



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 545

**EVIDÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS DA CAMP NAS
BACIAS SEDIMENTARES DO PRÉ-CAMBRIANO E
FANEROZOICO DO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO**

Dissertação apresentada por:

GABRIEL LEAL REZENDE

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Cristiano Mendel Martins (UFPA)

BELÉM
2019



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

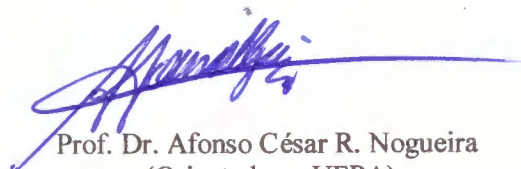
**EVIDÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS DA CAMP NAS
BACIAS SEDIMENTARES DO PRÉ-CAMBRIANO E
FANEROZOICO DO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO**


Dissertação apresentada por
GABRIEL LEAL REZENDE

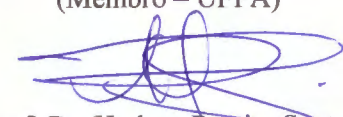
Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: 16 / 03 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César R. Nogueira
(Orientador – UFPA)


Prof. Dr. Cícero Roberto Teixeira Régis
(Membro – UFPA)


Prof. Dr. Hudson Pereira Santos
(Membro – PPGG/PNPD)

AGRADECIMENTOS

À Deus, primeiramente, por ter me dado força e inspiração para concluir este trabalho.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) e ao Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) por oferecerem toda infraestrutura necessária para o desenvolvimento deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado (código de financiamento 001).

Ao meu Co-Orientador Dr. Cristiano Mendel pelos seus ensinamentos em Geofísica, além de compressão e parceria durante toda a fase desta dissertação.

Ao meu orientador, Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira por sua compreensão, ensinamentos, descontração e cobranças. Obrigado por confiar no desenvolvimento deste trabalho e acima de tudo, por ser um grande “pai” durante minha jornada neste Mestrado.

Deixo aqui meu agradecimento aos amigos e membros do grupo de geologia sedimentar da UFPA (GSED) pelas sugestões, críticas, incentivo, amizade e momentos de descontração.

A toda minha família, principalmente, minha mãe por está sempre ao meu lado me apoiando e ajudando em tudo na minha vida.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram de forma direta ou indiretamente para que esta dissertação fosse finalizada.

"Aquele que habita no esconderijo do Altíssimo, à sombra do Onipotente descansará. Direi do Senhor: Ele é o meu Deus, o meu refúgio, a minha fortaleza, e nele confiarei. Porque ele te livrará do laço do passarinho, e da peste pernicioso. Ele te cobrirá com as suas penas, e debaixo das suas asas te confiarás; a sua verdade será o teu escudo e broquel. Não terás medo do terror de noite nem da seta que voa de dia, nem da peste que anda na escuridão, nem da mortandade que assola ao meio-dia. Mil cairão ao teu lado, e dez mil à tua direita, mas não chegará a ti somente com os teus olhos contemplarás, e verás a recompensa dos ímpios, porque tu, ó Senhor, és o meu refúgio e no Altíssimo fizeste a tua habitação" (Salmo 91:8.9).

RESUMO

As bacias sedimentares do sudeste da Província Tocantins e Sul da Província Tapajós foram afetadas pela colocação de grandes volumes de rochas basálticas do Triássico-Jurássico incluídas na Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), evento que precedeu o rifteamento do Pangea e abertura do Oceano Atlântico Central. Nesta região destacam-se a Bacia paleozoica dos Parecis e a Bacia Intracratônica pré-cambriana-paleozoica (Bacia Araras-Paraguai) invertida durante o Ordoviciano. Essas bacias estão sobrepostas as rochas metamórficas da Faixa Paraguaia do Toniano e cristalinas-metamórficas paleo- a mesoproterozóicas do Cráton Amazônico. As sucessões sedimentares neoproterozoicas a cambrianas dessas bacias são recortadas e recobertas por basaltos do jurássico que afloram nas regiões de Tangará da Serra e Chupinguaia, estado de Mato Grosso e Rondônia, respectivamente. A ocorrência de menos de 5 % de basaltos aflorantes nesta área, não é compatível com a magnitude do evento relacionado ao CAMP, por isso suspeitava-se que o volume em subsuperfície poderia ser maior. Desta forma, a reinterpretção de métodos geofísicos e geológicos prévios em combinação com uma modelagem da crosta, permitiu a obtenção de uma nova interpretação para o campo gravitacional relacionado às variações de densidade intracrustais do Sudeste do Cráton Amazônico (campo gravimétrico residual). Este campo gravimétrico, permitiu presumir a presença de corpos densos dentro das bacias pré-cambrianas e paleozoicas, interpretados como derrames basálticos toleíticos continentais associáveis ao CAMP, provavelmente com um volume de 3 milhões de km³. Esta abordagem se mostra eficaz para o mapeamento de corpos de alta densidade em subsuperfície associáveis aos basaltos, ampliando a área de distribuição deste evento magmático e fornecendo um melhor entendimento da história geológica do Sudeste do Cráton Amazônico.

Palavras-chave: Grandes Províncias Ígneas (LIP). Sul do Cráton Amazônico. Bacia dos Parecis. Bacia Araras-Paraguai. Modelagem Crustal. Campo Gravimétrico Residual.

ABSTRACT

The sedimentary basins in the Southwestern Tocantins and Southern Tapajós provinces were affected by the emplacement of large Triassic-Jurassic basaltic rocks volumes termed as Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), result of the Pangea break up and opening of the Central Atlantic Ocean. Two basins, object of this study, were implanted over Tonian metamorphic rock of the Northern Paraguay Belt and Paleo to Mesoproterozoic rocks of the Amazonian Craton: 1) the Paleozoic Parecis Basin; and 2) the Late Cryogenian-Ordovician Intracratonic Basin or Araras-Paraguay Basin, afterwards inverted during the Ordovician. The mapped basalt exposed locally in these basins reach 5 % in volume, being the most occurrences at the Chupinguaia and Tangará da Serra regions, states of Mato Grosso and Rondônia, respectively. These exposed basalts are not compatible with the great volume and magnitude related to the CAMP, which have motivated the research in subsurface of other occurrences. The reinterpretation of previous geophysical and geological methods combined with a crustal modelling allowed a new interpretation to the gravity field related to the intracrustal density contrast or residual gravimetric field for this part of Amazonia Craton. The anomaly in this field allowed to identify higher density bodies within the Paleozoic Parecis and Araras-Paraguai basins, interpreted as continental tholeiitic flood basalts associated to the CAMP, reaching a volume 3 million of km³. The study of the residual gravimetric anomaly based on crustal modelling applied here can be effective to guide future works in the mapping in subsurface of highly density rocks associated to the basalts, allowing to obtain the probable distribution in area and contributing for a better understanding about the magmatic events of the CAMP in sedimentary basins.

keywords: Large Igneous Province (LIP). South Amazonian Craton. Parecis Basin. Araras-Paraguay Basin. Crustal Modelling. Residual Gravimetric Field.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Mapa da distribuição dos remanescentes do CAMP (diques, soleiras e fluxo de lavas) (Modificado de McHone 2000). A porção destacada com retângulo de coloração acinzentada, representa a área de estudo deste trabalho..... 3
- Figura 2- Localização da área de estudo, retângulo de coloração avermelhado, mostrando os basaltos toleíticos continentais mapeados nas Bacias dos Parecis e Arara-Paraguai, além da configuração atual do Sul do Cráton Amazônico (Modificado de Nogueira *et al.* 2019)..... 4
- Figura 3 - Litoestratigrafia da Bacia dos Parecis e Araras-Paraguai, contendo os principais eventos geológicos e paleoambientes dessas bacias (Modificado de Nogueira *et al.* 2019).....8
- Figura 4 - Mapa dos levantamentos gravimétricos e magnéticos da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.* 2007)9
- Figura 5 - Mapa gravimétrico Bouguer da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.* 2007)10
- Figura 6 - Mapa residual gravimétrico da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.* 2007)11
- Figure 1- (A) The spatial relationship of the CAMP worldwide. (A) The CAMP occurrences distributed as dikes, sills and lavas flow in a scenario before opening of the Central Atlantic Ocean and Pangea break up during Permian-Triassic (Modified of McHone, 2000). (B) Geology of the Southern Amazonian Craton and location of the mapped basalts in the Parecis (Modified from Nogueira *et al.* 2019)..... 15
- Figure 2- Digital Terrain Model (DTM) ETOPO 1 of the Southern Amazonian Craton. I- Paraguay Belt, II-Araras-Paraguay Basin and III- Parecis Basin.....20
- Figure 3- A) Moho of the South America. (B) Details of the South Amazonian Craton Moho (Modified from Uieda & Barbosa 2016) 21
- Figure 4 - Observed Bouguer Gravimetric Anomaly using the WGS84 reference ellipsoid and longitude-latitude selection grid (-W64 °, -E49 °, -N9 ° and -S16 °) 22
- Figure 5- Regional gravimetric anomaly (gravimetric anomaly for any point of observation above the Earth's surface by a crust modeled and discretized in rectangular prisms showing same points number of the observed gravimetric anomaly 23
- Figure 6- Residual gravimetric anomaly showing the gravimetric highs and lows of the southwestern Tocantins Province and southern Tapajós Province.....24

Figure 7- Geological map showing the location of the CAMP CTFB in the Southern Amazonian Craton. Note the occurrences of the exposed CAMP basalts and interpreted from the residual gravimetric anomaly (dashed and dotted polygons, sector 1 and 3), relatively low gravimetric signature (black circles, sector 2) compared to the other sectors with high signature associated to the CAMP basalts (sectors 1 and 3), as well as, non-visualization of gravimetric signature related to the possible basalts have already mapped (black polygon, sector 4).....26

Figure 8- Tectonomagmatic evolution of the CAMP into the Southern Amazonian Craton. (A) Initial phase before Pangea break up (ca. 250 Ma). (B) Increase of basalts volume due to CAMP intumescence, Pangea break up and opening Central Atlantic Ocean (c. 201-190 Ma). (C) Extensional event related to opening of the South Atlantic (c. 140-110 Ma) and Equatorial Atlantic (c. 113-95 Ma), as well as, the first tectonic event related to the Andean Orogeny (ca. 88 Ma) that favored the deposition of the Cretaceous sediments in the Parecis Basin (c. 88-72 Ma); (D) Uplifting of the Southern Amazonian Craton, leading to the erosion of Cretaceous cover and CAMP basalt and, exposing most of the magmatic conduits located at the Araras-Paraguay Basin and basement rocks (c. 72-65 Ma).....;....28

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
EPÍGRAFE	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
CAPÍTULO I	1
1.1 INTRODUÇÃO	1
1.1.1 Apresentação	1
1.1.2 Objetivos	2
CAPÍTULO II	4
2.1 GONFIGURAÇÃO GEOLÓGICA.....	4
2.1.1 Localização da área	4
2.1.2 Arcabouço tectônico e litoestratigráfico.....	5
2.1.2.1 Bacia dos Parecis.....	5
2.1.2.2 Bacia Intracratônica Invertida (Araras-Paraguai)	7
2.1.3 Dados geofísicos da área	9
2.1.3.1 Dados gravimétricos.....	9
CAPÍTULO III THE RECORD OF CENTRAL ATLANTIC MAGMATIC PROVINCE (CAMP) IN THE PARECIS BASIN BASED ON GRAVIMETRIC AND GEOLOGICAL DATA	12
3.1 INTRODUCTION	13
3.2 GEOLOGICAL OUTLINE AND CAMP RECORD IN THE PARECIS BASIN	16
3.3 MAPPED AND UNMAPPED CAMP RECORDS IN THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON.....	18
3.4 METHODOLOGY.....	19
3.5 RESULTS.....	22

3.5.1 Observed gravimetric data	22
3.5.2 Predicted signal: regional gravimetric anomaly	23
3.5.3 Residual gravimetric anomaly	24
3.5.4 Association of the CAMP continental tholeiitic flood basalts (CTFB) from the gravimetric and geological interpretations	25
3.5.5 Estimates of Camp volume in the Southern Amazonian Craton	26
3.5.6 Tectonomagmatic evolution from the residual gravimetric anomaly and geological data interpretations	27
3.6 FINAL REMARKS	29
CAPÍTULO IV	30
4.1 CONCLUSÕES	30
REFERÊNCIAS	31

CAPÍTULO I

1.1 INTRODUÇÃO

1.1.1 Apresentação

A fragmentação do Pangea foi acompanhada pela formação das Grandes Províncias Ígneas (LIP) como, por exemplo, as Províncias Magmáticas do Atlântico Central ou CAMP (Marzoli *et al.* 1999) que, aparentemente, evoluiu para a construção da Dorsal Meso-Oceânica, iniciada no Eojurássico e continuando até os dias atuais (Barros *et al.* 2007, Bensalah *et al.* 2011, Coffin & Eldholm 1993, Davies *et al.* 2017, Korte *et al.* 2019, Martins *et al.* 2008, Mchone 2006, Montes-Lauar *et al.* 1994, Olsen 1999, Oyarzun *et al.* 1997, Saunders 2005, Schaller *et al.* 2012, Wilson 1997). O CAMP é formado por diversos pulsos de atividades vulcânicas compostos por basaltos toleíticos continentais depositados no interior de grandes bacias riftes, além de uma produção de soleiras e diques que intrudiram em depósitos sedimentares. Este vulcanismo extensivo (transição do Neotriássico-Eojurássico) foi acompanhado pelas principais mudanças geoquímicas oceânicas e atmosféricas, desencadeando grandes mudanças paleoambientais, paleoclimáticas e paleogeográficas, tais como: Aquecimento do clima, eventos anóxicos, acidificação oceânica, entre outras (Davies *et al.* 2017, Greene *et al.* 2012, Marzoli *et al.* 1999, Kasprak *et al.* 2015, Kiessling *et al.* 2009, Korte *et al.* 2019, Ruhl *et al.* 2011, Ruiz-Martínez *et al.* 2012, Schaller *et al.* 2012, Schoene *et al.* 2010, Whiteside *et al.* 2010).

Grandes volumes de basaltos toleíticos continentais são amplamente identificados em algumas bacias sedimentares da Amazonia legal, Norte e parte Central da América do Sul (Abrantes Jr 2016, Barros *et al.* 2007, Góes & Feijó 1994, Melfi *et al.* 1988, Merle *et al.* 2011, Montes-Lauar *et al.* 1994, Renne *et al.* 1992, Rocha-Campos *et al.* 1998, Vaz *et al.* 2007), tais como: Solimões e Amazonas representados pelo magmatismo Penatecaua do Jurássico inferior (190 ± 20 Ma); Paraná, com a Formação Serra Geral do Cretáceo inferior (137-131 Ma); Parnaíba, representados pela Formação Mosquito do Triássico superior- Jurássico inferior (199 ± 2.45 Ma); e dos Parecis através das formações Tapirapuã e Anarí do jurássico inferior ($197-200 \pm 6$ Ma). O magmatismo basáltico dessas bacias está relacionado com a fragmentação do Pangea e abertura do Oceano Atlântico Central, com exceção dos basaltos produzidos na

Formação Serra Geral que foram originados de um evento posterior (Baksi & Archibald 1997, Mizusaki *et al.* 2002, Svensen *et al.* 2018; Fig.1).

A combinação de dados geológicos prévios (Barros *et al.* 2007, Montes-Lauar *et al.* 1994, associados com análise do campo gravimétrico do Sul do Cráton Amazônico aqui desenvolvida, revelaram anomalias que indicam a ocorrência de rochas de grande densidade em subsuperfície. A correlação dos dados geofísicos com mapas geológicos disponíveis (Bahia *et al.* 2007) sugere que os corpos de basaltos jurássicos atribuídos a CAMP aflorantes nas bacias dos Parecis e Araras-Paraguai, de idades fanerozoica e pré-cambriana-paleozoica, respectivamente, projetam-se para o interior destas em subsuperfície. A aplicação desta técnica que será apresentada neste trabalho, fornece uma nova abordagem de detecção de corpos ígneos não-aflorantes, permitindo identificar novos locais deste evento magmático e fornecendo um melhor entendimento da história geológica da região.

1. 1. 2 Objetivos

No presente trabalho, através da utilização do método gravimétrico, foi estudado de forma detalhada a anomalia gravimétrica residual, originada de uma crosta modelada no Sul do Cráton Amazônico, possibilitando a partir da correlação com dados geológicos já publicados (Barros *et al.* 2007, Montes Lauar *et al.* 1994), interpretar e associar valores de gravidade compatíveis aos registros geológicos relacionados ao magmatismo sedimentar do CAMP no Sul do Cráton Amazônico. Portanto, o objetivo desta dissertação foi: 1) a interpretação dos dados gravimétricos desta região por meio da anomalia gravimétrica residual que mostre a variação de densidade das rochas em subsuperfície; e 2) a correlação entre os resultados gravimétricos com os registros geológicos presentes no Sudeste do Cráton Amazônico, relacionando com eventos geológicos da região.

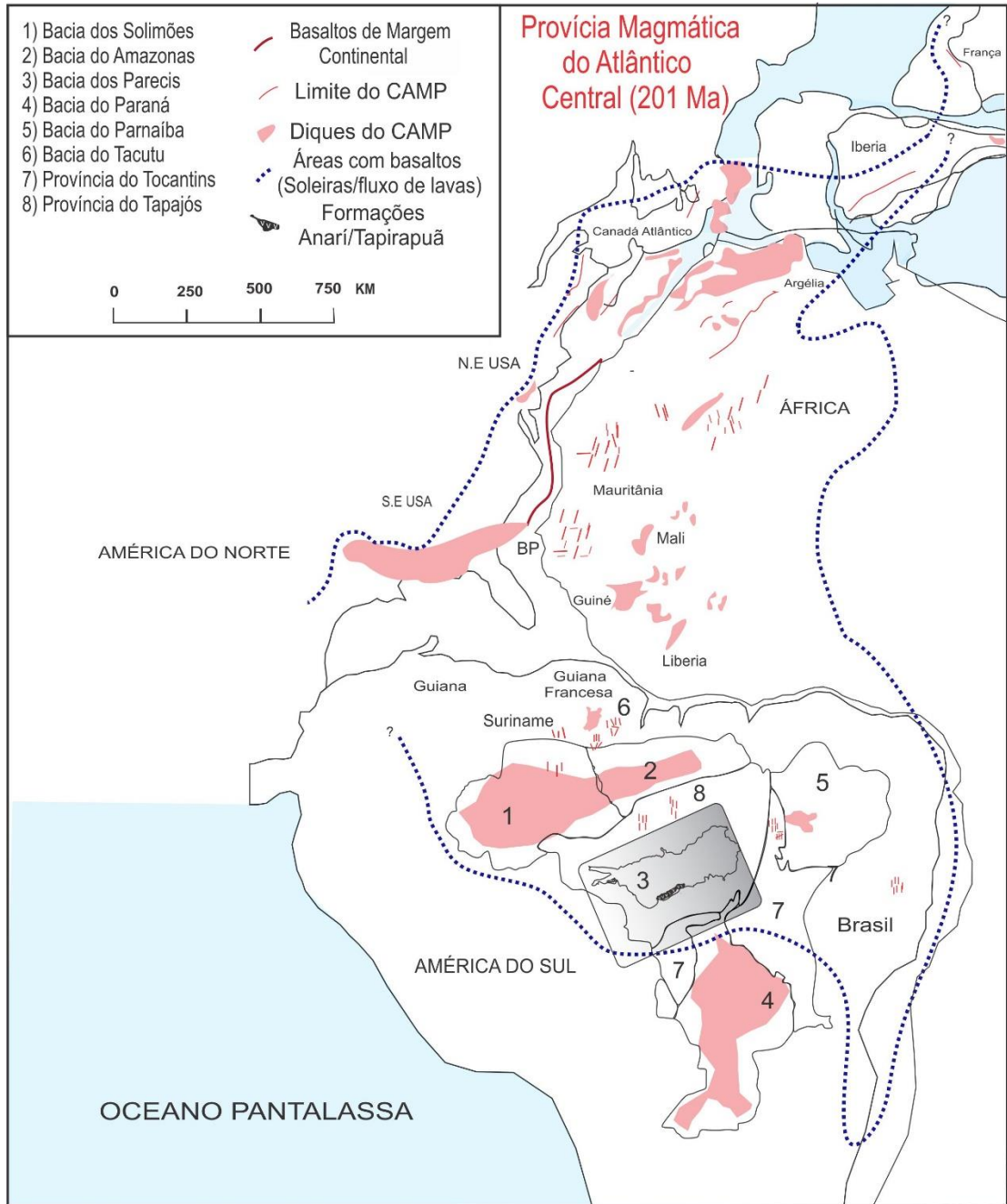


Figura 1- Mapa da distribuição dos remanescentes do CAMP (diques, soleiras e fluxo de lavas) (Modificado de McHone 2000). A porção destacada com retângulo de coloração acinzentada, representa a área de estudo deste trabalho.

CAPÍTULO II

2.1 CONFIGURAÇÃO GEOLÓGICA

2.1.1 Localização da Área

A área de estudo está localizada no Sudeste da Província do Tocantins e Sul da Província do Tapajós (Sul do Cráton Amazônico) (Fig.2), destacando-se: a Bacia paleozoica dos Parecis, abrangendo os estados de Mato Grosso e a porções leste do estado de Rondônia, centro-oeste do Brasil, e uma Bacia Intracratônica pré-cambriana-paleozoica (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007, Bahia *et al.* 2007, Siqueira 1989, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2019; Fig.2).

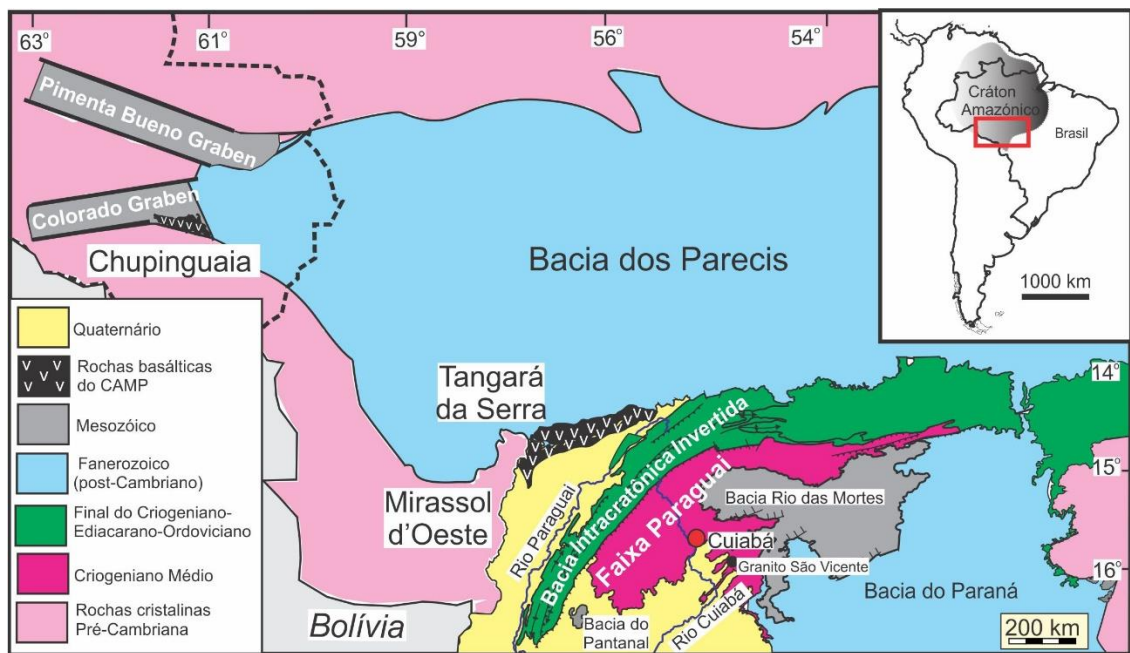


Figura 2- Localização da área de estudo, retângulo de coloração avermelhado, mostrando os basaltos toleíticos continentais mapeados nas Bacias dos Parecis e Arara-Paraguai, além da configuração atual do Sul do Cráton Amazônico (Modificado de Nogueira *et al.* 2019).

2.1.2 Arcabouço Tectônico e Litoestratigráfico

2.1.2.1 Bacia dos Parecis

O embasamento da Bacia dos Parecis é composto por rochas intrusivas e metamórficas de baixo grau do Cráton Amazônico (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007). Na porção oeste da bacia, ocorrem os granulitos do Complexo Jamarí. Nos estados de Mato Grosso e Goiás, regiões Norte

e Sul da bacia, ocorrem os gnaisses, migmatitos e granitóides de idade arqueana/mesoproterozoica do Complexo Xingu, assim como, rochas metassedimentares. Relacionado ao Mesoproterozoico, intrusões básica e ultrabásica estão presentes nesta Bacia (Bahia *et al.* 2007). A evolução da Bacia dos Parecis ocorreu em duas fases distintas (Pedreira & Bahia 2004), tais como: 1) fase de tafrogênese; e 2) fase de sinéclise. A primeira fase, corresponde a formação dos Grabens Pimenta Bueno e Colorado, cujo a evolução é associável a implementação desta Bacia intracratônica do tipo *rift-sag* e um evento extensional seguindo o término do supercontinente Rodínia (~1.0 - 0.75 Ga). Nesta fase, ocorre a deposição de conglomerados em sistemas de leques aluviais, glaciais, fluviais e marinhos costeiros. A fase de sinéclise, corresponderia ao desenvolvimento da bacia em decorrência da subsidência térmica. Durante esta etapa, teria ocorrido o magmatismo básico continental e implementação de sistemas deposicionais eólicos e fluviais em um contexto de bacia intracratônica (Cordani *et al.* 2000, Pedreira & Bahia 2000, Siqueira & Teixeira 1993).

Incluindo sedimentos paleozóicos, mesozoicos e cenozóicos, além de rochas intrusivas básicas e ultrabásicas de idade Cretácea, a Bacia dos Parecis é caracterizado por um preenchimento sedimentar-magmático alcançando espessura superior a 6.000 m (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007, Siqueira 1989, Siqueira & Teixeira 1993). O arcabouço estratigráfico da Bacia dos Parecis é subdividido em seis superseqüências, tais como: Ordoviciano, Devoniano, Carbonífero-Permiano, Jurássico, Juro-cretáceo e Cretáceo (Bahia & Pedreira 1996, Bahia 2007, Siqueira 1989, Siqueira & Teixeira 1993; Fig.3).

A Sequência Ordoviciano é representada pela Formação Cacoal. Esta formação é constituída de conglomerados, arenitos feldspáticos, margas ferruginosas, siltitos, calcários dolomíticos e folhelhos, interpretados como depósitos de sistema de leques aluviais e deltaicos. Inicialmente essa formação foi definida por Siqueira (1989) e, posteriormente, redefinida por Rizzotto *et al.* (2004). Esses depósitos são formados durante os estágios de falhamento inicial das bordas da Fossa Tectônica de Rondônia (Bahia & Pedreira 1996, Bahia *et al.* 1996, Bahia 2007). Gaia *et al.* (2017) e Afonso & Nogueira (2018), baseado em análise de fácies e estratigráfica, assim como, correlação com carbonatos do Grupo Araras, expostos no Estado de Mato Grosso, reinterpretaram a Formação Cacoal como depósitos glaciais na base e de plataforma rasa à moderadamente profunda no topo. A presença de diamictitos na base e capas carbonáticas neoproterozoica no topo, ligadas ao evento pós-glacial Marinoano (~635 Ma) a partir da Hipótese *Snowball Earth*, foram as evidências geológicas para a interpretação desta formação (Afonso & Nogueira 2018, Gaia *et al.* 2017). Esta nova interpretação indicou que os

depósitos de diamictitos e carbonatos da Formação Cacoal, representam uma cobertura sedimentar do embasamento Paleoproterozoico/ Mesoproterozoico, não pertencendo à Bacia dos Parecis (Fig.4).

A Sequência Devoniano é composta pelas formações Furnas e Ponta Grossa. Estas unidades ocorrem de forma restrita a porção sudeste da Bacia dos Parecis, sendo descrita em sua totalidade na Bacia do Paraná (Bahia *et al.* 2006, 2007). A Formação Furnas, interpretada como ambiente fluvial (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007), é constituída por sedimentos conglomeráticos e arenosos, passando gradativamente para sedimentos pelíticos da Formação Ponta Grossa, sendo esta depositada em ambiente marinho raso, passando para ambiente marinho profundo no topo (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007).

A Sequência Carbonífero-Permiano é constituída pelos depósitos Glaciais da Formação Pimenta Bueno (Bahia & Pedreira 1996) e depósitos glaciais ou periglaciais da Formação Fazenda da Casa Branca por Caputo (1984). Entretanto, Gaia *et al.* (2017) e Afonso & Nogueira (2018) redefiniram e reinterpretaram a Formação Pimenta Bueno como de idade Siluriano, anteriormente considerada de idade Carbonífera (Pedreira & Bahia 2004, Bahia *et al.* 2006; Fig.4).

A Sequência Jurássico e Juro-Cretáceo é composta pelos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã e pelos arenitos eólicos da Formação Rio Ávila, respectivamente (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007, Batezelli *et al.* 2014, 2016, Ribeiro Filho *et al.* 1975,). A sequência Jurássica está relacionada a abertura do Oceano Atlântico Central e ruptura do Pangea, enquanto a sequência Juro-Cretáceo está relacionado a separação entre América do Sul e África, ligados a abertura do Atlântico Sul (Almeida *et al.* 2000; Bahia *et al.* 2006, Svesen *et al.* 2018).

Por fim, a Sequência Cretáceo composta pelas formações Salto das Nuvens e Utiriti (Grupo Parecis), compõe os últimos litotipos da Bacia dos Parecis, depositados em ambiente fluvio-eólico e fluvio-lacustre (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007, Rubert *et al.* 2017). O pacote sedimentar desta última Sequência é recoberto de maneira discordante, por sedimentos arenosos, siltosos e areno-siltosos, além de uma crosta laterítica (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007, Schobbenhaus *et al.* 1981).

2.1.2.2 Bacia Intracratônica Invertida (Araras-Paraguai)

Após a tectônica compressional que levou a orogênese da Faixa Paraguai durante o Toniano-Criogeniano (900-640 Ma), se iniciou a instalação da Bacia Arara-Paraguai criogeniana-ordoviciano no Sudeste do Cráton Amazônico influenciada por um regime de subsidência termal extensional (Cordani *et al.* 2000, Cordani *et al.* 2013, Nogueira *et al.*, 2019, Santos 2016). Essa bacia é constituída no embasamento por rochas metamórficas do Grupo Cuiabá que caracterizam o Norte da Faixa Paraguai, discordantemente recobertas pelos depósitos glaciogênicos Marionoanos da Formação Puga (Nogueira *et al.* 2019, Santos 2016)

O preenchimento sedimentar dessa bacia é composta por rochas do Cryogeniano da Formação Puga, Ediacarano do Grupo Araras e Cambriano-Ordoviciano do Grupo Alto Paraguai, discordantemente depositados sobre as rochas do Grupo Cuiabá (Nogueira *et al.* 2019; Figs.2 e 5). As rochas sedimentares cryogenianas da Formação Puga são compostos por depósitos glaciogênicos (pelitos, arenitos e diamictitos) (Fig.5). Os depósitos Carbonáticos do Grupo Araras estão expostos no Sul do Cráton Amazônico e são compostos por 4 formações, tais como: 1) Formação Mirassol d'Oeste, composta por capas dolomíticas interpretado como ambiente de plataforma rasa; 2) Formação Guia, composta por carbonatos e folhelhos, interpretados como plataforma profunda; 3) Formação Serra do Quilombo, composta por plataformas dolomíticas rasa a moderadamente profunda e 4) Formação Nobre, dolomitos relacionado a ambiente de maré (Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007, Nogueira *et al.*, 2019, Rudnitzki *et al.* 2016, Santos *et al.* 2017; Fig.5). Além disso, as rochas sedimentares siliciclásticas cambrianas-ordovicianas do Grupo Alto Paraguai, encerra os depósitos sedimentares da Bacia Araras-Paraguai (Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2017; Fig.5).

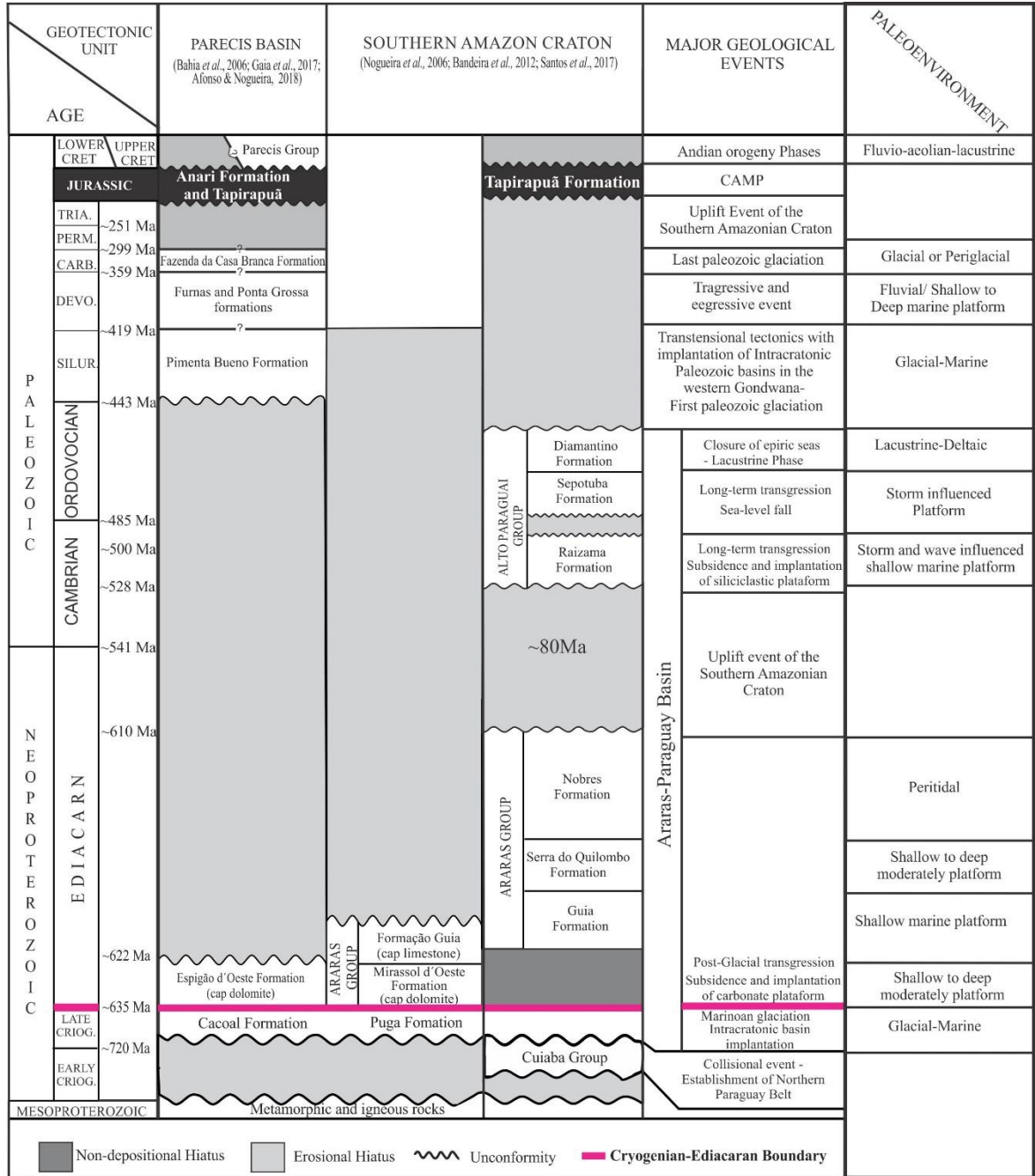


Figura 3- Litoestratigrafia da Bacia dos Parecis e Araras-Paraguai, contendo os principais eventos geológicos e paleoambientes dessas bacias (Modificado de Nogueira *et al.* 2019).

2.1.3 Dados Geofísicos

Levantamentos regionais geofísicos através de métodos potenciais foram realizados em toda extensão da Bacia do Parecis. Nas áreas de difícil acesso, os levantamentos aerogravimétricos e aeromagnéticos forneceram um conjunto de dados tratáveis por modernas técnicas de interpretação, enquanto em áreas acessíveis, linhas sísmicas de reconhecimento e gravimetria terrestre permitiram a visualização sismoestratigráfica da bacia, impulsionando a atividade exploratória de hidrocarbonetos (Bahia *et al.* 2007, Siqueira & Teixeira 1993, Teixeira 2001)

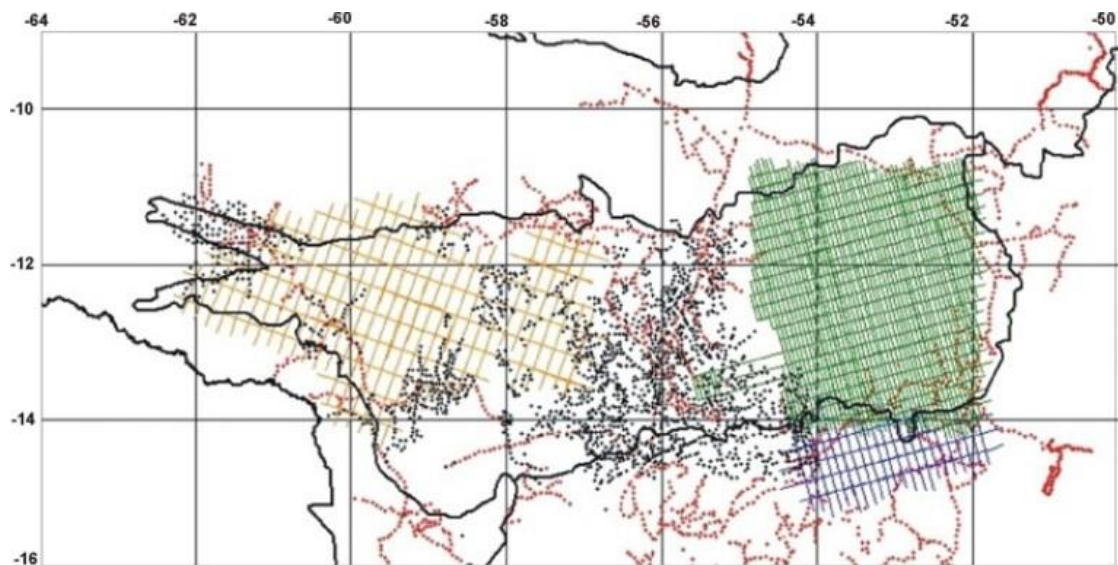


Figura 4. Mapa dos levantamentos gravimétricos e magnéticos da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.* 2007).

2.1.3.1 Dados Gravimétricos

Medidas aerogravimétricas realizados pela Petrobras em 1988 na Bacia dos Parecis, apresenta espaçamento diferente ao longo dos perfis. Os levantamentos aerogravimétricos cobrem as porções leste, na Sub-bacia Juruena e, posteriormente, estendido para oeste e sudeste da bacia, até a Sub-Bacia Alto Xingu. O gravímetro utilizado foi do tipo LaCoste & Romberg ZLS. A navegação e o posicionamento planialtimétrico foram controlados com uso de GPS. Por meio da interpolação dos dados aéreos e terrestres, o mapa de anomalia Bouguer foi obtido pelo programa Oasis da Geosoft, utilizando a projeção Lambert para converter as coordenadas de graus para metros (Bahia *et al.* 2007).

Por meio da interpretação do mapa gravimétrico da Bacia dos Parecis (Fig.7), Bahia *et al.* (2007) identificou as assinaturas geométricas das principais falhas da bacia, assim como, estrutura dos domínios geológicos e a localização dos principais depocentros da bacia. Os baixos gravimétricos a norte e no centro-oeste da bacia, são separados por um alto estrutural com direção leste-oeste, confirmando a tendência regional das estruturas (Bahia *et al.* 2007). Estes baixos gravimétricos coincidem com o prosseguimento dos Grabens Pimenta Bueno e Colorado por baixo da seqüência mesozoica, interpretada como a fase precursora ou rift da bacia. O mapeamento durante o Projeto Sudeste de Rondônia, correlacionou os lineamentos no mapa gravimétrico com as Falhas Itapuã e Presidente Médici (Pinto Filho *et al.* 1977), geradas no embasamento cristalino durante a formação da Província Rio Negro-Juruena (Tassinari & Macambira 1999) e reativadas como falhas normais durante a abertura do Oceano Atlântico. A Sub-Bacia do Alto Xingu de Siqueira (1989), apresenta dois depocentros a NW e SE do rio Xingu, sendo bem definidas e separadas por um alto estrutural denominado de Alto do Rio Xingu (Bahia *et al.* 2007).

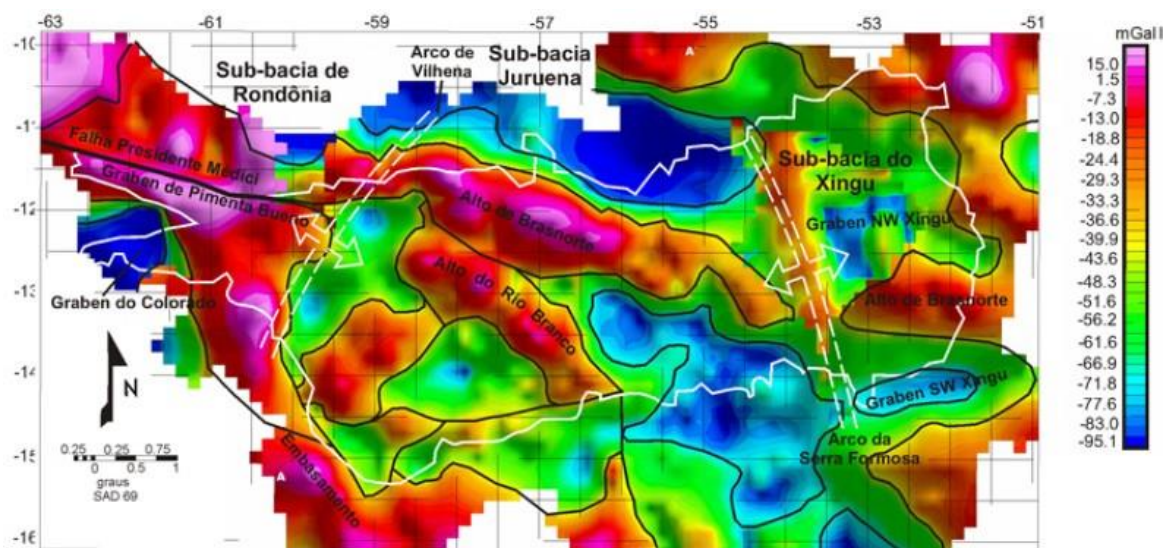


Figura 5. Mapa gravimétrico Bouguer da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.* 2007).

Bahia *et al.* (2007) obteve o mapa da segunda derivada vertical da Bacia dos Parecis com o objetivo de delinear melhor os corpos em subsuperfície. A partir da interpretação da segunda derivada, foi interpretado perfeitos altos e baixos estruturais numa configuração grabens-horsts, definindo os depocentros da bacia, alinhados segundo uma estruturação NW-SE (Bahia *et al.* 2007). A partir da interpretação do mapa da segunda derivada vertical, identificou-se quatro eixos anômalos positivos, cujo as direções principais são coerentes com a estruturação da bacia. A Fossa Tectônica de Rondônia, apresenta uma continuidade para leste dos lineamentos que limitam os Grabens Pimenta Bueno e Colorado, fortalecendo a hipótese de uma evolução da Bacia dos Parecis do Ordoviciano ao Permiano a partir da fase rifte intracratônico e passando, conseqüentemente, para a fase de sinéclise termal, caracterizando a bacia como do tipo *rift-sag* ou *steer-head* (Bahia *et al.* 2007).

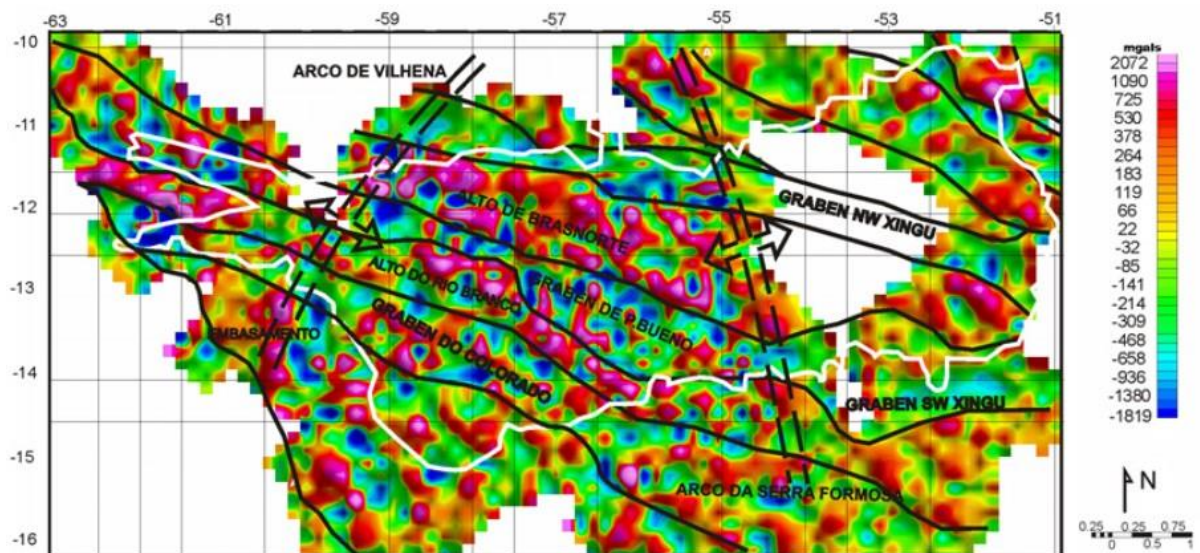


Figura 6. Mapa da segunda derivada da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.* 2007).

CAPÍTULO III

GEOPHYSICAL AND GEOLOGICAL EVIDENCES FOR THE CENTRAL ATLANTIC MAGMATIC PROVINCE (CAMP) IN PRECAMBRIAN AND PHANEROZOIC SEDIMENTARY BASINS OF THE SOUTH AMAZONIAN CRATON, BRAZIL.

ABSTRACT

The emplacement of large volumes of basaltic rocks during the Triassic-Jurassic termed as Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) preceded the Pangea break-up and the opening of the Central Atlantic Ocean. Central Brazil is an important site where the record of CAMP can be assessed in detail. Previously mapped basalts in this region, which include the Southwest Tocantins and Southern Tapajós provinces, represent a volume of 0.19 million km³, being not consistent for the magnitude of the CAMP. Interpretations of previous geophysical and geological data combined with crustal modeling were carried out in the Paleozoic Parecis and Late Cryogenian-Cambrian Araras-Paraguay basins. This study allowed a new interpretation for the gravity field related to the density contrast intracrustal or residual gravimetric field for the Southern Amazonian Craton. The basalts exposed on these basins occur as lava flows, sills and dikes hosted in Neoproterozoic and Paleozoic rocks, presenting an estimated magma volume in subsurface of 3 million km³, interpreted as high-density rocks correlated to the continental tholeiitic flood basalts of the CAMP. The use of residual gravimetric anomaly based on crustal modeling combined with previous geological data were effective in the identification of the CAMP record in these sedimentary basins of the Amazonia.

Keywords: Large Igneous Provinces. Residual Gravimetric Field. Crustal modelling. Parecis Basin, Araras-Paraguay Basin. Jurassic-Triassic. Amazonian Craton.

3.1. INTRODUCTION

Large tholeiitic basalt volume was widely identified in the Triassic-Jurassic interval in several sedimentary basins worldwide, attributed to the Pangea break up and opening of the Central Atlantic Ocean (ca. 190 Ma), representing a Large Igneous Province (LIP) termed as Central Atlantic Magmatic Province or CAMP (Marzoli *et al.*, 1999). The Pangea rifting occurred concomitant with the opening of the central Atlantic Ocean and involved the production of a new oceanic crust in the mid-dorsal ridge from Early Jurassic to the present. The CAMP comprises several pulses of volcanic activity occurred around 200 and 202 Ma, suggesting that most of the basalt volume was emplaced around 201 Ma (Marzoli *et al.*, 2018; Korte *et al.*, 2019; Fig 1A). The CAMP magmatism in the Brazilian Amazonia, north and central South America, consists in the record of several units, such as: the Penatecaua Magmatism (190 ± 20 Ma) in the Solimões and Amazonas basins; the Mosquito Formation (199.7 ± 2.45 Ma) in the Parnaíba Basin; and the Anarí and Tapirapuã formations ($197-200 \pm 6$ Ma) in the Parecis Basin (Barros *et al.* 2007, Coffin & Eldholm 1993, Góes & Feijó 1994, Melfi *et al.* 1988, Merle *et al.* 2011, Montes-Lauar *et al.* 1994, Renne *et al.* 1992, Rocha-Campos *et al.* 1998, Saunders 2005, Vaz *et al.* 2007, Wilson 1997; Fig. 1A). The younger basalts of Serra Geral Formation exposed in the Paraná Basin, southeastern of South America, succeed the CAMP and has been related to the late-stage of the West Gondwanaland break-up and opening of the South Atlantic at around 134 Ma, termed Paraná-Etendenka magmatism (Baksi & Archibald 1997, Mizusaki *et al.* 2002, Svensen *et al.* 2018; Fig 1A).

The basalts of the CAMP flowed in large rift basins also forming dikes and sills intruded into the sedimentary deposits, extending over about 11 millions km² with estimated magma total volume of 3 millions km³ (Korte *et al.* 2019, Marzoli *et al.* 2018). This event triggered a whole range of paleoenvironmental, paleogeographic and paleoclimatic changes, such as: climate warming, photic zone euxinia and ocean acidification (Davies *et al.* 2017, Greene *et al.* 2012, Marzoli *et al.* 1999, Kasprak *et al.* 2015, Kiessling *et al.* 2009, Korte *et al.* 2019, Ruhl *et al.* 2011, Ruiz-Martínez *et al.* 2012, Schaller *et al.* 2012, Schoene *et al.* 2010, Whiteside *et al.* 2010). The large amounts of CO₂ during this volcanic event was responsible for a sharp global warming (Blackburn *et al.* 2013, Korte *et al.* 2019, Svensen *et al.* 2007). The direct consequence was the drop of the marine and continental biodiversity in the end of Triassic, culminating in one of the five most expressive mass extinctions of the planet (Davies *et al.*, 2017, Korte *et al.* 2019, Marzoli *et al.* 2004, Marzoli *et al.* 2018, Olsen 1999). The reduction of the organic productivity modified the carbon cycle causing significant paleoceanographic changes

indicated by the $\delta^{13}\text{C}$ values in marine and continental deposits (Blackburn *et al.* 2013, Davies *et al.*, 2017, Korte *et al.*, 2019, Marzoli *et al.*, 2018, Ruhl *et al.* 2011; Fig. 1A).

The CAMP event spans rift basins of the Eastern North America and Morocco, where it is well-exposed and has been intensively studied (Bensalah *et al.* 2011, Hames *et al.* 2000, Jourdan *et al.* 2009, Knight *et al.* 2004, Korte *et al.* 2019, Marzoli *et al.* 2011, Marzoli *et al.* 2018, McHone & Puffer 2003, McHone 2006, Saunders 2005, Schaller *et al.* 2012; Verati *et al.* 2007). In contrast, the constituents of the CAMP are poorly studied and understood in Western Africa, Europe and some regions of the South America, represented by subvolcanic bodies and extrusive deposits (Barros *et al.* 2007, Coffin & Eldholm 1993, Deckart *et al.* 1997, Korte *et al.*, 2019, Martins *et al.* 2008, Marzoli *et al.* 2018, Montes-Lauar *et al.* 1994, Nomade *et al.*, 2007, Oyarzun *et al.* 1997, Reis *et al.* 2006, Verati *et al.* 2007, Wilson 1997). In this work, we evaluated the presence of the CAMP in the Southern Amazonian Craton based on the occurrences mapped in the Phanerozoic Parecis and Late Cryogenian-Ordovician Araras-Paraguay basins (Fig. 1B). These exposed basalts in both intracratonic basins represent a minimum volume, not consistent with that attributable to the CAMP (Fig. 1). Thus, the interpretation of previous geophysical and geological data combined with new gravimetric analyses modified considerably the record of the CAMP in these basins. The residual gravimetric anomaly interpretation allowed the mapping of high-density rocks in the subsurface, which have been interpreted and associated here to the CAMP basalts. The applied method led to expand the distribution area of CAMP in the Southern Amazonian Craton providing a new approach to detection of non-outcropping igneous rocks with high-density in sedimentary basins of the Amazon.

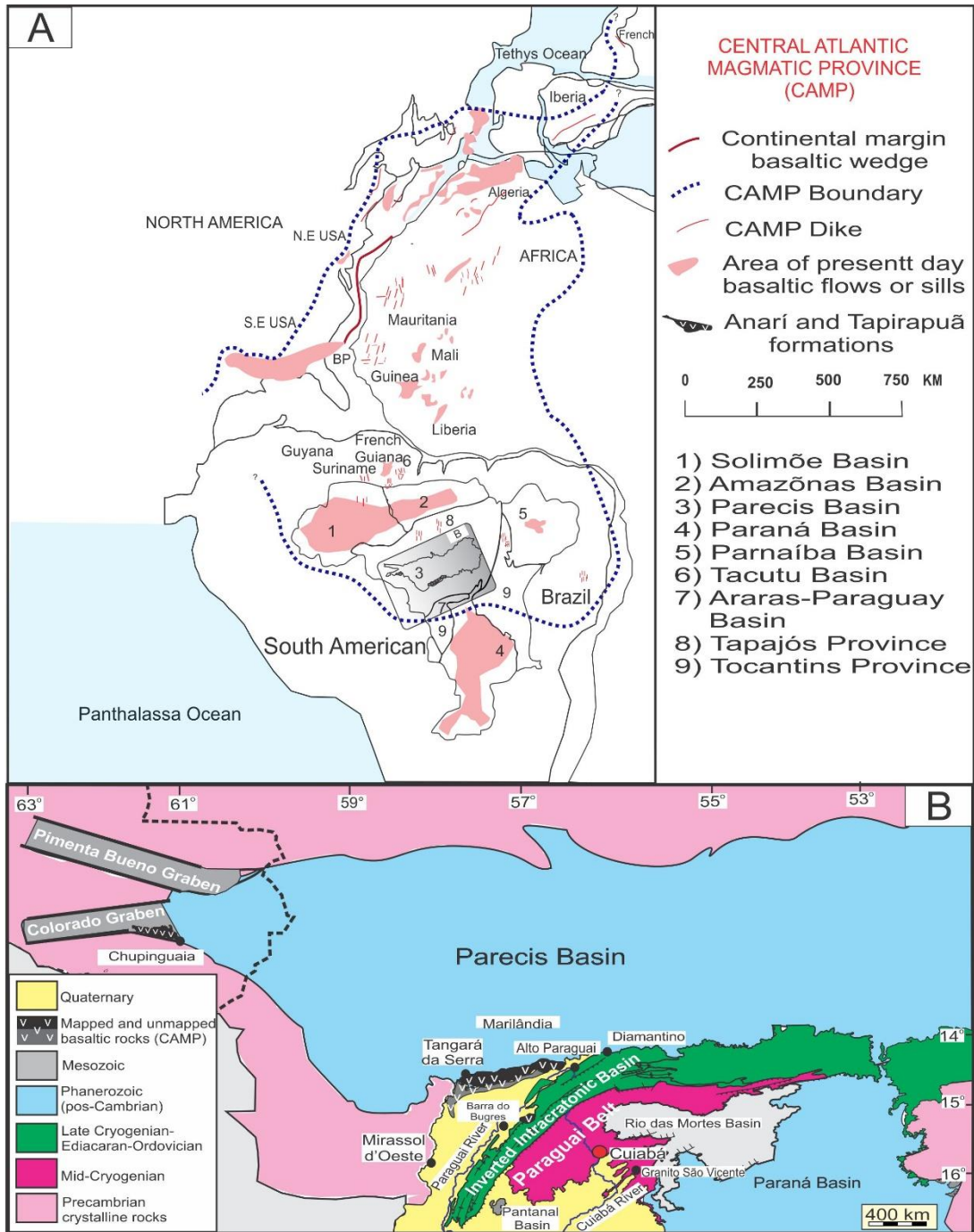


Figure 1- The spatial relationship of the CAMP worldwide. (A) The CAMP occurrences distributed as dikes, sills and lavas flow in a scenario before opening of the Central Atlantic Ocean and Pangea break up during Permian-Triassic (Modified of McHone, 2000). (B) Geology of the Southern Amazonian Craton and location of the mapped basalts in the Parecis (Modified from Nogueira *et al.* 2019).

3.2. GEOLOGICAL SETTING IN THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON

The Southern Amazonian Craton area is located in the Southwestern Tocantins Province and Southern Tapajós Province (Barros *et al.* 2007, Cordani *et al.* 2000, Montes-Lauar *et al.* 1994, Nogueira *et al.* 2019; Fig. 1B). Two basins, object of the study site, were implemented over Tonian metamorphic rock of the Northern Paraguay Belt and Paleo to Mesoproterozoic rocks of the Amazonian Craton: 1) the Paleozoic Parecis Basin; and 2) the Late Cryogenian-Ordovician Intracratonic Basin or Araras-Paraguay Basin.

The Paraguay belt was originated during the Tonian-Cryogenian period (c. 900-640-Ma) through a collisional main tectonic event among the Amazonia, São Francisco and Paraná continental blocks named as Brazilian-Pan-African Orogeny (Cordani *et al.* 2000, Cordani *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2019, Santos 2006). Furthermore, the Paraguay Belt is compound of rocks deformed by ductile tectonic structures from the transpressional structural domains and recorded mainly in the metamorphosed rocks of the Cuiabá Group (Alkmin *et al.* 2001, Cordani *et al.* 2000, McGee *et al.* 2012, Nogueira *et al.* 2019, Pedreira & Bahia 2000, Siqueira & Teixeira, 1993).

The Araras-Paraguay Basin was implemented during the Cryogenian-Ordovician in the Southeastern Amazonian Craton. This basin was inverted during the Ordovician, associated to the opening of the Paleozoic basins in the Amazon, as well as, deformed during the Cretaceous by brittle to brittle-ductile transtensional tectonics (Cordani *et al.* 2000, Cordani *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2019, Santos 2016). This basin was filled by the following units: 1) the Late Cryogenian Puga Formation, composed of glaciogenic diamictites, siltstones and sandstone; 2) the Ediacaran Araras Group, constituted of limestone, dolostones and subordinate siliciclastic rocks; and 3) the Cambrian-Ordovician Alto Paraguay Group, which consists of sandstone and pelites (Fig.1B). The dolostones of the base the Araras Group that overlie glaciogene diamictites are interpreted as a cap carbonate linked to Marinoan pos-glacial event and related to the Snowball Earth hypothesis (ca. 635 Ma). The deposits of the Araras-Paraguay basin unconformably overlies the crystalline rocks of Amazonian Craton and metamorphic rocks of Cuiabá Group exposed in the Northern Paraguay Belt.

The Parecis basin is a rift-sag type basin formed during an extensional event in the Amazonian Craton following Rodínia break up in 1.0 and 0.75 Ga (Pedreira & Bahia 2000,

Teixeira 2001). This basin has approximately 500000 km² implanted directly over the Amazon Craton, center-western Brazil (Bahia *et al.* 2006, Bahia 2007, Siqueira & Teixeira 1993,). The stratigraphy records present a sedimentary-magmatic filling, which reach 6000 m thick, including Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic deposits intruded by Cretaceous basic and ultrabasic rocks (Siqueira, 1989; Siqueira & Teixeira, 1993; Bahia *et al.*, 2006, Bahia, 2007). The basin was structured during the Neo-Ordovician, when the Amazon was affected by an extensional event yielding intracontinental rift systems generated by fault zones reactivation of the basement (Cordani *et al.* 2000). Six supersequences were recognized in the Parecis basin, such as: Ordovician, Devonian, Carboniferous-Permian, Jurassic, Jurassic-Cretaceous and Cretaceous (Bahia & Pedreira 1996, Bahia 2007, Siqueira 1989, Siqueira & Teixeira 1993).

The Paleozoic sediments of the Parecis Basin overlie Late Cryogenian and Ediacaran sedimentary rocks exposed in the Colorado and Pimenta Bueno grabens correlate with the successions exposed in the base of the Araras-Paraguay Basin (Fig. 1B). The Late Cryogenian glaciogene diamictites of Cacoal Formation is overlaid by dolostones and siltstone belonging to the Ediacaran Espigão d'Oeste Formation (Afonso & Nogueira 2018, Gaia *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2019). Based on facies analysis, carbon isotope and stratigraphic correlation, the Cacoal Formation was reinterpreted (Bahia *et al.* 2007) as a Neoproterozoic formation linked to the Marinoan pos-glacial event (~635Ma), interpreted only as sedimentary filling of the basement, completely disconnected of the Paris Basin evolution (Afonso & Nogueira 2018, Gaia *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2019). Moreover, the Parecis Basin sedimentary started with the Pimenta Bueno Formation, previously considered as Carboniferous (Bahia *et al.* 2006, Pedreira & Bahia 2004), and repositioned in the Ordovician-Silurian interval (Afonso & Nogueira 2018).

3.3 MAPPED AND UNMAPPED CAMP RECORDS IN THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON

CAMP mapped basalts are found in the Phanerozoic Parecis Basin represented by the Anarí and Tapirapuã formations exposed on the southeastern Colorado Graben and Chupinguaia region, respectively. Basalts overlaid these supersequences were dated by K/Ar method that indicated Lower Jurassic age to the Anarí Formation (Pinto Filho *et al.* 1977, Santos *et al.* 1980) (Tab.1). Montes Lauer *et al.* (1994) using the Ar/Ar dating method, suggested ages at around 197 Ma to the Anarí and Tapirapuã formations, close to the ages found by Marzoli *et al.* (1999) and Barros *et al.* (2007) (Tab.1). These ages and the geochemistry related to the Anari and Tapirapuã formations are compatible with a same mantle origin (Baksi & Archibald 1997, Montes Lauer *et al.* 1994). Furthermore, there is mapped basalts by CPRM, located at the Emal-Unidade Itaipu mine at Barra do Bugres (Fig. 1B), as well as, exposed basalts occurrences had not still been mapped in the Late Cryogenian-Ordovician Araras-Paraguay Basin very close to the mapped and dated basalts in Tangará da Serra (distance around 5 km) (Fig. 1B). Due to the great CAMP magnitude added to the proximity of the Arara-Paraguay Basin and Parecis Basin basalts, we interpreted that both basins present basaltic bodies of the CAMP (Fig. 1B), there being no mapping of older basaltic bodies than mapped basalts of the Jurassic in the Southern Amazonian Craton, corroborating our interpretation

Table 1- The K/Ar and Ar/Ar ages to the Anarí and Tapirapuã formations.

Period (method)	Age (Ma)	Authors
Lower Jurassic (K/Ar)	197-198	Pinto Filho <i>et al.</i> (1977)
Lower Jurassic(K/Ar)	197-198	Santos <i>et al.</i> (1980)
Lower Jurassic (K/Ar) and (Ar/Ar)	197	Montes-Lauer <i>et al.</i> (1994)
Lower Jurassic (Ar/Ar)	198	Marzoli <i>et al.</i> (1999)
Lower Jurassic (Ar/Ar)	200±6	Barros <i>et al.</i> (2007)

3.4 METHODOLOGY

This paper combined results from the gravimetric method (crustal modeling) with previous geological and geophysical data in the Southern Amazonian Craton, to investigate the presence of CAMP basalts in this area. This method is widely used to identification and interpretation of crustal features based on the density contrast of rocks in the crust (Telford *et al.* 1990). To obtain information about the geological record from the gravity data it is necessary

to separate the residual from the regional gravimetric signal (Lowries 2007, Telford *et al.* 1990). Therefore, we have performed this separation for the data from the Southern Amazonian Craton. The regional gravimetric field is a signal predicted by the modeled Earth's crust with longer wavelengths, produced by large geological structures and deeper than the residual field, which is strongly affected by density variations closer to the surface. Thus, the gravimetric interpretation of shorter wavelength signals is necessary to characterize sources near the crust top (Blakely 1996, Lowries 2007).

There are several ways to determine the regional-residual field for a gravity dataset (Beltrão 1989, Martínez-Moreno *et al.* 2015, Spector & Grant 1970, Tenzer *et al.* 2012). We have obtained the crustal gravimetric signal from the calculated gravimetric anomaly of a modeled crust and discretized in 3D rectangular prisms (regional gravimetric signal). The gravimetric signal of N prisms at each observation point is obtained by the Plouff (1976) algorithm. The shapes of the crustal model are presumably known and defined by two surfaces, top and base. The shape of the top surface is defined by ETOPO-1/Terrain digital Model (DTM) (Barthelmes 2009, Barthelmes & Köhler 2012; Fig. 2), obtained from the International Center for Global Earth Models navigation service (ICGEM) (Amante & Eakins, 2009). In addition, the shape of the base surface (depth of the South America Moho) is supplied by Uieda & Barbosa (2016) (Fig. 3). The residual gravimetric anomaly was obtained by subtracting the observed Bouguer anomaly from the modeled crust's regional anomaly

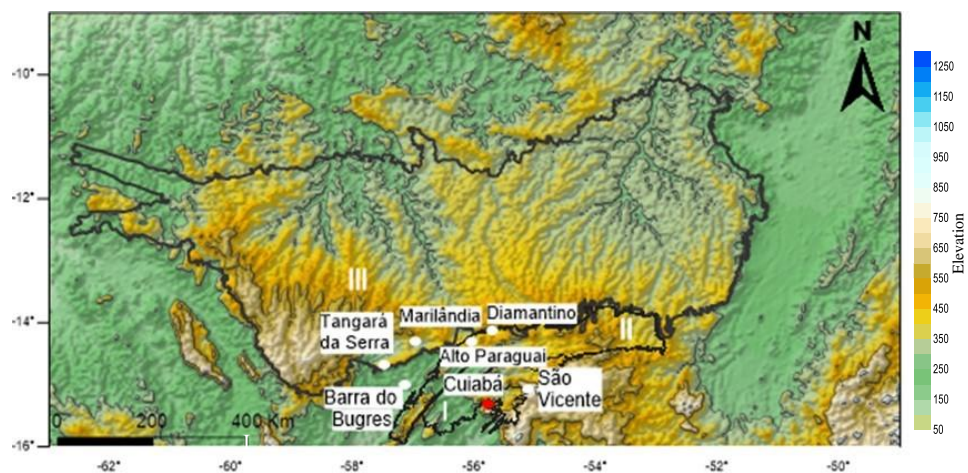


Figure 2- Digital Terrain Model (DTM) ETOPO 1 of the Southern Amazonian Craton. I- Paraguay Belt, II- Araras-Paraguay Basin and III- Parecis Basin.

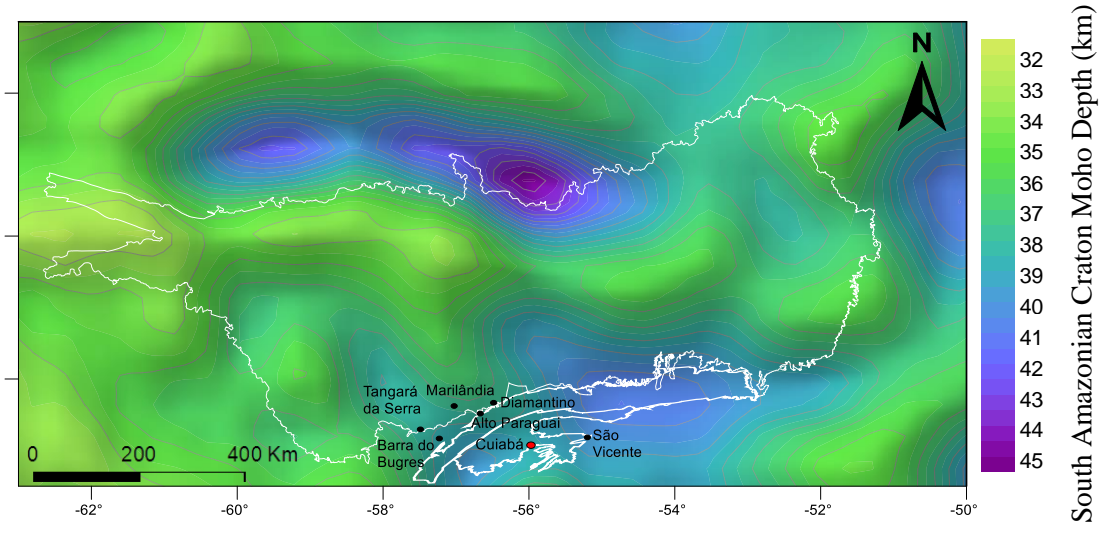
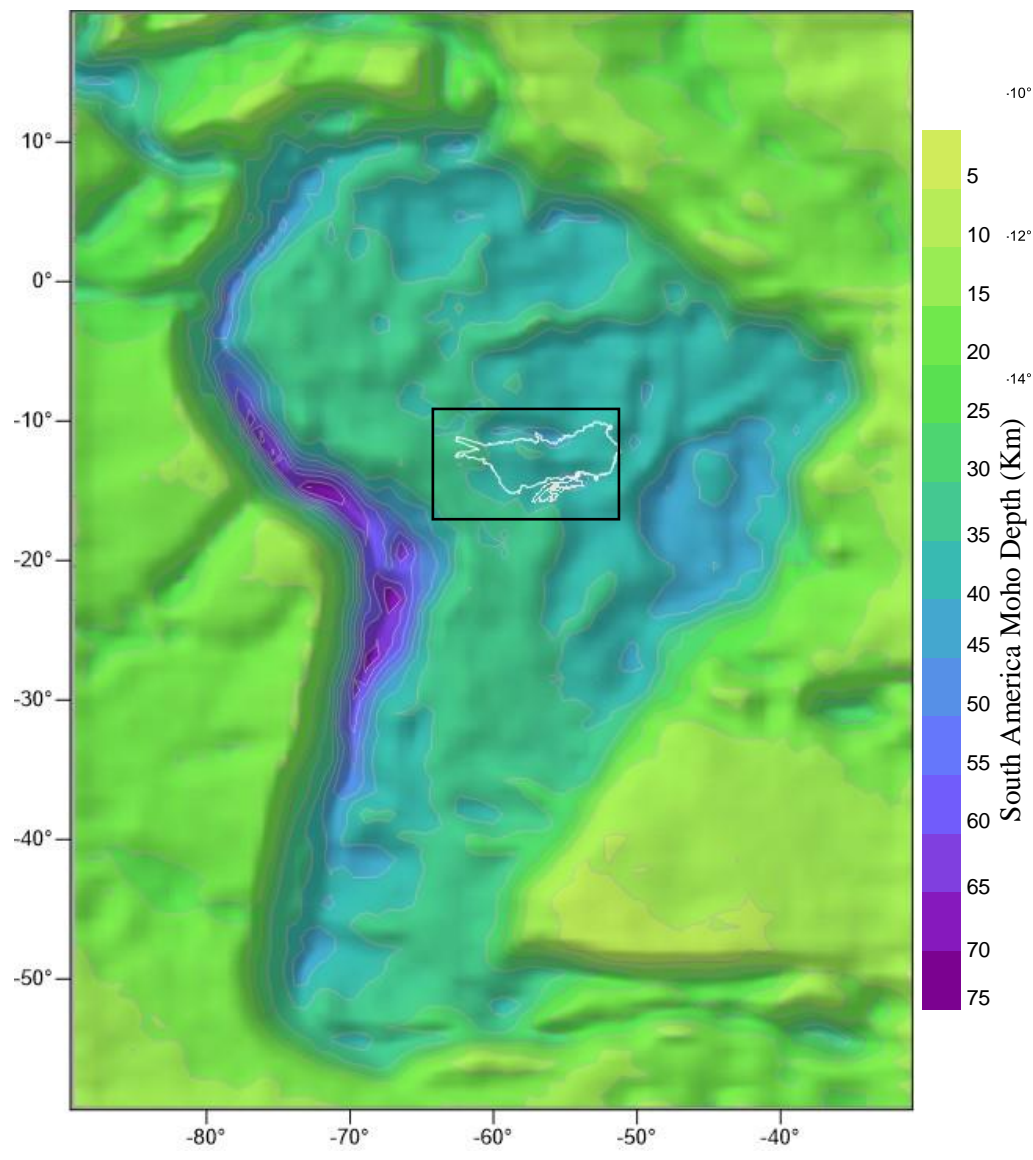


Figure 3- Moho depth. (A) Moho of the South America. (B) Detail of A showing the Moho of the Southern Amazonian Craton (Modified from Uieda & Barbosa, 2016).

3.5 RESULTS

3.5.1 Observed gravimetric data

The observed gravimetric anomaly data were downloaded from the International Center for Global Earth Models (ICGEM) navigation service from the full-shaped gravimetric field with EIGEN-6C4 satellite selection model and 0.05° regulated gridstep. Moreover, this anomaly was calculated using the WGS84 reference ellipsoid and a longitude-latitude selection grid ($-W64^\circ$, $-E49^\circ$, $-N9^\circ$ and $-S16^\circ$, Fig. 4). In order to obtain the anomaly in decimal degrees, these coordinates were converted to Universal Transverse Mercator (UTM) due to the Plouff (1976) algorithm requires that the input data is arranged in a three-dimensional model in rectangular (x, y and z) coordinates. By setting a grid of observation points (x; y) and a z-axis, the observed gravimetric anomaly data were interpolated in a regularly spaced mesh $M = m_x \times m_y$ (Fig. 4), where $m_x = 501$; $m_y = 341$ and $M = 170841$ (observed points total number). Furthermore, the spacing between points is $x = 3322$ and $y = 2424$ m (x-axis eastward and y-axis northward). A striking feature in the Bouguer map is the northward elongated positive anomaly around $57,5^\circ$, characterizing high-density values within the Parecis Basin.

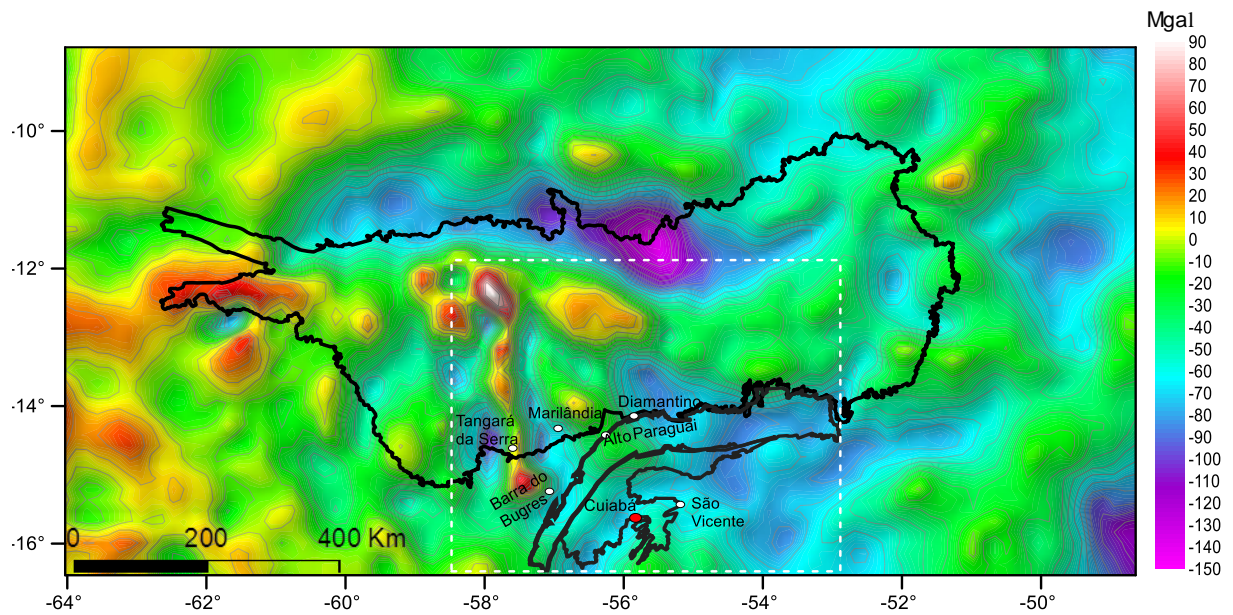


Figure 4- Observed Bouguer Gravimetric Anomaly using the WGS84 reference ellipsoid and Longitude-latitude selection grid ($-W64^\circ$, $-E49^\circ$, $-N9^\circ$ and $-S16^\circ$).

3.5.2. Predicted signal: regional gravimetric anomaly

The regional gravimetric anomaly (Fig. 5) at the same x, y and z coordinates as the observations was produced using the ETOPO 1 and Moho data in a considerably large window than the data-window, to minimize edge effects. Note the complexity of this signal, which mostly resulted from the complex shape of the Moho.

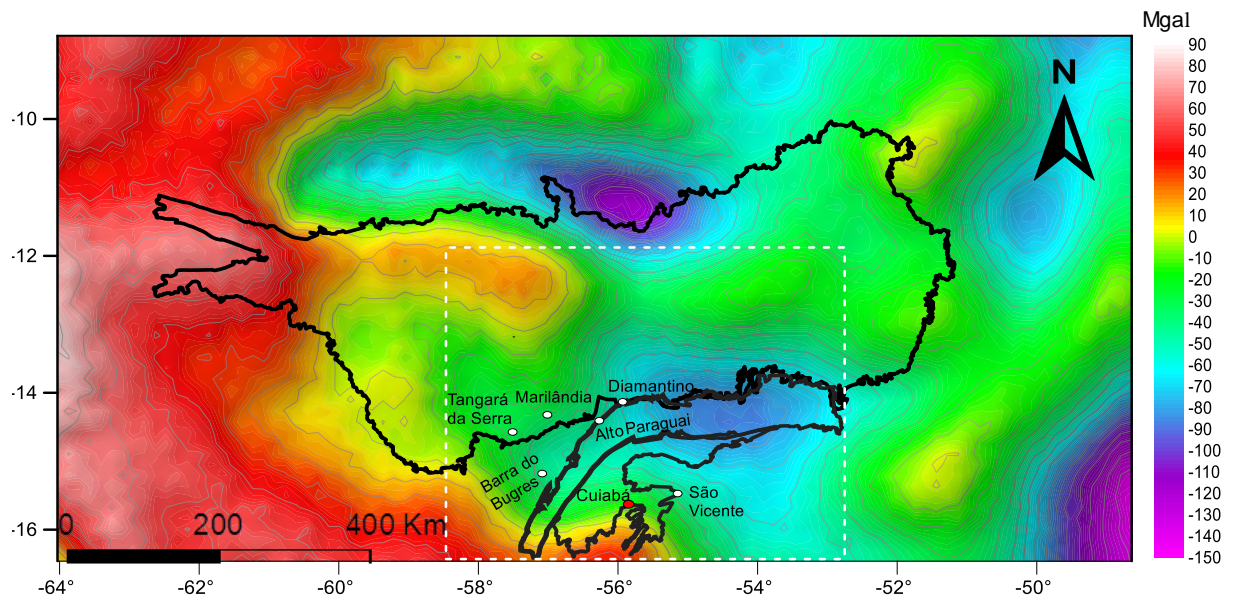


Figure 5- Regional gravimetric anomaly (gravimetric anomaly for any point of observation above the Earth's surface by a crust modeled and discretized in rectangular prisms) showing same points number of the observed gravimetric anomaly.

3.5.3. Residual gravimetric anomaly

The residual gravimetric signal is shown in Fig. 6. This anomaly displays gravimetric highs and lows of the Southern Amazonian Craton, identifying density contrast of rocks in the subsurface. We interpreted from the residual anomaly, which the Blue dashed and dotted lines represent anomalies with greater gravimetric signatures, associated to large basalt volumes in subsurface and surface. While the white circles, represent basalts exposed next to Tangará da Serra and Barra do Bugres, presenting a gravimetric signature less representative of the CAMP Basalts. Besides that, we identify a sector with mapped basalts that do not show up gravimetric signatures related to basaltic bodies gravity values, around -30 Mgal, (white dashed polygon).

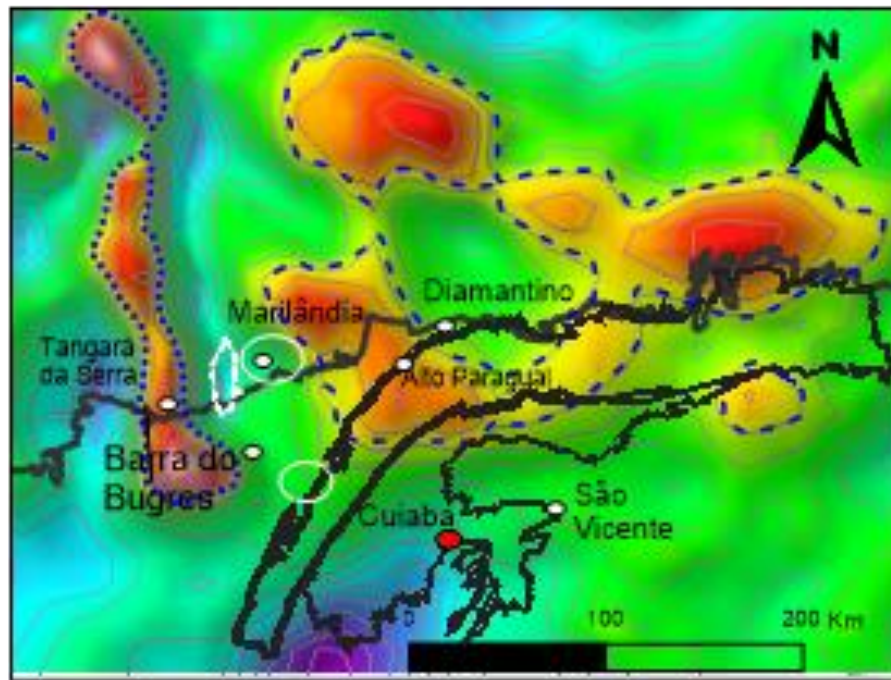


Figure 6- Residual gravimetric anomaly showing the gravimetric highs and lows of the southwestern Tocantins Province and southern Tapajós Province.

3.5.4 Association of the CAMP continental tholeiitic flood basalts (CTFB) from the gravimetric and geological interpretations.

The residual gravimetric anomaly interpretation shows the intracrustal density variations in the Southern Amazonian Craton (Fig. 6). This interpretation allowed to identify the main occurrences of high-density rocks within the sedimentary basins. The highest gravity anomaly values (above -20 mgal) occur in the the Araras-Paraguay and Parecis basins. They are interpreted as the result of high-density rocks associated to the CAMP CTFB. (Figs. 6 and 7). Previous interpretations of the gravimetric highs in these sites have usually been attributed them to isolated structural-paleogeographic highs (e.g. Bahia *et al.* 2007). However, structural highs in sedimentary basins can not account for very high values in a residual gravimetric anomaly (around -20 mgal), unless they are associated with extremely dense bodies.

The use of residual gravimetric anomaly added to the analysis of previous geological data in the Southern Amazonian Craton allowed us to propose the following: I) gravimetric signatures with high gravity values and its elongating inside of Parecis Basin (N-S-trend), associated with areas of both exposed and mapped basalts and non-outcropping mapped basalts (Barros *et al.* 2007, Montes-Laura *et al.* 1994; Fig. 7; sector 1); II) mapped basalts, located at the Emal-Unidade Itaipu mine at Barra do Bugres (Fig. 7, sector 2), present low gravimetric signatures compared with other areas, as Tangará da Serra (sector 1). The relatively low gravimetric signature on these sites may be related to the reduced thickness of the basalts, due to relatively intense erosion of these rocks (around 2-10 meters); III) high gravimetric signatures, with NW-SE-trend within Araras-Paraguay and Parecis basins (Fig. 7, sector 3), probably being result of non-outcropping basalts and related to possible occurrences of CAMP CTFB; and IV) Previously mapped basalts next to Tangará da Serra (Fig. 7, sector 4) that do not present a visible signatures on the residual anomaly. This extremely low gravimetric signature is incompatible with the gravimetric highs from high-density CAMP basalts (sector 1 and 3,) as well as, with other sites with low gravimetric signatures (sector 2). There are mapped basalts, located at the Emal-Unidade Itaipu mine at Barra do Bugres, which present low gravimetric signatures compared with other anomalies related to basalts signature of the CAMP (anomalies 1 and 2). The relatively low gravimetric signature on these sites may be related to the reduced thickness of the basalts, due to relatively intense erosion of these rocks (Dikes from the 2 to 10 meters). Furthermore, it was identified occurrences of Previously mapped basalts, next to Tangará da Serra, which do not present a visible signature on the residual gravimetric

anomaly. This extremely low gravimetric signature is incompatible with the gravimetric highs from high-density CAMP basalts, as well as, with other sites with low gravimetric signatures.

Deeper detailed geological and geophysical studies are needed for an accurate interpretation. The Araras-Paraguay Basin display elongated N-S and NW-SE trending gravimetric signatures similar to the elongated N-S trending gravimetric signatures of CAMP basalts of the Tapirapuã Formation. This correlation allowed the discovery of other CAMP occurrences from the residual gravimetric anomaly interpretation in the Southern Amazonian Craton and the sketching of a tectonomagmatic evolution of this region (Fig. 8).

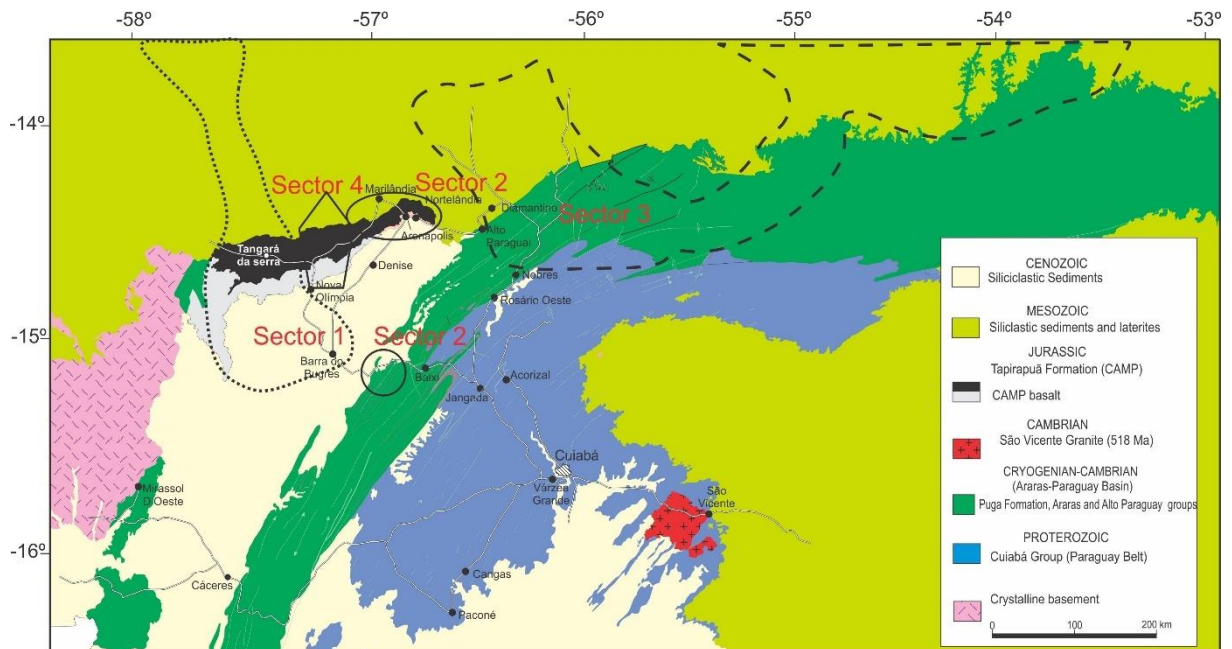


Figure 7- Geological map showing the location of the CAMP CTFB in the Southern Amazonian Craton. Note the occurrences of the exposed CAMP basalts and interpreted from the residual gravimetric anomaly (dashed and dotted polygons, anomalies 1 and 2).

3.5.5 Estimates of CAMP volume in the Southern Amazonian Craton

The pristine CAMP volume in the Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic basins is represented by sills, dikes and lava flow (Marzoli *et al.* 2018). The possible occurrences of the CAMP CTFB from the residual gravimetric anomaly interpretation and previous geological data allowed to estimate the volume in subsurface of this region. Marzoli *et al.* (2018), calculated a volume of 0.19 millions km³ for the CAMP basalts, multiplying the area of the basin surface by the cumulative thickness of the CAMP product. The correlating of gravimetric signatures interpreted from the residual gravimetric anomaly, which allowed to interpretate that

the CAMP basalts cut the basement, Araras-Paraguay and Parecis basins, we recalculated the CAMP volume by the method Marzoli *et al.* (2018) from around 3 millions km³, considering that the basins have at least 6 km-thick of stratigraphic pile and including in this evaluate, basalts in the surface and subsurface.

3.5.6 Tectonomagmatic evolution from the residual gravimetric anomaly and geological data interpretations

Sublithospheric activity beneath the South American Platform originated from mantelic processes has promoted the formation of CTFB in the Southern Amazonian Craton (Almeida *et al.* 2000; Fig. 8A). The Pangea break up around 225-220 Ma led to the opening of the Central Atlantic Ocean and production of large volumes of basaltic rocks, during the first reactivation sub-phase of the South American Platform from the Upper Triassic-Jurassic onwards (Almeida *et al.* 2000, Marzoli *et al.* 1999, McHone 2006, Zalán, 2004; Fig. 8B). The large volume of basaltic rocks is related to the CAMP event (c. 200-202 Ma) with peak activity at around 201 Ma, represented by the intrusive (sills and dikes) and/or extrusive (lavas flow) rocks formed in the Paleozoic Parecis and Late Cryogenian-Ordovician Araras-Paraguay basins in the Southern Amazonian Craton. Extensional fractures and faults formed during the opening of the Atlantic Ocean have acted as pathways for CAMP basaltic magma (Fig. 8B). Thermal subsidence in the Southern Amazonian Craton took place after the Sinemurian (c. 190-160 Ma) caused by lowering of the isotherms and progressive reduction of the heat flow in the region. The opening of the Central Atlantic and the Waldenian Reactivation (e.g. Zalán 2004) have possibly favored the deposition of Upper Jurassic aeolian sediments in Parecis Basin (Bahia *et al.* 2006, Batezelli *et al.* 2014, 2016). The extensional event related to opening of the South Atlantic (c. 140-110 Ma) and Equatorial Atlantic (c. 113-95 Ma), as well as, the first tectonic event related to the Andean Orogeny (ca. 88 Ma), which took place in the Turonian-Coniacian boundary (Peruvian Orogenic phase), favored the increase of accommodation space with expressive deposition of the Late Cretaceous Salto das Nuvens and Utiariti formations in the Parecis Basin, overlying the CAMP basalts (Bahia 2007, Granot & Dymant 2015, Jaillard *et al.* 2000; Menegazzo *et al.* 2016, Rubert *et al.* 2017, Zalán 2004) (Fig. 8C). At the late Cretaceous and early Cenozoic (c. 72-65 Ma) the Southern Amazonian Craton experienced uplift and extreme erosion related to a new contractional pulse of the Peruvian orogeny occurred in the late Campanian (Jaillard *et al.* 2000, Menegazzo *et al.* 2016). This orogenic event caused partial remotion of deposits of the confluence zone between the basins. The exposure of the most superficial portion of the CAMP

has partially been removed contrasting with the low topography modelled of rocks of the Late Cryogenian-Ordovician Araras-Paraguay Basin. In this region the root of this geotectonic structure is exposed and the magmatic conduits of the CAMP may be observed (Fig. 8D).

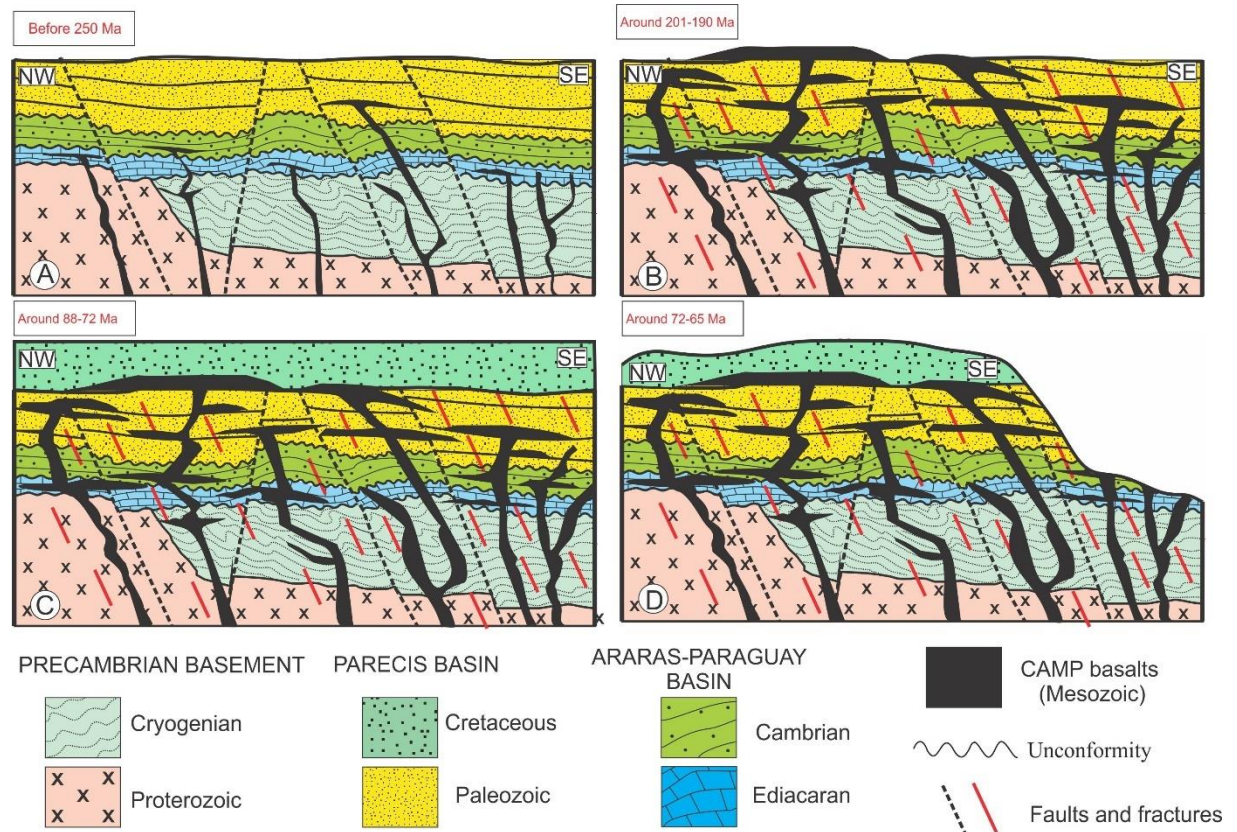


Figure 8- Tectonomagmatic evolution of the CAMP into the Southern Amazonian Craton. (A) Initial phase before Pangea break up (ca. 250 Ma). (B) Increase of basalts volume due to CAMP intumescence, Pangea break up and opening Central Atlantic Ocean (c. 201-190 Ma). (C) Extensional event related to opening of the South Atlantic (c. 140-110 Ma) and Equatorial Atlantic (c. 113-95 Ma), as well as, the first tectonic event related to the Andean Orogeny (ca. 88 Ma) that favored the deposition of the Cretaceous sediments in the Parecis Basin (c. 88-72 Ma); (D) Uplifting of the Southern Amazonian Craton, leading to the erosion of Cretaceous cover and CAMP basalt and, exposing most of the magmatic conduits located at the Araras-Paraguay Basin and basement rocks (c. 72-65 Ma).

3.6. FINAL REMARKS

The analysis of previous geophysical and geological data combined with the residual gravimetric anomaly interpretation of a modeled crust, allowed us obtaining surface and subsurface evidences for the CAMP event in the Southern Amazonian Craton. The Paleozoic Parecis and Late Cryogenian-Ordovician Araras-Paraguay basins were the prime candidates to test this methodology with reasonable answer. The CAMP basalts in this area probably correspond to the intrusive (dikes or sills) and extrusive (lava flow) rocks coincident with N-S and NW-SE trending gravimetric signature. Our results indicated a volume at least 3 million km^3 of basalts emplaced into the Southern Amazonian Craton during the Triassic-Early Jurassic. This volume is greater than the previous 0,19 million km^3 , estimated for basins on surface exposures. Perhaps, the increasing of volume reached by associating of the residual gravimetric anomaly interpretation with previous geological data may be related to the rocks into the deep continental crust, possibly at the Moho. Based on these data we proposal a tectonomagmatic evolution for this part of the Amazonian Craton that include: 1) initial phase before Pangea break up (ca. 250 Ma); 2) progressive increase of basalts volume due to Pangea break up, causing intumescence of CAMP basalts in the crust concomitant with the Central Atlantic Oceanic opening; 3) event extensional related to opening of the South Atlantic and Equatorial Atlantic, as well as, the first tectonic event related to the Andean Orogeny, leading to the deposition of the Cretaceous sediments in the Parecis Basin; and 4) uplifting of the Southern Amazonian Craton, causing erosion of Cretaceous rocks, CAMP basalts and older rocks, exposing only magmatic conduits. Finally, the study of residual gravimetric anomaly based on crustal modeling has proved to be an effective method to map high-density rocks in subsurface, contributing to better understand the CAMP magmatic events in sedimentary basins.

CAPÍTULO IV

4.1 CONCLUSÕES

A integração de dados geológicos prévios com a interpretação de dados gravimétricos do sudeste do Cráton Amazônico, definiu a relação entre os valores apresentados no campo gravimétrico residual, originado por meio da modelagem crustal da região estudada, com as estruturas geológicas presentes nas bacias, levando em consideração a relação das respostas gravimétricas aos registros geológicos relacionados ao magmatismo do CAMP. Essa integração nos permitiu correlacionar os dados e recalculamos o volume CAMP, alcançando pelo menos 3 milhões de km³. A partir da análise da anomalia gravimétrica residual, interpretamos que os altos paleogeográficos-estruturais presente no interior da Bacia dos Parecis, podem apenas ser correlacionados com assinaturas gravimétricas positivas (valores de gravidade maiores que -20 Mgal), se houver intrusões basálticas do CAMP (rochas altamente densas) adicionados a interpretação da dessa anomalia. Concluimos que a interligação de dados geológicos e a interpretação da anomalia gravimétrica residual no Sul do Cratón Amazônico a partir da modelagem crustal, torna-se um método eficaz para o estudo do magmatismo do CAMP em bacias sedimentares.

REFERÊNCIAS

- Abrajante Jr F.R. 2016. *O Permo-Triássico da bacia do Parnaíba, Norte do Brasil: implicações paleoambientais, paleoclimáticas e paleogeográficas para o pangea ocidental*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém do Pará, 129 p.
- Amante C. & Eakins B.W. 2009. ETOPO1 Arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division*. Colorado. USA, p. 1-20.
- Afonso L.W.J. & Nogueira A.C.R. 2018. Sedimentology and stratigraphy of Neoproterozoic-Lower Paleozoic carbonate-siliciclastic succession of the Southwesternmost Amazon Craton, State of Rondônia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **48** (1): 75-93.
- Almeida F.F.M. & Mantovani M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**: 451-458.
- Almeida F. F. M., Brito Neves B. B., Dal Ré Carneiro C. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, **50**: 77-111.
- Alkmim F.F., Marshak S., Fonseca M.A. 2001. Assembly Western Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, **29**: 319-322.
- Bahia R.B.C. & Pedreira A.J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, Sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, **1**: 24-29.
- Bahia R.C., Martins-Neto M.A., Barbosa M.S.C., Pedreira A.J. 2006. Revisão estratigráfica da Bacia dos Parecis – Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (4): 692-703.
- Bahia R.C. 2007. *Evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis – Amazônia*. PhD Thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 121 p.
- Bahia R.C., Martins-Neto M.A., Barbosa M.S.C., Pedreira A.J. 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37** (4): 639-649.
- Baksi A.K. & Archibald D.A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão Province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and planetary science letters*, **151**:139-153.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene Ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21** (2-3): 323-340.

Barthelmes F. 2009. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from Spherical Harmonic Models: Theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Disponível em: <http://icgem.gfz-potsdam.de>. doi 10.2312/GFZ.b103-0902-26.

Barthelmes F., Köhler W. 2012. International Centre for Global Earth Models (ICGEM). *Journal of Geodesy*, **86** (10): 932-934.

Beltrão J. F. 1989. Uma nova abordagem para interpretação de anomalias gravimétricas regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal: exemplo da região norte do Piauí e noroeste do Ceará. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém do Pará, 156 p.

Barros M.A.S., Mizusaki A.M.P., Weska R.K., Borba A.W., Farid Chemale J.R., Costa E.C. 2007. The Anarí and Tapirapuã Jurassic formations, Western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. Instituto de Geociências. Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, **33** (2): 71–77.

Bensalah M.K., Youbi, N., Mahmoudi A., Bertrand, H., Mata, J., El Hachimi, H., Madeira, J., Martins, L.T., Marzoli, A., Bellon, H., Medina, F., Karroum, M., Karroum, L.A., Ben Abbou, M. 2011. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanic sequences of Berrechid and Doukkala basins (Western Meseta, Morocco): volcanology and geochemistry. *Comunicações Geológicas*, **98**: 15-27.

Blackburn T. J., Olsen P. E., Bowring S. A., McLean N. M., Kent D. V., Puffer J., Et-Touhami M., 2013. Zircon U-Pb geochronology links the end-Triassic extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 340 (6135): 941–945. doi:10.1126/science.1234204.

Blakely R. J. (eds.). 1996. *Potential theory in gravity and magnetics applications*. Cambridge University Press, 441 p.

Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of the Northern Basins of Brazil. PhD Thesis, University of California, 533 p.

Coffin M.F. & Eldholm O. 1993. Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces. *Geology*, **21** (6): 515–518.

Cordani U.G., Sato K., Texeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31^o International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 19-40.

Cordani U.G., Pimentel M.M., Araújo C.E.G., Basei M.A.S., Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil? *American Journal of Sciences*, **313**: 517-539.

Davies J. H. F. L., Marzoli A., Bertrand H., Youbi N., Ernesto M., Schaltegger U. 2017. End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. *Nature Communications*. doi:10.1038/ncomms15596.

Deckart K., Féraud G., Bertrand H. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **150**: 205-220.

Deckart K., Bertrand H., Liégeois J.P. 2005. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos*, **82**: 289–314.

Gaia V.C.S., Nogueira A.C.R., Domingos F.H.G., Sans-Jofre P., Bandeira Júnior J.C.S., Oliveira J.G.F., Sial A.N. 2017. The new occurrence of Marinoan cap carbonate in Brazil: The expansion of Snowball Earth events to the southwesternmost Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**: 446-459.

Greene S. E., Martindale R. C., Ritterbush K. A., Bottjer D. J., Corsetti F. A., Berelson W. M. 2012. Recognizing ocean acidification in deep time: An evaluation of the evidence for acidification across the Triassic-Jurassic boundary. *Earth-Science Reviews*, **113** (1–2): 72–93. doi:10.1016/j.earscirev.2012.03.009.

Góes A.M.O. & Feijó F.J. 1994. Bacia do Paarnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8** (1): 57-56.

Hames W.E., Renne P.R., Ruppel C. 2000. New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic Magmatic Province basalts on the North American margin. *Geology*, **28** (9): 859–862.

Jourdan F., Marzoli, A., Bertrand H., Cirilli, S., Tanner L.H., Kontak, D.J., McHone G., Renne P.R., Bellieni, G. 2009. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of CAMP in North America: implications for the Triassic–Jurassic boundary and the 40K decay constant bias. *Lithos*, **110** (1–4): 167–180.

Kasprak A. H., Sepúlveda J., Price-Waldman R., Williford K. H., Schoepfer S. D., Haggart J. W., Whiteside J. H. 2015. Episodic photic zone euxinia in the northeastern Panthalassic Ocean during the end-Triassic extinction. *Geology*, **43** (4): 307–310. doi:10.1130/g36371.1.

Kiessling W., Roniewicz E., Villier L., Leonide P., Struck U. 2009. An Early Hettangian coral reef in southern France: Implications for the End-Triassic reef crisis. *Palaios*, **24** (9–10): 657–671. doi:10.2110/palo.2009.p09-030r.

Knight K.B., Nomade S., Renne P.R., Marzoli A., Bertrand H., Youbi N. 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and Ar-40/Ar-39 evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, **228** (1–2): 143–160.

Korte, C., Ruhl, M., Pálffy, J., Ullmann, C. V., & Hesselbo, S. P. 2018. Chemostratigraphy Across the Triassic-Jurassic boundary. *Geophysical Monograph Series*, 183-210. doi:10.1002/9781119382508.ch10

Lowries W. (eds.). 2007. *Fundamentals of geophysics*. New York. Cambridge University Press, 393 p.

- Martínez-Moreno F., Galindo-Zaldívar J., Pedrera A., Teixidó T., Peña J. & González-Castillo, L. 2015. Regional and residual anomaly separation in microgravity maps for cave detection: the case study of Gruta de las Maravillas (SW Spain): *Journal of Applied Geophysics*, **114**: 1–11.
- Martins L. T., Madeira J., Youbi N., Munhá J., Mata J., Kerrich R. 2008. Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, Southern Portugal. *Lithos*, **101** (1-2): 102–124. doi: 10.1016/j.lithos.2007.07.010.
- Marzoli A., Renne P.E., Piccirilli E.M., Ernesto M., Bellieni G., De Min A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**: 616–618.
- Marzoli A., Bertrand H., Knight K.B., Cirilli S., Buratti N., Verati C., Nomade S., Renne P.R., Youbi N., Martini R., Allenbach K., Neuwerth R., Rapaille C., Zaninetti L., Bellieni G. 2004. Synchrony of the Central Atlantic Magmatic Province and the Triassic–Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, **32** (11): 973–976.
- Marzoli A., Jourdan F., Puffer J.H., Cuppone T., Tanner L.H., Weems R.E., Bertrand H., Cirilli S., Bellieni G., De Min A. 2011. Timing and duration of the Central Atlantic Magmatic Province in the Newark and Culpeper basins, eastern U.S.A. *Lithos*, **122** (3–4): 175–188.
- Marzoli A., Callegaro S., Corso J., Joshua H.F.I., Chiaradia M., Youbi N., Bertrand H., Reisberg L., Merle R., Jourdan F. 2018. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review. In: Tanner L.H. (eds.). *The late Triassic World: Earth in a time of transition*. New York, Springer, p. 100-135.
- Melfi A.J., Piccirilli E.M., Nardy A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin: An introduction. In: Melfi, A.J. & Piccirilli E.M. (eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, p. 1-13.
- Merle R., Marzoli A., Bertrand H., Reisberg L., Verati C., Zimmerman C., Chiaradia M., Bellieni G., Ernesto M. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, **122**: 137–151.
- Mizusaki A.M.P., Wanderley Filho J., Aires J.R. 1992. Caracterização do magmatismo básico das Bacias do Solimões e do Amazonas. *PETROBRAS*, Rio de Janeiro, *Relatório Interno*.
- Mizusaki A.M.P., Thomaz-Filho A., Milani E.J., Césero P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 183-198.
- Montes Lauer C.R., Pacca I.G., Melfi A.J., Piccirilli E.M., Bellieni G., Petrini R., Rizzieri R. 1994. The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**: 357-71.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2012. G'day Gondwana – birth of a supercontinent: U/Pb ages for the post-orogenic São Vicente granite, Mato Grosso, Brazil. *Gondwana Research*, **21**: 316-322.

- McHone J. G. 2000. Non-plume magmatism and tectonics during the opening of the central Atlantic Ocean, *Tectonophysics*, **316**: 287-296.
- McHone J.G. & Puffer J.H. 2003. Flood basalt province of the Pangean Atlantic rift: regional extent and environmental significance. In: LeTourneau, P.M., Olsen, P.E. (eds.). *The great rift valleys of Pangea in Eastern North America, Aspects of Triassic–Jurassic Rift Basin*. Columbia University Press, **1**:141–154.
- McHone J.G. 2006. Igneous features and geodynamic models of rifting and magmatism around the Central Atlantic Ocean. Disponível em: <http://www.mantleplumes.org/CAMP.html>. 2006. Acessado em: 22. nov.2017.
- Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, **36**: 623-640.
- Nogueira A.C. R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**: 168-190.
- Nogueira, A. C. R., Romero, G. R., Sanchez, E. A. M., Domingos, F. H. G., Bandeira, J., dos Santos, I. M Soares J.L., Lafon J.M., Afonso J.L.P., Santos H.P., Rudnitzki I.D. 2018. The Cryogenian-Ediacaran boundary in the Southern Amazon Craton. *Geophysical Monograph Series*, 89–114. doi: 10.1002/9781119382508.ch6
- Nomade S., Knight K.B., Beutel E., Renne P.R., Verati C., Feraud G., Marzoli A., Youbi N., Bertrand H. 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, **244** (1–4): 326–344.
- Olsen P.E., 1999. Giant lava flows, mass extinctions and mantle plumes. *Science*, **284**: 604–605.
- Oyarzun R., Doblaz M., López-Ruiz J., Cebriá J.M. 1997. Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. *Geology*, **25**: 727–730.
- Pedreira A.J. & Bahia R.B.C. 2000. Sedimentary basins of Rondônia state, Brazil: Response to the geotectonic evolution of the Amazonic Craton. *Revista Brasileira de Geociência*, **30** (3): 477-480.
- Pedreira A.J. & Bahia R.B.C. 2004. Estratigrafia e evolução da Bacia dos Parecis, região Amazônica, Brasil: Integração e síntese de dados dos projetos Alto Guaporé, Serra Azul, Serra do Roncador, Centro-Oeste de Mato Grosso e Sudeste de Rondônia. Brasília: CPRM: Serviço Geológico do Brasil/DEPAT/DIEDIG, 39 p.
- Pinto Filho F.P., Freitas A.F. de, Melo C.F., Romanini S.J. 1977. Projeto Sdeste de Rondônia. DNPM/CPRM, Porto Velho, Relatório final.

Plouff D. 1976. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics*, **41**(4): 727-41.

Reis N.J., Szatmari P., Wanderley Filho J.R., York D., Evensen N.M., Smith P.E. 2006. Dois eventos de magmatismo máficomesozóico na fronteira Brasil-Guiana, escudo das Guianas: Enfoque à região do rifte Tacutu-North Savanna. In: SBG, 43° Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, p. 459-464.

Renne P.R., Ernesto M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J.M., Prévot M., Perrin M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**: 975-979.

Rocha-Campos A.C., Cordani U.G., Kawashita K., Sonoki H.M., Sonoki I.K. Age of the Paraná flood volcanism. 1998. In: Piccirillo E.M. & Melfi, A.J. (eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. Universidade de São Paulo, p. 25-45.

Ribeiro Filho, W., Luz, J.S., Abreu Filho, W. 1975. Projeto Serra Azul. Reconhecimento geológico. DNPM/CPRM, Relatório interno técnico. Goiânia.

Rudnitzki I.D., Romero G.R., Hidalgo R., Nogueira A.C.R. 2016. High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: Implications for disappearance of the Neoproterozoic carbonate platform Amazon Craton. *Journal of South American Earth*, **65**: 67-78.

Ruhl M., Bonis N. R., Reichart G. J., Damste J. S. S., Kurschner W. M. 2011. Atmospheric carbon injection linked to end-Triassic mass extinction. *Science*, **333** (6041): 430–434. doi:10.1126/science.1204255.

Ruiz-Martínez V. C., Torsvik T. H., Van Hinsbergen D. J. J., Gaina C., 2012. Earth at 200 Ma: Global palaeogeography refined from CAMP palaeomagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, **331–332**: 67–79. doi:10.1016/j.epsl.2012.03.008.

Saunders A. D. 2005. Large igneous provinces: Origin and environmental consequences. *Elements*, **1**(5): 259–263. doi:10.2113/gselements.1.5.259.

Santos J.O.S. & Oliveira J.R. 1980. Principais associações máficas não metamorfozadas da Plataforma Amazônica. SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, **31**: 2253-2262.

Santos I. M. 2016. *Revisão estratigráfica e tectônica dos Grupos Cuiabá e Araras no contexto da Faixa Paraguai (MT)*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociência, Universidade Federal do Pará, Belém, 128 p.

Santos H.P., Mángano M. G., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Rudnitzki I.D. 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the Southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**: 482-488. doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.008

Siqueira L.P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **3**:3-16.

Siqueira L.P. & Teixeira L.B. 1993. Bacia dos Parecis: Nova fronteira exploratória da Petrobrás. In: SBGeof, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Resumos Expandidos, **3**: 168-170.

Schaller M.F., Wright J.D., Kent D.V., Olsen P.E. 2012. Rapid emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province as a net sink for CO₂. *Earth and Planetary Science Letters*, **323-324**: 27–39.

Schobbenhaus C. & Campos D.A. 1984. Evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2500000. Coord. Carlos Schobbenhaus, Diógenes de Almeida Campos, Gilberto Ruy Derze, Haroldo Asmus. Brasília. Departamento Nacional de Produção Mineral.

Schoene B., Guex J., Bartolini A., Schaltegger U., Blackburn T. J. 2010. Correlating the End-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100-ka level. *Geology*, **38** (5): 387–390. doi:10.1130/G30683.1.

Spector A. & Grant F. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35**: 293-302.

Svensen H.H., Planke S., Chevallier L., Malthe-Sorensen A., Corfu F., Jamtveit B., 2007. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth and Planetary Science Letters*, **256** (3–4): 554–566. doi: 10.1016/j.epsl.2007.02.013.

Svensen H.H., Torsvik T.H., Callegaro S., Augland L., Heimdal T.H., Jerram D.A., Planke S., Perreira E. 2018. Gondwana Large Igneous Provinces: plate reconstructions, volcanic basins and sill volumes. *The Geological Society of London*, **463**: 17–40. doi:10.1144/SP463.7.

Tassinari C.C.G. & Macambira J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22** (3): 174-182.

Teixeira L.B. 2001. Evidências geofísicas de rifts precursores nas Bacias Paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: Workshop sobre correções de Sequências Paleozóicas Sul-Americana, p. 1-8.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 770 p.

Tenzer R., Gladkikh V., Novak P., Vajda P. 2012. Spatial and spectral analysis of refined gravity data for modelling the crust-mantle interface and mantle-lithosphere structure. *Surveys in Geophysics*, **33**: 817-839.

Uieda L. & Barbosa V.C.F. 2016. Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho. *Geophysical Journal International*, **208**: 162-176. doi: 10.1093/gji/ggw390.

Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Filho J.R.W., Travassos W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15** (2): 253-263.

Verati C., Rapaille C., FÈraud G., Marzoli A., Bertrand H., Youbi N. 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, **244** (1–4): 308–325.

Wilson, M. 1997. *Thermal* evolution of the Central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume. *Journal of the Geological Society*, **154** (3): 491–495. doi:10.1144/gsjgs.154.3.0491.

Whiteside J. H., Olsen P. E., Eglinton T., Brookfield M. E., Sambrotto R. N. 2010. Compound specific carbon isotopes from Earth's largest flood basalt eruptions directly linked to the end-Triassic mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **107** (15): 6721–6725. doi:10.1073/pnas.1001706107.