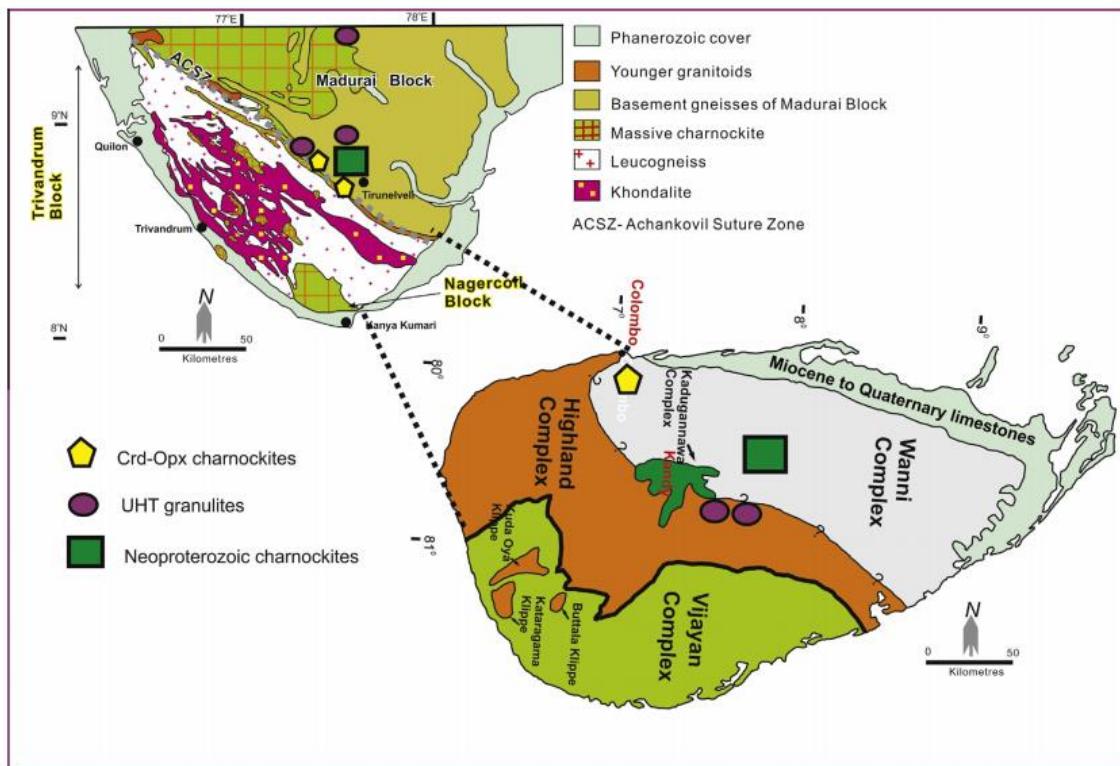


Figura 20: Correlação entre o sul do subcontinente indiano com o Sri Lanka rotacionado cerca de 90°. Fonte: Liu *et al.*, 2016.

Capítulo IV – Resultados

A partir dos dados apresentados na Tabela 1, os terrenos podem ser comparados de acordo com parâmetros metamórficos, magmáticos, sedimentares, isotópicos e estruturais. Estes dados permitem que semelhanças e disparidades entre os blocos sejam identificadas, facilitando a correlação dos terrenos para fins de reconstrução. Foram selecionados nove parâmetros geológicos para compor essa tabela comparativa:

- ◆ **Datação U-Pb/Pb-Pb de zircão magmático:** esse dado fornece a idade absoluta da rocha primária, no caso ígnea (vulcânica-plutônica), importante na correlação das províncias magmáticas e consequentemente, dos eventos que as geram.
- ◆ **Idade de isócrona Sm-Nd rocha-total:** esse dado pode fornecer a idade de cristalização da rocha ígnea original, em especial dos termos básicos e ultrabásicos, como por exemplo basaltos, gabros e peridotitos. Essa informação também é importante na correlação das províncias magmáticas e consequentemente, dos eventos que as geraram.
- ◆ **Idade modelo Nd:** apresenta a idade média da área fonte mantélica do magma gerado. Esse dado quando comparado com a idade de cristalização do magma pode elucidar o tempo de residência crustal do mesmo. Ou seja, se o magma é juvenil e possui componentes mantélicos gerados muito próximos da extração mantélica pela crosta (como ocorre em contextos de subducção intraoceânica, por exemplo) ou se o magma não é juvenil, com elevado tempo de residência crustal, devido a retrabalhamento sucessivo da crosta continental.
- **T_{DM} Hf (em zircão):** apresenta um modelo de idade média para a área fonte mantélica do magma que produziu o zircão magmático. Esse dado quando comparado com a idade de cristalização (obtida através do dado U-Pb no mesmo cristal), permite que seja inferido o quão juvenil é magma original, assim como o respectivo intervalo de tempo onde teria ocorrido sua extração mantélica.
- ◆ **Datação U-Pb/Pb-Pb de zircão detritico ou herdado:** esse dado fornece informações de idade do protólito ou de xenólitos. No caso de zircões detriticos em sedimentos, rochas sedimentares e rochas metamórficas para-derivadas, as idades dos grãos de zircão permitem identificação das fontes proximais àquela bacia durante sua deposição, sendo que o zircão mais jovem fornece uma idade máxima da bacia.
- ◆ **Datação U-Pb de monazita detritica:** esse dado funciona de maneira similar e para a mesma utilidade que a datação de zircão detritico.



Datação U-Pb/Pb-Pb de zircão metamórfico: esse dado fornece a idade absoluta para as bordas sobrecrestadas em cristais de zircão durante o metamorfismo. Essa informação auxilia na determinação do intervalo de tempo ao qual determinada rocha foi submetida a elevadas condições de pressão e temperatura e também a estabelecer domínios afetados por orogenias em comum.



Datação U-Pb de monazita metamórfico: esse dado funciona de maneira similar e para a mesma utilidade que a datação de zircão metamórfico.



Idade de isócrona Sm-Nd mineral: esse dado pode fornecer a idade de cristalização de minerais metamórficos, em especial em minerais que sejam enriquecidos em elementos terras raras pesadas, como por exemplo olivina, hornblenda, granada, zircão, apatita e titanita. Essa informação também é importante para o detalhamento de histórias polimetamórficas e estabelecimento de domínios afetados por orogenias em comum.

Com base na tabela de compilação destes parâmetros apresentados foram gerados mapas temáticos para comparar os terrenos aqui abordados e inferir correções.

4.1 – Análise dos Eventos Metamórficos

Ao comparar os registros das orogenias do Pan-africano na área de estudo, é utilizada a categorização de eventos estabelecida por Schmitt *et al.* (2018). Desta forma, é possível inferir quais terrenos foram retrabalhados durante fases iniciais e finais da amalgamação do Gondwana (Fig. 21). As informações sobre os eventos metamórficos registrados nestes terrenos também é ilustrada na Tabela 1, com suas referências bibliográficas. Após definidos os parâmetros que categorizam cada intervalo metamórfico, a análise dos eventos presentes nos terrenos em foco subdividem-se em cinco grupos:

I) Predomínio de idades entre 550–500 Ma

São os terrenos retrabalhados em fase final de amalgamação do Gondwana. Os eventos metamórficos registrados nestes terrenos também podem ser interpretados como o período final da Orogenia Kuunga (i.e., Meert, 2003) na região.

II) Predomínio de idades entre 590–540 Ma

São os terrenos retrabalhados no início da fase final de amalgamação do Gondwana, equivalente a um período orogênico intermediário para a região. Comumente os terrenos

categorizados neste grupo também possuem grãos de zircão e/ou monazitas com sobrecrecimento metamórfico cuja idade também se estende até aproximadamente 500 Ma, embora não sejam predominantes. Neste contexto, a categorização entre os grupos I e II exige certo grau de interpretação. Se unidos, os dados destes dois grupos categorizam um intervalo de eventos característico da Orogenia Kuunga.

III) Ocorrência de idades entre 630–500 Ma

Este grupo categoriza terrenos que apresentam uma sobreposição de eventos, tanto do início, como do fim do período de amalgamação do Gondwana. Este grupo corresponde a terrenos que teriam sofrido influência tanto da Orogenia Kuunga, como da Orogenia do Leste Africano. No entanto, com exceção dos terrenos de Madagascar incluídos neste grupo (Vohibory e Anosy), onde idades mais antigas (> 600 Ma) sobressaem, há considerável predomínio de registros mais novos (~550 Ma). Ainda não se pode concluir o que isto representa com exatidão, mas poderia ser resultado da obliteração de registros mais antigos conforme os eventos de ~550 Ma se sucederam ou que os eventos de ~600 Ma, de fato, tiveram apenas pequena influência nestes terrenos.

IV) Predomínio de idades entre 630–580 Ma

Este grupo categoriza terrenos retrabalhados em fase inicial de amalgamação do Gondwana, onde predomina a presença de minerais metamórficos entre 630 Ma e 580 Ma. Os eventos metamórficos nestes terrenos também podem ser interpretados como o período final da Orogenia do Leste Africano (i.e., Meert, 2003) na região, cujos estágios iniciais teriam ocorrido no nordeste da África a partir de 670 Ma (i.e., Schmitt *et al.*, 2018).

V) Terrenos retrabalhados por orogenias prévias ao Pan-Africano.

Este grupo contém terrenos que possuem ausência, escassez ou duvidosos registros dos eventos Pan-Africanos. O que está bem preservado nas rochas metamórficas destes blocos são eventos da transição entre o Mesoproterozoico e Neoproterozoico (Complexo Rayner, na Antártica Leste) ou da transição do Neoarqueano e Paleoproterozoico (Bloco de Salem, no subcontinente indiano).

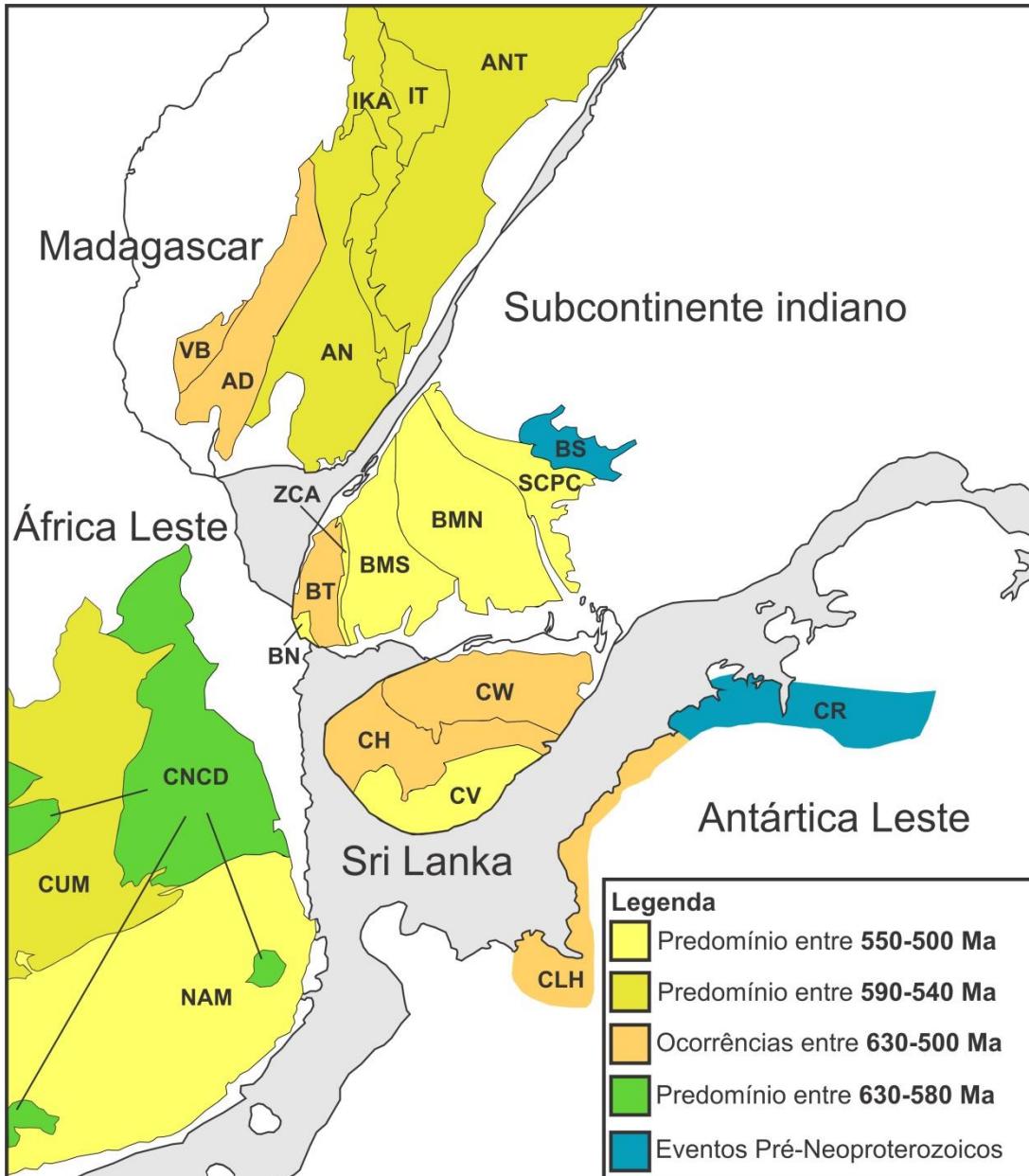


Figura 21: Registro do intervalo de idades metamórficas predominantes na porção central do Gondwana com base na distribuição de minerais metamórficos. Reconstrução dos terrenos feita com base no modelo do Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition, 2017. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BN – Bloco Nagercoil; BS – Bloco de Salem; BT – Bloco Trivandrum; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.

Ao observar o mapa com os eventos, nota-se que ambos o Complexo Rayner e o Bloco Salem não foram afetados pelos eventos neoproterozoicos (Fig.21), todavia outros parâmetros mais a frente mostram que eles não se assemelham. Por sua vez, a ligação entre os terrenos metamorfizados entre 630-500 Ma da Antártica (CLH) com os do Sri Lanka (CH e CW), subcontinente indiano (BT) e de Magagaskar (AD e VB) também é possível, mas a grande

variação deste intervalo não permite melhor correlação.

Os terrenos de 630-580 Ma da África Leste mostram-se claramente como exóticos no contexto da área. Como esles estão associados a um sistema de nappes, poderiam ter sido alocados num evento tectônico bem mais jovem e terem sido gerados num ambiente com metamorfismo mais antigo, provavelmente oriundos da porção mais ao norte de Moçambique/Tanzania, no orogeno do Leste Africano.

4.2 – Análise dos Eventos Magmáticos

A constatação de intrusões de diferentes idades e composições em cada um dos blocos estudados evidênciia uma história geológica distinta entre muitos destes terrenos (Fig. 22).

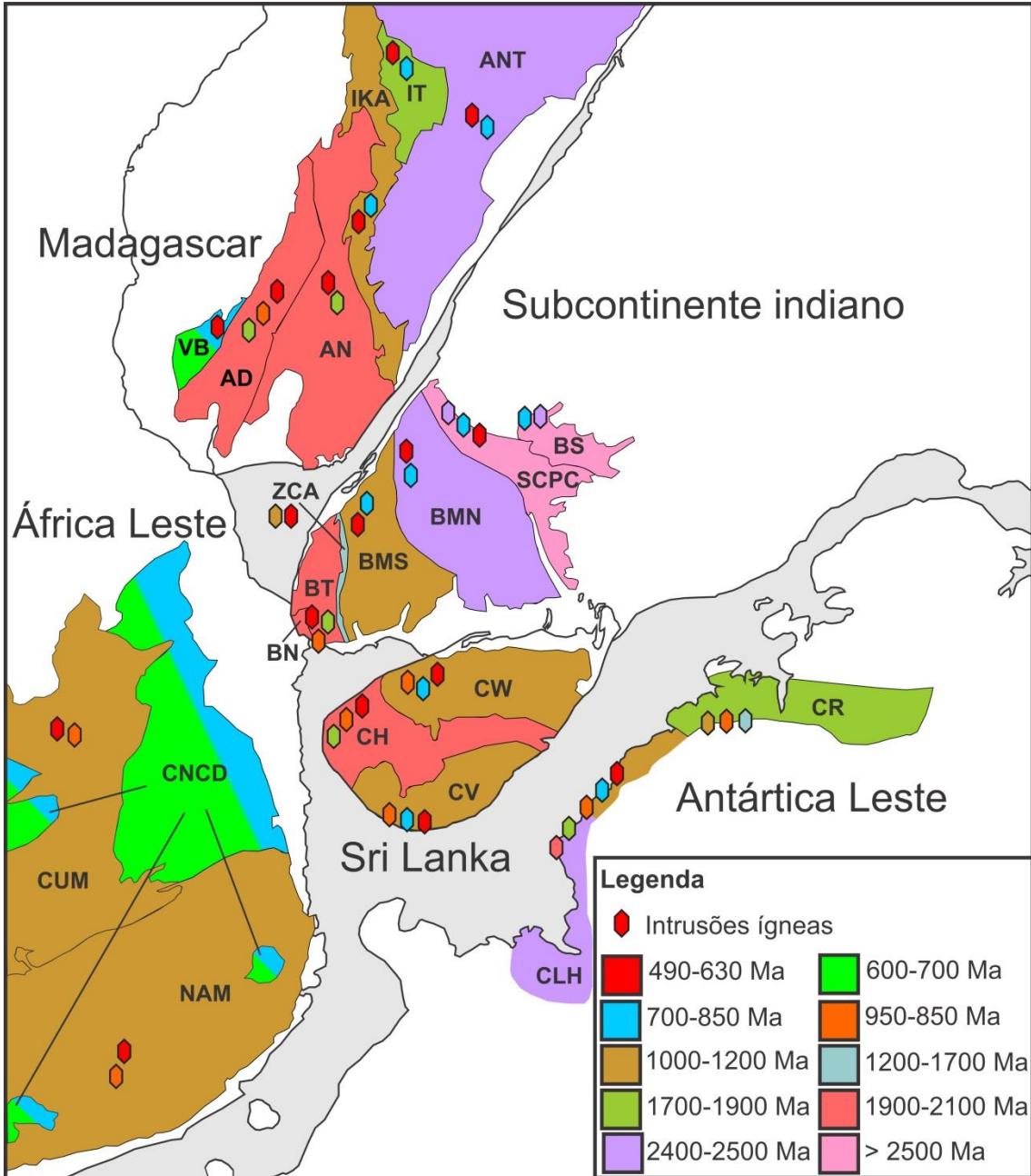


Figura 22: Estimativa de idade do embasamento dos blocos que compõem a porção central do Gondwana (polígonos preenchidos) e idade das intrusões presentes em cada um deles. Reconstrução dos terrenos feita com base no modelo do Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition, 2017. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BN – Bloco Nagercoil; BS – Bloco de Salem; BT – Bloco Trivandrum; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.

Os resultados obtidos permitem uma breve interpretação de como a evolução dos terrenos estudados pode ter ocorrido. Por exemplo, os blocos mais antigos da área de estudo, BS e SCPC (ambos no subcontinente indiano), possivelmente corresponderiam a uma das margens do Cráton de Dharwar durante o período Neoarqueano. Há cerca de 2500 Ma, o

BMN teria sido acrescionado a estes, em um evento orogênico que poderia também incluir o Domínio Antananarivo (em Madagascar), embora esta hipótese ainda seja fruto de muitas controvérsias (i.e., Tucker *et al.*, 2011; Boger *et al.*, 2014; Collins *et al.*, 2014).

Um importante resultado observado na Figura 22 é que o Complexo Highland, Blocos Trivandrum e Nagercoil, e Androyen poderiam ter sido gerados em um mesmo contexto, durante um evento de magmatismo félscio entre 2100 e 1900 Ma. Todos estes blocos compartilham intrusões posteriores da mesma idade (~1800 Ma, ~900 Ma e ~550 Ma), sugerindo que seguiram em tempo como um único terreno. Eles teriam se fragmentado apenas quando houve o rifteamento e quebra do Gondwana há cerca de 180 Ma. Possivelmente o Domínio Anosyen poderia estar relacionado com os blocos supracitados, também.

Durante o período Orosiriano (~1800 Ma), um terreno neoarqueano-paleoproterozoico, hoje no CLH da Antártica e por vezes denominado microcontinente Shirase (Takamura *et al.*, 2018), teve retrabalhamento em um contexto de margem ativa. Isto justificaria a presença de inúmeras intrusões paleoproterozoicas que demarcam uma sutura entre a porção neoarqueana e a porção neoproterozoica do CLH (Takahashi *et al.*, 2017). A formação do Complexo Rayner neste contexto poderia, portanto, estar relacionada à esta mesma subducção. Concomitantemente, em algum momento entre 1800 e 1600 Ma, provavelmente, encerrou-se a deposição na bacia que hoje corresponde ao Domínio Itremo (Tucker *et al.*, 2011), recobrindo parte do Domínio Antananarivo em Madagascar (Fig. 14 e 22).

Na transição do Mesoproterozoico para o Neoproterozoico, longos eventos de magmatismo félscio teriam gerado crosta continental, que posteriormente viria a compor a porção central do Gondwana. É provável que esse magmatismo seja atribuído a uma zona de subducção presente às margens dos terrenos neoarqueanos, paleo- e mesoproterozoico da área de estudo (Archibald *et al.*, 2017). Os terrenos NAM e CUM, na África Leste, IKA em Madagascar, SMB no subcontinente indiano, CW e CV, no Sri Lanka e parte do CLH foram gerados nesta transição (Fig. 22).

Quando o Oceano Moçambique, definido por muitos como aquele que separava os blocos de leste (subcontinente indiano, Madagascar, Sri Lanka) dos blocos da África (Kalahari, Tanzânia) no início do Neoproterozoico (Collins *et al.*, 2007), começou a se fechar há cerca de 850 Ma, um sistema de subducção teria se formado e gerado intenso retrabalhamento em diversos terrenos da área de estudo, especialmente aqueles do Gondwana Oriental (Collins *et al.*, 2014). Adicionalmente, arcos de ilha teriam começado a se formar quando este sistema se configurou até aproximadamente 650 Ma, que hoje seriam

representados pelo CDCC (na África Leste) e VB (em Madagascar).

Por fim, por conta da deformação e metamorfismo dos eventos orogênicos relacionados à amalgamação do Gondwana (Fig. 8 e 9), intrusões graníticas de 590 Ma a 500 Ma, estão dispersas na forma de plútuns, diques e soleiras em praticamente todos os blocos presentes na porção central do Gondwana (Fig. 22).

4.3 – Análise da Proveniência Sedimentar

A distribuição das idades de grãos de zircão e monazita detriticos na porção central do Gondwana é apresentada na Figura 23. Estas informações sobre a proveniência sedimentar dos terrenos estudados também estão ilustradas na Tabela 1, cujos maiores detalhes constam nas respectivas bibliografias indicadas pelos números abaixo de cada simbologia. Os resultados obtidos permitem estimar a abertura e fechamento de bacias em cada terreno que compõe a porção central do Gondwana, corroborando para a interpretação de sua história, evolução e correlação com as regiões adjacentes.

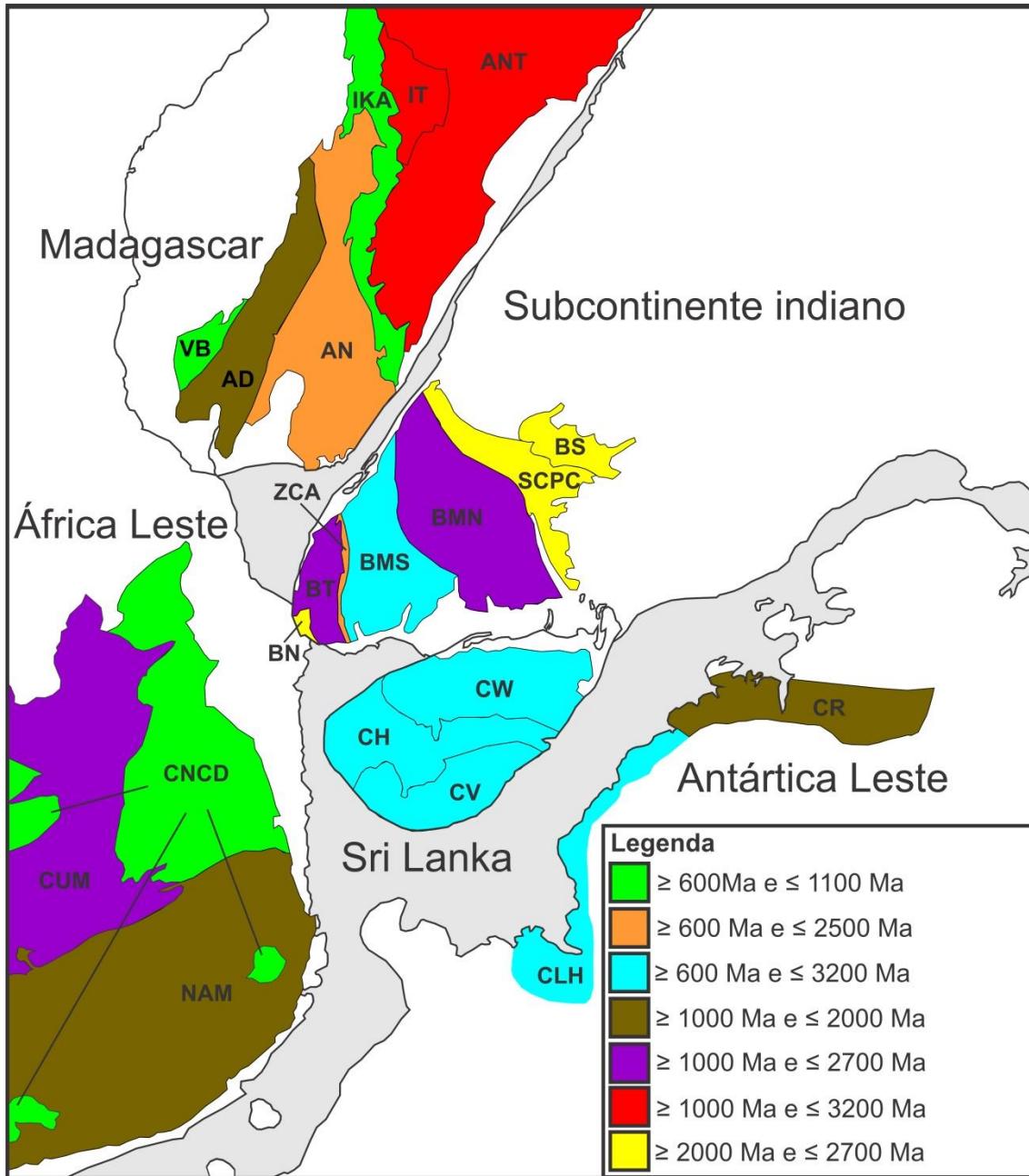


Figura 23: Distribuição das idades de grãos de zircão e monazita detriticos na porção central do Gondwana. Reconstrução dos terrenos feita com base no modelo do Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition, 2017. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BN – Bloco Nagercoil; BS – Bloco de Salem; BT – Bloco Trivandrum; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.

Com proveniência característica de uma área cratônica marginal, os terrenos próximos aos crátons do subcontinente indiano (Fig. 9), BS e SCPC apresentam uma distribuição de idades restrita entre o Neoarqueano e início do Paleoproterozoico. As principais fontes de sedimentos para estes blocos tende a ser a porção oriental do Cráton Dharwar, characteristicamente composta por rochas destas idades (Fig. 5 e 10) Estes dados fornecem a

idade máxima das bacias próximas ao cráton, com áreas fontes de até 2000 Ma. As intrusões félscicas desta idade selam o fechamento destas bacias.

Em contrapartida, os terrenos de ANT e IT, em Madagáscar, possuem contribuições datadas do Mesoarqueano e eventualmente do Paleoarqueano, idades características da porção ocidental do Cráton Dharwar, no subcontinente indiano, e possível fonte deste material (Fig. 23). No entanto, a contribuição sedimentar nestes terrenos se encerra em aproximadamente 1600 Ma (IT) e 1000 Ma (ANT). Se comparados com os terrenos com paragnasses de mesma idade, o CUM (África Leste), BT e BMN (subcontinente indiano), a fundamental diferença entre eles e os terrenos citados de Madagáscar, é a ausência de proveniências paleomesoarqueanas. Possivelmente isto indica que as principais fontes de material arqueano preservadas nestes blocos teria vindo do Cráton da Tanzânia (Fig. 9) e/ou da porção oriental do Cráton de Dharwar (Fig. 10). Por último, também com fontes limitadas até a faixa de 1000 Ma, os terrenos AD, NAM e CR possuem considerável influência dos orógenos formados há cerca de 2000 Ma.

Diferentemente deste grupo de terrenos, alguns blocos da porção central do Gondwana preservaram cristais detriticos apenas com áreas fonte do Neoproterozoico. Em geral, o material deste período está relacionado à erosão de arcos vulcânicos e plútões que se desenvolveram conforme ocorria o fechamento do Oceano Moçambique. Um exemplo disso está no CNCD (África Leste), VB e IKA (em Madagáscar), cujas rochas paraderivadas são compostas quase que unicamente por grãos datados entre 600 e 1000 Ma (Fig. 23). A proveniência preservada no NA (Madagáscar) e ZCA (subcontinente indiano), por sua vez, é mais ampla, com fontes de todos os períodos do Proterozoico. Já a proveniência identificada no BMS, CW, CH, CV e CLH possui a mais ampla distribuição de idades em seus registros sedimentares, com contribuições que podem ir desde o Mesoarqueano até o Neoproterozoico (Fig. 23).

4.4 – Análise dos Dados Isotópicos de Nd

Apesar da relativa escassez de dados isotópicos para os terrenos da área de estudo, ainda é possível gerar resultados satisfatórios para a análise comparativa dos mesmos. O intervalo para a idade modelo de Nd para cada um dos blocos é ilustrado na Figura 24. Os dados compilados de T_{DM} Hf e apresentados na Tabela 1 serão abordados apenas em trabalhos futuros, dada sua complexidade e ambiguidade de interpretações em virtude das variadas idades dos protólitos ígneos utilizados como fonte.

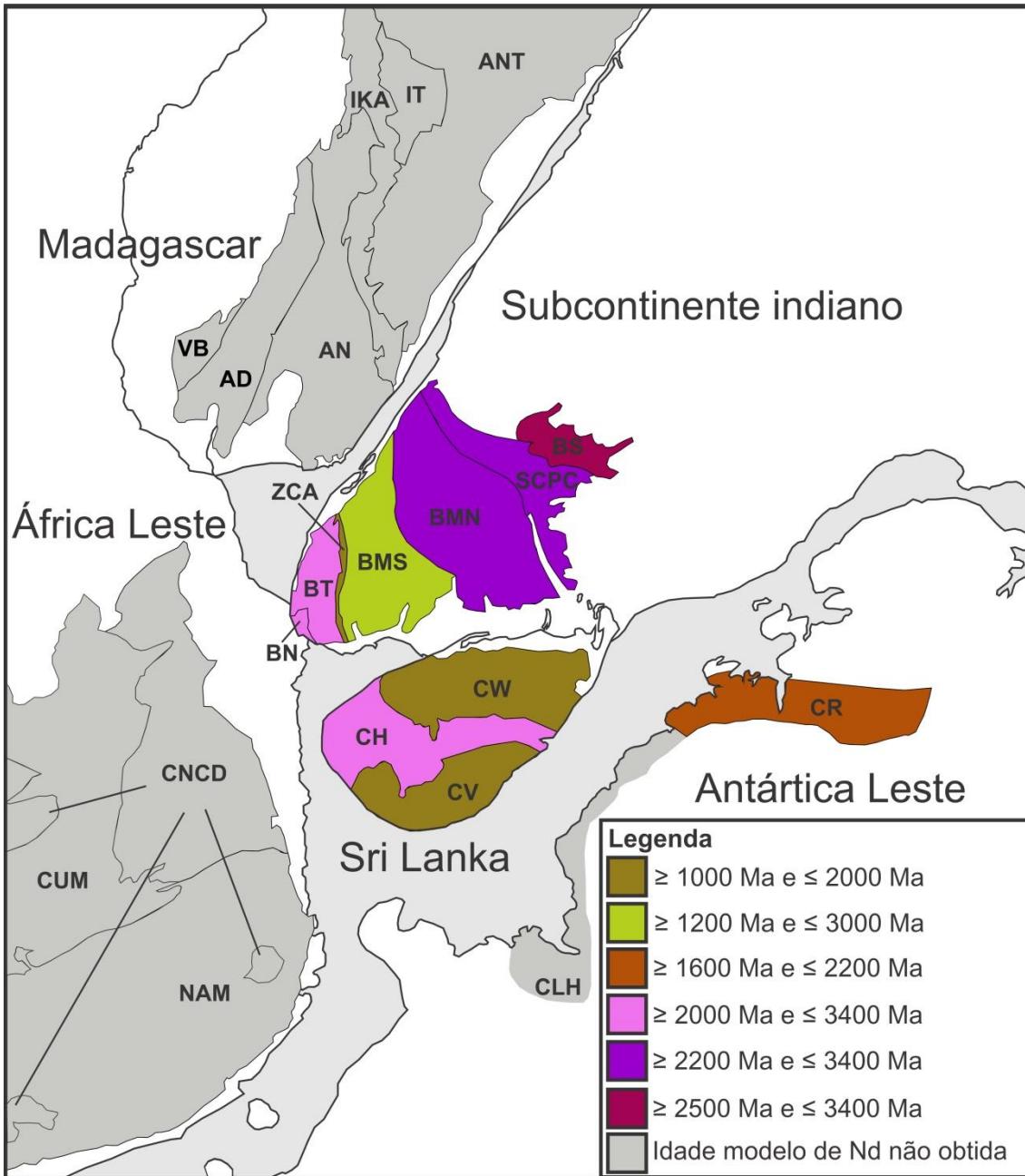


Figura 24: Distribuição das idades modelo de Nd para os terrenos da porção central do Gondwana. Reconstrução dos terrenos feita com base no modelo do Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition, 2017. AD – Androyen; AN – Anosy; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BN – Bloco Nagercoil; BS – Bloco de Salem; BT – Bloco Trivandrum; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.

Ao observar o intervalo de idade modelo de Nd para o BS, na região mais cratonica do subcontinente indiano, é possível notar que as rochas deste terreno neoarqueano possivelmente variam entre uma origem proveniente de magmas juvenis e também não juvenis. As rochas do SCPC e BMN, de forma semelhante, poderiam se enquadrar neste

contexto, porém com uma contribuição de rochas juvenis um pouco mais acentuada do que o observado no BS. Estes dados são coerentes com a hipótese de que o BMN e o SCPG possam ter sido parte de uma das margens ativas do Cráton Dharwar durante a transição do Arqueano com o Proterozoico. Assim como observado nas análises comparativas anteriores, a idade modelo de Nd para o BT, BN e CH indicam condições semelhantes quanto ao caráter isotópico de seus magmas formadores.

Em contrapartida, o CR (na Antártica Leste) não aparenta ser diretamente correlacionável quanto a suas características isotópicas com nenhum dos blocos da área de estudo. Esta constatação reforça a ideia de este ser um terreno cuja evolução está mais ligada a áreas do interior da Antártica Leste ou a uma suposta margem ativa do Paleomesoproterozoico. Caso esta segunda opção seja adotada, a idade modelo de Nd para o ZCA, CW e CV, extremamente semelhantes entre si, também poderiam estar ligadas a este contexto. O fato destes terrenos serem juvenis contribui para a noção de que talvez realmente possuam algum tipo de semelhança quanto a sua gênese. Por último, o BMS aparece como uma região mista, onde a idade modelo de Nd indica tanto uma intensa contribuição de rochas juvenis, todavia também uma considerável contaminação proveniente da base de crosta arqueana.

4.5 – Análise Estrutural

Com o intuito de fazer uma análise estrutural dos terrenos estudados em escala continental, foi gerado um mapa de contorno estrutural (Fig. 25) para mostrar as tendências (*trends*) dos lineamentos (traço da foliação principal das rochas metamórficas). Para isto, foi realizado um trabalho de interpretação de imagens de satélite disponíveis no *software* Google Earth, somadas a informações contidas em publicações de alguns dos blocos estudados (Kriegsman, 1995; Macey *et al.*, 2010). É importante frisar que as orientações comentadas no texto abaixo referem-se à posição atual dos blocos, o que por vezes é alterado em função da reconstrução utilizada para a Figura 25.

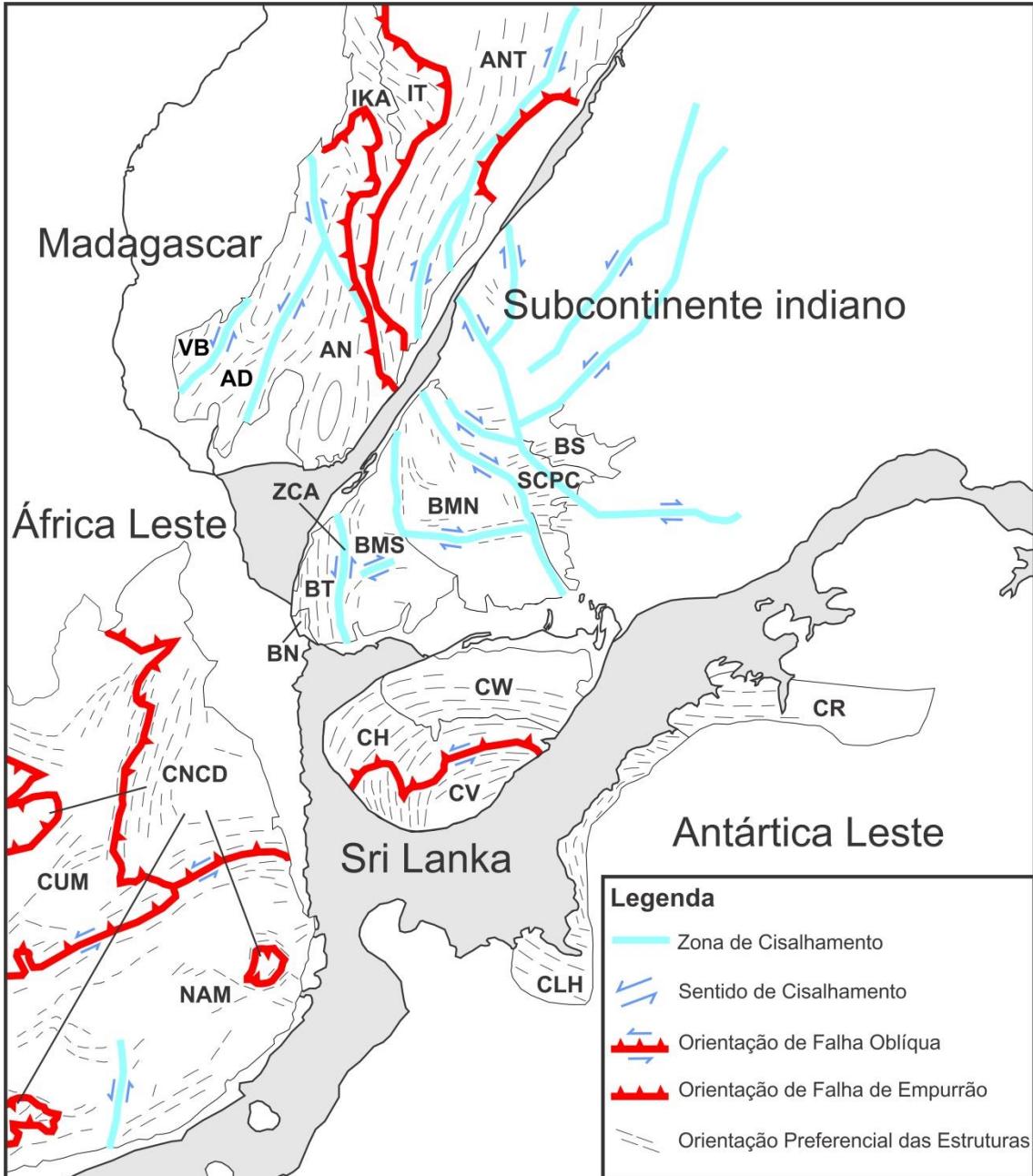


Figura 25: Mapa de contornos estruturais da porção central do Gondwana, incluindo a orientação preferencial das estruturas e as principais falhas e zonas de cisalhamento. Reconstrução dos terrenos feita com base no modelo do Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition, 2017. AD – Androyen; AN – Anosyen; ANT – Antananarivo; BMN – Bloco Madurai Norte; BMS – Bloco Madurai Sul; BN – Bloco Nagercoil; BS – Bloco de Salem; BT – Bloco Trivandrum; CH – Complexo Highland; CLH – Complexo Lützow Holm; CNCD – Complexo de Nappes Cabo Delgado; CR – Complexo Rayner; CUM – Complexo Unango e Marrupa; CV – Complexo Vijayan; CW – Complexo Wanni; IKA – Ikalamavony; IT – Itremo; NAM – Bloco Nampula; SCPC – Sistema de Cisalhamentos Palghat-Cauvery; VB – Vohibory; ZCA – Zona de Cisalhamento de Anchankovil.

Em Madagascar, há duas tendências predominantes constatadas nas rochas de seus terrenos. A maioria dos domínios tende a apresentar orientação preferencial variando entre NE-SW e NNE-SSW (Fig. 25). No domínios IKA e IT, no entanto, a orientação das estruturas segue o padrão NW-SE, comumente se aproximando de uma configuração WNW-ESE, o que

não ocorre nos demais domínios. As principais falhas de empurrão em Madagascar possuem vergência de E a NNE, normalmente interpretadas como zonas de sutura entre diferentes terrenos da ilha. Ao longo do contato AN-IKA e ao sul do mesmo, a cinemática das zonas de cisalhamento é predominantemente sinistral; já mais a leste no bloco Antananarivo a cinemática é dextral (Fig. 25).

No subcontinente indiano, o BT e BN possuem orientação estrutural no sentido NW-SE, assim como os terrenos ao sul de Madagascar. Esta tendência contrasta com o que se observa ao norte da ZCA, quando começam a predominar estruturas orientadas em NE-SW, principalmente na fração oriental do SI (Fig. 25). A fração ocidental do subcontinente indiano, que se ligaria com Madagascar, ainda apresenta uma série de estruturas orientadas em NW-SE, possuindo no entanto, estruturas conjugadas onde ainda é possível se identificar lineamentos no sentido NE-SW. De forma similar a Madagascar, o subcontinente indiano possui zonas de cisalhamento de cinemática predominantemente sinistral em seu extremo sul (ZCA) e uma mudança para um regime de cinemática dextral nas demais zonas de cisalhamento (Fig. 25).

O Sri Lanka apresenta estruturas com *strike* entre entre N-S e NNE-SSW. Todavia, quanto mais próximo do sul da ilha, predomina a direção NW-SE, fenômeno proeminente principalmente ao sul do CV (Fig. 25). Enquanto o contato entre CH e CV é bem marcado por uma falha de empurrão de vergência entre E a ESE, o contato entre CH e CW não possui demarcação bem limitada, como já foi relatado em capítulos anteriores. Adicionalmente, o empurrão da margem oeste do CV possui um componente horizontal de caráter sinistral (Fig. 25).

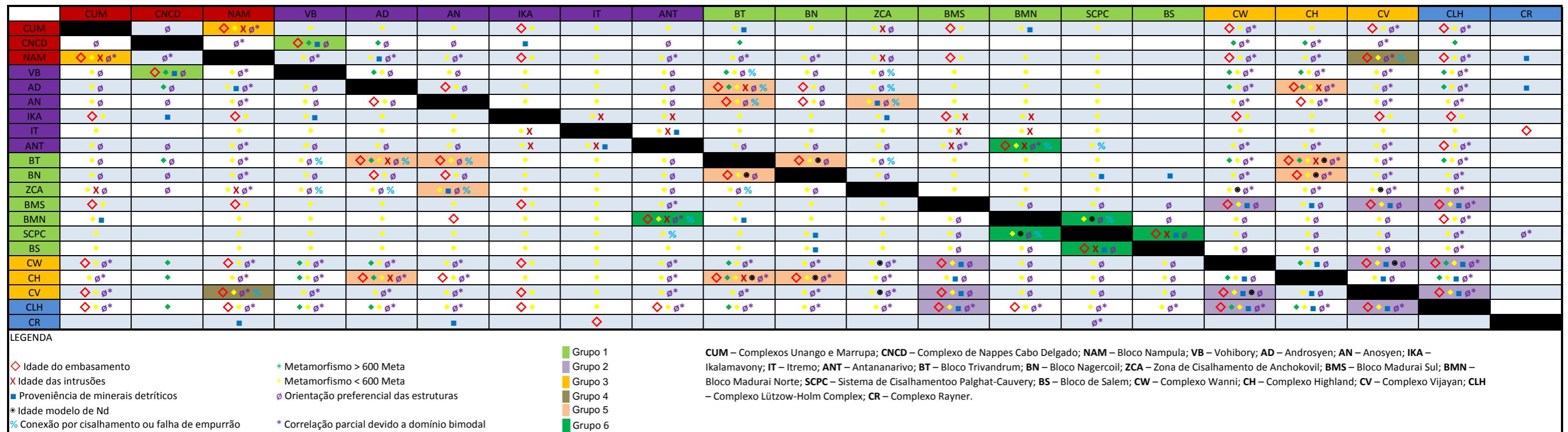
Na África Leste, a orientação das estruturas no NAM apresenta tendência predominantemente NE-SW, paralelo ao Cinturão de Lírio (Fig. 13). As camadas mergulham em ângulos moderados ($\sim 43^\circ$) para N e NW ao longo das porções norte e central do bloco (Macey *et al.*, 2010). Progressivamente a complexidade estrutural do bloco aumenta conforme aumenta a proximidade com a região costeira, ganhando uma natureza bimodal com o mergulho das camadas indo tanto para N e NO, como S e SE (Macey *et al.*, 2010). Próximo à costa, de forma semelhante, a orientação das estruturas também torna-se bimodal, sendo NE-SW ou NO-SE. Tanto nas rochas do CNCD como no embasamento do CUM, a orientação majoritária das estruturas segue o sentido NE-SO e NNE-SSW, com algumas regiões restritas ostentando sentido ONO-ESE e W-E. As fatias rochosas do CNCD, são alóctones à esta região da África Leste, caracterizadas como *klippe*s recobrindo parte do embasamento meso-neoproterozoico do CUM e NAM (Fig. 25). Já a sutura entre o CUM e o NAM, delimitada

por uma falha de empurrao de vergênci a E e SE, possui componente horizontal sinistral, semelhante ao contato entre CH e CV no Sri Lanka, portanto é uma zona de cisalhamento obliqua.

Por fim, na Antártica Leste, o CR expõe estruturas W-E e WNW-ESE, tal como os terrenos granulíticos ao sul do CLH e também em seu extremo norte, próximo ao contato com o CR (Fig. 25). Contudo, há uma brusca mudança na orientação das estruturas na porção central do CLH, onde o sentido varia entre NNW-SSE (no centro-sul) e NNE-SSW (no centro-norte). Até o momento, não há dados suficientes para concluir se há zonas de cisalhamentos e/ou suturas que justifiquem as bruscas mudanças observadas no CLH.

4.6) Análise Comparativa Geral

Após analisar os terrenos descritos nos itens anteriores, foi produzida a Tabela 2 para que os atributos compartilhados entre cada um dos domínios pudessem ser comparados de forma quantitativa. Assim, o conjunto de semelhanças e disparidades entre os domínios pode elencar argumentos concretos que permitem propor modelos de gênese, evolução e – o foco deste trabalho – a reconstrução paleogeográfica dos blocos. Os atributos presentes na Tabela 2 e utilizados como parâmetros comparativos entre os domínios da área de estudo foram os seguintes: idade do embasamento, idade das intrusões, proveniência de minerais detriticos, idade modelo de Nd, idade do metamorfismo (divididos em < 600 Ma e > 600 Ma), orientação preferencial das estruturas e a conexão das zonas de cisalhamento e zonas de empurrao. Após averiguar as relações de semelhança entre os terrenos, foi estabelecido um critério de corte para definir quais domínios compartilham importantes afinidades. Este critério consiste na seleção de terrenos que possuam 4 ou mais semelhanças entre si expostas na Tabela 2, excetuando o parâmetro de idade do metamorfismo, que deve sempre ser contabilizado como um parâmetro único, mesmo quando o terreno possuir registros de eventos maiores e menores que 600 Ma representados. Sendo assim, foram designados seis grupos para categorizar terrenos semelhantes.



4.6.1 - Grupo 1

Correlaciona o CNCD e VB. Os dois domínios mais jovens da área de estudo (900-650 Ma) possuem proveniência sedimentar similar, além de compartilharem tendências estruturais e o registro metamórfico correspondente ao final da Orogenia do Leste Africano. Este resultado vai de acordo com as observações de diversos pesquisadores (i.e.; Fritz *et al.*, 2013) que já haviam relatado condições geotectônicas e momento de formação idênticos para ambos os domínios.

4.6.2 - Grupo 2

Correlaciona o BMS com CW, CV e CLH (porção norte). Os domínios gerados na transição do Mesoproterozoico com o Neoproterozoico possuem metamorfismo e proveniência similar, além de estruturas que, considerando-se certo grau de interpretação, podem ser reconstituídas e atreladas como corpos contínuos. Kazami *et al.* (2016) já haviam proposto que um arco vulcânico formado pela união do CV e CLH tenha colidido com o Complexo Highland (Sri Lanka) em momento sincrônico ao arco formado pelo CW (Sri Lanka), há 1,0 Ga. Dada a posição do CW adjacente ao BMS em grande parte das reconstruções do Gondwana, é provável que parte do BMS também seja constituído pelo material de arco vulcânico que compõe os terrenos deste grupo. Contudo, a presença do Complexo Highland posicionada entre dois terrenos com características de arcos, funciona como um divisor geográfico entre os domínios do Grupo 2. Assim, para se justificar a acresção destas duas porções juvenis ao CH, é necessário um modelo de dupla subducção, como proposto por Santosh *et al.* (2014), ou que o CH fosse uma região peninsular que ao colidir com um extenso arco de ilhas teria sido envolto por estas rochas mais jovens.

4.6.3 - Grupo 3

Correlaciona o CUM e NAM (África Leste). A idade do embasamento de ambos os terrenos é próxima (1200 a 1000 Ma) sendo gerados e acrescionados às margens do Cráton da Tanzânia antes de sofrerem os efeitos de orogenias do Pan-Africano (Bingen *et al.*, 2009). Esta hipótese é fortalecida pelas idades coincidentes das intrusões em ambos os domínios, pelas estruturas similares e pelo evento metamórfico.

4.6.4 - Grupo 4

Correlaciona o CV (Sri Lanka) e NAM (África Leste). Nas principais reconstruções do Gondwana, estes dois domínios podem ser interligados através de falhas de empurrão de orientação, vergência e componentes horizontais equivalentes. A tendência é semelhante e pode ser definida como bimodal em ambos os blocos, o que corrobora com a noção de que tenham sido um bloco contínuo. Finalmente, a idade do embasamento dos dois terrenos é similar, assim como o registro do metamorfismo e as idades das intrusões ígneas. No atual estado, mais estudos precisam ser realizados para aprimorar as possíveis relações compartilhadas entre CV e NAM, principalmente no âmbito isotópico e geoquímico.

4.6.5 - Grupo 5

Correlaciona o BT, BN, ZCA (subcontinente indiano), e CH (Sri Lanka) com o AD e AN (Madagascar). É o grupo onde os terrenos apresentaram a maior quantidade de parâmetros com afinidade entre si. Além de terem sido formados dentro de um mesmo intervalo no tempo geológico (2100-1900 Ma), parte deles apresenta intrusões de composição e idades similares (BT, CH e AD). Os evento metamórficos também são correlacionáveis, especialmente em função da ocorrência de minerais metamórficos mais antigos que 600 Ma nos mesmos terrenos que compartilham intrusões similares. Apesar de restritos, a idade modelo de Nd obtida para BT, BN e CH também é um parâmetro de afinidade crucial para fortalecer a hipótese de que estes blocos tenham sido formados e se consolidado como um microcontinente no Paleoproterozoico. Adicionalmente, a tendência estrutural em favorece a reconstrução de corpo contínuo (Fig. 25). Recentemente, Tang *et al.* (2018) demonstraram que a zona de cisalhamento entre AN e IKA (Zona de Cisalhamento de Ranotsara) seria correlacionável com a ZCA (subcontinente indiano), enquanto que a zona de cisalhamento Betsimisaraka (também em Madagascar), seria a extensão do SCPC (subcontinente indiano). Este trabalho está de acordo com os resultados obtidos por Tang *et al.* (2018), conforme pode ser observado pela análise de proveniência obtidas no AN e na ZCA (Fig. 23). O componente predominantemente sinistral das zonas de cisalhamento ao sul do subcontinente indiano seria então correlacionável com a cinemática das estruturas no sul de Madagascar.

4.6.6 - Grupo 6

Correlaciona o BS, SCPC e BMN (subcontinente indiano) com o ANT (Madagascar). O grupo que engloba os domínios paleoproterozoicos e arqueanos apresenta afinidades mistas. Enquanto os blocos BS e SCPC apresentam afinidade entre si, quanto à idade do embasamento, das intrusões, da orientação das estruturas e das idades de proveniência, apenas o SCPC apresenta relações concretas com o BMN. BMN, por sua vez, é correlacionável em muitos quesitos com o domínio ANT, com semelhanças na idade de seus respectivos embasamentos e corpos intrusivos, além de serem conectáveis por zonas de cisalhamento de cinemática dextral. Ainda assim, o domínio ANT não compartilha muitas similaridades com outros blocos que não o BMN. Os resultados verificados neste grupo talvez devam ser interpretados como correlações lineares, onde determinado bloco se assemelha aos seus adjacentes apenas. Todavia, a considerável quantidade de semelhanças entre ANT e BMN, mais do que as demais relações, deve ser vista com cautela para que se possa melhor compreender a evolução geotectônica destes dois blocos em trabalhos futuros.

Capítulo V – Reconstrução do Gondwana Central

Apesar das reconstruções geológicas propostas ao longos das últimas décadas terem gerado consideráveis avanços na compreensão de como os diversos estágios do Gondwana se sucederam, diversas inconsistências nestes modelos ainda persistem. A porção central do Gondwana, na reconstrução de Wit *et al.* (1988) por exemplo (Fig. 17), possui amplo espaçamento entre os blocos continentais, como é possível de se constatar através da distância entre as costas da Antártica e da África, e também da porção norte de Madagascar com o subcontinente indiano. Em contrapartida, a costa da Antártica e do subcontinente indiano estão posicionadas muito próximas, inclusive com uma pequena sobreposição. A questão do espaçamento entre blocos na reconstrução de Wit *et al.* (1988) evidencia certa arbitrariedade ao se considerar a extensão das plataformas continentais nos blocos crustais: enquanto entre Madagascar e os blocos em seu entorno o estiramento da crosta foi praticamente ignorado – gerando os proeminentes espaços visíveis na reconstrução – o estiramento entre Antártica e o subcontinente indiano é exagerado. Com os conhecimentos hoje disponíveis sobre o limite transicional entre a crosta continental e crosta oceânica (OCT) destes blocos, o modelo mostra-se inconsistente.

Adicionalmente, o Sri Lanka encontra-se rotacionado e posicionado ao sul do subcontinente indiano e de Madagascar, próxima à costa da Antártica em diversos modelos, como o de Torsvik *et al.* (2013) e de Wit *et al.* (1988), como pode-se observar nas figuras 17 e 18. Este posicionamento do Sri Lanka implicaria em intensa deformação no assoalho oceânico até que atingisse a posição atual, o que não há evidências, e ainda contraria reconstituições feitas com base em fraturas e anomalias magnéticas na crosta oceânica (Desa *et al.*, 2018). Estes argumentos também valem para o modelo que rotaciona o Sri Lanka cerca de 90° proposto por Liu *et al.* (2016; Fig. 20). Este último, assume a trama estrutural e algumas afinidades litológicas entre os terrenos do Sri Lanka, BT e BMS para fundamentar a hipótese. Entretanto, neste modelo também são desconsideradas as demais correlações estruturais que podem ser feitas com outros domínios, além de não usar prováveis *piercing points*, como as falhas de empurrao entre CV e NAM (Fig. 25). De fato, os argumentos a favor do modelo de reconstrução consolidado para o Sri Lanka atualmente, acoplado ao extremo SSE do subcontinente indiano (Fig. 19), permanecem muito mais favoráveis.

Por fim, o modelo de reconstrução para a porção central do Gondwana proposto neste trabalho é apresentado na (Fig 26). O principal suporte para este modelo provém do estudo

dos *piercing points* de diversas naturezas analisados em detalhe no decorrer deste trabalho, e também dos mapas geológicos gerados para o projeto IGCP-628 - Revisão do Mapa geológico do Gondwana. O modelo também se utilizou de alguns restritos dados offshore (Ratnayake, 2016; Desa *et al.*, 2018), que auxiliaram por meio de fraturas e anomalias no assoalho oceânico e com a idade das sequências sedimentares pós-rift obtidas por perfurações nas bacias costeiras.

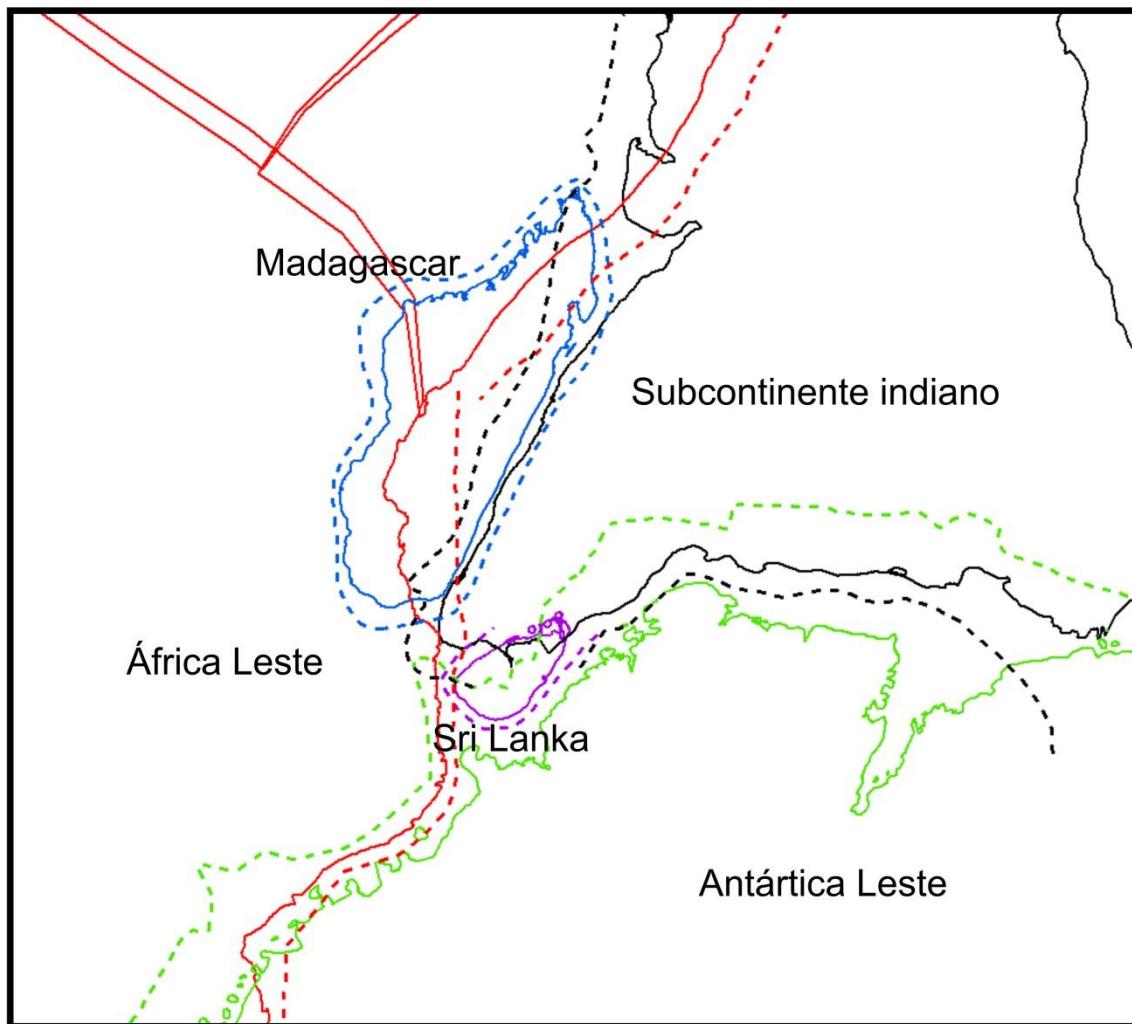


Figura 26: Reconstrução proposta para a porção central do Gondwana, visto em escala 1:10M. Linhas sólidas representam a linha de costa de cada um dos fragmentos continentais, enquanto linhas pontilhadas representam a transição continente-oceano (OCT) de cada um dos terrenos. Os círculos próximos à costa do Sri Lanka representam dados provenientes de furos de sondagem, exagerados conforme a escala. Azul – Madagascar; Preto – subcontinente indiano; Roxo – Sri Lanka; Verde – Antártica Leste; Vermelho – África Leste. Reconstrução realizada no software *GPlates* e reprojetada para projeção geográfica no software *ArcGIS*.

O novo modelo de reconstrução para a porção central Gondwana, mesmo levando em conta o estiramento crustal sofrido pelas margens dos domínios estudados, ainda proporciona espaço de acomodação o suficiente para agregar possíveis microcontinentes (Fig. 27). É o

caso de terrenos como Seychelles e Laxmi Ridge no nordeste de Madagascar (Torsvik *et al.*, 2013), Mauritia entre Madagascar e o subcontinente indiano (Torsvik *et al.*, 2013; Ashwal *et al.*, 2017), e Ellan Bank (Nemcok *et al.*, 2016) entre o subcontinente indiano e a Antártica Leste, todos eles domínios postulados como possíveis fragmentos do complexo rifteamento do Gondwana.

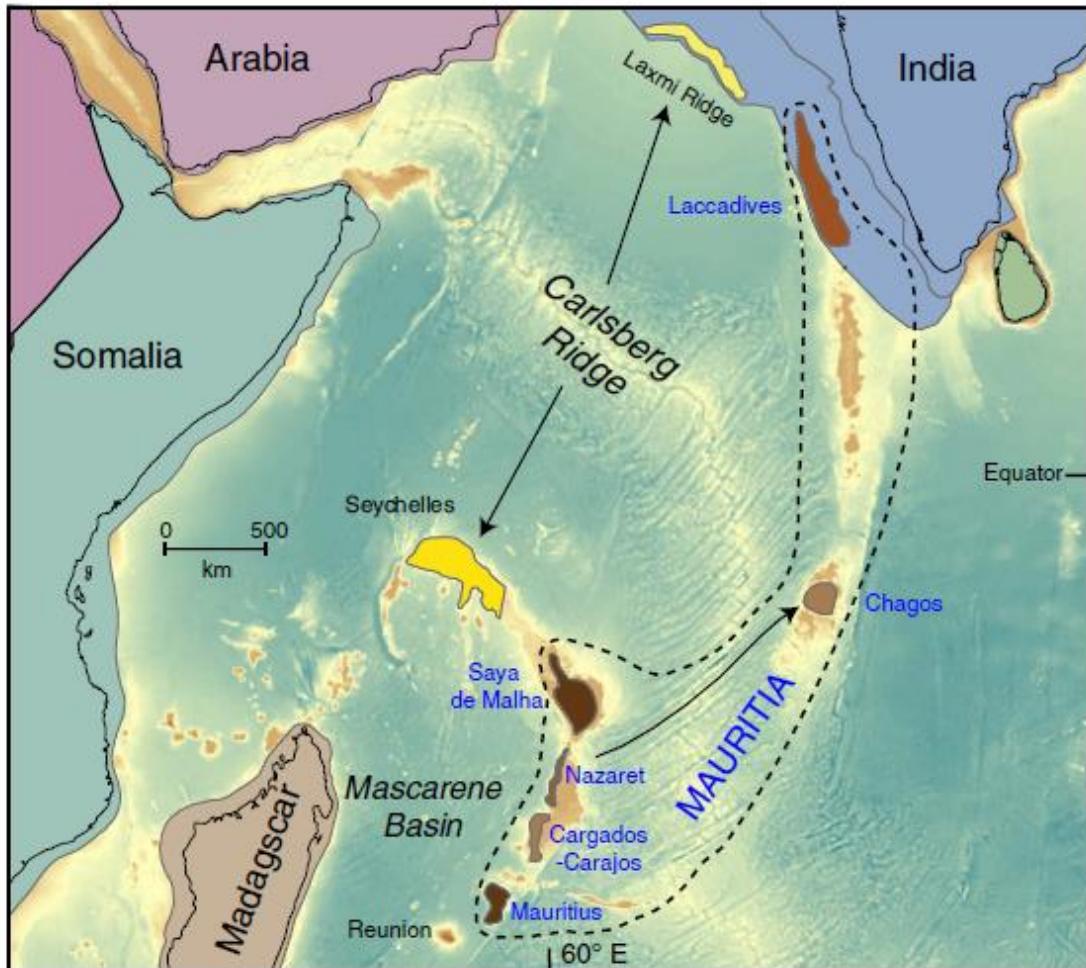


Figura 27: Localização atual de possíveis fragmentos continentais correlacionados ao Gondwana, no Oceano Índico. Entre estes, as ilhas que teriam sido parte do microcontinente Mauritia (tons de marrom), Seychelles e Laxmi Ridge (tons de amarelo). Fonte: Ashwal *et al.*, 2017.

Para esta reconstrução, a sobreposição das linhas OCT foram balanceadas por não se utilizar de cálculos que estimem o estiramento evidenciado pelas plataformas continentais de cada uma das massas continentais estudadas. Nas margens menos estiradas, naturalmente foi admitida uma menor sobreposição entre placas, enquanto o oposto foi considerado ao unir margens que demonstram maior grau de estiramento. As linhas OCT utilizadas são baseadas no modelo de reconstrução do Gondwana Geological Map - Pre-1st Edition (2017). A figura 28 utiliza a reconstrução desenvolvida neste trabalho para ilustrar a sobreposição dos terrenos quando comparadas com as linhas de costa atuais, e a figura 29 acrescenta as OCT ao modelo.

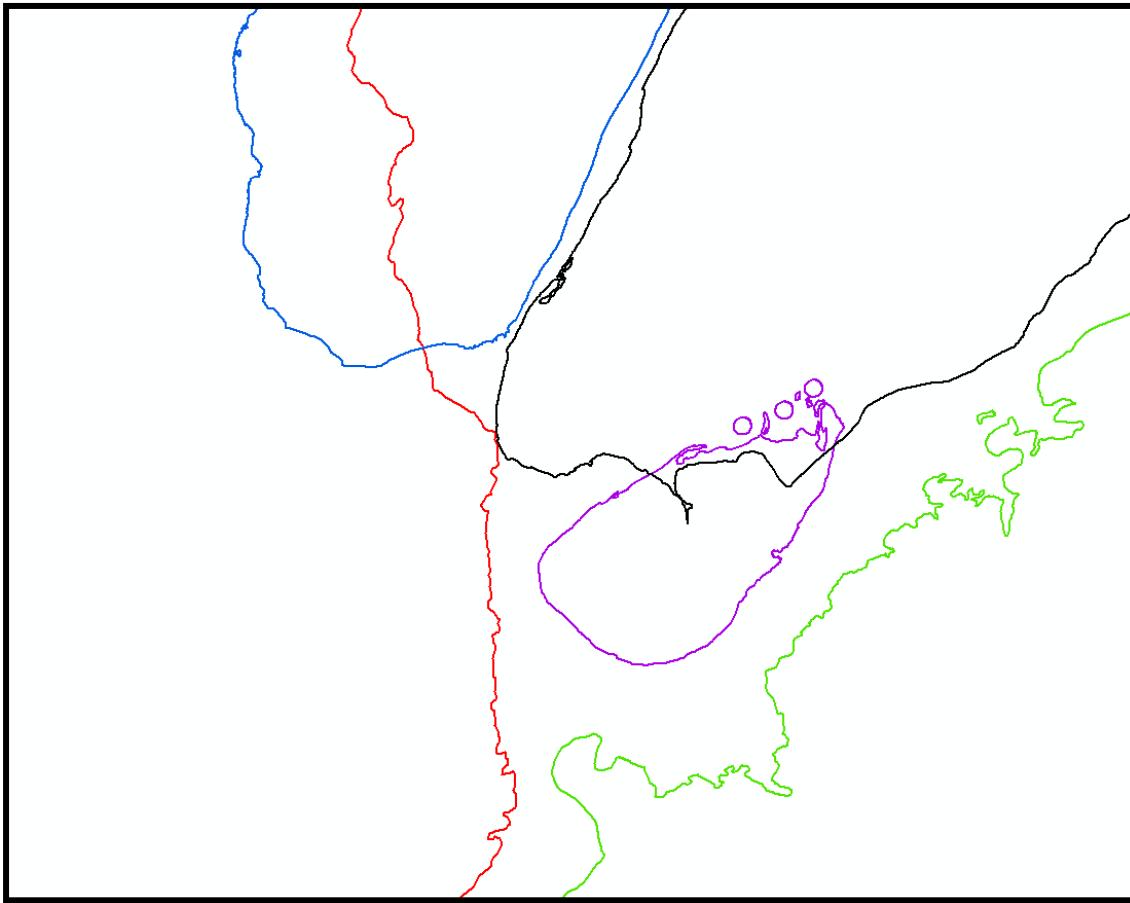


Figura 28: Reconstrução proposta para a porção central do Gondwana, vista em escala 1:5M. Linhas sólidas representam a linha de costa de cada um dos fragmentos continentais. Os círculos próximos à costa do Sri Lanka representam dados provenientes de furos de sondagem, exagerados conforme a escala. Azul – Madagascar; Preto – subcontinente indiano; Roxo – Sri Lanka; Verde – Antártica Leste; Vermelho – África Leste. Reconstrução realizada no *software GPlates* e reprojetada para projeção geográfica no *software ArcGIS*.

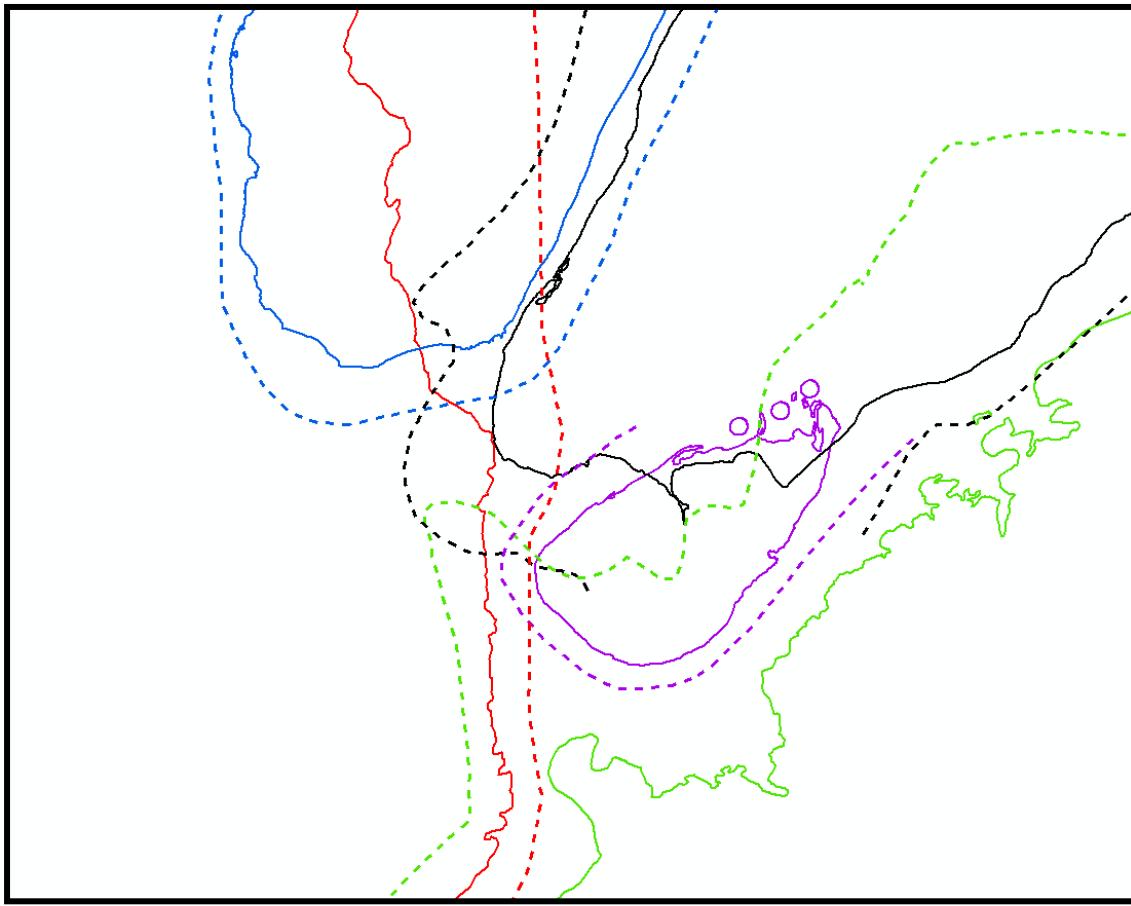


Figura 29: Reconstrução proposta para a porção central do Gondwana, vista em escala 1:5M. Linhas sólidas representam a linha de costa de cada um dos fragmentos continentais, enquanto linhas pontilhadas representam a transição continente-oceano (OCT) de cada um dos terrenos. Os círculos próximos à costa do Sri Lanka representam dados provenientes de furos de sondagem, exagerados conforme a escala. Azul – Madagascar; Preto – subcontinente indiano; Roxo – Sri Lanka; Verde – Antártica Leste; Vermelho – África Leste. Reconstrução realizada no software *GPlates* e reprojetada para projeção geográfica no software *ArcGIS*.

Ao unir os mapas geológicos produzidos nas etapas iniciais de pesquisa com o modelo gerado, é possível identificar as relações compartilhadas por diversos dos domínios estudados neste trabalho (Fig. 30). Os seis grupos categorizados na Tabela 2 foram utilizados como importantes alicerces para a correlação dos domínios geológicos, tendo em vista que representam a adesão dos *piercing points* de maior confiabilidade. Este modelo apresenta como principal diferencial a consolidação da conexão do sul de Madagascar com o extremo sul do subcontinente indiano, ao longo de uma faixa de rochas paleoproterozoicas contínua que se estenderia até o Sri Lanka. A conexão entre a zona de cisalhamento da ZCA e a zona de empurrão entre os domínios AN e IKA, envolve um *piercing point* não linear e de considerável componente vertical (o empurrão), e por isso não são posicionados lado a lado na reconstrução, embora sejam correlacionados. A trama estrutural, a direção e sentido das zonas de cisalhamento entre Madagascar e o subcontinente indiano também apresentam

interações consistentes neste modelo (Fig. 25). Entre o Sri Lanka e a África Leste, a principal amarração entre os blocos se dá ao longo das falhas de empurrão (Fig. 25).

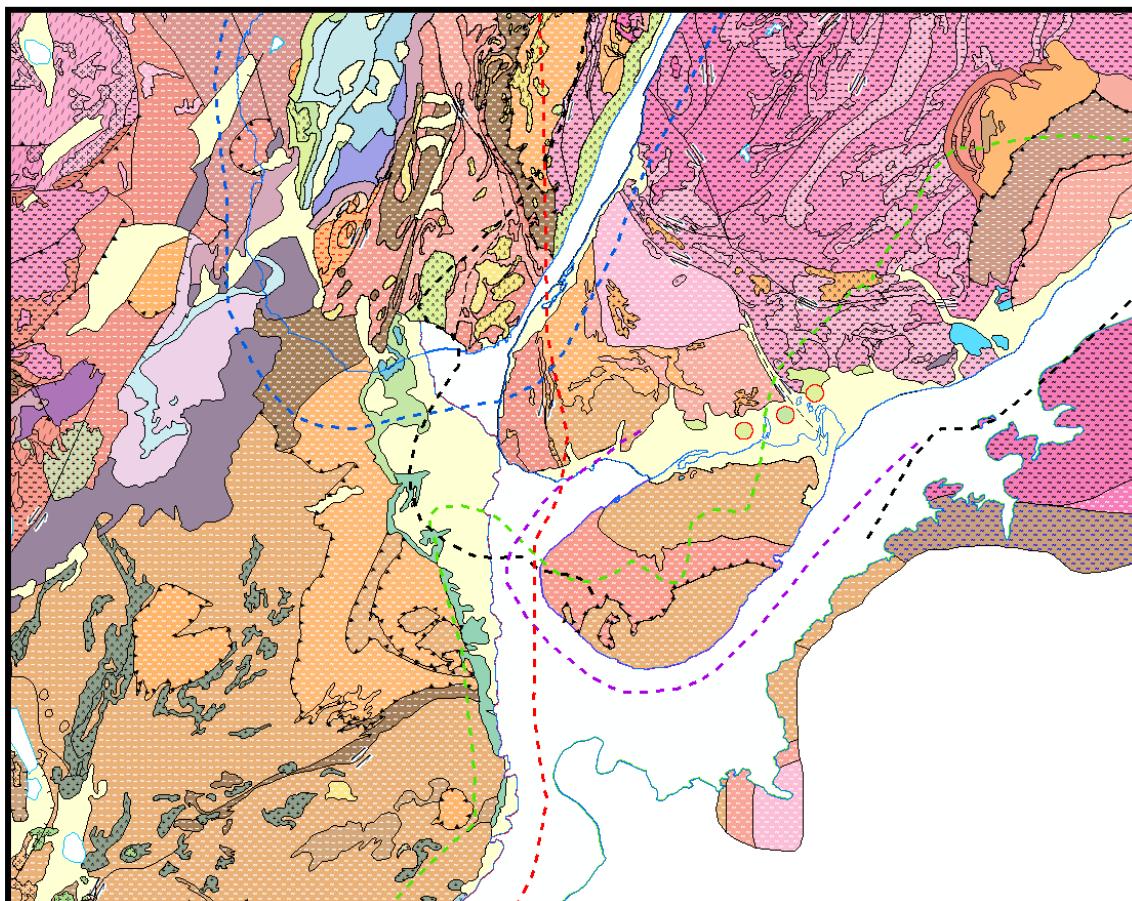


Figura 30: Mapa geológico da porção central do Gondwana, visto em escala 1:5M. Linhas pontilhadas representam a transição continente-oceano (OCT) de cada um dos terrenos. Os círculos próximos à costa do Sri Lanka representam dados provenientes de furos de sondagem, exagerados conforme a escala. Azul – Madagascar; Preto – subcontinente indiano; Roxo – Sri Lanka; Verde – Antártica Leste; Vermelho – África Leste. Reconstrução realizada no *software* GPlates e reprojetada para projeção geográfica no *software* ArcGIS.

Capítulo 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Historicamente a porção central do Gondwana é foco de diversas controvérsias quanto a sua representação. O estudo realizado através do desenvolvimento do mapa geológico do subcontinente indiano (SI) e consequente comparação com os mapas geológicos dos terrenos gonduânicos adjacentes, permitiu elencar domínios que servem como *piercing points* para a reconstrução do paleocontinente. Estes, estão presentes em outros quatro fragmentos continentais além do SI: Sri Lanka, Madagascar, África Leste e Antártica Leste. Estes blocos crustais variam entre idades arqueanas até neoproterozoico-cambrianas, quando houve o fim da amalgamação do Gondwana através das orogenias do Leste Africano e de Kuunga.

Através da compilação de datações minerais, estudos de proveniência sedimentar, dados isotópicos e estruturais uma comparação mais elaborada pode ser desenvolvida para categorizar os terrenos de acordo com suas afinidades geológicas. Quando os terrenos da porção central do Gondwana possuem suas características comparadas individualmente com os demais, algumas destoam das outras em virtude da grande quantidade de afinidades compartilhadas. Assim, ao agrupar o conjunto de terrenos associados, constatam-se seis núcleos principais: 1) CNCD (África Leste) e VB (Madagascar); 2) BMS (subcontinente indiano), CW e CV (Sri Lanka), e CLH (Antártica Leste); 3) CUM e NAM (África Leste); 4) CV (Sri Lanka) e NAM (África Leste); 5) BT, BN, ZCA (subcontinente indiano), CH (Sri Lanka), AD e NA (Madagascar); 6) BS, SCPC, BMN (subcontinente indiano) e ANT (Madagascar). Através das relações identificadas entre estes grupos, é possível desenvolver um novo modelo de reconstrução paleogeográfica para os domínios estudados.

A configuração então proposta para o Gondwana, quando comparada a trabalhos passados, resulta em um modelo menos compacto que permite agregar possíveis microcontinentes. É o caso de terrenos como Seychelles, Laxmi Ridge, Mauritia e Elan Bank, por exemplo. Além disto, o modelo procura incluir alguns dados de fraturas e anomalias magnéticas no assoalho oceânico, limites OCT de cada bloco e perfurações em bacias costeiras, que acabam por fortalecer o modelo proposto.

Referências Bibliográficas

- ACHARYYA, S.K., SAHA, P. 2018. Himalayan Paleogene Foreland Basin, its collision induced early volcanic history and failed rift initiation. **Journal of Asian Earth Sciences**. v. 162, p. 12. <https://doi.org/10.1016/J.JSEAES.2018.04.031>
- ANDERSON, J.R., PAYNE, J.L., KELSEY, D.E., HAND, M., COLLINS, A.S., SANTOSH, M. 2012. High-pressure granulites at the dawn of the Proterozoic. **Geology**. v. 40, p. 431–434. <https://doi.org/10.1130/G32854.1>
- ARCHIBALD, D.B., COLLINS, A.S., FODEN, J.D., PAYNE, J.L., HOLDEN, P., RAZAKAMANANA, T., DE WAELE, B., THOMAS, R.J., PITFIELD, P.E.J. 2016. 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. 312–337. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.05.014>
- ARCHIBALD, D.B., COLLINS, A.S., FODEN, J.D., PAYNE, J.L., MACEY, P.H., HOLDEN, P., RAZAKAMANANA, T. 2017. Stenian–Tonian arc magmatism in west–central Madagascar: the genesis of the Dabolava Suite. **Journal of the Geological Society, London**. v. 175, p. 111–129. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-028>
- ASHWAL, L.D., WIEDENBECK, M., TORSVIK, T.H. 2017. Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius. **Nature Communications**. v. 8, p. 1–9. <https://doi.org/10.1038/ncomms14086>
- BARTLETT, J.M., DOUGHERTY-PAGE, J.S., HARRIS, N.B.W., HAWKESWORTH, C.J., SANTOSH, M. 1998. The application of single zircon evaporation and model Nd ages to the interpretation of polymetamorphic terrains: An example from the Proterozoic mobile belt of south India. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. v. 131, p. 181–195. <https://doi.org/10.1007/s004100050387>
- BHASKAR RAO, Y.J., CHETTY, T.R.K., JANARDHAN, A.S., GOPALAN, K. 1996. Sm–Nd and Rb-Sr ages and P-T history of the Archean Sittampundi and Bhavani layered meta-anorthosite complexes in Cauvery shear zone, South India: evidence for Neoproterozoic reworking of Archean crust. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. v. 125, p. 237–250. <https://doi.org/10.1007/s004100050219>
- BHUTANI, S. R.; BALAKARISHNAN, S.; NEVIN, C.G.; JEYABAL, S. 2007. Sm-Nd isochron ages from Southern Granulite Terrain , South India: Age of protolith and metamorphism REE pattern and Oxygen isotopes in zircons from different rocks (the Fennoscandian and Ukrainian Shields) as indicators of their genesis. **Lithos**. 2007–2007.
- BICCA, M.M., JELINEK, A.R., PHILIPP, R.P., DE CARVALHO LANA, C., ALKMIM, A.R. 2017. Precambrian-Cambrian provenance of Matinde Formation, Karoo Supergroup, northwestern Mozambique, constrained from detrital zircon U-Pb age and Lu-Hf isotope data. **Journal of African Earth Sciences**. v. 138, p. 42–57. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.10.013>
- BINGEN, B., JACOBS, J., VIOLA, G., HENDERSON, I.H.C., SKÅR, BOYD, R., THOMAS, R.J., SOLLI, A., KEY, R.M., DAUDI, E.X.F. 2009. Geochronology of the Precambrian crust in the Mozambique belt in NE Mozambique, and implications for Gondwana assembly. **Precambrian Research**. v. 170, p. 231–255. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.01.005>
- BINGEN, B., VIOLA, G., GRIFFIN, W.L., JACOBS, J., BOYD, R., THOMAS, R.J., DAUDI, E., HENDERSON, I.H.C., BEYER, E., SKAR, Ø. 2007. Crustal architecture of the Mozambique Belt in Northeastern Mozambique: perspective from U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes in zircon.
- BOGER, S.D., HIRDES, W., FERREIRA, C.A.M., SCHULTE, B., JENETT, T., FANNING,

- C.M. 2014. From passive margin to volcano-sedimentary forearc: The Tonian to Cryogenian evolution of the Anosy Domain of southeastern Madagascar. **Precambrian Research.** v. 247, p. 159–186. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.04.004>
- BOYD, R., NORDGULEN, Ø., THOMAS, R.J., BINGEN, B., BJERKGARD, T., GRENNÉ, T., HENDERSON, I., MELEZHIK, V.A., OFTEN, M., SANDSTAD, J.S. 2010. The geology and geochemistry of the East African Orogen in northeastern Mozambique. **South African Journal of Geology.** v. 113, p. 87–129.
- BRANDT, S., RAITH, M.M., SCHENK, V., SENGUPTA, P., SRIKANTAPPA, C., GERDES, A. 2014. Crustal evolution of the Southern Granulite Terrane, south India: New geochronological and geochemical data for felsic orthogneisses and granites. **Precambrian Research.** v. 246, p. 91–122. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.01.007>
- BRANDT, S., SCHENK, V., RAITH, M.M., APPEL, P., GERDES, A., SRIKANTAPPA, C. 2011. Late neoproterozoic P-T evolution of HP-UHT granulites from the palni hills (south india): New constraints from phase diagram modelling, LA-ICP-MS zircon dating and in-situ EMP monazite dating. **Journal of Petrology.** v. 52, p. 1813–1856. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr032>
- BRAUN, I. 2006. Pan-African granitic magmatism in the Kerala Khondalite Belt, southern India. **Journal of Asian Earth Sciences.** v. 28, p. 38–45.
- BRAUN, I., CENKI-TOK, B., PAQUETTE, J.-L., TIEPOLO, M. 2007. Petrology and U–Th–Pb geochronology of the sapphirine–quartz-bearing metapelites from Rajapalayam, Madurai Block, Southern India: Evidence for polyphase Neoproterozoic high-grade metamorphism. **Chemical Geology.** v. 241, p. 129–147. <https://doi.org/10.1016/J.CHEM GEO.2007.02.010>
- CENKI, B., BRAUN, I., BRÖCKER, M. 2004. Evolution of the continental crust in the Kerala Khondalite Belt, southernmost India: evidence from Nd isotope mapping, U–Pb and Rb–Sr geochronology. **Precambrian Research.** v. 134, p. 275–292.
- CENKI, B., KRIEGSMAN, L.M., 2005. Tectonics of the Neoproterozoic southern granulite terrain, South India. **Precambrian Research.** v. 138, p. 37–56.
- CHACKO, T., KUMAR, G.R.R., NEWTON, R.C. 1987. Metamorphic PT conditions of the Kerala (South India) khondalite belt, a granulite facies supracrustal terrain. **The Journal of Geology.** v. 95, p. 343–358.
- CHATTERJEE, S., GOSWAMI, A., & SCOTESE, C. R. 2013. The longest voyage: tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. **Gondwana Research.** v. 23, n. 1, p. 238–267.
- CHEN, S.-S., FAN, W.-M., SHI, R.-D., LIU, X.-H., ZHOU, X.-J. 2018. 118–115 Ma magmatism in the Tethyan Himalaya igneous province: Constraints on Early Cretaceous rifting of the northern margin of Greater India. **Earth and Planetary Science Letters.** v. 491, p. 21–33. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2018.03.034>
- CHETTY, T.R.K., BHASKAR RAO, Y.J. 2006. Constrictive deformation in transpressional regime: field evidence from the Cauvery Shear Zone, Southern Granulite Terrain, India. **Journal of Structural Geology.** v. 28, p. 713–720. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2006.01.007>
- CLARK, C., COLLINS, A.S., TIMMS, N.E., KINNY, P.D., CHETTY, T.R.K., SANTOSH, M. 2009a. SHRIMP U–Pb age constraints on magmatism and high-grade metamorphism in the Salem Block, southern India. **Gondwana Research.** v. 16, p. 27–36. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2008.11.001>
- CLARK, C., COLLINS, A.S., SANTOSH, M., TAYLOR, R., WADE, B.P. 2009b. The P-T-t architecture of a Gondwanan suture: REE, U–Pb and Ti-in-zircon thermometric

- constraints from the Palghat Cauvery shear system, South India. **Precambrian Research.** v. 174, p. 129–144. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2009.07.003>
- CLARK, C., HEALY, D., JOHNSON, T., COLLINS, A.S., TAYLOR, R.J., SANTOSH, M., TIMMS, N.E. 2015. Hot orogens and supercontinent amalgamation: A Gondwanan example from southern India. **Gondwana Res.** v. 28, p. 1310–1328. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2014.11.005>
- CLARK, C., HEALY, D., COLLINS, A.S., FITZSIMONS, I.C.W., SANTOSH, M. Submetido. Development of a Neoproterozoic ultra-hot orogen in southern India: constraints from U–Pb geochronology, phase diagrams and numerical models. **Journal of Metamorphic Geology.**
- COLLINS, A.S. 2006. Madagascar and the amalgamation of Central Gondwana. **Gondwana Research.** v. 9, p. 3–16. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2005.10.001>
- COLLINS, A.S., CLARK, C., PLAVSA, D. 2014. Peninsular India in Gondwana: The tectonothermal evolution of the Southern Granulite Terrain and its Gondwanan counterparts. **Gondwana Research.** v. 25, p. 190–203. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.01.002>
- COLLINS, A.S., CLARK, C., SAJEEV, K., SANTOSH, M., KELSEY, D.E., HAND, M. 2007. Passage through India: the Mozambique Ocean suture, high-pressure granulites and the Palghat-Cauvery shear zone system. **Terra Nova.** v. 19, p. 141–147.
- COLLINS, A.S., KINNY, P.D., RAZAKAMANANA, T. 2012. Depositional age, provenance and metamorphic age of metasedimentary rocks from southern Madagascar. **Gondwana Research.** v. 21, p. 353–361. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.12.006>
- COLLINS, A.S., PISAREVSKY, S.A. 2005. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens. **Earth-Science Reviews.** v. 71, p. 229–270.
- COLLINS, A.S., SANTOSH, M., BRAUN, I., CLARK, C. 2007. Age and sedimentary provenance of the Southern Granulites, South India: U-Th-Pb SHRIMP secondary ion mass spectrometry. **Precambrian Research.** v. 155, p. 125–138. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.01.006>
- COX, R., ARMSTRONG, R. A., ASHWAL, L.D. 1998. Sedimentology, geochronology and provenance of the Proterozoic Itremo Group, central Madagascar, and implications for pre-Gondwana palaeogeography. **Journal of the Geological Society.** v. 155, p. 1009–1024. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.6.1009>
- COX, R., COLEMAN, D.S., CHOKEL, C.B., DEOREO, S.B., WOODEN, J.L., COLLINS, A.S., DE WAELE, B., KRÖNER, A. 2004. Proterozoic Tectonostratigraphy and Paleogeography of Central Madagascar Derived from Detrital Zircon U-Pb Age Populations. **The Journal of Geology.** v. 112, p. 379–399. <https://doi.org/10.1086/421070>
- DE WAELE, B., HORSTWOOD, M.S.A., PITFIELD, P.E.J., THOMAS, R.J., KEY, R.M., RABARIMANA, M., RAFAHATELO, J.-M., RALISON, V., RANDRIAMANANJARA, T. 2009. The architecture of the “Betsimisaraka Suture Zone”; a record of oceanic arcs and associated metasedimentary successions between the “Indian” and “African” parts of Madagascar. Int. Conf. Isl. Arc, Cont. Collisions, Macquarie Arc Conf. p. 56–57.
- DE WIT, M., JEFFERY, M., BERGH, H., NICOLAYSON, L.O. 1988. Geological Map of Sectors of Gondwana: Reconstructed to Their Disposition-150 Ma Scale 1: 10.000. 000: Lambert Equal Area Projection-Centred at 20° S, 40° E. Amer. Ass. Petroleum Geol.
- DESA, M.A., ISMAIEL, M., SURESH, Y., KRISHNA, K.S. 2018. Oblique strike-slip motion off the Southeastern Continental Margin of India: Implication for the separation of Sri Lanka from India. **Journal of Asian Earth Sciences.** v. 156, p. 111–121. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.01.015>

- DHARMAPRIYA, P.L., MALAVIARACHCHI, S.P.K., KRIEGSMAN, L.M., GALLI, A., SAJEEV, K., ZHANG, C. 2017. New constraints on the P-T path of HT/UHT metapelites from the Highland Complex of Sri Lanka. **Geoscience Frontiers**. v. 8, p. 1405–1430. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.12.005>
- DHARMAPRIYA, P.L., MALAVIARACHCHI, S.P.K., SANTOSH, M., TANG, L., SAJEEV, K. 2015. Late-Neoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism in the Highland Complex, Sri Lanka. **Precambrian Research**. v. 271, p. 311–333. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.010>
- DOUCOURÉ, C.M., DE WIT, M.J., REEVES, C.V. 2000. Towards a gravity map of Gondwana. **Journal of African Earth Sciences**. 31, 195–204. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00084-1](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00084-1)
- DRURY, S.A., HARRIS, N.B.W., HOLT, R.W., REEVES-SMITH, G.J., WIGHTMAN, R.T. 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. **The Journal of Geology**. v. 92, p. 3–20.
- DU TOIT, A.L. 1937. Our wandering continents: an hypothesis of continental drifting. Oliver and Boyd.
- DUTTA, U., BHUI, U.K., SENGUPTA, P., SANYAL, S., MUKHOPADHYAY, D. 2011. Magmatic and metamorphic imprints in 2.9 Ga chromitites from the Sittampundi layered complex, Tamil Nadu, India. **Ore Geology Reviews**. v. 40, p. 90–107. <https://doi.org/10.1016/J.OREGOREV.2011.05.004>
- EMMEL, B., JÖNS, N., KRÖNER, A., JACOBS, J., WARTHO, J.-A., SCHENK, V., RAZAKAMANANA, T., AUSTEGARD, A. 2008. From closure of the Mozambique Ocean to Gondwana breakup: new evidence from geochronological data of the Vohibory Terrane, southwest Madagascar. **The Journal of Geology**. v. 116, p. 21–38.
- ERNST, R.E., BLEEKER, W., SÖDERLUND, U., KERR, A.C. 2013. Large Igneous Provinces and supercontinents: Toward completing the plate tectonic revolution. **Lithos** v. 174, p. 1–14. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2013.02.017>
- FERNANDEZ, A., SCHREURS, G. 2003. Tectonic evolution of the Proterozoic Itremo Group metasediments in central Madagascar. **Geological Society London Special Publications**. v. 206, p. 381–399. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.206.01.18>
- FITZSIMONS, I.C.W., HULSCHER, B. 2005. Out of Africa: Detrital zircon provenance of central Madagascar and Neoproterozoic terrane transfer across the Mozambique Ocean. **Terra Nova**. v. 17, p. 224–235. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00595.x>
- FRITZ, H., ABDELSALAM, M., ALI, K.A., BINGEN, B., COLLINS, A.S., FOWLER, A.R., GHEBREAB, W., HAUZENBERGER, C.A., JOHNSON, P.R., KUSKY, T.M., MACEY, P., MUHONGO, S., STERN, R.J., VIOLA, G. 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. **Journal of African Earth Sciences**. v. 86, p. 65–106. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.06.004>
- GAF-BGR, 2008a. Final report: Explanatory notes for the Antananarivo Domain, Central-east Madagascar. Réalisation des travaux de cartographie géologique de Madagascar, révision approfondie de la cartographie géologique et minière aux échelles 1/100 000 et 1/500 000 zone Sud. République de Madagascar, Ministère de L'énergie et des Mines (MEM/SG/DG/UCP/PGRM), 41 p.
- GAF-BGR, 2008b. Final report. Explanatory notes for the Anosy Domain southeast Madagascar. Réalisation des travaux de cartographie géologique de Madagascar, révision approfondie de la cartographie géologique et minière aux échelles 1/100,000 et 1/500,000 zone Sud. République de Madagascar, Ministère de L'énergie et des Mines (MEM/SG/DG/UCP/PGRM), 93 p.
- GAF-BGR, 2008c. Final report: Explanatory notes for the Itremo–Ikalamavony Domain,

- central and western Madagascar. Réalisation des travaux de cartographie géologique de Madagascar, révision approfondie de la cartographie géologique et minière aux échelles 1/100,000 et 1/500,000 zone Sud. République de Madagascar, Ministère de L'énergie et des Mines MEM/SG/DG/UCP/PGRM), 79 p.
- GAF-BGR, 2008d. Final report. Explanatory notes for the Vohibory Domainsouthwest Madagascar. Réalisation des travaux de cartographie géologique de Madagascar, révision approfondie de la cartographie géologique et minière aux échelles 1/100,000 et 1/500,000 zone Sud. République de Madagascar, Ministère de L'énergie et des Mines (MEM/SG/DG/UCP/PGRM), 85 p.
- GHOSH, J.G., DE WIT, M.J., ZARTMAN, R.E. 2004. Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in the Southern Granulite Terrain of India, with implications for Gondwana studies. **Tectonics**. v. 23. <https://doi.org/10.1029/2002TC001444>
- GRANTHAM, G.H., MACEY, P.H., HORIE, K., KAWAKAMI, T., ISHIKAWA, M., SATISH-KUMAR, M., TSUCHIYA, N., GRASER, P., AZEVEDO, S. 2013. Comparison of the metamorphic history of the Monapo Complex, northern Mozambique and Balchenfjella and Austhameren areas, Sør Rondane, Antarctica: Implications for the Kuunga Orogeny and the amalgamation of N and S. Gondwana. **Precambrian Research**. v. 234, p. 85–135. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2012.11.012>
- GRANTHAM, G.H., MACEY, P.H., INGRAM, B.A., ROBERTS, M.P., ARMSTRONG, R.A., HOKADA, T., SHIRAIKI, K., JACKSON, C., BISNATH, A., MANHICA, V. 2008. Terrane correlation between Antarctica, Mozambique and Sri Lanka; comparisons of geochronology, lithology, structure and metamorphism and possible implications for the geology of southern Africa and Antarctica. **Geological Society London Special Publications**. v. 308, p. 91–119.
- GRANTHAM, G.H., MACEY, P.H., INGRAM, B.A., ROBERTS, M.P., ROHWER, M., OPPERMANN, R., MANHICA, V., ALVARES, S., BACALHAU, C., DU TOIT, M.C. 2007. Map Explanation of Sheets Meconte (1439) and Nacala (1440). Natl. Dir. Geol. Repub. Mozambique v. 240.
- HALPIN, J.A., GERAKITEYS, C.L., CLARKE, G.L., BELOUSOVA, E.A., GRIFFIN, W.L. 2005. In-situ U-Pb geochronology and Hf isotope analyses of the Rayner Complex, east Antarctica. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. v. 148, p. 689–706. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0627-6>
- ISHII, S., TSUNOGAE, T., SANTOSH, M. 2006. Ultrahigh-temperature metamorphism in the Achankovil Zone: implications for the correlation of crustal blocks in southern India. **Gondwana Research**. v. 10, p. 99–114.
- JÖNS, N., SCHENK, V. 2011. The ultrahigh temperature granulites of southern Madagascar in a polymetamorphic context: implications for the amalgamation of the Gondwana supercontinent. **European Journal of Mineralogy**. v. 23, p. 127–156.
- JÖNS, N., SCHENK, V. 2008. Relics of the Mozambique Ocean in the central East African Orogen: evidence from the Vohibory Block of southern Madagascar. **Journal of Metamorphic Geology**. v. 26, p. 17–28.
- KAZAMI, S., TSUNOGAE, T., SANTOSH, M., TSUTSUMI, Y., TAKAMURA, Y. 2016. Petrology, geochemistry and zircon U-Pb geochronology of a layered igneous complex from Akarui Point in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for Antarctica-Sri Lanka correlation. **Journal of Asian Earth Sciences**. v. 130, p. 206–222. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2016.04.025>
- KEHELPANNALA, W.K.V. 1997. Deformation of a High-Grade Gondwana Fragment, Sri Lanka. **Gondwana Research**. v. 1, p. 47–68. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70005-8](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70005-8)

- KEY, R.M., PITFIELD, P.E.J., THOMAS, R.J., GOODENOUGH, K.M., DE WAELE, B., SCHOFIELD, D.I., BAUER, W., HORSTWOOD, M.S.A., STYLES, M.T., CONRAD, J., ENCARNACION, J., LIDKE, D.J., O'CONNOR, E.A., POTTER, C., SMITH, R.A., WALSH, G.J., RALISON, A. V., RANDRIAMANANJARA, T., RAFAHATELO, J.-M., RABARIMANANA, M. 2011. Polyphase Neoproterozoic orogenesis within the East Africa–Antarctica Orogenic Belt in central and northern Madagascar. **Geological Society London Special Publications**. v. 357, p. 49–68. <https://doi.org/10.1144/SP357.4>
- KITANO, I., OSANAI, Y., NAKANO, N., ADACHI, T., FITZSIMONS, I.C.W. 2018. Detrital zircon and igneous protolith ages of high-grade metamorphic rocks in the Highland and Wanni Complexes, Sri Lanka: Their geochronological correlation with southern India and East Antarctica. **Journal of Asian Earth Sciences**. v. 156, p. 122–144. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.01.017>
- KLEINSCHRODT, R. 1994. Large-scale thrusting in the lower crustal basement of Sri Lanka. **Precambrian Research**. v. 66, p. 39–57. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90043-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90043-4)
- KOOIJMAN, E., UPADHYAY, D., MEZGER, K., RAITH, M.M., BERNDT, J., SRIKANTAPPA, C. 2011. Response of the U–Pb chronometer and trace elements in zircon to ultrahigh-temperature metamorphism: the Kadavur anorthosite complex, southern India. **Chemical Geology**. v. 290, p. 177–188.
- KRIEGSMAN, L.M. 1995. The Pan-African event in East Antarctica: a view from Sri Lanka and the Mozambique Belt. **Precambrian Research**. v. 75, p. 263–277. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)80010-F](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)80010-F)
- KRÖNER, A., BRAUN, I., JAECKEL, P. 1996. Zircon geochronology of anatetic melts and residues from a highgrade pelitic assemblage at Ihosy, southern Madagascar: evidence for Pan-African granulite metamorphism. **Geological Magazine**. v. 133, p. 311–323.
- KRÖNER, A., HEGNER, E., COLLINS, A.S., WINDLEY, B.F., BREWER, T.S., RAZAKAMANANA, T., PIDGEON, R.T. 2000. Age and magmatic history of the Antananarivo block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and ND isotopic systematics. **American Journal of Science**. v. 300, p. 251–288. <https://doi.org/10.2475/ajs.300.4.251>
- KRÖNER, A., ROJAS-AGRAMONTE, Y., KEHELPANNALA, K.V.W., ZACK, T., HEGNER, E., GENG, H.Y., WONG, J., BARTH, M. 2013. Age, Nd-Hf isotopes, and geochemistry of the Vijayan Complex of eastern and southern Sri Lanka: A Grenville-age magmatic arc of unknown derivation. **Precambrian Research**. v. 234, p. 288–321. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.11.001>
- KRÖNER, A., SACCHI, R., JAECKEL, P. T, COSTA, M. 1997. Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: single zircon ages and regional implications. **Journal of African Earth Sciences**. v. 25, p. 467–484.
- KRÖNER, A., SANTOSH, M., WONG, J. 2012. Zircon ages and Hf isotopic systematics reveal vestiges of Mesoproterozoic to Archaean crust within the late Neoproterozoic–Cambrian high-grade terrain of southernmost India. **Gondwana Research**. v. 21, p. 876–886. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.008>
- KRÖNER, A., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W., BAUR, N., VITANAGE, P.W., PERERA, L.R.K. 1987. Zircon ion microprobe dating of high-grade rocks in Sri Lanka. **The Journal of Geology**. v. 95, p. 775–791.
- KRÖNER, A., WINDLEY, B.F., JAECKEL, P., BREWER, T.S., RAZAKAMANANA, T. 1999. New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African orogen in Madagascar. **Journal of the Geological Society, London**. v. 156, p. 1125–1135.
- LI, S.S., SANTOSH, M., INDU, G., SHAJI, E., TSUNOGAE, T. 2017. Detrital zircon geochronology of quartzites from the southern Madurai Block, India: Implications for Gondwana reconstruction. **Geoscience Frontiers**. v. 8, p. 851–867.

- https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.07.002
- LIU, S., KRÖNER, A., WAN, Y., SANTOSH, M., SHAJI, E., DHANIL DEV, S.G. 2016. Late Palaeoproterozoic depositional age for khondalite protoliths in southern India and tectonic implications. **Precambrian Research**. v. 283, p. 50–67. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.015
- MACEY, P.H., INGRAM, B.A., CRONWRIGHT, M.S., BOTHA, G.A., ROBERTS, M.R., GRANTHAM, G.H., MAREE, L.P., BOTHA, P.M.W., KOTA, M., OPPERMANN, R. 2007. Map Explanation of Sheets Alto Molócuè (1537), Murrupula (1538), Nampula (1539), Mogincual (1540), Errego (1637), Gilé (1638) and Angoche (1639–40). Natl. Dir. Geol. Repub. Mozambique 418.
- MACEY, P.H., MILLER, J.A., ROWE, C.D., GRANTHAM, G.H., SIEGFRIED, P., ARMSTRONG, R.A., KEMP, J., BACALAU, J. 2013. Geology of the Monapo Klippe, NE Mozambique and its significance for assembly of central Gondwana. **Precambrian Research**. v. 233, p. 259–281. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2013.03.012
- MACEY, P.H., THOMAS, R.J., GRANTHAM, G.H., INGRAM, B.A., JACOBS, J., ARMSTRONG, R.A., ROBERTS, M.P., BINGEN, B., HOLICK, L., DE KOCK, G.S., VIOLA, G., BAUER, W., GONZALES, E., BJERKGÅRD, T., HENDERSON, I.H.C., SANDSTAD, J.S., CRONWRIGHT, M.S., HARLEY, S., SOLLI, A., NORDGULEN, T., MOTUZA, G., DAUDI, E., MANHIÇA, V. 2010. Mesoproterozoic geology of the Nampula Block, northern Mozambique: Tracing fragments of Mesoproterozoic crust in the heart of Gondwana. **Precambrian Research**. v. 182, p. 124–148. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.07.005
- MEERT, J.G. 2003. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. **Tectonophysics**. 362, 1–40. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00629-7
- MEIßNER, B., DETERS, P., SRIKANTAPPA, C., KÖHLER, H. 2002. Geochronological evolution of the Moyar, Bhavani and Palghat shear zones of southern India: implications for east Gondwana correlations. **Precambrian Research**. v. 114, p. 149–175.
- MELEZHIK, V.A., BINGEN, B., FALLICK, A.E., GOROKHOV, I.M., KUZNETSOV, A.B., SANDSTAD, J.S., SOLLI, A., BJERKGÅRD, T., HENDERSON, I., BOYD, R. 2008. Isotope chemostratigraphy of marbles in northeastern Mozambique: apparent depositional ages and tectonostratigraphic implications. **Precambrian Research**. v. 162, p. 540–558.
- MILISENDA, C.C., LIEWA, T.C., HOFMANNA, A.W., KÖHLER, H. 1994. Nd isotopic mapping of the Sri Lanka basement: update, and additional constraints from Sr isotopes. **Precambrian Research**. v. 66, p. 95–110. https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90046-9
- MILLER, J.S., SANTOSH, M., PRESSLEY, R.A., CLEMENTS, A.S., ROGERS, J.J.W. 1996. A Pan-African thermal event in southern India. **Journal of Southeast Asian Earth Sciences**. v. 14, p. 127–136.
- MOHAN, M.R., SATYANARAYANAN, M., SANTOSH, M., SYLVESTER, P.J., TUBRETT, M., LAM, R. 2013. Neoarchean suprasubduction zone arc magmatism in southern India: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes of the Sittampundi Anorthosite Complex. **Gondwana Research**. v. 23, p. 539–557.
- MORRISSEY, L.J., HAND, M., KELSEY, D.E. 2015. Multi-stage metamorphism in the Rayner–Eastern Ghats Terrane: P–T–t constraints from the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica. **Precambrian Research**. v. 267, p. 137–163. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2015.06.003
- MUHONGO, S., KRÖNER, A., NEMCHIN, A.A. 2001. Single zircon evaporation and SHRIMP ages for granulite-facies rocks in the Mozambique Belt of Tanzania. **The Journal of Geology**. v. 109, p. 171–189.

- MULLER, B.G.J. 2000. The evolution and significance of the Bongolava-Ranotsara shear zone, Madagascar. Tese de Doutorado. University of Johannesburg.
- NEMCOK, M., SINHA, S.T., DORE, A.G., LUNDIN, E.R., MASCLE, J., RYBAR, S. 2016. Mechanisms of microcontinent release associated with wrenching-involved continental break-up; a review. **Geological Society London Special Publications**. v. 431, p. 323–359. <https://doi.org/10.1144/SP431.14>
- NG, S.W.P., WHITEHOUSE, M.J., TAM, T.P.Y., JAYASINGHA, P., WONG, J.P.M., DENYSZYN, S.W., YIU, J.S.Y., CHANG, S.C. 2017. Ca. 820–640 Ma SIMS U-Pb age signal in the peripheral Vijayan Complex, Sri Lanka: Identifying magmatic pulses in the assembly of Gondwana. **Precambrian Research**. v. 294, p. 244–256. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.013>
- PAQUETTE, J.-L., NÉDÉLEC, A., MOINE, B., RAKOTONDRAZAFY, M. 1994. U-Pb, Single Zircon Pb-Evaporation, and Sm-Nd Isotopic Study of a Granulite Domain in SE Madagascar. **The Journal of Geology**. v. 102, p. 523–538. <https://doi.org/10.1086/629696>
- PEUCAT, J.J., MAHABALESWAR, B., JAYANANDA, M. 1993. Age of younger tonalitic magmatism and granulitic metamorphism in the South Indian transition zone (Krishnagiri area); comparison with older Peninsular gneisses from the Gorur–Hassan area. **Journal of Metamorphic Geology**. 11, 879–888. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1993.tb00197.x>
- PLAVSA, D., COLLINS, A.S., FODEN, J.F., KROPINSKI, L., SANTOSH, M., CHETTY, T.R.K., CLARK, C. 2012. Delineating crustal domains in Peninsular India: Age and chemistry of orthopyroxene-bearing felsic gneisses in the Madurai Block. **Precambrian Research**. v. 198–199, p. 77–93. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.12.013>
- PLAVSA, D., COLLINS, A.S., PAYNE, J.L., FODEN, J.D., CLARK, C., SANTOSH, M. 2014. Detrital zircons in basement metasedimentary protoliths unveil the origins of southern India. **Bull. Geological Society of America**. v. 126, p. 791–812. <https://doi.org/10.1130/B30977.1>
- PRAKASH, D., PRAKASH, S., SACHAN, H.K. 2010. Petrological evolution of the high pressure and ultrahigh-temperature mafic granulites from Karur, southern India: evidence for decompressive and cooling retrograde trajectories. **Mineralogy and Petrology**. v. 100, p. 35–53.
- RAASE, P., SCHENK, V. 1994. Petrology of granulite-facies metapelites of the Highland Complex, Sri Lanka: implications for the metamorphic zonation and the P-T path. **Precambrian Research**. 66, 265–294. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90054-X](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90054-X)
- RADHAKRISHNA, T., MATHAI, J., YOSHIDA, M. 1990. Geology and structure of the high-grade rocks from Punalur-Achankovil sector, south India. **Journal of the Geological Society of India**. v. 35, p. 263–272.
- RAITH, M.M., SENGUPTA, P., KOOIJMAN, E., UPADHYAY, D., SRIKANTAPPPA, C. 2010. Corundum-leucosome-bearing aluminous gneiss from Ayyarmalai, Southern Granulite Terrain, India: A textbook example of vapor phase-absent muscovite-melting in silica-undersaturated aluminous rocks. **American Mineralogist**. v. 95, p. 897–907. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3399>
- RAJARAM, M., HARIKUMAR, P., BALAKRISHNAN, T.S. 2003. Thin magnetic crust in southern granulite terrain.
- RAJESH, K.G., CHETTY, T.R.K. 2006. Structure and tectonics of the Achankovil Shear Zone, southern India. **Gondwana Research**. v. 10, p. 86–98.
- RAKOTOVAO, A.P., JESSELL, M., SALVI, S., BÉZIAT, D., MONTEL, J.M., RAKOTONDRAZAFY, M. 2014. The Ianapera-Ampanihy Suture, SW Madagascar: A major tectonic boundary on the eastern margin of the Mozambique belt. **Journal of**

- African Earth Sciences.** v. 94, p. 31–44. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.12.009>
- RATNAYAKE, A.S. 2016. Regionwide Geodynamic Analyses of the Cenozoic Carbonate Burial in Sri Lanka Related to Climate and Atmospheric CO₂. **International Journal of Economic and Environment Geology.** v. 7, p. 1–9.
- REEVES, C., SAHU, B., DE WIT, M. 2002. A re-examination of the paleo-position of Africa's eastern neighbours in Gondwana. **Journal of African Earth Sciences.** v. 34, p. 101–108. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00011-8](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00011-8)
- REEVES, C. 2014. The position of Madagascar within Gondwana and its movements during Gondwana dispersal. **Journal of African Earth Sciences.** v. 94, p. 45–57. <https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2013.07.011>
- RENJITH, M.L., SANTOSH, M., LI, T., SATYANARAYANAN, M., KORAKOPPA, M.M., TSUNOGAE, T., SUBBA RAO, D.V., KESAV KRISHNA, A., NIRMAL CHARAN, S. 2016. Zircon U–Pb age, Lu–Hf isotope, mineral chemistry and geochemistry of Sundamalai peralkaline pluton from the Salem Block, southern India: Implications for Cryogenian adakite-like magmatism in an aborted-rift. **Journal of Asian Earth Sciences.** v. 115, p. 321–344. <https://doi.org/10.1016/J.JSEAES.2015.10.001>
- SACKS, P.E., NAMBIAR, C.G., WALTERS, L.J. 1997. Dextral Pan-African shear along the southwestern edge of the Achankovil Shear Belt, South India: constraints on Gondwana reconstructions. **The Journal of Geology.** v. 105, p. 275–284.
- SAHA, D., BHOWMIK, S.K., BOSE, S., SAJEEV, K. 2016a. Proterozoic tectonics and trans-Indian mobile belts: A status report. **Proceedings of the Indian National Science Academy.** v. 82, p. 445–460. <https://doi.org/10.16943/ptinsa/2016/48460>
- SAHA, D., PATRANABIS-DEB, S., COLLINS, A.S. 2016b. Proterozoic Stratigraphy of Southern Indian Cratons and Global Context. **Stratigraphy & Timescales.** v. 1, p. 1–59. <https://doi.org/10.1016/BS.SATS.2016.10.003>
- SAITO, Y., TSUNOGAE, T., HORIE, K. 2011. Neoarchean high-pressure metamorphism from the northern margin of the Palghat–Cauvery Suture Zone, southern India: Petrology and zircon SHRIMP geochronology. **Journal of Asian Earth Sciences.** v. 42, p. 268–285. <https://doi.org/10.1016/J.JSEAES.2010.11.015>
- SANTOSH, M., HU, C.N., HE, X.F., LI, S.S., TSUNOGAE, T., SHAJI, E., INDU, G. 2017. Neoproterozoic arc magmatism in the southern Madurai Block, India: Subduction, relamination, continental outbuilding, and the growth of Gondwana. **Gondwana Research.** v. 45, p. 1–42. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.12.009>
- SANTOSH, M., MARUYAMA, S., SATO, K. 2009. Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India? **Gondwana Research.** v. 16, p. 321–341. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2008.12.012>
- SANTOSH, M., TAGAWA, M., YOKOYAMA, K., COLLINS, A.S. 2006. U–Pb electron probe geochronology of the Nagercoil granulites, Southern India: Implications for Gondwana amalgamation. **Journal of Asian Earth Sciences.** v. 28, p. 63–80. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.05.011>
- SANTOSH, M., TANAKA, K., YOKOYAMA, K., COLLINS, A.S. 2005. Late Neoproterozoic-Cambrian felsic magmatism along transcrustal shear zones in southern India: U–Pb electron microprobe ages and implications for the amalgamation of the Gondwana supercontinent. **Gondwana Research.** v. 8, p. 31–42.
- SANTOSH, M., TSUNOGAE, T., MALAVIARACHCHI, S.P.K., ZHANG, Z., DING, H., TANG, L., DHARMAPRIYA, P.L. 2014. Neoproterozoic crustal evolution in Sri Lanka: Insights from petrologic, geochemical and zircon U–Pb and Lu–Hf isotopic data and implications for Gondwana assembly. **Precambrian Research.** v. 255, p. 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.017>
- SANTOSH, M., TSUNOGAE, T., TSUTSUMI, Y., IWAMURA, M. 2009. Microstructurally

- controlled monazite chronology of ultrahigh-temperature granulites from southern India: Implications for the timing of Gondwana assembly. *Island Arc.* v. 18, p. 248–265.
- SANTOSH, M., XIAO, W.J., TSUNOGAE, T., CHETTY, T.R.K., YELLAPPA, T. 2012. The Neoproterozoic subduction complex in southern India: SIMS zircon U–Pb ages and implications for Gondwana assembly. *Precambrian Research.* v. 192–195, p. 190–208. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2011.10.025>
- SANTOSH, M., YOKOYAMA, K., BIJU-SEKHAR, S., ROGERS, J.J.W. 2003. Multiple tectonothermal events in the granulite blocks of southern India revealed from EPMA dating: implications on the history of supercontinents. *Gondwana Research.* v. 6, p. 29–63.
- SATO, K., SANTOSH, M., CHETTY, T.R.K., HIRATA, T. 2012. U-Pb zircon geochronology of granites and charnockite from southern India: implications for magmatic pulses associated with plate tectonic cycles within a Precambrian suture zone. *Geological Journal.* v. 47, p. 237–252.
- SATO, K., SANTOSH, M., TSUNOGAE, T., CHETTY, T.R.K., HIRATA, T. 2011a. Laser ablation ICP mass spectrometry for zircon U-Pb geochronology of metamorphosed granite from the Salem Block: Implication for Neoarchean crustal evolution in southern India. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences.* v. 106, p. 1–12. <https://doi.org/10.2465/jmps.091222>
- SATO, K., SANTOSH, M., TSUNOGAE, T., CHETTY, T.R.K., HIRATA, T. 2011b. Subduction-accretion-collision history along the Gondwana suture in southern India: A laser ablation ICP-MS study of zircon chronology. *Journal of Asian Earth Sciences.* v. 40, p. 162–171. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.08.008>
- SATO, K., SANTOSH, M., TSUNOGAE, T., KON, Y., YAMAMOTO, S., HIRATA, T. 2010. Laser ablation ICP mass spectrometry for zircon U–Pb geochronology of ultrahigh-temperature gneisses and A-type granites from the Achankovil Suture Zone, southern India. *Journal of Geodynamics.* v. 50, p. 286–299.
- SCHMITT, R. DA S., FRAGOSO, R. DE A., COLLINS, A.S. 2018. Suturing Gondwana in the Cambrian: The Orogenic Events of the Final Amalgamation, in: Siegesmund, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana*. Springer International Publishing, Cham, p. 411–432. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_15
- SCOTESE, C.R. 1991. Jurassic and cretaceous plate tectonic reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* v. 87, p. 493–501. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90145-H](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90145-H)
- SHABEER, K.P., SATISH-KUMAR, M., ARMSTRONG, R., BUICK, I.S. 2005. Constraints on the timing of Pan-African granulite-facies metamorphism in the Kerala Khondalite Belt of southern India: SHRIMP mineral ages and Nd isotopic systematics. *The Journal of Geology.* v. 113, p. 95–106.
- SHIMPO, M., TSUNOGAE, T., SANTOSH, M. 2006. First report of garnet–corundum rocks from southern India: Implications for prograde high-pressure (eclogite-facies?) metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters.* v. 242, p. 111–129. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2005.11.042>
- TADOKORO, H., TSUNOGAE, T., SANTOSH, M. 2008. Metamorphic PT path of the eastern Trivandrum Granulite Block, southern India: implications for regional correlation of lower crustal fragments. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences.* v. 103, p. 279–284.
- TAKAHASHI, K., TSUNOGAE, T., UGWUONAH, E.N. 2017. Fluid-induced high-temperature metasomatism at Rundvågshetta in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for the role of brine during granulite formation. *Geoscience*

- Frontiers.** <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.11.010>
- TAKAMURA, Y., TSUNOGAE, T., SANTOSH, M., MALAVIARACHCHI, S.P.K., TSUTSUMI, Y. 2016. U-Pb geochronology of detrital zircon in metasediments from Sri Lanka: Implications for the regional correlation of Gondwana fragments. **Precambrian Research.** v. 281, p. 434–452. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.015>
- TAKAMURA, Y., TSUNOGAE, T., SANTOSH, M., MALAVIARACHCHI, S.P.K., TSUTSUMI, Y. 2015. Petrology and zircon U-Pb geochronology of metagabbro from the Highland Complex, Sri Lanka: Implications for the correlation of Gondwana suture zones. **Journal of Asian Earth Sciences.** v. 113, p. 826–841. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2015.07.001>
- TAKAMURA, Y., TSUNOGAE, T., SANTOSH, M., TSUTSUMI, Y. 2018. Detrital zircon geochronology of the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for Antarctica–Sri Lanka correlation. **Geoscience Frontiers.** v. 9, p. 355–375. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.08.006>
- TANG, L., PAN, M., TSUNOGAE, T., TAKAMURA, Y., TSUTSUMI, Y., RAKOTONANDRASANA, N.O.T., 2018. Cordierite-bearing granulites from Ihosy, southern Madagascar: Petrology, geochronology and regional correlation of suture zones in Madagascar and India. **Geoscience Frontiers.** <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.014>
- TEALE, W., COLLINS, A.S., FODEN, J., PAYNE, J.L., PLAVSA, D., CHETTY, T.R.K., SANTOSH, M., FANNING, M. 2011. Cryogenian (~830Ma) mafic magmatism and metamorphism in the northern Madurai Block, southern India: A magmatic link between Sri Lanka and Madagascar? **Journal of Asian Earth Sciences.** v. 42, p. 223–233. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2011.04.006>
- TENCZER, V., HAUZENBERGER, C.A., FRITZ, H., WHITEHOUSE, M.J., MOGESSIE, A., WALLBRECHER, E., MUHONGO, S., HOINKES, G. 2006. Anorthosites in the Eastern Granulites of Tanzania—New SIMS zircon U–Pb age data, petrography and geochemistry. **Precambrian Research.** v. 148, p. 85–114.
- TOMSON, J.K., BHASKAR RAO, Y.J., VIJAYA KUMAR, T., CHOUDHARY, A.K. 2013. Geochemistry and neodymium model ages of Precambrian charnockites, Southern Granulite Terrain, India: Constraints on terrain assembly. **Precambrian Research.** v. 227, p. 295–315. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2012.06.014>
- TOMSON, J.K., BHASKAR RAO, Y.J., VIJAYA KUMAR, T., MALLIKHARJUNA RAO, J. 2006. Charnockite genesis across the Archaean–Proterozoic terrane boundary in the South Indian Granulite Terrain: Constraints from major–trace element geochemistry and Sr–Nd isotopic systematics. **Gondwana Research.** v. 10, p. 115–127. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2005.11.023>
- TORSVIK, T.H., AMUNDSEN, H., HARTZ, E.H., CORFU, F., KUSZNIR, N., GAINA, C., DOUBROVINE, P. V., STEINBERGER, B., ASHWAL, L.D., JAMTVEIT, B. 2013. A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean. **Nature Geoscience.** v. 6, p. 223–227. <https://doi.org/10.1038/ngeo1736>
- TSUNOGAE, T., SANTOSH, M. 2006. Spinel–sapphirine–quartz bearing composite inclusion within garnet from an ultrahigh-temperature pelitic granulite: Implications for metamorphic history and P–T path. **Lithos** v. 92, p. 524–536. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2006.03.060>
- TSUNOGAE, T., YANG, Q.-Y., SANTOSH, M. 2015. Early Neoproterozoic arc magmatism in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Petrology, geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes and tectonic implications. **Precambrian Research.** v. 266, p. 467–489.
- TUCKER, R.D., KUSKY, T.M., BUCHWALDT, R., HANDKE, M.J. 2007. Neoproterozoic

- nappes and superposed folding of the Itremo Group, west-central Madagascar. **Gondwana Research.** v. 12, p. 356–379. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.12.001>
- TUCKER, R.D., ROIG, J.Y., MACEY, P.H., DELOR, C., AMELIN, Y., ARMSTRONG, R.A., RABARIMANANA, M.H., RALISON, A. V. 2011. A new geological framework for south-central Madagascar, and its relevance to the “out-of-Africa” hypothesis. **Precambrian Research.** v. 185, p. 109–130. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.008>
- TUCKER, R.D., ROIG, J.Y., MOINE, B., DELOR, C., PETERS, S.G. 2014. A geological synthesis of the Precambrian shield in Madagascar. **Journal of African Earth Sciences.** v. 94, p. 9–30. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.02.001>
- UEDA, K., JACOBS, J., THOMAS, R.J., KOSLER, J., JOURDAN, F., MATOLA, R. 2012. Delamination-induced late-tectonic deformation and high-grade metamorphism of the Proterozoic Nampula Complex, northern Mozambique. **Precambrian Research.** v. 196–197, p. 275–294. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2011.05.012>
- VIOLA, G., HENDERSON, I.H.C., BINGEN, B., THOMAS, R.J., SMETHURST, M.A., DE AZAVEDO, S. 2009. Growth and collapse of a deeply eroded orogen: Insights from structural, geophysical, and geochronological constraints on the Pan-African evolution of NE Mozambique. **Tectonics.** v. 27, p. 1–31. <https://doi.org/10.1029/2008TC002284>
- YELLAPPA, T., CHETTY, T.R.K., KWON, S., PARK, C., NAGESH, P., MOHANTY, D.P., VENKATASIVAPPA, V. 2012. A Neoarchean dismembered ophiolite complex from southern India: Geochemical and geochronological constraints on its suprasubduction origin. **Gondwana Research.** v. 21, p. 246–265. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2011.05.003>