Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Caracterização de parâmetros paleoambientais e proveniência sedimentar utilizando traçadores geoquímicos e isotópicos: estudos nas bacias do Acre e do Araripe

Characterization of paleoenvironmental parameters and sediment provenance using geochemical and isotopic tracers: a study in the Acre and Araripe basins

ANDRÉ MATEUS VALENTIM ALVIM

Tese de Doutorado Nº 221

Orientador: Prof. Dr. Roberto Ventura Santos
Co-orientador: Prof. Dr. Martin Roddaz

Brasília, setembro de 2025

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Caracterização de parâmetros paleoambientais e proveniência sedimentar utilizando traçadores geoquímicos e isotópicos: estudos nas bacias do Acre e do Araripe

Characterization of paleoenvironmental parameters and sediment provenance using geochemical and isotopic tracers: a study in the Acre and Araripe basins

ANDRÉ MATEUS VALENTIM ALVIM

Tese para qualificação apresentada ao Programa de Pós- Graduação em Geologia – Instituto de Geociências — IG da Universidade de Brasília — UnB como requisito parcial obrigatório para a obtenção do título de Doutor em Geologia.

Área de concentração: Geoquímica

Orientador: Prof. Dr. Roberto Ventura Santos

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Martino Giorgioni (IG/Universidade de Brasília - UnB)
Prof. Dr. Gerson Fauth (itt Fossil/UNISINOS)
Dra. Milene Freitas Figueiredo (Petrobras S.A.)
Prof. Dra. Lucieth Cruz Vieira (IG/UnB)
Prof. Dra. Ana Maria Ribeiro (Museu de Ciências Naturais – SEMA/RS)
Prof. Dr. Cândido Augusto Veloso Moura (IG/UFPA)
Prof. Dr. Luiz Saturnino de Andrade (IG/UnB)

A475c Alvim, André Mateus Valentim
Caracterização de parâmetros paleoambientais e proveniência sedimentar utilizando traçadores geoquímicos e isotópicos: estudos nas bacias do Acre e do Araripe / André Mateus Valentim Alvim; orientador Roberto Ventura Santos; co-orientador Martin Roddaz. Brasília, 2025.
409 p.

Tese (Doutorado em Geologia) Universidade de Brasília, 2025.

1. Bacia do Acre e do Araripe. 2. Geoquímica elementar e isotópica. 3. Condições paleoambientais. 4. Datação absoluta U-Pb. 5. Proveniência sedimentar. I. Ventura Santos, Roberto, orient. II. Roddaz, Martin, co-orient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Eu gostaria de enaltecer primeiramente a Deus, meu Senhor, pela oportunidade de estar vivo e ter o privilévio de estudar e pesquisar em uma universidade tão bem-conceituada como a Universidade de Brasília (UnB).

Agradeço de coração a minha esposa (Paula Freire Trindade Alvim), minha mãe (Márcia Cristina Teixeira Valentim), meu pai (Jair Antônio Alvim) e minha irmã (Letícia Valentim Alvim) por terem sido pacientes nos tempos estressantes e terem me dado cuidado, carinho e apoio emocional, espiritual e até psicológico ao longo dessa caminhada do doutorado. Vocês são presentes de Deus em minha vida.

Agradeço também aos meus orientadores, Roberto Ventura Santos e Martin Roddaz, pelas paciência comigo durante todas as reuniões e os toda a ajuda prestada tanto em campo, na interpretação dos dados obtidos e ainda na elaboração de artigos.

Não posso deixar de agradecer muito a todos os integrantes do Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais (LEGGA). Em especial, pelos trabalhos essenciais dos técnicos Jeane Grasyelle Silva Chaves, Luiz Felipe Osório e André Parente durante a preparação de amostra e ajuda na análise laboratorial. E claro, agradeço demais aos meus amigos de laboratório, Gabriel Ribeiro Moizinho e Artur Moraes de Amorim pelos momentos de discussão e ajuda no processamento e interpretação dos dados geocronológicos e geoquímicos dessa tese. Obrigado também a todos os outros integrantes do laboratório e do Institudo de Geociências (alunos de graduação e pós-graduação, porteiros e pessoal da limpeza) pelas conversas agradáveis de corredor, na hoa do almoço e nos momentos de celebração.

Por fim, é indispensável deixar registrado que o presente trabalho foi realizado com apoio financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) — Código de Financiamento: 001.

RESUMO

Bacias sedimentares continentais, sejam mais dinâmicas ou mais estáveis, comumente apresentam mudanças de paleoambientes deposicionais e fontes sedimentares durante a deposição de sedimentos ao longo da sua história evolutiva. No que tange a investigação de mudanças de paleoambientes, além das análises sedimentológica e paleontológicas, os métodos de análises geoquímicas e isotópicas multi-elementares também se mostram úteis, pois auxiliam na identificação de mudanças de parâmetros físico-químicos (paleosalinidade e condições redox por exemplo) durante a deposição sedimentar. Por outro lado, quanto à proveniência, análises de geoquímica elementar em rochas sedimentares e análises geocronológicas em zircões detríticos são as técnicas mais utilizadas para a averiguação de mudanças das fontes sedimentares. Assim, a presente tese visa demonstrar o comportamento de parâmetros geoquímicos (Hg, TOC, elementos maiores e traços) e isotópicos ($\delta^{13}C_{org}$, $\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{18}O_{carb}$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$) em folhelhos negros e carbonatos da Formação Romualdo (Bacia do Araripe) e siltitos/argilitos e carbonatos da Formação Solimões (Bacia do Acre), unidades em que trabalhos prévios apontam a associação de incursões marinhas e mudanças nas condições deposicionais. Além disso, utilizou-se tanto dados geoquímicos ($^{87}Sr/^{86}Sr$ e εNd) e geocronológicos (método U-Pb em zircão) no estudo da proveniência sedimentar dessas unidades geológicas. Como resultado, os dados geoquímicos da sequência de folhelhos negros da Formação Romualdo indicam que a parte basal foi depositada em um paleoambiente anóxico-euxínico. No entanto, o paleoambiente do restante da sequência esteve em caráter redox subóxico a disóxico predominantemente. Em termos de proveniência sedimentar, rochas paleo- a neoproterozóicas de terrenos da Província Borborema a norte e a leste da bacia são as principais fontes. A assinatura menos negativa de εNd (-16 a -19) na base da sequência de folhelhos indica o influxo de fontes juvenis do Oceano Atlântico Central-Norte à Bacia do Araripe via Oceano Altântico Equatorial e Bacia do Potiguar durante o fim do Aptiano e início do Albiano. Na Bacia do Acre, os dados isotópicos da Formação Solimões apontam para uma sedimentação continental fluvio-lacustre, sem evidências de influência de água marinha. Além disso, as datações absolutas pelo método U-Pb em zircão indicam que durante a deposição dessa unidade (Mioceno Inferior ao Superior) há uma mudança entre o domínio da contribuição de fontes cratônicas (Mioceno Inferior a Médio) para fontes andinas (Mioceno Superior). O fim da deposição da Formação Solimões ocorre no soerguimento do Arco de Fitzcarrald no ínicio do Plioceno (~5.2 Ma).

***Palavras-chave**: Bacia do Acre, Bacia do Araripe, geoquímica elementar, geoquímica isotópica, datação absoluta U-Pb, condições paleoambientais, proveniência sedimentar*

ABSTRACT

Continental sedimentary basins, whether dynamic or relatively stable, commonly exhibit changes in depositional paleoenvironments and sedimentary sources throughout their evolutionary history. In the investigation of paleoenvironmental changes, in addition to sedimentological and paleontological analyses, geochemical and multi-element isotopic methods are valuable tools, as they help identify variations in physical and chemical parameters (e.g., paleosalinity and redox conditions) during sediment deposition. Regarding provenance, elemental geochemical analyses of sedimentary rocks and geochronological analyses of detrital zircons are among the most widely applied techniques for assessing changes in sedimentary sources. This thesis aims to characterize the behavior of geochemical (Hg, TOC, major and trace elements) and isotopic (δ13Corg, δ13Ccarb, δ18Ocarb, and 87Sr/86Sr) parameters in black shales and carbonates of the Romualdo Formation (Araripe Basin), as well as in siltstones/mudstones and carbonates of the Solimões Formation (Acre Basin)—units in which previous studies indicate marine incursions and shifts in depositional conditions. In addition, geochemical (87Sr/86Sr and εNd) and geochronological (U-Pb zircon dating) data were used to investigate the sedimentary provenance of these units. The geochemical data from the black shale sequence of the Romualdo Formation suggest that its basal portion was deposited in an anoxic–euxinic paleoenvironment, while the remainder of the sequence records predominantly suboxic to dysoxic conditions. Provenance analysis indicates that Paleo- to Neoproterozoic rocks of the Borborema Province terranes, located north and east of the basin, were the main sediment sources. The less negative εNd signature (−19 to −16) at the base of the shale sequence indicates an additional contribution from juvenile sources from the Central-North Atlantic Ocean into the Araripe Basin during the latest Aptian and the earliest Albian. In the Acre Basin, isotopic data from the Solimões Formation indicate continental fluvial–lacustrine sedimentation, with no evidence of marine influence, contrary to earlier interpretations. Furthermore, U-Pb zircon dating reveal that during deposition (Early to Late Miocene), sediment supply shifted from predominantly cratonic sources (Early to Middle Miocene) to Andean sources (Late Miocene). The deposition of the Solimões Formation concluded with the uplift of the Fitzcarrald Arch in the early Pliocene (~5.2 Ma).

Keywords: *Acre Basin, Araripe Basin, elemental geochemistry, isotope geochemistry, paleoenvironmental conditions constraints, zircon U-Pb geochronology, sediment provenance*

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Reconstrução do supercontinente Pangea antes de sua fragmentação. A quebra ocorreu em três fases (1ª: linhas vermelhas; 2ª: linhas verdes; 3ª: linhas azuis). Projeção de Hammer, modificado de Moulin et al. (2010). **10**

Figura 2. A) Mapa mostrando os segmentos do Oceano Atlântico Sul e Equatorial e as LIPs oceânicas mais importantes associadas. Modificado de Chauvet et al. (2021). B-D) Histórico da abertura desses oceanos durante o Cretáceo Inferior e Superior (Barriasiano ao Campaniano, mostrando o desenvolvimento de crosta oceânica (cinza esverdeado), depósitos de sal (verde escuro). Modificado de Silva (2011). **11**

Figura 3. A) Mapa da América do Sul mostrando a subdivisão da Cordilheira dos Andes em três partes: Sul, Central e Norte. Retirado de Ramos et al. (2010). B-C) Início do soerguimento dos Andes, de forma diacrônica, durante o final do Cretáceo Superior. Modificado de Pérez-Escobar et al. (2022). **12**

Figura 4. Hipóteses para a entrada das incursões marinhas na Bacia do Araripe durante a deposição da Formação Romualdo na transição do Aptiano para o Albiano (~113-112 Ma). A) Arai (2014) sugere uma incursão vinda do Oceano Atlântico Equatorial (estrela laranja representa a Bacia do Araripe); B) Custódio et al. (2017), por outro lado, argumentam que a entrada mais provável seria pelo sul da bacia, recebendo a incursão vinda do Atlântico Sul) .. **14**

Figura 5. A) Eventos anóxicos OAE 1 e 2 ao longo do Cretáceo Inferior (Barremiano-Albiano) ao Superior (Cenomaniano) resgistrados por anomalias no perfil de isótopos de ósmio (Os); B) Principais Províncias Igneas (LIPs) ativas durante os eventos OAE; C) Mapa paleogeográfico do Albiano Inferior mostrando locais onde já foram registradas evidências do evento OAE 1b. Modificado de Matsumoto et al. (2022); D) Esquema mostrando a relação entre as LIPs oceânicas e as mudanças paleoclimáticas e de condições redox nos oceanos. Modificado de Percival et al. (2024) **15**

Figura 6. A) Seção geológica mostrando a configuração geral da compartimentação geotectônica dos Andes. Como a seção está nos Andes bolivianos (16-18º S), há a presença da região do Altiplano; B) Seção esquemática transversal do sistema de bacias amazônicas de antepaís (zoom do retângulo vermelho em A) representando as bacias amazônicas ocidentais correlacionadas com as respectivas zonas de deposição (modificada de Roddaz et al., 2010; DeCelles and Giles, 1996). **17**

Figura 7. A) Localização das bacias sedimentares Sub Andinas na plataforma Sul Americana. Modificado de Albert et al., (2018); B) Início da subducação da Cordilheira de Nazca sob a placa Sulamericana; C) Avanço e raseamento da subducção, provocando o soerguimento do Arco de Fitzcarrald (FA). Modificado de Espurt et al., (2010). Veja como o sistema de bacias subandinas é subdividido em duas partes com o soerguimento do arco). **18**

Figura 8. A-B) Flutuação da temperatura e do nível dos oceanos durante a era Cenzoica (Miller et al., 2020; Westerhold et al. 2020). C-G) Reconstruções paleogeográficas das bacias sedimentares amazônicas durante o Paleógeno (66 Ma) até o início do Plioceno (~2.5 Ma). As incursões marinhas nas bacias subandinas no Mioceno ocorrem entre 17-11 Ma, quando o nível do mar e a subsidência das bacias são maiores. Modificado de Hoorn et al. (2010). Modificado de Hoorn et al. (2010). **21**

Figura 9. (a) Configuração regional da Bacia do Acre (De Oliveira & Vidotti, 2023); (b) Posição da Bacia do Acre em relação à Foredeep Amazônica Ocidental (modificado de De Oliveira & Vidotti, 2023). (c) Principais províncias geocronológicas no oeste do Cráton Amazônico (De Oliveira & Vidotti, 2023; modificado a partir de Cordani et al., 2000) **22**

Figura 10. Seção geológica de subsuperfície balanceada dos Andes Centrais (De Oliveira & Vidotti, 2023; modificado depois de Baby et al., 2018; Eude et al., 2015; Horton, 2018b)..... **23**

Figura 11. Correlação cronoestratigráfica entre as bacias sub-andinas e as bacias brasileiras amazônicas ocidentais (De Oliveira & Vidotti, 2023; modificada depois de Baby et al., 2018; Cunha, 2007; Wanderley Filho et al., 2010) **24**

Figura 12. Reconstrução dos cenários paleogeográficos no sistema de bacias subandinas e de bacias amazônicas subdjacentes no Cenozoico. Modificado de Hoorn et al. (2010)..... **26**

Figura 13. Mapa de localização das bacias interiores do Nordeste(Custódio, 2017; modificado de Assine,1990) **27**

Figura 14. Carta estratigráfica da Bacia do Araripe (modifcado de Assine, 2007) **28**

Figura 15. Evolução da divisão estratigráfica das unidades geológicas que compões a Bacia do Araripe entre 1962 aos dias atuais (Fambrini et al. 2020)..... **30**

Figura 16. Gráfico de energia potencial em moléculas de água com isótopos de oxigênio distintos (modificado de Faure, 1986)..... **31**

Figura 17. Gráfico da concentração das espécies químicas de DIC versus pH da agua (esquerda; Souza et al., 2017) e gráfico de concentração de íons de carbonato versus a profundidade da coluna de água (direita; Gerhardt & Henrich, 2001) **34**

Figura 18. Gráfico de variação de $\delta\ ^{13}C$ em foraminíferos ao longo do Cenozoico (adaptado de Zachos et al. (2001) **37**

Figura 19. Gráfico do fracionamento dos isótopos de oxigênio no vapor de água nas nuvens segundo a curva de Reighlay (Clark & Fritz, 1997; à esquerda). Figura esquemática do fracionamento ocorrendo de acordo a variação da latitude da Terra (Rudman, 2001; à direita).

..... **39**

Figura 20. Gráfico salinidade vs $\delta\ ^{18}O$ de amostras do oceano Atlântico Sul (Bigg & Rohling, 2000)..... **40**

Figura 21. Gráfico de variação de δ ^{18}O em foraminíferos ao longo do Cenozoico (adaptado de Zachos et al. (2001)..... **42**

Figura 22. Concentração de Hg em perfis de gelo coletados no norte dos EUA (UNEP, 2003).. ..... **43**

Figura 23. Distribuição da concentração de Hg (ng.g-1 ou ppm) para sedimentos depositados em idade similar ao evento vulcânico Deccan (Bergquist & Blum, 2009) **44**

Figura 24. Especiação mercúrio em ambiente aquático (Miranda et al. 2007)..... **45**

Figura 25. Distribuição da razão entre a concentração de Hg e o carbono orgânico total (TOC) em registros sedimentares no período do evento vulcânico Deccan (Sial et al. 2016)..... **46**

Figura 26. Gráfico da relação entre o enriquecimento relativo dos elementos traço Ni, Cu, Mo, U e V com o TOC para diferentes condições redox (modificado de Tribovillard et al. 2006). **47**

Figura 27. Modelo de padrões de enriquecimento e mudanças nas taxas de (Mo/U) autigênicas em resposta aos controles descritos no texto (adaptado de Algeo & Tribovillard, 2009). Linhas pontilhadas diagonais representam as razões Mo/U na água do mar (SW). Em bacias de alta restrição, a razão Mo/U é muito baixa provavelmente por conta da própria baixa razão das águas superficiais locais..... **48**

Figura 28. À esquerda, o gráfico entre enriquecimento de Mo e de TOC nos sedimentos mostra os mecanismos, descritos no texto, que modificam a relação entre os dois parâmetros, segundo Algeo & Lyons (2006). À direita, o gráfico mostra a concentração de Mo (ppm) versus a concentração de TOC (wt. %) em sedimentos de bacias com diferentes restrições de circulação segundo Algeo & Lyons (2006). Observe como quanto maior a restrição, menor a inclinação da reta..... **49**

Figura 29. Razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos oceanos ao longo dos últimos 600 Ma registrado em rochas carbonáticas marinhas (Veizer et al., 1989 e referências internas)..... **52**

Figura 30. Evolução isotópica da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ na Terra ao longo do tempo geológico; b) Valores de eNd normalizado segundo o modelo do CHUR (modificado de Dickin, 1995)..... **54**

Figura 31. Gráfico razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs tempo (G.a) com exemplo da composição $^{143}Nd/^{144}Nd$ de uma amostra gerada por fusão parcial (Dickin, 1995)..... **55**

Figura 32. Diagrama de concórdia $^{207}Pb/^{235}U$ vs $^{206}Pb/^{238}U$. Retirada de Bühn et al. (2009) **59**

Figura 33. Diagrama de estimativa de densidade Kernel usados na visualização das distribuições de idades U-Pb em populações de zircão detrítico (Vermeesch 2012) **60**

Figura 34. Dados de ETR, normalizados para condrito (dados de Taylor & McLennan, 1985), de zircões derivados de diferentes tipos de litologia (Belosouva et al. 2002) **61**

Figura 35. Campos composicionais dos zircões sendo usados como discriminantes para diferentes litologias de Belosouva et al. (2002) **62**

Figura 36. Modelos de árvore de classificação e regressão de caminho longo (A) e caminho curto (B) de Belosouva et al. (2002) **63**

Figura 37. Exemplo do uso dos gráficos ternários de Nesbitt e Young (1982) e Nesbit et al. (1996) para a determinação indireta da proveniência de rochas sedimentares moderadamente a fortemente intemperizadas. Retirado de Ekinci-Şans et al. (2020). **64**

Figura 38. Exemplo do uso dos diagramas de Floyd e Leveridge (1987) e Xu et al. (2017) para a determinação da composição das rochs fontes de sedimentos aluvionares. Retirado de Soureiyatou et al. (2020). **64**

Figura 39. Mapa geológico do Estado do Acre. As estrelas verdes representam os afloramentos visitados na campanha de 2018, as pretas, afloramentos da campanha de 2019, e as vermelhas, da campanha de 2022 ..... **67**

Figura 40. Compilado dos perfis geológicos levantados nos afloramentos mostrados na figura 37. Os afloramentos da parte superior foram descritos ao longo da BR-365, enquanto os da parte inferior, no Rio Juruá **68**

Figura 41. Fotografias do afloramento AC61 (A) na BR-364 (Estado do Acre) durante campanha à Bacia do Acre em 2018. Fotografia de um nível de calcarenito (B) desse aflroamento. **68**

Figura 42. Fotografias dos afloramentos AC64 (A) e AC65 (B) na BR-364 (Estado do Acre) durante campanha à Bacia do Acre em 2019. ..... **68**

Figura 43. Fotografia do afloramento AC83 ao longo do Rio Juruá (Estado do Acre) durante campanha à Bacia do Acre em 2022. ..... **69**

Figura 44. Mapa geológico da Bacia do Araripe com a localização dos afloramentos visitados. São eles respectivamente: 1- Sobradinho; 2- Mãozinha; 3-Sítio Melo/Romualdo (modificado de Camacho et al., 2017; Assine, 2007) **69**

Figura 45. A) Perfil geológico do sítio Sobradinho (modificado de Custódio et al., 2017) com o intervalo de coleta das amostras de folhelho negro. As estrelas azuis representam as amostras coletadas para análises geoquímicas elementares mais específicas; B) Porção intermediária do intervalo de folhelhos (40-41 m); C) Início do intervalo de folhelhos negros (33-35 m); D) Intercalação entre siltito e arenito (12-16 m). **71**

Figura 46. A) Perfil geológico do sítio Mãozinha (modificado de Custódio et al., 2017) com o intervalo de coleta das amostras. As estrelas laranjas representam as amostras coletadas para análises geoquímicas elementares mais específicas; B) Parte superior do perfil (27-34 m); C) Intervalo intermediário do perfil (23-25 m); D) Parte inferior do perfil (1-2 m). **72**

Figura 47. A) Perfil geológico do sítio Romualdo (modificado de Custódio et al., 2017) com o intervalo de coleta de amostras; B-C) Ângulos diferentes da parte superior do perfil (43-45.4 m).

..... 73

Figura 48 (Figura 1 - artigo 1). a) DEM map of the central-northern portion of South America, where a pink dashed rectangle highlights the area studied.; b) Zoomed area of the dashed rectangle presenting the location of the outcrops studied here and others visited in previous works (Bissaro-Junior et al., 2019; Moizinho et al., 2023). The orange circle represents the well investigated by Silva-Caminha et al. (2020) 88

Figura 49 (Figura 2 - artigo 1). Geological map of the area shown in Figure 1b (modified after Cunha et al., 2007; Espurt et al., 2008; Antoine et al., 2016; Ramos, 2018). The samples collected at the outcrops AC 61 and AC 64 (spots 1 and 2) belong to the Solimões Formation at the Acre Basin, as the ones taken by Bissaro-Júnior et al. (2019) (4 and 5). The samples used by Moizinho et al. (2023) were collected from Neogene units at the Madre de Dios Basin (6 and 7)..... 91

Figura 50 (Figura 3 - artigo 1). DEM map of the Western Amazonia presenting the cratonic and Andean source rocks that could have contributed to the Solimões Formation deposition during the Miocene-Pliocene period at the Acre Basin (modified after Chavez et al., 2022). The U-Pb DZ age spectra of each sample analyzed and evaluated in this study are shown below the map 92

Figura 51 (figura 4 – artigo 1). a) U-Pb distribution age spectra of detrital zircon from analyzed modern sand and Neogene samples, including Talisma and Niteroi samples from Bissaro-Junior et al. (2019) and Pliocene and Late Miocene/Early Pliocene data from Moizinho et al. (2023). b) MDS map on the same set of samples demonstrating that the age distributions of our samples are little bound with the ones from previous works 93

Figura 52 (figura 5 – artigo 1). a) Roundness and elongation for all detrital zircons with concordant ages; b) Same morphology analysis for <10 Ma crystals only. Broken grains without a clear shape in the BSE images were not included 94

Figura 53 (figura 6 – artigo 1). Percentages of the most likely igneous rock types that sourced the youngest zircons of our samples (<10 Ma) using the short-track (a) and long-track (b) classification and regression trees (CART) of Belesouva et al. (2002) 95

Figura 54 (figura 7 – artigo 1). Stratigraphic position of the samples analyzed and the geochronological data of Bissaro-Junior et al. (2019) into a synthetic profile of the Solimões Formation based on biozones previously defined for distinct sites along the Acre Basin (1: Silva-Caminha et al., 2020; 2: Latrubesse et al., 2010; 3: Bocquentin and Melo, 2006; 4: Negri et al., 2010; 5: Pales et al., 2025). Comparatively, the condensed section along the Mapuya River described by Espurt et al. (2011) is shown on the right side. The wood debris used in this study is within the Mapuya mammal biozone (6: Antoine et al., 2007). Note that the subaerial unconformity in the Fitzcarrald area is greatly wider in time than the one in the Acre Basin.... 96

Figura 55 (figura 8 – artigo 1). a) Paleogeographic reconstruction models for the Amazon Basin at the latest Miocene before the suggested age for the uplift of the Fitzcarrald arch at ~5.2 Ma (modified after Hoorn et al., 2010); b) Zoomed area of the white dashed rectangle in a) presenting possible volcanisms that were the sources of the youngest zircons identified in the outcrops AC 61 and AC 64; c) Paleogeographic models for the Amazon Basin at early to late Pliocene after the arch's uplift; d) Zoomed area of the white dashed rectangle in c) showing local drainages rearrangement and intensification of the sediment discharge of the Amazonas River due to subandean basins exposition. Red polygons represent the Nazca Ridge (NR) area proposed by Rosenbaum et al. (2005)**.....98**

Figura 56 (figura 1 – artigo 2). a) DEM map of the studied area (red rectangle at the South America map). Sample 1 was collected from a riverbank of the Juruá River, while the others were taken from road cuts along the highway BR-364 in the Brazilian Acre State. Samples from the SE Acre Basin (Bissaro-Junior et al., 2019) and Neogene sedimentary rocks from Northern and Southern Peru basins are represented in distinct colors **.....112**

Figura 57 (figura 2 – artigo 2). a) Geological map of the area shown in Figure 1 (modified after Cunha et al., 2007; Espurt et al., 2008; Antoine et al., 2016; Ramos, 2018; Chavez et al., 2022). The samples collected for this study (spots 1 to 7) belong to the Solimões Formation; b) Early Miocene to early Pliocene chronostratigraphic charts of the Peruvian and Bolivian subandean basins and their correlation with the Brazilian Acre and Solimões basins (modified after Luterbach et al., 2014, and Hurtado et al., 2018) **.....114**

Figura 58 (figura 3 – artigo 2). Digital Elevation Map (DEM) of Western Amazonia presenting cratonic and Andean source rocks that could have contributed to the Solimões Formation deposition. Modified after Naipauer et al. (2015), Alván et al. (2018), and Chavez et al. (2022). See the text for the discussion about each sample's U-Pb DZ age spectra shown below the DEM.

. **.....117**

Figura 59 (figura 4 – artigo 2). a) Detrital zircon (DZ) U-Pb distribution age chart of all samples analyzed. Each spectrum is displayed according to the sample enumeration shown in Figure 1; b) MDS map on the same set demonstrating that most of our samples have provenance affinity with the Southern Peruvian rocks, except the sample AC83_U1 (which is closer to the Northern Peruvian rocks). The Talisma and Niteroi present only a weak affinity with our samples. **.....119**

Figura 60 (figura 5 – artigo 2). Roundness and elongation percentages for detrital zircons with concordant ages. Broken grains observed in the BSE images were not included.**.....121**

Figura 61 (figura 6 – artigo 2). Detrital zircon shape vs. concordant age. A) Plot covering all ages observed. The negative slope coefficient indicates that Andean zircons tend to be more

elongated than cratonic ones. B) Close-up on detrital zircon ages younger than 500 Ma, characteristics of Andean provenance.....**123**

Figura 62 (figura 7 – artigo 2). SEM BSE images of the youngest zircons of each sample. The MLA estimates were made using the best ages of these zircons. Samples are stacked according to their MLA estimate.....**124**

Figura 63 (figura 8 – artigo 2). a) Spatial distribution of the MLA estimations of each sample analyzed in this study at the studied area; b) Qualitative erosion model of the Solimões Formation since the beginning of the Fitzcarrald Arch uplift (early Pliocene) until today. See the text for discussion regarding this model's crafting details and erosion implications **127**

Figura 64 (figura 9 – artigo 2). a) Temporal distribution of the MLA estimates of each sample analyzed in this study. Paleogeographic models of the Amazon Basin early Miocene (b), late Miocene (c), and latest Miocene (d) periods (modified after Hoorn et al., 2010). Red stars represent the sites of the analyzed samples. The blue lines' thickness and arrows' sizes correspond to the magnitude of the sediment contribution from Andean and cratonic rivers. The tectonic events and paleoenvironmental changes in Western Amazonia throughout the Miocene control the shift in the predominance of cratonic or Andean rock sources in the Solimões Formation's sediment provenance..... **131**

Figura 65 (figura 1 – artigo 3). a) Location of the Araripe Basin between the Patos and Pernambuco Shear Zones (SZ) within the Borborema Structural Basin; b) Location of the Sobradinho and Maozinha outcrops in the Araripe Basin; c) Age and depositional sequence of the Santana Group (post-rift I sequence). The Romualdo Formation was deposited during the late Aptian- early Albian ages (adapted from Assine et al. 2007); d-e) Paleogeographical maps presenting active LIPs and OAE-1b global occurrences (e.g. Herrle et al., 2015; Li et al., 2016; Benamara et al., 2020; Matsumoto et al., 2022; Bodin et al., 2023) during late Aptian and early Albian.....**147**

Figura 66 (figura 2 – artigo 3). Geologic profiles of the Sobradinho (ARARMA 01) and Maozinha (ARARMA 02) outcrops. Red intervals symbolize the maximum flooding zones identified by Custodio et al. (2017) and Bom et al. (2021). The blue dashed line represents the maximum flooding surface datum proposed by Rodrigues et al. (2020). Black arrows and stars indicate the sampling spots for this study (stars named A to G represent the samples collected for major, trace and REE analysis) **148**

Figura 67 (figura 3 – artigo 3). Geochemical and isotopic data of the samples studied at Sobradinho (a) and Maozinha (b) outcrops for evaluation of paleoenvironmental aspects. It is notorious for the greater organic matter accumulation and preservation in the samples from the Sobradinho outcrop, as indicated by the higher TOC and total Hg and more negative δC^{13}_{org} values, indicating more anoxic conditions during shale deposition at this location **156**

Figura 68 (figura 4 – artigo 3). a-e) Mo, V, U, Cu, and Ni enrichment factors (EF) vs TOC

(wt.%) diagrams of Tribovillard et al. (2006), respectively, of some samples of Sobradinho (blue) and Maozinha (orange) profiles. Intermediate samples of the Sobradinho profile are enriched in all elements, especially Cu, U, and Mo, indicating increased anoxic conditions of the depositional environment; F) Mo (ppm) vs TOC (wt. %) diagram of Tribovillard et al. (2012) showing the degree of bottom water circulation restrictions during deposition of those samples; G) Mo-EF vs U-EF diagram of Algeo and Tribovillard (2009) and Tribovillard et al. (2012), presenting suboxic to anoxic, close to euxinic, conditions for our samples.**……..158**

Figura 69 (figura 5 – artigo 3). Geochemical diagrams, proposed by Fu et al. (2018) and Yu et al. (2022), for paleohumidity evaluations. Our samples show semihumid to humid, rarely semiarid paleoclimate conditions. See text for discussion about sample ARARMA 01-4,5 (B)**……...159**

Figura 70 (figura 6 – artigo 3). A-B) Geochemical and isotopic data of the samples studied at Sobradinho (A) and Maozinha (B) outcrops for evaluation of sediment provenance. Our samples present intermediate to felsic composition and are, mostly, enriched in clay minerals; C-E) Diagrams for evaluation of sediment recycling (C) and rock sources composition (D and E). Our samples do not present recycling (except for A) and plot in the intermediate and felsic compositional fields in the TiO2 vs Al_2O3 (modified after Hayashi et al., 1997) and (c) TiO2 vs Zr (modified after Armstrong-Altrin et al., 2013) discrimination diagrams. **..... 160**

Figura 71 (figura 7 – artigo 3). A-C) Weathering evaluation for the samples analyzed. They plot in the illite and smectite fields of the binary and ternary diagrams (modified after Nesbitt and Young (1982) and Nesbit et al. (1996)), indicating moderate to intense weathering of their source rocks. **..... .161**

Figura 72 (figura 8 – artigo 3). A) Reconstruction map of South America and Africa continents during the openning of the Equatorial and the South Atlantic oceans in the latest Aptian to earliest Aptian (Ma). Note the ingression of sewaters from the Central North Atlantic Ocean into the Araripe Basin through a NE-SW seaway. Modified from Duarte et al., (2024) B) Distribution of the structural terranes of the Borborema Province (modified from Van Smuch et al., 2011); C-D) Geological maps of the Borborema Province presenting the shift in the Romualdo Formation's sediment provenance at the Sobradinho and Maozinha sites during the Aptian to Albian transition. Maps based on Van Schumus et al. (2011), de Brito Neves and Passarelli (2020), and Godot Souza et al. (2022).**..... 170**

Figura 73. Seção geológica e fotografias das litologias identificadas ao longo da seção geológica do afloramento AC 61; a) intercalação argilito e arenito muito fino em 6,5 m; b) Nível carbonático da amostra AC/19 1IT2 (7,1 m); c) Visão geral do afloramento; d) paleossolo argilo em 14,0 m. Amostras em preto foram utilizadas para análises geoquímicas/isotópicas e as em vermelho, análises geocronológicas.**.....180**

Figura 74. Fotografia da lâmina delgada (a) e fotomicrografias (b-c) da amostra AC 61(1) IT1. Observe a diferença entre as matrizes micríticas descritas no texto e os vuggs e veios

preenchidos por calcita espática..... **182**

Figura 75. Seção geológica e fotografia de uma das vistas gerais do afloramento AC 62, mostrando o argilito azulado na base e horizontes carbonáticos descontínuos, onde o mais do topo é o da amostra AC 62 (3T)..... **183**

Figura 76. Seção geolólgica e fotografias do afloramento AC 64 e feições descritas na seção geológica e no texto. a) Visão geral; b) Bioturbações do horizonte carbonático AC64/19 IT5; c) Quela de caranguejo encontrada em siltito carbonático em 6,8 m; d) Nível carbonático AC 64/19 IT1 em 2,9 m..... **184**

Figura 77. Fotografia da lâmina delgada e fotomicrografias da amostra AC 64/19 IT2, que representa a primeira fácies de calcretes. Observe as formas poligonais criadas pelos veios e os vuggs sendo preenchidos por calcita espática de grossa..... **185**

Figura 78. Fotografia da lâmina delgada e fotomicrografias da amostra AC 64/19 IT4, representando a segunda fácies de calcretes. Observe os moldes fósseis, provavelmente de algum bivalve, e como os vuggs são mais escassos e menores comparados com os da primeira fácies..... **186**

Figura 79. Seção geológica e fotografias da parte sul do afloramento AC 65 (Morro do Careca) e feições descritas no texto. a) Visão geral; b) Arenito muito fino onde a amostra AC65/19 (A) foi coletada; c) Paleossolo argiloso com concreções carbonáticas onde a amostra AC 65(1) foi coletada; d) Intercalação de argilito e siltitos com lâminas orgânicas em 2,5 m..... **187**

Figura 80. Seção geológica e fotografias da parte norte do afloramento AC 65 (Morro do Careca) e feições descritas no texto. a) Visão geral; b) Arenito médio com estratificação cruzada em 0.9 m; c) Siltito e lâminas de matéria orgânica em contato erosivo com o horizonte carbonático em 1.5 m..... **188**

Figura 81. Seção geológica e fotografias do afloramento AC 66 e feições descritas na seção geológica e no texto. a) Visão geral; b) Concreções carbonáticas tipo bowling balls em siltito avermelhado onde as amostras AC 66 (A), (B), (C) e (E) foram coletadas; c) Siltito avermelhado apresentando marcas onduladas cavalgantes de escala centimétrica..... **189**

Figura 82. Fotografia da lâmina delgada e fotomicrografias da amostra de concreção carbonática AC 66 (A). a) Vista geral da lâmina; b) Parte interna formada por microcristais clásticos, englobados por uma matriz micrítica, e óxidos de ferro e manganês; c) Parte externa formada por cristais clásticos envoltos agora por uma matriz de calcita microcristalina, essa última afetada por uma alteração pervasiva de óxidos..... **190**

Figura 83. Seção geológica e fotografias do afloramento AC 72 e feições descritas na seção geológica e no texto. a) Arenito com estratificação cruzada em 5,5 m; b) Intercalação entre siltitos e arenitos entre 3,3 e 3,5 m..... **191**

Figura 84. Seção geológica afloramento AC 73 e feições descritas na seção geológica e no texto. Amostra AC 73/19 (A) foi utilizada para datação U-Pb no segundo artigo da tese..... **192**

Figura 85. Seção geológica afloramento AC 83 e feições descritas. a) Visão geral; b) Estratificação cruzada nos arenitos do topo da seção. Amostra AC 83_U1 foi utilizada para datação U-Pb no segundo artigo da tese **193**

Figura 86. Dados isotópicos e fotografias das amostras de carbonatos (AC61(1) IT1 e AC61/19 IT2) e siltito (AC61/19(B)) coletadas no afloramento AC 61..... **194**

Figura 87. Dados isotópicos dos níveis carbonáticos, intercalados a siltitos avermelhados, que foram coletados no afloramento AC 62 ..... **195**

Figura 88. Dados isotópicos e fotografias dos níveis carbonáticos e fósseis coletados no afloramento AC 64. Linha pontilhada segue a média dos valores dos isótopos estáveis **196**

Figura 89. Dados isotópicos e fotografia dos níveis de argilitos e arenitos carbonáticos e fósseis coletados no afloramento AC 65 ..... **197**

Figura 90. Dados isotópicos e fotografia dos níveis de concreções carbonáticas e carbonatos coletados no afloramento AC 66 ..... **197**

Figura 91. a) Gráfico δ 13C vs δ 18O comparativo entre as amostras fósseis e de rocha da Formação Solimões na Bacia do Acre (afloramentos AC 61, AC 64, AC 65 e AC 66) e amostras fósseis de unidades cronocorelatas de trabalhos anteriores (Vonhof, 2003; Gross et al. 2013; Gross & Piller, 2020). Os círculos vermelho e preto são parâmetros modernos indicados por dados de moluscos de composição aragonítica (Wesselingh et al. 2006); b) O mesmo gráfico apresentando o valor da equação e do r2 obtidos pela regressão linear dos dados apresentados na figura a)..... **198**

Figura 92. a) Diagrama das médias das razões isotópicas 87Sr/86Sr em amostras de rocha total e fósseis de cada afloramento; b) Dados obtidos plotados no diagrama de paleosalinidade

calculado por Vonhof et al. (2003). Os dados nos retângulos em amarelo das localidades Santa Rosa, Indiana, Porvenir, Los Chorros e Buenos Aires (norte do Peru e sul da Colômbia) foram obtidos em moluscos da Formação Pebas por Vonhof et al. (2003)..... **201**

Figura 93. Gráfico ℇNd(t=0) vs 87Sr/86Sr depois de Roddaz et al. (2005) mostrando a proveniência dos sedimentos estudados no presente trabalho. A fins comparativos, plotou-se também a proveniência dos sedimentos miocênicos e pliocênicos do poço 1-AS-33 AM e dos afloramentos Miocênicos dos rios Yaco e Acre..... **204**

Figura 94. Mapas paleogeográficos mostrando os momentos das incursões marinhas nas bacias subandinas durante o Neógeno (A) na Bacia do Araripe durante o Cretáceo Inferior (B). Modificado de Hoorn et al. (2010) e Heine et al. (2013). Observe como a influência marinha não alcança a Bacia do Acre, sendo a deposição da Formação Solimões ocorrendo em

paleoambientes continentais lacustres e fluviais. Por outro lado, águas do Oceano Central-Norte invadiram a Bacia do Araripe pelo recém-aberto portal do Oceano Equatorial.....**209**

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 2

1.1. GEOQUÍMICA ELEMENTAR E ISOTÓPICA EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS 2
1.2. GEOQUÍMICA ELEMENTAR E ISOTÓPICA EM ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS 4
1.3. JUSTIFICATIVA 5
1.4. OBJETIVOS 6
1.4.1. OBJETIVOS GERAIS 6
1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS 6

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 9

2.1. CENÁRIO PALECLIMÁTICO E GEOLÓGICO NA AMÉRICA DO SUL (CRETÁCEO AO NEÓGENO) 9
2.1.1. CRETÁCEO 9
2.1.1.1. Geodinâmica global e regional 9
2.1.1.2. Nível do mar e incurções marinhas 13
2.1.1.3. Paleoclima e eventos anóxicos 14
2.1.2. CENOZOICO (PALEÓGENO AO NEÓGENO) 16
2.1.2.1. Sistema orogênico Andino 16
2.1.2.2. Geodinâmica dos Andes 18
2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO DAS BACIAS ESTUDADAS 21
2.2.1. BACIA DO ACRE 21
2.2.1.1. Formação Solimões 25
2.2.2. BACIA DO ARARIPE 27
2.2.2.1. Grupo Santana 30
2.2.2.2. Formação Romualdo 32
2.3. MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO 34
2.3.1. MÉTODOS DE CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS 34
2.3.1.1. Isótopos estáveis (características gerais) 34
2.3.1.2. Isótopos estáveis de carbono 35
2.3.1.3. Isótopos estáveis de oxigênio 39
2.3.1.4. Mercúrio 43
2.3.1.5. Elementos traços como marcadores paleoredox (U-Mo-Cu-Ni-V) 47
2.3.1.6. Isótopos radiogênicos de estrôncio 50
2.3.2. MÉTODOS PARA PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR 53
2.3.2.1. Isótopos de Neodímio 53
2.3.2.2. U-Pb em zircão detrítico 57
2.3.2.3. Elementos traços e ETR em zircão 60
2.3.2.4. Elementos maiores, traços e ETR em rochas sedimentares 63

3. ÁREAS DE TRABALHO 66

3.1. BACIA DO ACRE 66
3.2. BACIA DO ARARIPE 68

4. METODOLOGIAS 74

4.1. Isótopos estáveis: carbono e oxigênio ($\Delta^{13}C$ e $\Delta^{18}O$) 74
4.1.1. Carbono e oxigênio inorgânico ($\Delta^{13}C_{CARB}$ e $\Delta^{18}O_{CARB}$) 74
4.1.2. Carbono orgânico em folhelhos ($\Delta^{13}C_{ORG}$) 74
4.2. Carbono orgânico total (COT) 75
4.3. Isótopos de estrôncio ($^{87}Sr/^{86}Sr$) 75
4.4. U-Pb em zircão 76
4.5. Elementos traços e ETR em zircão 77
4.6. Hg total 77
4.7. Isótopos de Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$) 78
4.8. Elementos maiores, traços e ETR em folhelhos 79

5. ZIRCON RADIOMETRIC DATING AND TRACE ELEMENT CONSTRAINTS ON THE PLIOCENE FITZCARRALD ARCH UPLIFT (WESTERN AMAZONIA) 82

6. DEPOSITIONAL EVOLUTION OF THE SOLIMÕES FORMATION AT THE ACRE AND SOLIMÕES BASIN BORDER (WESTERN AMAZONIA) 109

7. SEDIMENT PROVENANCE AND PALEOENVIRONMENTAL CONSTRAINTS DURING SHALE DEPOSITION OF THE ROMUALDO FORMATION (ARARIPE BASIN - NORTHEAST BRAZIL) 141

8. DADOS REMANESCENTES 179

8.1. Dados sedimentológicos (Bacias do Acre/Solimões) 179
8.1.1. Afloramento AC 61 179
8.1.2. Afloramento AC 62 181
8.1.3. Afloramento AC 64 182
8.1.4. Afloramento AC 65 185
8.1.5. Afloramento AC 66 187
8.1.6. Afloramento AC 72 190
8.1.7. Afloramento AC 73 191
8.1.8. Afloramento AC 83 192
8.2. Dados geoquímicos (Bacias do Acre/Solimões) 193
8.2.1. Afloramento AC 61 193
8.2.2. Afloramento AC 62 193
8.2.3. Afloramento AC 64 194
8.2.4. Afloramento AC 65 195
8.2.5. Afloramento AC 66 196
8.2.6. Isótopos estáveis e aplicações paleoambientais 197
8.2.7. Isótopos de estrôncio e aplicações paleoambientais 199
8.2.8. Isótopos de estôncio e neodímio e aplicações para proveniência sedimentar 201

9. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS 206

REFERÊNCIAS 210

ANEXOS 237

CAPÍTULO 1
INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

1.1. Geoquímica elementar e isotópica em estudos paleoambientais

Os estudos da geoquímica de rochas sedimentares tem ao menos três áreas de atuação mais comuns. Uma delas é análise de aspectos físico-químicos que ocorrem antes da litificação e geração delas. Processos de intemperismo das rochas fontes, reciclagem e transporte de sedimentos, principalmente em ambientes terrestres, e ação metabólica biológica alteram a composição mineralógica e química desses sedimentos. Outra área é a análise dos efeitos de processos diagenéticos pós-deposicionais na mineralogia e química de rochas sedimentares. Por fim, ressalta-se ainda os estudos sobre a alteração da composição química de rochas sedimentares por conta da gradual mudança de composição da crosta superior ao longo do tempo geológico.

Estudos realizados com análise de elementos maiores e traços (incluindo os terra raras), desde o início do século XX, tem auxiliado no avanço de dessas áreas de atuação. Alguns exemplos são as primeiras investigações sobre padrões em processos de reciclagem de embasamentos (Veizer e Jansen, 1979), a constatação da relativa estabilidade de ETR em rochas sedimentares afetadas por processos diagenéticos pós-deposicionais (Garrels e Mackenzie, 1974; Nance e Taylor, 1976), e a observação da mudança de composição da crosta superior pelo crescimento da razão Mg/Ca em carbonatos marinhos (Daly, 1909) e pela progressiva depleção em Al_2O_3, Na_2O e MgO, e enriquecimento em SiO_2 e K_2O em rochas siliciclásticas de diferentes idades (Ronov e Migdisov, 1971; Schwab, 1978). A evolução das metodologias e dos equipamentos ao longo do tempo impulsionou o aprofundamento do conhecimento sobre o comportamento de elementos maiores e traços em rochas sedimentares de diferentes contextos geológicos. Isso permitiu um melhor entendimento da evolução crustal terrestre e a elaboração de parâmetros geoquímicos para avaliação e interpretações quantitativas das condições físico-químicas (paleosalinidade, oxigenação e pH por exemplo) e parâmetros climáticos (umidade) em diferentes tipos de paleoambientes deposicionais (Balaram et al., 2021).

Já o campo de geoquímica isotópica, originada em meados do século XX, foi utilizado primeiramente como uma ferramenta de estudos paleoclimáticos e das mudanças da química da água dos oceanos por meio do estudo de isótopos estáveis tradicionais (carbono, hidrogênio, nitrogênio, oxigênio e enxofre). Esses elementos possuem massa atômica relativamente baixa e desempenham papéis significativos em processos físico-químicos, biológicos e geológicos. Os primeiros pesquisadores, por exemplo, estimavam a temperatura dos oceanos pelo estudo do fracionamento de isótopos de oxigênio no crescimento de cristais de calcita (Lowenstam, 1954; Dorman, 1959). O desenvolvimento de registos de alta resolução de isótopos de oxigénio e carbono em águas profundas nas últimas quatro décadas serviu como o principal meio de reconstruir as alterações climáticas globais e regionais numa variedade de escalas de tempo geológicas, desde milénios até bilhões de anos. Aliada às análises de elementos maiores e traços, o emprego da geoquímica isotópica se tornou ainda uma ferramenta importante na correlação de seções dispersas e elaborações de hipóteses de mudanças biogeoquímicas e climáticas nos estudos de unidades geológicas Pre- cambrianas, auxiliando os poucos registros bioestratigráficos existentes nesse período (Veizer et al., 1980; Magaritz et al., 1986; Knoll et al., 1986; Knoll and Walter, 1992; Kaufman et al., 1997; Corsetti and Kaufman, 2003; Halverson et al., 2005). Sendo assim, os registros isotópicos são multidimensionais, pois fornecem informações climáticas e quimioestratigráficas, e podem ser gerados rapidamente com espectrômetros de massa automatizados, permitindo um aumento significativo do número de estudos que se baseiam na estratigrafia isotópica (Zachos et al., 2001; Sial et al. 2015).

É importante sempre ressaltar que as assinaturas isotópicas e elementares no registro geológico sedimentar podem estar mascaradas tanto por processos diagenéticos pós-deposicionais ou processos biológicos e/ou físico-químicos ligados às características paleoambientais intrínsecas locais (p.e. Lohmann, 1988; Edwards et al., 2019; Gaillard et al., 2019; Alvim et al., 2021 entre outros). A falta de atenção a esses processos na interpretação dos dados geoquímicos pode levar a hipóteses paleoambientais equivocadas/inadequadas. Portanto,

nos estudos geoquímicos aplicados às geociências, há de se ter cuidado com a aquisição das análises, a busca por registros de características diferentes (fóssil, feições diagenéticas e autigênicas) e o conhecimento das limitações analíticas de cada sistema isotópico.

1.2. Geoquímica elementar e isotópica em estudos de proveniência sedimentar em rochas siliciclásticas

As análises de proveniência para rochas siliciclásticas geralmente se dividem em dois grupos: 1) rocha total ou alguma fração específica; 2) grãos de minerais detríticos. A respeito do primeiro grupo, as primeiras tentativas de aferir a proveniência sedimentar foram estabelecidas pelo método de observação da composição modal mineralógica e do formato dos grãos em microscópio óptico (Sorby, 1895). Já na segunda metade do século XX, outros pesquisadores desenvolveram diagramas ternários para as análises modais (diagramas Q-F-L) que discriminavam diferentes ambientes tectônicos das rochas fontes (Dickinson, 1985). Nessa mesma época, análises geoquímicas de rocha total foram realizadas a fim de observar as abundâncias relativas e as razões de elementos imóveis. Esses elementos tendem a não ser lixiviados em processos de intemperismo ou diagenéticos em ambientes de baixa temperatura (Ali et al., 2014). Dessa forma, proxies geoquímicos que descriminam a proveniência sedimentar de rochas começaram a ser desenvolvidos (p.e. Bhatia e Crook, 1986). Além disso, índices de intemperismo e inferências sobre taxas de erosão foram sendo propostos como relevantes para a análise da proveniência sedimentar e de mudanças em sistemas de paleodrenagens, o que auxiliou muito os estudos de reconstruções paleogeográficas (Nesbitt e Young, 1982).

Em termos de análises de proveniência sedimentar em populações de minerais detríticos, destacam-se as análises físico-químicas em dois minerais resistatos abundantes em rochas sedimentares: quartzo e zircão. A ondulação da extinção, a coloração sob catodoluminescência e análises de elementos traços são os tipos de análises mais comuns em quartzo desde meados da década de 1970 (p.e. Basu et al., 1975; Augustsson and Reker, 2012). Por outro lado, os padrões dos elementos traços e as distribuições isotópicas dos sistemas U-Pb e Lu-Hf em grãos de zircão tem sido as análises mais eficientes para os

estudos de proveniência sedimentar desde a década de 1980 (p.e. Compston and Pidgeon, 1986; Fornelli et al., 2015).

1.3.Justificativa

Apesar da bacia de antepaís do Acre e da bacia intracontinental do Araripe serem distantes geograficamente e terem histórias distintas, o ponto dessa tese é analisar o comportamento de parâmetros geoquímicos/isotópicos em unidades geológicas que passaram por mudanças paleoambientais significativas durante sua deposição.

A Formação Romualdo (unidade eocretácea da Bacia do Araripe) cumpre bem este pré-requisito. Uma gama de estudos prévios (p.e. Custódio et al., 2017; Bom et al., 2021,2023; Melo et al., 2020; Lúcio et al. 2022) tem apontado constantemente para mudanças sedimentológicas, paleontológicas e geoquímicas durante a deposição dessa unidade devido a presença de um regime transgressivo causado pela incursão marinha dentro da bacia. Apesar dos grandes avanços nas interpretações das condições paleoambientais e paleoecológicas até então, alguns pontos merecem um detalhamento maior. Por exemplo, observa-se a necessidade ainda de um aprofundamento das variações das condições paleoambientais (grau de restrição e química da água) ocorridas no dinâmico paleoambiente deposicional lagunar/epicontinental sugerido. Outro ponto de investigação é a respeito de possíveis mudanças na proveniência sedimentar durante a deposição dessa unidade. Atualmente, populações de cristais de zircão detríticos de arenitos e conglomerados têm sugerido uma proveniência constante de terrenos da Província Borborema a norte da Bacia do Araripe (Rodrigues et al., 2024).

Por outro lado, a Formação Solimões (unidade Neógena da Bacia do Acre), de acordo com análises paleoambientais baseadas em análises sedimentológicas, paleontológicas e palinológicas, e ainda, muito raros estudos geocronológicos (p.e. Rasänen et al., 1995; Hovikoski et al., 2007, 2008; Latrubesse et al., 2007, 2010; Negri et al., 2011; Bissaro-Junior et al., 2019; Caminha-Silva et al., 2020), foi depositada em paleoambiente tipicamente continental (fluvio- lacustre), podendo ter eventuais influências de marés. No entanto, não há um arcabouço de geoquímica isotópica e elementar nessa

unidade a fim de auxiliar os dados geológicos existentes na construção de hipóteses paleoambientais mais precisas. Além disso, apesar dos avanços no conhecimento da proveniência sedimentar da Formação Solimões (Horbe et al., 2013, 2019; Bissaro-Junior et al., 2019), observa-se a necessidade de um refinamento dos cálculos das idades deposicionais máximas e relacionar a fase superior de deposição dessa unidade (fim do Mioceno ao Plioceno) com os eventos tectônicos andinos neógenos e o soerguimento do Arco de Fitzcarrald.

1.4.Objetivos

1.4.1. Objetivos gerais

O foco principal do presente projeto é combinar a análise de múltiplos parâmetros geoquímicos e isotópicos com dados geológicos preexistentes a fim de auxiliar na investigação das condições paleoambientais (como paleosalinidade, parâmetros redox, paleoclima, restrição da circulação das massas de água, por exemplo) e da proveniência sedimentar das formações Solimões e Romualdo nas bacias do Acre e do Araripe respectivamente.

1.4.2. Objetivos específicos

A fim de alcançar esse objetivo, uma das estratégias é obtenção de dados geocronológicos (datações absolutas pelo método U-Pb) e geoquímicos (elementos traços e terras-rara) em zircões de arenitos e siltitos pertencentes a Formação Solimões. Esses dados servirão para auxiliar na investigação a respeito do início do soerguimento do Arco de Fitzcarrald e suas implicações para as mudanças na proveniência sedimentar e da dinâmica das paleodrenagens na porção oeste da Bacia Amazônica durante o Mioceno e o início do Plioceno. Por outro lado, dados geoquímicos (isótopos estáveis de carbono e oxigênio e isótopos radiogênicos de estrôncio) em fósseis e calcários dessa mesma unidade, aliados a descrição sedimentológica de sequências sedimentares, auxiliarão na análise dos paleoambientes deposicionais. Paralelamente, pretende-se verificar se há respaldo geoquímico/isotópico para a existência de incursões marinhas miocênicas (assim como ocorreu em bacias subandinas adjacentes; ex: Hoorn, 1993; Roddaz et al., 2005; Hoorn et al., 2010;

Jaramillo et al., 2017; Louterbach et al., 2018) durante a deposição dessa unidade.

Já na Bacia do Araripe, a investigação das condições paleoambientais durante a deposição da Formação Romualdo levará em conta as concentrações de carbono orgânico total (COT) e mercúrio (Hg) total, isótopos estáveis de carbono orgânico, elementos maiores, traços e ETR dos intervalos de folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica, dessa unidade. Esses dados serão cruzados com os registros paleontológicos e hipóteses paleoambientais propostas em trabalhos prévios, a fim de estabelecer uma interpretação mais acertiva acerca das mudanças nas condições paleoambientais locais. Além disso, pretende-se também verificar, por meio de dados isotópicos de neodímio (Nd), se houve mudanças na proveniência sedimentar durante a deposição da Formação Romualdo na Bacia do Araripe.

CAPÍTULO 2
FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo abordará temas relevantes para o embasamento da presente tese, tendo três objetivos principais: i) introduzir brevemente os principais eventos paleoclimáticos e geológicos que ocorreram no continente sulamericano entre os períodos Cretáceo e Neógeno; ii) apresentar o contexto geológico das Bacias do Acre e do Araripe, com foco nas Formações Solimões e Romualdo respectivamente; iii) apresentar e justificar os métodos de investigação utilizados para o alcance dos objetivos da tese.

2.1. Cenário paleclimático e geológico na América do Sul (Cretáceo ao Neógeno)

2.1.1. Cretáceo

O período Cretáceo engloba as idades entre 143.1 e 66.0 Ma do tempo geológico, representando o último estágio da era Mesozóica. Esse período é conhecido pelo dinamismo da tectônica de placas, ocasionando a separação de supercontinentes (ex: quebra do Gondwana) e início de formação de novas cadeias de montanhas (ex: Cordilheira dos Andes), e mudanças na paleooceonografia e no paleoclima do planeta Terra (Hill, 1991; Weissert, 2000; Moulin e Aslanian, 2010; Robinson *et al.,* 2017, entre outros). Como a tese se refere às bacias do Araripe e do Acre, o enfoque dessa subseção será na abertura do Oceano Atlântico Sul e Equatorial, além do início do soerguimento da Cordilheira dos Andes.

2.1.1.1. Geodinâmica global e regional

A começar pelas modificações na tectônica global, o período Cretáceo abarca a continuidade da fragmentação do supercontinente Pangeia. A primeira fase desse evento é marcada pelo: i) início da separação dos continentes Gondwana e Laurentia a partir de atividade vulcânica da Província Magmática Atlântica Central no final do Trássico Superior (~200 Ma) (Sahabi *et al.,* 2004; Moulin *et al.,* 2010, e referências nele contidas); ii) desmembramento do continente Gondwana em dois mega blocos, África-América do Sul (West Gondwana) e Índia-Antártica-Austrália (East Gondwana), por meio da atividade vulcânica da LIP Karoo-Ferrar durante o Jurássico Inferior (~188 a 175 Ma) (Eagles e König, 2008) (figura 1).

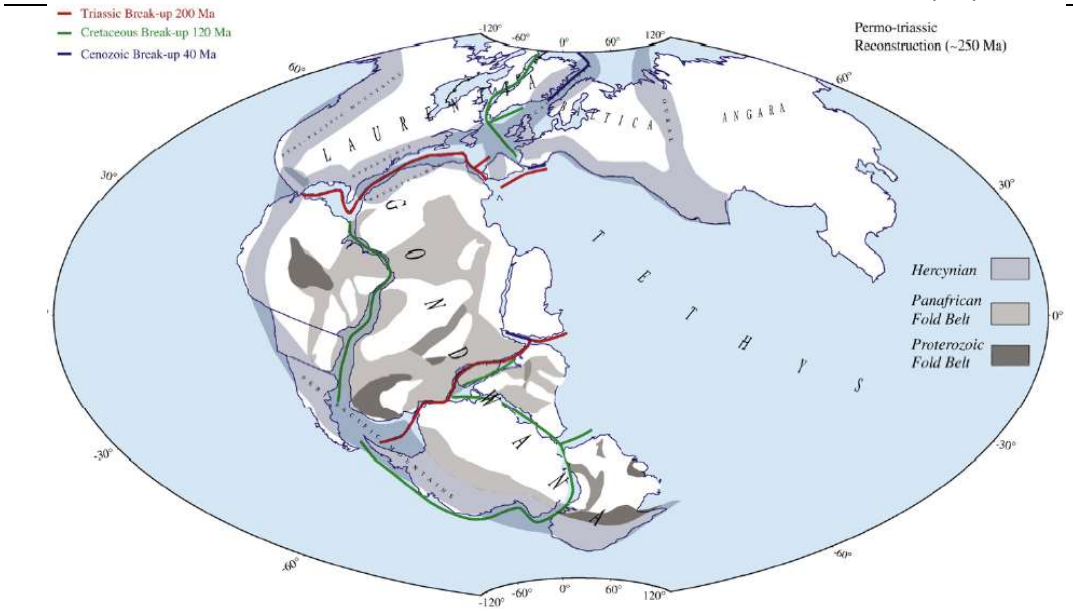


Figura 1. *Reconstrução do supercontinente Pangea antes de sua fragmentação. A quebra ocorreu em três fases (1ª: linhas vermelhas; 2ª: linhas verdes; 3ª: linhas azuis). Projeção de Hammer, modificado de Moulin et al. (2010).*

Já na segunda fase, durante o Cretáceo Inferior (~143 a 110.5 Ma), é caracterizada pela contínua quebra dos blocos dentro dos continentes e a formação de novos oceanos (Moulin *et al.* 2010; Heine et al., 2013). As separações mais relevantes para a configuração geodinâmica global, e os respectivos oceanos gerados, foram entre: i) América do Norte, Groelândia e Europa em Ma (Oceano Atlântico Norte); ii) Antártica, Índia e Austrália em Ma (Oceano Índico); iii) América do Sul e África entre ~140-99 Ma (Oceano Atlântico Equatorial e Oceano Atlântico Sul; Heine et al., 2013; Granot e Dyment, 2015).

Mais especificamente a respeito da separação dos continentes africano e sulamericano, a abertura do Oceano Atlântico Sul iniciou-se pela porção extremo sul (segmento Falkland; figura 2A), onde a força motriz foi a formação de províncias basálticas continentais (ex: Paraná-Etendeka; Marzoli *et al.,* 1999) pela ação das plumas mantélicas (LIPs) Santa Helena e Tristão da Cunha entre ~138-129 Ma (Hill, 1991; Moulin *et al.,* 2010; Heine et al., 2013). (figura 2B). O desenvolvimento do outras LIPs mais a norte (Cordilheiras de Walvis e do Rio Grande) durante a transição do Cretáceo Inferior para o Superior impulsionaram o início da abertura dos segmentos sul do Oceano Atlântico Sul (~125-120 Ma), e o segmentos centrais do Oceano Atlântico Sul (~115 Ma), além do Oceano Atlântico Equatorial (113 Ma) e as conexões entre esses oceanos (Heine et al., 2013; Bruno et al.,

2020; Luft-Souza et al., 2022; Cui et al., 2023; Dumman et al., 2023) (figura 2C). Por fim, a última fase de separação entre a África e a América do Sul e o estabelecimento do Oceano Atlântico ocorreram entre 104-99 Ma, com a contínua produção de crosta oceânica das Dorsais Meso-oceânicas da região do Atlântico Sul e Equatorial (Heine et al., 2013; Granot and Dyment, 2015) (figura 2D).

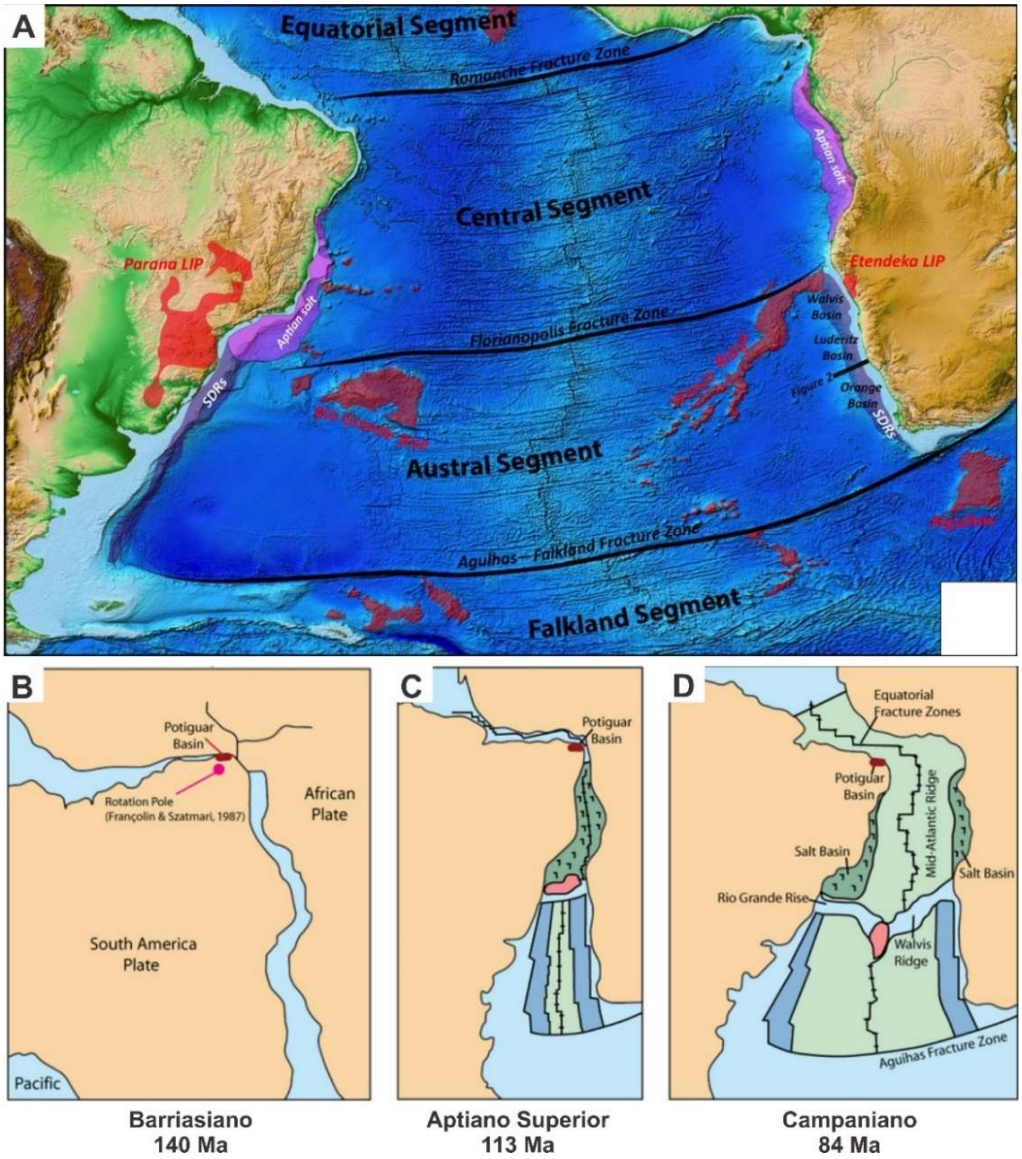


Figura 2. *A) Mapa mostrando os segmentos do Oceano Atlântico Sul e Equatorial e as LIPs oceânicas mais importantes associadas. Modificado de Chauvet et al. (2021). B-D) Histórico da abertura desses oceanos durante o Cretáceo Inferior e Superior (Barriasiano ao Campaniano, mostrando o desenvolvimento de crosta oceânica (cinza esverdeado), depósitos de sal (verde escuro). Modificado de Silva (2011).*

Ainda no Cretáceo Superior (100.5 a 66.0 Ma), concomitantemente com a expansão dos Oceanos Atlântico Sul e Equatorial, início-se a formação dos primeiros arcos magmáticos da Cordilheira Oriental dos Andes e bacias de retroarco subandinas pela subducção da placa de Nazca sob a placa

Sulamericana (Martin-Gombojav e Winkler, 2008; Hurtado et al., 2018; Louterbach et al., 2018). É importante ressaltar que o soerguimento dos Andes é diacrônico por conta da diferença de velocidade de subducção da placa de Nazca, uma vez que essa interage diretamente com as placas tectônicas de Coco e do Caribe (ao norte) e as placas da Scotia e Antártica (ao sul; Horton, 2018; Boschman, 2021). Exemplo disso, é que os primeiros arcos magmáticos dos Andes Norte surgiram em ~80 Ma, enquanto os arcos dos Andes Centrais foram formados a partir de ~70 Ma (DeCelles and Horton, 2003; Hurtado et al., 2018; Louterbach et al., 2017) (figura 3). Esse pulso tectônico durante nesse período causou a subsidência flexural das bacias subandinas na porção oeste da Bacia Amazônica, promovendo a deposição sedimentar nessas bacias em paleoambientes predominantemente marinhos e/ou transicionais (Roddaz et al., 2005; 2010). As principais fontes sedimentares eram as cadeias andinas recém-formadas, a oeste, e os terrenos cratônicos (Cráton da Guiana e Amazônico), a leste (figura 3).

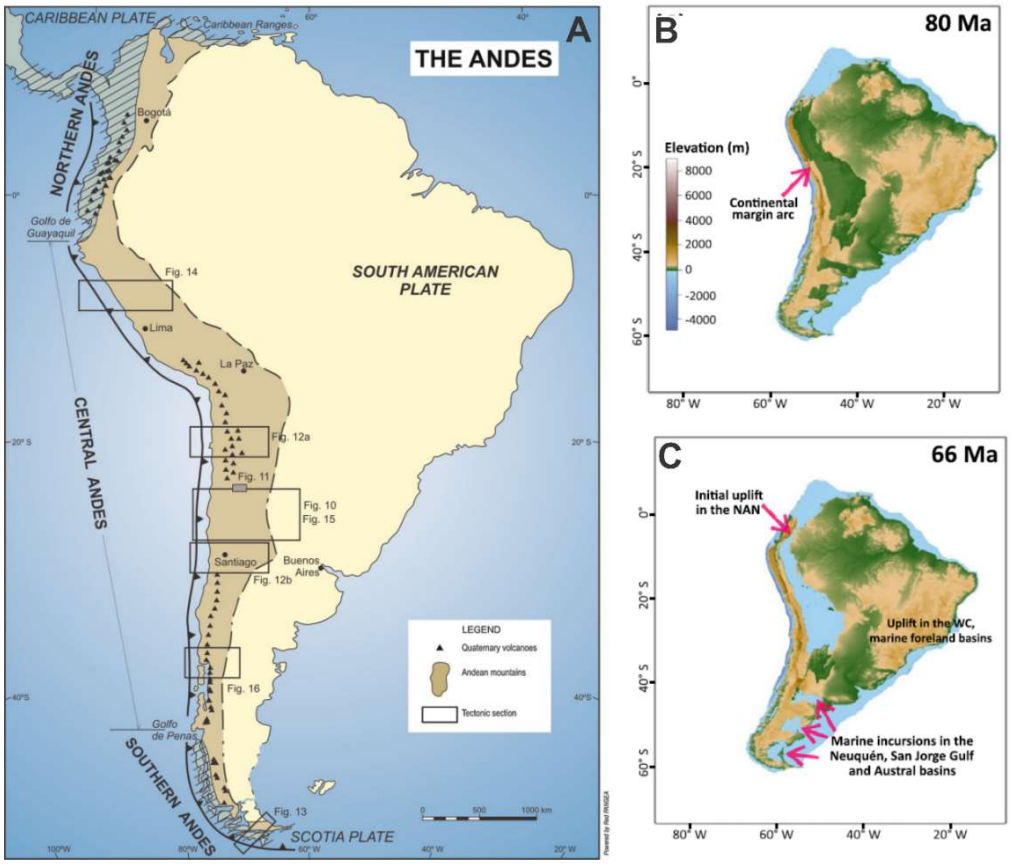


Figura 3. *A) Mapa da América do Sul mostrando a subdivisão da Cordilheira dos Andes em três partes: Sul, Central e Norte. Retirado de Ramos et al. (2010). B-C) Início do soerguimento dos Andes, de forma diacrônica, durante o final do Cretáceo Superior. Modificado de Pérez-Escobar et al. (2022).*

2.1.1.2. Nível do mar e incurções marinhas

Durante o Cretáceo houve um aumento significativo do nível do mar global de até aproximadamente mais 100 metros comparado ao final do Jurássico (Haq *et al.,* 2014). Um pulso durante o Aptiano (~120 Ma), um aumento mais constante entre o Albiano e o Campaniano (~107-101 Ma) e um nível constantemente alto até o final do Cretáceo Superior caracterizam os padrões mais comuns observados (Scotese *et al.,* 2024). Esses aumentos foram causados principalmente por: i) geração de litosfera oceânica em bacias oceânicas juvenis termalmente aquecidas formadas pela separação das massas continentais; ii) escoamento da água de aquíferos subterrâneos para os oceanos durante os períodos mais quentes e úmidos (*greenhouse*) nos casos de aumentos do nível do mar global em escalas menores (10-40 metros) (Hay e Leslie, 1990; Wendler e Wendler, 2016).

Esses aumentos do nível do mar causaram mudanças na distribuição dos sedimentos ao longo das margens continentais e nas bacias interiores por meio de incursões marinhas (Haq *et al.* 1987). Na plataforma Sul-Americana identifica-se o registro de ciclos transgressivos causados por incursões marinhas tanto nas primeiras bacias de ante-país subandinas (ex: sequências sedimentares do Albiano ao Campaniano das bacias de Madre de Dios e Marañon) (Baby *et al.* 1999; Hurtado *et al.* 2018; Louterbach *et al.* 2018) quanto nas bacias da margem equatorial (ex: sedimentos do Aptiano Superior das bacias do Parnaíba, São Luiz, Ceará e Potiguar) (Assine, 1994; Bagni, 2010, entre outros).

Na Bacia do Araripe, mais especificamente, os registros sedimentológicos e paleontológicos marinhos do Cretáceo Inferior (Aptiano-Albiano) do Grupo Santana indicam a presença de pulsos de incursões marinhas de curta duração para dentro da bacia durante a abertura do Oceano Atlântico Sul e Equatorial (Assine, 1994; Assine *et al.*, 2014; Arai, 2014; Goldberg *et al*. 2019; Melo *et al.,* 2020; Varejão *et al.,* 2025, entre outros). A entrada dessas incursões marinhas, no entanto, ainda se encontra em debate. Alguns trabalhos conjecturam a entrada do mar pelo Oceano Atlântico Sul com base em dados sedimentológicos e de paleocorrentes (ex: Assine, 1994; Custódio *et al.* 2017), enquanto outros teorizam a entrada pelo

Oceano Atlântico Equatorial pela similaridade paleontológica com espécies contemporâneas tethyanas (ex: Arai, 2014; Arai e Assine, 2020) (figura 4). Há, no entanto, uma carência de estudos sobre reconstituição paleogeográfica que integrem com dados sedimentológicos, paleontológicos, geoquímicos e de proveniência sedimentar.

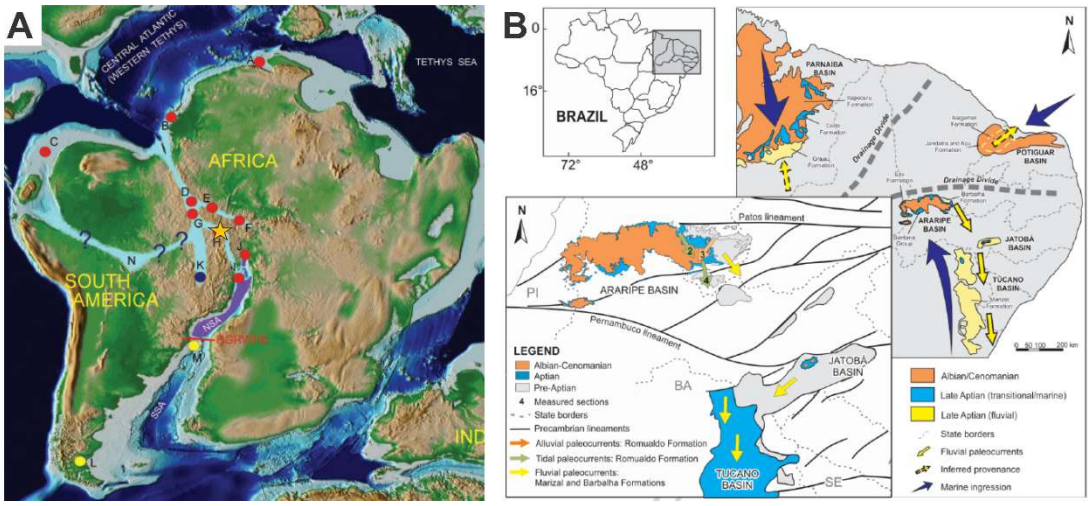


Figura 4. *Hipóteses para a entrada das incursões marinhas na Bacia do Araripe durante a deposição da Formação Romualdo na transição do Aptiano para o Albiano (~113-112 Ma). A) Arai (2014) sugere uma incursão vinda do Oceano Atlântico Equatorial (estrela laranja representa a Bacia do Araripe); B) Custódio et al. (2017), por outro lado, argumentam que a entrada mais provável seria pelo sul da bacia, recebendo a incursão vinda do Atlântico Sul.*

2.1.1.3. Paleoclima e eventos anóxicos

O paleoclima do período Cretáceo, estável na maior parte do tempo, era muito mais quente que atualmente (cerca de 10º C a mais) e possuía poucas variações latitudinais (ex: Littler et al., 2011; Friedrich et al., 2012) e relativas altas concentrações de CO_2 atmosférico (Wang et al., 2014). Esse clima aquecido é evidenciado pela presença de faunas e floras em altas latitudes (Tarduno et al., 1998) e a ausência de capas de gelo quasi-permanentes nos polos (ex: Huber et al., 2002; MacLeod et al., 2013). Apenas no fim do Cretáceo (~66 Ma), a temperatura global reduziu significativamente após a queda do meteorito Chicxulub, a qual expeliu grandes quantidades de poeira e aerosois na atmosfora terrestre e causou uma mortalidade em massa (cerca de 75%) dos seres vivos do planeta (Scotese et al., 2024).

As temperaturas elevadas aliadas ao desenvolvimento de LIPs (ex: Platôs Ontong-Java e Kerguelen) durante o Cretáceo promoveram dois eventos de anoxia, ou *Oceanic Anoxic Events* (OAE) em inglês, em bacias oceânicas nos paleooceanos Thethys e Atlântico, principalmente naquelas recém-formadas pela separação dos continentes (Leckie et al., 2002;

Wagreich, 2012 e referências internas; Mansour et al. 2020) (figura 6). Esses eventos anóxicos representam grandes perturbações no ciclo do carbono nessas bacias, as quais são caracterizadas pela deposição de sedimentos ricos em matéria orgância em larga escala, mudanças paleoambientais (extinções abruptas) e excursões negativas no perfil dos isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}C$) (Koutsoukos et al. 1990; Jenkyns 2010).

O primeiro evento (OAE 1) é dividido em quatro diferentes momentos do Cretáceo Inferior: i) OAE 1a no Aptiano Inferior (120.5-119.5 Ma); ii) OAE 1b na transição entre o Aptiano Superior e o Albiano Inferior (114.5-110.5 Ma), iii) OAE 1c no Albiano Superior (107.3-103.5 Ma); iv) OAE 1d no fim do Albiano Superior (101.5-100.7 Ma). O OAE 2, por sua vez, ocorre unicamente durante o período Cenomaniano (~94 Ma) do Cretáceo Superior (Schlanger et al., 1976; Coccioni et al., 2014, entre outros) (figura 5).

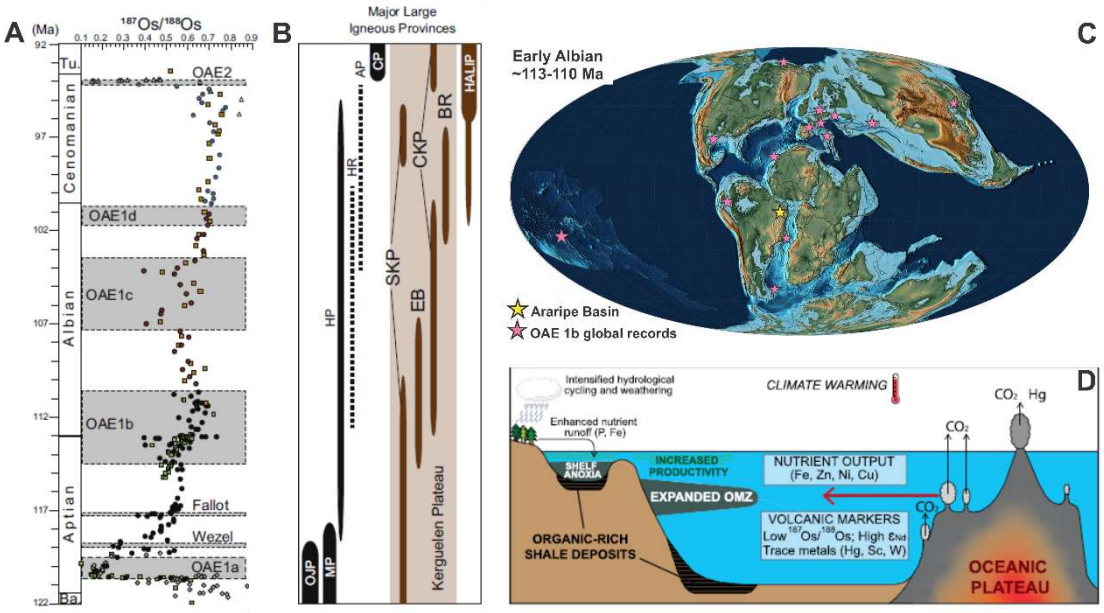


Figura 5. *A) Eventos anóxicos OAE 1 e 2 ao longo do Cretáceo Inferior (Barremiano-Albiano) ao Superior (Cenomaniano) resgistrados por anomalias no perfil de isótopos de ósmio (Os); B) Principais Províncias Igneas (LIPs) ativas durante os eventos OAE; C) Mapa paleogeográfico do Albiano Inferior mostrando locais onde já foram registradas evidências do evento OAE 1b. Modificado de Matsumoto et al. (2022); D) Esquema mostrando a relação entre as LIPs oceânicas e as mudanças paleoclimáticas e de condições redox nos oceanos. Modificado de Percival et al. (2024).*

Na Bacia do Araripe, há indícios que talvez a deposição de folhelhos negros ricos em matéria orgânica da Formação Romualdo poderia estar conectada com o evento OAE 1b (Bom et al., 2021, 2023). Porém, como o evento OAE 1b é subdivido em ao menos sete intervalos/pulsos difusos de anoxia (Herrle et al., 2004), e o controle estratigráfico do intervalo de folhelhos negros não está bem estabelecido, ainda não há certeza de qual

intervalo do evento OAE 1b seria o mais adequado para essa unidade.

2.1.2. Cenozoico (Paleógeno ao Neógeno)

A era Cenozóica engloba os períodos Paleógeno (66-23 Ma), Neógeno (23.0-5.3 Ma) e Quaternário (5.3 Ma-presente). Como a presente tese tem como objetivo investigar uma unidade geológica Neógena da Bacia do Acre (Formação Solimões), essa subseção focará nos períodos Paleógeno e Neógeno. Esses dois períodos, cerca de 61 Ma no total, tem importância fundamental no contexto geodinâmico e paleoclimático da América do Sul, especialmente por conta do intenso desenvolvimento de arcos magmáticos e das bacias ante-país subandianas na região da Cordilheira dos Andes durante a subducção das placas de Nazca e do Caribe sob a placa Sulamericana (Mora et al., 2010 e referências internas).

2.1.2.1. Sistema orogênico Andino

Antes de remontar o histórico de formação da Cordilheira dos Andes, é necessário tomar conhecimento acerca da estrutura atual da região andina. O sistema orogênico Andino é segmentado, de oeste para leste, nas seguintes regiões (figura 6): i) frente de arco *(forearc)*, ii) Arco Magmático Andino (Cordilheira Ocidental), iii) cinturão de cavalgamento de trás de arco (r*etroarc fold-thrust belt)* (Cordilheira Oriental); iv) bacias de retro-arco ou de ante-país subandinas. No caso dos Andes Centrais, entre a Cordilheira Oriental e as bacias sedimentares, há ainda a região do Altiplano (Ramos e Folguera, 2009; Horton et al., 2016; Armijo et al., 2015).

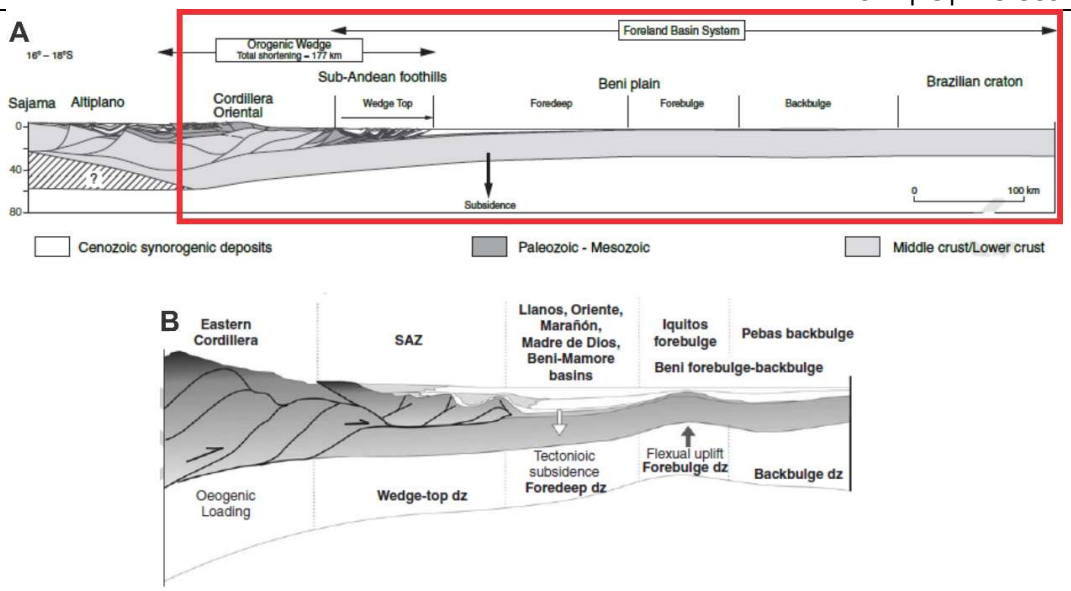


Figura 6. *A) Seção geológica mostrando a configuração geral da compartimentação geotectônica dos Andes. Como a seção está nos Andes bolivianos (16-18° S), há a presença da região do Altiplano; B) Seção esquemática transversal do sistema de bacias amazônicas de antepaís (zoom do retângulo vermelho em A) representando as bacias amazônicas ocidentais correlacionadas com as respectivas zonas de deposição (modificada de Roddaz et al., 2010; DeCelles and Giles, 1996).*

O sistema de bacias sedimentares subandinas, localizadas entre as regiões elevadas da Cordilheira do Andes (a leste) e os terrenos cratônicos (a oeste), é dividido em três zonas deposicionais: i) *wedge-top*; ii) *foredeep*; iii) *forebulge* (figura 6) (DeCelles and Giles, 1996). A dinâmica sedimentar desse sistema (mudanças nas taxas de subsidência flexural e de sedimentação) está estreitamente conectada com o desenvolvimento das cadeias andinas (Hurtado et al., 2018; Louterbach et al., 2018). A área *wedge-top*, também denominada Zona Subandina (SAZ), é região mais proximal e deformada dentro do sistema de bacias amazônicas de antepaís, enquanto a *foredeep* é menos deformada.

Esse sistema de bacias subandinas se conecta com o sistema de bacias intracratônicas da parte oriental da Bacia Amazônica (Bacias do Solimões e do Amazonas) na latitude da Bacia do Acre, sendo separados pelo Arco de iquitos (figura 7). Além disso, é importante ressaltar que as bacias subandinas até o início do Plioceno eram todas conectadas, sendo representadas por uma única bacia de ante-país subandina que se estendia do norte da Bolívia até a Colômbia. Apenas em ~4 Ma, a subducção planar da Cordilheira de Nazca sob a placa Sulamericana gerou o soerguimento de uma elevação geomorfológica, denominada de Arco de Fitzcarrald, na região do Peru Central (Espurt et al., 2007) (figura 7).

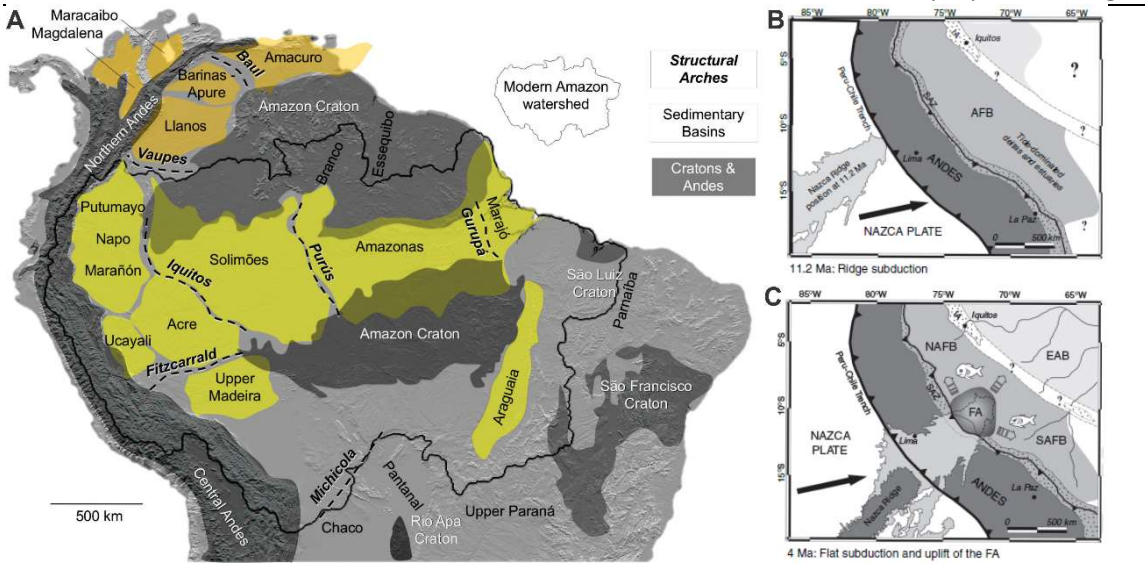


Figura 7. *A) Localização das bacias sedimentares Sub Andinas na plataforma Sul Americana. Modificado de Albert et al., (2018); B) Início da subducação da Cordilheira de Nazca sob a placa Sulamericana; C) Avanço e raseamento da subducção, provocando o soerguimento do Arco de Fitzcarrald (FA). Modificado de Espurt et al., (2010). Veja como o sistema de bacias subandinas é subdividido em duas partes com o soerguimento do arco.*

2.1.2.2. Geodinâmica dos Andes

O desenvolvimento da Cordilheira dos Andes desde o Cretáceo tem três características peculiares. Primeiramente, assim como destacado anteriormente, ele é diacrônico por conta da diferença de velocidade da subducação em diferentes áreas das placas de Nazca e de Coco (figura 3). Além disso, o soerguimento das cadeias de montanhas migra de oeste para leste. Ou seja, os arcos magmáticos da Cordilheira Ocidental são gerados antes dos da Cordilheira Oriental. Por fim, o desenvolvimento dos Andes não é contínuo durante a era Cenozoica. Ele ocorre de acordo com os pulsos de maior atividade tectônica, quando há uma aceleração da subducção das placas de Nazca e Coco (e.x: Mégard, 1984; Barnes e Ehlers, 2009; Horton, 2018; Jara *et al.,* 2021).

Assim como explicitado na seção do Cretáceo, o primeiro pulso tectônico andino ocorreu na transição do Cretáceo Superior e o Paleoceno (80-56 Ma) (Mora *et al.,* 2010) (figura 4). Nesse período houve a formação dos primeiros arcos magmáticos dos Andes Sul, Norte e Centrais, respectivamente, e a subsidência flexural das bacias subandinas adjacentes. Isso gerou espaço de acomodação suficiente para incursões marinhas vindas do Caribe nas bacias subandinas dos Andes Centrais e Norte (Hurtado *et al.,* 2018; Louterbach *et al.,* 2018; Hermoza *et al.,* 2005), além de incursões vindas do Oceano Atlântico Sul nas bacias dos Andes Centrais e Sul (Louterbach *et*

al., 2014).

O período inicial do Eoceno (~56-47 Ma), de modo geral, foi um perído de maior quiescência tectônica andina, resultando em menor soerguimento dos Andes e preenchimento constante das bacias subandinas. Isso causou a regressão do mar nessas bacias e a geração de um sistema fluvial subandino na região ocidental da Bacia Amazônica (Hoorn *et al.,* 2010; figura 8A). Nesse período, as bacias da região leste da Bacia Amazônia (bacias do Solimões e Amazonas e Foz do Amazonas) recebiam sedimentos de terrenos cratônicos e faixas móveis Neoproterozoicas adjacentes (Figueiredo *et al.,* 2009; Gorini *et al.,* 2014) (figura 9A).

Apenas entre meados do Eoceno até o início do Oligoceno (~47-30 Ma), uma nova fase tectônica da Orogenia Andina promove o desenvolvimento dos Andes Centrais e do Norte, mais especificamente Cordilheira Ocidental do Peru e da Cordilheira Oriental do Equador e da Colômbia (Spikings *et al.* 2000; Roddaz *et al.,* 2010; Mora *et al,* 2010), o que causou uma consequente subsidência flexural de bacias adjacentes. Devido aos altos níveis do mar nesse período, essa subsidência promoveu transgressões marinhas e altas taxas de sedimentação na porção oeste da Bacia Amazônica (Miller *et al.,* 2020). Evidências dessas transgressões estão apontadas principalmente no registro sedimentológico das bacias subandinas equatorianas, colombianas e peruanas (Roddaz et al., 2010) (figura 9B). Após um novo período de quiêscência tectônica e preenchimento das bacias subandinas, uma terceira fase da Orogenia Andina se inicia no fim do Oligoceno (~25 Ma) durante a quebra da placa de Farallon (Martin-Gombojav & Winkler, 2008), e se estende até o início do Plioceno (~4.5 Ma) (Mora et al., 2010; Hoorn et al., 2010). Essa fase é subdivida em dois momentos: Oligoceno-Mioceno Inferior (25-16 Ma), Mioceno Médio-Plioceno (12-4 Ma).

No primeiro momento, houve intenso soerguimento dos Andes Norte e Central e forte subsidência das bacias subandinas adjacentes (Mora *et al.,* 2010; Hurtado *et al.,* 2018; Roddaz *et al.,* 2005). Apesar do nível do mar global estar mais baixo por conta da formação das calotas polares (figura 8), o espaço de acomodação gerado originou a um sistema paleoambiental fluvio-lacustre com eventuais influxos marinhos, denominado Pebas

Megawetland, ao longo da região ocidental da Bacia Amazônica (Hoorn et al., 2010) (Figura 9C). A altura das cadeias de montanhas dos Andes Centrais até então soerguidas já superava os 2 km nessa época (Sundell *et al.,* 2019), o que resultou no acúmulo de chuvas orográficas no flanco leste da cadeia Andina (Hoorn et al. 2010; Poulsen et al., 2010) e na contínua e intensa erosão da Cordilheira dos Andes durante o Mioceno Médio (16.0 a 11.6 Ma).

Ao longo do Mioceno Médio e Superior (16-10 Ma), ressalta-se a presença de evidências sedimentológicas e paleontológicas de incursões marinhas episódicas nas bacias subandinas peruanas a colombianas, e até na Bacia dos Solimões (Hoorn, 1993; Hoorn, 1994; Räsänen *et al.*, 1995; Hovikoski *et al.,* 2007; Linhares *et al.,* 2011; Boonstra *et al.* 2015; Medeiros *et al.,* 2019; Antoine et al. 2016; Linhares *et al.,* 2011; Jaramillo *et al.,* 2017, entre outros).

O segundo momento tectônico, entre 12 e 4 Ma, é marcado pela formação das Cordilheiras Orientais, além de maior crescimento do Altiplano, nos Andes Norte e Centrais (Mora *et al.,* 2010). Esse novo soerguimento, aliado às altas taxas de erosão desde o Mioceno Médio (Uba *et al.,* 2007), sobrecarregou o espaço de acomodação das bacias subandinas e estabeleceu um sistema paleoambiental plenamente continental a partir do Mioceno Superior (~9Ma) (figura 9D). A partir daí, os Arcos Gurupá e Purus deixaram de ser divisores de águas, possibilitando o estabelecimento do transcontinental Rio Amazonas na bacia amazônica (Figueiredo *et al.,* 2009; Hoorn *et al.,* 2017; van Soelen *et al.,* 2017). Destaca-se ainda, o soerguimento do Arco de Fitzcarrald durante o Plioceno (~4 Ma), estrutura geomorfológica que não apenas subdividiu o sistema de bacias de ante-país subandinas em duas regiões (norte e sul), mas reconfigurou drenagens locais e causou especiações de espécies de peixes e aves (Espurt *et al.,* 2007; Hubert *et al.,* 2003).

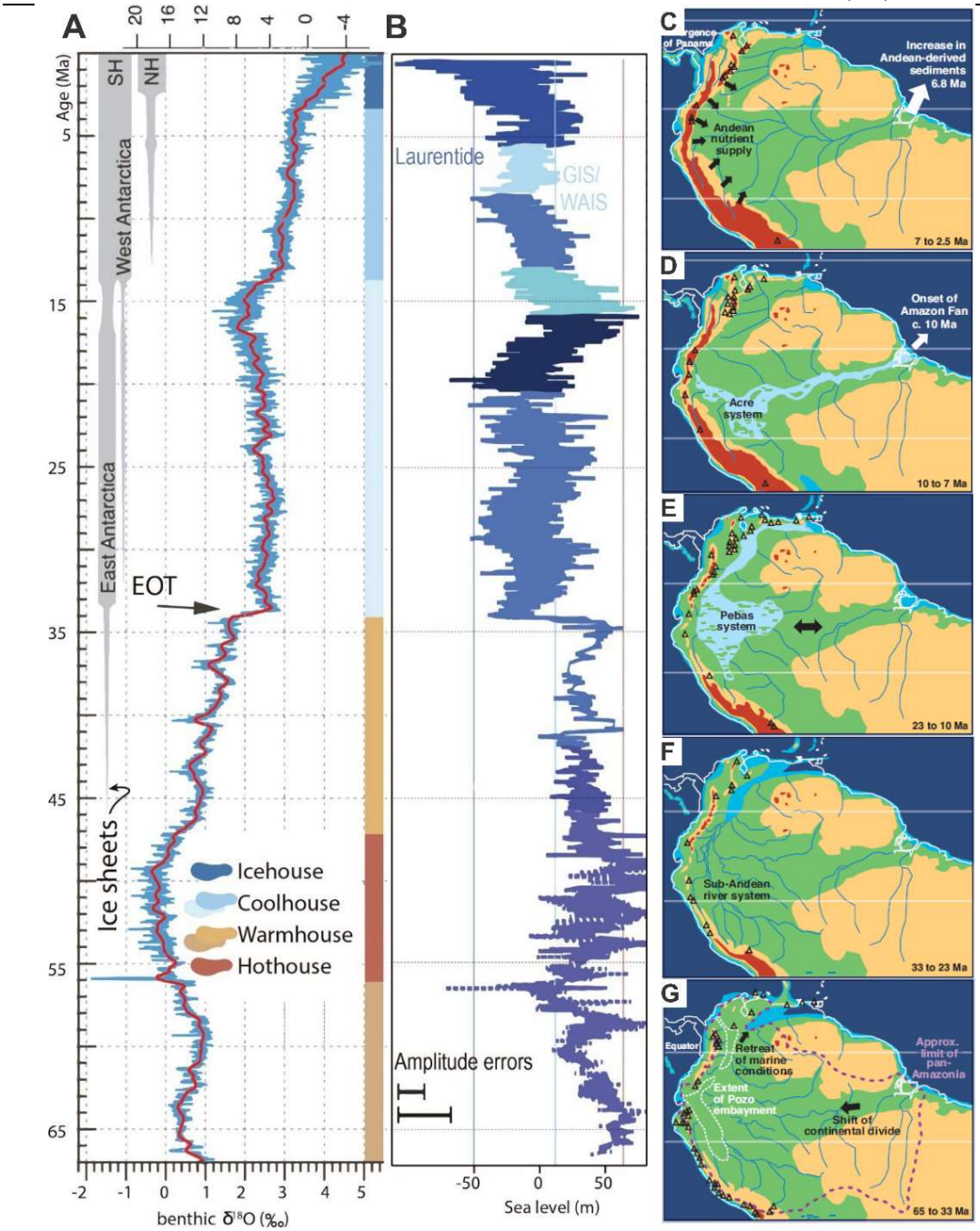


Figura 8. *A-B) Flutuação da temperatura e do nível dos oceanos durante a era Cenzoica (Miller et al., 2020; Westerhold et al. 2020). C-G) Reconstruções paleogeográficas das bacias sedimentares amazônicas durante o Paleógeno (66 Ma) até o início do Plioceno (~2.5 Ma). As incursões marinhas nas bacias subandinas no Mioceno ocorrem entre 17-11 Ma, quando o nível do mar e a subsidência das bacias são maiores. Modificado de Hoorn et al. (2010).*

2.2. Contexto geológico das bacias estudadas

2.2.1. Bacia do Acre

A Bacia do Acre localiza-se na região Norte do Brasil, entre os paralelos 6° S e 9° S e meridianos 72°30’ W e 74° W, na porção mais a oeste da região do Brasil. Em termos geográficos, ela se localiza nas proximidades da fronteira com o Peru (Cunha, 2007). Em termos geológicos, essa unidade geotectônica

constitui, desde o período Cretáceo, parte do sistema de bacias subandinas. A sua posição dentro do sistema ainda é discutida (Roddaz et al. 2005; Roddaz et al., 2010; Baby et al. 2018), podendo ser a parte final do foredeep ou o início do forebuldge (figura 10). Nesse cenário, a Bacia do Acre se conecta nos seus extremos norte/noroeste à Bacia de Marañon e os extremos sul/sudeste às bacias de Ucayali e Madre de Diós (Da Silva et al. 2003; Cunha, 2007). Por outro lado, a delimitação na porção leste da Bacia do Acre ainda é motivo de discussão (Oliveira, 1994; Cunha, 2007; Zamora & Gil, 2018; De Oliveira & Vidotti, 2023), mas os dados geofísicos magnetmétricos mais atuais sugerem que o Arco de Iquitos seria o forebuldge do sistema subandino, se extendendo desde as bacias subandinas a norte até a borda leste da Bacia do Acre. De modo mais interno, há ainda uma divisão mais recente da Bacia do Acre com base em dados geofísicos gravimétricos e magnetométricos, sugere que há diferenças na profundidade do embasamento e suceptibilidade magnética dentro da bacia, separando-a em duas sub-bacias: Divisor (norte) e Xapurí (sul) (De Oliveira & Vidotti, 2023, figura 9).

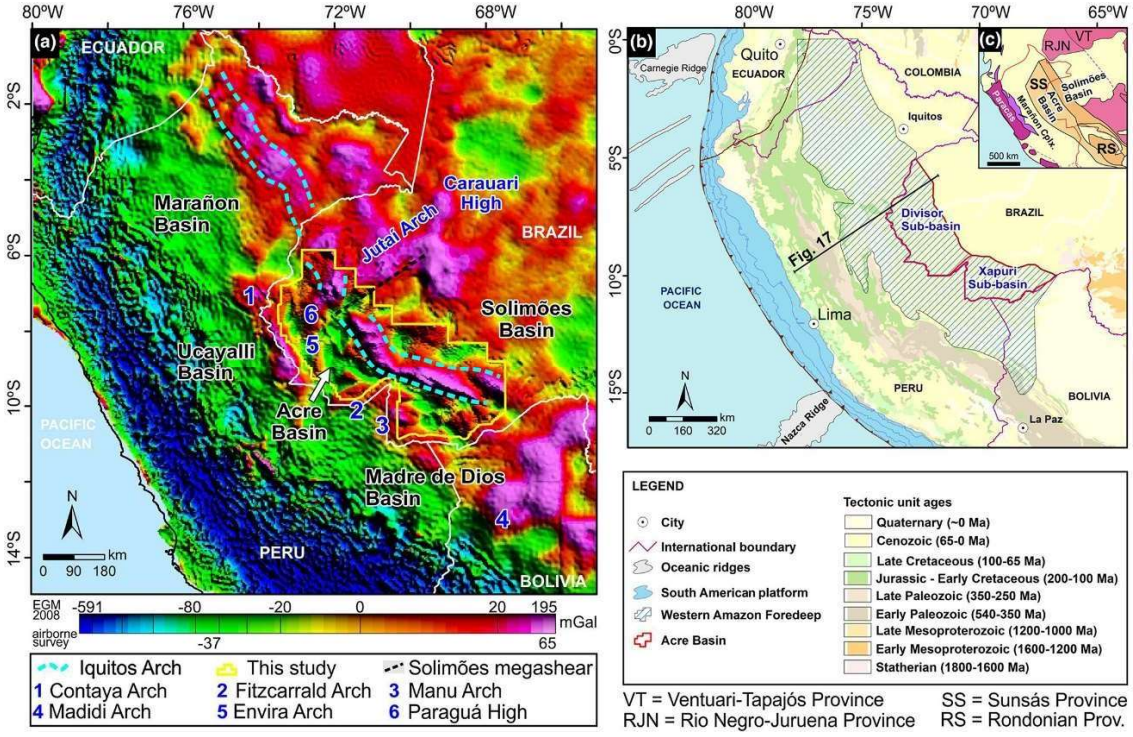


Figura 9. *(a) Configuração regional da Bacia do Acre mostrando a extensão do Arco de Iquitos desde a Bacia do Marañon, limitando a Bacia do Acre a leste em relação à Bacia do Solimões, e os altos e arcos estruturais que a limitam a oeste em relação às bacias subandinas (De Oliveira & Vidotti, 2023); (b) Posição da Bacia do Acre e suas sub-bacias em relação à Foredeep Amazônica Ocidental, instalada na região em decorrência do avanço da orogenia andina a partir do Neógeno (modificado de De Oliveira & Vidotti, 2023). (c) Principais províncias geocronológicas no oeste do Cráton Amazônico, com proposta de extensão do domínio Sunsás em direção à Bacia do Acre (De Oliveira & Vidotti, 2023; modificado a partir de Cordani et al.,*

2000).

A divisão entre essas sub-bacias ocorre na porção centro-sul da Bacia do Acre, e ela é delimitada pela presença de um alto estrutural, identificado apenas por dados gravimétricos, chamado Arco de Fitzcarrald (De Oliveira & Vidotti, 2023). Essa feição estrutural de orientação geral SW-NE afeta a Cordilheira Andina e gera uma barreira geomorfológica que limita a conexão entre as bacias de Ucayali e Madre de Dios (Roddaz et al. 2010). Além disso, o Arco de Fitzcarrald opera como um divisor de águas entre as Bacias de Madre de Dios e Ucayali, assim como um vetor de especiação da biota entre essas bacias (Roddaz et al., 2005; Hoorn et al., 2010). Nessa região, observa-se que as drenagens tendem a seguir a orientação do Arco e escoar das duas bacias subandinas em direção à Bacia do Acre.

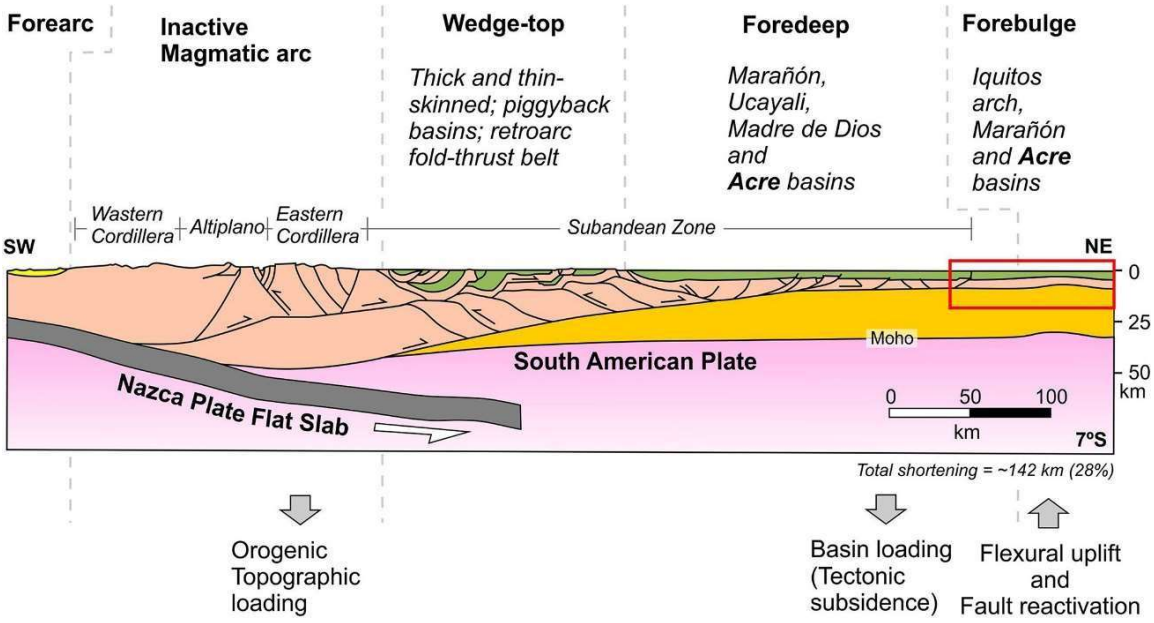


Figura 10. *Seção geológica de subsuperfície balanceada dos Andes Centrais (De Oliveira & Vidotti, 2023; modificado depois de Baby et al., 2018; Eude et al., 2015; Horton, 2018b), mostrando a configuração tectônica da margem oeste da América do Sul e o sistema de bacias foreland-retroarco com ênfase na Bacia do Acre.*

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Acre, resumido na figura 11, contém as seguintes fases: i) fase Rift (Paleozoico): esforços extensivos promovem a abertura da bacia como uma bacia intracratônica durante os estágios iniciais de separação das margens do continente Gondwana e rifteamento da placa Sul-Americana (Wanderley-Filho et al. 2010; Oliveira, 1994). Algumas interrupções da deposição e erosão das camadas basais podem ocorrer por exposição subaérea durante eventos compressivos da Orogenia Fammatiniana. As unidades geológicas depositadas nesse momento são

observadas apenas na sub-bacia Divisor e não na Xapurí; ii) fase pós-rift 1 (Triássico-Jurássico): quebra da Pangea impulsionou novos eventos tectônicos distensivos que afetaram a Bacia do Acre e geraram mais espaço de acomodação. No entanto, a deposição sedimentar se intensificou durante o período de subsidência termal da bacia (agora do tipo sag). A deposição é interrompida por um forte evento tectônico, denominado Diastrofismo Juruá, que promove a inversão e soerguimento da bacia, propiciando a erosão de centenas/milhares de metros de sedimentos e estabelecendo uma superfície erosiva entre a sequência Juro-Triássica e a Cretácea da Bacia do Acre. Esse evento está diretamente relacionado com a deformação regional por cisalhamento simples causada pelo rearranjo dos Crátons das Guianas e Amazônico (Caputo, 2014); iii) fase pós-rift 2 (Creáceo-Plioceno): no período de quiescência do Diastrofismo Juruá, há o início da deposição da formação Moa, no início do Cretáceo. Essa deposição é afetada pelo início das colisões entre as placas Sul-Americana e de Nazca, as quais começam a controlar a subsidência flexural das bacias subandinas e adjacentes. A partir desse momento, a Bacia do Acre finalmente se integra ao Sistema de Bacias de Antepaís Retroarco da Cordilheira dos Andes. Desse modo, os ambientes deposicionais e as taxas de deposição das unidades cretáceas e neógenas da bacia estão intimamente relacionadas à evolução tectônica-estrutural andina (Oliveira, 1994; Marín & Zaluaga, 1994; Oliveira, 2023).

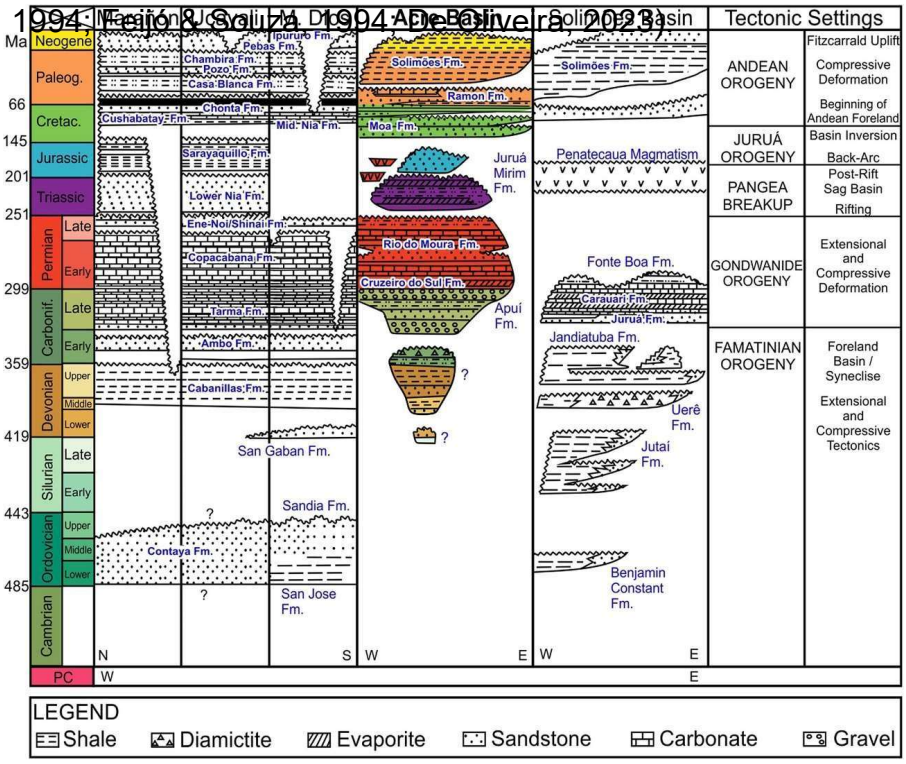


Figura 11. *Correlação cronoestratigráfica entre as bacias sub-andinas e as bacias brasileiras amazônicas ocidentais, com ênfase na Bacia do Acre (De Oliveira & Vidotti, 2023; modificada after Baby et al., 2018; Cunha, 2007; Wanderley Filho et al., 2010).*

2.2.1.1. Formação Solimões

No fim do Oligoceno, aproximadamente entre 27 e 25 Ma (Martin-Gombojav & Winkler, 2008), a quebra da placa de Farallon e nova subducção da placa de Nazca iniciou a fase Quéchua III da Orogenia Andina, ocasionando o soerguimento da porção central dos Andes e o início da transição de um sistema fluvial subandino para um sistema fluvio-lacustre com influxos marinhos episódicos, denominado *Megawetland Pebas System*, nas bacias subandinas e na Bacia do Acre (Roddaz et al. 2005; Hoorn et al. 2010; figuras 12A). Os sedimentos da Formação Solimões iniciam sua deposição durante a transição dos sistemas acima (Hoorn, 1993; Linhares et al. 2014; 2017) e continuaram esse processo ao menos até o Mioceno Superior, segundo datações relativas provindas de análises de biozonas palinológicas (idade de deposição estimada entre 11,61-7,25 Ma; Silva et al., 2004; Latrubesse et al., 2007).

No período de deposição dessa unidade, o contexto de evolução dos paleoambientes na região central dos Andes e da bacia amazônica ocidental é dinâmico (Figura 12). No estabelecimento do sistema fluvio-lacustre denominado Pebas (Hoorn et al. 2010), as paleodrenagens que abasteciam o sistema eram constituídas por rios cratônicos e andinos (Roddaz et al., 2005; Horbe et al., 2019). Ao longo do Mioceno Superior, entre 10-7 Ma, eventos tectônicos nos Andes Centrais promulgaram uma mudança na configuração das paleodrenagens durante o processo de estabelecimento do rio Amazonas (figura 12B e 12 C; Hoorn et al., 2010). Nesse processo, a deposição da Formação Solimões tem maior influência de rios andinos do que cratônicos.

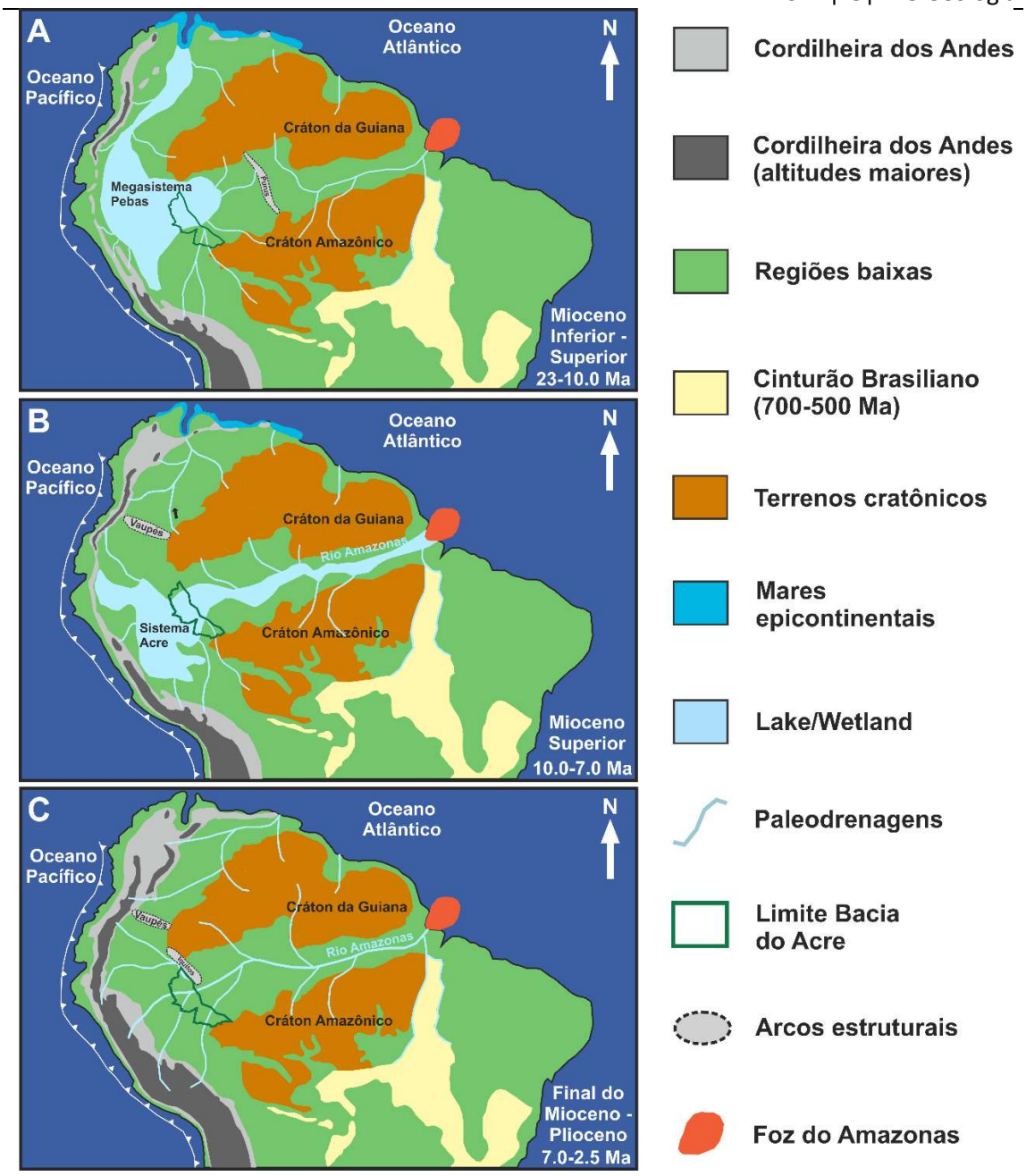


Figura 12. *Reconstrução dos cenários paleogeográficos no sistema de bacias subandinas e de bacias amazônicas subdjacentes durante o início do Mioceno (A) até o final do Plioceno (C), modificado de Hoorn et al. (2010). A deposição da Formação Solimões provavelmente ocorreu até o fim do Mioceno (~5.3 Ma), ou seja, durante a dinâmica mudança de paleoambientes deposicionais da Bacia Amazônica..*

Em termos litológicos, a Formação Solimões é constituída basicamente por folhelhos e siltitos cinza-esverdeados intercalados com bancos de arenito amarelados a avermelhados (calcrete, conglomerados polimíticos, níveis de fósseis vegetais e animais subordinados), representando sedimentação em um ambiente lacustre alimentado por um sistema fluvial (Cunha, 2007). Sua idade máxima deposicional ainda é discutida, mas primeiras datações de U-Pb em sítios paleontológicos Niteroi, no Rio Acre, e Talismã, no Rio Purus, apontam

para uma idade de fim do Mioceno Médio a Mioceno Superior (11-8 Ma; Bissaro-Júnior et al., 2019).

Um assunto ainda em debate sobre essa unidade geológica é a presença ou não de incursões marinhas. Até então, múltiplos trabalhos apresentam evidências paleontológicas (dentes de tubarão e arraias em associação com foraminíferos plantônicos) e sedimentológicas (estruturas oscilatórias de maré heterolíticas) na Formação Solimões da Bacia dos Solimões e em unidades cronocorrelatas de bacias subandinas, indicando a presença de incursões de curto prazo, cerca de 1-2 Ma, provavelmente provindas da região do Caribe (ex.: Hoorn et al. 1993; Parra et al. 2009; Roddaz et al. 2010; Linhares et al. 2014, 2017; Jaramillo et al., 2017). No entanto, na Bacia do Acre em específico, ainda não há provas sobre a existência de ambiente marinho nesse período geológico. As possíveis evidências identificadas foram estratificações heterolíticas inclinadas de regime de meso-maré, as quais foram interpretadas como de ambiente costeiro (Räsänen et al., 1995) ou deltaico/estuarino intercalado com depósitos continentais (Hovikoski et al., 2007a). Porém, Latrubesse et al. (2007) reinterpretaram os afloramentos e espécies descritos por Räsänen et al. (1995) e Hovikoski et al. (2007a) como depósitos de ambientes continentais (aluvionar e fluvial com lagos e pântanos dispersos), onde as variações sazonais do nível de água ocasionariam as feições heterolíticas inclinadas, e identificaram apenas espécies de ostracodes, moluscos e peixes de água doce, condizendo com a sedimentação em ambiente fluvial esperada para o topo da Formação Solimões no Neomioceno (Linhares et al., 2014, 2017). Sendo assim, icognitas a respeito da existência, fonte, extensão e tempo de residência das incursões marinhas na Bacia do Acre no Mioceno persistem até os dias atuais.

2.2.2. Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe é uma bacia sedimentar do tipo interior marginal situada na região do Nordeste do Brasil, abrangendo territórios dos Estados de Ceará, Pernambuco, Piauí. Essa bacia está geologicamente localizada entre duas importantes zonas de cisalhamento pré-cambrianas da Província Borborema (lineamentos de Patos e Pernambuco), as quais sofreram reativação durante o Mesozoico (Brito Neves et al., 2000; figura 13).

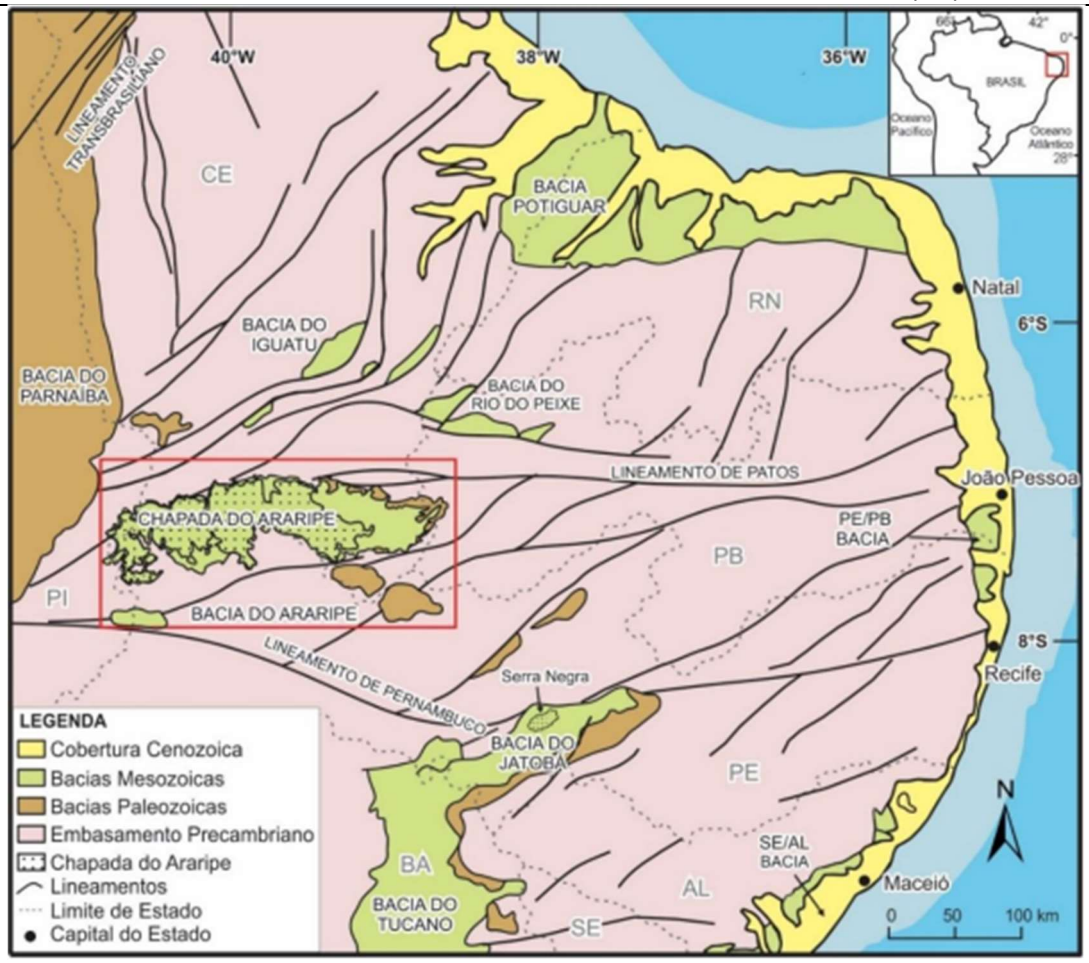


Figura 13. *Mapa de localização das bacias interiores do Nordeste, focando na Bacia do Araripe (Custódio, 2017; modificado de Assine,1990).*

A evolução da bacia se divide em quatro sequências principais: pré-rifte, rifte, pós-rifte I e pós-rifte II (figura 14). Antes mesmo do estágio pré-rifte, houve a deposição da Fm. Vale do Cariri entre o Ordoviciano Superior e o Devoniano Inferior na região rebaixada do Vale do Cariri (porção leste da Bacia do Araripe). Essa unidade é correlacionável com o Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba (Assine, 1994; Ponte & Ponte Filho, 1996).

Apenas no Jurássico Superior, a seqüência formada no contexto do estágio pré-rifte é caracterizada por um período de subsidência mecânica produzida por estiramento litosférico visco-elástico e deposição das Formações Brejo Santo e Missão Velha. Tal processo foi responsável pela formação da Depressão Afro-Brasileira, uma imensa área topograficamente deprimida que se estendia do sul da Bahia até regiões tão setentrionais como a da Bacia do Araripe (Garcia e Wilbert, 1995; Assine, 2007).

O estágio rifte ocorre no Neocomiano, um período de esforços tectônico de distensão regional NW-SE auxiliaram na formação de *horsts* e grábens de

direção NE, ampliando o espaço de acomodação da porção leste da bacia e favorecendo a formação dos depósitos fluviais entrelaçados e lacustres rasos da Formação Abaiara. Estratos com estratificação cruzada recumbente e dobras convolutas são evidências de tectonismo contemporâneo à sedimentação (Matos, 1992; Assine, 2007).

No estágio pós-rift I, eventos tectônicos neojurássicos-eocretáceos que resultaram na fragmentação do supercontinente Gondwana e abertura do oceano do Atlântico Sul causaram a abertura das porções lestes e oeste da Bacia do Araripe por meio de falhas de direção NE e WNW. Essa distensão da bacia permitiu a deposição das unidades que compõe o Grupo Santana em um contexto de transgressões marinhas em escala regional nas bacias interiores do Nordeste do Brasil (Assine, 1990, 2007; Matos, 1992; Ponte & Ponte Filho, 1996).

Por fim, no período Eocretáceo, o estágio pós-rifte II é caracterizado pela deposição dos sedimentos aluvionares da Formação Araripina e sedimentos fluviais da Formação Exu respectivamente. Os truncamentos internos e as deformações identificados na Formação Araripina sugerem uma tectônica sindeposicional de idade mesoalbiana, a qual afetou também estratos sotopostos do Grupo Santana (Assine, 2007). Este evento tectônico não se prolongou com a mesma intensidade até a sedimentação da Formação Exu, já que esta se apresenta muito menos deformada. Isso se deve a uma mudança no regime de esforços no interior do Nordeste, decorrente da mudança do pólo de rotação da deriva dos continentes africano e sul-americano, datada em cerca de 106 Ma (Rabinowitz & Labrecque, 1979; Assine 2007).

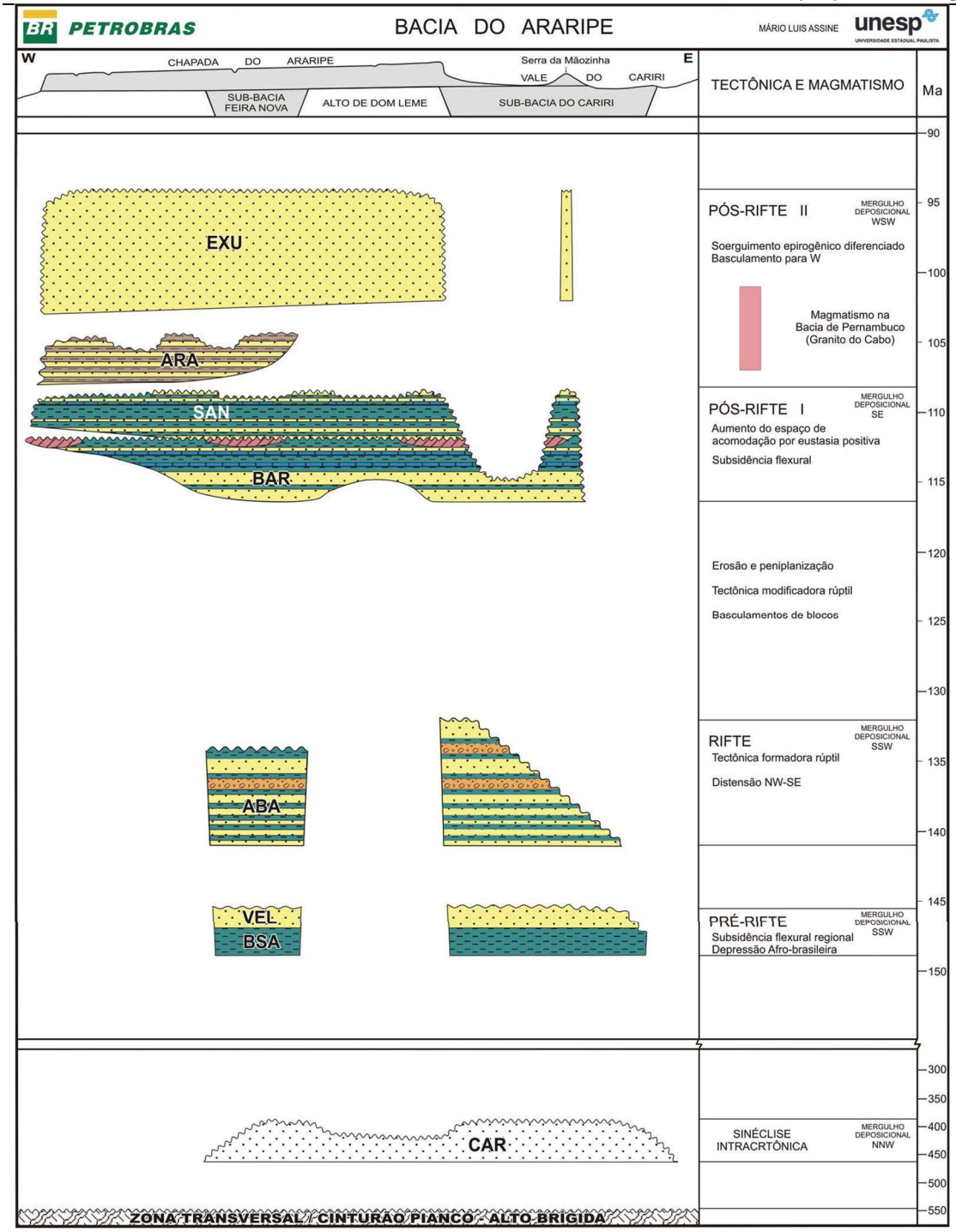


Figura 14. *Carta estratigráfica da Bacia do Araripe, mostrando os estágios evolutivos da bacia e as unidades geológicas depositadas em cada estágio (modifcado de Assine, 2007).*

2.2.2.1. Grupo Santana

O Grupo Santana é uma unidade geológica que marca a deposição da megassequência pós-rifte I na Bacia do Araripe durante o período Eocretáceo resultado de uma residência flexural térmica da bacia (Assine et al., 2014). Evidente em seções sísmicas, esse grupo se encontra ao longo de quase toda a extensão da bacia, destaca-se por estar em discordância angular com a fase rifte, discordância litológica com o embasamento Pré-Cambriano e discordância

erosiva com a segunda fase pós-rifte (Assine et al., 2014). As unidades dessa megassequência afloram nas escarpas e sopé da Chapada do Araripe, a qual delimitada por escarpas de erosão íngremes de topo plano e com mergulho suave para oeste (Morales e Assine, 2015).

A nomenclatura e as divisões dessa unidade sofreram modificações ao longo de cinco décadas (Beurlen, 1962,1963; Ponte & Appi, 1990; Assine, 1992; Neumann, 1999; Assine, 2007; Assine et al., 2014). Atualmente, a divisão mais utilizada atualmente é subdivisão do grupo em quatro unidades menores: Formação Barbalha, Formação Crato, Membro Ipubi e Formação Romualdo (Assine et al., 2014; figura 15).

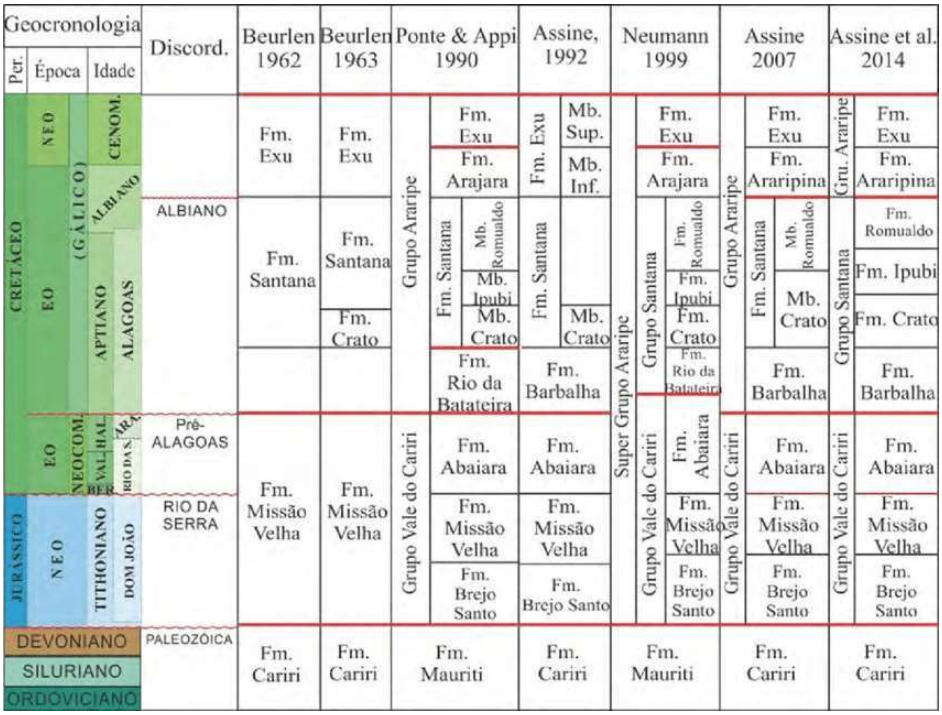


***Figura 15**. Evolução da divisão estratigráfica das unidades geológicas que compõe a Bacia do Araripe entre 1962 aos dias atuais (Fambrini et al. 2020). Nota-se como a proposição para o Grupo Santana ocorreu apenas no trabalho de Assine et al. (2014).*

Dois temas ainda são discutidos nos trabalhos atuais sobre essa unidade: sua idade deposicional e a duração e a origem das transgressões marinhas durante a deposição sedimentar. Como citado anteriormente, essa unidade depositou-se em um contexto de transgressões marinhas em escala regional. A entrada da transgressão ainda é uma questão debatida, mas imagina-se que essa tenha ocorrido pelo oceano Atlântico Sul Equatorial (Arai & Coimbra, 1990; Arai et al., 2004) ou Meridional (Assine et al., 2014; Custódio, 2017). Já sobre a idade deposicional absoluta do Grupo Santana, a cronoestratigrafia anterior era

baseada em biozonas definidas com base em ostracodes terrestres (Formação Barbalha; Hashimoto et al., 1987) ou palinomorfos (Formação Romualdo; Regali, 1974; Coimbra et al., 2002; Rios-Netto et al., 2012) e apontava para idades do neoaptiano-eoalbiano (115-112 Ma). Entretanto, Lúcio et al. (2020) realizou estudos mais recentes com datações absolutas de Re-Os em matéria orgânica do Membro Ipubi e demonstrou que a idade dessa unidade seria do neobarremiano-eoaptiniano (123 ± 3.5 Ma). Dessa maneira, a idade do Grupo Santana seria mais antiga do que a previamente proposta nos trabalhos anteriores. Entretanto, falta ainda argumentos cronoestratigráficos baseados em macrofósseis marinhos diagnósticos de idade e/ou camadas de origem vulcânica para certificar a melhor idade de deposição.

2.2.2.2. Formação Romualdo

A Formação Romualdo é identificada em toda a a extensão da Chapada do Araripe. Sua base é marcada por conglomerados de origem aluvial e arenitos finos a grossos de origem costeira em discordância erosiva sobre as fácies evaporíticas da Formação Ipubi ou as fácies calcárias da Formação Crato (Assine, 2007; Fig. 3). A associação de fácies acima indica que o início da deposição sedimentar da Formação Romualdo ocorreu durante um trato de sistema de mar baixo (Custódio, 2017).

Sobre os conglomerados e arenitos, ocorrerem intercalações de arenitos finos e folhelhos esverdeados a pretos (calcíferos e fossilíferos) com eventuais calcários nodulares associados, caracterizando fácies heterolíticas. Clastos de filmes e clastos de argila presentes nos foresets e entre os sets são interpretados como barras de canais de maré (Assine et al., 2014). Acima das camadas heterolíticas, destacam-se intervalos de folhelhos cinza-escuros a pretos, ricos em matéria orgânica, caracterizados pela presença de concreções carbonáticas fossilíferas, portadoras de rica paleoictiofauna considerada marinha (Fara et al., 2005), dinocistos (Arai e Coimbra, 1990; Coimbra et al., 2002) e foraminíferos miliolídeos (Dias-Brito et al., 2015b). As caraterísticas dessas fácies aponta para uma deposição sedimentar em paleoambiente influenciado por provável incursão marinha durante trato de sistema transgressivo (Custódio, 2017).

Mais especificamente no afloramento Sobradinho, Bom et al. (2021) interpretaram uma variação de salinidade não-marinha e salobra, além de dois

intervalos de incursão marinha, ao longo da seção geológica por meio de análises geoquímicas (V/Cr, Sr/Ba e S/COT). Nos períodos de mais baixa salinidade, o paleoclima era mais úmido, e assim, interpretou-se que o paleoambiente deposicional era alimentado não apenas por águas marinhas, mas por contribuição fluvial provinda do intemperismo e erosão das rochas da Província Borborema. Essa mistura fortaleceu a estratificação das águas locais e a preservação de matéria orgânica no substrato em condições subóxicas para anóxicas, como demonstrado pela maior concentração de metais traço nos sedimentos, e a formação de concreções carbonáticas (Bom et al. 2023). Essas mudanças drásticas de salinidade e condições redox causaram uma forte mortandade de peixes e outros microfósseis, os quais foram excelentemente preservados pelas concreções precipitadas no substrato (Martill, 1988; Martill et al., 2008). A presença de ostracodes tipicamente continentais, mas tolerantes a águas salobras (Antonietto et al., 2012), associados com dinocistos, radiolários e foraminíferos plantônicos reforçam a mistura de águas continentais e marinhas para dentro da Bacia do Araripe. Já no afloramento Mãozinha, as camadas de folhelhos mais superiores desse intervalo apresentam níveis de gastrópodes, horizontalmente orientados, e bivalves tipicamente marinhos do gênero *Bakevellida*, demonstrando o aumento de energia nesse ambiente provavelmente causado pelo recuo do nível do mar (Rodrigues et al. 2020). Desse modo, os dados sedimentológicos, geoquímicos e paleontológicos indicam um paleoambiente deposicional transicional, provavelmente do tipo lagunar, durante a deposição dos folhelhos da Formação Romualdo (Bom et al. 2021; Araripe et al., 2022).

Na parte mais superior da Formação Romualdo, encontra-se sobre os folhelhos camadas de calcários bioclásticos, muitas vezes coquinas, e arenitos finos a médios com estratificações cruzadas acanalas a sigmoidais. Os calcários bioclásticos têm espessuras centimétricas a decimétricas e são portadoras de acumulações de fósseis de invertebrados, tais como gastrópodes (turritelídeos), bivalves e equinoides. A presença de representantes inequívocamente marinhos, como os equinoides, confirma a ingressão marinha na bacia (Beurlen, 1966, 1971; Assine et al., 2014; Rodrigues et al., 2020; Varejão et al., 2025). No afloramento Santo Antônio, há uma datação U-Pb em dentina de peixes de

origem marinha desse intervalo, indicando uma idade de 100.5 ± 7.5 Ma (período Albiano/Cenomaniano; Barreto et al., 2022). A maior parte dos arenitos corresponde a depósitos de tempestitos, interpretados como lag residual e depósito de sufocamento (Sales, 2005) ou lags residuais sobre superfície de ravinamento depositados em tratos de sistema de mar alto (Assine, 2007; Custódio, 2017).

2.3. Métodos de investigação

Os métodos, ou *proxies*, geoquímicos e isotópicos utilizados na presente tese serão divididos e apresentados abaixo em dois grupos: métodos de condições paleoambientais e métodos de proveniência sedimentar.

2.3.1. Métodos de condições paleoambientais

2.3.1.1. Isótopos estáveis (características gerais)

Isótopos estáveis são espécies químicas do mesmo elemento que possuem quantidade de nêutrons diferentes e não passam por decaimento radioativo detectáveis (ex: ^{1}H e ^{2}H e ^{3}H). A quantidade de nêutrons possui relação direta com a massa atômica de cada espécie e a sua energia potencial de ligação dos isótopos com átomos de outros elementos (ex: as moléculas de $H_2{}^{18}O$ possuem maior energia potencial que as de $H_2{}^{16}O$; figura 16).

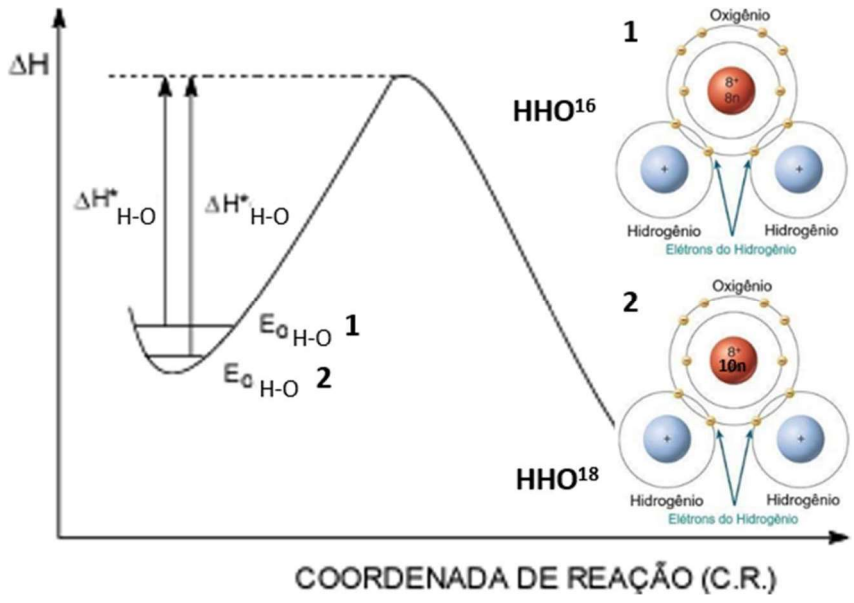


***Figura 16**. Gráfico de energia potencial em moléculas de água com isótopos de oxigênio distintos. Vide como a molécula com o isótopo mais leve possui menos energia do que a com o isótopo pesado (modificado de Faure, 1986).*

Essas características fazem com que processos físico-químicos ou biológicos naturais e artificiais causem mudanças nas abundâncias relativas dos

isótopos entre reagentes e produtos de determinadas reações. Esses processos de fracionamento isotópico ocorrem comumente por efeito cinético promovido pelas reações ou pelas trocas isotópicas de equilíbrio ou termodinâmicas entre diferentes tipos de reservatórios isotópicos (ex: atmosfera e hidrosfera). Os processos de fracionamento isotópicos mais específicos de cada elemento serão explorados nos subtópicos subsequentes.

A análise da composição isotópica em uma amostra é expressa pela divisão entre a razão isotópica (isótopo pesado / isótopo leve) medida na amostra e a mesma razão de um padrão externo de valor pré-estabelecido. A relação entre as duas razões é estabelecida por meio do uso da notação δ, expressa em partes por mil (‰) (Eq. 2). O valor padrão utilizado para carbonatos é o VPDB (Pee Dee Belemnite), baseado em um fóssil de Belemnitella americana do Cretáceo da formação Pee Dee na Carolina do Norte, EUA (Craig, 1957; Wefer et al., 1999).

$$\delta_{amostra} = [(R_{amostra}/R_{VPDB}) - 1] * 10^3$$

Equação 1. *Relação entre a razão isotópica da amostra e do padrão VPDB expressa na notação δ. R é a representação da razão isótopo leve sobre isótopo pesado descrita no texto.*

Resultados positivos obtidos na equação acima denotam que a amostra é mais enriquecida no isótopo pesado do que o padrão de referência. Por consequência, resultados negativos apontam para um enriquecimento no isótopo leve da amostra em relação ao padrão de referência.

2.3.1.2. Isótopos estáveis de carbono

O carbono, elemento não metal e 4º mais abundante em todo o Sistema Solar, está presente tanto no manto e quanto em muitas esferas (litosfera, bioesfera, hidroesfera e atmosfera) do planeta Terra. O seu pequeno raio atômico e sua afinidade química com outros átomos faz com que o carbono seja versátil e tenha facilidade de formar polímeros sob as diversas condições de temperatura. Logo, o carbono é constituinte de compostos orgânicos e hidrocarbonetos em ambientes redutores, está dissolvido na forma de dióxido de carbono, íons de carbonato e bicarbonato em meios aquosos, além de ser encontrado na forma nativa em diamantes e grafite (Faure, 1986). Este elemento possui um isótopo radiogênico (^{14}C) e dois isótopos estáveis: ^{12}C, o mais leve e abundante (98,89%), e ^{13}C, o mais pesado e raro (1,11%; Hoefs, 1987).

Quanto ao fracionamento isotópico, os isótopos de carbono participam das

mesmas reações químicas, mas por terem massas diferentes, reagem em taxas diferentes por conta do efeito cinético. Na fotossíntese, por exemplo, as plantas tendem a discriminar o isótopo mais pesado em favor do mais leve na assimilação de CO_2. Sendo assim, os produtos gerados no processo assimilam mais o isótopo ^{12}C e ficam isotopicamente mais leves em relação a atmosfera ou meio aquoso (Clark & Fritz, 1997; Killops & Killops, 2005). No entanto, é importante ressaltar que a intensidade do fracionamento durante o processo de fotossíntese é variável, pois depende de propriedades bioquímicas das enzimas de fixação primária do CO_2 atmosférico e da limitação à difusão desse gás nas folhas (Freitas et al., 2002). As plantas terrestres, por exemplo, podem ser divididas em dois grupos principais: C3 e C4. Nas plantas tipo C3, o CO_2 atmosférico é convertido em fosfoglicerato ($C_3H_7O_7P$) pela enzima RUBISCO (ribulose 1,5-bifosfato carboxilaseoxigenase), que fortemente discrimina o $^{13}CO_2$. Já nas plantas de fotossíntese C4, o CO_2 atmosférico é convertido em ácido aspártico ($C_4H_7NO_4$) ou málico ($C_4H_6O_5$) pela enzima PEP-carboxilase (fosfoenolpiruvato carboxilase), que discrimina mais discretamente o $^{13}CO_2$. A diferença do fracionamento cinético enzimático faz com que os valores de $^{13}C/^{12}C$ das plantas C4 sejam maiores que os das plantas C3 (Freitas et al., 2002; Freitas, 2020).

Um outro tipo de fracionamento ocorre durante a troca isotópica entre a atmosfera e meios aquosos, já que o ^{13}C é mais solúvel que o ^{12}C. Sendo assim, de modo geral, há uma tendência de enriquecimento da água no isótopo ^{13}C relativamente ao ^{12}C (Faure, 1986). A temperatura da superfície da água do mar, a velocidade da reação de troca de CO_2 e o tempo de residência do carbono das águas na interface oceano-atmosfera são fatores relevantes que podem variar a intensidade de francionamento (Lynch-Stieglitz et al. 1995, Mulitza et al. 1999).

Esses mecanismos de fracionamento são observados em processos físico-químicos e biológicos em ambientes marinhos e continentais, afetando os ciclos do carbono de longo e curto prazo. No ciclo de curto prazo (período de 1 a 100.000 anos), os processos mais comuns são:

- Biológicos: fotossíntese, respiração e calcificação de exoesqueletos,
- Químicos: remineralização de matéria orgânica, troca iônica na interfácie água-ar e precipitação de carbonato

- Geológicos: erupção vulcânica local

Esses processos alteram os sinais de $\delta^{13}C$ da água e do material precipitado localmente. Tomando como exemplo os oceanos, quanto maior a produtividade biológica na zona fótica, maior a biomassa e a razão isótopica $^{13}C/^{12}C$ no carbono inorgânico dissolvido (DIC) por meio da fotossíntese dos produtores primários e, consequentemente, maiores os valores de $\delta^{13}C$ da água. É importante ressaltar que eficiência do fracionamento por produtividade biológica (também chamado de “bomba biológica”) é controlada pela dinâmica de nutrientes providos de fluxos fluviais, zonas de ressurgência ou mistura de águas oceânicas (Wefer et al., 1999). Por outro lado, no fundo oceânico, a remineralização da matéria orgânica tende a aumentar a razão $^{13}C/^{12}C$ da matéria orgânica residual, liberando compostos de carbono isotopicamente mais leves que são incorporados ao DIC das águas de fundo (Scholle & Arthur, 1980; Mitchell et al.1996). Ainda no fundo oceânico, eventos vulcânicos subaquosos podem inserir material de diferente composição isotópica, mudando a assinatura isotópica do DIC da água local ou regionalmente.

Outro fator relevante de se considerar nos oceanos é o efeito da saturação de carbonato na água na calcificação de exoesqueletos e precipitação de carbonato no fundo oceânico. A maior saturação de carbonato gera alterações na taxa de precipitação e um consequente fracionamento cinético. Isso faz com que preferencialmente os isótopos mais leves se concentrem nas estruturas cristalinas dos minerais carbonáticos ao invés dos mais pesados. A saturação de carbonato, por sua vez, é altamente dependente da temperatura, pressão e pH do ambiente marinho (Takahashi et al., 1980; Gerhardt & Henrich, 2001; Souza et al., 2017; figura 17).

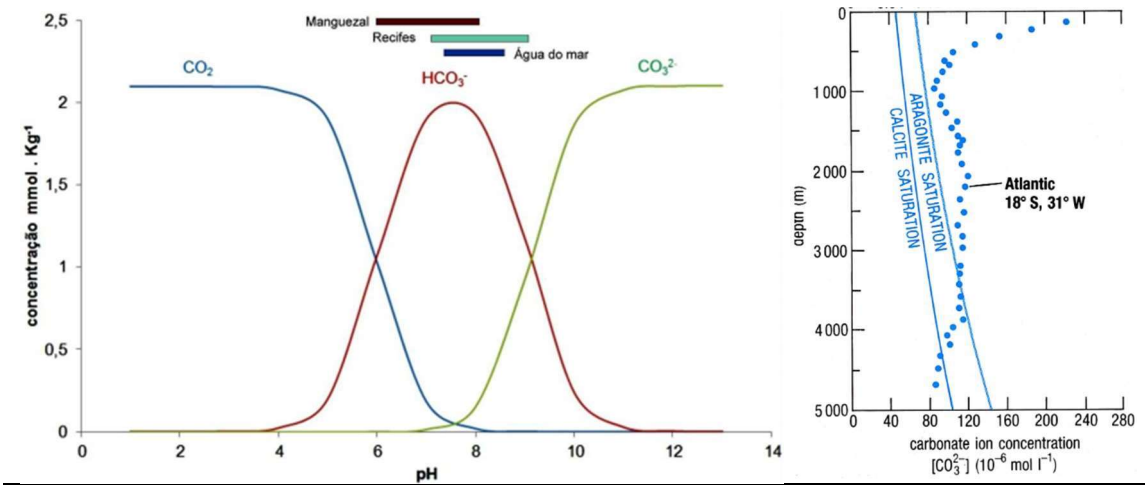


Figura 17. *Gráfico da concentração das espécies químicas de DIC versus pH da agua de diferentes ambientes (esquerda; Souza et al., 2017) e gráfico de concentração de íons de carbonato versus a profundidade da coluna de água (direita; Gerhardt & Henrich, 2001). Vide como os carbonatos só se saturam quando o pH da água está abaixo de 9, a pressão em profundidade é maior e a temperatura é menor.*

Já em ambientes continentais, a sazonalidade dos períodos chuvosos, o grupo de plantas associadas ao ambiente e a variação da taxa de desgaseificação de CO_2 são fatores que causam o fracionamento dos isótopos de carbono a curto prazo nos meios aquosos. A taxa de desgaseificação de CO_2 exige reequilíbrio isotópico do sistema água-atmosfera e tende a enriquecer a água em ^{13}C, e o desenvolvimento das plantas em diferentes períodos do ano são vetores para a variação dos valores de $\delta^{13}C$ dos corpos aquosos (Usdowski & Hoefs, 1990; Luz et al., 1997; Barkan et al., 2001) a curto prazo. Por outro lado, plantas C3 e C4 têm preferencias isotópicas distintas e podem causar indiretamente aumento ou redução, respectivamente, dos valores de $\delta^{13}C$ da água. Nesses casos, parâmetros sobre a troca de isótopos entre o CO_2 atmosférico e o DIC da água (Deirmendjian & Abril, 2018 e referências internas), acúmulo e degradação de matéria orgânica (Scholle & Arthur, 1980; Samanta et al. 2015, entre outros) e o transporte de carbono inorgânico do solo no fluxo de aquíferos (Monger et al. 2015 e referências internas) são fundamentais para a dinâmica da composição isotópica das águas superficiais.

Essas mudanças na composição das águas continentais e marinhas citadas acima refletem nas variações de $\delta^{13}C$ dos registros geológicos carbonáticos ao longo do tempo geológico, caso os processos sejam persistentes ou ocorram em escala regional (figura 18). Por exemplo, eventos vulcânicos regionais do fim do Paleoceno no contato Índia-Ásia injetam CO_2 com valores de $\delta^{13}C$ mais negativos que o da atmosfera. Essa mudança é transmitida aos oceanos pela troca isotópica na interface atmosfera-superfície oceânica e, consequentemente, altera os valores de $\delta^{13}C$ dos foraminíferos que calcificam suas testas usando o DIC da coluna d'água dos oceanos.

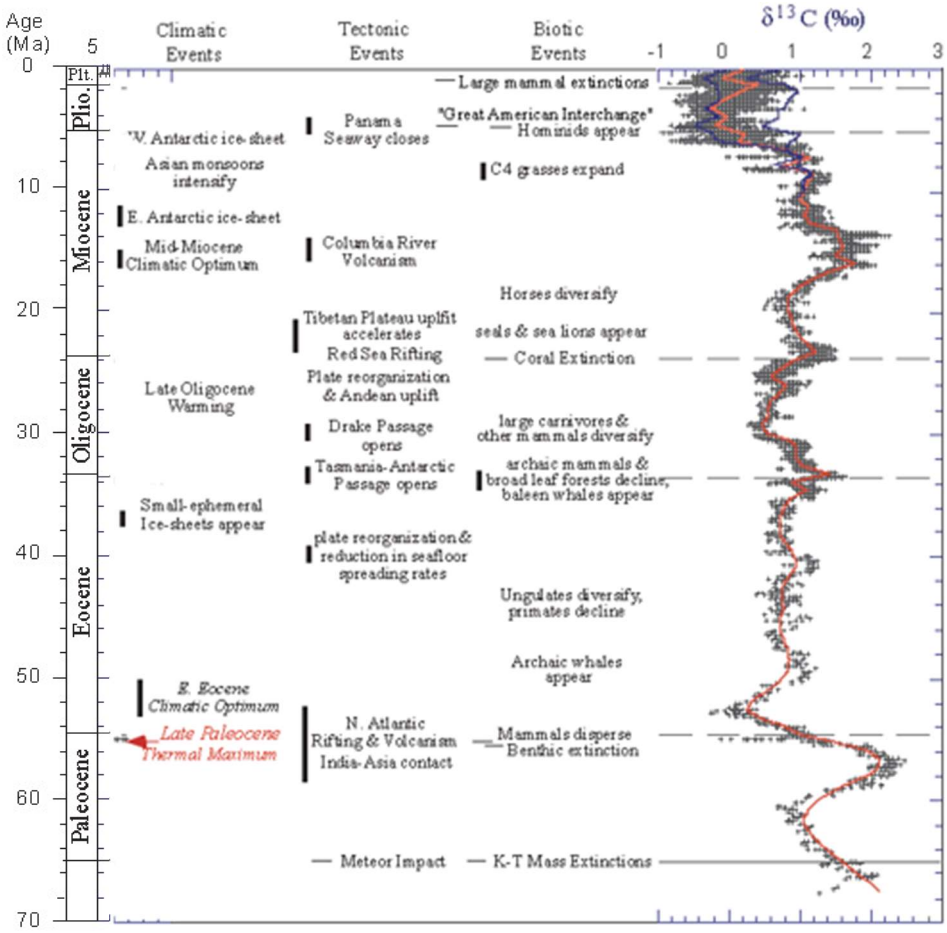


Figura 18. *Gráfico de variação de δ ^{13}C em foraminíferos bentônicos ao longo do Cenozoico (adaptado de Zachos et al. (2001). Observe como eventos biológicos, tectônicos e climáticos regionais afetam os dados de apresentam variações positivas e negativas.*

2.3.1.3. Isótopos estáveis de oxigênio

O oxigênio, elemento não metal constituinte de 49,78% da composição do planeta, possui três isótopos estáveis: ^{16}O (99,63% de abundância relativa), ^{17}O (0,0375%) e ^{18}O (0,195%) (Bowen, 1988). O ciclo do oxigênio e a distribuição dos seus isótopos estão intimamente ligados ao ciclo da água. Nesse último ciclo, os isótopos de oxigênio se combinam com os de hidrogênio (^{1}H e ^{2}H e ^{3}H) para formar moléculas de água, podendo apresentar diferentes configurações isotópicas. A massa dessas moléculas tem relação inversamente proporcional à pressão de vapor delas (Faure, 1986; Bowen 1988).

O fracionamento dos isótopos de oxigênio em moléculas de água decorre das diferenças de configurações isotópicas da água (consequentemente, da pressão de vapor das moléculas) e da temperatura durante as mudanças de fase do ciclo hidrológico nos processos de evaporação, fusão e condensação (Faure & Mensing, 2005). Moléculas formadas por isótopos mais leves apresentam

maiores pressões de vapor, e assim, o vapor d'água resultante do processo de evaporação é geralmente enriquecido nos isótopos mais leves (^{16}O). O mesmo ocorre durante a fusão de geleiras, já que o processo de geração de água de degelo aumenta a pressão das moléculas de água. Por outro lado, durante o processo de condensação em nuvens, a fase líquida se torna enriquecida nos isótopos mais pesados, uma vez que a molécula $H_2{}^{18}O$ passa mais facilmente para a fase líquida devido à sua menor pressão de vapor (Bowen ,1988).

Mais especificamente, dois fatores relevantes devem ser pontuados nos processos de condensação e precipitação: os valores isotópicos em diferentes precipitações da mesma massa de ar e a relação da quantidade de vapor e do coeficiente do fracionamento dos isótopos de oxigênio. Quanto ao primeiro ponto, Clark & Fritz (1997) observaram que a primeira precipitação terá razão $^{18}O/^{16}O$ maior que as próximas referentes à mesma massa de ar (Figura 2). Isso ocorre pois há processos de condensação longos e contínuos das massas de vapor de água em nuvens convectivas (Rozanski et al., 1993), fazendo com que o vapor remanescente após a primeira precipitação se torne ainda mais empobrecido no isótopo ^{18}O. Esse efeito se aplica para as precipitações conseguintes, e por esse motivo, a neve precipitada nas regiões polares possui razão $^{18}O/^{16}O$ muito baixa em relação a primeira precipitação. Já sobre o segundo ponto, Clark & Fritz (1997) calcularam o coeficiente de fracionamento (ε) se tornando maior a medida que a quantidade de vapor nas nuvens diminui, obedecendo ao padrão de uma curva de Rayleigh (figura 19).

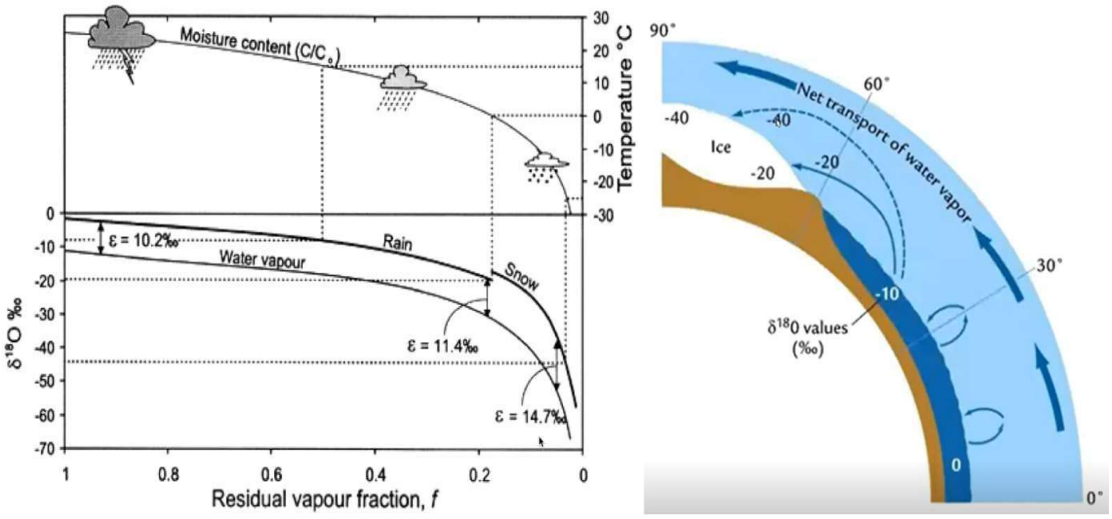


Figura 19.*Gráfico do fracionamento dos isótopos de oxigênio no vapor de água nas nuvens segundo a curva de Reighlay (Clark & Fritz, 1997; à esquerda). Figura esquemática mostrando o fracionamento ocorrendo de acordo a variação da latitude da Terra (Rudman, 2001; à direita).*

Além da mudança do estado da água, o fracionamento do oxigênio também pode ocorrer durante a deposição de carbonato em sedimentos e em fósseis pelos seguintes fatores: i) composição mineral; ii) temperatura do meio no qual o processo de cristalização ocorre; iii) diagênese meteórica e; iv) efeito vital (Armstrong & Brasier, 2005; Ravello & Hillaire-Marcel, 2007). Quanto a temperatura, carbonatos precipitados em água morna incorporam mais ^{16}O e menos ^{18}O do que aqueles depositados em água fria, gerando um fracionamento na ordem de 0.25 ‰ a cada 1ºC (Rohling & Cooke, 1999). Já no que se refere a composição mineral, calcita magnesiana e aragonita tendem a incorporar em sua estrutura isótopos de ^{18}O mais facilmente do que calcita (cerca de 6% aproximadamente; Rubinson & Clayton, 1969). Efeitos diagenéticos meteóricos envolvendo dissolução e re-precipitação de carbonatos podem reduzir os valores de $\delta^{18}O$ da amostra, uma vez que água de chuva são mais concentradas em isótopos ^{16}O (Lohmann 1988; Loyd et al. 2012). Por fim, o efeito vital também pode fracionar isótopos de oxigênio durante os eventos metabólicos dos seres vivos (a eficiência desses processos é variável para cada tipo de organismo).

Tendo em vista os processos de fracionamento supracitados, as variações na composição de isótopos de oxigênio nos sedimentos e fósseis carbonáticos podem ter diversas implicações na avaliação de condições paleoambientais. Uma delas é a estimativa da paleosalinidade de corpos aquosos. Isótopos de oxigênio têm uma relação forte com a salinidade da água, já que eles são geralmente fracionados durante o processo de evaporação (Bigg & Rohling,2000; figura 20). Nessa relação, quanto maior a evaporação, maior a razão $^{18}O/^{16}O$ na água e mais positivo o valor de $\delta^{18}O$. No entanto, é importante ressaltar a importância das taxas de precipitação e a sazonalidade climática para o equilíbrio da composição isotópica do sistema (Dwyer, 2000).

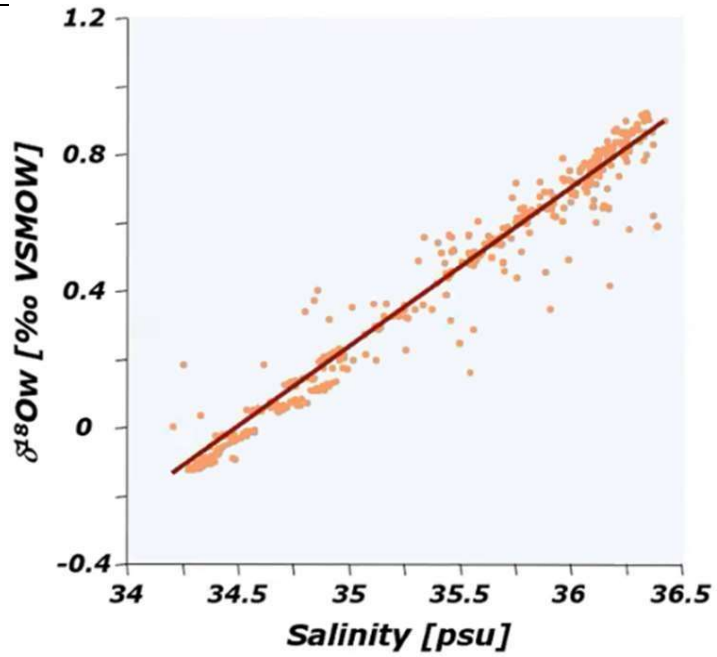


Figura 20. *Gráfico salinidade vs δ ^{18}O de amostras do oceano Atlântico Sul mostrando a relação direta entre os parâmetros (Bigg & Rohling, 2000).*

Outra implicação paleoambiental referente a análise de isótopos de oxigênio é a dinâmica do volume de gelo nas geleiras. O acúmulo de gelo nos continentes retendo água com baixas razões $^{18}O/^{16}O$ nas geleiras e o menor influxo de águas continentais possibilitam o aumento dos valores de $\delta^{18}O$ dos oceanos. Já o derretimento das geleiras introduz água de degelo com baixas razões $^{18}O/^{16}O$ nos oceanos, reduzindo o valor de $\delta^{18}O$ da água e aumentando o nível estático global (Cléroux et al. 2008; Schackleton, 1987). Essas variações no sinal isotópico dos oceanos e a dinâmica das geleiras podem ser observadas nas assinaturas isotópicas de rochas e fosséis carbonáticos marinhos ao longo do tempo geológico (figura 21).

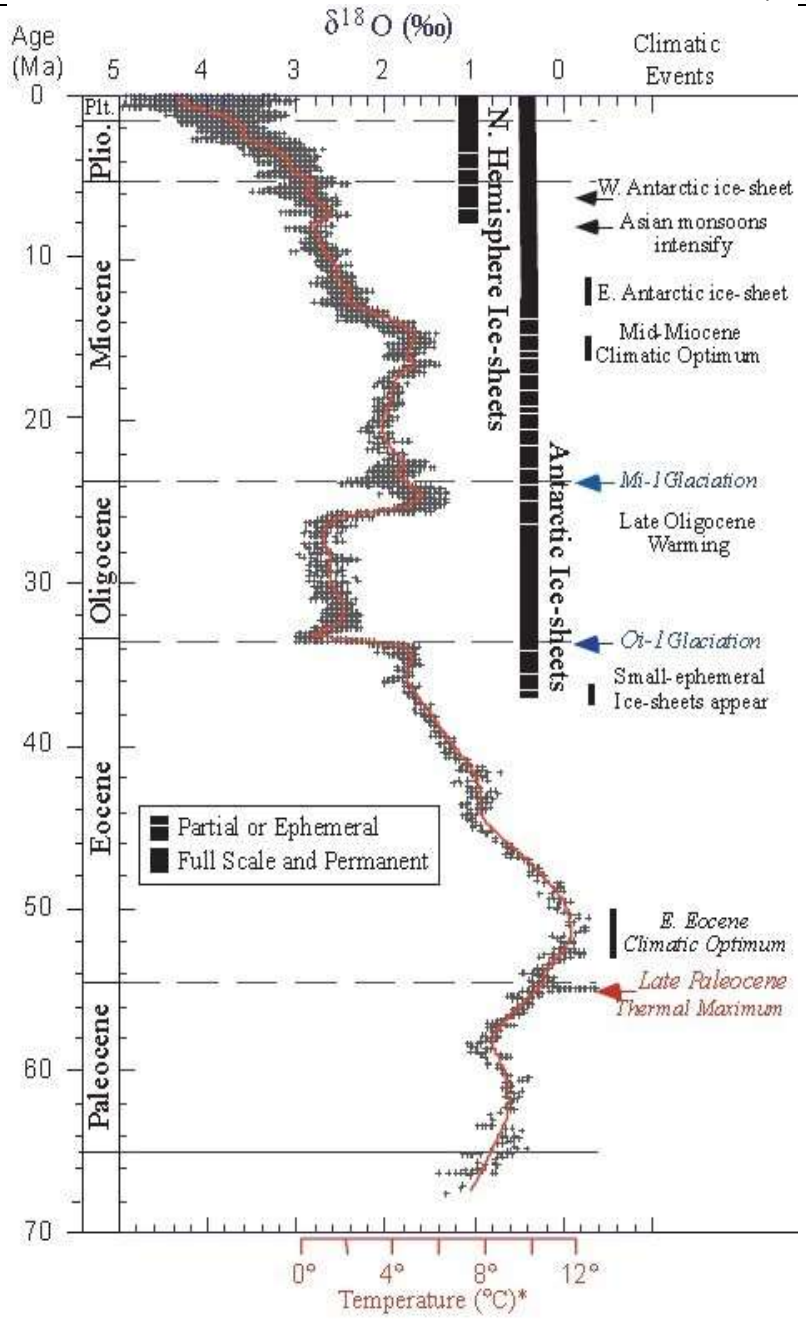


Figura 21. *Gráfico de variação de δ ^{18}O em foraminíferos ao longo do Cenozoico (adaptado de Zachos et al. (2001). Veja como o crescimento das geleiras, acumulando isótopos de ^{16}O nas geleiras, faz com que os valores de δ ^{18}O aumentem.*

2.3.1.4. Mercúrio

O mercúrio (Hg) é elemento de transição pertencente ao grupo 12 da Tabela Periódica. Ele é conhecido por ser o único metal a se apresentar na forma líquida em temperatura ambiente e ser altamente tóxico. Raramente mercúrio é encontrado no seu estado puro na natureza, sendo o material mais concentrado nesse elemento o mineral cinábrio (um sulfeto de fórmula HgS). No entanto, de maneira mais dispersa no meio ambiente, o mercúrio pode estar associado a carbonatos, barita, diversos sulfetos e moléculas orgânicas.

Por conta dessa associação com sulfetos, altas concentrações de mercúrio estão geralmente associadas a vulcanismos. Os vulcões ativos são as principais fontes primárias de emissão natural de Hg, correspondendo a até 40% da emissão total de Hg para a superfície da terra (Mather, 2003). Sendo assim, as grandes quantidades de mercúrio em geleiras funcionam como registros de atividades vulcânicas modernas (figura 22). De modo similar, como o Hg é preservado em registros sedimentares, altas concentrações em rochas sedimentares apontam para a existência de vulcanismos mais antigos.

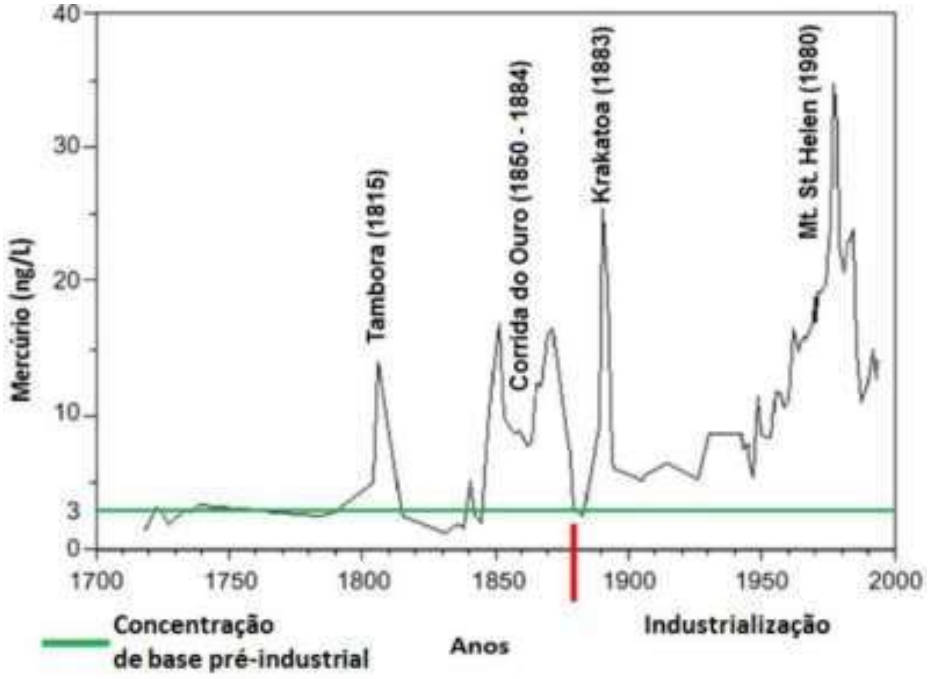


Figura 22. *Concentração de Hg em perfis de gelo coletados no norte dos EUA, mostrando os picos de concentração em resposta a erupções vulcânicas modernas (UNEP, 2003).*

Logo, a estratigrafia desse elemento no registro geológico tem possibilitado a investigação da relação entre eventos vulcânicos (e formações de LIPs) e eventos extremos climáticos e bióticos, como extinções em massa, e eventos anóxidos oceânicos (OAEs; Nascimento-Silva et al., 2011; Percival et al., 2015, 2017; Sial et al., 2014, 2016; Charbonnier et al., 2017). Um exemplo disso são as mudanças drásticas nas condições climáticas durante a transição K-Pg que foram causadas por erupções vulcânicas no final do Cretáceo em Deccan, Índia (Chatterjee et al., 2003; Nascimento-Silva, 2011). Aumentos significativos na concentração de mercúrio no registro sedimentar global são observados no período das erupções vulcânicas (figura 23).

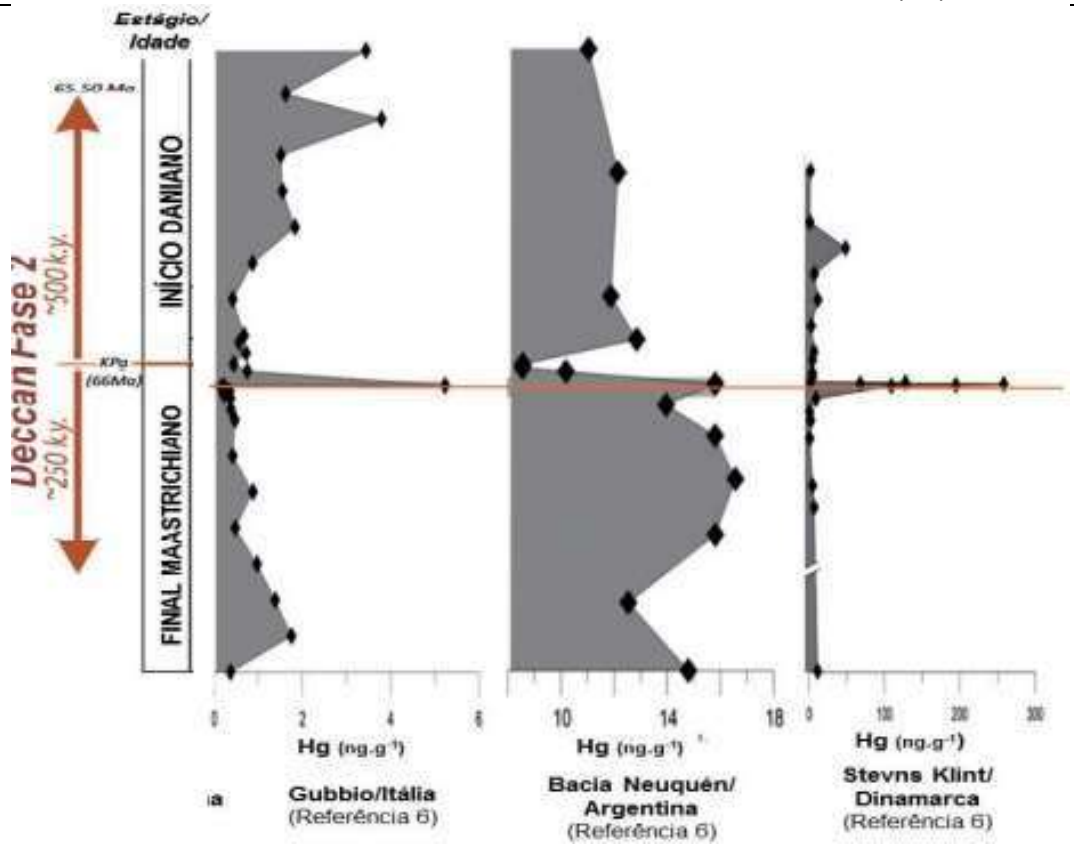


Figura 23. *Distribuição da concentração de Hg (ng.g^{-1} ou ppm) para sedimentos depositados em idade similar ao evento vulcânico Deccan (Bergquist & Blum, 2009).*

A concentração de mercúrio no registro sedimentar também pode estar associada ao acúmulo de matéria orgânica, uma vez que o Hg pode formar ligações iônicas fortes com grupos funcionais de enxofre reduzido (S^0 e S^{2-} por exemplo) presentes no solo e na matéria orgânica (Ravichandran, 2004). Mais especificamente em ambientes aquáticos, o mercúrio em sua forma reduzida (Hg^{2+}) ou elementar (Hg^0) precipita no fundo do corpo aquoso, se complexando com moléculas orgânicas ou permanecendo inerte no registro sedimentar (Miranda et al., 2007). Nesses ambientes também, processos metabólicos de bactérias sulfato-redutores e pirifíticas utilizam o Hg^{2+} dissolvido na água e geram espécies de di-metil e metil mercúrio (CH_3Hg^+ e $(CH_3)_2Hg$ respectivamente), as quais são reabsorvidas pela biota aquática (Robison & Touvinen, 1984; figura 24). De modo geral, os processos de metilação de Hg estão associados a ambientes de pH ácido, baixa salinidade e com decomposição de matéria orgânica em condições redutoras (Ulrich et al. 2001). No entanto, é importante ressaltar que, quanto maior a entrada de matéria orgânica, menor a metilação do mercúrio na coluna d'água, uma vez que o mercúrio estará fortemente ligado aos complexos orgânicos do material

particulado (Winfrey & Ruddy, 1990).

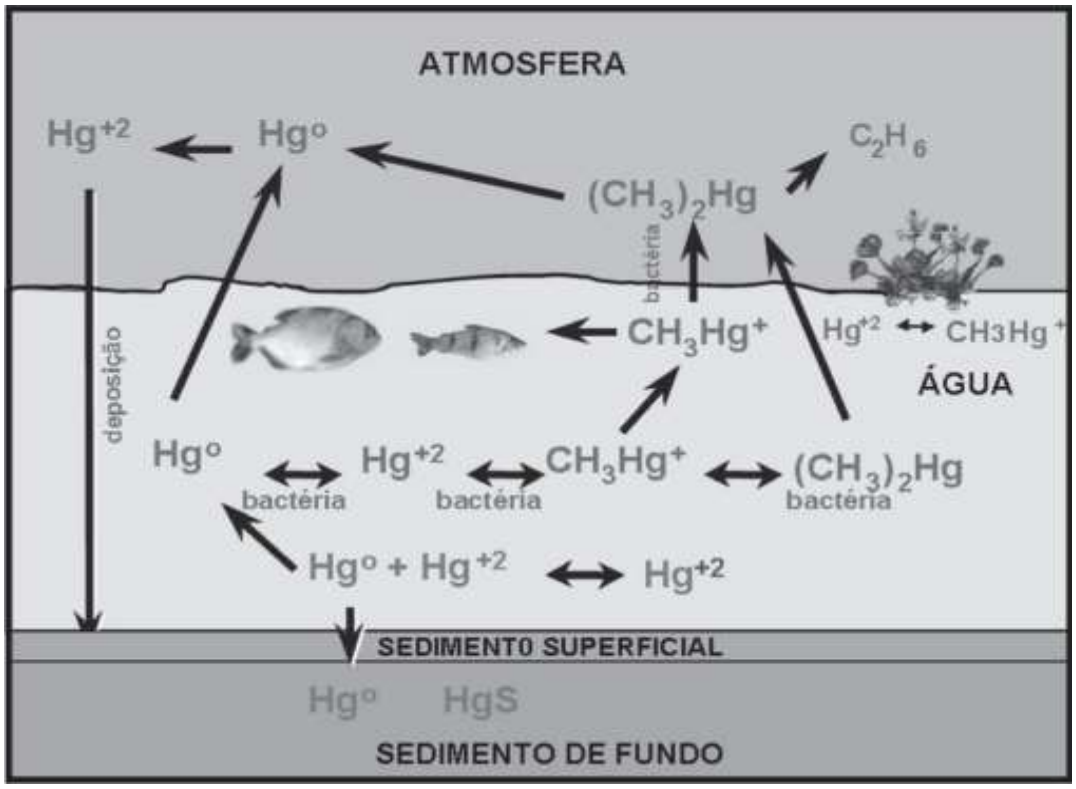


Figura 24. *Relações químicas entre espécies de mercúrio dissolvido ou insolúvel em ambiente aquático (Miranda et al. 2007).*

A fim de diferenciar se a concentração de Hg no registro sedimentar se dá pelo acúmulo de matéria orgânica ou de cinzas vulcânicas, outro *proxie* geoquímico pode ser utilizado. Mais especificamente, alguns estudos recentes apontam que sedimentos com concentrações altas de Hg e razões Hg/TOC elevadas podem indicar a presença de cinzas vulcânicas provindas de vulcanismos próximos ao ambiente sedimentar em questão (Sial et al., 2016; Benigno et al., 2021). Um exemplo prático pode ser observado no significativo aumento da razão Hg/TOC de sedimentos de idade similares ao evento vulcânico Deccan (figura 25).

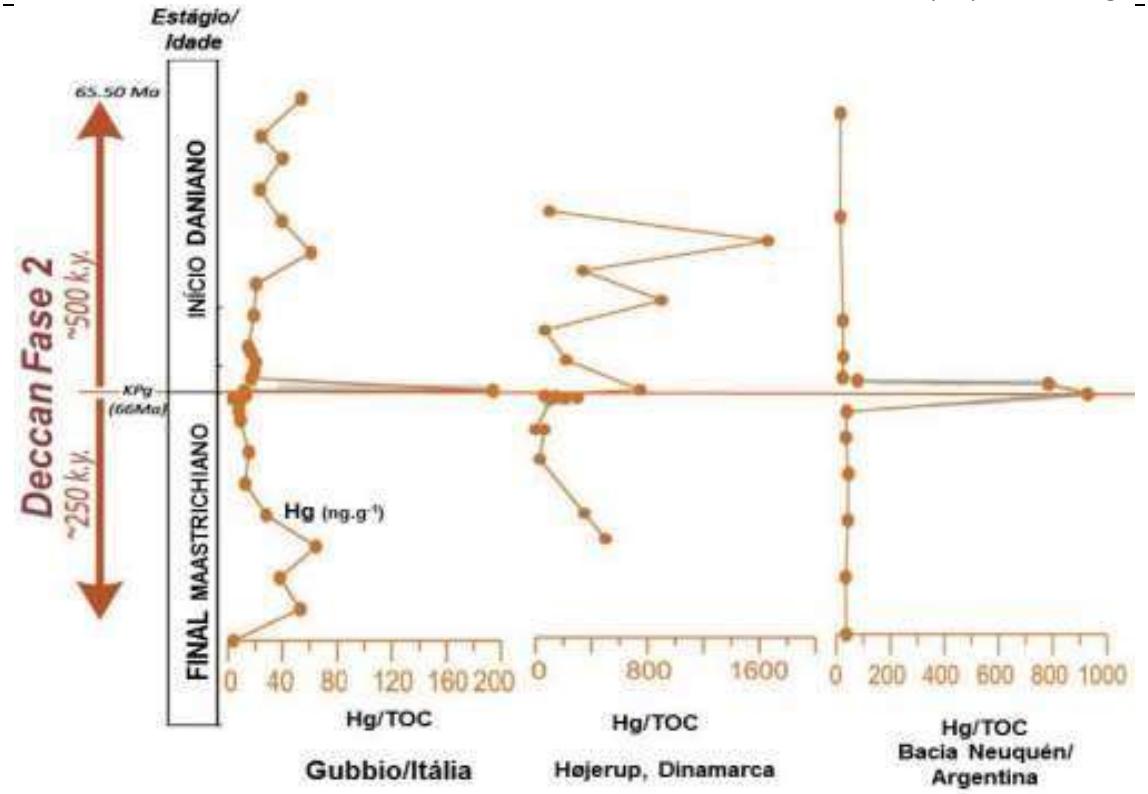


Figura 25. *Distribuição da razão entre a concentração de Hg e o carbono orgânico total (TOC) em registros sedimentares no período do evento vulcânico Deccan (Sial et al. 2016).*

2.3.1.5. Elementos traços como marcadores paleoredox (U-Mo-Cu-Ni-V)

A remoção de elementos traços dissolvidos da coluna de água para os sedimentos resulta de processos bióticos ou abióticos. Os processos bióticos compreendem a absorção desses elementos como nutrientes secundários ou micronutrientes para o plâncton. Já os processos abióticos são limitados em ambientes óxicos, mas em ambientes subóxicos a anóxidos, algum enriquecimento pode ocorrer através da difusão de elementos traço dissolvidos da coluna de água através da interface sedimento-água ou através da remobilização e repartição ao longo de gradientes redox dentro dos sedimentos (Tribovillard et al. 2006). Os processos abióticos são particularmente eficientes sob condições redutoras, incluindo adsorção de íons metálicos ou espécies iônicas em substratos orgânicos ou minerais, formação de complexos organometálicos e precipitação de sulfetos (de ferro) e/ou oxihidróxidos insolúveis. Esta variedade de processos resulta em enriquecimentos de elementos traço que refletem as condições químicas específicas prevalecentes no momento da deposição e da diagênese precoce. Consequentemente, a abundância de elementos traço em sedimentos e rochas sedimentares permite-

nos reconstruir as condições paleodeposicionais (Lyons et al., 2003; Algeo and Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2004, entre outros).

No trabalho de Tribovillard et al. 2006, propõe-se a relação de covariância entre o enriquecimento relativo de alguns elementos traço (U-V-Mo-Cu-Ni) com o TOC das mesmas amostras (figura 26). O enriquecimento é calculado dividindo-se as concentrações dos elementos traços pelas concentrações desses mesmos elementos normalizados pelo PAAS (*Post-Archean Australian Shales*; McLennan et al., 2001). Essa relação de covariância é fraca para amostras com TOC abaixo de 2%, pois sob condições óxico-disóxicas, os elementos traço são depositados principalmente em associação com a fração detrítica do sedimento. Já sob condições anóxicas, mas não sulfídicas, Ni e Cu são depositados em grande parte na forma de complexos organometálicos com difusão mais limitada de U e V nos sedimentos. Isso favorece fortes correlações entre TOC e elementos traço pois a absorção dos elementos traços é limitada pela disponibilidade de substratos orgânicos adequados. Por fim, sob condições euxínicas, o H_2S livre está presente e os elementos traços são reduzidos ao seu estado de valência mais baixo, além de sulfetos e oxi-hidróxidos metálicos insolúveis se precipitarem diretamente da coluna de água ou na interface sedimento-água. Estas condições resultam em fortes enriquecimentos de U e V e correlações fracas com TOC porque U e V residem principalmente em fases minerais autigênicas, em vez de fases orgânicas.

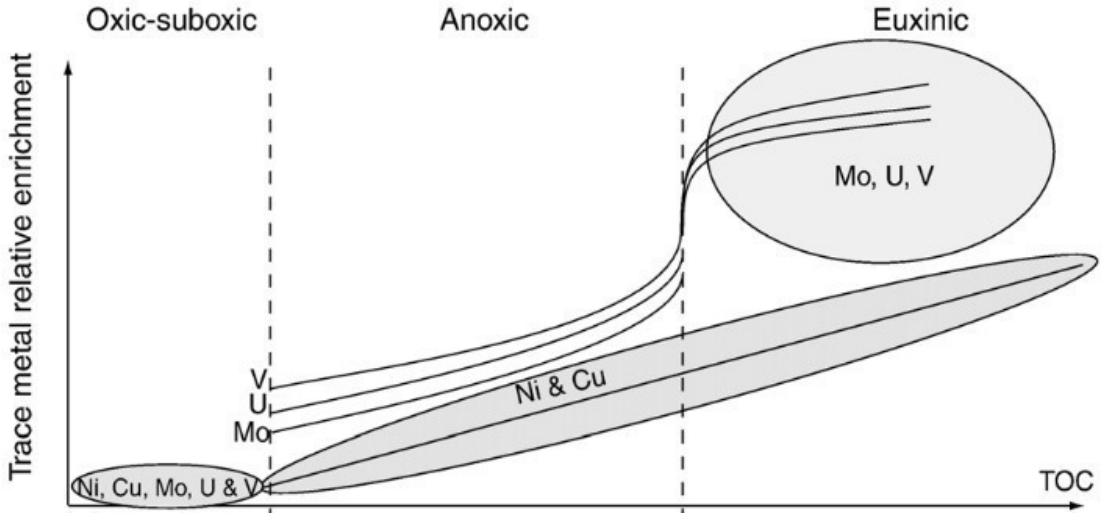


Figura 26. *Gráfico da relação entre o enriquecimento relativo dos elementos traço Ni, Cu, Mo, U e V com o TOC para diferentes condições redox (modificado de Tribovillard et al. 2006).*

Outro parâmetro que pode auxiliar na avaliação das condições redox e o

grau de restrição em águas profundas é a covariação dos enriquecimentos dos elementos urânio (U-EF) e molibedênio (Mo-EF) em sedimentos marinhos autigênicos (Tribovillard et al., 2012). De modo geral, o enriquecimento o Mo se enriquece nos sedimentos autigênicos sob as seguintes condições: i) em ambientes óxicos, absorção por óxidos metálicos (comumente os ricos em manganês), denominado de *particle shuttle* (Algeo & Tribovillard, 2009); ii) em condições anóxicas com HS^- livre, Mo é convertido em tiomolibdatos ($MoO_xS_{4-x}^{-2}$) reativos particulados que são aderidos ao material orgânico (rico em S) pela captura de Mo pelas fases Fe–S presentes na matéria orgânica; iii) em condições anóxicas com pouco HS^- livre, absorção de Mo provavelmente ocorre na presença de Fe, possivelmente mediado por uma fase Fe-S; iv) em condições euxínicas, a captação deve ocorrer na ausência de Fe dissolvido, possivelmente mediado por um sulfeto metálico como MoS_4^{-2}. Por outro lado, o enriquecimento de U nos sedimentos autigênicos se dá na interface sedimento-água em condições redutoras. Próxima à zona de transição Fe (III) – Fe (II), o U (VI) solúvel é reduzido a U(IV) insolúvel, e sua absorção pode ser acelerada pela formação de ligantes organometálicos e pela influência de compostos orgânicos substratos no sedimento (Algeo & Tribovillard, 2009). Uma maneira mais visual de mostrar os processos acima descritos é pelo gráfico abaixo (figura 27).

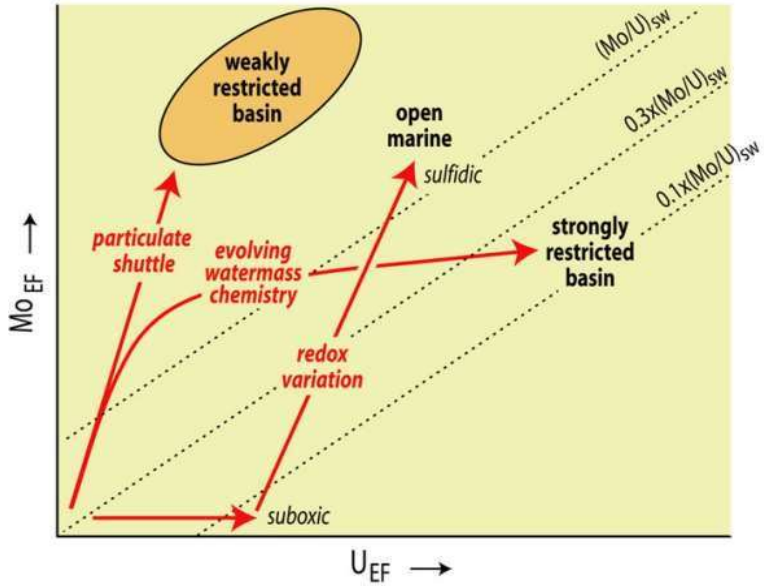


Figura 27. *Modelo de padrões de enriquecimento e mudanças nas taxas de (Mo/U) autigênicas em resposta aos controles descritos no texto (adaptado de Algeo & Tribovillard, 2009). Linhas pontilhadas diagonais representam as razões Mo/U na água do mar (SW). Em bacias de alta restrição, a razão Mo/U é muito baixa provavelmente por conta da própria baixa razão das águas superficiais locais.*

Por fim, um parâmetro geoquímico que pode ainda indicar a dinâmica hidrológica e o grau de restrição das massas de água em paleoambientes restritos é a relação da concentração de Molibdênio (Mo) com a de carbono orgânico total (TOC) nos sedimentos. Os estudos de Algeo e Lyons (2006) e Algeo et al. (2007) em bacias marinhas com suprimento de oxigênio limitado demonstram que as águas com mais restrição, como o Mar Negro, possuem baixas concentrações de Mo e altos valores de TOC (figura 28). Isso ocorre pois nessas condições há uma alta preservação de C_{org} nos sedimentos e uma estagnação das águas de fundo. Ou seja, o Mo dissolvido nas águas de fundo que é removido durante o processo de sedimentação não é renovado pela circulação das águas superficiais, diminuindo sua disponibilidade (figura 31). Já em bacias menos restritas, o Mo tende a ter uma corvariação mais simétrica com o TOC, uma vez que a circulação de água permite o reabastecimento de Mo nas águas de fundo.

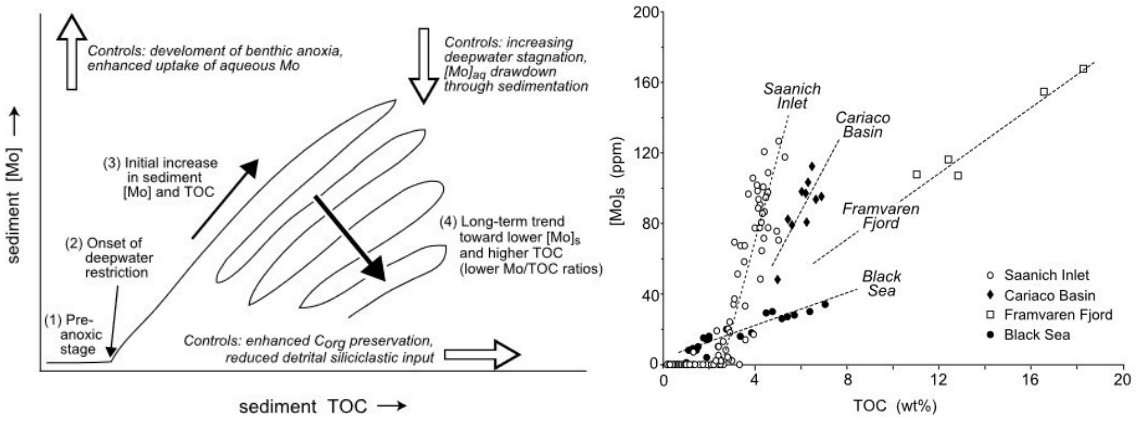


Figura 28. *À esquerda, o gráfico entre enriquecimento de Mo e de TOC nos sedimentos mostra os mecanismos, descritos no texto, que modificam a relação entre os dois parâmetros, segundo Algeo & Lyons (2006). À direita, o gráfico mostra a concentração de Mo (ppm) versus a concentração de TOC (wt. %) em sedimentos de bacias com diferentes restrições de circulação segundo Algeo & Lyons (2006). Observe como quanto maior a restrição, menor a inclinação da reta.*

2.3.1.6. Isótopos radiogênicos de estrôncio

O estrôncio é um elemento da família dos metais alcalinos terrosos que possui massa atômica 87,6 u, raio atômico de 255 pm e valência preferencial +2. Essas características permitem o estrôncio permutar com o cálcio vacâncias nas estruturas cristalinas de minerais silicáticos (ex: feldspato plagioclásio, piroxênio) e carbonáticos (ex: calcita e arogonita) e tugnstatos (Marcus & Kertes, 1968; Capo et al., 1998; Marshall & Fairbridge, 1999).

Além disso, o estrôncio tem quatro isótopos naturais: ^{84}Sr (0,56%), ^{86}Sr

(9,86%), ^{87}Sr (7,0%) e ^{88}Sr (82,58%); sendo que somente o isótopo ^{87}Sr é radioativo, enquanto os outros são estáveis. A origem de ^{87}Sr está ligada a dois processos principais: síntese nuclear primordial, junto com a geração dos outros três isótopos estáveis, e decaimento radiogênico tipo beta do ^{87}Rb (Kendall & McDonnell, 1998; Eq. 2). Desse modo, minerais ricos em ^{87}Rb, o qual substitui o K nas estruturas cristalinas do feldspato potássico e algumas micas, também podem ter ^{87}Sr em sua composição (Faure, 1986; Clow et al., 1997). Desse modo, a composição isotópica de estrôncio em uma rocha depende da sua idade e sua composição mineralógica. De modo geral, observa-se que a crosta continental tende a ter valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais elevados do que a crosta oceânica, justamente pela maior razão Rb/Sr refletida em sua composição mineralógica (Pearce et al., 2015).

Apesar do estrôncio ser um elemento relativamente facil de ser mobilizado por reações intempéricas (ex: interação rocha-fluído; Kabata-Pendias & Pendias, 2001) e haver fracionamento dos isótopos estáveis, observa-se que a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ não se modifica em processos biológicos ou reações geoquímicas de baixa temperatura como dissolução e reprecipitação (Capo et al., 1998; Míková, 2012). Assim, essa razão tende a refletir a assinatura isotópica de fontes previamente intemperizadas por águas superficiais ou a troca isotópica entre diferentes reservatórios (Åberg et al., 1989; Bain & Bacon, 1994, Shand et al., 2009).

Nos oceanos, a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ pode variar ao longo do tempo. Isso ocorre pela mudança nas taxas de intemperismo da crosta continental ou o influxo de fluidos hidrotermais durante a criação de crosta oceânica. De modo geral, momentos de maior intemperismo crustal refletem maiores valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ nos oceanos. Por outro lado, fluidos hidrotermais tendem a reduzir essa razão, uma vez que esses fluidos refletem o sinal pouco radiogênico do manto primitivo enriquecido em ^{87}Rb (Fig. 29).

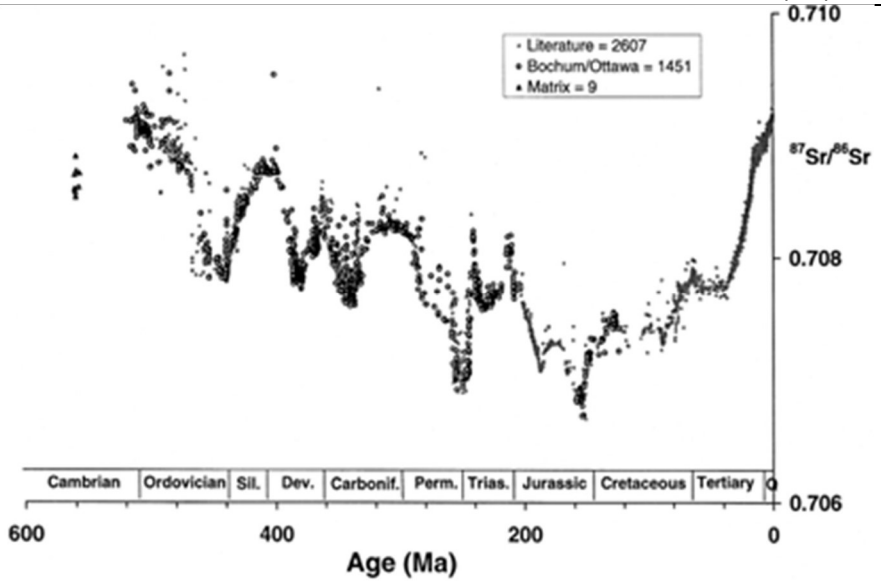


Figura 29. *Razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos oceanos ao longo dos últimos 600 Ma registrado em rochas carbonáticas marinhas (Veizer et al., 1989 e referências).*

Um ponto relevante também a se observar é que no caso de fósseis e rochas carbonáticas, a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ deverá ser semelhante à dos corpos aquosos em que os seres vivos habitavam, pois o carbonato precipitado é essencialmente homogêneo com respeito ao Sr (Montgomery et al., 2007). Sendo assim, a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ em carbonatos pode dar informações a respeito da origem e da paleosalinidade de corpos aquosos. No quesito origem a seguinte proporção pode ser observada: quanto maior a razão da amostra, mais radiogênica será a composição isotópica da água em que a rocha depositou e mais antiga a rocha fonte que cedeu íons para o corpo aquoso. Desse modo, altas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ das amostras sugerem que a composição isotópica da água teve interferência na interação com rochas fontes antigas, como as de origem cratônica. Já razões baixas indicam a interação com fontes juvenis, como as extrusões novas de origem andina por exemplo. Por outro lado, as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ em sedimentos e fósseis carbonáticos podem também ser utilizadas como proxies de indicadores de salinidades de corpos aquosos atuais ou antigos (Ingram & DePaolo, 1993; Bryant et al., 1995; Spencer & Patchett, 1997; Vonhof et al., 1998; 2003). Na Amazônia Ocidental, por exemplo, estudos de Vonhof et al. (1998, 2003) com fósseis de moluscos das regiões de Nuevo Horizonte, Iquitos (Peru), Los Chorros e Buenos Aires (Colômbia) conseguiram analisar de modo semiquantitativo a salinidade das águas em que esses indivíduos viviam na época do Mioceno. Isso foi possível

por meio da análise das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos oceanos no Mioceno e de diferentes rios da região e a construção de modelos binários de mistura.

2.3.2. Métodos para proveniência sedimentar

2.3.2.1. Isótopos de Neodímio

O neodímio (Nd) é um elemento terra rara (ETR) que ocorre em diversos silicatos, fosfatos e carbonatos formadores de rocha. No entanto, por ele ter um raio iônico grande (108 pm) e alta carga (+3), ele se torna moderadamente imcompatível nas estruturas cristalinas de minerais (Faure, 1986), ainda mais que o samário (raio iônico: 104 pm). Além disso, ele possui sete isótopos: cinco estáveis (^{142}Nd, ^{144}Nd, ^{145}Nd, ^{146}Nd e ^{148}Nd) e dois radiogênicos (^{143}Nd e ^{150}Nd).

Os isótopos ^{143}Nd e ^{144}Nd fazem parte do sistema samário-neodímio (Sm-Nd). O isótopo radioativo ^{147}Sm decai pela emissão de partículas alfa para o filho radiogênico ^{143}Nd com uma meia-vida de 106 bilhões de anos. O isótopo estável ^{144}Nd, por sua vez, é utilizado nesse sistema como uma referência já que sua quantidade pela unidade de peso de uma rocha permanece inalterado (Faure,1986).

O comportamento mais incompatível do Nd em relação ao Sm, faz com que durante os processos de fusão parcial do manto, o Nd tenda a se depletar da porção residual mantélica mais do que o Sm. Sendo assim, a crosta continental gerada dessa fusão é muito mais enriquecida em Nd do que em Sm, logo, a razão Sm/Nd dessa crosta é mais baixa do que no manto residual empobrecido (Allègre, 2008). Como consequência, os materiais mantélicos possuem razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ mais elevadas que as rochas derivadas crustais, pois o ^{147}Sm decai para ^{143}Nd (figura 30A).

Uma outra forma de observar o sistema Sm/Nd no sistema terrestre é a partir da evolução isotópica do Nd pelo modelo CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). Esse modelo supõe que o Nd se originou a partir de um reservatório homogêneo e de composição condrítica. Assim, se a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ for menor que o valor fixo do CHUR, o mineral ou rocha será derivado de uma fusão parcial. Por outro lado, se a razão for maior que o CHUR, a rocha será derivada do manto depletado (Faure, 1986). A fim de comparar as diferenças entre as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ de rochas ígneas e CHUR, McCulloch & Wasserburg (1978)

introduziram o parâmetro εNd. Esse parâmetro é obtido pela seguinte equação:

$$\varepsilon Nd = \{[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{amostra} / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}] - 1\} \times 10^4$$

Equação 2. *Definição do parâmetro εNd, onde I^t CHUR é a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ na época da formação da rocha.*

Sendo assim, um valor de εNd positivo implica que os magmas foram formados de um manto depletado, enquanto um valor negativo indica que eles foram derivados de fontes mantélicas enriquecidas ou fusão de rochas crustais, essas últimas já tinham uma razão Sm/Nd mais baixa que o CHUR. Assim, o gráfico que representa a evolução do Nd, define a razão do CHUR como uma linha reta horizontal que passa pela origem (εNd=0) e a evolução do εNd do manto representado por uma curva ascendente para a esquerda (figura 30B).

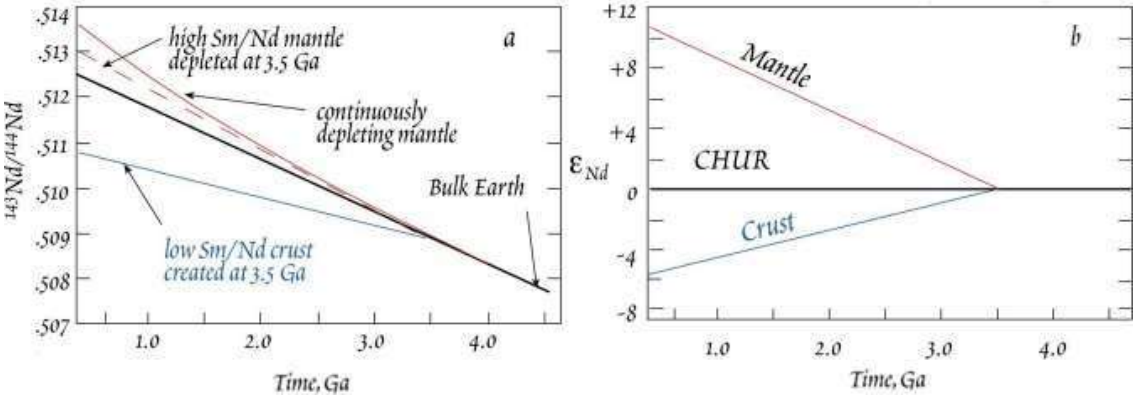


Figura 30. *Evolução isotópica da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ na Terra ao longo do tempo geológico. Observe como a crosta gerada por fusão parcial do manto possui baixos valores da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$; b) Valores de eNd normalizado segundo o modelo do CHUR. Vide divergência dos valores da crosta e o manto depletado descritos no texto (modificado de Dickin, 1995).*

O εNd é calculado em relação ao momento inicial de evolução do sistema mantélico (idade TDM) e em relação ao momento atual. A idade modelo TDM apresenta o momento em que as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ e $^{147}Sm/^{144}Nd$ foram registradas na assinatura isotópica da rocha ou do seu protolito durante a separação do CHUR. Sendo assim, o sistema Sm/Nd é importante para determinação da idade de cristalização de rochas ígneas e metamórficas, por meio de diagramas de isócronas em amostras de rocha total e minerais (DePaolo, 1988). Além disso, o caráter refratário e imóvel dos ETR diante da maioria dos processos geológicos não permite a abertura posterior do sistema Sm-Nd. Assim, as idades obtidas refletem, em geral, os processos de extração a partir do(s) manto/magmas originais dos quais se derivam as rochas ígneas. A partir desse conceito, idades modelos diferentes de evolução do manto

podem ser obtidas se considerarmos o magma original como um reservatório uniforme de composição condrítica (T-CHUR), ou como um manto empobrecido ou depletado (T-DM) pelos processos de diferenciação e crescimento da crosta continental (DePaolo, 1988; figura 31).

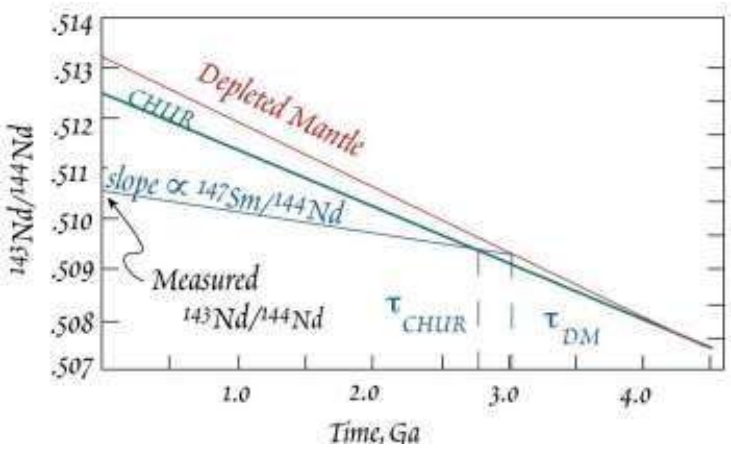


Figura 31. *Gráfico da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs tempo (G.a) com exemplo da composição $^{143}Nd/^{144}Nd$ de uma amostra gerada por fusão parcial. A razão medida hoje está no encontro do eixo das ordenadas. O momento da fusão é calculado usando as razões previstas nos encontros dos modelos DM (vermelho; manto depletado) e CHUR (verde) com a reta retrógrada (azul) da amostra. A inclinação da reta azul depende da razão Sm/Nd medida (Dickin, 1995).*

Em termos das rochas sedimentares, o caráter imóvel dos ETR também favorece a aplicação do sistema Sm-Nd aos processos sedimentares, principalmente no que refere à proveniência de rochas siliciclásticas. Processos de erosão, transporte, deposição e diagênese praticamente não afetam as razões medidas e parâmetros calculados em rochas sedimentares, ou seja, as razões Sm/Nd refletem com fidelidade as assinaturas isotópicas das rochas-fonte dos detritos (McCulloch & Wasserburg, 1978; McLennan et al., 1990). Essas características fazem com que razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$, idades-modelo (T-DM) e parâmetros como εNd possam ser utilizados como traçadores de proveniência em sedimentos de idades diversas: Recente e Cenozoico (McLennan et al., 1990; Moizinho et al., 2022), Paleozóico (Gleason et al., 1995), e até Neoproterozóicos (Farmer et al., 2001). No entanto é importante atentar-se que quando houver mais de uma fonte sedimentar de idades diferentes, a composição Sm-Nd, assim como as razões isotópicas e idades modelo calculadas, da rocha sedimentar será a média das fontes. Essa idade modelo média do material fonte que preenche cada bacia pela erosão da crosta existente também pode ser correlacionada a dados de paleocorrentes existentes a fim de definir melhor a proveniência dos sedimentos. Assim, o método Sm-Nd tem a

capacidade de registrar eventos prévios à sedimentação e erosão de antigos terrenos (Dickin, 1995).

A proveniência e transporte de sedimentos terrígenos dependem da paleogeografia e do regime climático vigente, apresentando uma idade média do material fonte que preenche cada bacia pela erosão da crosta existente (Fletcher et al., 1992). Detritos derivados de crosta antiga apresentam valores de εNd mais negativos e caracterizam mudanças em larga escala no ambiente deposicional. Além disso, eventos tectônicos associados a episódios de soerguimentos podem ser detectados no caso de mudança de áreas fontes do material depositado na bacia (Ball & Farmer, 1998). No caso de ambientes de rifte intracontinental e margens continentais passivas, geralmente a fonte dominante é o embasamento local, sendo produtos de erosão do continente proximal.

Outro ponto importante a ser mencionado é o fato de sedimentos detríticos continentais também conter várias fases minerais autigênicas dependendo da rocha geradora original, incluindo ferro (Fe) óxidos. Fases de óxido de Fe autigênico precipitam da água e dos poros fluidos nos oceanos, lagos e estuários de rios, concentrando elementos ETR como Nd e Be, que podem auxiliar na identificação da origem das rochas intemperizadas em continentes (por exemplo, von Blanckenburg et al., 2015; Hindshaw et al., 2018; Süfke et al., 2019; Jang et al., 2020). Óxidos de ferro também são produtos de intemperismo onipresentes nos solos, que podem ser transportados como partículas nos rios antes da deposição como sedimentos (Bayon et al., 2004; Kraft et al., 2013). Estudos realizados no arquipélago de Svalbard, por exemplo, mostram que frações de óxido de Fe lixiviadas de sedimentos de fiordes ao redor de bacias glaciais compostas de rochas sedimentares normalmente exibiam assinaturas de isótopos de Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$ e εNd) mais radiogênicas do que as frações detríticas correspondentes (Hindshaw et al., 2018; Jang et al., 2020). Esse efeito é causado pela preferência da dissolução de precipitados marinhos em relação a parte detrítica, causando um decoupling dos isótopos de Nd. Esse efeito também é observado na diferença entre a composição isotópica global de Nd da água do mar (εNd − 8,8; Lacan et al., 2012) e a composição dos detritos continentais nos oceanos (-11,3 ± 2,5; Bayon et al., 2015).

No caso dos sedimentos associados à Bacia do Araripe exite a hipótese da

presença de incursões marinhas durante a deposição da Formação Romualdo. Como a discussão a respeito da origem dessa incursão ainda está aberta, é importante conhecer sobre a variação da composição isotópica de Nd na água do mar. Essa variação é associada basicamente ao influxo de sedimentos derivados do continente na água do mar, caracterizada por valores de εNd negativos (Stille et al., 1996). A assinatura isotópica de Nd resulta da erosão mecânica de crosta continental em combinação com as condições climáticas a um determinado tempo. No entanto, é importante ressaltar que existem diferenças nas assinaturas isotópicas de Nd entre oceanos. A distribuição dos valores de εNd nos oceanos atuais é caracterizada por valores altamente negativos em águas profundas formadas pela afundamento de massas d'água frias e densas no Atlântico Norte, rodeadas por crátons antigos (εNd ≈ −14 a −20; Piepgras e Wasserburg, 1980, 1987); valores mais elevados em águas profundas do Pacífico Norte (εNd ≈ −4 a 0), influenciados pela entrada de vulcões jovens (Piepgras e Wasserburg, 1980, 1987); e valores intermediários de εNd no Oceano Antártico (εNd ≈ −9 a −8; Piepgras e Wasserburg, 1982; Stichel et al., 2012). Ou seja, os tipos de terrenos geológicos adjacentes às margens continentais afetam diretamente nos valores isotópicos dos sedimentos aportados nas bacias sedimentares, tanto oceânicas quanto continentais.

2.3.2.2. U-Pb em zircão detrítico

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral formado em corpos magmáticos sob altas temperaturas (~650-910ºC; Watson et al., 2005; Valley et al., 2006). Durante os estágios iniciais de cristalização, o U^{4+} pode substituir Zr^{4+} na estrutura cristalina do zircão devido ao seu raio iônico similar (r Zr^{4+} = 0.80 Å; r U^{4+} = 0.97 Å). Por outro lado, o Pb^{2+} é excluído da estrutura mineral durante a cristalização devido ao seu raio iônico maior e caga menor (r Pb^{2+} = 1.18-1.29 Å; Faure et al., 2005). Além disso, elementos traços e ETR mais incompatíveis provenientes do magma parental também são incorporados em sua estrutura cristalina. Desta forma, cristais de zircão detríticos carregam consigo informações geocronológicas e químicas da sua fonte primária.

Além disso, o zircão é um mineral de alta estabilidade aos processos físicos e químicos naturais, sendo capaz de resistir a ação de agentes intempéricos ao longo de ciclos sedimentares. Sendo assim, o zircão é um

mineral acessório muito comum em arenitos, que compõe a maior parte dos depósitos sedimentares siliciclásticos, e sendo muito útil na determinação das rochas fontes que caracterizam a proveniência sedimentar dessas rochas.

A datação geocronológica pelo sistema isotópico U-Pb se baseia na presença de dois isótopos com características químicas idênticas, mas diferentes taxas de decaimento radioativo. Em termos isotópicos, existem três isótopos radioativos de urânio (U^{234}, U^{235} e U^{238}), sendo os dois últimos mais abundantes (Faure, 1986). U^{235} e U^{238} possuem uma longa série de decaimentos do tipo alfa e beta até se transformarem em isótopos estáveis de chumbo, Pb^{206} e Pb^{207} respectivamente. Além destes, o Pb apresenta mais dois isótopos o Pb^{204} e Pb^{208}. O isótopo Pb^{208} é resultado da série de decaimentos alfa e beta do isótopo radioativo pai Th^{232}. Já o Pb^{204} é o único isótopo estável não radiogênico, sendo ele utilizado para corrigir o teor de chumbo comum da amostra ou branco analítico (Schoene, 2014).

A idade de um determinado geocronômetro (cristal de zircão, por exemplo), pode ser calculada utilizando os seguintes parâmetros: conteúdo do isótopo pai remanescente e do isótopo filho final, conteúdo inicial do isótopo filho e constante de decaimento radioativo. Todos os parâmetros são normalizados pelo isótopo estável não radiogênico Pb^{204}. Sendo assim, para o sistema U-Pb então tem-se que:

$$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb} = \frac{^{206}Pb_i}{^{204}Pb} + \frac{^{238}U}{^{204}Pb}(e^{-\lambda t} - 1) \quad \textbf{(1)}$$

$$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb} = \frac{^{207}Pb_i}{^{204}Pb} + \frac{^{235}U}{^{204}Pb}(e^{-\lambda t} - 1) \quad \textbf{(2)}$$

Equação 3. *Equação fundamental de decaimento radioativo para o sistema U-Pb, onde λ é a constante de decaimento e t, o tempo de decaimento.*

Estas equações formam a base do diagrama Concórdia (Wetherill, 1956, 1966; Tera e Wasserburg, 1972a), onde se plota as razões Pb^{206}/U^{238} versus Pb^{207}/U^{235} de uma mesma amostra (Figura 17). A curva paramétrica da concórdia é então representada pela série de soluções das equações acima para os mesmos valores de idade t, que é não linear devido a diferença na meia vida dos isótopos de U^{238} e U^{235}, levando a uma produção muito mais rápida de Pb^{207} em relação a Pb^{206}.

Cada análise é representada no diagrama de concórdia por uma elipse.

Análises que plotam ao longo da curva da concórdia correspondem a uma mesma idade t tanto para Pb^{207}/U^{235} quanto para Pb^{206}/U^{238}. Logo, se as idades Pb^{207}/U^{235} e Pb^{206}/U^{238} se correspondem, a análise é dita como concordante e a elipse estará sobre a curva de concórdia. Todas as análises em cristais de zircão que permaneceram como um sistema fechado desde sua cristalização até a litificação da rocha sedimentar plotam dessa maneira. Agora, caso as idades não se correspondam, então a análise é tratada como discordante e a elipse não tocará a curva de concórdia. Isso pode ocorrer por conta de eventos metamórficos ou hidrotemais que interajam com o zircão, uma vez que esses podem romper a estrutura cristalina do mineral e resultar na perda de Pb. Para esses dados discordantes, uma linha chamada discórdia une-os e converge na curva da concódia, gerando um ou dois interceptos. O intercepto superior indica a idade de cristalização dos zircões e o inferior, a idade do evento geológico que causou a abertura do sistema U-Pb no zircão (Mezgner & Krogstad, 2004; Bühn et al., 2009; Fig. 32). A presença de Pb^{204}, chumbo comum, no zircão pode influenciar na posição e no formato da elipse de uma análise, deixando-a esticada horizontalmente e abaixo da curva da condórdia.

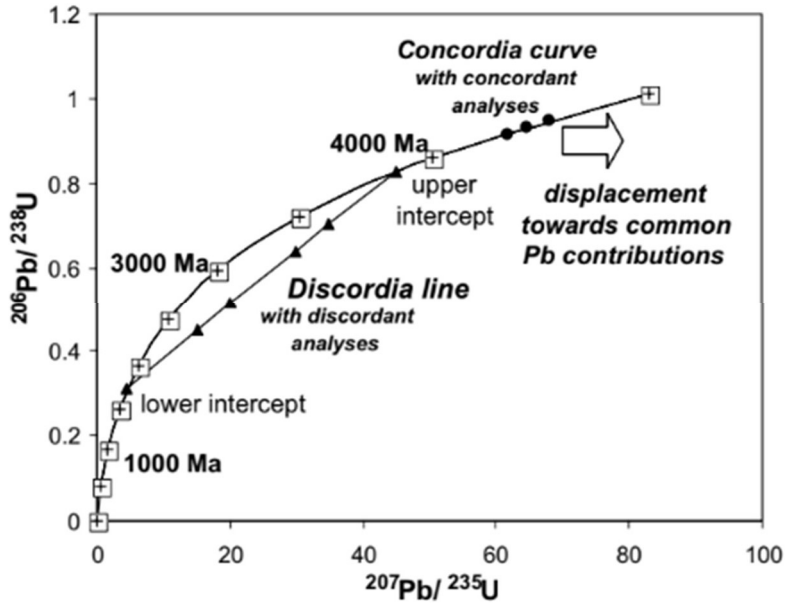


Figura 32. *Diagrama de concórdia $^{207}Pb/^{235}U$ vs $^{206}Pb/^{238}U$ com o resumo dos principais princípios (Bühn et al., 2009) explicados no texto.*

Nos estudos de proveniência sedimentar busca-se caracterizar populações de idades de múltiplos cristais de zircão, uma vez que uma única amostra de arenito pode apresentar cristais de fontes diferentes. Portanto, é crucial realizar um número elevado de análises de forma a representar de maneira fiel todas as

populações de cada fonte. No entanto, ainda não há bem um consenso sobre a quantidade exata de cristais necessários. Alguns especialistas, como Vermeesch (2004), afirmam que cerca de 117 deveriam ser analisados. Já outros, Andersen (2005) por exemplo, defendem que entre 35-70 são suficientes.

Independente da quantidade, o grande número de análises em uma única amostra faz com que a principal forma de apresentação e interpretação das idades de zircão detrítico seja realizada através de métodos estatísticos (Hurford et al., 1984; Ludwig, 2003; Andersen 2005; Vermeesch, 2012; Zimmerman et al., 2015). Atualmente, o método mais difundido para a visualização de populações de grãos detríticos é o KDE, (Kernel Density Estimation; Vermeesch, 2012). Neste método a probabilidade relativa das diferentes idades em uma população é expressa em picos e vales no gráfico (Fig. 33).

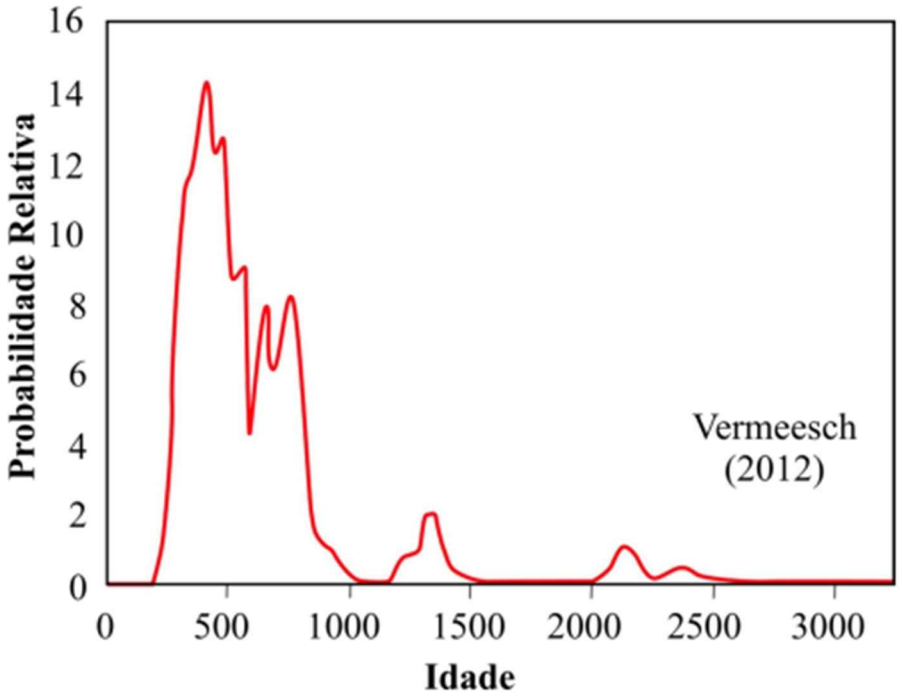


Figura 33. *Diagrama de estimativa de densidade Kernel (Kernel Density Estimation – KDE) usados na visualização das distribuições de idades U-Pb em populações de zircão detrítico (Vermeesch 2012).*

A partir da avaliação das populações de idades, cogita-se quais as prováveis localidades poderiam servir de fonte potencial de sedimentos para a região em que a amostra foi coletada. Um cuidado importante nessa análise é que áreas fontes comumente podem apresentar grande complexidade geológica e, tendem a envolver contribuições de materiais reciclados (Morton et al. 1991).

2.3.2.3. Elementos traços e ETR em zircão

A assinatura dos elementos traços e terras raras (ETR) em zircão varia de acordo com o tipo litológico, e consequentemente do tipo de magma o qual ele é derivado. No trabalho de Belesouva et al. (2002), há um compilado da média de zircões de litologias diferentes em um gráfico spider que demonstra essa diferença dos elementos ETR entre os zircões (figura 34).

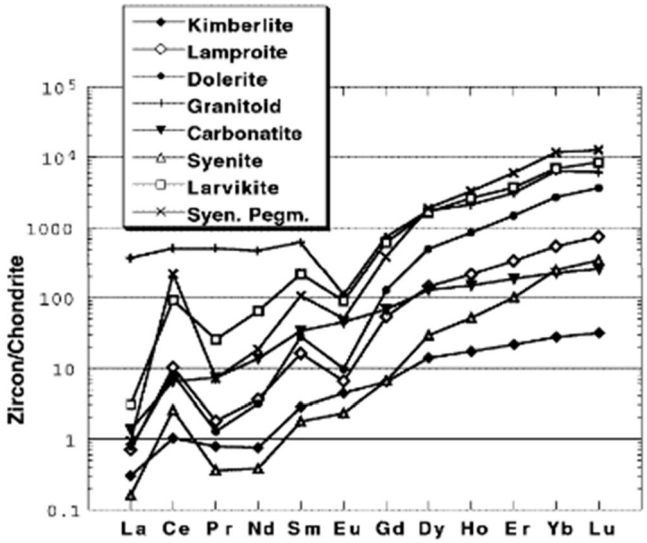


Figura 34. *Dados de ETR, normalizados para condrito (dados de Taylor & McLennan, 1985), de zircões derivados de diferentes tipos de litologia (Belosouva et al. 2002).*

Além disso, ainda no trabalho de Belesouva et al. (2002), os autores propõem uma categorização da química dos zircões por meio de gráficos composicionais utilizando elementos traços e ETR. Nesses gráficos, campos composicionais delimitam os tipos de rocha em que os zircões provêm (figura 35).

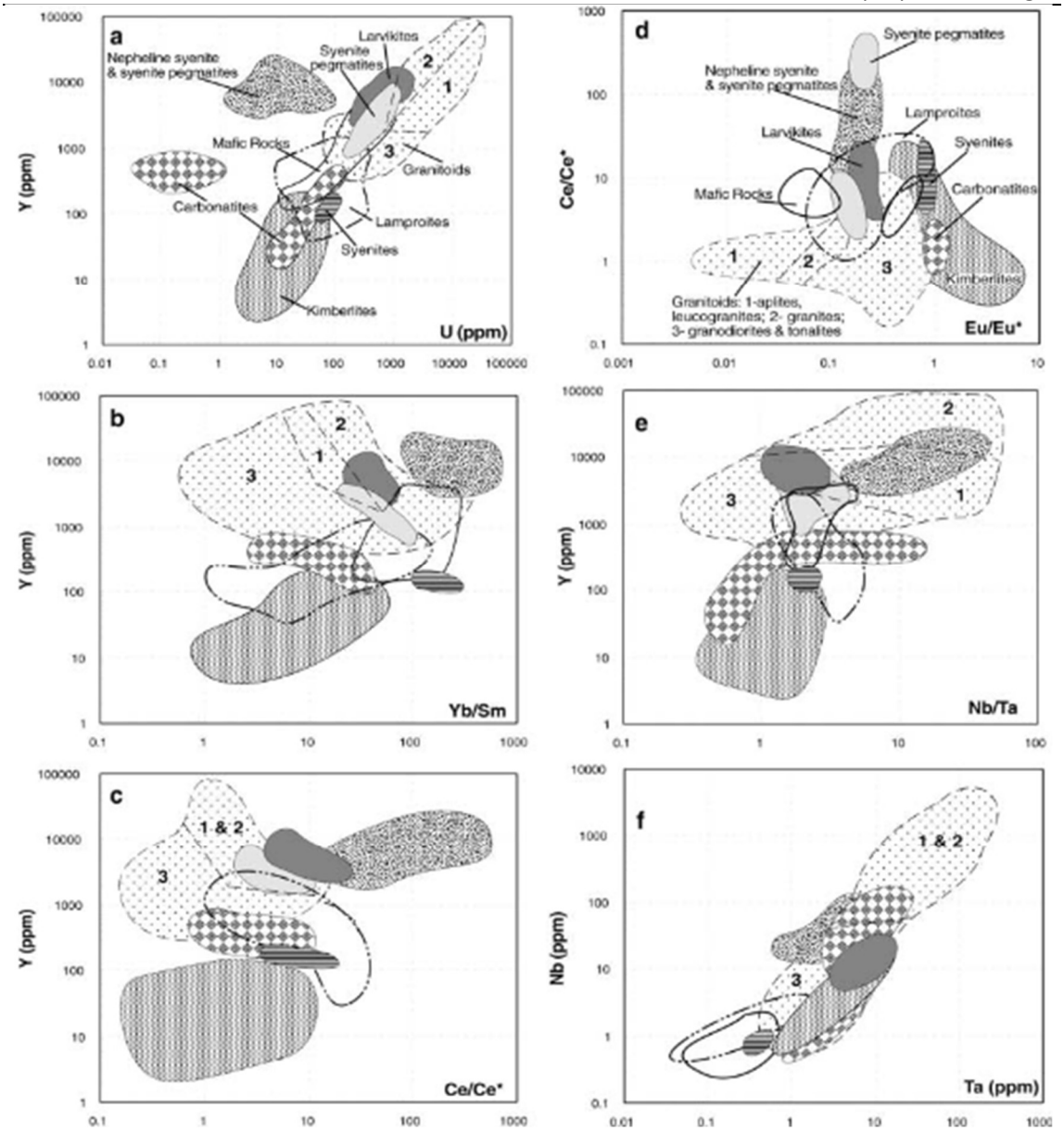


Figura 35. *Campos composicionais dos zircões sendo usados como discriminantes para diferentes litologias de Belosouva et al. (2002).*

Por fim, os autores ainda propõem dois modelos de árvores de classificação e regressão (*CART* em inglês) que levam em consideração a composição química dos zircões. A árvore de caminho mais curto não utiliza os ERT leves, enquanto a de caminho longo, usa a maior parte dos ETR além de parâmetros calculados, como o Ce/Ce* (figura 36). Por meio desses modelos pode-se estimar a provável proveniência dos zircões estudados. Esses modelos de caminhos, e os gráficos composicionais, já foram utilizados em outros trabalhos inclusive (Gu et al., 2013; Wang et al., 2018; Xiong et al., 2021 por exemplo).Nesse sentido, espera-se seguir esse mesmo procedimento para as amostras analisadas no presente trabalho.

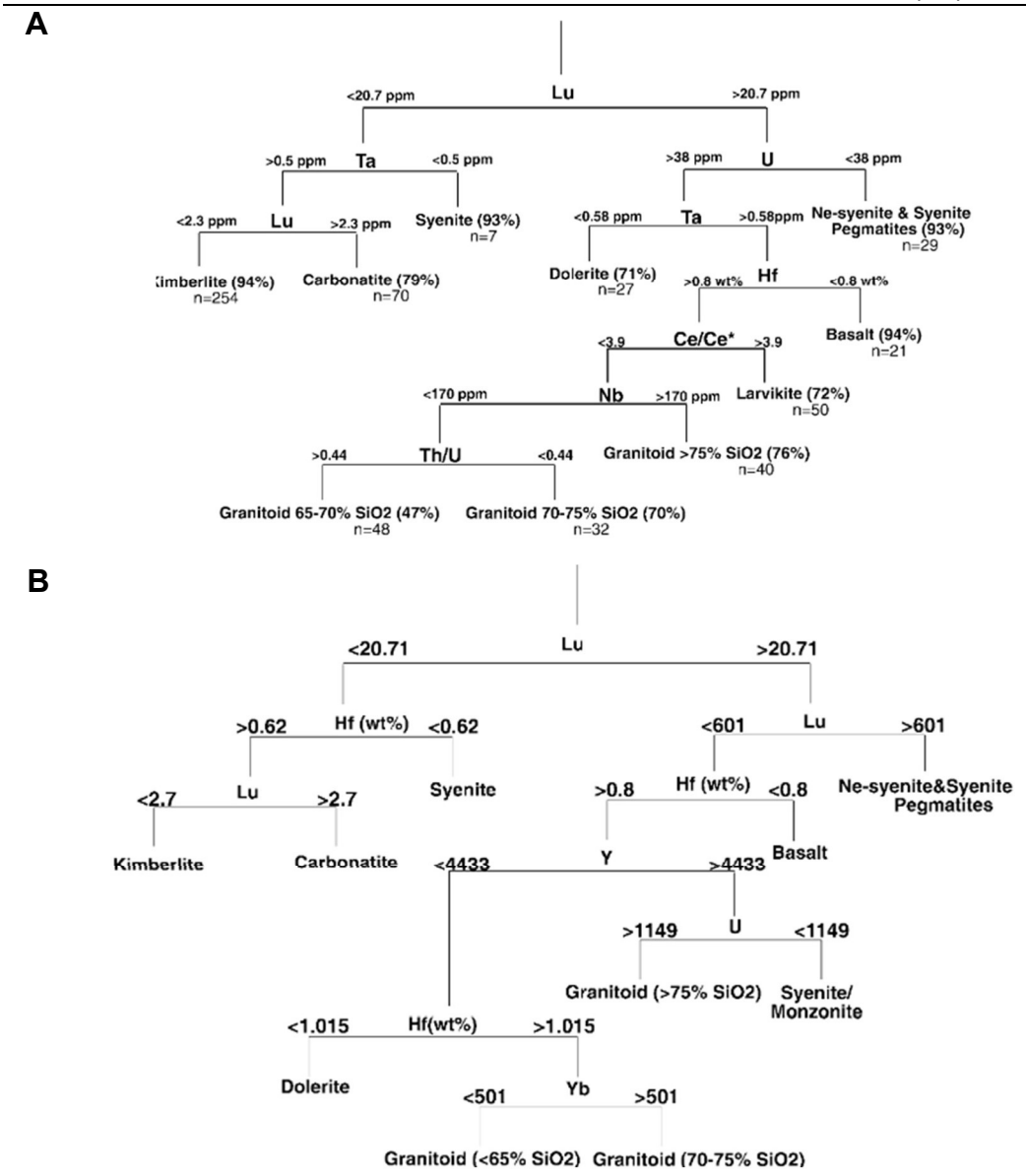


Figura 36. *Modelos de árvore de classificação e regressão de caminho longo (A) e caminho curto (B) de Belosouva et al. (2002).*

2.3.2.4. Elementos maiores, traços e ETR em rochas sedimentares

Os elementos maiores em rochas sedimentares, apesar de serem mobilizados por processos intemétricos e/ou diagenéticos, podem ainda serem utilizados como parâmetros indiretos da proveniência sedimentar. Estudos prévios desenvolveram gráficos ternários e binários utilizando parâmetros de alteração intempérica, CIA e CIW por exemplo, que podem dar indicativos a respeito da rocha fonte de sedimentos (figura 37; Kronberg e Nesbitt, 1981; Nesbitt e Young, 1982; Nesbit et al., 1996). Esses parâmetros são calculados levando em consideração a porcentagem de diferentes óxidos de elementos maiores, mais comumente Al_2O_3, CaO* (retirando do cálculo o cálcio das fases

carbonáticas), Na_2O, K_2O, FeO* (FeO + Fe_2O_3) e MgO.

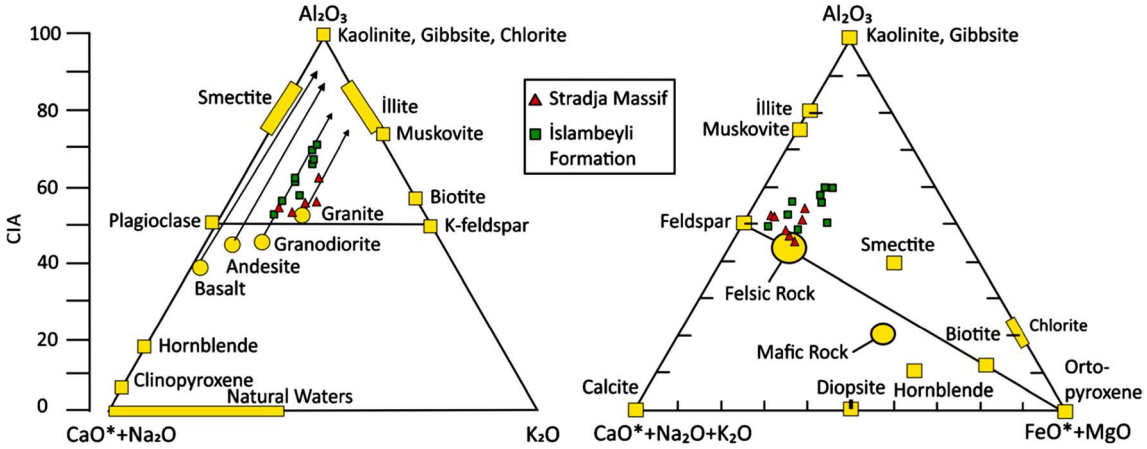


Figure 37. *Exemplo do uso dos gráficos ternários de Nesbitt e Young (1982) e Nesbit et al. (1996) para a determinação indireta da proveniência de rochas sedimentares moderadamente a fortemente intemperizadas. Retirado de Ekinci-Şans et al. (2020).*

Outra maneira de se investigar a proviniência de rochas sedimentares por meio de análises geoquímicas elementares é utilizando a concentração de elementos traços e ETR e a porcentagem óxidos de elementos maiores e traços pouco ou não mobilizados por intemperismo ou processos diagenéticos (Al_2O_3, TiO_2, Th, Cr, Zr e Sc por exemplo). Estudos anteriores demonstram a eficácia das razões Th/Cr, Th/Sc e Eu/Eu* (anomalia de európio) e dos gráficos de TiO2 vs Al_2O_3 e La/Yb vs ΣETR na identificação dos litotipos de rochas fontes (figura 38; Allègre and Minster, 1978; Floyd and Leveridge, 1987; Hayashi et al., 1997; Armstrong-Altrin et al., 2013; Xu et al. 2017).

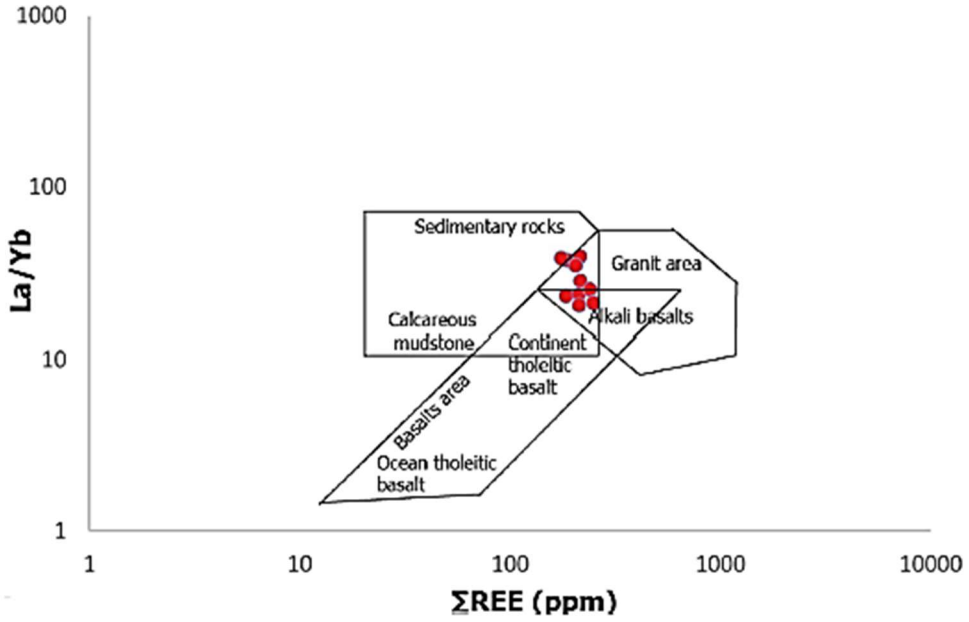


Figure 38. *Exemplo do uso dos diagramas de Floyd e Leveridge (1987) e Xu et al. (2017) para a determinação da composição das rochs fontes de sedimentos aluvionares. Retirado de Soureiyatou et al. (2020).*

CAPÍTULO 3
ÁREAS DE TRABALHO

3. ÁREAS DE TRABALHO

3.1. Bacia do Acre

As amostras referentes a Formação Solimões foram coletadas em sete afloramentos de encosta ao longo da rodovia BR-364, que liga as cidades de Rio Branco e Cruzeiro do Sul (Estado do Acre), e dois afloramentos nas margens do Rio Juruá perto da divisa do Estado do Acre com o Peru (Fig. 39). Os alfloramentos AC 61, 62 e 64, 78 e 83 pertencem a Bacia do Acre e os afloramentos AC 66, 65, 72 e 73 ficam na porção mais oeste da Bacia do Solimões.

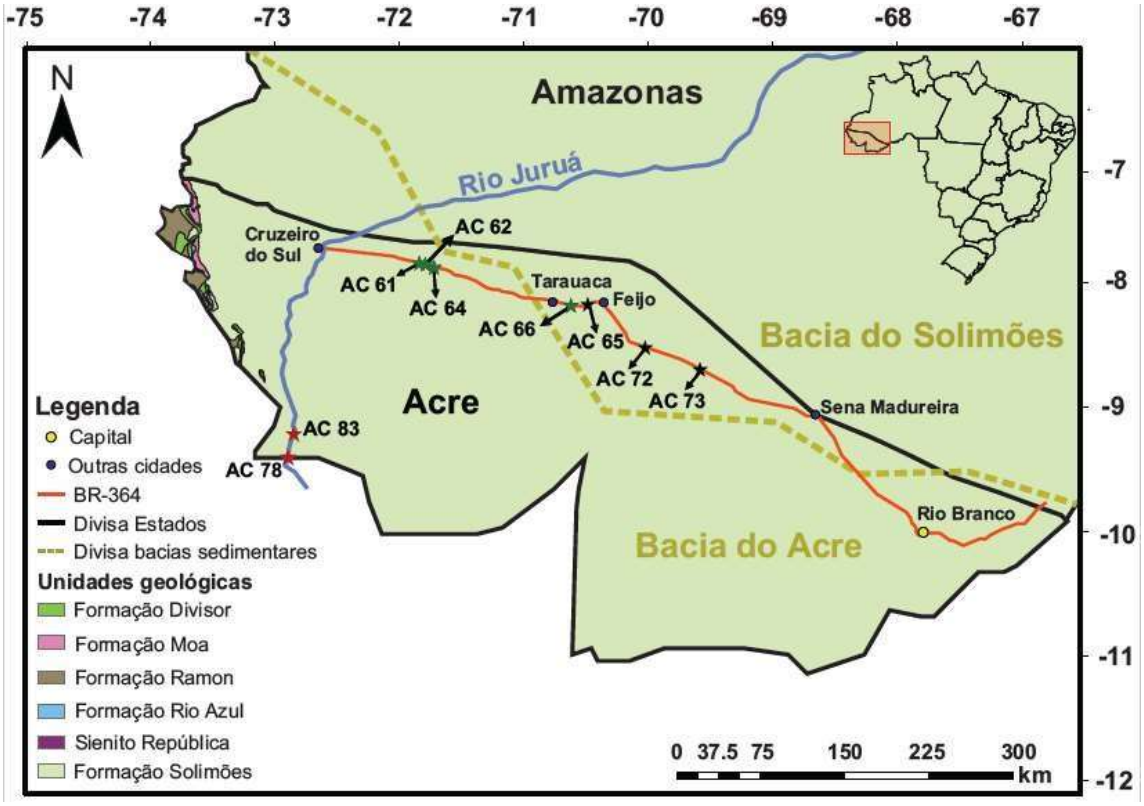


Figura 39. *Mapa geológico do Estado do Acre. As estrelas verdes representam os afloramentos visitados na campanha de 2018, as pretas, afloramentos da campanha de 2019, e as vermelhas, da campanha de 2022.*

Os perfis geológicos levantados, as posições de amostragem e os tipos de análises isotópicas/geoquímicas realizadas em cada amostra (rocha ou fóssil) dos afloramentos visitados nas campanhas estão resumidos na figura 40. As feições gerais dos afloramentos estudados nas campanhas de 2018, 2019 e 2022 estão representadas respectivamente nas figuras 41 a 43.

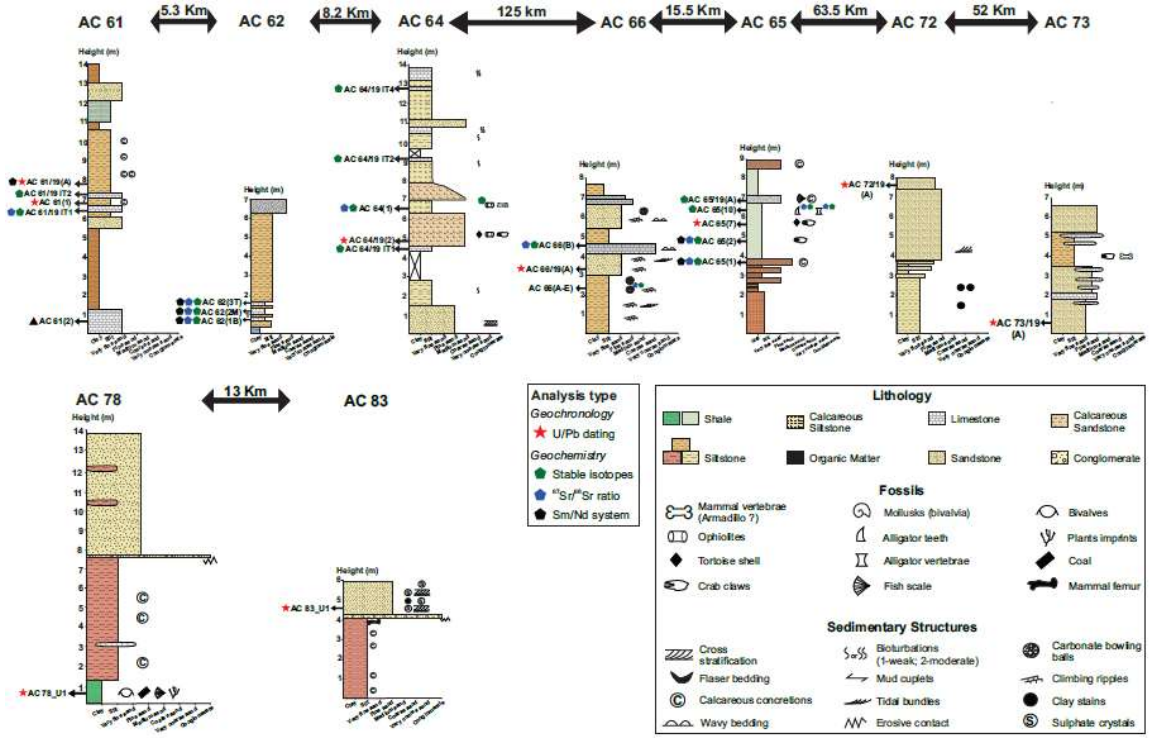


Figura 40. *Compilado dos perfis geológicos levantados nos afloramentos mostrados na figura 29. Os afloramentos da parte superior foram descritos ao longo da BR-365, enquanto os da parte inferior, no Rio Juruá.*



Figura 41. *Fotografias do afloramento AC61 (A) na BR-364 (Estado do Acre) durante campanha à Bacia do Acre em 2018. Fotografia de um nível de calcarenito (B) desse aflroamento.*



Figura 42. *Fotografias dos afloramentos AC64 (A) e AC65 (B) na BR-364 (Estado do Acre) durante campanha à Bacia do Acre em 2019.*



Figura 43. *Fotografia do afloramento AC83 ao longo do Rio Juruá (Estado do Acre) durante campanha à Bacia do Acre em 2022.*

3.2. Bacia do Araripe

As atividades de coleta de amostras foram realizadas em três afloramentos na porção leste da bacia, onde afloram as fácies de folhelhos negros da Formação Romualdo (FA3 e FA4 de Custódio et al., 2017; figura 44). No afloramento Sobradinho objetivou-se coletar o intervalo mais basal dessas fácies, já nos outros afloramentos, intervalos mais superiores.

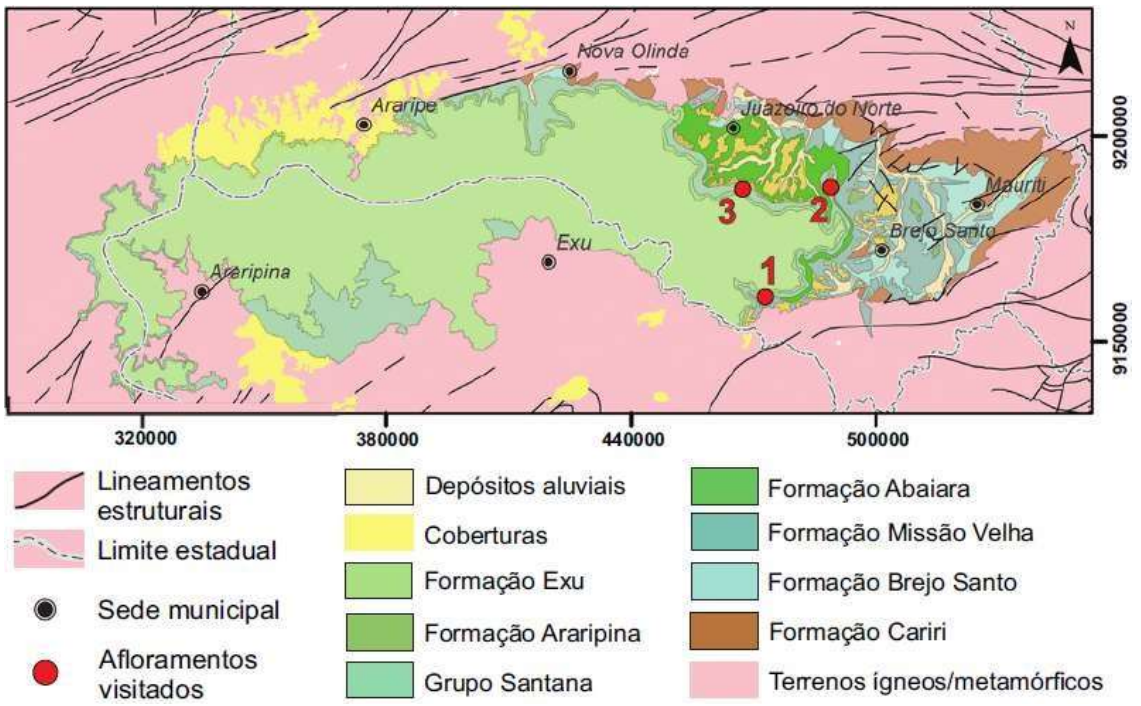


Figura 44. *Mapa geológico da Bacia do Araripe com a localização dos afloramentos visitados: 1- Romualdo; 2- Sobradinho; 3- Mãozinha (modificado de Assine, 2007; Camacho et al., 2017).*

O primeiro afloramento localiza-se dentro de uma drenagem no sítio Sobradinho, a 20 km da cidade de Porteiras - CE. Essa localidade apresenta o perfil completo da sequência sedimentar da Formação Romualdo. Como a seção já foi extensivamente levantada em trabalhos da literatura, preferiu-se descrever de modo mais geral as litologias e utilizar as feições disponíveis em Custódio (2017) na montagem do perfil estratigráfico. O perfil se inicia no contato concordante da Formação Crato com a Romualdo, marcado pela passagem abrupta de um nível de carbonato fibroso para arenito médio. A sucessão continua com a intercalação entre arenitos médios a finos e siltitos, evoluindo gradualmente para uma intercalação entre siltitos e camadas argilosas ricas em matéria orgânica com eventuais nódulos carbonáticos. O perfil termina quando os níveis ricos em matéria orgânica se adensam e entram em contato com um nível de coquina, onde se encontra um bivalve tipicamente marinho (gênero *Bakevellida*). Essas litologias correspondem à evolução da fácies FA-1 (planície aluvial costeira) até o início da fácies FA-5 (marinho dominado por tempestade) do trabalho de Custódio et al. (2017). Na primeira campanha de campo, em 2020, coletou-se cinco amostras de folhelhos ricos em matéria orgânica (amostras M^2AR 7.7 e 7.8). Além disso, em 2022, realizou-se uma coleta de 10 em 10 centímetros na porção onde as camadas de folhelho ricos em matéria orgânica são mais espessas (amostras com prefixo ARARMA 01 entre as alturas 33-48 m), totalizando cento e sessenta e uma (161) amostras de folhelho (figura 45).

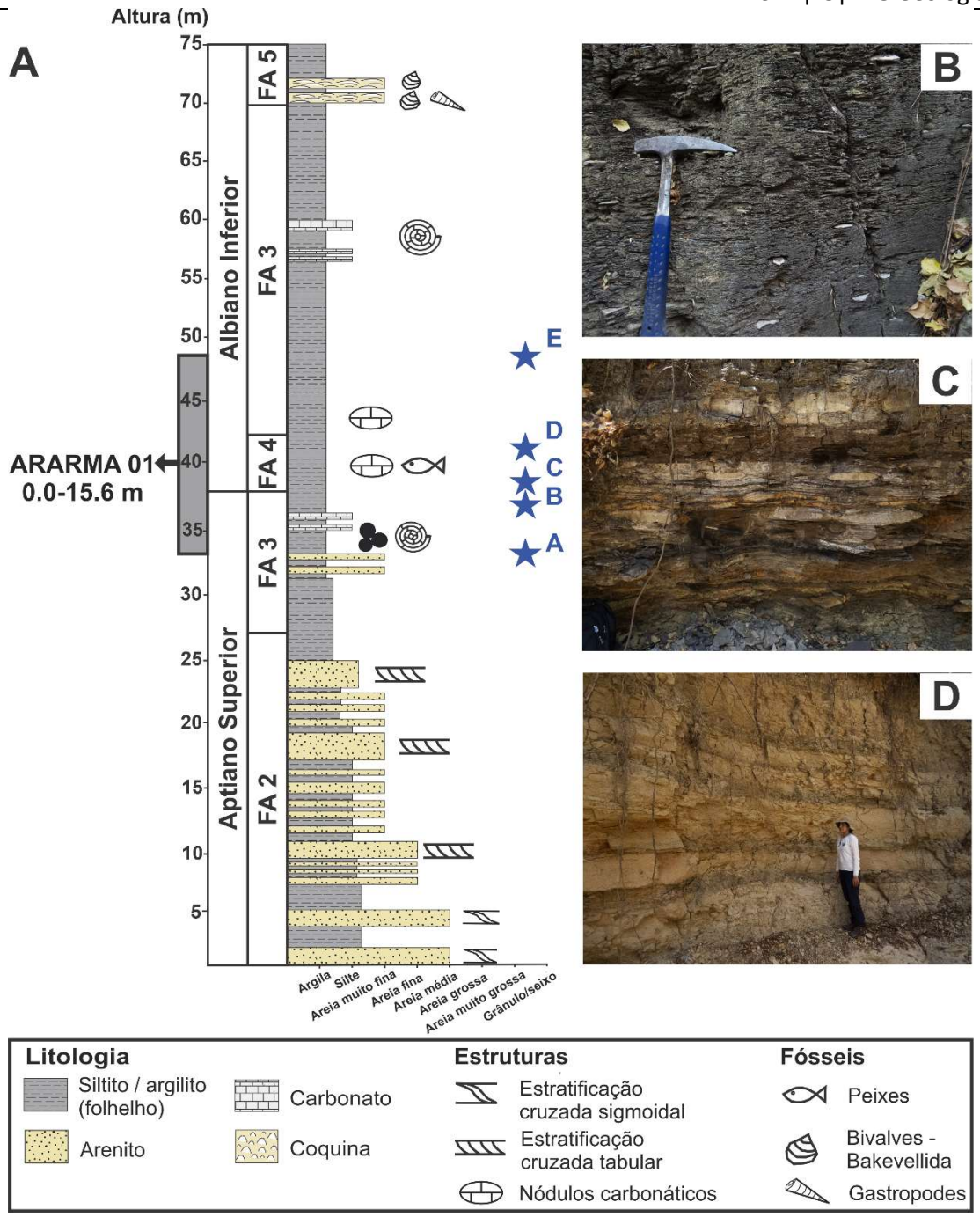


Figura 45. *A) Perfil geológico do sítio Sobradinho (modificado de Custódio et al., 2017) com o intervalo de coleta das amostras de folhelho negro. As estrelas azuis representam as amostras coletadas para análises geoquímicas elementares mais específicas; B) Porção intermediária do intervalo de folhelhos (40-41 m); C) Início do intervalo de folhelhos negros (33-35 m); D) Intercalação entre siltito e arenito (12-16 m).*

O segundo afloramento se encontra nas margens de riacho perto do sítio Mãozinha, a 25 km da cidade de Missão Velha - CE. A sequência sedimentar é composta basicamente por folhelhos esverdeados a negros com eventuais nódulos carbonáticos ou níveis milimétricos de sulfato (provavelmente gipsita). Na parte superior da seção, níveis de calcita fibrosa e de gastrópodes alinhados ao acamamento se destacam entre as camadas de siltitos esverdeados.

Identificou-se também um nível decimétrico de brecha carbonática na porção intermediária da seção (figura 34). Essas litologias correspondem ao topo da fácie FA-3 (plataforma marinha interna), base do perfil, e à fácie FA-4 (plataforma interna a externa) segundo o trabalho de Custódio et al. (2017). Na visita de 2020, quatro amostras de folhelhos foram coletadas na porção média a superior da seção (sigla M^2AR). Já na campanha de 2022, foram coletadas mais dezesseis amostras de folhelhos referentes ao topo da seção, em intervalos de 20 em 20 centímetros, com o prefixo ARARMA 02 (figura 46).

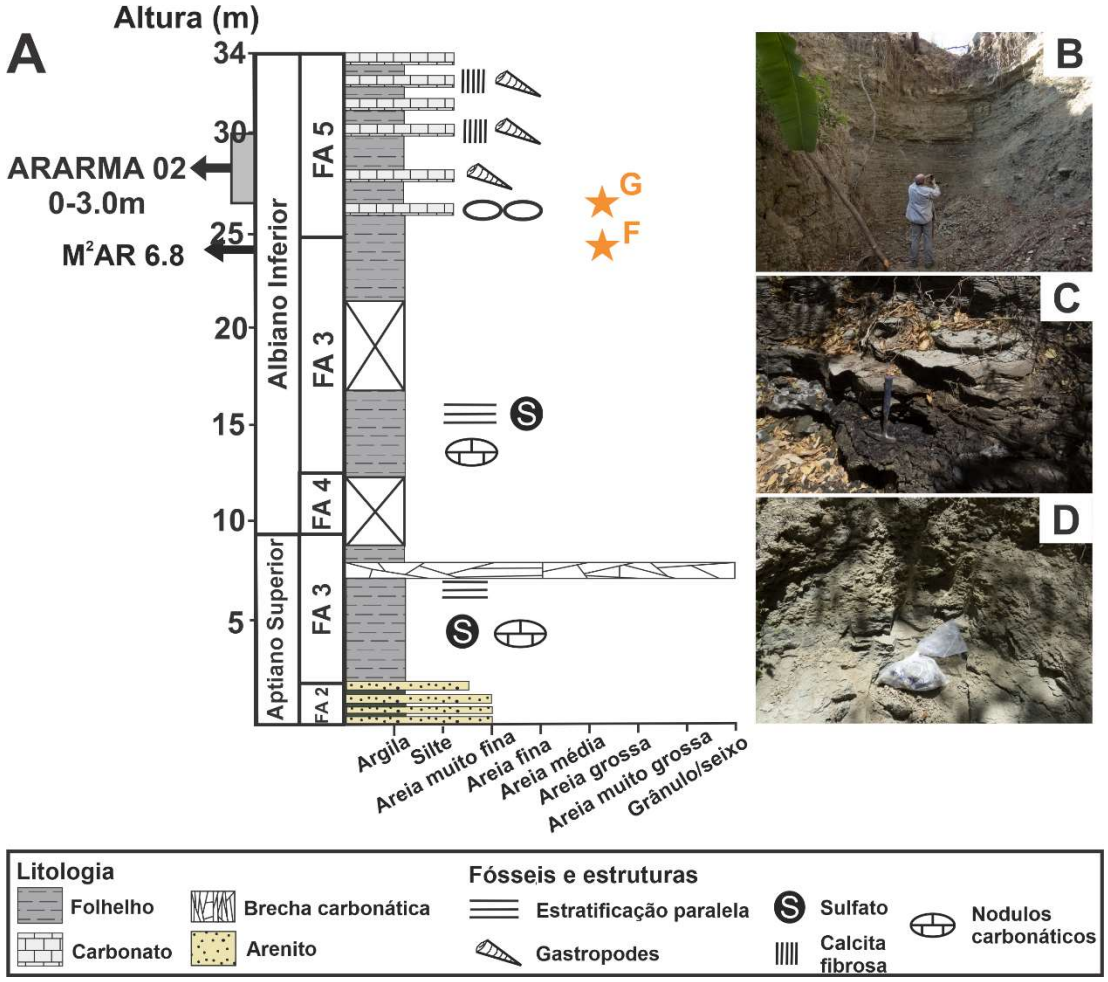


Figura 46. *A) Perfil geológico do sítio Mãozinha (modificado de Custódio et al., 2017) com o intervalo de coleta das amostras. As estrelas laranjas representam as amostras coletadas para análises geoquímicas elementares mais específicas; B) Parte superior do perfil (27-34 m); C) Intervalo intermediário do perfil (23-25 m); D) Parte inferior do perfil (1-2 m).*

Por fim, o último afloramento visitado se localiza no sítio Melo, cerca de 10 km do perímetro urbano de Crato (CE), e tem o nome de Romualdo. O acesso se dá a pé andando 2 km por um descampado à margem esquerda da CE-386 (sentido Arajara) em descida até o rio Romualdo. O perfil inicia-se com bancos métricos de arenito médio a grosso com presença de sucessivas estratificações

cruzada interrompidos por finos estratos de siltito. Ao longo do rio e subindo no perfil, observa-se um afinamento das camadas de arenito para o topo e aumento da espessura das camadas de siltito. Essa tendência é interrompida por uma sequência de folhelhos laminados cinza claros e escuros (concreções carbonáticas subordinadas), a qual forma uma cachoeira local. Acima da cachoeira, a sequência de folhelhos segue até o aparecimento de um nível carbonático fossilífero (bivalves e gastrópodes) decimétrico no fim do perfil geológico. As litologias descritas correspondem às fácies FA-1 até a base da fácies FA-5 do trabalho de Custódio et al. (2017). Trinta e quatro amostras de folhelho foram coletadas no topo do perfil em intervalos de 10 em 10 centímetros entre as alturas de 42,5 a 45,5 m com o prefixo ARARMA 03 (figura 47).

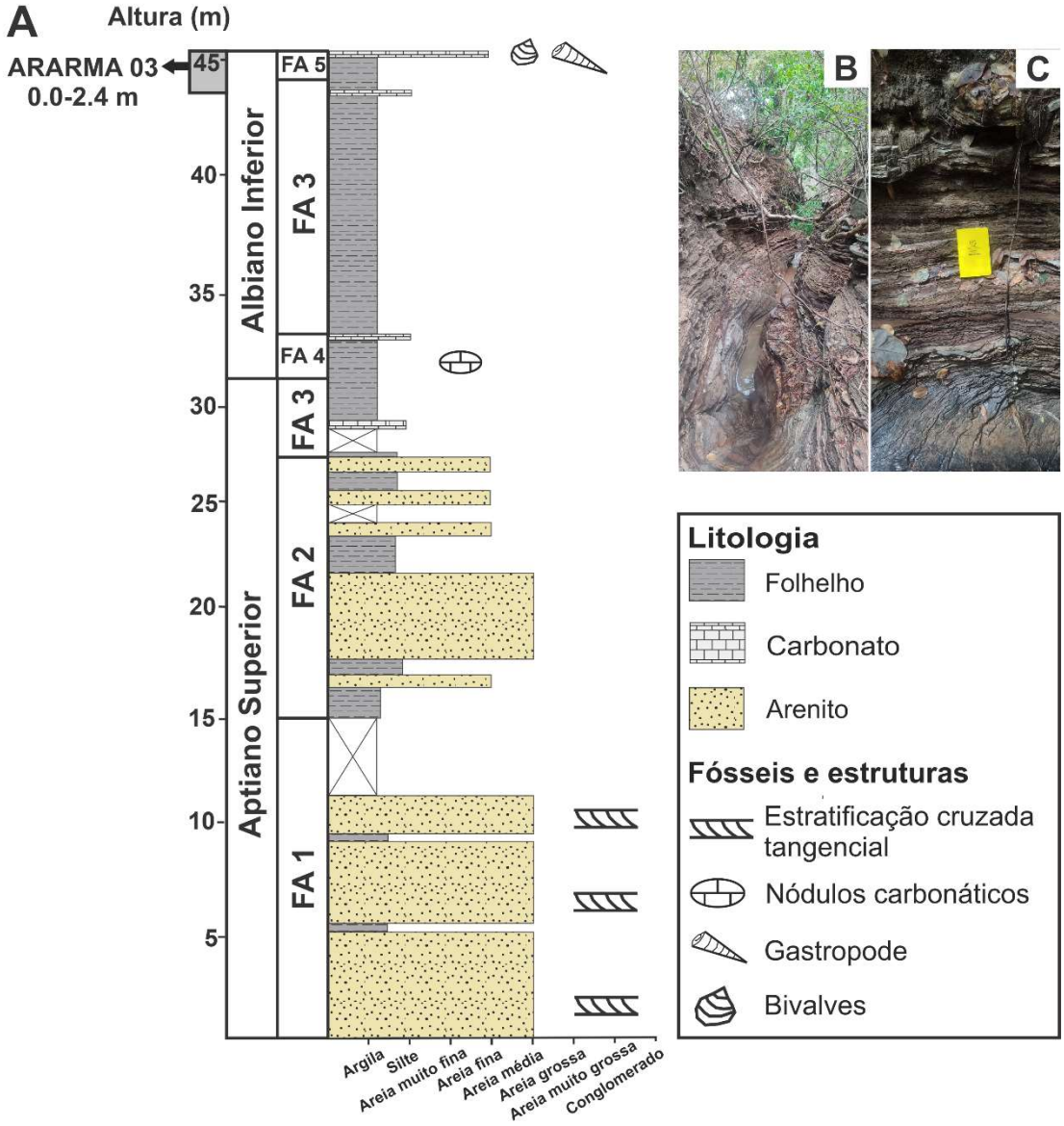


Figura 47. *A) Perfil geológico do sítio Romualdo (modificado de Custódio et al., 2017) com o intervalo de coleta de amostras; B-C) Ângulos diferentes da parte superior do perfil (43-45.4 m).*

CAPÍTULO 4
METODOLOGIAS

4. METODOLOGIAS

4.1. Isótopos estáveis: carbono e oxigênio ($\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$)

4.1.1. Carbono e oxigênio inorgânico ($\delta^{13}C_{carb}$ e $\delta^{18}O_{carb}$)

Amostras de calcário (e folhelhos carbonáticos no caso da Formação Romauldo) separadas para análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio foram parcialmente pulverizadas com uma broca microretífica (Dremel), tomando-se o cuidado de retirar o material das porções mais frescas da rocha. Alíquotas de 0.6 mg foram pesadas em tubos de ensaio de vidro (vails), submetidos posteriormente ao processo de *flush* (retirada de ar atmosférico e injeção de He para dentro do tubo) e ataque ácido (seis a sete gotas de H_3PO_4 99%) no equipamento Gasbench II. Após 60 minutos, o CO_2 produto da reação amostra-ácido é carreado junto do He para ionização e leitura no espectrômetro de massa Delta V Plus. Os valores isotópicos das amostras foram balizados e corrigidos segundo os padrões internacionais NBS-19 ($\delta^{13}C$ = 1.95 ± 0.03 e $\delta^{18}O$ = - 2.20 ± 0.1‰) e os padrões internos CABRA ($\delta^{13}C$ = 2.14‰ e $\delta^{18}O$ = -1.72‰), CM1 ($\delta^{13}C$ = 2.12‰ e $\delta^{18}O$ = -1.51‰) e Rei-I ($\delta^{13}C$ = -7.85‰ e $\delta^{18}O$ = -7.90‰). Os resultados obtidos contêm incerteza instrumental associada de ± 0.1‰. As preparações das amostras e as análises em espectrômetro foram feitas no Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais da Universidade de Brasília (LEGGA-UnB).

4.1.2. Carbono orgânico em folhelhos ($\delta^{13}C_{org}$)

As amostras de folhelho da Formação Romualdo foram preparadas para análise de carbono orgânico seguindo a seguinte metodologia: i) Lavagem em água correntes e secagem em estufa (70º C) por 12 horas; ii) Fragmentação até o tamanho de 1 cm^3 e pesagem de 30 g das amostras; iii) Ataque com HCl concentrado por 24 horas para dissolução de minerais carbonáticos; iv) Neutralização da solução com solução de soda cáustica (NaOH) e retirada do ácido até pH ≤ 6; v) Ataque com HF concentrado por 48 horas para a dissolução de minerais silicáticos; vi) Nova neutralização com NaOH e retirada do ácido até pH ≤ 6; vii) Secagem em estufa (100º C) para a coleta do material; viii) Pesagem de 0.2-0.4 mg para análise em Flash Elemental Analyzer acoplado ao IRMS Delta V Plus (Thermo Finnigan™). Os procedimentos de ataques químicos foram realizados no Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília

(LabMicro-UnB) e as análises em espectrômetro no Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais da Universidade de Brasília (LEGGA-UnB).

Nas análises realizadas, as amostras foram rodadas no sistema SSB (*sample standard brackting*), onde os valores isotópicos das amostras foram balizados e corrigidos segundo os padrões internacionais USGS-24 ($\delta^{13}C$ = -16.05‰) e UIW ($\delta^{13}C$ = -40.81‰) e o erro associado foi de 0,2‰. Os parâmetros de análise usados no sistema do Flash EA foram: i) temperatura da fornalha: 1050º C; ii) temperatura do forno: 50º C; iii) fluxo do gás referência (CO2): 100 µL/s; iv) fluxo de oxigênio (O_2): 250 µL/s; v) fluxo do gás carreador (He): 100 µL/s.

4.2. Carbono orgânico total (COT)

Amostras de folhelho da Formação Romualdo foram preparadas para análises de carbono orgânico total conforme os procedimentos a seguir: i) fragmentação das amostras com martelo; ii) maceração em grau de cerâmica; iii) peneiramento do material macerado em peneira de abertura de 90 µm; iv) pesagem de 250-700 mg; v) análise do do carbono total (CT) no equipamento Shimadzu TOC-VCSN; vi) nova pesagem das mesmas amostras, sendo a quantidade semelhante à anteriormente registrada; v) ataque ácido com HCl 5% para dissolução de fases carbonáticas; vi) secagem em estufa (90º C) até evaporar o ácido; vii) nova análise no Shimadzu TOC-VCSN , agora para leitura do carbono orgânico total (COT). As análises foram realizadas na Central Analítica do Instituto de Química da Universidade de Brasília (IQ-UnB).

4.3. Isótopos de estrôncio ($^{87}Sr/^{86}Sr$)

Ainda utilizando o mesmo material retirado da pulverização das amostras selecionadas, coletou-se alíquotas de 20 mg para a separação química do estrôncio. A separação iniciou-se com um ataque ácido de HNO_3 (2,9M) para dissolver apenas a fração de carbonato e evitar a lixiviação de ^{87}Sr e ^{87}Rb radiogênicos a partir dos constituintes não carbonatados das amostras. As amostras foram secas em placa aquecida a 70º C e rediluídas em HNO_3 (0,1 M). Em seguida, separou-se colunas de troca iônica de teflon retrátil parcialmente preenchidas com 0,1 mg de resina Sr-spec (Eichrom®) e passou-se uma amostra em cada coluna. Dessa maneira, eluiu-se uma solução rica em

Sr-Rb, e a resina reteve os outros elementos da matriz. As soluções concentradas de cada amostra foram pipetadas no filamento de tungstênio do espectrômetro de massa por ionização térmica (TIMS) FINNEGAN MAT 262, e assim, as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ foram então medidas. O padrão internacional ultizado para calibrar e corrigir os valores das amostras foi o NBS-987 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.71027 ± 0.00002). Todos os procedimentos laboratoriais (separação química por cromotografia iônica e análises em espectrômetro) foram realizadas no Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais da Universidade de Brasília (LEGGA-UnB).

4.4. U-Pb em zircão

As amostras de rocha separadas para datação absoluta pelo método U-Pb, geralmente arenitos finos a médios, foram fragmentadas com martelo e desagregadas em moinho de panela (5 segundos). As amostras desagregadas foram então bateadas, concentrando apenas o material mais denso (óxidos e minerais pesados). Após a secagem em lâmpada incandescente, esse material foi passado em um separador magnético (Franz), onde a parte não magnética foi reservada para análise em microscópio estereoscópico. A partir dessa análise, cerca de 120-150 cristais de zircão, de cada amostra, foram separados manualmente e reunidos em uma fita adesiva colada em uma lâmina de vidro. Dá-se o nome desse aglomerado de cristais de *mount.* Esses *mounts* são resinados usando ponteira de pipeta e uma solução resinosa *(*25 gotas de resina líquida EpoFix e 2 gotas de solução enduracedora EpoFix). Deixa-se entre 3-5 minutos em lâmpada incandescente para retirar quaisquer bolhas existentes e despeja-se a solução final nos *mounts*. O mount resinado é levado para estufa (50º C) por 24 h para que a solução endureça.

Após o resinamento, utiliza-se lixas nº 2500 a fim de retirar parte da resina e expor os cristais de zircão a superfície. Por fim, realiza-se o polimento dos *mounts* com pasta diamantada 0.25 micras e lubrificante azul DP sobre feltro. Dessa forma, os *mounts* polidos ficam prontos para metalização com grafite, e imageamento do tipo EBS (*eléctron backscattering*) em microscópio eletrônico de varredura (FEI Quanta FEG 450).

Ao findar do imageamento, levou-se os *mounts* para análise dos isótopos de U-Pb-Th em SC-LA-ICPMS Element XR acoplado ao laser Teledyne CETAC

Iridia (Thermo Fisher). Na corrida das amostras, procurou-se utilizar o método samples-standard bracketing a cada dez análises em cristais de zircão. Os padrões ultilizados foram: Plesovich (zircão de idade 334 Ma), 91500 (zircão de idade 1070 Ma) e GJ-1 (zircão de idade 602 Ma). Os parâmetros do espectrômetro utilizados para as análises estarão em anexo ao findar do trabalho. A redução e tratamento dos dados brutos das amostras e dos padrões foram realizados no software Iollite IO4. Posterior à exportação, a construção dos gráficos de concórdia foi feita na ferramenta online Isoplot R (Vermeesch, 2018). Por fim, os gráficos KDE de distribuição temporal das populações de zircão das amostras foram feitos em Phyton por meio do código DetritalPy (Sharman et al., 2018) e os gráficos comparativos MDS em R por meio da ferramenta *Provenance* (Vermeesch, 2020).

4.5. Elementos traços e ETR em zircão

Os mesmos *mounts* das amostras analisadas para isótopos de U-Pb foram reaproveitados para a aferição de elementos traços e ETR. Assim como no primeiro método, as análises foram realizadas no SC-LA-ICPMS Element XR acoplado ao laser Teledyne CETAC Iridia (Thermo Fisher) do Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais da Universidade de Brasília (LEGGA-UnB). No caso, foram selecionados e analisados 20 cristais de zircão com idades U-Pb concordantes, representando as populações mais abundantes de cada amostra. A ablação de cada cristal (spot de 35 μm) ocorreu relativamente próxima de onde foi analisada a primeira ablação para U-Pb. Na corrida das amostras, procurou-se utilizar o método samples-standard bracketing a cada dez análises em cristais de zircão. Os padrões ultilizados foram: NIST-612 (primário), NIST-610 (secundário), monazita Diamantina (secundário) e apatita Durango (secundário). A redução e tratamento dos dados brutos das amostras e dos padrões foram realizados no software Iollite IO4. Os valores de referência para calibração dos dados obtidos foram: SiO_2 estequimétrico para zircão (14.76 wt.%), CaO para apatita (40 wt.%), e dados de EPMA Ce_2O_3 para monazita (28 wt.%). Por fim, os dados de ETR foram normalizados para condrito CI (Barrat et al., 2012) antes de serem utilizados nas interpretações da presente tese.

4.6. Hg total

Selecionou-se 32 amostras de folhelhos da Fm. Romualdo para esse tipo de análise. Para isso, essas amostras foram lavadas em água corrente, e secas ao natural por cerca de três dias, estando assim prontas para a maceração em grau de ágata. Após a maceração, alíquotas entre 10-250 mg das amostras selecionadas foram pesadas em barcas de vidro temperado para análise. As análises de Hg total foram realizadas por espectroscopia de absorção atômica, no equipamento ZAAS RA-915+ Lumex. Para sedimentos e material particulado, utilizou-se o acessório de forno de pirólise PYRO, que possibilita a análise de amostras sólidas por TDAAS (thermodesorption atomic absorption spectroscopy). O modo de operação utilizado tinha fluxo de ar (do ambiente) de 1,2 a 0,8 L/min, temperatura da primeira câmara do atomizador de 680 a 740 °C, temperatura da segunda câmara do atomizador de 600 a 770 °C e, temperatura da célula analítica de 680 a 730 °C. A curva analítica de padrão externo (área do pico em função da massa de Hg) foi construída pesando diferentes massas do material de referência PACS-3 (sedimento marinho). A exatidão foi determinada pela análise do material de referência NIST 1646a (sedimento de estuário), que apresenta valor de concentração de Hg próximo às amostras do Rio Madeira. Tanto o material de referência quanto as amostras foram analisados em triplicata.

4.7. Isótopos de Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$)

Selecionou-se 23 amostras de folhelhos da Fm. Romualdo para a análise dos isótopos de Nd da fração detrítica. Após a maceração das amostras, aplicou-se uma metodologia de extração sequencial em 4 etapas para a separação das fases minerais de interesse. Na primeira etapa, pesou-se cerca de 1 g de amostra e atacou-se com ácido acético (CH_3COOH) 10% para a remoção de minerais carbonáticos. Após 2 horas de reação, as amostras foram colocadas em uma Orbirtal Shaker por 2-3 horas e centrifugadas a 2000 rpm por 2 minutos. Assim, descartou-se o sobrenadante resultante desses processos. Na segunda etapa, atacou-se a amostra com uma mistura de 0.5M de Hidrocloreto de Hidroxilamina ($NH_2OH.HCl$) e ácido acético 5% para remoção de óxidos/hidróxidos de Fe e Mn. Após 2 horas de reação, as amostras foram colocadas na Orbirtal Shaker por 24 horas e centrifugadas a 3000 rpm por 2 minutos. O sobrenadante resultante foi recuperado ao findar dos

processos. Na terceira etapa, atacou-se as amostras com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) 67% para remoção da fração orgânica. Após 48 horas de reação, as amostras foram colocadas em uma Orbirtal Shaker por 24 horas e centrifugadas a 3000 rpm por 3 minutos. Assim como na etapa anterior, o sobrenadante resultante foi recuperado ao findar dos processos. Por fim, na quarta etapa, focou na separação da fração argila da fração silte. As amostras foram rediluídas em 40 mL de H_2O MiliQ e centrifugadas a 800 e 1000 rpm por 2 minutos para a suspensão da argila. A fração argilosa foi então recolhida e armazenada em outros tubos falcon.

Após a extração sequencial, iniciou-se outra parte de preparação química antes da análise isotópica. Primeiro, pesou-se cerca de 50-100 mg das amostras e 20-40 µL de uma solução spike (enriquecida nos isótopos ^{149}Sm e ^{150}Nd). Em seguida, aplicou-se uma nova sequência de digestão com HNO_3 e HF destilados e HCl 6N a fim de preparar as amostras para passagem em uma sequência de duas colunas de teflon para separação cromatográfica iônica. A primeira passagem ocorre em uma coluna de troca iônica para a separação dos elementos terra-rara (ETR). A segunda passagem ocorre em uma coluna carregada com pó de politetrafluoretileno (PTFE), impregnado com ácido fosfórico DI-(2-etilexil) (HDEHP) e resina catiônica comercial LN-spec para a separação dos íons de Sm e Nd. A eluição das amostras nas duas colunas foi realizada com HNO_3 6N. Após a recuperação da solução final, as amostras foram finalmente analisadas no Neptune Series High Resolution Multicollector ICP-MS da Termo Finnegan. Para os cálculos dos resultados, a constante de decaimento usada foi σ (= 6.54x10-12), e as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ foram normalizadas para $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$.

4.8. Elementos maiores, traços e ETR em folhelhos

Alíquotas de 300 mg de cinco amostras de folhelhos negros da Fm. Romualdo selecionadas para análise de elementos maiores, traços e ETR foram pulverizadas em moinho de panela Herzog. As amostras pulverizadas foram transportadas ao Laboratoire Georessources da Université de Lorraine (França), onde receberam tratamento de fusão alcalina. Nesse procedimento, há o calcinamento em mufla (950º C) da amostra misturada com 900 mg do reagente $LiBO_2$. Após redissolução do material calcinado em uma mistura de

HNO3 (1 M), H_2O_2 (0,5%) e glicerol (10%), as concentrações dos elementos maiores de cada amostra foram medidas em um Thermo Finnegan ICP-OES iCap 6500 enquanto seus elementos traço e ETR foram aferidos em um ICP-MS iCapQ .

CAPÍTULO 5
PRIMEIRO ARTIGO

Revista: Journal of South America of Earth Sciences

5. ZIRCON RADIOMETRIC DATING AND TRACE ELEMENT CONSTRAINTS ON THE PLIOCENE FITZCARRALD ARCH UPLIFT (WESTERN AMAZONIA)

Andre Mateus Valentim Alvim[1], Martin Roddaz[2], Roberto Ventura Santos[1], Elton Luiz Dantas[1], Pierre-Olivier Antoine[3], Francisco Ricardo Negri[4]

[1]Universidade de Brasilia, Darcy Ribeiro Campus, Asa Norte 70910-900 Brasilia, DF, Brazil, andremva.geo@gmail.com, rventura@unb.br, angicos63@gmail.com
[2] Géosciences-Environnement Toulouse, Université de Toulouse; UPS (SVT-OMP); CNRS; IRD; 14 Avenue Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France, martin.RODDAZ@get.ump.eu
[3] Université Paul Valéry, Montpellier III, Institut Des Sciences De L'evolution De Montpellier (ISEM), Pl. Eugène Bataillon, 34090 Montpellier, France, pierre-olivier.antoine@umontpellier.fr
[4] Universidade Federal do Acre, Campus de Cruzeiro do Sul, Laboratório de Paleontologia. Estrada do Canela Fina, Gleba Formoso, Cruzeiro do Sul, Acre, Brazil, 69.980-00; francisco.negri@ufac.br

ABSTRACT

The Fitzcarrald Arch is a prominent geomorphic feature that plays a key role in the drainage and biodiversity patterns of Western Amazonia. However, the timing of its uplift is not precisely known. To address this issue, we use detrital zircon (DZ) U-Pb dating and trace elements to establish maximum depositional ages and sediment provenance for three samples from the Solimoes Formation (Acre Basin), and one modern sand deposited by a river draining the Fitzcarrald Arch. The DZ age distributions of the Solimoes samples are characterized by a dominant contribution of Paleozoic zircons and subordinate contributions of Meso-Cenozoic zircons sourced by the Eastern Cordillera and the Altiplano. The modern sands are characterized by the presence of similar zircon population but dominant contribution of Genville/Sunsas zircon and a higher percentage of rounded and subrounded zircons. The youngest zircons from the Solimoes Formation samples indicate a latest Miocene to early Pliocene maximum depositional ages (6.85±0.87 to 5.43±0.36 Ma), with zircons derived from mafic to intermediate volcanic rocks. The youngest zircon of the modern sands suggests that the connection with the Andes remained active in Acre Basin until the early Pliocene (5.20±0.7 Ma), which suggests a similar maximum age for the uplift of the Fitzcarrald Arch. Finally, at that time, the Fitzcarrald Arch area stopped being a subsiding area and became a source of sediment to the Amazon River.

Keywords: Zircon U-Pb dating, Zircon trace elements, Sediment provenance, Fitzcarrald Arch uplift

1. INTRODUCTION

The Fitzcarrald Arch is a prominent geomorphic feature of the Amazon Basin (Fig. 1A), spreading more than 400,000 km^2 within the Amazon Basin and extending from southern Peru to western Brazil [1,2]. The Fitzcarrald Arch is an elevated region

400–600 m above sea level (asl) that separates the ~100–150 m asl northwestern and southwestern Amazonian foreland basins [3,4]. It also forms the drainage divide between the drainage catchments of the Solimões and Madeira rivers, the two major Andean rivers that contribute more than 95% of the mean annual suspended sediment flux delivered by the Amazon to the Atlantic Ocean [5]. The Fitzcarrald Arch may play a significant role in Amazonian biodiversity patterns by promoting barriers to species dispersion due to watershed dissociation for avian [6] and fish groups [7]. Before its uplift in the Late Neogene, the Fitzcarrald Arch area was part of the subsiding foredeep depozone of the Amazonian retroarc foreland basin [8]. Thus, determining the timing of the Fitzcarrald Arch uplift is crucial for understanding the current landscape of the Amazon Basin and the distribution of western Amazonian biodiversity.

The formation of the Fitzcarrald Arch was caused by the thickening of the "foreland crust" due to basal shear and shortening associated with the flat-slab subduction of the Nazca Ridge [9], although this has been contested (e.g., [10]). However, the uplift timing is not precisely constrained. A Pliocene age was tentatively assigned by Espurt et al. [1] based on the cessation of active volcanism in the Peruvian Andes at ca. 4 Ma [11] and the presence of an intra-Neogene erosional surface, identified by vitrinite reflectance data [1]. To date, no direct or indirect radiometric dating of the Fitzcarrald Arch uplift is available. The direct dating of the uplift using apatite (U-Th)/He (AHe) or apatite fission track (AFT) dating is unlikely to be successful given the limited amount of sediments removed (i.e., ~700 m; [1]), the geothermal gradient (24°C/km), and the closure temperatures of the AFT and AHe systems (80–120°C and 30–120°C, respectively; [12,13]). In this study, we propose a new approach to date the timing of the Fitzcarrald Arch uplift. We propose comparing the differences in provenance between Andean-derived deposits below the subaerial unconformity that recorded the Fitzcarrald Arch uplift and modern sediments deposited by rivers sourced from the

Fitzcarrald Arch. We provide maximum depositional ages for Neogene sediments in the Acre Basin and modern sands of the Tarauacá River, which helped us to propose a minimum age for the disconnection of the Andean drainage due to the uplift of the Fitzcarrald Arch.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Acre Basin is located between the foredeep and forebulge depozones of the Andean retroarc foreland system [8]. This basin is filled with Paleozoic, Mesozoic (mainly Cretaceous), and Cenozoic sedimentary rocks [14,15] that accumulated over the Rondonian-San Ignacio and the Sunsas mobile belts [16,17].

At the Late Cretaceous to Paleocene interval, a period of low tectonic activity in the Acre Basin, a ~700-m sedimentary sequence, known as the Jaquirana Group [15,18,19,20], was deposited in the basin. This sequence is divided into four transgressive-regressive cycles and marks a transitional period from marine to continental towards the top of the sequence [21]. Four formations represent these cycles: i) the Late Albian-Turonian Moa Formation, ii) the Turonian-Campanian Rio Azul Formation, iii) the Campanian-Maastrichian Divisor Formation, iv) the Maastrichian-Late Oligocene Ramon Formation [22,23,24,25,26]. The Ramon Formation is topped by an angular unconformity, which defines the contact between this unit and the Solimões Formation [27].

Above this unconformity surface, fluvial and lacustrine sediments of the Solimões Formation were deposited in the Acre Basin [28]. The basal part of the Solimões Formation is estimated to be ~26.8 Ma [25] old based on palynological content belonging to the T10 palynological biozone of Jaramillo et al. [29]. The Solimões Formation can be correlated with the Peruvian Chambira, Pebas, and Ipururo formations deposited in Peruvian retroarc foreland basins [30,31,32,33,34]. The Solimões Formation can be divided into two parts. The lower part is Early to Middle Miocene in

age and consists of lacustrine and floodplain facies [15,21] that were deposited during the establishment of the fluvio-lacustrine system, with intermittent marine inflows, Megawetland Pebas System (MWPS) [4,35,36]. The Early to Middle Miocene age of the lower part is attested by the identification of the palynological biozones T-12 (23.0-17.7 Ma) and T-13 (17.7-16.1 Ma) of Jaramillo et al. [29] in the 2CD0001ST-AC well, as well as mammal fossil species similar to the Middle Miocene La Venta fauna, (37,25). The upper part of the Solimões Formation is composed of fully fluvial facies [15,21], estimated to be Late Miocene to Early Pliocene (~11.6-5.0 Ma; [35]). The identification of the palynological biozone T-16 (12.7-7.1 Ma) of Jaramillo et al. [29] and the Huayquerian–Mesopotamian mammal biozone supports a Late Miocene depositional age (e.g., [25,38,39,40,41,42,43]). The Solimões Formation is separated from the Plio-Pleistocene Iça Formation by a subaerial unconformity [44], which probably records the uplift of the Fitzcarrald Arch during the Early Pliocene [3].

The uplift of the Fitzcarrald Arch promoted drainage reorganization of the Peruvian/Bolivian Andean drainage systems in the Western Amazonia, dividing the Ucayali System in the Northern Amazonian foreland basin (NAFB) from the Madre de Dios System in the Southern Amazonian foreland basin (SAFB) [1,3,35]. The uplift of the Fitzcarrald Arch also promoted the recycling of Meso-Cenozoic sedimentary rocks of the Acre Basin in giving birth to rivers draining the Fitzcarrald Arch area. One of these rivers, the Tarauaca River, is located in the central portion of the Acre Basin (Figure 1B). It drains post-Paleozoic sedimentary rocks and flows northeastward, connecting with the Envira River, a tributary of the Jurua and the Amazon rivers.

Finally, the Iça Formation in the Acre Basin consists of high-energy fluvial and alluvial deposits mainly composed of whitish-reddish yellow sandstones interlayered with grayish-reddish silty-clay lenses likely formed under oxidized conditions [45,46]. The depositional age of this unit is yet poorly constrained due to the lack of preserved

fossils and volcanic ash levels. However, as the Iça Formation overlies the Upper Miocene unconformity and underlies deposits dated to the Late Pleistocene, a Pliocene–Pleistocene age was ascribed to this formation [47,48]. Regionally, this unit can be correlated with the Madre de Dios Formation identified in Peru and Bolivia [49]. The stratigraphy of the Madre de Dios Formation is subject to dispute. It was initially divided into three members (A, B, and C) [50] with volcanic ashes in members A and C providing Late Miocene (9.01±0.32 Ma) and Late Pliocene (3.12±0.02 Ma) $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages, respectively [51], with the Unit C likely ending at ~2.5 Ma [49]. In contrast, Carlotto et al. [52] considered that the members A and B of Campbell et al. [50] are part of the Ipururo Formation, and the member C of the Madre de Dios Formation. In the present study, following the depositional ages proposed by Rossetti et al. [48], we considered that the Iça Formation correlates only with the Madre de Dios Formation described by Carlotto et al. [52] (or member "C" of Campbell et al. [49]) and was deposited between 3.12 and 2.5 Ma in the Acre Basin.

3. SAMPLING AND METHODOLOGY

We collected a sand sample from the Tarauacá River, which drains Mesozoic-Cenozoic sedimentary rocks cropping out in the Fitzcarrald Arch, and three Neogene samples (AC61(1), AC61_19A, and AC64_19(2)) from two outcrops (AC61 and AC64) of the Solimões Formation in the Acre Basin located along the highway BR-364 at the Brazilian Acre State (Figs. 1B and 2; Table S1). The stratigraphic positions of our samples were assigned based on the correlation of limestones found at the AC61 and AC64 outcrops with the uppermost limestone layers identified in the 2CDST0001-AC well by Petrobras (Fig. S1). The limestone levels of the 2CDST0001-AC well are not dated but are stratigraphically above the uppermost palynological level dated by Silva-Caminha et al. [25], which belongs to the T16 biozone of Jaramillo et al. [29] (12.7-7.1 Ma; Late Middle-Late Miocene). The paleontological sites of Morro do Careca, Niteroi,

and Talisma, based on their fossil content, yield Late Miocene (~11-8 Ma) ages [39,53,54], and thus, are stratigraphically within the T-16 biozone (Fig. S1).

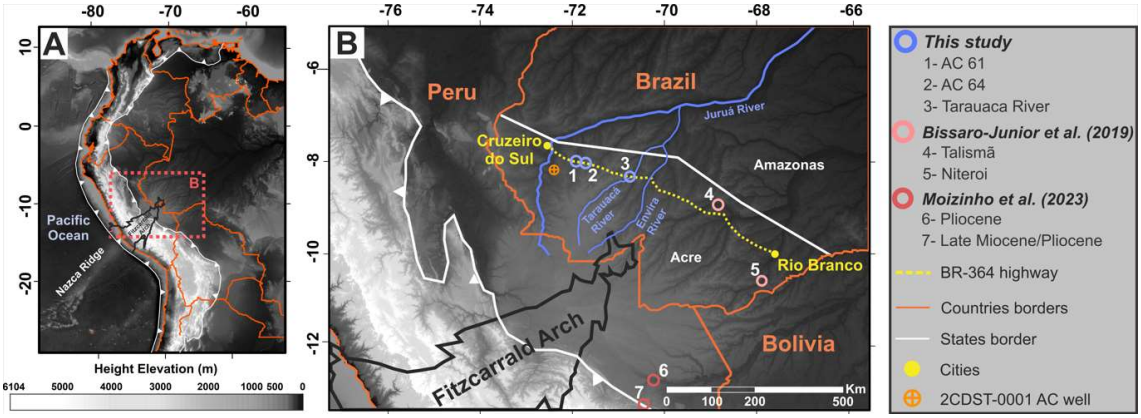


Figure 1. *a) DEM map of the central-northern portion of South America, where a pink dashed rectangle highlights the area studied.; b) Zoomed area of the dashed rectangle presenting the location of the outcrops studied here and others visited in previous works (Bissaro-Junior et al., 2019; Moizinho et al., 2023). The orange circle represents the well investigated by Silva-Caminha et al. (2020).*

3.1. U-Pb geochronology

Sample preparation and U-Pb analysis were executed based on Schaltegger et al. [55] methodologies. The procedures were done in the following order: i) crush 1 kg of the rock samples with a hammer; ii) jig samples into a concave plate with running water to concentrate heavy minerals; iii) dry and pass samples through Frantz magnetic separator (current at 1.80-1.90 A); iv) hand pick 120-130 zircon crystals under stereographic microscope; v) craft resin *mounts* with hardener and resin Epox (proportion: 1:7); vi) sand *mounts* with emery paper (numbers 240 and 2500) and polish them using felt, diamond paste and blue lubricant vii) take back-scattering (BSE) pictures into a MEV Quanta 450 – FEI (Figure S4); vii) run *mounts* in a Thermo Finningan Element XR high-resolution single-collector sector field ICP-MS coupled to a 193 nm Iridia laser ablation system (GJ-1 zircon as primary standard; 91500 and Plesovich zircons as secondary) at the Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais of the Universidade de Brasília, Brazil. The laser ablation was performed around the zircon cores, focusing on the oldest age of each crystal. All laser and analytical parameters utilized for U-Pb analysis, following Schoene [56], are in the first tab of

Table S2; viii) U-Pb data processing in Iolite software and Isoplot 1.14 as an Excel supplement (Tab. S2); ix) Percentage pie charts, U-Pb distributional age diagrams represented by kernel density estimates (KDEs) (bandwidth: 30 Ma; histogram bin size: 30 Ma), and MDA estimates using the detritalPy toolset [57] in the Jupyter Notebook system; x) multidimensional map (MDS) (Kolmogorov-Smirnov distance method) using the Provenance toolset [58] in the Rstudio software; xi) MLA estimates using the radial tool of the Isoplot R [59,60]. Also, we used the following secondary setting parameters in Isoplot R for our MLA estimates: logarithmic transformation, minimum finite mixtures, and input and output errors as 1se (abs).

3.2. MDA/MLA estimates

Three methods are used to calculate the MDA based on Dickinson and Gehrels [61] methods: 1) the youngest single grain (YSG) which defines the MDA as the youngest detrital analysis of all U-Pb age analyses plus 1σ uncertainty, 2), the youngest cluster of 2 or more ages with overlapping 1σ uncertainties (YC1σ(2+)) and 3), and the youngest cluster of three or more ages with overlapping 2σ uncertainties, YC2σ(3+). External uncertainties are propagated into maximum depositional age estimates. Following previous recommendations [61,62], we favored a conservative MDA calculation and overlapping of the three methods mentioned above when interpreting MDA as true depositional age or stratigraphic age (Fig. S2). Otherwise, we use the YSG to calculate the MDA.

3.3. Zircon morphology analysis

In this study, we adopted roundness and elongation classifications for the morphology analysis of the analyzed zircons. This method excludes broken zircon crystals and those with non-concordant U–Pb ages. The elongation was defined using the length-to-width ratios to distinguish between round (below 1.3), oval (ranging from 1.3 to 1.8), and elongated (exceeding 1.8) crystals proposed by Augustsson et al. [63].

Regarding roundness, we categorized these crystals as euhedral, subangular to subrounded, or rounded, following the framework of Powers [64] (Tab. S3).

3.4. Trace elements analysis

Trace element analysis was performed using the same mass spectrometer and laboratory as those used for U-Pb analysis. Another laser ablation, near to the one used for the U-Pb method, was preferred for zircon crystals with U-Pb ages below 10 Ma. The following masses were analyzed: ^{29}Si, ^{43}Ca, ^{45}Sc, ^{49}Ti, ^{51}V, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{93}Nb, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{143}Nd, ^{147}Sm, ^{151}Eu, ^{157}Gd, ^{159}Tb, 163Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{169}Tm, ^{172}Yb, ^{175}Lu, ^{177}Hf, ^{206}Pb, ^{232}Th, ^{238}U. The laser parameters included an ablation spot size of 35 μm, a laser fluence of 4.0 J/cm², and a laser repetition rate of 20 Hz. Each spot analysis consisted of 30 seconds of sample ablation and 10 seconds of background measurement. The primary reference material was the NIST-612 glass [65], and the reference materials used were the NIST-610 glass [65], Diamantina monazite [66], and Durango apatite [67]. Raw data were processed offline on Iolite 4.0 as time-resolved signals. The internal reference value used for calibration was stoichiometric SiO2 for zircon (14.76 wt.%), CaO for apatite (40 wt.%), and EPMA Ce_2O_3 data for monazite (28 wt.%). The precision of multiple analyses of quality control reference material is better than 5% for most elements and agrees within uncertainty with published data. Brut and treated data (CI-chondrite normalization [68]) are presented in Table S4.

3.5. Parameters for sediment provenance interpretations

Sediment provenance analysis of the analyzed samples was conducted based on geological information about the Andean magmatic arcs and the Guyana and Amazon cratonic rocks available in the literature (see references in Fig. 3 caption). A geological map compiling these rock sources (Fig. 3) was generated to visualize possible drainage pathways that could run into the Acre Basin during the deposition of the Solimões Formation.

Regarding the youngest zircons (<10 Ma) of the analyzed samples, we followed the classification and regression trees (CART) proposed by Belousova et al. [69] to define the most likely rocks (Tab. S4). The authors presented a short-track and a long-track CART, where the short track does not take the LRE elements (e.g., La, Ta, and Nb) into consideration, while the long one does. The sixth tab of Table S4 presents the cutoffs, established by Belousova et al. [69], for each parameter used to follow these tracks. After this, the most likely sources of these young zircons were determined by using the compilation of Cenozoic volcanic activities in the Peruvian Andes Cordillera made by Rosembaum et al. [11] (Table S5). More specifically, we restricted our selection to the basic-intermediate igneous rocks from the latest Miocene/Early Pliocene (6.8-5.2 Ma), maximum depositional age range suggested by the MDA/MLA estimates for our samples (second tab of Tab. S5).

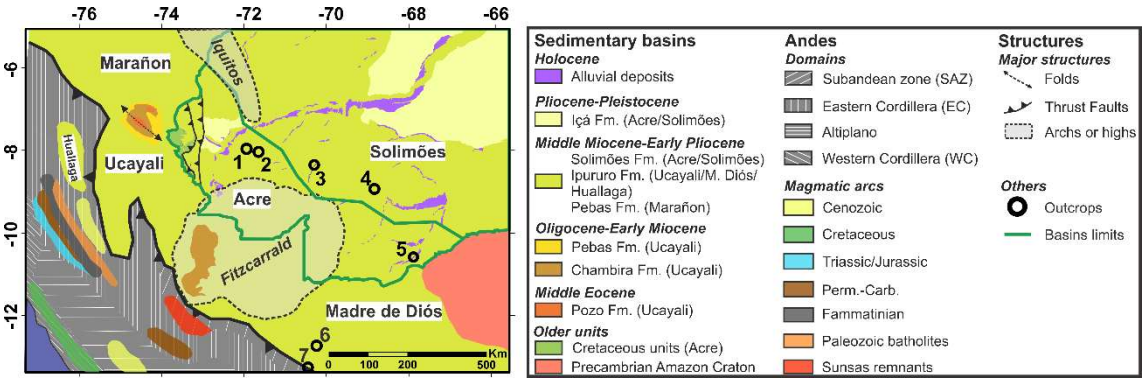


Figure 2. *Geological map of the area shown in Figure 1b (modified after Cunha et al., 2007; Espurt et al., 2008; Antoine et al., 2016; Ramos, 2018). The samples collected at the outcrops AC 61 and AC 64 (spots 1 and 2) belong to the Solimões Formation at the Acre Basin, as the ones taken by Bissaro-Júnior et al. (2019) (4 and 5). The samples used by Moizinho et al. (2023) were collected from Neogene units at the Madre de Dios Basin (6 and 7).*

4. RESULTS

The U-Pb DZ data indicate that the samples of the AC 61 and AC 64 outcrops are dominated by Andean Paleozoic, with subordinate Cenozoic and Mesozoic, populations (Fig. 4A; Tab. 1). The sands of the Tarauacá River have similar zircon populations, but with greater contributions from Cenozoic Andean and Grenville-Sunsas sources. On the MDS map (Fig. 4B), the analyzed samples are close together and are connected by thicker nearest neighbor lines, suggesting a shared provenance. Additionally, they are

separated from the Niteroi and Talisma samples [54] and the Late Miocene/Pliocene samples of the Madre de Dios Basin [33]. The Niteroi and Talisma samples present fewer Paleozoic EC zircons than our samples. It might be due to a different provenance, with the Niteroi and Talisma sites having less contribution of the EC, as demonstrated by their lack of relationship with Madre de Dios samples in the MDS diagram (Fig. 4B). Alternatively, this discrepancy may reflect analytical and statistical biases given the relatively low number of zircons analyzed (n < 50, Fig. 4A).

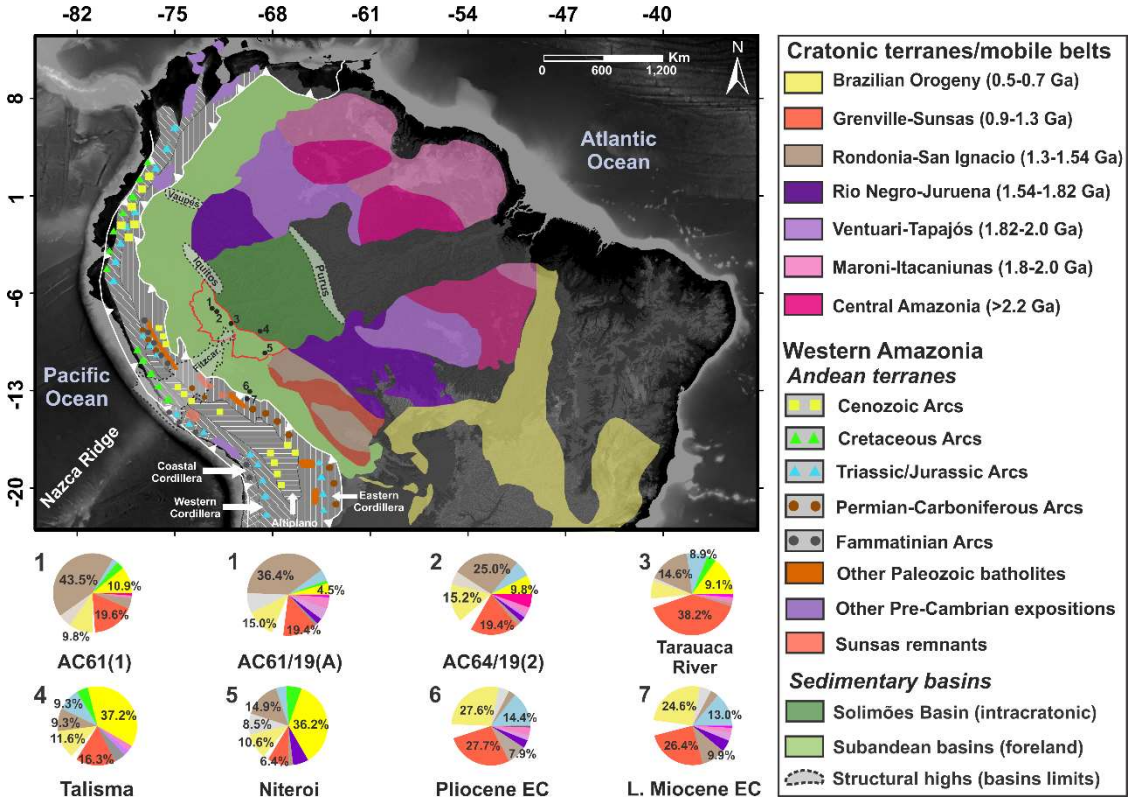


Figure 3. *DEM map of the Western Amazonia presenting the cratonic and Andean source rocks that could have contributed to the Solimões Formation deposition during the Miocene-Pliocene period at the Acre Basin (modified after Chavez et al., 2022). The U-Pb DZ age spectra of each sample analyzed and evaluated in this study are shown below the map.*

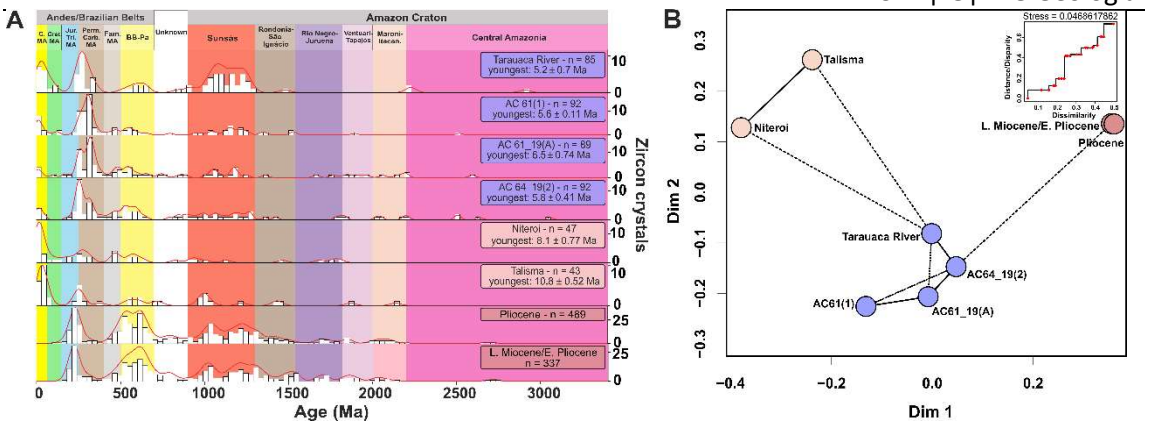


Figure 4. *a) U-Pb distribution age spectra of detrital zircon from analyzed modern sand and Neogene samples, including Talisma and Niteroi samples from Bissaro-Junior et al. (2019) and Pliocene and Late Miocene/Early Pliocene data from Moizinho et al. (2023). b) MDS map on the same set of samples demonstrating that the age distributions of our samples are little bound with the ones from previous works.*

The MDA and MLA of our Neogene samples yield, respectively, latest Miocene ages for AC 61(1) (5.80±0.06 Ma and 5.43±0.36 Ma) and Late to latest Miocene ages for AC 61/19(A) (6.80±0.44 Ma and 6.85±0.87 Ma) and AC 64/19(2) (5.90±0.33 Ma and 5.89±0.71 Ma) (Fig. S2). These ages are younger than the Late Miocene ages for the Solimões Formation at the Niteroi (8.5±0.5 Ma) and Talisma (10.89±0.13 Ma) sites previously defined by Bissaro-Júnior et al. [54]. The MDA and MLA of the modern Tarauacá River sands are 5.2±0.7 Ma and 8.1±1.1 Ma, respectively (Fig. S2).

The Th/U ratios of the analyzed zircons vary between 4.5 and 0.02, indicating the presence of igneous and metamorphic-derived crystals (e.g., [70]; Fig. S3). The youngest zircons (<10 Ma) yield values ≥0.5, suggesting the predominance of igneous rock sources. The morphology of zircons from the Miocene samples of the Solimões Formation consists of euhedral (21.4%), subangular (64.3%), subrounded (8.1%), and rounded (6.2%) crystals (Fig. 5; Tab. S3) whose lengths vary from 120–280 μm (Fig. S4). Comparatively, the Tarauacá River sands have a lower percentage of euhedral (3.3%) and subangular (31.7%) zircons, and a higher percentage of subrounded (53.3%) and rounded (11.7%) ones (Fig. 5).

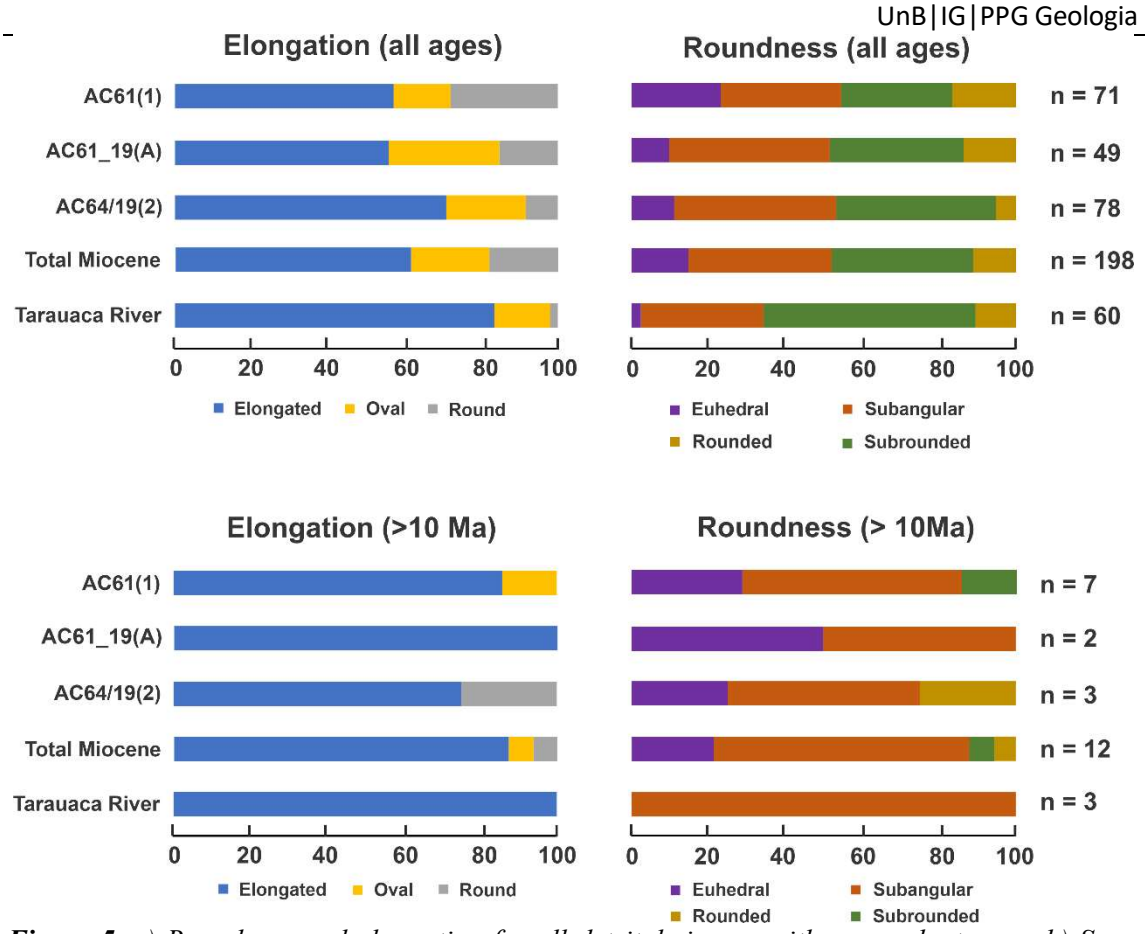


Figure 5. *a) Roundness and elongation for all detrital zircons with concordant ages; b) Same morphology analysis for <10 Ma crystals only. Broken grains without a clear shape in the BSE images were not included.*

Short and long classification and regression trees (CARTs) were constructed using zircon trace elements and REE concentrations. When following the short-track CART, the zircons' Lu (ppm), Hf (wt.%), and the Y (ppm) concentrations suggest basalts (29-67%) or dolerites (33-71%) as rock sources for the samples analyzed (Fig. 6). On the contrary, the Lu (ppm), Hf (wt.%), U (ppm), Ta (ppm), and Nb (ppm) concentrations, and the Th/U and Ce/Ce* ratios in the long-track CART favor andesites/larvikites (33-43%) and basalts (14-67%) as the main sources, with possible contributions from dolerites (0-29%) and 65–70% silica granitoids (0-33%).

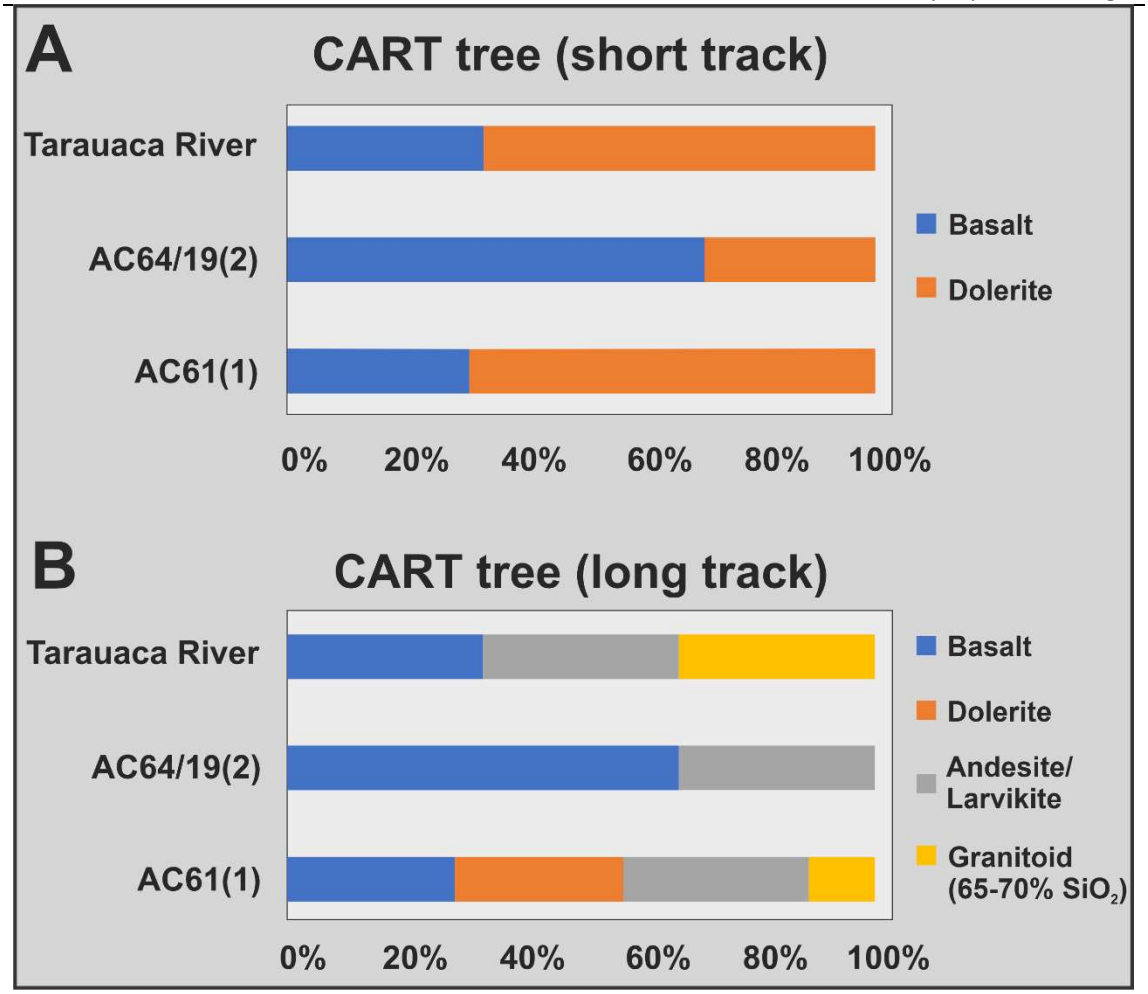


Figure 6. *Percentages of the most likely igneous rock types that sourced the youngest zircons of our samples (<10 Ma) using the short-track (a) and long-track (b) classification and regression trees (CART) of Belesouva et al. (2002).*

5. DISCUSSION

5.1. Solimões Formation depositional age constraints

The MDA and MLA can be approximated as the stratigraphic or true depositional age (TDA) if an active volcanic source is present within the drainage basin and if the MLA and MDA are younger than the expected stratigraphic ages [34,71,72]. Both conditions are fulfilled here since: i) Upper Miocene-Pliocene magmatic rocks are present in the Peruvian EC and Altiplano (i.e., [11]); ii) the published geochronological (8.5–10.9 Ma; [54]) and biostratigraphic (mammal and palynological biozones) ages of the Solimões Formation [25,39,40,53,73] are slightly older than our calculated MDA and MLA (Fig. 7). Consequently, the stratigraphic ages of the samples from the AC 61 and AC 64

outcrops are interpreted to be latest Miocene (6.8–5.4 Ma). As these are the youngest samples identified for the Solimões Formation, they can be positioned right below the subaereal unconformity surface that separates this unit from the Içá Formation in the Acre Basin (Fig. 7).

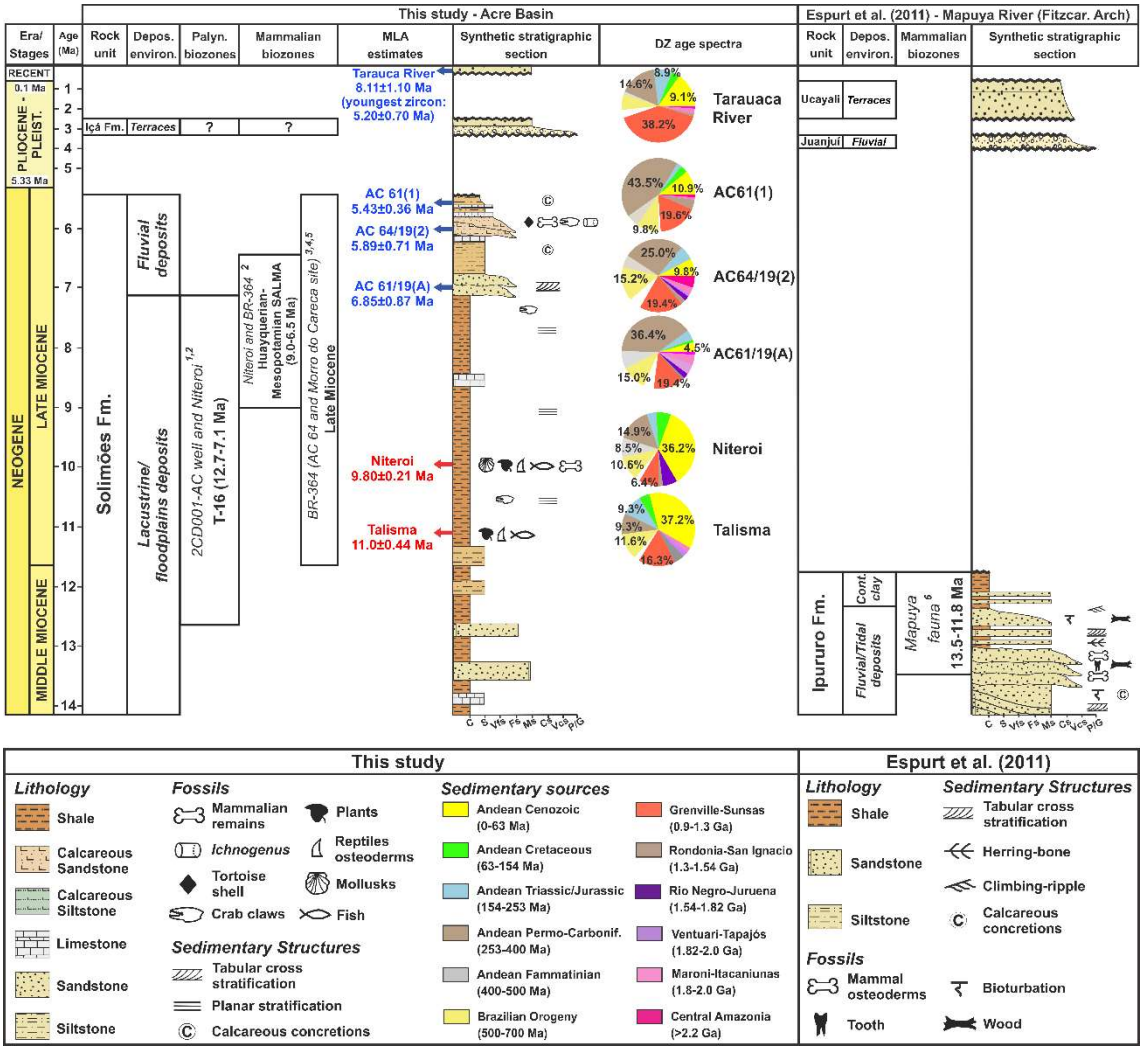


Figure 7. *Stratigraphic position of the samples analyzed and the geochronological data of Bissaro-Junior et al. (2019) into a synthetic profile of the Solimões Formation based on biozones previously defined for distinct sites along the Acre Basin (1: Silva-Caminha et al., 2020; 2: Latrubesse et al., 2010; 3: Bocquentin and Melo, 2006; 4: Negri et al., 2010; 5: Pales et al., 2025). Comparatively, the condensed section along the Mapuya River described by Espurt et al. (2011) is shown on the right side. The wood debris used in this study is within the Mapuya mammal biozone (6: Antoine et al., 2007). Note that the subaerial unconformity in the Fitzcarrald area is greatly wider in time than the one in the Acre Basin.*

5.2. Sediment provenance of the Solimões Formation and implications for the uplift of the Fitzcarrald Arch

The zircons from Neogene samples of the Solimões Formation are likely from primary sediment transport, not from recycling processes. The recovery of in situ

mammal remnants, turtle shells, and crab claws in the outcrops AC61 and AC64 [73] (Fig. S1), and the relatively high percentage of euhedral (16%) and subangular (37%) crystals (Fig. 5), besides the long distance between the sources sites and the studied outcrops (~600-900 km), argue in favor this hypothesis. Thus, the presence of a dominant Paleozoic (Permian to Carboniferous) Andean zircon population is interpreted to indicate a dominant contribution from the Eastern Cordillera (henceforth called EC) and the Altiplano. The CART evaluation of the youngest zircons (<10 Ma) suggests that they are sourced from basic to intermediate igneous rocks. Potential sources for these zircons are located in southern central Peru and include volcanic rocks of the Lower Barroso Arc in the Western Cordillera [74], volcanic rocks of the Macusani, Curceroa, and Picotani arcs in the EC [75,76], andesites and shoshonites of the Barroso Group and the Coropuna Formation in the Altiplano [77], and rare andesites from the Ayacucho Basin in the EC [78]. We favor the latter two sources because of the basaltic to andesitic nature of the volcanic rocks. Thus, the EC and Altiplano were likely sources of the Acre Basin throughout the Late Miocene. This interpretation is supported by paleoelevation modeling, which suggests a high elevation of ~4.0 km of the EC, Altiplano, and Ayacucho region in the Late Miocene [79,80]. The erosion of the rocks is related to higher rainfall gradients in the Central Andes [81] and the significant deformation of the EC wedge and Subandean zones in southern and central Peru during the Late Miocene to Pliocene [82, 33]. The exact location of the sources and paleodrainage pathways remains unknown. However, the significant amount of Carboniferous zircons in the AC 61 and AC 64 samples suggests that this drainage may have eroded the EC of central and southern Peru, as it contains Carboniferous rhyodacites and granitoids [83]. Hence, we propose that the paleodrainage that deposited sediments at the AC 61 and AC 64 outcrops might correspond to the paleodrainages of the “Proto-Ucayali” and “Proto-Madre de Dios” systems (Figs. 8A and 8B). These systems likely predate the Fitzcarrald

Arch uplift, as the latter disconnected drainages of the northern Acre Basin from the Altiplano and EC sources [2] (Figs. 8C and 8D).

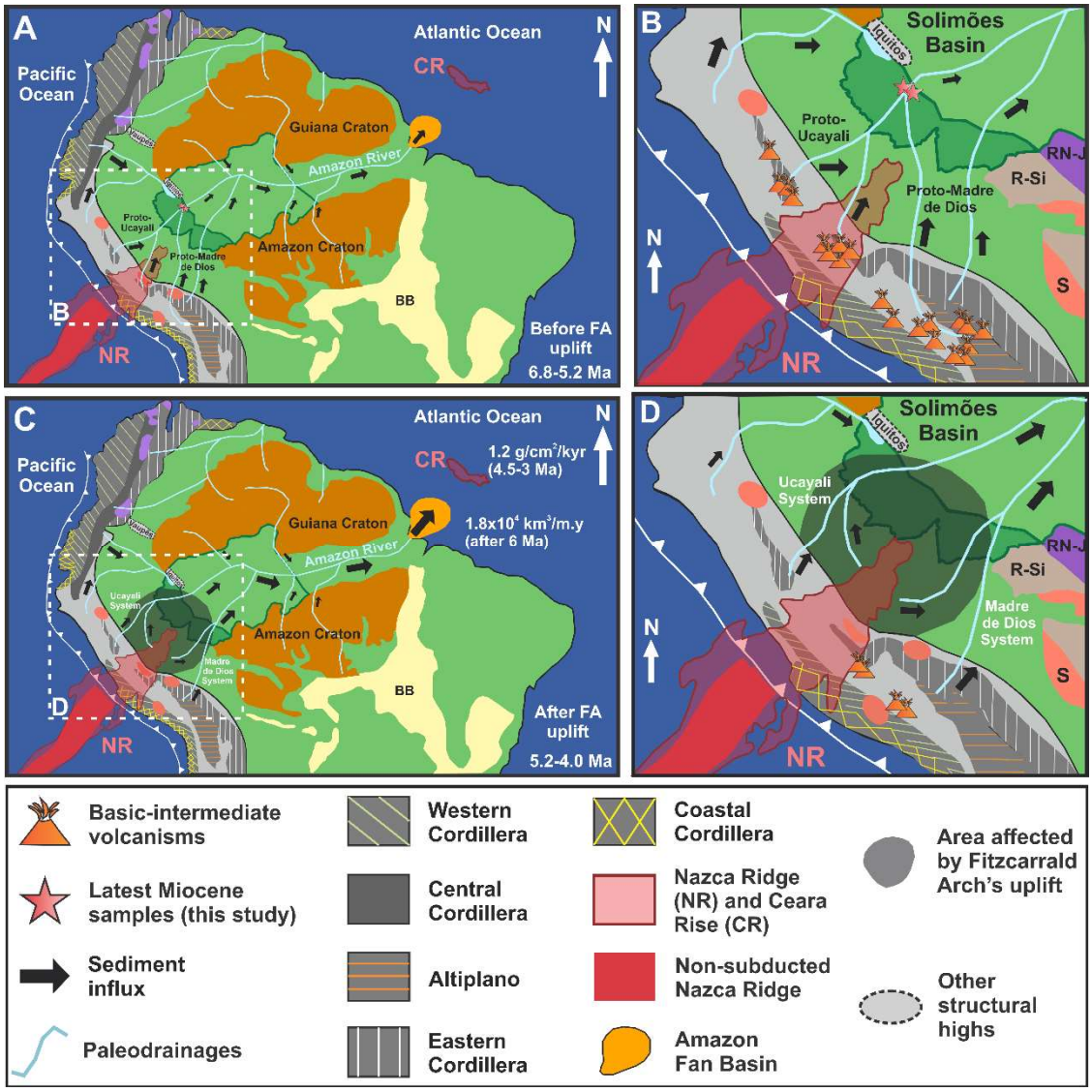


Figure 8. *a) Paleogeographic reconstruction models for the Amazon Basin at the latest Miocene before the suggested age for the uplift of the Fitzcarrald arch at ~5.2 Ma (modified after Hoorn et al., 2010); b) Zoomed area of the white dashed rectangle in a) presenting possible volcanisms that were the sources of the youngest zircons identified in the outcrops AC 61 and AC 64; c) Paleogeographic models for the Amazon Basin at early to late Pliocene after the arch's uplift; d) Zoomed area of the white dashed rectangle in c) showing local drainages rearrangement and intensification of the sediment discharge of the Amazonas River due to subandean basins exposition. Red polygons represent the Nazca Ridge (NR) area proposed by Rosenbaum et al. (2005).*

The modern sands of the Tarauacá River, on the other hand, are characterized by a greater contribution of Sunsas/Grenville zircons, which are present elsewhere in the Andes (i.e., [34,84]), as well as in Mesozoic-Cenozoic Andean deposits [85], and a lower abundance of Paleozoic and Pliocene zircons. This likely indicates an effect of the

recycling of Andean Mesozoic-Cenozoic sedimentary rocks cropping out in the Fitzcarrald Arch area. These sands are also characterized by a higher percentage of subrounded (53%) and rounded (11%) zircons than the Neogene samples (Fig. 5), reinforcing the influence of transport and recycling on zircon morphologies. Interestingly, both Neogene samples and modern sands have quite similar MDAs (5–7 Ma), which suggests that the disconnection of the Acre Basin with the active volcanic source occurred at ca. 5.2±0.7 Ma, the age of the youngest zircon with Andean provenance found in the Tarauacá River sample (Fig. S2; Tab. S2). Hence, we propose that the maximum age for the uplift of the Fitzcarrald Arch may be no younger than 5.2±0.7 Ma.

Our results are the first geochronological data to support a latest Miocene to earliest Pliocene age for the Fitzcarrald Arch uplift. The previous works of Espurt et al. [1,3] suggested a Pliocene age based on the presence of an intra-Neogene subaerial unconformity that recorded the uplift of the arch, the cessation of calc-alkaline arc volcanism in the Peruvian Cordillera [11], and piranha species divergence at ca. 4 Ma [86]. In the Acre Basin, the Solimões Formation is separated from the Pliocene-Pleistocene Içа Formation by a subaerial unconformity [48] likely caused by the uplift of the Fitzcarrald Arch (Fig. 7). The AC61 and AC64 samples are located just below the unconformity between these units. Hence, the MDA/MLA estimates of these samples give a maximum age for the uplift of the Fitzcarrald Arch. Before our dating, the Miocene deposits below the subaerial unconformity were dated between 13 and 8–9 Ma [1,54], and the Pliocene deposits overlying the unconformity were dated at 3.12 ± 0.02 Ma (Ar dating; [51]). The latter might be viewed as the minimum age for the Fitzcarrald Arch uplift.

We finally conclude that between 5.90 and 3.10 Ma, due to buoyant flat slab

segments of the Nazca Ridge subducted under the South American plate at the south Peru/north Chile region, the uplift of the Fitzcarrald Arch resulted in tilting and erosion of Middle/Late Miocene and Lower Pliocene deposits from the Madre de Dios, Ucayali, and Acre subandean basins (e.g. [1, 32]). Thus, during this interval, the Fitzcarrald Arch area ceased to be an effective sink area and became a source area, indirectly enhancing the sediment discharge of the Amazon River.

6. CONCLUSIONS

The detrital zircon U-Pb dating of Neogene sediments from the Solimões Formation in the Acre Basin outcropping in the eastern part of the Fitzcarrald Arch and modern sands of the Tarauacá River yields the following conclusions:

- The MDA and MLA estimates of the analyzed samples of the Solimões Formation yield latest Miocene ages (6.8–5.4 Ma), interpreted as stratigraphic ages.
- The U-Pb zircon age distributions and Rare Earth Elements (REE) concentrations of the youngest zircons indicate that the sources for the Solimões Formation were from the EC and the Altiplano.
- The modern sands (Tarauacá River) exhibit a greater contribution of Grenville/Sunsas zircons and the presence of more rounded or subrounded zircons, interpreted to reflect the recycling of Meso-Cenozoic sedimentary rocks of the Acre Basin.
- The modern sands yield a similar MDA compared to those of the Solimões Formation, which indicates that the connection with the active volcanic source located in the Andes stopped at ca 5.20±0.70 Ma.

Finally, we concluded that between 5.90 and 3.10 Ma, the minimum age for the deposits above the subaerial unconformity, the Fitzcarrald Arch area ceased being a subsiding area and became a source area due to the Fitzcarrald uplift, favoring sediment

generation and the transport of sediments to the Amazon River.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank the Universidade de Brasília and the Universidade Federal do Acre for financial and logistical support during field campaigns. We are also grateful to Prof. Dr. Guilherme Gonçalves and the technicians of the LEGGA-UnB for their technical support during laboratory procedures, and Prof. Dr. Ana Maria Ribeiro for collaborating with references for the geological setting section of this manuscript.

AUTHOR CONTRIBUTIONS: CrediT

According to the CRediT (Contributor Roles Taxonomy) roles, the corresponding authors were designated to: André Mateus Valentim Alvim (Data curation; Formal analysis; Investigation; Methodology; Writing – original draft); Martin Roddaz (Conceptualization; Investigation; Methodology; Writing – original draft); Roberto Ventura Santos (Funding acquisition; Project administration; Supervision; Validation); Elton Luiz Dantas (Validation; Visualization); Pierre-Olivier Antoine (Funding acquisition; Validation; Writing – review and editing); Francisco Ricardo Negri (Resources; Validation; Writing – review and editing).

FUNDING SOURCES

This work was financially supported by the Brazilian Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) (grant number: 001) and the French Agence Nationale de la Recherche (ANR) in the framework of the LabEx CEBA (grant number: ANR-10-LABX-25-01).

DATA STATEMENT

Supplementary tables and figures of this study are available as supplementary material files in the submission process.

REFERENCES

[1] Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., and Barbarand, J., 2010. The Nazca Ridge and Uplift of the Fitzcarrald Arch: Implications for Regional Geology in Northern South America, in: Amazonia: Landscape and Species Evolution: John Wiley & Sons, Ltd, pp. 89–100, https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch6.

[2] Regard, V., Lagnous, R., Espurt, N., Darrozes, J., Baby, P., Roddaz, M., Calderon, Y., and Hermoza, W., 2009, Geomorphic evidence for recent uplift of the Fitzcarrald Arch (Peru): A response to the Nazca Ridge subduction. Geomorphology, v. 107, 107–117, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.003.

[3] Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., and Bolaños, R., 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?: Geology, v. 35, 515–518, https://doi.org/10.1130/G23237A.1.

[4] Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., and Hérail, G., 2005, Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. Earth Planet. Sci. Lett.: v. 239, 57–78, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.007.

[5] Filizola, N., and Guyot, J.L., 2004, The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon / L'utilisation des techniques Doppler pour la détermination du transport solide de l'Amazone: Hydrololgy Sciences Journal, v. 49, 143–153. https://doi.org/10.1623/hysj.49.1.143.53990.

[6] Musher, L.J., Ferreira, M., Auerbach, A.L., McKay, J., and Cracraft, J., 2019. Why is Amazonia a 'source' of biodiversity? Climate-mediated dispersal and synchronous speciation across the Andes in an avian group (Tityrinae): Proc. R. Soc. B Biol. Sci. 286, 20182343, https://doi.org/10.1098/rspb.2018.2343.

[7] Albert, J.S., Carvalho, T.P., Petry, P., Holder, M.A., Maxime, E.L., Espino, J., Corahua, I., Quispe, R., Rengifo, B., Ortega, H., and Reis, R.E., 2011, Aquatic Biodiversity in the Amazon: Habitat Specialization and Geographic Isolation Promote Species Richness: Anim. Open Access J. MDPI 1, 205–241. https://doi.org/10.3390/ani1020205.

[8] Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., and Espurt, N., 2010, Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System, in: Amazonia: Landscape and Species Evolution: Wiley-Blackwell, pp. 61–88, https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch5.

[9] Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L.S., Long, M.D., Tavera, H., 2018. Foreland uplift during flat subduction: Insights from the Peruvian Andes and Fitzcarrald Arch, Tectonophysics, 731–732, 73-84, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.005.

[10] Clift, P.D., Ruiz, and G.M.H., 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? - COMMENT and REPLY COMMENT: Geology, 35, 162–162, https://doi.org/10.1130/G24355C.1.

[11] Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., and Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru: Earth Planet. Sci. Lett. 239, 18–32, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.003.

[12] Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., and Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage

annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology: Chem. Geol., v. 266, 157–170. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

[13] Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., and Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite: Am. Mineralogy, v. 92, 799–810, https://doi.org/10.2138/am.2007.2281.

[14] Miura, K., 1972. Possibilidades Petrolíferas da Bacia do Acre. Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia 3, 15–20.

[15] Feijó, F.J., Souza, R.G., 1994. Bacia do Acre. Boletim de Geociências da Petrobras 8, 9–16.

[16] Ramos, V.A., 2008. The Basement of the central Andes: the Arequipa and related Terranes. Annu. Rev. Earth Planet Sci. 36, 289–324.

[17] Hasui Y. 2012. Compartimentação geológica do Brasil. In: Hasui Y.; Carneiro C.D.R.; Almeida F.F.M. de; Bartorelli A. (Eds.). Geologia Do Brasil. Editora Beca. pp. 112–122.

[18] Oppenheim, V., 1937. Geological exploration between the upper Jurua River, Brazil, and the middle Ucayali River, Peru. AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull. 21 (1), 97–110.

[19] Oliveira, A.I., Leonardos, O.H., 1943. Geologia do Brasil. Serviço de Informaçao Agrícola, Ministerio da Agricultura, 2a ed. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro, p. 813.

[20] Moura, P. de, Wanderley, A., 1938. Noroeste do Acre; reconhecimentos geologicos para petroleo. Bol. Serv. Fom. Prod. Mineral, Rio de Janeiro 26, 117p.

[21] Cunha, P.R. da C., 2007. Bacia do Acre. Boletim Geociencias da Petrobras 15: 207–215.

[22] Pereira, M.J., 1994, Seqüências deposicionais de 2ª./3ª. ordens (50 a 0,2M.a.) e tectono-estratigrafi a no Cretáceo de cinco bacias marginais brasileiras. Comparações com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas. PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Geociências, Porto Alegre, 430 pp.

[23] Pereira, M.J., 1995, A Bacia do Acre: estratigrafi a de seqüências e perspectivas petrolíferas, em contexto com as bacias de Ucayali, Marañon (Peru) e Solimões (relatório de progresso). Relatório Interno. Rio de Janeiro: Petrobras.

[24] Hurtado, C., Roddaz, M., Santos, R.V., Baby, P., Antoine, P.-O., Dantas, E.L., 2018. Cretaceous-early Paleocene drainage shift of Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic Ocean opening and Andean uplift as deduced from the provenance of northern Peruvian sedimentary rocks (Huallaga basin). Gondwana Research, 63:152–168.

[25] Silva-Caminha, S.A.F., D'Apólito, C., Jaramillo, C., Espinosa, B.S., Rueda, M., 2020. Palynostratigraphy of the Ramon and Solimões Formation in the Acre Basin, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 103, 102720. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102720.

[26] Rodrigues, M.A., Roddaz, M., Santos, R.V., Louterbach, M., D'Apolito, C., Brusset, S., Dantas, E.L., Negri, F.R., 2023, New insights into the Cretaceous evolution of the Western Amazonian paleodrainage system, Sedimentary Geology, 453, 106434, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106434.

[27] Oliveira, R. S., Vidotti, R. M. 2023. The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system. Basin Research, 35, 86–119. https://doi.org/10.1111/bre.12705.

[28] Oliveira C.M.M. de; Zalán P.V.; Alkmin F.F. 1997. Tectonic Evolution of the Acre Basin, Brazil. VI Simpósio Bolivariano, Exploracion petrolera en las cuencas Subandinas, Memórias, Tomo 1. Cartagena, Colômbia, p. 46-65.

[29] Jaramillo, C.A., Rueda, M., Torres, V., 2011. A palynological zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos foothills of Colombia. Palynology 35 (1), 46–84.

[30] Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolanos, ˜ R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. J. S. Am. Earth Sci. 19, 21–34. https://doi.org/10.1016/j. jsames.2004.06.005.

[31] Parra, F.J., Navarrete, R.E., di Pasquo, M.M., Roddaz, M., Calderon, Y., Baby, P., 2019. Neogene Palynostratigraphic Zonation of the Maranon Basin, Western Amazonia, Peru. Palynology, Online Version.

[32] Antoine, P.O., Abello, M., Adnet, S., Sierra, A., Baby, P., Billet, G., Boivin, M., Calderon, Y., Candela, A., Chabain, J., Corfu, F., Croft, D., Ganerød, M., Jaramillo, C., Klaus, S., & Navarrete, R., Orliac, M., Parra, F., Salas-Gismondi, R. 2016. A 60-million year Cenozoic history of Western Amazonian ecosystems in Contamana, Eastern Peru. Gondwana Research. 31. 10.1016/j.gr.2015.11.001.

[33] Moizinho, G.R., Roddaz, M., Brichau, S., Louterbach, M., Dantas, E.L., Santos, R.V., Bayon, G., Bailleul, J., Vink, J., and Hoorn, C., 2023. New constraints on the Late Miocene-Pliocene deformational and depositional evolution of the Eastern Cordillera and Sub-Andean Zone in Southern Peru: J. South Am. Earth Sci., v. 133, 104700. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104700.

[34] Custódio, M.A., Roddaz, M., Santos, R.V., Dantas, E.L., Brusset, S., Louterbach, M., Hurtado, C., and Gonçalves, G.O., 2024. Maastrichtian-Cenozoic erosional history of the northern Peruvian Amazonian Andes implications for the Eastern Cordillera evolution (Huallaga Basin, northern Peru): Global Planetary Change, v. 242, 104584, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2024.104584.

[35] Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkinen, T., Antonelli, A., 2011. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. Science 330, 927–931. https://doi.org/10.1126/science.1194585.

[36] Zamora, G.; Louterbach, M.; Arriola, P. 2019. Structural controls along the Peruvian Subandes. In: Horton, B.K. and Folguera, A. Andean Tectonics, Elsevier, p. 333-362. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00015-0.

[37] Latrubesse, E., Silva, S.F., Cozzuol, M., Absy, M.L., 2007. Late Miocene continental sedimentation in the southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. Journal of South American Earth Science 23, 61–80.

[38] Cozzuol, M., 2006. The Acre vertebrate fauna: diversity, geography and time. Journal of South American Earth Sciences 21, 185–203.

[39] Negri, F.R.; Villanueva, J.B.; Ferigolo, J.; Antoine, P.O., 2010. A review of Tertiary mammal faunas and birds from western Amazonia. In: HOORN, C.; WESSELINGH, F. (Eds.). Amazonia: landscape and species evolution: a look into the past. Chichester: John Wiley & Sons, 447 p. p. 245-258.

[40] Latrubesse, E.M., Cozzuol, M., Silva-Caminha, S.A.F., Rigsby, C.A., Absy, M.L., Jaramillo, C., 2010. The late Miocene paleogeography of the Amazon basin and the evolution of the Amazon River system. Earth Sci. Rev. 99, 99–124.

[41] Fontoura, E., Negri, F.R., Ribeiro, A.M., Kerber, L. 2022. A new Late Miocene hystricognath rodent assemblage (Caviidae, Dinomyidae, and Neoepiblemidae) from northern Brazil and its biostratigraphic relevance. Historical Biology, v. 1, p. 1-11, 2022.

[42] Marivaux, L., Negri, F. R., Antoine, P.-O.; Stutz, N. S.; Condamine, F. L., Kerber, L., Pujos, F., Santos, R.V., Alvim, A. M. V., Hsiou, A.S., Bissaro, M. C., Adami-Rodrigues, K., Ribeiro, A.M. 2023. An eosimiid primate of South Asian affinities in the Paleogene of Western Amazonia and the origin of New World monkeys. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, v. 120, p. 1-10.

[43] Stutz, N. S., Hadler, P., Negri, F.R., Marivaux, L., Antoine, P.-O., Pujos, F., Jaco, T., Machado, E. F., Kerber, L., Hsiou, A.S., Ribeiro, A. M. 2023. New records of marsupials from the Miocene of Western Amazonia, Acre, Brazil. Acta Palaeontologica Polonica , v. 68, p. 457-475, 2023.

[44] Horbe, A.M.C., Motta, M.B., Almeida, C.M., Dantas, E.L., Vieira, L.C., 2013. Provenance of Pliocene and recent sedimentary deposits in western Amazônia, Brazil: consequences for the paleodrainage of the Solimões–Amazonas river. Sediment. Geol. 296, 9–20.

[45] Maia, R.G., Godoi, H.K., Yamaguti, H.S., Moura, P.A., Costa, F.S., Holanda, M.A., Costa, J., 1977. Projeto Carvao No Alto Solimões: Relatorio Final CPRM. Departamento Nacional de Produç~ao Nacional, Brasil, p. 142.

[46] Leguizamón Vega, A.M.L., 2005. Reconstituição paleoambiental dos depósitos miocenos na região Centro oriental da Bacia do Solimões. Unpublished Master's Thesis, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, Brazil.

[47] Melo, A.F.F., Villas Boas, P.F., 1993. Caracterização e distribuição da Formação Içá na porção noroeste do Estado do Amazonas. Simpósio de Geologia da Amazônia, 4. Boletim de Resumos Expandidos. Sociedade Brasileira de Geologia — Núcleo Norte, pp. 210–211.

[48] Rossetti, D.F., Cohen, M.C.L., Tatumi, S.H., Sawakuchi, A.O., Cremon, É.H., Mittani, J.C.R., Bertani, T.C., Munita, C.J.A.S., Tudela, D.R.G.,Yee, M., Moya, G., 2015, Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. Sediment Geol, 330:1-15.https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.10.001.

[49] Campbell Jr., K.E., Frailey, C.D., Romero Pitman, L., 2006. The Pan-Amazonian Ucayali peneplain, Late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 239, 166–219.

[50] Campbell, Jr., K.E., 1996. A new species of giant anhinga (Aves: Pelecaniformes: Anhingidae) from the Upper Miocene (Huayquerian) of Amazonian Peru Contributions in Science, Natural History Museum of Los Angeles County460, p. 1-9.

[51] Campbell Jr., K.E., Heizler, M., Frailey, C.D., Romero-P., L., Prothero, D.R., 2001. Upper Cenozoic chronostratigraphy of the southwestern Amazon Basin. Geology 29 (7), 595–598.

[52] Carlotto, V.; Cárdenas, J.; Jaimes, F.; Romero, D. & Valdivia, W., 2008, Nuevos datos en la litoestratigrafía y tectónica mio-pleistocena en el occidente amazónico: sur-este Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 14, Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, PE, Resúmenes. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 2008, 6 p.

[53] Bocquentin, J.; Melo, J., 2006, Stupendemys souzai sp. nov. (Pleurodira, Podocnemididae) from the Miocene. Pliocene of the Solimões formation, Brazil. Revista Brasileira de Paleontologia, v. 9, n. 2, p. 187-192.

[54] Bissaro-Júnior, M.C., Kerber, L., Crowley, J.L., Ribeiro, A.M., Ghilardi, R.P., Guilherme, E., Negri, F.R., Souza Filho, J.P., and Hsiou, A.S., 2019, Detrital zircon U–Pb geochronology constrains the age of Brazilian Neogene deposits from Western Amazonia: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 516, 64–70, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.11.032.

[55] Schaltegger, U., Schmitt, A.K., Horstwood, M.S.A., 2015. U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. Chemical Geology 402, 89–110. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.028.

[56] Schoene, B., 2014. 4.10 - U–Th–Pb Geochronology, in: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry (Second Edition). Elsevier, Oxford, pp. 341–378. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7.

[57] Sharman, G.R., Sharman, J.P., and Sylvester, Z., 2018, detritalPy: A Python-based toolset for visualizing and analysing detrital geothermochronologic data. Depositional Rec., v. 4, 202–215, https://doi.org/10.1002/dep2.45.

[58] Vermeesch, P., Resentini, A. and Garzanti, E., 2016. An R package for statistical provenance analysis. Sedimentary Geology, doi:10.1016/j.sedgeo.2016.01.009.

[59] Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology: Geoscience Frontiers, v.9, p.1479-1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001.

[60] Vermeesch, P. 2021. Maximum depositional age estimation revisited, Geoscience Frontiers, https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.008.

[61] Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. Earth and Planetary Science Letter, 288, 115-125.

[62] Coutts, D.S., Matthews, W.A., Hubbard, S.M., 2019. Assessment of widely used methods to derive depositional ages from detrital zircon populations. Geoscience Frontiers 10, 1421–1435. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.002.

[63] Augustsson, C., Voigt, T., Bernhart, K., Kreißler, M., Gaupp, R., G¨artner, A., Hofmann, M., Linnemann, U., 2018. Zircon size-age sorting and source-area effect: the German Triassic Buntsandstein Group. Sediment. Geol. 375, 218–231. https://doi.org/161.10.1016/j. sedgeo.2017.11.004.

[64] Powers, M.C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. J. Sediment. Res., 23117 https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D.119.

[65] Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D. and Enzweiler, J. (2011), Determination of Reference Values for NIST SRM 610–617 Glasses Following ISO Guidelines. Geostandards and Geoanalytical Research, 35: 397-429. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x.

[66] Gonçalves, Guilherme & Lana, Cristiano & Scholz, Ricardo & Buick, Ian & Gerdes, Axel & Kamo, Sandra & Corfu, Fernando & Rubatto, Daniela & Wiedenbeck, Michael & Nalini Jr, Herminio & Oliveira, Luiz. (2017). The Diamantina Monazite: A New Low-Th Reference Material for Microanalysis. Geostandards and Geoanalytical Research. 42. 25 - 47. https://doi.org/10.1111/ggr.12192.

[67] Chew, D.M., Babechuk, M. G., Cogne, N., Mark, C., O'Sullivan, G. J., Henrichs, I. A., Doepke, D., McKenna, C.A., 2016, (LA,Q)-ICPMS trace-element analyses of Durango and McClure Mountain apatite and implications for making natural LA-ICPMS mineral standards, Chemical Geology, 435, 35-48, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.0.

[68] Barrat, J.A., Zanda, B., Moynier, F., Bollinger, C., Liorzou, C., Bayon, G., 2012, Geochemistry of CI chondrites: Major and trace elements, and Cu and Zn Isotopes, Geochimica et Cosmochimica Acta, 83, 79-92, https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.12.011.

[69] Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., Fisher, N., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143, 602–622.

[70] Yakymchuk C, Kirkland CL, and Clark C. 2018, Th/U ratios in metamorphic zircon: Journal of Metamorphic Geology, v. 36: 715–737, https://doi.org/10.1111/jmg.12307.

[71] Sharman, G.R., Malkowski, M.A., 2020. Needles in a haystack: Detrital zircon U Pb ages and the maximum depositional age of modern global sediment. Earth Sci. Rev. 203, 103109. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103109.

[72] Rossignol, C., Hallot, E., Bourquin, S., Poujol, M., Jolivet, M., Pellenard, P., Ducassou, C., Nalpas, T., Heilbronn, G., Yu, J., and Dabard, M.-P., 2019, Using volcaniclastic rocks to constrain sedimentation ages: To what extent are volcanism and sedimentation synchronous?: Sediment. Geol. 381, 46–64, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.12.010.

[73] Pales, L., Negri, F.R., Antoine, P.O., Alvim, A.M.V., Santos, R.V., Martin, R., Stutz, N., Laurent, M., Ribeiro, A.M., 2024. Dasypodidae (Mammalia, Cingulata) from the AC-64

outcrop/BR 364, Solimões Formation (Late Miocene), Acre, Brazil, Abstracts of the XXVIII Congresso Brasileiro de Paleontologia, p. 291.

[74] Mamani, M., Wörner, G., and Sempere, T., 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space: GSA Bull., v. 122, 162–182, https://doi.org/10.1130/B26538.1.

[75] Cheilletz, A., Clark, A.H., Farrar, E., Pauca, G.A., Pichavant, M., and Sandeman, H.A., 1992. Volcano-stratigraphy and 40Ar/39Ar geochronology of the Macusani ignimbrite field: monitor of the Miocene geodynamic evolution of the Andes of southeast Peru: Tectonophysics, Andean geodynamics, v. 205, 307–327. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90433-7.

[76] Sandeman, H.A., Clark, A.H., Farrar, E., and Pauca, G.A., 1997, Lithostratigraphy, petrology and 40Ar-39Ar geochronology of the Crucero Supergroup, Puno department, SE Peru. J. South Am. Earth Sci., v. 10, 223–245, https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00023-0.

[77] Kaneoka, I., and Guevara, C., 1984. K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru: Geochemistry Journal, v. 18, 233–239, https://doi.org/10.2343/geochemj.18.233.

[78] Mégard, F., Noble, D.C., McKee, E.H., and Bellon, H., 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru: GSA Bull., v. 95, 1108–1117, https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<1108:MPONCD>2.0.CO;2.

[79] Boschman, L.M., 2021, Andean mountain building since the Late Cretaceous: A paleoelevation reconstruction: Earth-Science Reviews, v. 220, 103640, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103640.

[80] Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., and Horton, B.K., 2019, Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes. Sci. Rep. 9, 4877: https://doi.org/10.1038/s41598-019-41257-3.

[81] Uba, C. E., Strecker, M. R., and Schmitt, A. K., 2007, Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the central Andes during the late Miocene. Geology, v. 35(11), 979, https://doi.org/10.1130/g224025a.1.

[82] Gautheron, C., Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Tassan-Got, L., and Douville, E., 2013. Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U–Th)/He and fission track thermochronometry. Basin Res., v. 25, 419–435, https://doi.org/10.1111/bre.12012.

[83] Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., and Schaltegger, U., 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoidsU-Pb geochronology and geochemistry of the proto-Andean granitoids of Peru: GSA Bull. 121, 1298–1324, https://doi.org/10.1130/B26488.1.

[84] Jackson, L.J., Horton. B.K., 2025, Sediment provenance signatures of the largest river in the Andes (Marañon River, Peru): Implications for signal propagation in the Amazon drainage system, Journal of South American Earth Sciences 157, 105471, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105471.

[85] Chavez, C., Roddaz, M., Dantas, E.L., Santos, R.V., and Alván, A.A., 2022. Provenance of the Middle Jurassic-Cretaceous sedimentary rocks of the Arequipa Basin (South Peru) and implications for the geodynamic evolution of the Central Andes: Gondwana Research, v. 101, 59–76. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.07.018.

[86] Hubert, N., Duponchelle, F., Nuñez, J., Garcia-Da Vila, C., Paugy, D., Renno, J.F., 2007. Phylogeography of the piranha genera Serrasalmus and Pygocentrus: implications for the

diversification of the Neotropical ichthyofauna. Mol Ecol doi: 10.1111/j.1365-294 X.2007.03267.x.

[87] Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., Baby, P., Benammi, M., Brusset, de Franceschi, D., Espurt, N. et al. (2007). The middle Miocene (Laventan) Fitzcarrald fauna, Amazonian Peru. In: E. Díaz-Martínez, E., Rábano, I. (eds) 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cuadernos del Museo Geominero 8, 19–24.

[88] Bouman, Q.C., 1959. Semi-detailed geologic reconnaissance of the central portion of the Serra do Moa anticline. Belem, Relatorio Técnico Interno, PETROBRAS 292-A, 33p.

[89] Catuneanu, O., Sweet, A.R., Miall, A.D., 1999. Concept and styles of reciprocal stratigraphies: Western Canada foreland basin. Terra Nova 11, 1–8.

[90] Roddaz, M., Hermoza, W., Hovikoski, J., Brusset, S., Antoine, P.-O., Baby, P., 2004. Late Miocene tidal sedimentation in the foredeep of the southwestern Amazonian foreland basin system (Madre de Dios basin, South Peru). In: Bartholdy, J., Pedersen, J.B.T. (eds) Tidalites 2004. Copenhagen: Institute of Geography, University of Copenhagen, pp. 161–164.

[91] Kronberg, B.I., Fralick, P.W., Benchimol, R.E., 1998. Late Quaternary sedimentation and palaeohydrology in the Acre foreland basin, SW Amazonia. Basin Res 10, 311–323.

[92] Ramos, V.A., 2018. Tectonic Evolution of the Central Andes: From Terrane Accretion to Crustal Delamination. In: Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. The American Association of Petroleum Geologists, pp. 1–34. https://doi.org/10.1306/13622115M1172855.

CAPÍTULO 6
SEGUNDO ARTIGO

Revista: Sedimentary Geology

6. DEPOSITIONAL EVOLUTION OF THE SOLIMÕES FORMATION AT THE ACRE AND SOLIMÕES BASIN BORDER (WESTERN AMAZONIA)

André Mateus Valentim Alvim[1], Roberto Ventura Santos[1], Martin Roddaz[2], Elton Luiz Dantas[1], Ana Maria Ribeiro[3], Pierre-Olivier Antoine[4], Francisco Negri[5]

[1]Universidade de Brasilia, Darcy Ribeiro Campus, Asa Norte 70910-900 Brasilia, DF, Brazil, andremva.geo@gmail.com, rventura@unb.br, angicos63@gmail.com
[2] Géosciences-Environnement Toulouse, Université de Toulouse; UPS (SVT-OMP); CNRS; IRD; 14 Avenue Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France, martin.RODDAZ@get.ump.eu
[3] Museu de Ciências Naturais, Secretaria do Meio Ambiente e Infraestrutura, Porto Alegre, Brazil, anamariaribeiro69@gmail.com
[4] Université Paul Valéry, Montpellier III, Institut Des Sciences De L'evolution De Montpellier (ISEM), Pl. Eugène Bataillon, 34090 Montpellier, France, pierre-olivier.antoine@umontpellier.fr
[5] Universidade Federal do Acre, Campus de Cruzeiro do Sul, Laboratório de Paleontologia. Estrada do Canela Fina, Gleba Formoso, Cruzeiro do Sul, Acre, Brazil, 69.980-00; francisco.negri@ufac.br

ABSTRACT

The Solimões Formation, a wide-spread unit within the Acre and Solimões basins, was deposited in a dynamic paleoenvironmental and tectonic context of the Western Amazonia during the early Miocene and early Pliocene. However, in the Acre Basin, the depositional age range of the Solimões Formation lacks precision. Also, erosional effects on this unit due to Andean tectonic events are poorly understood. Seven samples from the Juruá River and outcrops along the BR-364 highway in the Acre State (Acre and Solimões basins) were collected for detrital zircon U-Pb dating and calculation of their "maximum deposition" ages (MDA and MLA). The MLA estimates display earliest (22.80 Ma) to latest Miocene (5.40 Ma) ages for the Solimões Formation. Also, the sediment provenance shows a shift in the contribution predominance from cratonic to Andean sources since the early late Miocene (~10.8 Ma). The spatial map of the MLA estimates reveals two patterns: i) older samples in areas close to structural/morphologic features; ii) Acre Basin NW area present older samples than its SE area. We interpret that the development of the Fitzcarrald Arch uplift likely controls the differential erosion of the Solimões Formation in the studied area. Also, paleogeographic reconstruction maps, based on MLA estimates, relates the evolution of the Solimões Formation deposition with paleoenvironmental changes in the Western Amazonia throughout the Miocene.

Keywords: Solimões Formation, Acre Basin, Solimões Basin, U-Pb dating, MLA estimates, sediment provenance, qualitative erosional model

1. INTRODUCTION

The Solimões Formation is a widely recognized rock unit in the Solimões and Acre Basins, outcropping mainly in the uppermost part of Acre State (extending over 80% of the state; Souza-Filho & Guilherme 2015), and southern Amazonas State (Latrubesse et al., 2007; Duarte, 2011). Its deposition likely occurred between the Early Miocene and Early Pliocene (i.e. Silva-Caminha et al., 2020; Leite et al., 2021; D'Apolito et al., 2024; Kern et al., 2020), a period of intense uplift of the Andean Cordillera and great changes in the drainage configuration of the Western Amazonia due to Neogene phases of the Andean tectonics (i.e., Roddaz et al., 2005, 2010; Hoorn et al., 2010, 2017, 2022; Leite et al., 2017). Those changes, especially the transcontinentalization of the Amazon River between ~11.8 and 8.7 Ma (Gorini et al., 2014; Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2017; van Soelen et al., 2017), had a direct reflection in the contributions from cratonic terranes and distinct regions of the Andean Cordillera for the sediment provenance of the Solimões Formation (Horbe et al., 2019; Bissaro-Júnior et al., 2019; Kern et al., 2020). More specifically in the Acre Basin, a shift in the provenance signature of the Solimões Formation is observed during the transition between the Middle and Late Miocene (Horbe et al., 2019). At this time, the Andean sediments became more proeminent and surpassed the contribution from cratonic sources. However, it is still unknown when precisely this provenance shift occurred.

In the Acre Basin, the Neogene phases of the Andean tectonics also promoted the reactivation of deep faults during the Middle Miocene (Oliveira, 1997; Oliveira and Vidotti, 2023) and the uplift of the Fitzcarrald Arch since the early Pliocene (Espurt et al., 2007, 2008, 2010). These tectonic events directly influenced the sediment dynamics (sedimentation and erosion) of the Solimões Formation within the Acre Basin, and the westmost section of the Solimões Basin, as evidenced by distinct relative and absolute ages proposed for different outcrops in these basins (e.g. Latrubesse et al., 2010; Negri

et al., 2010; Bissaro-Júnior et al., 2019). However, the extent of the influence of these tectonic events on the Solimões Formation is poorly understood.

In this study, we propose an initial approach to the issues presented using detrital zircon (DZ) U-Pb dating and maximum depositional age estimates of samples from distinct outcrops in the Acre Basin and westernmost section of the Solimões Basin. We expect to present an evolution model of the the deposition of the Solimões Formation based on sediment provenance patterns and grain sorting aspects. Furthermore, we intend to evaluate the effects of differential erosion on the preservation of the Solimões Formation in outcrops at the studied area.

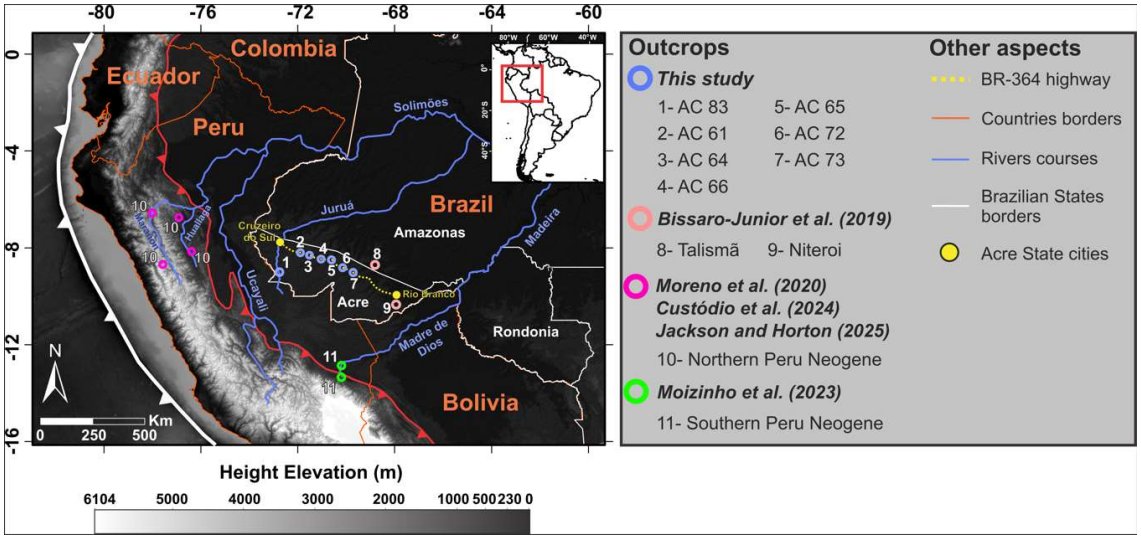


Figure 1. *DEM map of the studied area (red rectangle at the South America map). Sample 1 was collected from a riverbank of the Juruá River, while the others were taken from road cuts along the highway BR-364 in the Brazilian Acre State. Samples from the SE Acre Basin (Bissaro-Junior et al., 2019) and Neogene sedimentary rocks from Northern and Southern Peru basins are represented in distinct colors.*

2. GEOLOGICAL SETTING

The Solimões Formation is a fossiliferous siliciclastic rock unit composed of intercalations of claystones, siltstones, and sandstones (with associated turfaceous and limestones levels) likely deposited under fluvial/lacustrine paleoenvironments within the Acre and Solimões basins (Caputo et al., 1971; Cunha, 2007; Latrubesse et al., 2010). According to numerous previous paleontological (e.g. Negri et al., 2010;

Latrubesse et al., 2010; Linhares et al., 2011; Medeiros, 2017; Silva-Caminha et al., 2020; Leite et al., 2021; Fontoura et al. 2022; Mariveaux et al., 2023; Stutz et al., 2023; D'Apolito et al., 2024) and geochronologic (Bissaro-Junior et al., 2019; Kern et al., 2020) studies made on outcrops and well intervals of the Solimões Formation in both basins, this rock unit started its deposition in the early Miocene, probably during the establishment of the Megawetland Pebas system in the Western Amazonia (Hoorn et al., 2010). Thus, the Solimões Formation has a stratigraphic and paleontologic relationship with the chrono-correlated Pebas (Marañon and Ucayali), Ipururo (Huallaga), and Ipururo/Charqui (Madre de Diós) formations from neighbor subandean basins (Fig. 2; Hermoza et al., 2005; Antoine et al., 2016; Moizinho et al., 2023; Custódio et al., 2024).

In the late Middle Miocene (~12 Ma), tectonic stresses from low-angle subduction (flat slab) of the Nazca Ridge under the South American Plate promoted the Northern and Central Andes uplift and consequent flexural subsidence of subandean basins (Mora et al., 2010). Throughout this period, higher Andean erosion rates triggered a crescent sediment filling the subandean basins (Poulsen, 2010; Hoorn et al., 2010). Moreover, subsidence of the subandean basins allowed the occurrence of episodic and short-lived marine incursions within them, as evidenced by the associations of estuarine/mangrove and marine palynomorphs, foraminifera, and dynofalgellates (e.g. Santos et al., 2008; Boonstra et al., 2015; Jaramillo et al., 2017). This paleontological evidence is also found in Middle Miocene sediments of the Solimões Formation in the Solimões Basin (e.g. Hoorn, 1993; Linhares et al., 2011, 2017; Leandro et al., 2022; D'Apolito et al., 2024).

In the late Miocene and the early Pliocene periods, increased regional precipitation and continuous Andean erosion filled most of subandean basins' accommodation space, allowing the establishment of a fully fluvial paleoenvironmental system in the

Western Amazonia (Uba et al., 2007; Hoorn et al., 2010, 2022). These paleoenvironmental changes, combined with the lowering of the Purus Arch, aided the gradual reversal of the Amazonas River currents from the west to the east (Sacek, 2014; Caputo and Soares, 2016). These events facilitated the dominance of fluvial paleoenvironments in the Acre and Solimões basins, making the rocks of the Andean Eastern Cordillera (hereafter, EC) the primary sediment sources for the Solimões Formation, particularly in the Acre Basin (Bissaro-Júnior et al., 2019; Horbe et al., 2019). Finally, during this period, weaker paleontologic or sedimentary index of marine incursions can be found in the Acre (Räsänen et al., 1995; Hovikoski et al., 2007) and Solimões (Linhares et al., 2011, 2017; Leandro et al., 2022) basins.

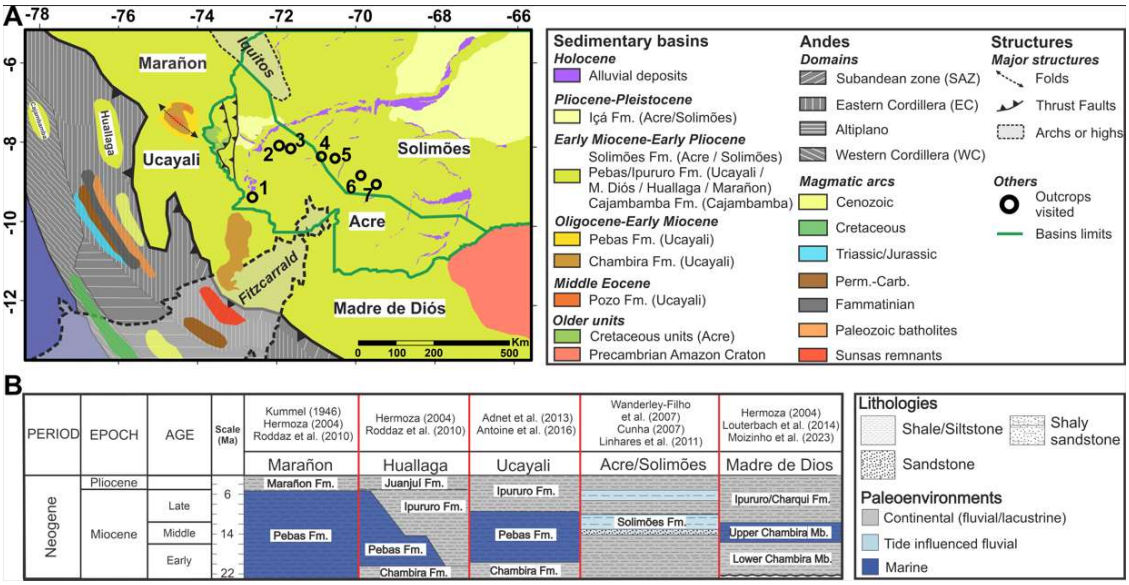


Figure 2. *A) Geological map of the area shown in Figure 1 (modified after Cunha et al., 2007; Espurt et al., 2008; Antoine et al., 2016; Ramos, 2018; Chavez et al., 2022). The samples collected for this study (spots 1 to 7) belong to the Solimões Formation; B) Early Miocene to early Pliocene chronostratigraphic charts of the Peruvian and Bolivian subandean basins and their correlation with the Brazilian Acre and Solimões basins (modified after Luterbach et al., 2014, and Hurtado et al., 2018).*

3. METHODOLOGIES

We collected a rock sample (AC83_U1) from a riverine outcrop at the Alto Juruá region, close to the Brazil and Peru border (outcrop AC83), and six samples (AC61(1),

AC64/19(2), AC65(7), AC66/19(A), AC72/19(A) and AC73/19(A)) from outcrops along the highway BR-364 in the Acre State (outcrops AC61, AC64, AC66, AC72 and AC73; Fig. 1). All samples belong to the Solimões Formation in the Acre and Solimões basins (Fig. 2 and Fig. S1). Regarding their dating, Latrubesse et al., (2007, 2010) proposed a Late Miocene (~9.0-6.5 Ma) age to the Solimões Formation described in outcrops along the highway BR-364 based on the paleontological and palinological fauna similarity with the Huayquerian-Mesopotamian fauna. Other paleontological interpretations regarding the sediment sequence of the outcrops AC64 and AC65 (this latter representing the "Morro do Careca" paleontological site) also suggest a Late Miocene age (i.e. Bocquentin and Melo, 2006; Negri et al., 2010; Pales et al., 2024).

In addition, we compare our data with previously published geochronological results from the Solimões Formation or regional chrono-correlated rock units (Figs. 1 and 2; Tab. S1): i) Upper Miocene samples of the Solimões Formation in the Talisma and Niteroi paleontological sites (southern Acre Basin; Bissaro-Junior et al., 2019); ii) Neogene samples from the Ipururo and Charqui formations in the Southern Peru Madre de Diós Basin (Moizinho et al. 2023); iii) Neogene samples from the Cajambamba, Condebamba, Namora, San Antonio, and Ipururo formations in the Northern Peru Cajambamba, Bagua and Huallaga basins (Jackson and Horton, 2025; Moreno et al. 2020; Custódio et al., 2024).

All sample preparation and detrital zircon (DZ) U-Pb, analyses were conducted at the Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológios e Ambientais of the Universidade de Brasília (LEGGA-UnB; Brazil). The following procedures were used for sample preparation: i) crush 0.9-1 kg of rock samples with a hammer; ii) jig sediments into a concave plate with running water for heavy minerals concentration; iii) dry and use a Frantz magnetic device (current at 1.80-1.90 A) to separate magnetic and non-magnetic fractions of the concentrated material; iv) hand pick 120-150 zircon

crystals under stereographic microscope; v) craft resin mounts with hardener and resin Epox (proportion: 1:7); vi) sand mounts with emery paper (numbers 240 and 2500) and polish them using felt, diamond paste and blue lubricant vii) acquire back-scattering (BSE) pictures using a SEM Quanta 450 – FEI; vii) run mounts in a Thermo Finningan Element XR high-resolution SC-LA-ICP-MS coupled to a 193 nm Iridia laser ablation system (GJ-1 zircon as primary standard; 91500 and Plesovich zircons as secondary). Standards values and instrumental parameters for each analysis can be found at the U-Pb results table (Tab. S2). It is also relevant to emphasize that laser ablation was preferred around the crystals' core, focusing on the oldest age.

After U-Pb data acquisition, the Iolite 1.4 software was used for data reduction. Then, concordance calculations and concordia curves were made using the Isoplot 1.14 supplement tool in Microsoft Excel software. DZ distributional age diagrams and pie charts, and maximum depositional age (MDA) estimations were built using the detritalPy toolset (Sharman et al., 2018) in the Jupyter Notebook (Anaconda 3) system. Based on geological information about the Andean magmatic arcs and the Guyana and Amazon cratonic rocks available in the literature, a map of the most probable rock sources for the analyzed samples was created for sediment provenance analysis (Fig. 3).

Regarding the MDA estimates, the detritalPy toolset adopts three selection criteria based on Dickinson and Gehrels (2009): the youngest single grain (YSG), the youngest cluster of two ages with overlapping 1σ uncertainties (YC1σ(2+)), and the youngest cluster of three or more ages with overlapping 2σ uncertainties (YC2σ(3+)). We also calculated maximum likelihood age (MLA) estimations of each sample, plotting their DZ best ages and uncertainties (1σse) in radial plots of the online Isoplot R (Vermeesch et al., 2018, 2021).

In this study, we adopted roundness and elongation classifications for morphology analysis of the analyzed zircons. This method excludes broken zircon crystals and those

with non-concordant U–Pb ages. The elongation was defined using the length-to-width ratios to distinguish between round (below 1.3), oval (ranging from 1.3 to 1.8), and elongated (exceeding 1.8) crystals proposed by Augustsson et al. (2018). Regarding roundness, we categorized these crystals as euhedral, subangular to subrounded, or rounded, following the Powers (1953) framework.

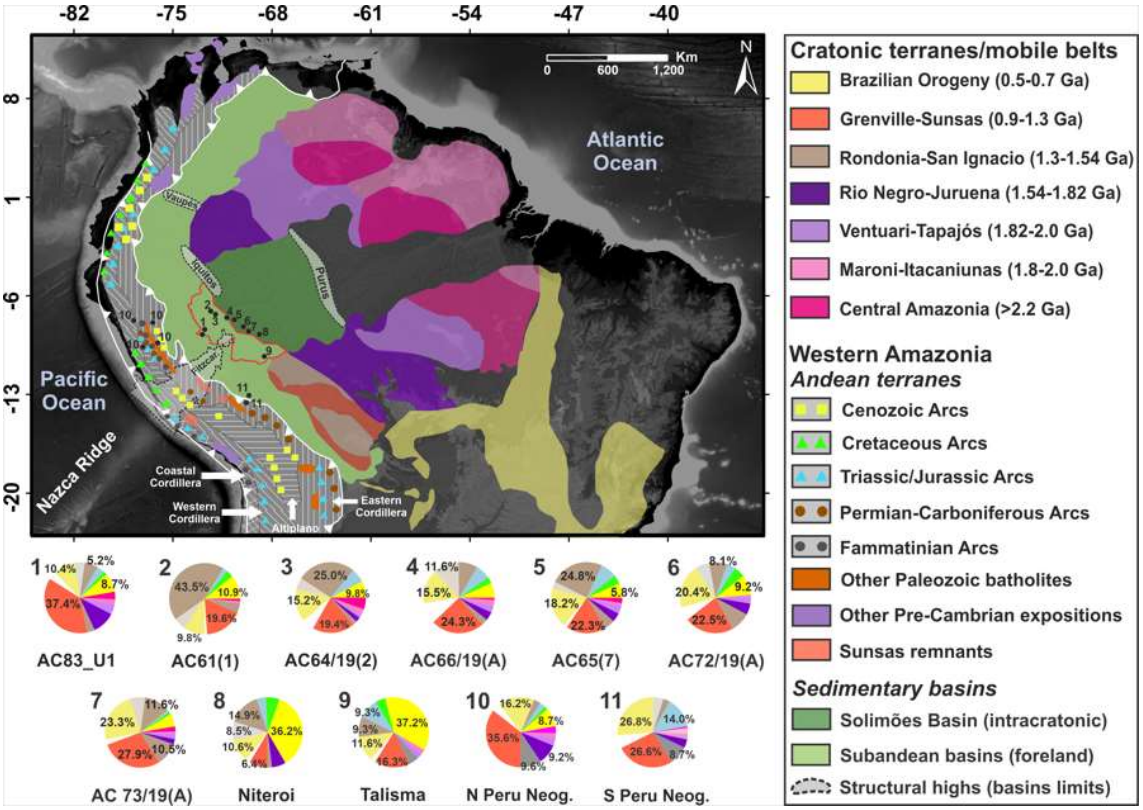


Figure 3. *Digital Elevation Map (DEM) of Western Amazonia presenting cratonic and Andean source rocks that could have contributed to the Solimões Formation deposition. Modified after Naipauer et al. (2015), Alván et al. (2018), and Chavez et al. (2022). See the text for the discussion about each sample's U-Pb DZ age spectra shown below the DEM.*

4. RESULTS

4.1. U-Pb DZ data

The U-Pb DZ age distribution indicates that the sample collected at the Juruá River (AC83_U1) is domated by dominated by cratonic sources, mainly from the Sunsás, Rondonia-San Ignacio, and Rio Negro-Jurena terranes (61.7% in total). Sediment sources from the Brasiliano Orogeny belts (10%), the Andean Paleozoic, and Cenozoic magmatic arcs (5-9%) are subordinate (Fig. 4A; Tab. 1). In the MDS map, this sample

relates to other samples only by spaced-dashed nearst neighbor lines, suggesting a distinct provenance among them. In contrast, it likely had a shared provenance with the Northern Peru Neogene rocks, as shown by their proximity in the MDS map (Fig. 4B).

Some samples from the highway BR-364 (AC72/19(A), AC 73/19(A), and AC66/19(A)) present great contribution from cratonic sources, mainly from the Sunsás terrane (29-22%). Nonetheless, rock sources from the Brasiliano Orogeny belts (15-22%), the Andean Paleozoic, and Cenozoic magmatic arcs (6-13%) also show significant percentages (Fig. 4A; Tab. 1). In the MDS map, these samples are connected by solid and closed-dashed nearst neighbor lines, suggesting a shared sediment provenance. Also, these samples present similar provenance patterns compared to Neogene rocks from Southern Peru (Fig. 4B). In contrast, other samples from highway BR-364 (AC61(1), AC64/19(2), and AC65(7)) present a greater contribution from Andean Paleozoic and Famatinian magmatic rocks (20-49%) with subordinated participation from Cenozoic and Mesozoic ones (15-18%). Cratonic sources, except for the Sunsás terranes, have only a minor contribution (7-16% without Sunsás) (Fig 4A; Tab. 1). In the MDS map, these samples are relatively close together and are connected by solid and dashed lines, suggesting a shared provenance (Fig. 4B). The sample AC61(1) plots apart from the others due to a stronger contribution from Andes Paleozoic zircon populations. Nonetheless, like the AC72(A) and AC73/19(A) samples, these samples have a link with Neogene rocks from Southern Peru.

Table 1. *Detrital zircon percentages of the samples analyzed by rock sources (presented in Figure 3). See the discussion about the contribution variability of each source in the text.*

Sources		Ages (Ma)	Sources contribution to samples (%)								
			AC61(1)	AC64_19(2)	AC65(7)	AC66_19(A)	AC72_19(A)	AC73_19(A)	AC83_U1	Talismã	Niteroi
Andean	Cenozic Arcs	0-63	10.9	6.5	6.6	6.8	12.8	7.4	8.7	37.2	36.2
	Cretaceous Arcs	64-145	3.3	0.0	4.1	2.9	4.3	0.0	1.7	4.7	6.4
	Triassic-Jurassic	146-250	2.2	8.7	7.4	6.8	4.3	1.2	4.3	9.3	4.3
	Paleozoic Arcs	251-400	43.5	25.0	24.6	8.7	6.4	12.3	5.2	9.3	14.9
	Fammatinian	400-500	5.4	5.4	3.3	11.7	6.4	7.4	4.3	0.0	8.5
	Brazilian Orogens	501-700	9.8	15.1	18.0	15.5	21.3	22.2	10.4	11.6	10.6
	Unknown	701-900	1.1	5.4	1.6	9.7	5.3	2.5	3.5	2.3	2.1
Cratonic	Sunsás	900-1300	17.4	19.4	18.0	24.3	22.3	29.6	37.4	16.3	8.5
	Rondonia-S. Ignacio	1301-1540	4.3	2.2	4.9	2.9	8.5	11.1	3.5	4.7	2.1
	Rio Negro-Jurena	1541-1820	0.0	2.2	4.9	3.9	6.4	2.5	10.4	0.0	6.4
	Ventuari-Tapajos	1821-2000	1.1	1.1	2.5	2.9	3.2	2.5	4.3	2.3	0.0
	Maroni-Itacaiunas	2000-2200	0.0	3.2	1.6	2.9	1.1	1.2	2.6	2.3	0.0
	Central Amazonia	> 2200	1.1	5.4	2.5	1.0	0.0	2.5	3.5	0.0	0.0
Total Andean			65.2	45.6	45.9	36.9	34.0	28.4	24.3	60.5	70.2
Total Cratonic			23.9	33.3	34.4	37.9	41.5	49.4	61.7	25.6	17.0

It is also noticeable that our samples plot far apart from the Upper Miocene samples from the Niteroi and Talisma sites. These samples present less cratonic Sunsás (8-16%) and more Andean Cenozoic (36-37%) contributions than any of our samples (Fig. 4A; Tab. 1). This might be due to a different provenance of the Solimões Formation in the southeastern region of the Acre Basin during the early late Miocene. Alternatively, the low contribution of Paleozoic and cratonic zircons to those sites may reflect analytical and statistical biases given the relatively low number of zircons analyzed (n < 50).

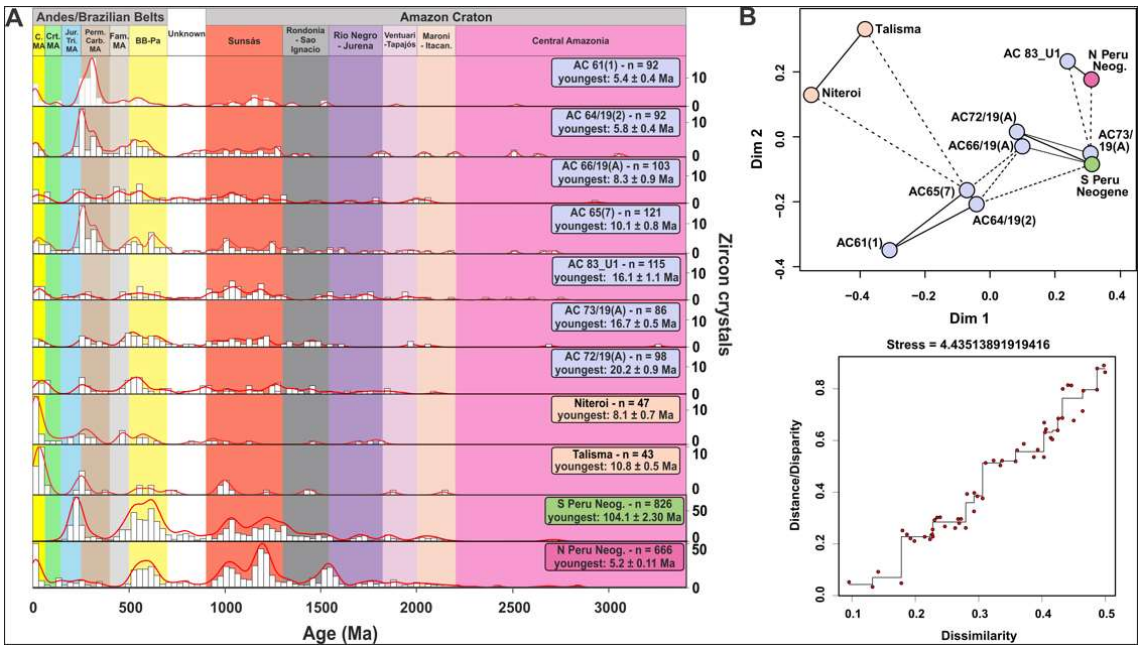


Figure 4. *a) Detrital zircon (DZ) U-Pb distribution age chart of all samples analyzed. Each spectra is displayed according to the sample enumeration shown in Figure 1; b) MDS map on the same set demonstrating that most of our samples have provenance affinity with the Southern Peruvian rocks, except the sample AC83_U1 (which is closer to the Northern Peruvian rocks). The Talisma and Niteroi present only a weak affinity with our samples.*

4.2. MDA and MLA estimates

Regarding the depositional age estimates of the samples analyzed, the MDA and MLA models of our samples yield, respectively, the following results (Figs. S2 and S3; Tab. 2):

i) Early Miocene for AC 72/19(A) (22.69±0.86 Ma), AC 73/19(A) (16.90±0.51 Ma and 16.91±0.52 Ma), and 83_U1 (16.10±0.93 Ma and 16.12±0.95 Ma);

ii) Late Miocene for AC 65(7) (10.60±0.88 Ma and 10.80±0.91 Ma), and AC 66 (5.90±0.33 Ma and 6.50±0.66 Ma);

iii) Latest Miocene ages for AC 61(1) (5.80±0.06 Ma and 5.43±0.36 Ma), and AC 64/19(2) (5.90±0.33 Ma and 5.90±0.71 Ma);

Our estimates present either older or younger ages compared with the early late Miocene estimates for the Niteroi (8.50±0.50 Ma) and Talisma (10.89±0.13 Ma) sites previously reported by Bissaro-Junior et al. (2019).

4.3. Th/U ratio

A cutoff value of 0.4 was applied to the Th/U ratios of the concordant zircons to distinguish between igneous and metamorphic types, as suggested by Yakymchuk et al. (2018). Most samples display a predominance of igneous zircons (87-94%) with Th/U ratios fluctuating from 0.5 to 5.9. The only exception is sample AC61(1), which presents a higher percentage of metamorphic zircons (61%) with Th/U ratios varying from 0.01 to 0.39 (Tab. S2). Paleozoic (~240-300 Ma) and Mesoproterozoic (1040-1150 Ma) rocks are the main sources for these metamorphic crystals (Fig. S4).

4.3. Zircon morphology

The unbroken concordant zircons from the analyzed samples were submitted to a morphology analysis, focusing on elongation and roundness parameters. Regarding roundness, subangular (30-44%) and subrounded (24-46%) are the most predominant

shapes (Fig. 5; Tab. S3). Although subordinated, euhedral crystals are more present in the samples AC61(1), AC72/19(A), and AC73/19(A) (25%, 19%, and 19% respectively), and the rounded ones, samples AC61(1), and AC 83_U1 (18% and 11% respectively). Regarding elongation, elongated zircons are predominant (50-80%), while oval to round zircons are mostly subordinate in all samples (Fig. 5; Table S3). However, the two latter shapes are more representative in the sample AC83_U1 (34% oval, and 15% round).

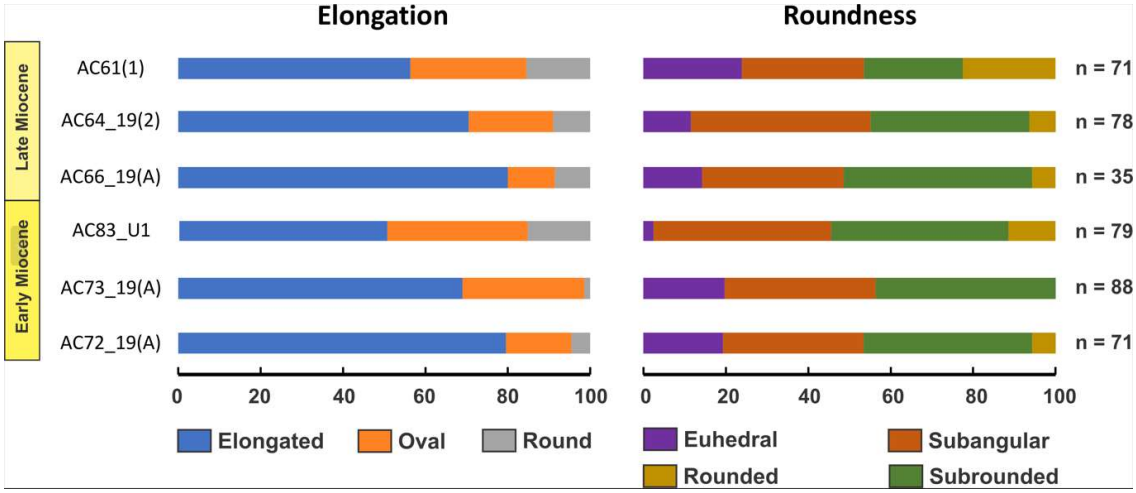


Figure 5. *Roundness and elongation percentages for detrital zircons with concordant ages. Broken grains observed in the BSE images were not included.*

When observing the relationship between the elongation parameter of our samples' zircons and their best age, a trend becomes visible: Andean Fammatinian to Cenozoic rock sources contribute more with elongated zircons (77%) than oval (19%) or round (4%). On the other hand, cratonic sources contribute more with oval (31%) and round (13%) crystals (Tab. 3). Also, the negative value for "x" in the equation of the linear regression curve of all samples combined (y = -0.0003x + 2.4118) reinforces this observed trend (Fig. 6A). A closer look at the Phanerozoic Andean sources reveals that elongated zircons are chiefly derived from Fammatinian (~480-485 Ma), Carbonifeours to Permian (~260-320 Ma), and Cenozoic (~26-5 Ma) magmatic arcs. In contrast, most oval and rounded zircons are from Cretaceous (~66-75 Ma) and Carbonifeours to

Permian (~260-295 Ma) arcs (Fig. 6B; Tab. 3).

Table 2. *Elongation classes (elongated, oval, and round) percentages of the samples analyzed by rock sources. Andean sources seem to contribute more with elongated zircon crystals compared to cratonic and Brasiliano belt sources.*

Source		Elongation classes						Zircon crystals (n)	
		Elongated (n)	Elongated (%)	Oval (n)	Oval (%)	Round (n)	Round (%)	Per source	Total
Andean	Cenozic Arcs	31	79%	6	15%	2	5%	**155**	**422**
	Cretaceous Arcs	5	56%	2	22%	2	22%		
	Triassic-Jurassic	16	94%	1	6%	0	0%		
	Paleozoic Arcs	49	73%	17	25%	1	1%		
	Fammatinian	19	83%	3	13%	1	4%		
	Total Andean*	**120**	**77%**	**29**	**19%**	**6**	**4%**		
Brasiliano Belt	Brazilian Orogen	48	66%	20	27%	5	7%	**94**	
	Unknown	15	71%	5	24%	1	5%		
	Total Brasiliano*	**63**	**67%**	**25**	**27%**	**6**	**6%**		
Cratonic	Sunsás	58	58%	31	31%	11	11%	**173**	
	Rondonia-S. Ignacio	12	48%	11	44%	2	8%		
	Rio Negro-Jurena	11	69%	4	25%	1	6%		
	Ventuari-Tapajos	5	42%	3	25%	4	33%		
	Maroni-Itacaiunas	4	50%	2	25%	2	25%		
	Central Amazonia	7	58%	2	17%	3	25%		
	Total Cratonic*	**G7**	**56%**	**53**	**31%**	**23**	**13%**		

** percentage of n (of each elongation class) divided by n (per source)*

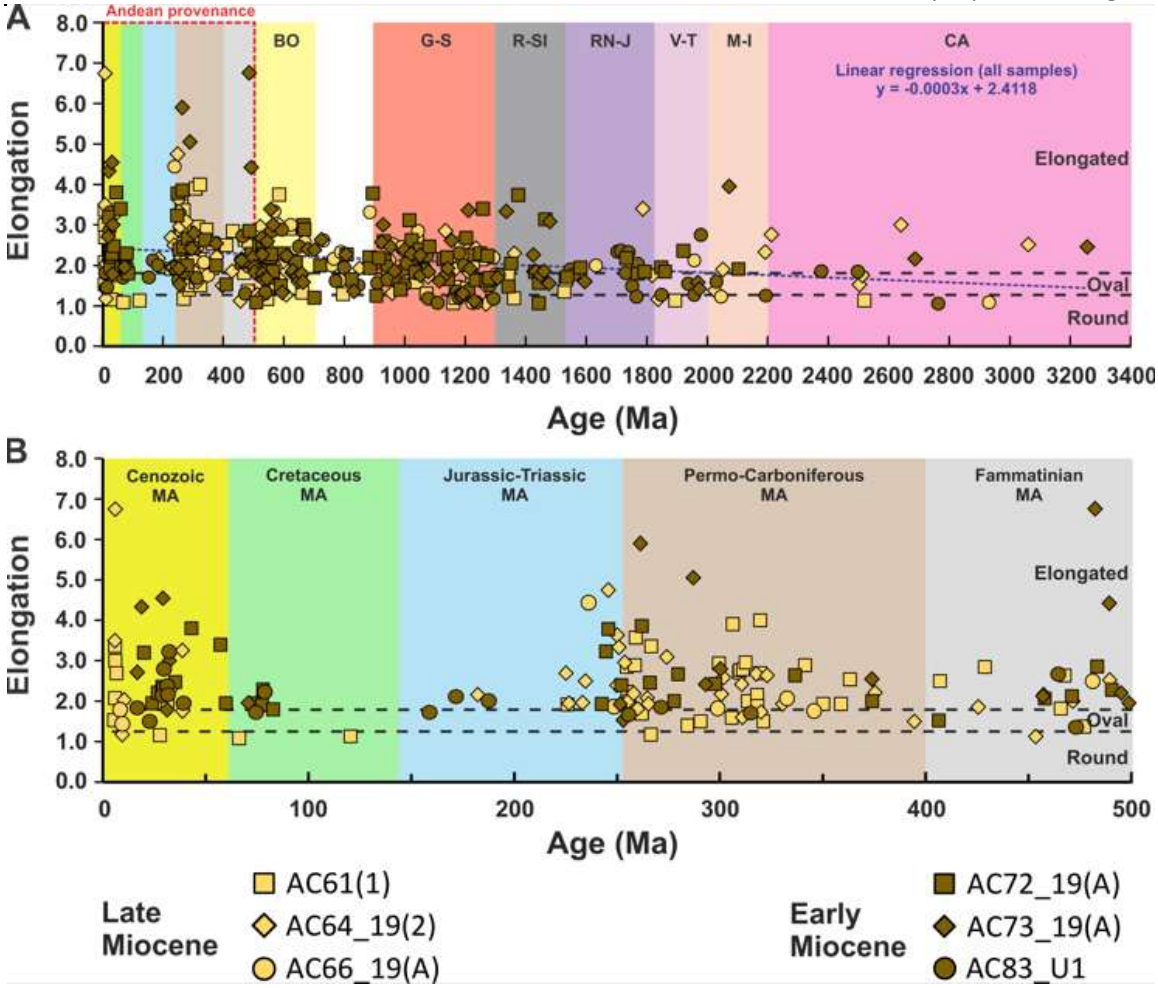


Figure 6. *Detrital zircon shape vs. concordant age. A) Plot covering all ages observed. The negative slope coefficient indicates that Andean zircons tend to be more elongated than cratonic ones. B) Close-up on detrital zircon ages younger than 500 Ma, characteristics of Andean provenance.*

5. DISCUSSION

6.1. MDA vs MLA estimates

Maximum depositional and likelihood ages (MDA and MLA) estimates assume that their minimum age can be approximated as stratigraphic or true depositional age (TDA). This is considered true if an active volcanic source is present within the drainage basin and if the MLA and MDA are younger than the expected stratigraphic ages (Rossignol et al., 2019; Custódio et al., 2024). Both conditions are fulfilled here since i) Lower to Upper Miocene magmatic rocks are present in the Peruvian EC and Altiplano (i.e., Rosenbaum et al., 2005), and ii) the published geochronological (8.5–10.9 Ma; Bissaro-

Júnior et al., 2019) and biostratigraphic ages of the Solimões Formation (i.e., Latrubesse et al., 2010; Negri et al., 2010; Silva-Caminha et al., 2020; Pales et al., 2024) are slightly older than our calculated MDA and MLA (Tab. 2). Consequently, the stratigraphic ages of the outcrops studied are interpreted to be Early to Late Miocene (22.7–5.4 Ma; Fig. 7).

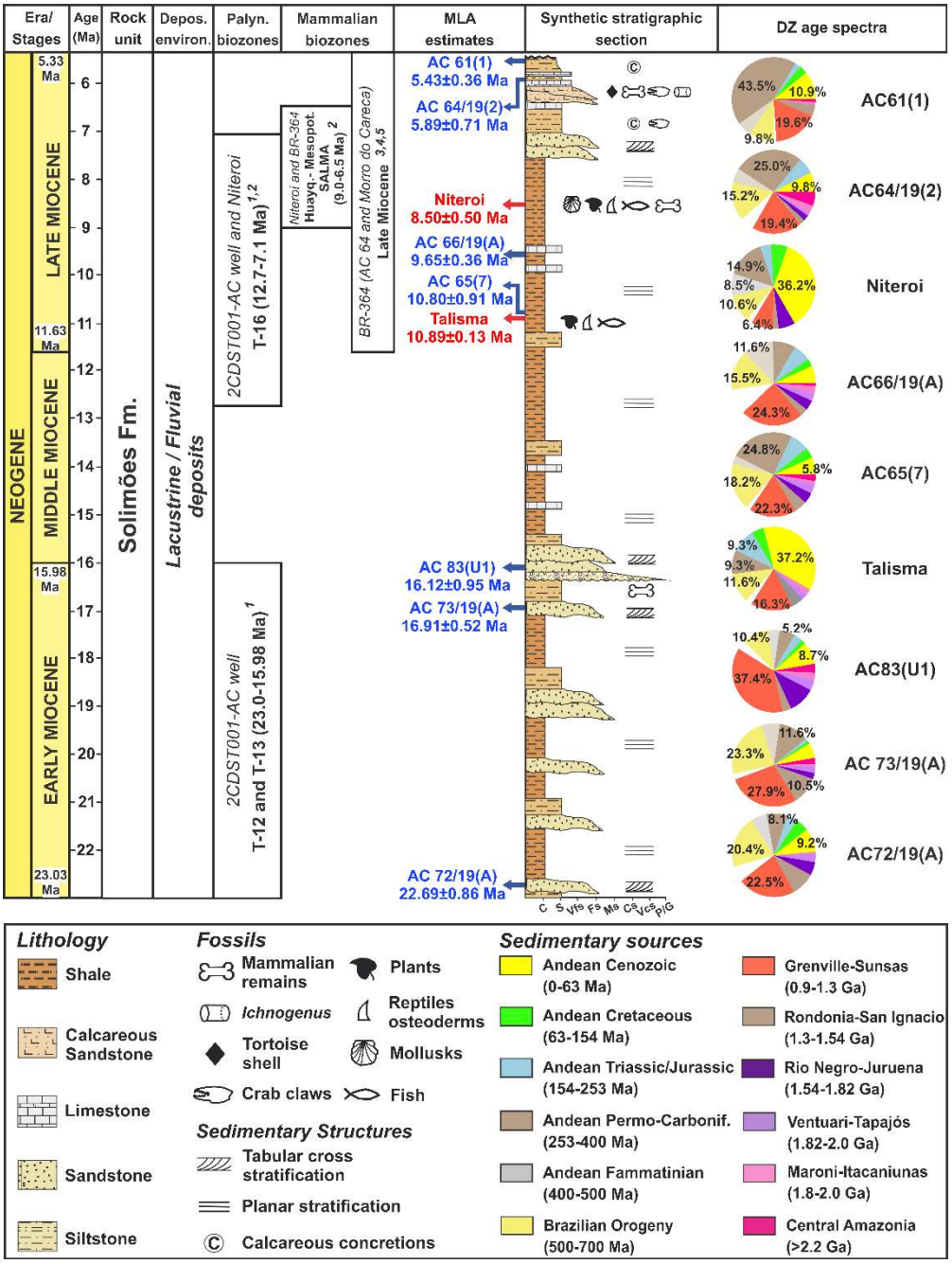


Figure 7. *Stratigraphic position of our samples and the geochronological data of Bissaro-Júnior et al. (2019) into a synthetic profile of the Solimões Formation based on biozones previously defined for this unit in the Acre Basin (1: Silva-Caminha et al., 2020; 2: Latrubesse et al., 2010; 3: Bocquentin and Melo, 2006; 4: Negri et al., 2010; 5: Pales et al., 2024).*

Usually, MDA and MLA estimates have relatively similar values (difference between them stays within their error margins). Nonetheless, there are some exceptions as in the case of the sample AC 72/19(A) (Tab. 2). In this situation, the most conservative MDA method based on selection criteria (YGC3σ) tend to give a much older age compared to the MLA (Coutts et al., 2019). The MLA algorithm corrects this anomaly using a statistical binary mixture of discrete and continuous age distributions which converges to a unique MDA value (Vermeesch, 2021; Fig. S3). Thus, we established here that the TDA of our samples is better represented by their MLA estimates.

Table 3. *Summary of MLA and MDA estimates and present-day altimetry of each sample analyzed (including Bissaro-Junior et al. (2019) data).*

Sample code	Sample name	Sample altimetry (m)	MLA ± 1σ error (Ma)	MDA method	MDA ± 1σ error (Ma)	Geologic period	Source
1	AC83_U1	232.5	16.12 ± 0.95	YC1σ (2+)	16.10 ± 0.93	Early Miocene	This study
2	AC61(1)	237.7	5.40 ± 0.85	YC2σ (3+)	5.80 ± 0.06	latest Late Miocene	This study
3	AC64_19(2)	252.85	6.50 ± 0.66	YC1σ (2+)	5.90 ± 0.33	latest Late Miocene	This study
4	AC66_19(A)	211.2	9.65 ± 0.36	YC2σ (3+)	9.60 ± 0.35	Late Miocene	This study
5	AC65(7)	205.8	10.80 ± 0.91	YC1σ (2+)	10.60 ± 0.88	Late Miocene	This study
6	AC72_19(A)	212.7	22.69 ± 0.86	YC2σ (3+)	28.80 ± 0.61	Early Miocene	This study
7	AC73_19(A)	223.6	16.91 ± 0.52	YC1σ (2+)	16.90 ± 0.51	Early Miocene	This study
8	Talisma	134.25	11.50 ± 1.60	YC1σ (2+)	11.00 ± 0.44	Late Miocene	Bissaro-Junior et al.(2019)
9	Niteroi	143.2	10.56 ± 0.36	YC2σ (3+)	9.80 ± 0.21	Late Miocene	Bissaro-Junior et al.(2019)

6.2. Depositional age spatial distribution

Overall, MLA estimates suggest the earliest Miocene to the latest Miocene ages (22.7-5.4 Ma) for our samples, compatible with the age range for the Solimões Formation deposition within the Acre and Solimões basins described in the literature

(e.g. Feijó and Silva, 1994; Latrubesse et al., 2010; Silva-Caminha et al., 2020; Leandro et al., 2022; Bissaro-Junior et al., 2019; Kern et al., 2020). At a spatial view, the oldest (Early Miocene) samples are in two sites: the Jurua River, close to the Ucayali Basin (AC83_U1), and the central portion of the Acre-Solimões basins boundary (AC72/19(A) and AC 73/19(A); Fig. 8A). The first site resides 100 km NW apart from the apex of the drainage sub-basins of the Fitzcarrald Arch (Regard et al., 2009; Espurt et al., 2010). On the other hand, the second is within a region under the influence of a structural high, observed by positive Bouguer anomalies, interpreted as the forebulge that divides the Acre and the Solimões basins (Horton, 2018; Oliveira and Vidotti, 2023; Fig. 8A). The influence of these structural highs, especially after the Fitzcarrald Arch uplift in the Early Pliocene (Espurt et al., 2007, 2010), likely led to higher erosion of the Solimões Formation at these sites, exposing older rocks. A similar effect can be observed in the adjacent Madre de Dios and Ucayali subandean basins, where erosion due to the Fitzcarrald Arch uplift generated subaereal unconformities between the Miocene and Pliocene deposits (e.g. Espurt et al., 2010; Antoine et al., 2016).

Another point to highlight is that the northern samples from the Acre Basin (AC 61(1), AC 64/19(2), and AC66/19(A)) have younger MLA estimates compared to the southern samples (Talisma and Niteroi) (Fig. 9A). This suggests that erosion processes were stronger at SE than at NW portions of the Acre Basin. This is compatible with the geomorphological analysis of the Fitzcarrald Arch relief made by Regard et al. (2009). The authors suggest that subduction of buoyant flat slab segments of the Nazca Ridge subducted under the South American plate during the Pliocene (~5-4 Ma; Espurt et al., 2008) had an eastward sliding component. This indicates an underlying geomorphic control of the Fitzcarrald Arch that progressed from NW to SE, evidenced by the lower drainage development levels of the newly generated Ucayali and Madre de Dios systems at Western Amazonia. Based on the evidence above, we established a relationship

between the MLA estimates of our samples and erosion potential and crafted a qualitative erosion model of the studied area (Fig. 8B).

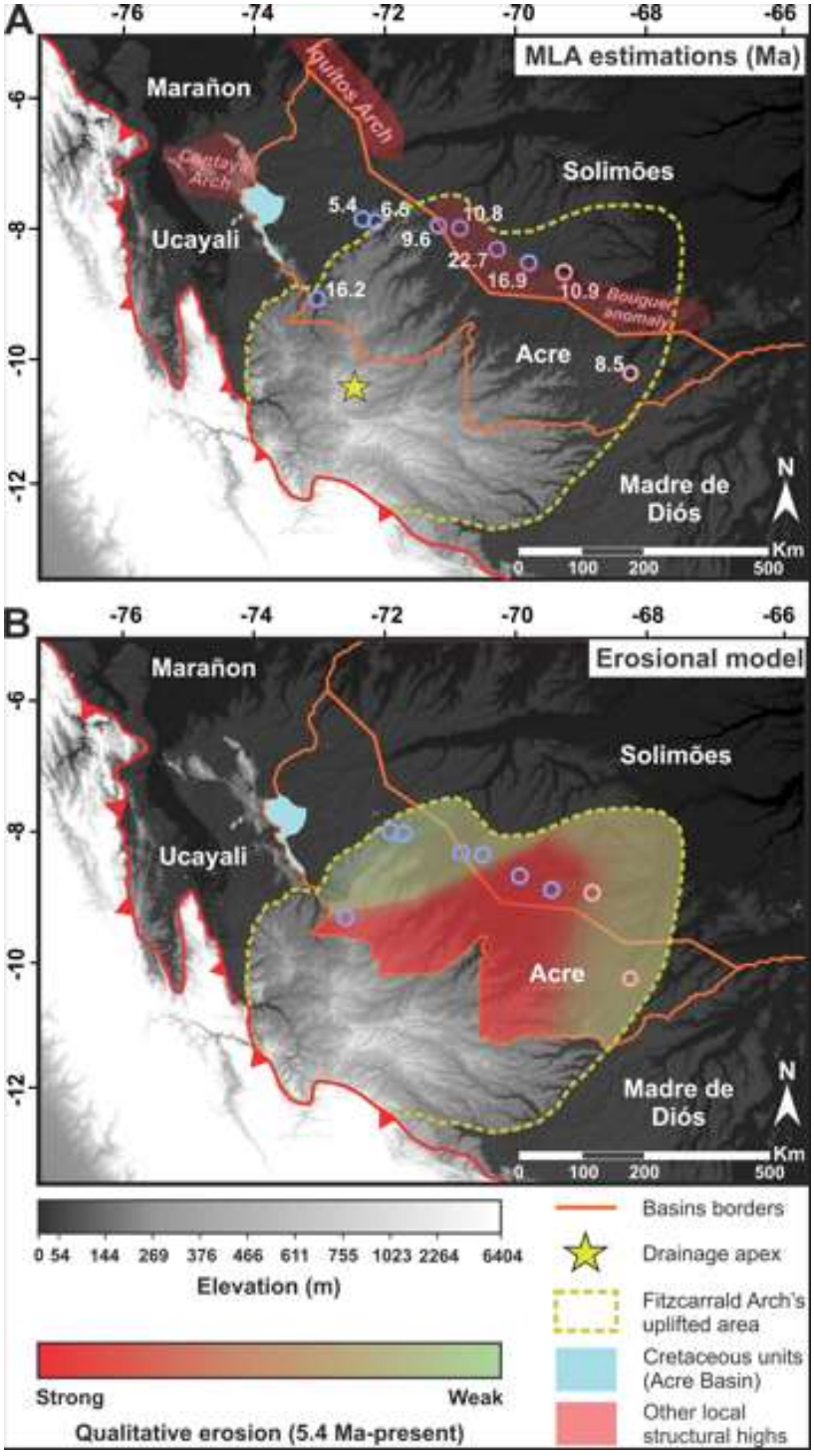


Figure 8. *A) Spatial distribution of the MLA estimations of each sample analyzed in this study at the studied area; B) Qualitative erosion model of the Solimões Formation since the beginning of the Fitzcarrald Arch uplift (early Pliocene) until today. See the text for discussion regarding this model's crafting details and erosion implications.*

6.3. Sediment provenance

The DZ age distributions of our Lower Miocene samples (AC83_U1, AC72/19(A), and AC73/19(A); Fig. 4A) reveal that rocks from cratonic terranes and the Brasiliano belt were the main sources for the Solimões Formation deposition during this period. However, the sample AC83(U1) presents a higher percentage of cratonic contribution, mainly from the Sunsás and Rondonia-Sao Ignacio terranes (Tab. 1), which leads to some implications. First, zircons from cratonic sources tend to exhibit more reworked shapes as shown by our morphology analysis (Fig. 6). Thus, the presence of more oval and round crystals in this sample is expected (Fig. 5). The long distance between these cratonic terranes and the depositional site, and maybe a higher energy of the cratonic rivers could enhanced the DZ roundness process.

Additionally, the sample AC83(U1) presents a provenance affinity with Neogene rocks of the Northern Peru basins (Bagua, Cajambamba, and Huallaga), as shown in the MDS map (Fig. 4B). Carboniferous to Early Triassic rocks from the Mitu and Puracá Groups (Central and North Peru EC; Sernpere et al., 1998; Cardona et al., 2009) and Early Miocene volcanics from the Callipuy Arc (North Peru Western Cordillera [hereafter, WC]; Gauthier et al., 1999) are possible sources. Conversely, the samples AC72/19(A) and AC73/19(A) present a higher zircon contribution from the Brasiliano belt and Andean Cenozoic magmatic arcs (Tab. 1). Moreover, both exhibit great affinity with Neogene rocks of the Southern Peruvian basins (Madre de Dios; Fig. 4B). Carboniferous rhyodacites and granitoids, and Paleozoic sedimentary rocks from the Central and South Peru EC and Altiplano (Mišković et al., 2009; Decou et al., 2013), Early Miocene ignimbrites from the Huaylillas Arc (South Peru WC; Tosdal et al., 1981), Early Miocene macusanites from the Quenamari Group (SE Peru EC; Sandeman et al., 1997), are examples of possible rock sources. This input of Andean sediments in the Acre Basin during the Early Miocene is supported by higher exhumation and erosion rates of the Ecuadorian Andes (25–18 Ma; Spikings et al., 2010), the Peruvian

EC (30-16 Ma; Eude et al., 2015; Custódio et al., 2024), and the Bolivian EC (45-26 Ma; Barnes et al., 2006; Rak et al., 2017).

The early late Miocene to latest Miocene samples (AC 61(1), AC64/19(2), AC 65(7), and AC 66/19(A)) present sediment provenance with an increase in Andean sources, mainly from Famatinian to Paleozoic and Cenozoic magmatic arcs, surpassing the cratonic ones (Fig. 4A; Tab. 1). A consequence of this provenance shift should be a higher occurrence of less reworked (euhedral/subangular) zircons, since crystals from cratonic sources tend to more rounded (Fig. 6A). Although this holds true for most of the samples, DZ morphologies of the sample AC61(1) do not obey this trend (Fig. 5). This presents the highest percentage of rounded zircons (usually derived from Andean Cretaceous and Paleozoic magmatic arcs) among all samples (Fig. 6B). Alternatives to explain this behavior are: i) the Andean rivers that flew into the Acre Basin likely increased their energy during the latest Miocene; ii) rock sources eroded were placed at sites further from the Acre and Solimões basins. Nonetheless, our early late Miocene to latest Miocene samples present a high affinity with Neogene rocks of the Southern Peruvian basins (Madre de Dios; Fig. 4B). This indicates that Paleozoic and Cenozoic rocks from the southern Peru EC and Altiplano were likely sources of the Acre Basin throughout the Late Miocene. This interpretation is supported by paleoelevation modeling, which suggests a high elevation of ~4.0 km of the EC, Altiplano, and Ayacucho region in the Late Miocene (Boschman, 2021; Sundell et al., 2019), and increased erosion rates of these areas due to higher rainfall gradients in the Central Andes (Uba et al., 2007).

These interpretations allow us to propose a new reconstruction model of the Solimões Formation deposition at the studied area. This rock unit began its deposition within the Acre and Solimões basins likely in the earliest Miocene (22.69±0.89 Ma), during the establishment of the fluvial-lacustrine Megawetland Pebas System (~23 Ma;

Hoorn et al., 2010). Cratonic terranes, and few sources from Southern and Northern Peruvian Andes, were likely the main sediment sources to the Solimões Formation throughout the Early Miocene (Fig. 9B). At the end of the early Miocene (16.10±0.95 Ma), the cratonic rivers likely intensified their energy and sediment flux within the Acre Basin, especially at the NW area of the Acre Basin (AC83 site). Also, some rivers in Northern Peru appear to have gained significance for the deposition of the Solimões Formation during this period (Fig. 9D). Nonetheless, the predominance of cratonic sources in the provenance signatures of the Solimões Formation remained until the Late Miocene.

Throughout the late middle to early late Miocene period (~12-10 Ma), crustal delamination and development of thick and thin-skinned Andean tectonics enhanced the uplift of the Peruvian EC (Mégard, 1984; Ramos and Folguera, 2009; McClay et al., 2018; Zamora et al., 2019). This intense uplift combined with increased regional precipitation resulted in higher Andean erosion rates (Uba et al., 2007; Strecker et al., 2009; Poulsen et al., 2010) and filling of the subandean basins with Andean sediments throughout the Late Miocene (Figs. 9B and 9C). Andean Southern Peruvian rivers drained Paleozoic and Cenozoic rocks from the EC and Altiplano regions and likely had significant influence on the Solimões Fm. deposition within the Acre and Solimões Basin. These rivers likely had moderate to high energy, as indicated by the oval-to-round Andean-derived zircons identified in our samples. This depositional configuration remained until the latest Miocene (5.43±0.36 Ma), the age our youngest sample (Tab.2).

Although this provenance shift was already discussed in previous studies (Horbe et al., 2019; Bissaro-Júnior et al., 2019), we propose that it occurred more precisely during the early late Miocene (10.80±0.91 Ma), the age of our oldest sample with predominance of Andean sediments provenance (AC 65(7); Tab. 2). Nonetheless, other sites in these basins can present distinct ages. For instance, this provenance change was

identified at well 1AS 33AM (central portion of the Solimões Basin) due to shifts in Nd isotopic compositions and heavy mineral assemblage (Horbe et al., 2019). The authors concluded that the Andean contribution became prominent in the well's samples only in the Early Pliocene. Thus, we conclude that the timing difference in the provenance shift at the Acre and Solimões basins demonstrates that the paleoenvironmental and sediment sources changes during the Late Miocene were gradual and had a W-E gradient along the Western Amazonia.

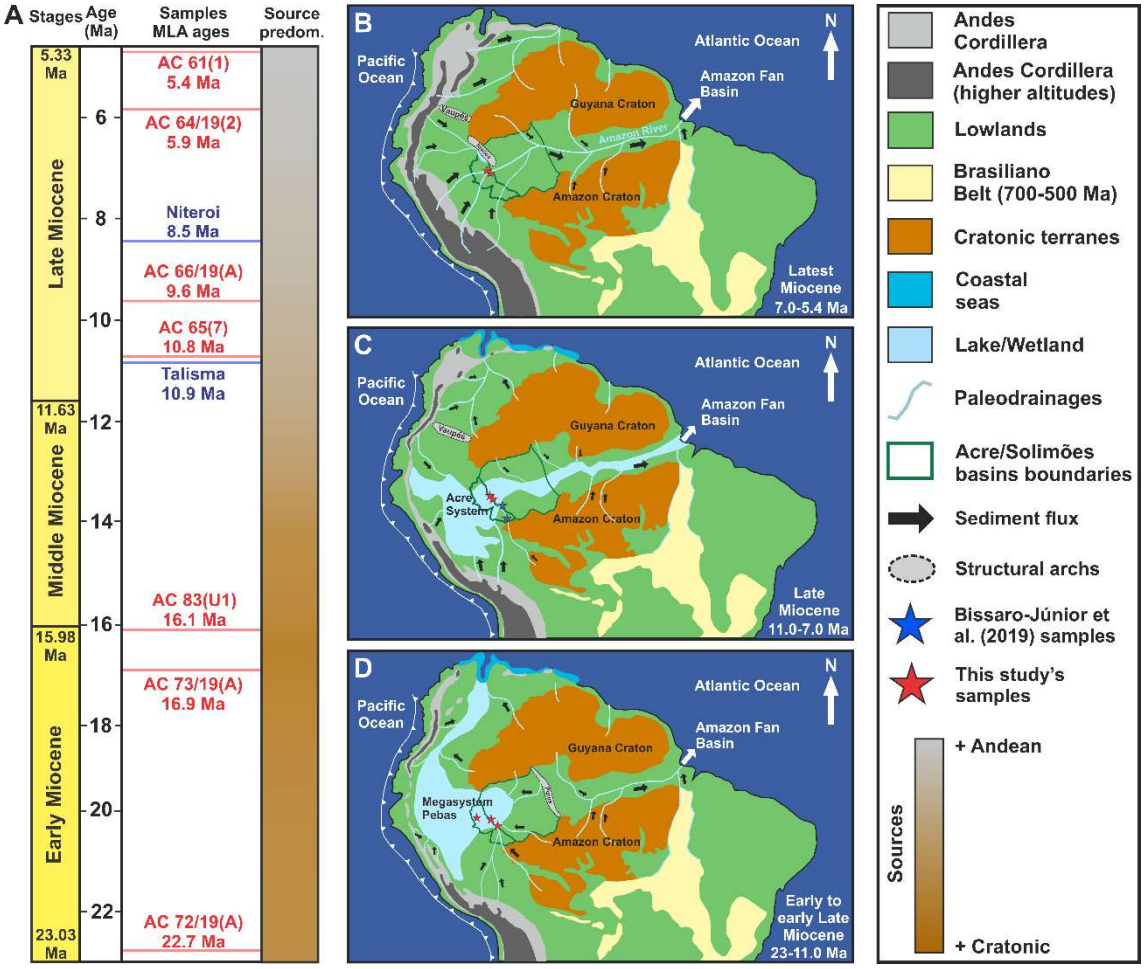


Figure 8. *A) Temporal distribution of the MLA estimates of each sample analyzed in this study. Paleogeographic models of the Amazon Basin early Miocene (D), late Miocene (C), and latest Miocene (B) periods (modified after Hoorn et al., 2010). The blue lines' thickness and arrows' sizes correspond to the magnitude of the sediment contribution from rivers. The tectonic events and paleoenvironmental changes in Western Amazonia throughout the Miocene control the shift in the predominance of cratonic or Andean sources during the deposition of the Solimões Formation.*

7. CONCLUSION

The Neogene Solimões Formation depositional range, Early Miocene to Early Pliocene, was previously determined by palynological and paleontological studies using relative dating techniques and limited radiometric data. In this study, we present new DZ U-Pb dating data, maximum deposition (MDA/MLA) estimates, and sediment provenance analysis from seven outcrops of the Solimões Formation in the Acre Basin and the westernmost Solimões Basin. The results yield the following conclusions:

- The samples analyzed here yield MLA estimates from the earliest Miocene (22.69±0.89 Ma) to the latest Miocene (5.43±0.36 Ma), an age range similar to what is proposed for the Solimões Formation by previous works;
- Rocks from cratonic areas (mainly the Sunsás terrane) were the most proeminent sources for the Solimões Formation deposition during the early Miocene (~22.7-16.1 Ma). This contribution was intensified at the end of the early Miocene.
- A provenance shift was identified during the early Late Miocene (~10.8 Ma). Andean Paleozoic and Cenozoic sources, chiefly from Southern Peruvian EC and Altiplano rocks, started to dominate the DZ contribution to the Solimões Formation deposition. This depositional configuration remained until the latest Miocene (5.43±0.36 Ma), the age our youngest sample (AC61(1));
- The spatial distribution of the MLA estimates (Fig. 8) revealed two main trends of differential erosion: i) Older ages are located in areas close to the Fitzcarrald Arch drainage axis or upon regional structural highs (Acre and Solimões basins boundary area); ii) NW-SE trend within the Fitzcarrald Arch influence area. Northwestern samples present younger MLA estimates (~5.4-6.5 Ma) than southeastern ones (~8.5-10.9 Ma). These trends are likely related to higher erosional rates due to the uplift of the Fitzcarrald Arch.

Finally, based on these interpretations, we propose here two models: i) an

evolutional model of the deposition of the Solimões Formation in the Acre Basin (Fig. 9), presenting the provenance shifts throughout the Miocene; ii) a qualitative erosional model of this unit (Fig. 8), suggesting a connection between the evolution model of the uplift of the Fitzcarrald Arch proposed by Regard et al. (2009) and erosional rates in distinct areas of the Acre Basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the Universidade de Brasilia (UnB), the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), and the Universidade do Acre (UFAC) for financial and logistical support during field campaigns. We are also grateful to Prof. Guilherme Gonçalves and the technicians of the LEGGA-UnB for technical support. This study was financed by the Brazilian Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – (CAPES) – Finance Code 001 and the French Agence Nationale de la Recherche (ANR) in the framework of the LabEx CEBA (ANR-10-LABX-25-01).

SUPPLEMENTARY DATASET

Supplementary tables and figures of this study are available as supplementary material in the submitted files.

REFERENCES

Antoine, P.-O., Abello, M.A., Adnet, S., Altamirano Sierra, A.J., Baby, P., Billet, G., Boivin, M., Calderón, Y., Candela, A., Chabain, J., Corfu, F., Croft, D.A., Ganerød, M., Jaramillo, C., Klaus, S., Marivaux, L., Navarrete, R.E., Orliac, M.J., Parra, F., Pérez, M.E., Pujos, F., Rage, J.-C., Ravel, A., Robinet, C., Roddaz, M., Tejada-Lara, J.V., Vélez-Juarbe, J., Wesselingh, F.P., Salas-Gismondi, R., 2016. A 60-million-year Cenozoic history of western Amazonian ecosystems in Contamana, eastern Peru. Gondwana Research, 31:30–59. https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.11.001.

Augustsson, C., Voigt, T., Bernhart, K., Kreißler, M., Gaupp, R., G¨artner, A., Hofmann, M., Linnemann, U., 2018. Zircon size-age sorting and source-area effect: the German Triassic Buntsandstein Group. Sediment. Geol. 375, 218–231, https://doi.org/161.10.1016/j.sedgeo.2017.11.004.

Alván, A., Jacay, J., Caracciolo, L., Sánchez, E., Trinidad, I., 2018. Sedimentary facies analysis of the Mesozoic clastic rocks in Southern Peru (Tacna, 18_S): Towards a paleoenvironmental Redefinition and stratigraphic Reorganization. J. South Am. Earth

Sci. 84, 399–421. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.014.

Barnes, J.B., Ehlers, T.A., McQuarrie, N., O'Sullivan, P.B., Pelletier, J.D., 2006. Eocene to recent variations in erosion across the central Andean fold-thrust belt, northern Bolivia: Implications for plateau evolution. Earth Planet. Sci. Lett. 248, 118–133. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.018.

Bissaro-Júnior, M.C., Kerber, L., Crowley, J.L., Ribeiro, A.M., Ghilardi, R.P., Guilherme, E., Negri, F.N., Souza-Filho, J.P., Hsiou, A.S., 2019. Detrital zircon U-Pb geochronology constrains the age of Brazilian Neogene deposits from Western Amazonia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 516, 64–70. https:/doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.11.032.

Bocquentin, J.; Melo, J., 2006, *Stupendemys souzai* sp. nov. (Pleurodira, Podocnemididae) from the Miocene. Pliocene of the Solimões formation, Brazil. Revista Brasileira de Paleontologia, v. 9, n. 2, p. 187-192.

Boonstra, M., Ramos, M.I.F., Lammertsma, E.I., Antoine, P.O., Hoorn, C., 2015. Marine connections of Amazonia: Evidence from foraminifera and dinoflagellate cysts (early to middle Miocene, Colombia/ Peru). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 417, 176–194. https://doi.org/10.1016/j. palaeo.2014.10.032

Caputo, M.V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D.N.N.de., 1971. Litoestratigrafia da bacia do Amazonas. Belém: PETROBRAS, (Relatório técnico interno, 641-A).

Caputo, M. V., Soares, E. A. A. 2016. Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. Brazilian Journal of Geology, *46*(2), 301–328. https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160066.

Cardona, A., Cordani, U.G., Ruiz, J., Valencia, V.A., Armstrong, R., Chew, D., Nutman, A., Sanchez, A.W., 2009. U-Pb Zircon Geochronology and Nd Isotopic Signatures of the Pre-Mesozoic Metamorphic Basement of the Eastern Peruvian Andes: growth and Provenance of a late Neoproterozoic to Carboniferous Accretionary Orogen on the Northwest margin of Gondwana. J. Geol. 117, 285–305. https://doi.org/10.1086/597472.

Chavez, C., Roddaz, M., Dantas, E.L., Santos, R.V., Alv´an, A.A., 2022. Provenance of the middle jurassic-cretaceous sedimentary rocks of the Arequipa basin (south Peru) and implications for the geodynamic evolution of the central Andes. Gondwana Res. 101, 59–76. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.07.018.

Coutts, D. S., Matthews, W. A., Hubbard, S. M. 2019. Assessment of widely used methods to derive depositional ages from detrital zircon populations. Geoscience Frontiers, 10(4):1421–1435.

Cunha, P.R. da C., 2007. Bacia do Acre. *Boletim Geociencias da Petrobras* **15**: 207–215.

Custódio, M.A., Roddaz, M., Santos, R.V., Dantas, E.L., Brusset, S., Louterbach, M., Hurtado, C., and Gonçalves, G.O., 2024, Maastrichtian-Cenozoic erosional history of the northern Peruvian Amazonian Andes implications for the Eastern Cordillera evolution (Huallaga Basin, northern Peru): Global Planetary Change, v. 242, 104584, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2024.104584.

D'Apólito, C., Silva-Caminha, S.A.F., Jaramillo, C. 2024. Palynology of core 1-AS-20-AM from the Miocene and Quaternary of western Amazonia. Acta Palaeobotanica 64(2), 310–334, https://doi.org/10.35535/acpa-2024-0010.

Duarte, K.S., 2011. Levantamentos Exploratórios da ANP na Bacia do Acre. Revista Técnico-Científica da ANP 1: 4-33.

Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., Soula, J.-C., 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern

Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section: EXHUMATION AND DEFORMATION OF NORTH PERU. Tectonics 34, 715–730. https://doi.org/10.1002/2014TC003641.

Fontoura, E., Negri, F.R., Ribeiro, A.M., Kerber, L. 2022. A new Late Miocene hystricognath rodent assemblage (Caviidae, Dinomyidae, and Neoepiblemidae) from northern Brazil and its biostratigraphic relevance. Historical Biology, v. 1, p. 1-11, 2022.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoini, P.O., Salas-Gismondi, R., Bolaños, R. 2007. How does the Nazca ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology 35, 515–518.*

Espurt, N., Baby, P., Hermoza, W., Bolan, R., Uyen, D., De, J., 2008. Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru. *Tectonics* 27: 1–21.

Espurt N., Baby P., Brusset S., Roddaz M., Hermoza W. Barbarand J. 2010. The Nazca Ridge and uplift of the Fitzcarrald Arch: implications for regional geology in northern South America. In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, p. 89–100.

Feijó, F.J., Souza, R.G., 1994. Bacia do Acre. Boletim de Geociências da Petrobras 8, 9–16.

Figueiredo, J., Hoorn, C., Van Der Ven, P., Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon river and the Amazon deep-sea fan: evidence from the Foz do Amazonas basin. Geology 37, 619–622.

Gauthier, A., Diaz, N., Quirita, V., 1999. Yacimientos La Arena-Virgen. Primer volumen de monografias de yacimientos minerales peruanos; historia, exploracion y geologia: 73-91.

Gorini, C., Haq, B.U., dos Reis, A.T., Silva, C.G., Cruz, A., Soares, E., Grangeon, D., 2014. Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas basin, Brazil. Terra. Nova 26, 179–185.

Hermoza, W., 2004. Dynamique tectono-sédimentaire et restauration séquentielle du retro-bassin d'avant-pays des Andes centrals. PhD thesis, Université de Paul Sabatier de Toulouse III, 296 pp.

Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolanos, ˜ R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. J. S. Am. Earth Sci. 19, 21–34. https://doi.org/10.1016/j. jsames.2004.06.005.

Hoorn, C., 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 105, 267–309. https://doi.org/10.1016/00310182(93)90087-Y.

Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkinen, T., Antonelli, A., 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. Science 330, 927–931. https://doi.org/10.1126/science.1194585.

Hoorn, C., Bogota-A, G.R., Romero-Baez, M., Lammertsma, E.I., Flantua, S.G.A., Dantas, E.L., Dino, R., do Carmo, D.A., and Chemale, F., 2017. The Amazon at sea: onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. Global Planet. Change 153, 51–65. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.02.005.

~~Hoorn, C., Boschman, L.M., Kukla, T., Sciumbata, M., Val, P., 2022. The Miocene wetland of~~

western Amazonia and its role in Neotropical biogeography. Bot. J. Linn. Soc. 199, 25–35. https://doi.org/10.1093/botlinnean/boab098.

Horbe A.M.C., Roddaz M., Gomes L.B., Castro R.B., Dantas E.L., Carmo D.A. do. 2019. Provenance of the Neogene sediments from the Solimões Formation (Solimões and Acre Basins), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 93: 232–241.

Horton, B.K. 2018. Sedimentary record of Andean mountain building. Earth-Science Reviews 178: 279-309. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025.

Hurtado, C., Roddaz, M., Santos, R.V., Baby, P., Antoine, P.-O., Dantas, E.L., 2018. Cretaceous-early Paleocene drainage shift of Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic Ocean opening and Andean uplift as deduced from the provenance of northern Peruvian sedimentary rocks (Huallaga basin). Gondwana Research, 63:152–168.

Hovikoski, J., Räsäanen, M., Gingras, M.K., Lopez, S., Ranzi, A., Melo, J., 2007. Palaeogeographical implications of the Miocene Quendeque formation (Bolivia) and tidally-influenced strata in southwestern Amazonia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 243, 23e41. http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.07.013.

Jackson, L.J., Horton. B.K., 2025, Sediment provenance signatures of the largest river in the Andes (Marañon River, Peru): Implications for signal propagation in the Amazon drainage system, Journal of South American Earth Sciences 157, 105471, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105471.

Jaramillo, C., Romero, I., D'Apolito, C., Bayona, G., Duarte, E., Louwye, S., Escobar, J., Luque, J., Carrillo-Brice~no, J.D., Zapata, V., Mora, A., Schouten, S., Zavada, Z., Harrington, G., Ortiz, J., Wesselingh, F.P., 2017. Miocene flooding events of Western Amazonia. Sci. Adv. 3 (5), 1-11 e1601693.

Kern, A.K.; Gross, M.; Galeazzi, C.P.; pupim, F.N.; Sawakuchi, A.O.; Almeida, R.P.; Piller, W.E.; Kuhlmann, G.G.; Basei, M.A.S. 2020. Re-investigating Miocene age control and paleoenvironmental reconstructions in western Amazonia (northwestern Solimões Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 545, 109652.

Kummel, B., 1948. Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. Geol. Soc. Am. Bull. 59, 1217. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1948)59[1217:GROTCR].2.0.CO;2.

Latrubesse, E.M., Silva, S.A.F., Cozzuol, M., Absy, M.L., 2007. Late Miocene continental sedimentation in southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. J South Am Earth Sci 23: 61-80.

Latrubesse, E.M., Cozzuol, M., Silva-Caminha, S.A.F., Rigsby, C.A., Absy, M.L., Jaramillo, C.A., 2010. The late Miocene paleogeography of the Amazon basin and the evolution of the Amazon River system. Earth-Science Rev. 99, 99-124. http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.005.

Leandro, l.M.; Linhares, A.P.; Mota, M.A. de; Fauth, G.; Santos, A.; Villegas-Martins, J.; Vieira, C.E.L.; Bruno, M.D.R.; Lee, B.; Baecker-Fauth, S.; Lopes, F.M.; Ramos, M.I.F. 2022. Multi-proxy evidence of Caribbean-sourced marine incursions in the Neogene of Western Amazonia, Brazil. Geology 50(4): 465–469. https://doi.org/10.1130/G49544.1.

Leite, F.P.R., Paz, J., do Carmo, D.A., Silva-Caminha, S.A., 2017. The effects of the inception of Amazonian transcontinental drainage during the Neogene on the landscape and vegetation of the Solimões Basin, Brazil. Palynology 41, 412–422. https://doi.org/10.1080/01916122.2016.1236043.

Leite, F.P.R., da Silva-Caminha, S.A.F., D'Apolito, C., 2021. New Neogene index pollen and spore taxa from the Solimões Basin (western Amazonia), Brazil. Palynology 45, 115–141. https://doi.org/10.1080/01916122.2020.1758971.

Linhares, A.P., Ramos, M.I.F., Gross, M., Piller, W.E., 2011. Evidence for marine influx during the Miocene in southwestern Amazonia, Brazil. Geol. Colomb. 36 (1), 91-104.

Linhares, A.P., Gaia, V. de C.S., Ramos, M.I.F. 2017. The significance of marine microfossils for paleoenvironmental reconstruction of the Solim~oes Formation (Miocene), western Amazonia, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 79, 57-66 http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.007.

Louterbach, M., Roddaz, M.,. Bailleul, J., Antoine, P.O., Adnet, S., Kim, J.H., van Soelen, E., Parra, F., Gérard, J., Calderon, Y., Gagnaison, C., Sinninghe Damsté, J.S., Baby, P., 2014. Evidences for a Paleocene marine incursion in southern Amazonia (Madre de Dios Sub-Andean Zone, Peru), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 414,451-471, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.09.027.

Marivaux, L., Negri, F. R., Antoine, P.-O.; Stutz, N. S.; Condamine, F. L., Kerber, L., Pujos, F., Santos, R.V., Alvim, A. M. V., Hsiou, A.S., Bissaro, M. C., Adami-Rodrigues, K., Ribeiro, A.M. 2023. An eosimiid primate of South Asian affinities in the Paleogene of Western Amazonia and the origin of New World monkeys. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, v. 120, p. 1-10.

McClay, K.; Bohorquez, A.M.; Tamara, J.; Hammerstein, J.; Zamora, G.; Uzkeda, H. 2018. Sub-Andean thick and thin-skinned thrust systems of southeastern Peru and Bolivia-A review, in G. Zamora, K. R. McClay, and V. A. Ramos, eds., Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117, p. 35–62. https://doi.org/10.1306/13622116M11750.

Mégard, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. Journal of Geological Society London, 141, 893-900. https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0893.

Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., and Schaltegger, U., 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoidsU-Pb geochronology and geochemistry of the proto-Andean granitoids of Peru: GSA Bull. 121, 1298–1324, https://doi.org/10.1130/B26488.1.

Moizinho, G.R., Roddaz, M., Brichau, S., Louterbach, M., Dantas, E.L., Santos, R.V., Bayon, G., Bailleul, J., Vink, J., and Hoorn, C., 2023, New constraints on the Late Miocene-Pliocene deformational and depositional evolution of the Eastern Cordillera and Sub-Andean Zone in Southern Peru: J. South Am. Earth Sci., v. 133, 104700. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104700.

Mora, A., Baby, P., Roddaz, M., Parra, M., Brusset, S., Hermoza, W., Espurt, N., 2010. Tectonic history of the Andes and sub-Andean zones: implications for the development of the Amazon drainage basin. Amazonia, landscape and species evolution: a look into the past 38–60.

Moreno, F., Garzione, C.N., George, S.W., Horton, B.K., Williams, L., Jackson, L.J., Carlotto, V., Richter, F., Bandeian, A., 2020. Coupled Andean growth and foreland basin evolution, Campanian–Cenozoic Bagua basin, northern Peru. Tectonics 39, e2019TC005967. https://doi.org/10.1029/2019TC005967.

Negri, F.R., Bocquentin-Villanueva, J., Ferigolo, J., Antoine, P.-O., 2010. A review of Tertiary mammal faunas and birds from western Amazonia. In: Hoorn, C., Wesselingh, F.P., (eds), Amazonia: landscapes and species evolution: a look into the past. Wiley Blackwell, Oxford, pp. 245–258.

~~Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J., Farías, M., Pimentel, M.M., Ramos, V.A., 2015. Detrital~~

and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. J. South Am. Earth Sci. Tectonics Argentine Chilean Andes 64, 434–451. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.013.

Oliveira C.M.M. de; Zalán P.V.; Alkmin F.F. 1997. Tectonic Evolution of the Acre Basin, Brasil. VI Simpósio Bolivariano, Exploracion petrolera en las cuencas Subandinas, Memórias, Tomo 1. Cartagena, Colômbia, p. 46-65.

Oliveira, R. S., Vidotti, R. M. 2023. The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system. Basin Research, 35, 86–119. https://doi.org/10.1111/bre.12705.

Pales, L., Negri, F.R., Antoine, P.O., Alvim, A.M.V., Santos, R.V., Martin, R., Stutz, N., Laurent, M., Ribeiro, A.M., 2024. Dasypodidae (Mammalia, Cingulata) from the AC-64 outcrop/BR 364, Solimões Formation (Late Miocene), Acre, Brazil, Abstracts of the XXVIII Congresso Brasileiro de Paleontologia, p. 291.

Poulsen, C.J., Ehlers, T.A., Insel, N. 2010. Onset of Convective Rainfall During Gradual Late Miocene Rise of the Central Andes. *Science* 328, 490-493. http://dx.doi.org/10.1126/science.1185078.

Powers, M.C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. J. Sediment. Res., 23117, https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D. –119.

Rak, A.J., McQuarrie, N., Ehlers, T.A., 2017. Kinematics, Exhumation, and Sedimentation of the North Central Andes (Bolivia): an Integrated Thermochronometer and Thermokinematic Modeling Approach. Tectonics 36, 2524–2554. https://doi.org/10.1002/2016TC004440.

Ramos V.A., Folguera. A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, Special Publications, 327: 31-54. https://doi.org/10.1144/SP327.3.

Räsänen, M.E., Linna, A.M., Santos, J.C.R., Negri, F.R., 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. Science 269, 386-390.

Regard, V., Lagnous, R., Espurt, N., Darrozes, J., Baby, P., Roddaz, M., Calderon, Y., and Hermoza, W., 2009, Geomorphic evidence for recent uplift of the Fitzcarrald Arch (Peru): A response to the Nazca Ridge subduction. Geomorphology, v. 107, 107–117. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.003.

Roddaz, M., Viers J., Brusset S., Baby P., Hérail G. 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 239(1): 57–78.

Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., Espurt, N., 2010. Cenozoic sedimentary evolution of the amazonian foreland basin system. In: Hoorn, C., Wesselingh, F.P. (Eds.), Amazonia: Landscape and Species Evolution. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 61–88. https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch5.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., and Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru: Earth Planet. Sci. Lett. 239, 18–32, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.003.

Rossignol, C., Hallot, E., Bourquin, S., Poujol, M., Jolivet, M., Pellenard, P., Ducassou, C., Nalpas, T., Heilbronn, G., Yu, J., and Dabard, M.-P., 2019, Using volcaniclastic rocks to constrain sedimentation ages: To what extent are volcanism and sedimentation synchronous?: Sediment. Geol. 381, 46–64, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.12.010.

Sacek, V. 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 401: 301–312.

Sandeman, H.A., Clark, A.H., Farrar, E., and Pauca, G.A., 1997, Lithostratigraphy, petrology and 40Ar-39Ar geochronology of the Crucero Supergroup, Puno department, SE Peru. J. South Am. Earth Sci., v. 10, 223–245, https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00023-0.

Santos, C., Jaramillo, C., Bayona, G., Rueda, M., Torres, V., 2008. Late Eocene marine incursion in North-Western South America. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 264, 140–146. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.010.

Silva-Caminha, S.A.F., D'Apolito, C., Jaramillo, C., Espinosa, B.S., Rueda, M., 2020. Palynostratigraphy of the Ramon and Solimões Formation in the Acre Basin, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 103, 102720. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102720.

Sharman, G.R., Sharman, J.P., and Sylvester, Z., 2018, detritalPy: A Python-based toolset for visualizing and analysing detrital geothermochronologic data. Depositional Rec., v. 4, 202–215, https://doi.org/10.1002/dep2.45.

Souza-Filho, J.P. & Guilherme E., 2015. A Paleontologia no Estado do Acre. In: Adamy A (Ed), Geodiversidade do Estado do Acre: programa geologia do brasil. Porto Velho, CPRM, p. 145-158.

Spikings, R.A., Crowhurst, P.V., Winkler, W., Villagomez, D., 2010. Syn- and postaccretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. J. S. Am. Earth Sci. 30, 121–133. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.04.002.

Strecker, M.R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M.P., Hilley, G.E., Mortimer, E., Schoenbohm, L., Sobel, E.R., 2009. Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes?. Geology, 37 (7): 643–646. https://doi.org/10.1130/G25545A.1.

Stutz, N. S., Hadler, P., Negri, F.R., Marivaux, L., Antoine, P.-O., Pujos, F., Jaco, T., Machado, E. F., Kerber, L., Hsiou, A.S., Ribeiro, A. M. 2023. New records of marsupials from the Miocene of Western Amazonia, Acre, Brazil. Acta Palaeontologica Polonica , v. 68, p. 457-475, 2023.

Tosdal, R.M., Farrar, E. and Clark, A.H., 1981. K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 10(1-3): 157-173.

Uba, C. E., Strecker, M. R., and Schmitt, A. K., 2007, Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the central Andes during the late Miocene. Geology, v. 35(11), 979, https://doi.org/10.1130/g224025a.1.

van Soelen, E.E., Kim, J.-H., Santos, R.V., Dantas, E.L., Almeida, F.V., Pires, J.P., Roddaz, M., Damste, J.S.S., 2017. A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceara Rise. Earth Planet. Sci. Lett. 474, 40–48.

Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology: Geoscience Frontiers, v.9, p.1479-1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Vermeesch, P. 2021. Maximum depositional age estimation revisited, *Geoscience Frontiers*, https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.008.

Wanderley-Filho, J.R., Eiras, J.F., Vaz, P.T., 2007. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências da Petrobrás 15, 217–225.

Zamora, G.; Louterbach, M.; Arriola, P. 2019. Structural controls along the Peruvian Subandes.

In: Horton, B.K. and Folguera, A. Andean Tectonics, Elsevier, p. 333-362. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00015-0.

CAPÍTULO 7
TERCEIRO ARTIGO

Revista: Cretaceous Research

7. SEDIMENT PROVENANCE AND PALEOENVIRONMENTAL CONSTRAINTS DURING SHALE DEPOSITION OF THE ROMUALDO FORMATION (ARARIPE BASIN - NORTHEAST BRAZIL)

Andre Mateus Valentim Alvim[1], Martin Roddaz[2], Roberto Ventura Santos[1], Elton Luiz Dantas[1]

[1]Universidade de Brasilia, Darcy Ribeiro Campus, Asa Norte 70910-900 Brasilia, DF, Brazil, andremva.geo@gmail.com, rventura@unb.br, angicos63@gmail.com
[2] Géosciences-Environnement Toulouse, Université de Toulouse; UPS (SVT-OMP); CNRS; IRD; 14 Avenue Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France, martin.RODDAZ@get.ump.eu

ABSTRACT

The deposition of black shale facies in the Romualdo Formation is set within a restricted lagoon/estuarine paleoenvironmental context, characterized by fluctuations in salinity and redox conditions within the Araripe Basin. Paleoclimate mechanisms, such as humidity and precipitation rates, are responsible for increased continental runoff and consequent paleoenvironmental changes during the deposition of the black shales of the Romualdo, which are related to the Oceanic Anoxic Event 1b (Killian level) at the transition between Aptian and Albian times. Nevertheless, geochemical data and discussions on sediment provenance in other shaly intervals of this geologic unit are scarce. Thus, this study investigates the paleoenvironmental evolution and sediment provenance of the Romualdo Formation at the Sobradinho and Maozinha outcrops. Geochemical and isotopic proxies were applied to compare water chemical conditions and sediment sources in distinct shaly facies. The data from black shales show significant changes in water redox and salinity conditions, mainly influenced by variations in precipitation rates and continental runoff. These factors controlled organic matter burial and the formation of fossil-bearing concretions into the bottom substrate. In contrast, the data from upper shale facies show more oxic, saline, and high-energy conditions. Elemental data from these facies indicated a shift in sediment provenance: a

mix of predominantly Paleoproterozoic sources (NNW- SSE transport direction) and volcanic material from the Walvis Ridge LIP during the late Aptian (average εNd(t): -17.5), and predominance of Neoproterozoic sources (NE-SW transport direction) during the early Albian (average εNd (t): -22.3), associated with the uplift of the Borborema Province.

Keywords: Romualdo Formation, black shales, sediment geochemistry, paleoredox analysis, sediment provenance, Borborema Province

1. INTRODUCTION

The Aptian/Albian boundary is marked by the deposition of four levels of organic-rich sediment layers found in deep water basins at a global scale, which coincide with significant shifts in the carbon cycle and global warming events related to the Oceanic Anoxic Event (OAE) 1b (e.g., Herrle et al., 2015; Li et al., 2016; Benamara et al., 2020; Bodin et al., 2023). Intense volcanic activities from LIPs (e.g., Manihiki and Kerguelen Plateau, Walvis Ridge) induced those paleoclimatic changes, which released greenhouse gases and metals, altering atmospheric and oceanic conditions. Increased carbon dioxide levels led to warm, humid climates, causing high weathering rates in continental areas and consequent nutrient input to the oceans. Greater nutrient availability boosted primary productivity but also triggered the depletion of oxygen levels in oceans and marginal basins. These events progressively led to water acidification, which greatly affected marine plankton communities and increased burial rates of organic matter (e.g., Li et al., 2008; Huber and Leckie, 2011; Bottini and Erba, 2018; Racki, 2019).

Another relevant global event during the transition from Aptian to Albian is the gradual opening of oceanic gateways and their effects on continental basins. For instance, distension tectonic events during the Gondwana Supercontinent breakup resulted in the widening of the Equatorial and South Atlantic oceans (e.g., Poulsen et al.,

2003). Pulses of sea level rise promoted marine incursions into some marginal and intracratonic basins of South America and the African continents, which allowed the dispersion of marine biota and the development of epicontinental seas within those basins (Leckie et al., 2002; Hay, 2008; Erba et al., 2010; Föllmi, 2012). One of the South American basins affected by these marine incursions during this period is the Araripe Basin (e.g., Custodio et al. 2017; Bom et al., 2021; Araripe et al., 2022).

The siliciclastic-dominated Romualdo Formation was deposited in the Araripe Basin during the Late Aptian to the Early Albian (Fig. 1). Its sedimentary sequence is subdivided into five facies associations (FA 1-5) and marked by a transition from a transgressive to a highstand system tracts. The transgressive system tract is composed of immature conglomerates and sandstones (alluvial plain facies - FA 1), superimposed by interbedded siltstones and sandstones (tide-dominated coastal facies - FA 2) and gray and black shales associated with fossiliferous calcareous concretions (inner-to-outer shelf facies - FA 3 and 4). These latter facies encompass a maximum flooding interval within this rock unit (Custodio et al., 2017; Bom et al., 2021). Above these facies associations, a highstand system tract is represented by bioclastic limestones and shaly layers superimposed by fine to medium sandstones with channeled to sigmoidal crossbedding, corresponding to tempestite deposits (FA 5; Assine, 2007; Custódio et al., 2017).

Many paleontological, geochemical, and geochronological studies in distinct geological sites have been conducted into the FA 3 to 5, in the transition of the transgressive and highstand systems tracts (e.g., Fara et al., 2005; Assine et al., 2014; Bom et al., 2021; Barreto et al., 2022, among others). Black shales and fossil-rich carbonate concretions are associated with a lagoonal paleoenvironment with fluctuating primary productivity, salinity, and oxygen levels caused by marine incursions (Melo et al., 2020; Araripe et al., 2022) and the influence of continental runoff (Bom et al., 2023)

into the Araripe basin. The marine incursions raised the local water salinity and likely brought volcanic sediments from submarine LIPs into the basin (Sial et al., 2016; Benigno et al., 2021). These parameters play a role in environmental stressors in this environment, as shown by the low diversity of fauna, especially benthic (Melo et al. 2020; Bom et al. 2021). Nonetheless, some decapods, benthic and planktonic foraminifera, and ostracod species identified in black shales present high specimen abundance, demonstrating their resilience and adaptive responses to these dynamic conditions (Beurlen, 1966, 1971; Arai and Coimbra, 1990; Coimbra et al., 2002; Vallejo et al., 2023). More specifically, Foraminifera (*Gubkinella sp.*) and ostracods (*Pattersoncypris crepata*) taxa are relevant for determining the Late Aptian/Early Albian age (~113.2 Ma) of the Romualdo Formation's black shales (Melo et al.,2020).

A warmer and more humid period during the deposition of the black shales (FA 4) intensified precipitation and continental runoffs into the Araripe Basin. This input temporarily had the following effects: i) decrease of the water salinity (lower B/Ga ratio); ii) increase of local nutrient levels (higher P/Al ratio), and biological productivity; iii) widening of the oxygen minimum zone (OMZ); iv) bottom water had more reducing redox conditions (higher Mo, U, V, Ni, Cr concentrations; Bom et al. 2023). These effects led to increased organic carbon fluxes and organic matter burial and likely favored taphonomic processes that led to the excellent fossil preservation in carbonate concretions associated with the black shales (Martill, 2007; Martill et al., 2008; Fursich et al., 2019). Above the black shale layers (FA 3 and 4), into the storm-dominated facies (FA 5) of the Romualdo Formation at the Maozinha outcrop, Rodrigues et al. (2020) reported the discovery of a bakevelliid bivalve species. The authors highlighted the existence of a "Bakevelliid Sea", a short-lived shallow marine phase that fostered a rich, diverse ecosystem with connections to other regions such as the Sergipe-Alagoas Basin, showcasing the widespread impact of marine incursions during the Early Albian period.

However, there is no geochemical data yet to support this paleoenvironmental interpretation. Therefore, this study's goal is to apply geochemical and isotopic proxies to compare the water's chemical conditions and sediment provenance of the black shale interval (FA 3 and 4) with the same parameters of the upper shaly and carbonate layers (FA 5) of the Romualdo Formation. The evolution of the paleoenvironmental conditions during the deposition of these facies associations will be elaborated based on this comparison.

Regarding the sediment provenance of the Romualdo Formation, detrital zircons U-Pb ages and εNd data from sandstones and siltstones of the Santana Group (Barbalha, Crato and Romualdo formations) reveal that metasedimentary/metavolcanic rocks and orthogneisses of northern terranes of the Borborema Province (Orós-Jaguaribe and Ceará Central Domain) were likely the main sources for this rock group deposition in the Araripe Basin during the Aptian to early Albian ages (~121-113 Ma; Rodrigues et al. (2024). However, the black shale facies of the Romualdo Formation are underrepresented in this dataset. Thus, another goal of this study is to present new geochemical data, specifically from black shales of the Romualdo, to check for variations in rock sources and their sediment provenance.

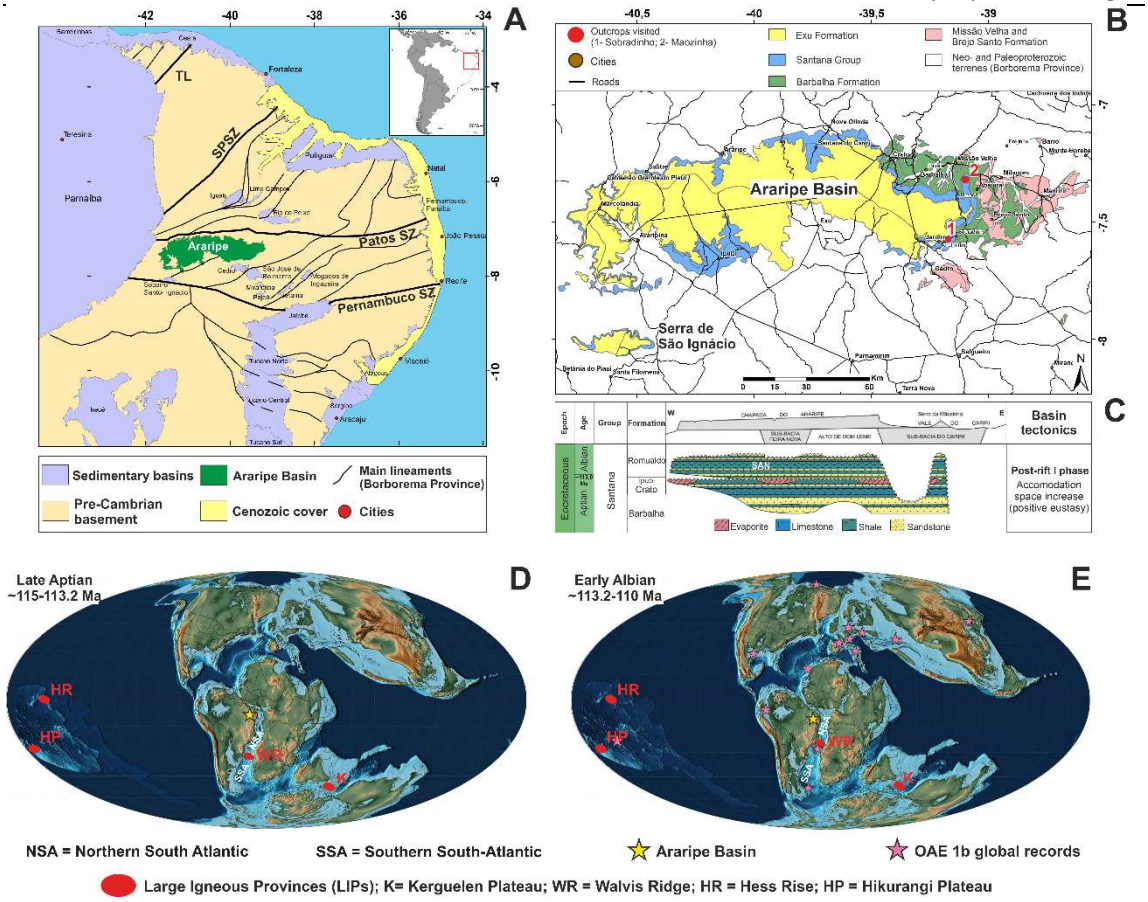


Figure 1. *a) Location of the Araripe Basin between the Patos and Pernambuco Shear Zones (SZ) within the Borborema Structural Basin; b) Location of the Sobradinho and Maozinha outcrops in the Araripe Basin; c) Age and depositional sequence of the Santana Group (post-rift I sequence). The Romualdo Formation was deposited during the late Aptian- early Albian ages (adapted from Assine et al. 2007); d-e) Paleogeographical maps presenting active LIPs and OAE-1b global occurrences (e.g. Herrle et al., 2015; Li et al., 2016; Benamara et al., 2020; Matsumoto et al., 2022; Bodin et al., 2023) during late Aptian and early Albian.*

2. DATASET AND METHODS

2.1. Dataset

The sampling for this study occurred in two outcrops: the Sobradinho (ARARMA 01) and Maozinha (ARARMA 02) (Fig. 1), respectively, at SE and NE of the Araripe Basin. At the Sobradinho outcrop, a 15m profile (33-48m of the geologic section) was made at the beginning of the interval dominated by black shales, corresponding to the inner-to-outer shelf facies (FA 3 and 4) of Custodio et al. (2017; Fig. 2A). This interval was chosen since previous studies had already proposed maximum flooding zones (MFZ) suggested by sedimentary and geochemical signals of dysoxic to anoxic redox conditions (Bom et al., 2021, 2023). Alongside this profile, the following quantity of black shale samples were selected for each methodology: fifty (50) for TOC, forty-four

(44) for δ $^{13}C_{org}$, nineteen (19) for total Hg, five (5), named A to E, for major, trace and REE elements, and fourteen (14) for radiogenic Nd isotopes. Also, four (4) samples of carbonate concretions were chosen for δ $^{13}C_{carb}$ and δ $^{18}O_{carb}$ analysis (Sup. Tab. 1).

On the other hand, at the Maozinha outcrop, a 3m profile (27 to 30m of the geologic section) was made at the storm-dominated facies (FA 5) of Custodio et al. (2017; Fig. 2B). More specifically, this profile includes the maximum flooding surface datum proposed by Rodrigues et al. (2020), where *Bakkevellids* mollusk-bearing shales and shaly limestones horizons were identified. Along this profile, the following quantity of shale samples were selected for each methodology: sixteen (16) for TOC, fourteen (14) for δ $^{13}C_{org}$, eight (8) for total Hg, two (2), named G and H, for major, trace, and REE elements, and four (4) for radiogenic Nd isotopes. Finally, four (4) fibrous calcite layers and two (2) specimens of "Pseudomesalia (P.)" sp. (Fürsich et al., 2019) from distinct intervals were chosen for δ$^{13}C_{carb}$ and δ $^{18}O_{carb}$ analysis (Sup. Tab. 1).

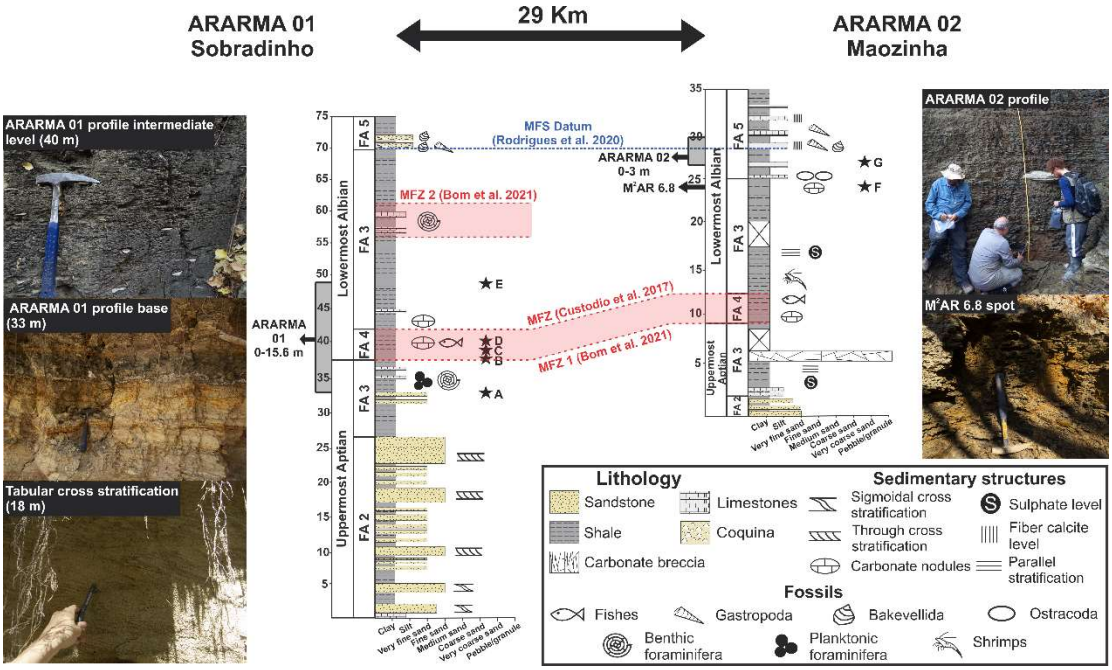


Figure 2. *Geologic profiles of the Sobradinho (ARARMA 01) and Maozinha (ARARMA 02) outcrops with facies association (FA) established by Custodio et al. (2017). Red intervals symbolize the maximum flooding zones identified by Custodio et al. (2017) and Bom et al. (2021). The blue dashed line represents the maximum flooding surface datum proposed by Rodrigues et al. (2020). Black arrows and stars indicate the sampling intervals for this study (samples A to G were collected for major, trace and REE analysis).*

2.2. Data acquisition methodologies

2.2.1. Total Organic Carbon (TOC)

Shale samples were prepared for total organic carbon analyses according to the following procedures: i) fragmentation of the samples with a hammer; ii) maceration; iii) sieving of the macerated material (90 μm sieve); iv) weighing 250-700 mg; v) acid attack with 5% HCl for the dissolution of carbonate phases; vi) drying in an oven (90ºC) until the acid evaporates; vii) re-weighing of the dried samples; viii) calculation of the $CaCO_3$ using the total mass loss after the HCl reaction and the $CaCO_3$ molecular mass; ix) analysis of total organic carbon (TOC) in the Shimadzu TOC-VCSN equipment. All measurements were performed at the Analytical Central of the Institute of Chemistry of the University of Brasília (AC IQ-UnB).

2.2.2. Stable isotopes: Organic carbon in shales (δ^{13}Corg)

The shale samples were prepared for organic carbon analysis following the methodology below: i) Washing in running water and drying in an oven (70ºC) for 12 hours; ii) Fragmentation to a size of 1 cm^3 and weighing 30 g of the samples; iii) Acid attack with concentrated HCl for 24 hours to dissolve carbonate minerals; iv) Neutralization of the solution with caustic soda (NaOH) solution and removal of the acid until pH ≤ 6; v) Attack with concentrated HF for 48 hours for the dissolution of silicate minerals; vi) New neutralization with NaOH and removal of the acid until pH ≤ 6; vii) Drying in an oven (100º C) for material collection. This methodology was carried out at the Micropaleontology Laboratory of the University of Brasília (LabMicro-UnB). After acid digestion and drying, 0.2-0.4 mg aliquots were weighed into tin capsules for pyrolysis analysis in a Flash Elemental Analyzer coupled to an IRMS Delta V Plus (Thermo Finnegan™) at the Laboratory of Geodynamic, Geochronological, and Environmental Studies of the University of Brasília (LEGGA-UnB). In the measurements performed, the samples were run in the SSB (sample standard bracketing) system, where

the isotopic values of the samples were calibrated and corrected according to the international standards USGS-24 ($\delta^{13}C$ = -16.05‰) and UIW ($\delta^{13}C$ = -40.81‰), and the associated error was 0.2‰. The analysis parameters used in the Flash EA system were: i) furnace temperature: 1050ºC; ii) oven temperature: 50ºC; iii) reference gas flow (CO_2): 100 µL/s; iv) oxygen flow (O2): 250 µL/s; v) carrier gas flow (He): 100 µL/s.

2.2.3. Stable isotopes: inorganic carbon and oxygen ($\delta^{13}C$carb and $\delta^{18}O$carb)

The limestone and fossil samples separated for stable carbon and oxygen isotope analysis were partially pulverized with a hand drill, taking care to remove material from the fresher portions. Aliquots of 0.6 mg of the obtained powder were weighed in glass test tubes (vials), which were subjected to the flush process (atmospheric air removal and He injection) and acid attack (99% H_3PO_4) in the Gasbench II device. The CO_2 produced after 30 minutes is carried along with He for ionization and isotope measurement in an IRMS Delta V Plus (Thermo Finnegan™) at the LEGGA-UnB. The isotopic values of the samples were calibrated and corrected according to the international standards NBS-19 ($\delta^{13}C$ = 1.95 ± 0.03 and $\delta^{18}O$ = -2.20 ± 0.1‰) and the internal standards CABRA ($\delta^{13}C$ = 2.14‰ and $\delta^{18}O$ = -1.72‰), CM1 ($\delta^{13}C$ = 2.12‰ and $\delta^{18}O$ = -1.51‰), and Rei-I ($\delta^{13}C$ = -7.85‰ and $\delta^{18}O$ = -7.90‰). The results obtained contain an associated instrumental uncertainty of ± 0.1‰.

2.2.4. Total Hg

For this analysis, shale samples from the Sobradinho and the Maozinha outcrops were washed in running water and air-dried for about three days. After maceration, 10-250 mg aliquots were weighed in tempered glass boats. The total Hg analyses were performed by atomic absorption spectroscopy, using the ZAAS RA-915+ Lumex equipment. For sediments and particulate material, the pyrolysis furnace accessory PYRO was used, which allows the analysis of solid samples by TDAAS (thermodesorption atomic absorption spectroscopy). The operating mode used had an air flow (from the

environment) of 1.2 to 0.8 L/min, a temperature of the first chamber of the atomizer of 680 to 740°C, a temperature of the second chamber of the atomizer of 600 to 770°C, and an analytical cell temperature of 680 to 730 °C. The analytical curve of the external standard (peak area as a function of the mass of Hg) was constructed by weighing different masses of the reference material PACS-3 (marine sediment). The accuracy was determined by analyzing the reference material NIST 1646a (estuarine sediment), which has a concentration value of Hg close to the samples from the Madeira River. Both reference material and samples were analyzed in triplicate at the IQ-UnB.

2.2.5. Radiogenic Nd isotopes

Shale samples from the Sobradinho and the Maozinha outcrops, after sample maceration, were submitted to a sequential extraction methodology in 4 steps, which was applied for the separation of the mineral phases of interest (carbonate and oxides). In the first step, about 1 g of sample was weighed and attacked with 10% acetic acid (CH_3COOH) for the removal of carbonate minerals. After 2 hours of reaction, the samples were placed in an Orbital Shaker for 2-3 hours and centrifuged at 2000 rpm for 2 minutes. Thus, the resulting supernatant from these processes was discarded. In the second step, the sample was attacked with a mixture of 0.5M Hydrochloride Hydroxylamine ($NH_2OH.HCl$) and 5% acetic acid for the removal of Fe and Mn oxides/hydroxides. After 2 hours of reaction, the samples were placed in an Orbital Shaker for 24 hours and centrifuged at 3000 rpm for 2 minutes. The resulting supernatant was recovered at the end of the process. In the third step, the samples were attacked with 67% hydrogen peroxide (H2O2) for the removal of the organic fraction. After 48 hours of reaction, the samples were placed in an Orbital Shaker for 24 hours and centrifuged at 3000 rpm for 3 minutes. As in the previous step, the resulting supernatant was recovered at the end of the process. Finally, the fourth step was to separate the clay fraction from the silt fraction. The samples were re-diluted in 40 mL of MilliQ water

and centrifuged at 800 and 1000 rpm for 2 minutes to suspend the clay. The clay fraction was then collected and stored in other Falcon tubes.

After the sequential extraction, another part of the chemical preparation began before the isotopic analysis. First, about 50-100 mg of the samples and 20-40 μL of a spike solution (enriched in isotopes ^{149}Sm and ^{150}Nd) were weighed. Then, a new sequence of digestion with distilled HNO_3, HF, and 6N HCl was applied to prepare the samples for passage through a sequence of two Teflon columns for ion chromatographic separation. The first passage occurs in an ion exchange column for the separation of rare earth elements (REE). The second passage occurs in a column loaded with polytetrafluoroethylene (PTFE) powder, impregnated with di-(2-ethylhexyl) phosphoric acid (HDEHP) and commercial cationic resin LN-spec for the separation of Sm and Nd ions. The elution of the samples in the two columns was performed with 6N HNO_3. After recovering the final solution, the samples were finally analyzed in the Neptune Series High Resolution Multicollector ICP-MS from Thermo Finnigan at LEGGA-UnB. For the calculations of the results, the decay constant used was σ (= 6.54x10-12), and the ratios $^{143}Nd/^{144}Nd$ were normalized to $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$.

It is also important to highlight the ages used for εNd(t) calculations. The latest Aptian age of 113.2 Ma (Melo et al., 2020) was used for the εNd(t) values of the most basal black shales (first 1.6m) of our profile at the Sobradinho outcrop. On the other hand, the early Albian age of 113.0 Ma (Bom et al. 2023) was used for the remaining profile. The shaly interval from the top of the Maozinha outcrop is not precisely dated. Most fossil assemblages are considered from the latest Aptian (Fursich et al., 2019; Rodrigues et al., 2020). However, as stratigraphic lower facies associations of Sobradinho present fossils dated from late Aptian to early Albian (Bom et al. 2023), then the artificial age of 112.9 Ma was used for our samples from Maozinha.

2.2.6. Major, trace, and REE elements

Samples selected for major and trace elements analysis were first pulverized in a Herzog mill. Then, 300 mg aliquots were treated with alkaline fusion, using $LiBO_2$ as the reagent and a muffle (900°C for 6h). The residue is re-dissolved into a mix of HNO_3 (1 M), H_2O_2 (0.5%), and $C_3H_8O_3$ (glycerol; 10%) and divided into two aliquots. One had its major element concentrations measured in Thermo Finnegan ICP-OES iCap 6500, while the other had its trace elements analyzed in an ICP-MS iCapQ. Sample chemical preparation and analysis were made at the Laboratoire Georessources in the Université de Lorraine (France).

2.3. Data treatment

2.3.1. Paleoenvironmental parameters

Geochemical data of fine-grained sedimentary rocks can record indirect signals of local paleoenvironmental parameters, such as paleoclimate and paleoredox conditions, during its deposition. Regarding paleoclimate indicators, the most widely used are C-value, chemical index of alteration (CIA), Sr/Cu and Rb/Sr, and trace metal elements content (Worash, 2002; Cao et al., 2012). The C-value and CIA parameters evaluate the degree of chemical weathering of the source area and indirectly infer the paleoclimate scenario. This evaluation considers the losses of easily mobile ions (Ca, Na, K, and Mg) and the remanence of immobile ions (V, Ni, Co, and Cu, for instance) during weathering processes (Eq. 1; Nesbitt and Wilson, 1992; Worash, 2002). Studies have shown that arid, semi-arid, semi-humid, and humid environments present respectively, the following C-values: 0-0.2, 0.2-0.6, and >0.6 (Gradstein et al., 2004; Luo et al., 2019). On the other hand, chemical alteration strength is measured by the CIA parameter, in which 80 < CIA < 100 means strong, 70 < CIA < 80 indicates moderate, and CIA < 70, weak alteration (Nesbitt and Young, 1982). Both parameters' equations use the CaO*, the CaO concentration from silicate phases only (calculated as CaO*=CaO-10/3 × P2O5 [Li et al., 2020]; Supp. Table 1).

$$\text{A) } C\ value\ = \frac{\Sigma(Fe+Mn+Cr+V+Ni\quad)/}{\Sigma(Ca+Mg+Sr+Ba+K+N\ )}$$

$$\text{B) } CIA = \frac{(Al2O3)}{(Al2O3+CaO*+Na2O+K2O)} \times 100$$

Equation 1. *Element concentrations used for the calculation of the C-value (A) and CIA (B) parameters of each sample.*

Also, humidity conditions can be traced by trace metals. Usually, sediments deposited in humid environments are often enriched in Fe, Mn, Cr, V, Ni, Cu, and Co. In contrast, under arid conditions, water evaporation and alkalinity increase, and consequently, sediments become enriched in Ca, Mg, K, Na, Sr, and Ba (Worash, 2002; Fu et al., 2018). Thus, other parameters consider Sr/Cu and Rb/Sr ratios to analyze paleoclimate characteristics (Wignall and Twitchett, 1996; Wang et al., 2017). Sr/Cu values greater than 10 represent an arid, Sr/Cu values between 5.0 and 10 indicate a semi-arid and semi-humid, and Sr/Cu values less than 5 suggest a warm and humid climate. On the other hand, high Rb/Sr ratios indicate an abundance of continental Rb-rich sediment deposition due to humid conditions, while low ratios indicate fewer continental sediments deposited in arid climates.

Regarding paleoredox indicators, the relationship between enrichment factors (EF) of trace metals (V, Cu, Mo, U, and Ni, for instance) and TOC values is widely used as a proxy to identify anoxic conditions and restriction levels of bottom-water circulation in the depositional paleoenvironment (Tribovillard et al., 2006; Algeo and Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012). These trace elements have a high affinity with organic matter compounds; thus, under anoxic conditions, they become enriched in the organic matter matrix. The enrichment factors (EF) for each trace element are calculated using the following equation:

$$X_{EF}\ = \frac{\frac{X}{X_{PAAS}}}{\frac{Al}{Al_{PAAS}}}$$

Equation 2. *Enrichment factors calculation following Tribovillard et al. (2006). X is the chosen element concentration in ppm, and X_{PAAS} is the element concentration normalized by PAAS (McLennan et al., 2001).*

2.3.2. Provenance parameters

The sediment provenance of fine-grained rocks can be inferred using the major and trace element concentrations and volatile-free chondrite-normalized (Taylor and McLennan, 1985) REE. TiO_2/Zr and Al_2O_3/TiO_2 ratios (Hayashi et al., 1997; Armstrong-Altrin et al., 2013; Wang et al., 2017) and the K vs Rb diagram (Floyd and Leveridge, 1987) are examples of those parameters, since felsic rocks tend to present greater Al_2O_3, Zr, and Rb concentrations compared to basic ones. Other trace elements and REE parameters, such as Eu anomalies (Eu/Eu*), elemental ratios (Cr/Th and Th/Sc), and Sm-Nd isotopic compositions (Allègre and Minster, 1978; McLennan et al., 1993), can aid in confirming the composition of the source rocks. Commonly, felsic rocks present higher Th concentrations and lower Eu anomalies compared to intermediate and basic rocks. Finally, chemical alteration degree ternary diagrams made with major elements, such as Na_2O, K_2O, and MgO (Nesbitt and Young, 1982), can also give a proximal estimation of weathering intensity and indicate possible rock sources.

3. RESULTS

3.1. Paleoenvironmental proxies

3.1.1. Sobradinho outcrop – ARARMA 01

The shale samples from the lower section of our profile at the Sobradinho outcrop (33-42.5m) present moderate to relatively high TOC and total Hg (3.5-13% and 20-95 ppb respectively), low $CaCO_3$ (below 4%) and $\delta C13_{org}$ values varying between - 27 to -24‰ (Fig. 3A). The Hg/TOC ratio, a parameter that stays low along this interval, presents high values in its base (Hg/TOC ~ 120). Also, carbonate layers associated with these shales have negative $\delta^{13}C_{carb}$ (average: -15‰) and $\delta^{18}O_{carb}$ (average: -3‰) values. At this interval, four samples taken for trace and REE analysis show slight negative to positive Ce anomalies (ΩCe = -0.09-0.07 and Ce*/Ce = 0.93-1.08), and Rb/Sr ratios

varying between 0.16-2.8 (A-D at Fig. 3A and Tab. 1).

The shale samples from the upper section of our profile (42.5-48m), on the other hand, present a clear decreasing trend in the TOC values (0.5 to 8%) and Hg (4 to 18 ppb), accompanied by low Hg/TOC ratios. Also, there is an increase in $CaCO_3$ values (up to 9%) and a positive shift of the $\delta^{13}C_{org}$ proxy (-27 to -24‰). Carbonate layers associated with these shales have less negative $\delta^{13}C_{carb}$ (-1.2‰) and more negative $\delta^{18}O_{carb}$ (-5.6‰) values compared with the lower layers. On top of this section, a sample taken for trace and REE analysis presents a lack of Ce anomaly (ΩCe = 0.0 and Ce*/Ce = 1.0) and a Rb/Sr ratio close to 1.0 (E at Fig. 3A and Tab. 1).

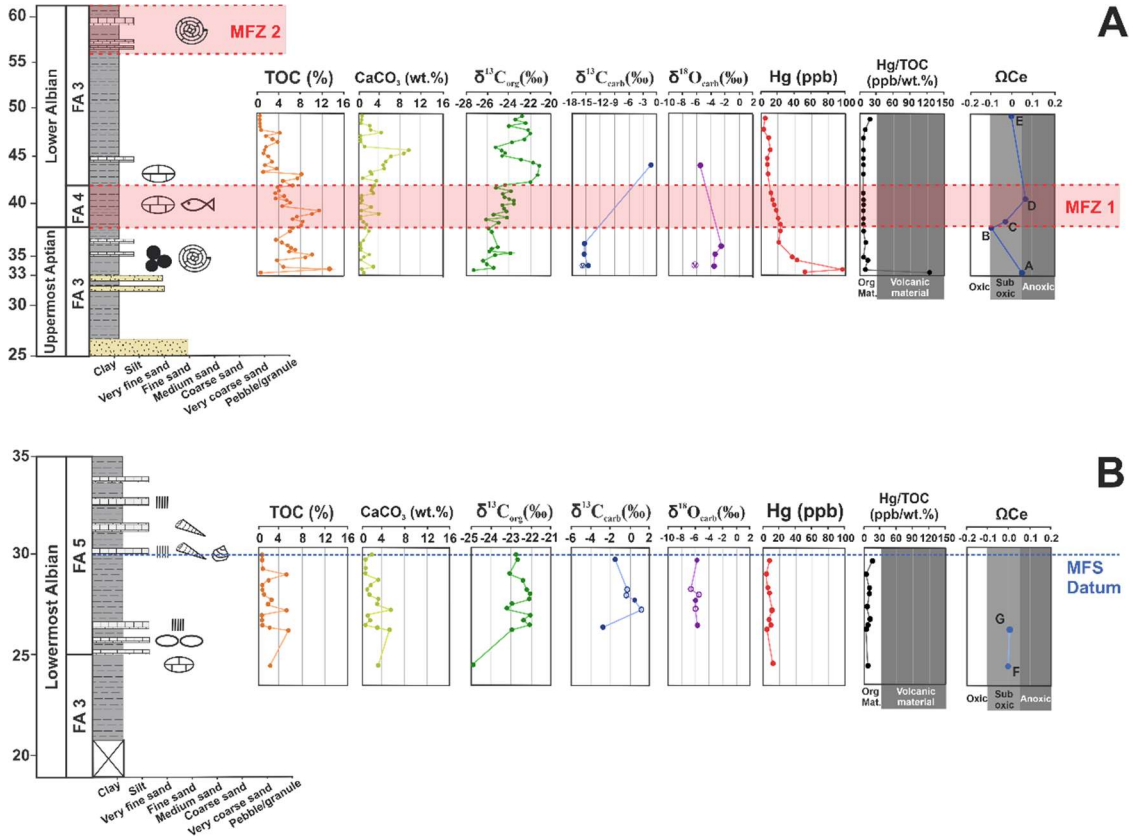


Figure 3. *Geochemical and isotopic data of the samples studied at Sobradinho (a) and Maozinha (b) outcrops for evaluation of paleoenvironmental aspects show that the greatest organic matter accumulation is found in the basal and intermediary samples of the Sobradinho profile, as indicated by higher TOC and total Hg, and more negative* δC^{13}_{org} *values.*

Covariance diagrams of Ni-Cu-V- U-Mo enrichment factors (EF; Eq. 2) versus the TOC concentration of our samples A to E were made to evaluate paleoredox conditions during deposition of those black shales (Figs. 4A to 4E; Sup. Tab. 2). Observing these

diagrams, there is a clear relationship between the enrichment of these elements and the increase of TOC for the intermediate samples of the Sobradinho outcrop (B to D), evidenced by r^2 values above 0.3 for all parameters. On the other hand, the samples at the profile's base and top (A and E) present nearly no enrichment of these elements.

The Mo-EF vs U-EF and Mo (ppm) vs TOC (wt.%) diagrams were also made to reinforce the paleoredox interpretations and add information about bottom water circulation restriction (Figs. 4F and 4G; Suppl. Tab. 2). On the Mo (ppm) vs TOC (wt. %) diagram, the intermediate samples of the Sobradinho outcrop present a low (B and D) to an intermediate (C) restriction. In contrast, the basal and top samples (A and E) show nearly no restriction of the bottom water circulation (Fig. 4F). On the Mo-EF vs U-EF diagram, the intermediate samples fall into the particle shuttle (B and D) and anoxic (C) fields of redox conditions. On the other hand, the basal and top samples (A and E) are much closer to the suboxic fields.

Finally, the paleoclimatic proxies (CIA vs Sr/Cu, and CIA vs C-value diagrams) indicate a transition from semiarid-semihumid (sample A) to humid (samples B to E) conditions (Figs. 5A and 5B).

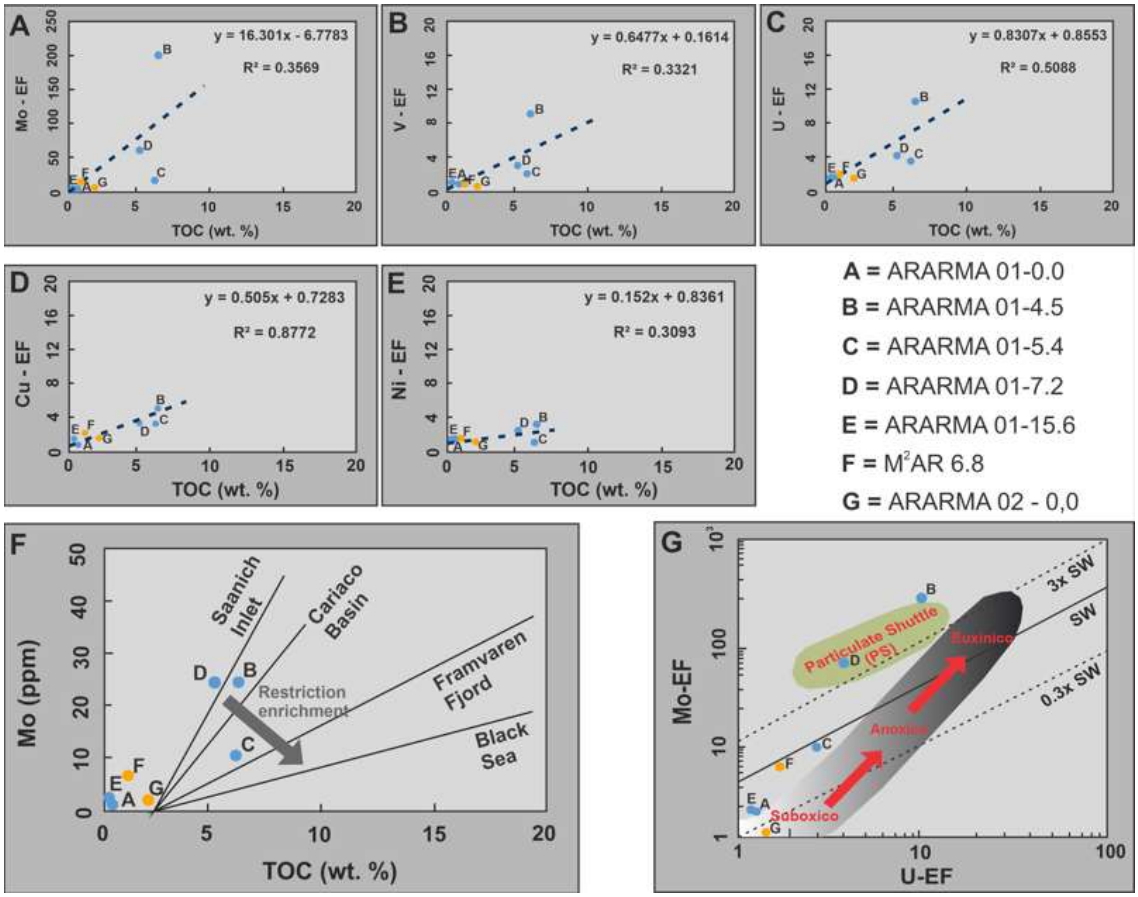


Figure 4. *a-e) Mo, V, U, Cu, and Ni enrichment factors (EF) vs TOC (wt. %) diagrams of Tribovillard et al. (2006), respectively, of some samples of Sobradinho (blue) and Maozinha (orange) profiles. Intermediate samples (B to D) of the Sobradinho profile are enriched in all elements, indicating increased anoxic conditions of the depositional environment; f) Mo (ppm) vs TOC (wt. %) diagram of Tribovillard et al. (2012) showing the degree of bottom water circulation restrictions during deposition of those samples; g) Mo-EF vs U-EF diagram of Algeo and Tribovillard (2009) and Tribovillard et al. (2012), presenting suboxic to anoxic, close to euxinic, conditions for our samples.*

3.1.2. Maozinha outcrop – ARARMA 02

At the Maozinha outcrop, shale samples present relatively low TOC (1-6%), $CaCO_3$ (1-5%), and total Hg (4-20 ppb) values. Nonetheless, $\delta^{13}C_{org}$ data show a slight positive shift between the most basal (-25‰) and the other samples (average: -22.4‰; Fig. 3B). Also, calcite layers and carbonate fossils associated with these shales have negative $\delta^{13}C_{carb}$ (average: -1‰) and $\delta^{18}O_{carb}$ (average: -6‰) values. Two samples taken for trace and REE analysis (F and G) present slightly positive Ce anomalies (ΩCe = 0.00-0.01 and Ce*/Ce = 1.02-1.01) and Rb/Sr ratios between 1.7-1.95 (Fig. 3A and Tab. 1).

The U-V-Mo-Cu-Ni EF vs TOC diagrams (Figs. 4A to 4E) show little enrichment of

these elements for both samples. Nonetheless, the sample F (M^2AR 6.8) seems slightly more enriched in Mo, Cu, and U than the sample G (ARARMA 03-0.0). On the Mo (ppm) vs TOC (wt. %) diagram, these samples fall before the Saanich Inlet basin field, showing that the bottom water circulation was not restricted during sediment deposition (Fig. 4F). Finally, on the Mo-EF vs U diagram, sample F falls between the suboxic and anoxic condition fields, while sample G falls right into the suboxic field (Fig. 4G).

The paleoclimatic parameters (CIA vs Sr/Cu, and CIA vs C-value diagrams) indicate steady humid conditions for our samples (Figs. 5A and 5B).

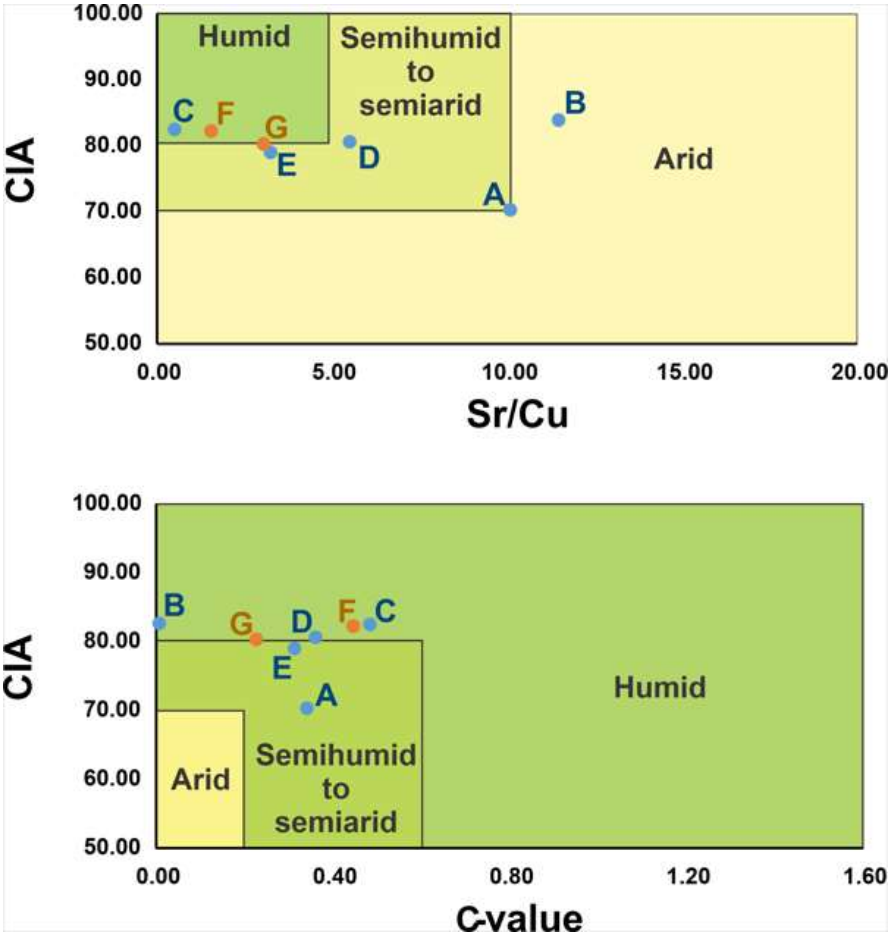


Figure 5. *Geochemical diagrams, proposed by Fu et al. (2018) and Yu et al. (2022), for paleohumidity evaluations. Our samples show semihumid to humid, rarely semiarid paleoclimate conditions. See text for discussion about sample ARARMA 01-4,5 (B).*

3.2. Sediment Provenance Proxies

3.2.1. Source compositions (Sobradinho and Maozinha outcrops)

At the Sobradinho outcrop, most basal sample (A) present Th/Sc, Th/Cr, and Eu/Eu* proxies suggesting a sediment provenance from intermediate source rocks (Fig. 6A and

Sup. Tab. 3). On the other hand, the data from all other samples (B to E) indicate sources with predominantly felsic composition (Fig. 6A). The results presented in the TiO_2 vs Al_2O_3, and TiO_2 vs Zr diagrams also support this provenance indication (Fig. 7D to 7E). Our profile also presents a clear shift in εNd(t) between 1.6 and 3.3m (-17.9 and -23.6, respectively; Fig. 6A).

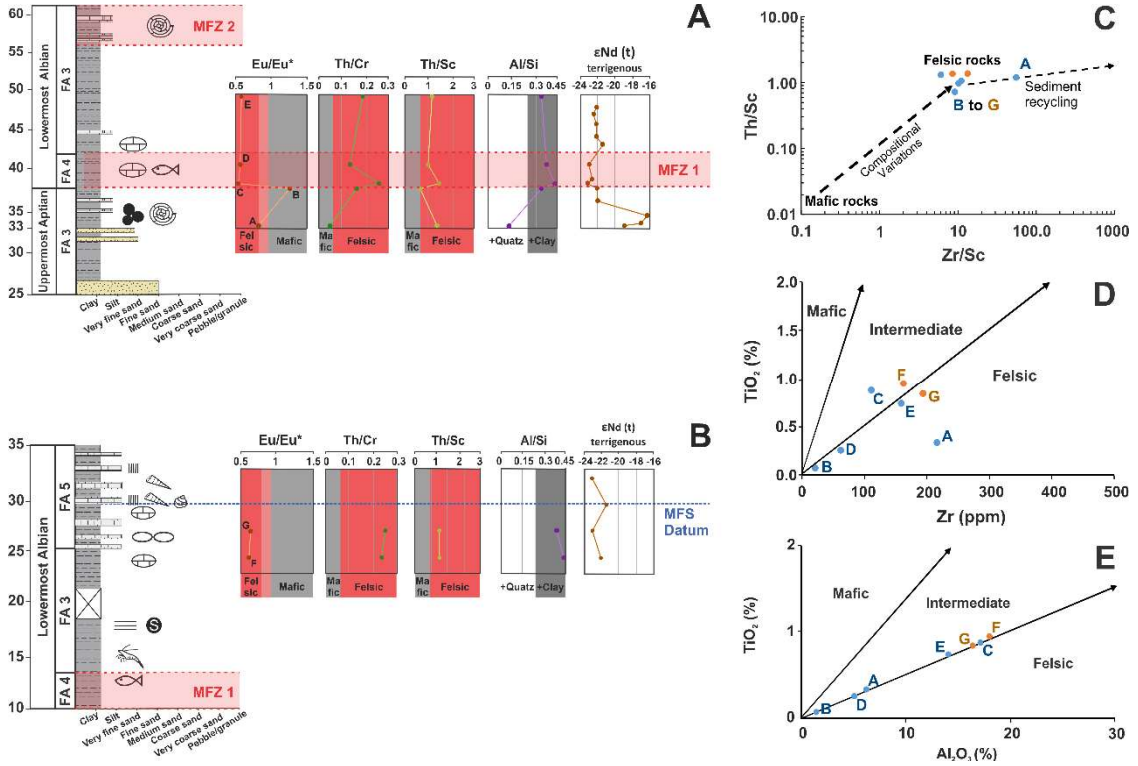


Figure 6. *A-B) Geochemical and isotopic data of the samples studied at Sobradinho (A) and Maozinha (B) outcrops for evaluation of sediment provenance. Our samples present intermediate to felsic composition and are, mostly, enriched in clay minerals; C-E) Diagrams for evaluation of sediment recycling (C) and rock sources composition (D and E). Our samples do not present recycling (except for A) and plot in the intermediate and felsic compositional fields in the TiO_2 vs Al_2O_3 (modified after Hayashi et al., 1997) and (c) TiO_2 vs Zr (modified after Armstrong-Altrin et al., 2013) discrimination diagrams.*

At the Maozinha outcrop, our samples (F and G) have Th/Sc, Th/Cr, and Eu/Eu* compositions suggesting felsic rocks as sediment sources (Fig. 6A and Sup. Tab. 3), also supported by the results presented in the TiO_2 vs Al_2O_3, and TiO_2 vs Zr diagrams (Fig. 6D and 6E). Our samples' εNd(t) values are more homogeneous in this outcrop, varying between -21.6 and -23.1 (Fig. 6A).

3.2.2. Weathering constraints (Sobradinho and Maozinha outcrops)

Regarding the effects of chemical weathering processes on source rocks, binary and

ternary diagrams, provided by Nesbitt and Young (1982) and Nesbitt et al. (1996), indicate that the detrital fraction of our samples is comprised of illite and smectite clay minerals, which are probably a byproduct of weathering of felspars and other felsic minerals (Fig. 7A-7C). The sample A (0.0 m of our Sobradinho profile) seems less altered, since it plots lower in Fig. 7A and slightly further from the illite field in Fig. 7B. The sample B (4.5 m of our Sobradinho profile) data suggest weathering of mafic minerals due to the presence of chlorite and biotite (Fig. 7C).

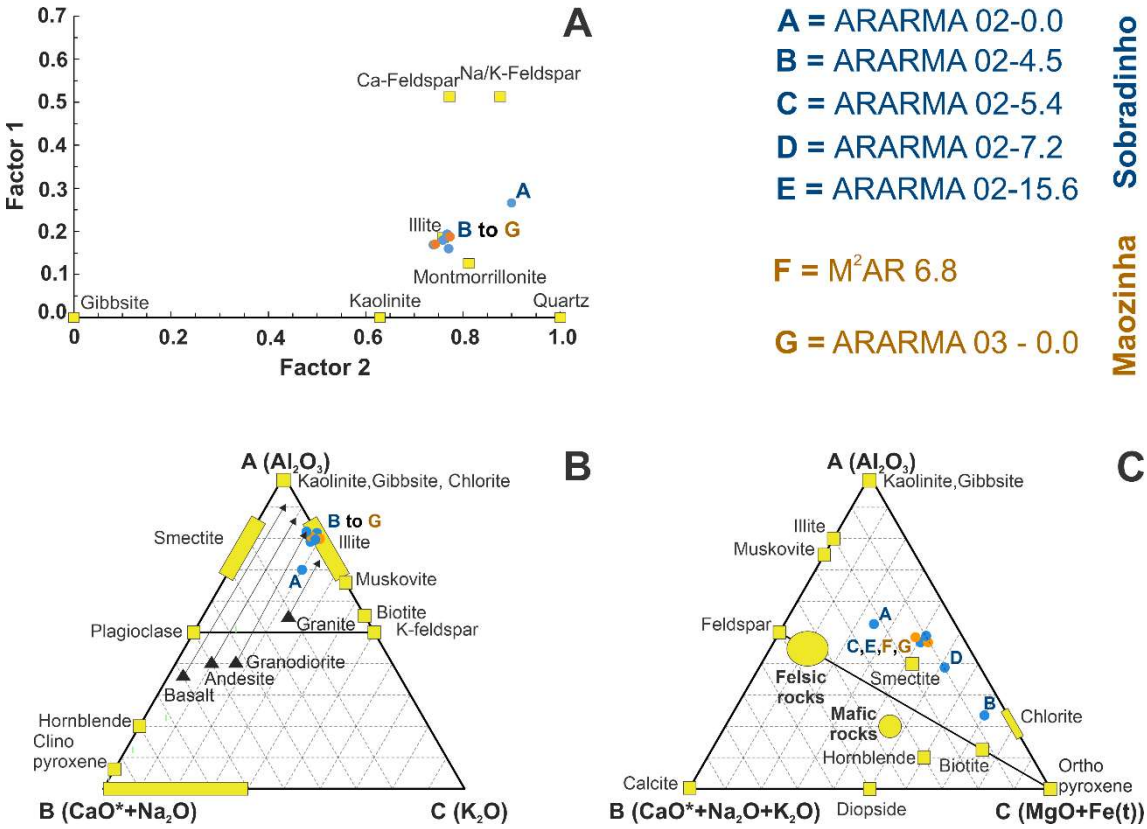


Figure 7. *A-C) Weathering evaluation for the samples analyzed. They plot in the illite and smectite fields of the binary and ternary diagrams (modified after Nesbitt and Young (1982) and Nesbitt et al. (1996)), indicating moderate to intense weathering of their source rocks.*

4. DISCUSSION

4.1. Initial considerations for provenance interpretations

Grain-size sorting and diagenetic processes can influence the provenance estimation for sedimentary rocks. The grain-size sorting evaluation for our samples, made with the Al/Si ratio, reveals that most of the samples are enriched in fine and clay-rich sediments (Fig. 6A). Moreover, Al/Si correlation with total REE, Eu/Eu*, Cr/Th and Th/Sc

parameters have relatively low (0.005-0.305) coefficients of determination (R^2), which indicates that sedimentary sorting has not modified these provenance proxies (Bouchez et al., 2011; Sup. Tab. 3). In terms of diagenetic influence, REE data of our samples show a slight LREE enrichment and no expressive Ce anomalies, a pattern completely distinct of the HREE enrichment and strong negative Ce anomaly caused by authigenic smectites (De Baar et al., 1985; Sup. Fig. 1). Therefore, the geochemical data of our samples seem reliable for sediment provenance evaluation.

4.2. Paleoenvironmental proxies interpretations

4.3.1. Sobradinho profile (33-34.6m)

The organic-rich shale deposition of the Romualdo Formation started in the FA3, inner shelf marine facies, during the development of a transgressive tract (Custódio et al., 2017). The results of geochemical/isotopic proxies (highest TOC and most negative $\delta^{13}C_{org}$ values), and trace elements data of our samples (Figs. 3 and 4) indicate that the black shales on the base of our profile at Sobradinho were deposited under slight suboxic conditions and little restriction of bottom water circulation in a semiarid to semihumid paleoclimate. Moreover, in this interval, planktonic foraminifera, echinoid spines, and dinoflagellates are identified (e.g., Beurlen, 1966; Arai and Coimbra, 1990; Melo et al., 2020; Bom et al., 2021; Vallejo et al., 2023), and a brackish water paleosalinity has been suggested in previous works (Bom et al., 2023) at this interval. Thus, this evidence indicates that the water was likely stratified (oxic surface and suboxic bottom water), favoring organic matter accumulation and preservation at the bottom sediments of the lagoon paleoenvironment.

4.3.2. Sobradinho profile (34.7-42.5m)

The organic-rich shale deposition continues through the FA4, inner to outer shelf facies, where a maximum flooding zone (MFZ of Custódio et al. [2017] and MFZ1 of Bom et al. [2021]) is formed, where marine transgression reaches its peak. This event is

represented by the intermediate section of our profile at the Sobradinho outcrop, where fossil-bearing concretions begin to occur within black shale bedding planes. High TOC and more negative $\delta^{13}C_{org}$ values (Fig. 3A), associated with higher enrichment factors of trace metals (Fig. 4), suggest that the black shales at this interval were deposited under more anoxic conditions with little to moderate restriction of bottom water circulation in a semihumid to humid paleoclimate. Also, the organic matter preserved and buried under these conditions seems to be the only absorption factor for dissolved Hg in the water column, as indicated by low Hg/TOC ratios.

However, there are some constraints to be discussed regarding our data interpretation. The first is the paleoclimate condition indicated by the sample B (ARARMA 01 - 4.5m) data. This sample presents low Rb/Sr (Fig. 3A) and high Sr/Cu (Fig. 5A) ratios, which may suggest arid conditions (Fig. 5B). However, this interpretation is an artifact since sample B has a high Sr concentration likely due to carbonate phases mixed with organic matter. The high percentage of CaO in this sample supports this hypothesis (Sup. Fig. 1; Sup. Tab. 3).

The second is the identification of a cycle of particulate shuttle-anoxic paleoredox conditions between samples B to D (ARARMA 01 – 4.5m to ARARMA 01 – 7.2m). Under reduced conditions, some trace metals (V, Cu, Ni, and Mo, for instance) tend to become insoluble in water and precipitate on the substrate (Bau and Dulski, 1996; Algeo and Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2006). This explains the higher enrichment factors found in those samples (Fig. 4). Nonetheless, there are some differences between the particulate shuttle (or euxinic) and anoxic conditions. At the former, molybdate oxyanions are scavenged and adsorbed by metal oxyhydroxides (especially MnOOH and FeOOH) associated with organic matter during transit through the water column, playing the role of a shuttle (Algeo and Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012). Also, under euxinic conditions, anaerobic bacterial metabolic processes promoted: i)

sulphate-reduction reactions, and consequent precipitation of Fe-S-rich phases and sulfur-rich organic matter, which have a great affinity with Mo (Tribovillard et al., 2004); ii) methanogenesis, which triggered precipitation of eodiagenetic carbonate phases (aragonite or calcite) along with organic matter. This explains the higher MnO, CaO, and Mo concentrations in the major and trace elements data of samples B and D (Stocks-Fischer et al. 1999; Dong et al., 2022; Tab. 1 and Sup. Fig. 1). This particle shuttle condition was related to the brief periods of bottom water ventilation, marked by the occurrence of abundant opportunistic benthic fauna along bedding planes of black shales, identified in this interval (Bom et al., 2023; Vallejo et al., 2023). On the other hand, under fully anoxic conditions, the absence of free and linked oxygen enables the activity of bacterial sulphate-reduction reactions (Tribovillard et al., 2006). This reduces the availability of S^{2-} ions and Fe-S-rich phases, and consequently, the precipitation rate of Mo into the sediment. Nevertheless, some molybdenum ions can still be incorporated into as sulphides ($FeMoS_2$) and precipitate together with organic matter, as seen in the Mo concentration of sample C (Fig. 4 and Sup. Fig. 1).

This shift in the redox parameters between the base of our profile (33-34.6m) and the present interval (34.6-42.5m) is directly linked with the changes in the paleoclimate conditions. Humidity enhancement likely increased precipitation rates and the local hydrological cycle, resulting in stronger continental weathering and runoff, marked by the εNd decrease and the CIA increase of samples B to D (Figs. 6A and 7G), into the Araripe Basin. The most relevant consequences of this increased continental sediment supply, described by Bom et al. (2023), were: i) local water became less saline (B/Ga ratio decrease) despite the transgressive base level trend, allowing survival of saline-resistant freshwater ostracods (Antonietto et al., 2012); ii) rise of local nutrient levels (P/Al ratio increase), boosting aquatic plankton productivity (especially foraminifera and organic-walled dinoflagellates [Bom et al., 2021; Kroth et al., 2021; Araripe et al. 2022]) and

eutrophication; iii) introduction of organic matter from terrestrial plants (high C/N ratios); iv) expansion of the oxygen minimum zone (OMZ), enhancing water stratification and carbonate precipitation in bottom water; v) mass mortality of fishes and benthic life forms due to changes in salinity and bottom water oxygen levels (e.g., Fursich et al., 2019; Melo et al., 2020; Vallejo et al., 2023). Thus, shifts in paleoclimate conditions and increased continental runoff in a stratified water paleoenvironment drove high organic carbon burial and formation of fossil-bearing carbonate (± phosphate) concretions under anoxic conditions in bottom water masses.

4.3.3. Sobradinho profile (42.6-48.6m)

Above the black shale layers of the FA4, the dark gray shales of the FA3 are deposited until the end of our profile at Sobradinho. This interval marks the first phase of the high-stand system tract of Custodio et al. (2017), when the sea level could have a stable or a falling trend. Here, low TOC and total Hg values, less negative $\delta^{13}C_{org}$ indexes (Fig. 3), and low trace elements enrichment factors of sample E (ARARMA 01 – 15.6m; Fig. 4) demonstrate that the black shales were deposited under more oxygenated (suboxic-dysoxic) conditions with little restriction of bottom water circulation in a semihumid paleoclimate.

The most plausible mechanism that led to this change in redox condition is the paleoclimate shift from humid (intermediate section of our profile) to semihumid. It could likely reduce precipitation rates and continental runoff into the Araripe Basin, reducing planktonic productivity and increasing water salinity slightly (Bom et al., 2023). Consequently, the OMZ would shrink, and water mass stratification would weaken, promoting oxygenation of bottom water masses and remineralization of organic matter deposited on the substrate. Higher oxygen levels at the bottom water allowed the thriving of benthic foraminifera, ostracods (as *Harbinia* sp.), and gastropods that tolerate dysoxic-suboxic and brackish conditions (Poropat and Colin, 2012; Bom et al.,

2021).

4.3.4. Maozinha profile (43.5-49.0m)

The shale layers of the storm-dominated shallow marine facies (FA 5) are deposited under the third phase of the high-stand system tract of the Romauldo Formation. Here, we sampled those layers only at the top of the Maozinha profile. More precisely, at the base of our profile (43.5m), sample F (M^2AR 6.8) displays more negative $\delta^{13}C_{org}$ (-24.9‰; Fig. 3), and slightly higher trace metals enhancement factors (Fig. 4), CIA, and C-value (Fig.5) when compared to samples from upper layers of this profile. Therefore, this sample was likely deposited under less oxygenated (suboxic-anoxic) conditions in a more humid paleoclimate. These parameters allow more organic matter preservation and burial and carbonate precipitation in bottom water, and more continental weathering and runoff into the basin. Thus, in this interval, the introduction of less saline water likely expanded local OMZ and enhanced water stratification, a similar paleoenvironmental phenomenon seen during black shale deposition at the Sobradinho outcrop.

In contrast, the samples at the top of our profile (46-49m) show relatively low to moderate TOC and total Hg values, less negative $\delta^{13}C_{org}$ (average: -22.5‰; Fig. 3). Moreover, sample G (ARARMA 02 – 0.0m) present low trace metals enhancement factors (Fig. 4). Thus, these shales were deposited in semihumid to humid paleoclimate under more oxygenated (dysoxic) conditions with little restriction of bottom water circulation. This allows further remineralization of organic matter, and the thriving of cassiopid gastropods (*Musculus araripensis*, *Aguileria romualdoensis,* and *Calva sp.*), and *Bakkevelid* mollusks (Fursich et al., 2019; Rodrigues et al., 2020). These paleoenvironmental conditions, associated with the shales' wavy bedding structures and alignment of fossils within their bedding planes, reflect the activity of high-energy currents to rework and oxygenate the bottom sediments. Higher energy during sediment deposition at the Maozinha outcrop can be explained by this site being located in the NE

region of the Araripe Basin, further from the basins' depocenter (SW) during the Romualdo Formation deposition.

4.4. Sediment Provenance Interpretations

4.4.1. Sobradinho outcrop

The sediment provenance of black shales from our profile at Sobradinho can be divided into two main groups: the base (33-34.6m), and the intermediate/top sections (34.7-48.6m) (Fig. 6A).

Regarding the first group (henceforth group I), trace elements and REE proxies of the sample A (Figs. 6 and 7) suggest source rocks with intermediate compositions, which went under a moderate degree of chemical weathering. Also, the detrital material of sample A, and other samples right above it, presents the least negative εNd data of all the Sobradinho profile (average εNd(t): -17.87; Tdm ages: 1.95-2.14 Ga [Fig. 6A and Suppl. Tab. 2]). Group II, on the other hand, comprises samples B to E (Fig. 6A-E). Their trace and RE elements proxies indicate intermediate to felsic rocks as sources. The detrital fractions from samples within this interval exhibit lower εNd(t) values (average: -22.14; Fig. 6A) and slightly higher Tdm ages (2.11-2.23 Ga; Suppl. Tab. 2) compared with the most basal shales. This indicates a stronger influx of continental material from the Borborema Province into the Araripe Basin, as also indicated by the paleoenvironmental proxies discussed before.

The relatively less negative εNd values of group I could be a result of a mix of sediment contributions from continental (weathering of Paleoproterozoic rocks from the Borborema Province) and volcanic material from oceanic LIPs (introjected in the Araripe Basin due to marine incursion) sources, or a mix of continental sources/terranes with distinct ages within the Borborema Province. The sample A displays a high Hg/TOC ratio (Fig. 3A), demonstrating that its Hg enrichment is not just due to organic matter burial and accumulation. Moreover, this same sample presents relatively higher

Th and trace metals (V, Cr, Ni, and Zn) concentrations than expected for continental-derived sediments (Sup. Tab. 3). This evidence indicates the existence of an external input of volcanic material during sediment deposition, favoring the first hypothesis.

Beningno et al. (2021) suggest that Hg-rich volcanic material associated with the Romualdo Formation's shales was transported by aerial pathways from the Kerguelen LIPs into the Araripe Basin. This LIP produced juvenile rocks with less radiogenic eNd (-9 to 5; Walker-Trivett et al., 2024, and references within) throughout the Aptian to Cenomanian times (~122-97 Ma; Jiang et al., 2021). A significant deposition of this material could lower the εNd signature of the black shales of the Romualdo Formation. However, due to the long distance between the Kerguelen LIP and the Araripe Basin during the Aptian, this hypothesis seems unlikely. An alternative to this issue could be the introduction of juvenile oceanic crust material from the contemporaneous proto-South or proto-Equatorial Atlantic Ocean by marine incursions into the Araripe Basin. Nonetheless, recent studies indicate that the Equatorial Atlantic gateway (EAG) was opened since the latest Aptian (~114.0 Ma; Dummann et al., 2023; Duarte et al., 2024; Fig. 8A). This allowed a seawater inflow from the Northern Atlantic Ocean into the newly born Northern South Atlantic Ocean, as evidenced by the strong Tethyan affinities of plankton species in the Angolan Kwanza Basin (Kochhann et al., 2013; Bruno et al., 2020) and basins along the Brazilian margin (Luft-Souza et al., 2022; Sanjinés et al., 2022). Although the North Atlantic Ocean seawater in the latest Aptian had less negative εNd values (−6.6; Martin et al., 2012; Robinson and Vance, 2012) compared to the average of our group I (-17.87), small quantities of this seawater into the Araripe Basin could have lowered the εNd signature of the black shales of the Romualdo Formation. This corroborates the Tethyan affinities of the foraminiferal assemblages found in the black shale facies (FA 3) (Maisey, 2000; Arai, 2009, 2014, 2016; Melo et al., 2020) and the SE paleocurrent data from alluvial facies (FA 1) (Godot

Souza et al., 2022) of the Romualdo Formation. Thus, we propose that seawater from the North Atlantic Ocean entered the Araripe Basin through the EAG and the Potiguar Basin during the deposition of the first phase of the black facies (FA 3) of the Romualdo Formation (latest Aptian; ~113.2 Ma).

Regarding the continental contribution of our groups I and II, the surrounding Precambrian terranes of the Borborema Province are the main sediment sources. Previous studies, based on detrital zircon U-Pb age populations, indicate that sediment transport of the Santana Group (including the Romualdo Formation) had a NNW-SSE direction and high contributions of Paleoproterozoic and Neoproterozoic sources from the Borborema Province during the Aptian (121-113.2 Ma; Rodrigues et al., 2024). This interpretation is reinforced by the SSW and SSE paleocurrents measured respectively in the alluvial and fluvial facies (FA 1 and 2) of the Romualdo Formation (Custodio et al., 2017). Thus, the rock sources for our group I (latest Aptian) are likely Neoproterozoic granodiorite plutons, and Paleoproterozoic migmatites and orthogneisses with tonalitic to granodioritic compositions from the Orós-Jaguaribe terrane and the Rio Salgado Belt (Fig. 8B), located at NNW directions from the Araripe Basin (Fetter et al., 1999; Van Schmus et al., 2011; Neves and Campos Neto, 2016; Fig. 8C).

In the Aptian to Albian transition (~113.2 Ma), a shift in sediment transport directions within the Araripe Basin was identified due to the enhancement of Neoproterozoic and decrease of Paleoproterozoic detrital zircons populations of the Albian Araripina Formation (Rodrigues et al. 2024). The authors proposed that a slow uplift of the Borborema Province, resulting from the continuous Gondwana breakup, promoted the migration of sediment transport direction from NNW-SSE (Aptian) to NE-SW and ENE-WSW (Albian). Thus, the rock sources for our samples of group II (early Albian) are mostly Neoproterozoic granodiorites and granites, and some Paleoproterozoic biotite orthogneisses from the Piancó-Alto Brígida and São José do

Caiado terrenes of the Borborema Province (Fig. 8B), located at NE and ENE directions from the Araripe Basin (Van Schmus et al., 2003; 2011; Fig. 8D).

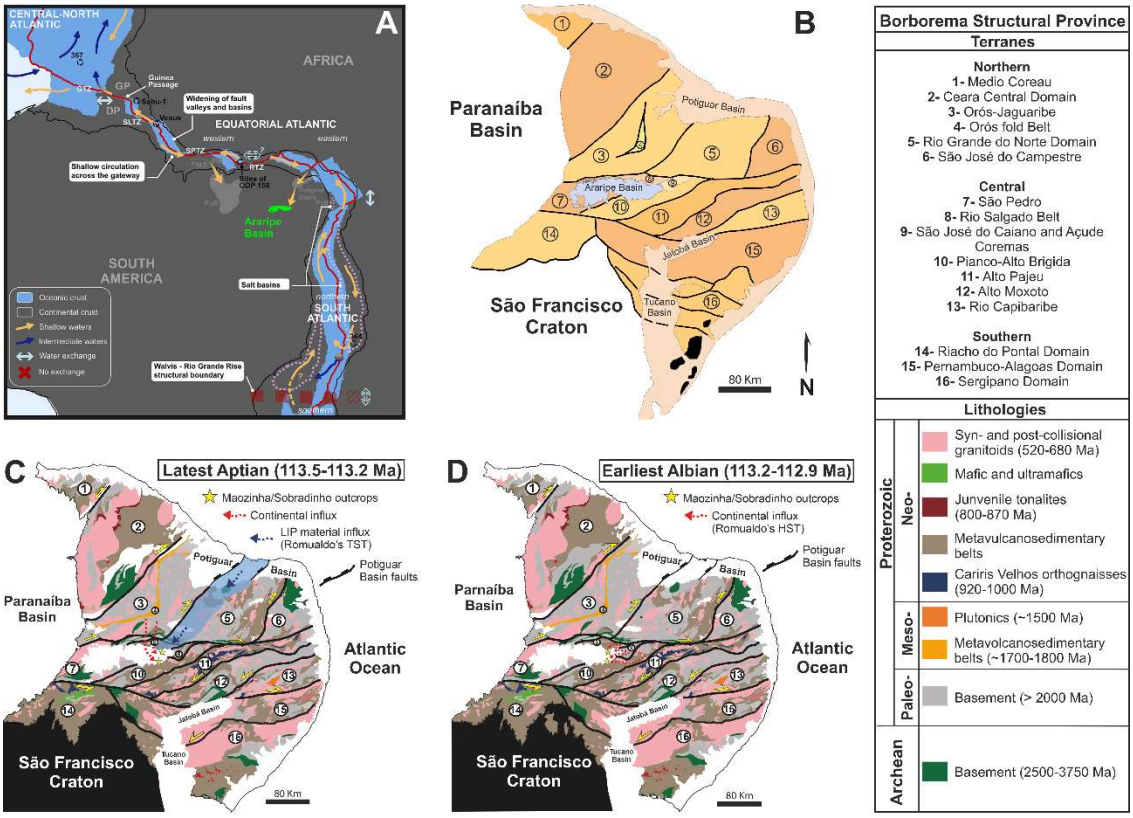


Figure 8. *A) Reconstruction map of South America and Africa continents during the opening of the Equatorial and the South Atlantic oceans in the latest Aptian to earliest Aptian (Ma). Note the ingression of seawaters from the Central North Atlantic Ocean into the Araripe Basin through a NE-SW seaway. Modified from Duarte et al. (2024). B) Distribution of the structural terranes of the Borborema Province (modified from Van Smuch et al., 2011); C-D) Geological maps of the Borborema Province presenting the shift in the Romualdo Formation's sediment provenance at the Sobradinho and Maozinha sites during the Aptian to Albian transition. Maps based on Van Schumus et al. (2011), de Brito Neves and Passarelli (2020), and Godot Souza et al. (2022).*

4.4.2. Maozinha outcrop

The sediment provenance of black shales from our profile at Maozinha is relatively homogeneous. Samples F and G trace elements and REE data (Figs. 6 and 7) indicate that these samples are derived from source rocks with intermediate to felsic compositions that went through a strong degree of chemical weathering. The detrital fractions of our samples present εNd(t) values (average: -22.51; Fig. 6B) and Tdm ages (2.27-2.32 Ga; Suppl. Tab. 2), indicating a strong influx of continental material into the Araripe Basin. As these shales were deposited during early Albian times, sediment transport within the Araripe Basin had NE-SW and ENE-WSW trends (Rodrigues et al.

2024). Thus, our samples' most likely rock sources are majorly Neoproterozoic syenite and granite plutons, and some Paleoproterozoic dioritic orthogneiss from the Sao Jose do Caiano and Piancó-Alto Brígida terrenes of the Borborema Province (Van Schmus et al., 2003; 2011; Fig. 8D).

5. CONCLUSIONS

Depositional paleoenvironments of black shale intervals of the Romualdo Formation are marked by dynamic shifts in paleoenvironmental parameters (such as redox conditions and bottom water circulation) and sediment provenance. The geochemical and isotopic data of black shales facies (FA 3 and 4) from our profile in the Sobradinho outcrop presents the following evolution history:

i) Base section (0-1.6m): Organic matter-rich dark grey to black shales deposited under brackish paleosalinity and suboxic paleoredox conditions with slightly limited bottom water circulation. Semihumid climate led to weak sediment contribution from continental runoff into the basin. Sediment provenance related a mix of intermediate Paleoproterozoic sources of the Borborema Province (sediment transport direction: NNW-SSE) and juvenile sediments from the North Atlantic Ocean.

ii) Intermediate section (1.7-9.5m): Organic matter-rich black shales deposited under fresh- to brackish water and suboxic to anoxic conditions with limited bottom water circulation. The humid climate increased precipitation rates and led to stronger sediment contribution from continental runoff into the basin. Sediment sources are dominated by intermediate to felsic Neoproterozoic rocks with subordinated Paleoproteroic sources of the Borborema Province (sediment transport direction: ENE-WSW).

iii) Top section (9.6-15.6m): Dark grey to dark green shales deposited under brackish paleosalinity and suboxic conditions with nearly no restriction on

bottom water circulation. Semihumid climate decreased precipitation rates, and sediment contribution from continental runoff into the basin became weak once again. Similar sediment provenance as the previous interval (sediment transport direction: ENE-WSW).

On the other hand, greenish-gray and dark gray shale samples from our profile in Maozinha outcrop were deposited under suboxic to dysoxic conditions with little bottom water circulation restriction. The sources for these samples were most likely intermediate to felsic Neoproterozoic, and subordinated Paleoproterozoic, rocks of the Borborema Province (sediment transport direction: ENE-WSW).

Therefore, it is clear that the intensity of continental weathering (dependent on the local paleoclimate humidity) and the marine incursion into the Araripe Basin were the main mechanisms that controlled water redox conditions, bottom water circulation, and biological activity during the Romualdo Formation deposition throughout the late Aptian-early Albian period. Also, the Borborema Province uplift changed the regional fluvial network during early Albian times, modifying the sediment transport directions into the Araripe Basin, and the rock sources of the sediment provenance of the Romualdo Formation.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the Universidade de Brasilia for providing financial and equipment support and to the Placido Cidade Nuvens Paleontology Museum staff for guidance during our field campaigns. We also want to thank the technicians of the LEGGA-UnB for their technical support during lab analysis and data treatment. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Finance Code 001.

SUPPLEMENTARY DATA

Supplementary tables and figures regarding this study are available online at http://www.geosociety.org/datarepository/2024/.

REFERENCES

Algeo, T.J., Tribovillard, N., 2009, Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. Chemical Geology 268, 211–225.

Allègre, C.J., Minster, J.F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth Planet Sci. Lett. 38, 1–25.

Antonietto, L.S., Gobbo, S.R., Do Carmo, D.A., Assine, M., Silva, J.E.L., 2012. Taxonomy, ontogeny, and paleoecology of two species of Harbinia TSAO, 1959 (Crustacea, ostracoda) from the Santana formation, lower Cretaceous, northeastern Brazil. J. Paleontol. 86 (4), 659–668. https://doi.org/10.1666/11-012R.1.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y.I., Balaram, V., Cruz-Martínez, A., Avila-Ramírez, G., 2013. Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango region, Hidalgo, eastern Mexico: implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting. Compt. Rendus Geosci. 345, 185–202.

Arai, M., Coimbra, J. C., 1990, Análise paleoecológica do registro das primeiras ingressões marinhas na Formação Santana (Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe). In: 1º Simpósio da Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, Crato-CE, Atas, v.1, p.225-239.

Arai, M., Carvalho, I.S., Cassab, R.C.T., 2004, Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Araripe. Phoenix 72, 1-6. https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020012.

Arai, M. 2009. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. Boleti, de Geociências da Petrobras, 17, 331-351.

Arai, M. 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. Brazilian Journal of Geology, 44, 339-350, https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020012.

Arai, M. 2016. Reply to the comments of Assine et al. (Comments on paper by M. Arai 'Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective'). Brazilian Journal of Geology, 46, 9-13, https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150046B.

Araripe, R.C., Lemos, F.A.P., Sylvester, P.J., do Prado, L.A.C., Tomé, M.E.T.R., de Oliveira, D.H., Pereira, P.A., Nascimento, L.R.L., Asakura, Y., Ng, C., Viviers, M.C., Barreto, A.F., 2022, Upper Aptian–lower Albian of the southern-central Araripe Basin, Brazil: Microbiostratigraphic and paleoecological inferences. Journal of South American Earth Sciences 116, 103814. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103814

Assine, M. L, 2007, Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da Petrobras, 15: 371-389.

Assine, M. L.; Perinotto, J. A. J.; Andriolli, M. C.; Neumann, V. H.; Mescolotti, P. C.; Varejão, F. G., 2014, Sequências Deposicionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, 22: 3-28.

Barreto, A.M.F., Bertotti, A.L., Sylvester, P.J., do Prado, L.A.C., Araripe, R.C., de Oliveira, D.H., Tomé, M.E.T.R., Lemos, F.A.P., Nascimento, L.R.L., Pereira, P.A., Albayrak, A., 2022, U/Pb geochronology of fossil fish dentine from Romualdo Formation, Araripe Basin, northeast of Brazil. Journal of South American Earth Sciences 116, 103774. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103774.

Bau, M., & Dulski, P. (1996). Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Research, 79(1–2), 37–55. https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9.

Benamara, A., Charbonnier, G., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Follmi, ¨ K.B., 2020, Precession-driven monsoonal activity controlled the development of the early Albian Paquier oceanic anoxic event (OAE1b): evidence from the Vocontian Basin, SE France. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 537, 109406.

Benigno, A. P. A., Saraiva, A.A.F., Sial, A.N., Lacerda, L.D., 2021, Mercury chemostratigraphy as a proxy of volcanic-driven environmental changes in the Aptian-Albian transition, Araripe Basin, northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 107, p. 103020.

Beurlen, K., 1966, Novos equinóides no Cretáceo do Nordeste do Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 389, n. 3/4, p. 455-464.

Beurlen, K., 1971, As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 43, Suplemento, p. 411-415.

Bodin, S., Charpentier, M., Ullmann, C.V., Rudra, A., Sanei, H., 2023, Carbon cycle during the late Aptian–early Albian OAE 1b: A focus on the Kilian–Paquier levels interval, Global and Planetary Change, v. 222. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104074.

Bom, M. H.H., Ceolin, D., Kochhann, K.G.D., Krahl, G., Fauth, G., Bergue, C.T., Jairo F. Savian, J.F., Junior, O.S., Simões, M.G., Assine, M.L, 2021, Paleoenvironmental evolution of the Aptian Romualdo Formation, Araripe Basin, Northeastern Brazil. Global and Planetary Change 203, 10352. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103528.

Bom, M. H. H., Kochhann, K. G. D., Heimhofer, U., Mota, M. A. L., Guerra, R. M., Simoes, M. G., et al. (2023). Fossil-bearing concretions of the Araripe Basin accumulated during the oceanic anoxic event 1b. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, *38*, e2023PA004736. https://doi.org/10.1029/2023PA004736.

Bottini, C., Erba, E., 2018, Mid-Cretaceous palaeoenvironmental changes in the western Tethys. Clim. Past Discuss. https://doi.org/10.5194/cp-2018-34.

Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., Dutra-Maia, P., 2011. Grain size control of river suspended sediment geochemistry: clues from Amazon River depth profiles: river sediments grain size and chemistry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12. https://doi.org/10.1029/2010GC003380.

Bruno, M.D.R., Fauth, G., Watkins, D.K., and Savian, J.F., 2020, Albian-Cenomanian calcareous nannofossils from DSDP Site 364 (Kwanza Basin, Angola): Biostratigraphic implications for the South Atlantic: Cretaceous Research, v. 109, 104377, https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104377.

Cao, J., Wu, M., Chen, Y., Hu, K., Bian, L.Z., Wang, L.G., Zhang, Y., 2012. Trace and rare earth element geochemistry of Jurassic mudstones in the northern Qaidam basin, northwest China. Chem. Erde 72 (3), 245–252.

Coimbra, J. C.; Arai, M.; Carreño, A. L., 2002, Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. Geobios, 35: 687-698.

Custodio, M. A., Quaglio, F., Warren, L. V., Simoes, M. G., Fursich, F. T., Perinotto, J. A. J., & Assine, M. L. (2017). The transgressive-regressive cycle of the Romualdo Formation (Araripe Basin): Sedimentary archive of the Early Cretaceous marine ingression in the interior of Northeast Brazil. *Sedimentary Geology*, *359*, 1–15. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.07.010.

De Baar, H.J.W., Bacon, M.P., Brewer, P.G., Bruland, K.W., 1985, Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. Geochimica et Cosmochimica Acta 49, 1943–1959. https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90089-4.

de Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R., 2020. Terrenos tectonoestratigráficos dispersos do embasamento pré-Brasiliano (São José do Caiana, Açude Coremas e Icaiçara) na porção centro-oeste da Zona Transversal (Paraíba, Ceará e Pernambuco). Geolologia USP. Série Científica vol. 20, pp. 81–105. https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095v20-159425 (in Portuguese).

Dong, Z. G., Peng, Z. D., Wang, C. L., Zhang, B. L., Zhang, L. C., Li, J., et al. (2022). Insight into the genesis of the Zhaosu Carboniferous Mn carbonate deposit (NW China): Constraints from petrography, geochemistry, and C-Mo isotopes. Mineralium Deposita, 57(7), 1269-1289. https://doi.org/10.1007/s00126-022-01105-3.

Duarte, D., Erba, E., Bottini, C., Wagner, T., Adoumahor, B., Jones, T.D., Nicholson, U., 2024, Early Cretaceous deep-water bedforms west of the Guinea Plateau revise the opening history of the Equatorial Atlantic Gateway, Global Planetary Change, 249, 104777, https://doi.org/10.1016/j.glopacha.2025.104777.

Dummann, W., Hofmann, P., Herrle, J.O., Frank, M., Wagner, T., 2023, The early opening of the Equatorial Atlantic gateway and the evolution of Cretaceous peak warming, Geology, v. 51, p. 476-480. https://doi.org/10.1130/G50842.1.

Erba, E., Bottini, C., Weissert, H.J., Keller, C.E., 2010, Calcareous Nannoplankton Response to Surface-Water Acidification Around Oceanic Anoxic Event 1a. Science 329 (5990), p. 428-432.

Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D., & Markey, M. (2001). Increased thermohaline stratification as a possible cause of an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, *409*(6818), 325–327. https://doi.org/10.1038/35053041.

Fara, E., Saraiva, A. Á. F., Campos, D. A., Moreira, J. K. R., Siebra, D. C., Kellner, A. W. A., 2005, Controlled excavations in the Romualdo Member of the Santana Formation (Early Cretaceous, Araripe Basin, northeastern Brazil): stratigraphic, palaeoenvironmental and palaeoecological implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 218: 145-160.

Fetter, A. H., 1999. U-Pb and Sm-Nd constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. Ph.D. Dissertation, Univ. Kansas, p. 164.

Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. J. Geol. Soc. 144, 531–542.

Föllmi, K.B., 2012, Early Cretaceous life, climate and anoxia, Cret. Res., v. 35, p. 230-257. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2011.12.005.

Fu, J.H., Li, S.X., Xu, L.M., Niu, X.B., 2018. Paleo-sedimentary environmental restoration and its significance of the Chang-7 member of the Triassic Yanchang Formation in Ordos basin, NW China. Petrol. Explor. Dev. 45 (6), 998–1008.

Fürsich, F.T., Custódio, M.A., Matos, S.A., Hethke, M., Quaglio, F., Warren, L.V., Assine, M.L., Simões, M.G., 2019, Analysis of a Cretaceous (late Aptian) high-stress ecosystem: The Romualdo Formation of the Araripe Basin, northeastern Brazil. Cretaceous Research, [s. l.], v. 95, p. 268–296. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.11.021.

Godot Souza, J.F., Isozaki, Y., Tsutsumi, Y., Schmitt, R. da S.,Medeiros, S.R. de, Almeida, C.N. de, Araujo, B.C., Richetti, P., da Silva, E.A., Rios Netto, A. de M., 2022. Provenance analysis of the Araripe intracontinental basin, northeast Brazil — routes for proto-Atlantic marine incursions in northwest Gondwana. Sedimentary Geology 440, 106243. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106243.

Hay, W. W., 2008, Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretac. Res.* **29**, 725–753.

Hayashi, K.I., Fujisawa, H., Holland, H.D., Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of ~ 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador. Canada. Geochim. Cosmochim. Acta. 61, 4115–4137.

Herrle, J.O., Schroder-Adams, ¨ C.J., Davis, W., Pugh, A.T., Galloway, J.M., Fath, J., 2015, Mid-Cretaceous High Arctic stratigraphy, climate, and Oceanic Anoxic events. Geology 43, 403–406. https://doi.org/10.1130/G36439.1.

Huber, B.T., Leckie, R.M., 2011, Planktic Foraminiferal Species Turnover across Deep Sea Aptian/Albian Boundary Sections. Journal of Foraminiferal Research 41 (1), p. 53-95.

Jiang, Q., Jourdan, F., Olierook, H. K. H., Merle, R. E., Whittaker, J. M., 2021, Longest continuously erupting large igneous province driven by plume-ridge interaction. Geology 49, 206–210.

Kochhann, K.G.D., Koutsoukos, E.A.M., Fauth, G., and Sial, A.N., 2013, Aptian–Albian planktic foraminifera from DSDP Site 364 (offshore Angola): Biostratigraphy, paleoecology, and paleocenographic significance: Journal of Foraminiferal Research, v. 43, p. 443–463, https://doi.org/10.2113/gsjfr.43.4.443.

Kroth, M., Borghi, L., Bobco, F.E.R., Araújo, B.C., Silveira, L.F., Duarte, G., Ferreira, L.O., Guerra-Sommer, M., Mendonça, J.O., 2021. Aptian shell beds from the Romualdo formation (Araripe basin): implications for paleoenvironment and paleogeographical reconstruction of the northeast of Brazil. Sedimentary Geology, 426, 106025. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.106025.

Leckie, R. M., Bralower, T. J., Cashman, R., 2002, Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* **17**, 13-1-13–29. https://doi.org/10.1029/2001PA000623.

Li, Q., Wu, S.H., Xia, D.L., You, X.L., Zhang, H.M., Lu, H., 2020. Major and trace element geochemistry of the lacustrine organic-rich shales from the Upper Triassic Chang-7 Member in the southwestern Ordos Basin, China: Implications for paleoenvironment and organic matter accumulation. Mar. Pet. Geol. 111, 852–867. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.09.003.

Li, X., Wei, Y., Li, Y., Zhang, C., 2016, Carbon isotope records of the early Albian oceanic anoxic event (OAE) 1b from eastern Tethys (southern Tibet, China). Cretac. Res. 62, 109–121. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.08.015.

Li, Y.X., Bralower, T.J., Montanez, I.P., Osleger, D.A., Arthur, M.A., Bice, D.M., ~ Herbert, T.D., Erba, E., Premoli Silva, I., 2008, Toward an orbital chronology for the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a, ~120 Ma). Earth and Planetary Science Letters 271 (1), p. 88-100.

Luft-Souza, F., Fauth, G., Bruno, M.D.R., De Lira Mota, M.A., Vázquez-García, B., Santos Filho, M.A.B., and Terra, G.J.S., 2022, Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil: A reference basin for studies on the early history of the South Atlantic Ocean: Earth-Science Reviews, v. 229, 104034, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104034.

Maisey, J.G. 2000. Continental breakup and the distribution of fishes of Western Gondwana during the Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, **21**, 281-314, https://doi.org/10.1006/cres.1999.0195.

Martill, D. M, 2007, The age of the Cretaceous Santana Formation fossil Konservat Lagerstätte of northeast Brazil: a historical review and an appraisal of the bio chronostratigraphic utility of its palaeobiota. Cretaceous Research, 28: 895-920.

Martill, D. M.; Brito, P. M.; Washington-Evans, J, 2008, Mass mortality of fishes in the Santana Formation (Lower Cretaceous? Albian) of northeast Brazil. Cretaceous Research, 29: 649-658. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.01.012.

Martin, E.E., MacLeod, K.G., Jiménez Berrocoso, Á., Bourbon, E., 2012, Water mass circulation on Demerara Rise during the Late Cretaceous based on Nd isotopes: Earth and Planetary Science Letters, v. 327–328, p. 111–120,

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01037.

Melo, R.M., Guzmán, J., Almeida-Lima, D., Piovesan, E.K., Neumann, V.H.M.L., Souza, A.J., 2020, New marine data and age accuracy of the Romualdo Formation, Araripe Basin, Brazil, Nature Scientific Reports, 10:15779, https://doi.org/10.1038/s41598-020-72789-8.

McLennan, S.M., Hemming, S.R., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 284, 21–40.

McLennan, S. M., 2001, Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, 1021. https://doi.org/10.1029/2000GC000109.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 199, 715–717.

Nesbitt, H.W., Wilson, R.E., 1992. Recent chemical weathering of basalts. Am. J. Sci. 292, 740–777.

Nesbitt HW, Young GM, McLennan S, et al., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments with implications for provenance studies. J Geol 104:525–542.

Neves, B. B. de B., & Campos Neto, M. da C., 2016, A faixa de dobramentos do Rio Salgado, norte-noroeste da Zona Transversal-Província Borborema (PB-CE). *Geologia USP. Série Científica*, *16*(3), 3-17. https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i3p3-17.

Pérez-Díaz, L., and Eagles, G., 2017, South Atlantic paleobathymetry since early Cretaceous: Scientific Reports, v. 7, 11819. https://doi.org/10.1038 /s41598-017-11959-7.

Poropat, S.F., Colin, J.P., 2012. Reassessment of the early cretaceous non-marine ostracod genera Hourcqia Kr¨ommelbein, 1965 and Pattersoncypris Bate, 1972 with the description of a new genus, Kroemmelbeincypris. J. Paleontol. 86, 700–720.

Poulsen, C.J., Gendaszek, A.S., and Jacob, R.L., 2003, Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum?: Geology, v. 31, p. 115–118. https://doi.org/10.1130/00917613(2003)031<0115:DTROTA>2.0.CO;2.

Racki, G., 2019, Volcanism as prime cause of mass extinction: Retrospectives and perspectives. Geological Society of America 544, p. 1-34. Special Paper.

Rios-Netto, A. M. R., M. S. P.; Carvalho, I. S., Freitas, F. I, 2012, Palinoestratigrafia do intervalo Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 42: 331-342.

Robinson, S.A., and Vance, D., 2012, Widespread and synchronous change in deep-ocean circulation in the North and South Atlantic during the Late Cretaceous: Paleoceanography, v. 27, PA1102, https://doi.org/10.1029/2011PA002240.

Rodrigues, M. G., Matos, S.A., Varejão, F.G., Fürsich, F.T., Warren, L.V., Assine, M.L. 2020. Short-lived “Bakevelliid-Sea” in the Aptian Romualdo Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. Cretaceous Research 115, 104555. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104555.

Rodrigues, M.A., Santos, R.V., Roddaz, M., Dantas, E.L., Leisen, M., 2024, Provenance of the late Jurassic to Cenomanian sedimentary succession of the Araripe Basin (NE Brazil) and implication for the geodynamic evolution of Wessestern Gondwana, Sedimentary Geology, v. 470, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106680.

Sales, A. M. F, 2005, Análise tafonômica das ocorrências fossilíferas de macroinvertebrados do Membro Romualdo (Albiano) da Formação Santana, Bacia do Araripe, NE do Brasil: significado estratigráfico e paleoambiental. IGc, USP, São Paulo-SP, PhD thesis, 131p.

Sanjinés, A.E.S., Viviers, M.C., Costa, D.S., dos Anjos Zerfass, G.S., Beurlen, G., and Strohschoen, O., Jr., 2022, Planktonic foraminifera from the Aptian section of the Southeastern Brazilian Atlantic margin: Cretaceous Research, v. 134, 105141.

https://doi.org/10.1016/j.cretres.2022.105141.

Sial, A.N., Chen, J., Lacerda, L.D., Frei, R., Tewari, V.C., Pandit, M.K., Gaucher, C., Ferreira, V.P., Cirilli, S., Peralta, S., Korte, C., Barbosa, J.A., Pereira, N.S., 2016, Mercury enrichment and Hg isotopes in Cretaceous–Paleogene boundary successions: links to volcanism and palaeoenvironmental impacts. Cretac. Res. 66, 1–22.

Stocks-Fischer, S., J. K. Galinat, and S. S. Bang. 1999. Microbiological precipitation of CaCO3. Soil Biol Biochem 31:1563-1571.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

Trabucho Alexandre, J., van Gilst, R. I., Rodriguez-Lopez, J. P., & De Boer, P. L. (2011). The sedimentary expression of Oceanic Anoxic Event 1b in the North Atlantic. *Sedimentology*, *58*(5), 1217–1246. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01202.x.

Tribovillard, N., Riboulleau, A., Lyons, T., Baudin, F., 2004. Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized organic matter of marine origin as recorded by various Mesozoic formations. Chem. Geol. 213, 385–401.

Tribovillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006, Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. Chem. Geol. 232, 12–32. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012.

Tribovillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F., Riboulleau, A., 2012, Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum–uranium covariation—Applications to Mesozoic paleoceanography. Chem. Geol. 324-325, 46–58.

Vallejo, J. D., Piovesan, E. K., De Araujo Carvalho, M., & Guzmán, J., 2023. Palynofacies analyses of Santana Group, upper Aptian of the Araripe Basin, northeast Brazil: Paleoenvironmental reconstruction. *Journal of South American Earth Sciences*, *121*, 104154. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104154.

Van Schmus, W.R., de Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M., 2003, The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (*T*DM) ages, Precambrian Research, 127, 287–327, https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M., de Brito Neves, B.B., 2011, Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology, J. S. A. E. S. 31, 227-252, https://doi.org/ 0.1016/j.jsames.2011.02.010.

Walker-Trivett, C.A., S. Kender, S., Bogus, K.A., Littler, K., Edvardsen, T., Leng, M.J., Lacey, J., Riding, J.B., Millar, I.L., Wagner, D., 2024, Oceanic Anoxic Event 2 triggered by Kerguelen volcanism, Nature Communications, 15:5124, https://doi.org/10.1038/s41467-024-49032-3.

Wang, F., Liu, X.C., Deng, X.Q., Li, Y.H., Tian, J.C., Li, S.X., You, J.Q., 2017. Geochemical characteristics and environmental implications of trace elements of Zhifang Formation in Ordos Basin. Acta Sedimentologica Sinica. 35, 1265-1273.

Wignall, P.B., Twitchett, R.J., 1996. Oceanic Anoxia and the End Permian Mass Extinction. Science (80-. 272 (5265), 1155–1158. https://doi.org/10.1126/science:272.5265.1155.

Worash, G., 2002. Geochemistry, provenance, and tectonic setting of the Adigrat sandstone, northern Ethiopia. J. Afr. Earth Sci. 35, 185–198. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00126-4.

CAPÍTULO 8
DADOS REMANESCENTES

8. DADOS REMANESCENTES

A seguir serão apresentados dados sedimentológicos e geoquímicos obtidos em todos os afloramentos da Formação Solimões na Bacia do Acre (e na porção mais ocidental da Bacia dos Solimões) visitados na presente tese. Esses dados serão base para a confecção de artigos futuros sobre a evolução dos paleambientes durante a deposição dessa unidade ao longo do Mioceno.

8.1. Dados sedimentológicos (Bacias do Acre/Solimões)

8.1.1. Afloramento AC 61

O afloramento AC 61 é o ponto mais oriental da BR-364, mais próximo da cidade de Cruzeiro do Sul. A sequência sedimentar da Formação Solimões nesse afloramento é composta pelo predomínio de argilitos e siltitos, raramente arenitos friáveis e horizontes calcários, marcados por dois pequenos ciclos de granocrescência ascendente (figura 73). Os siltitos sobrepostos aos níveis calcários apresentam concreções carbonáticas centimétricas associadas. A falta de estruturas sedimentares visíveis e de registro fossilífero dificultam a análise paleoambiental, porém interpretou-se essa sequência litológica sendo depositada em um paleoambiente fluvial (planícies de inundação com raros rompimentos de barragem).

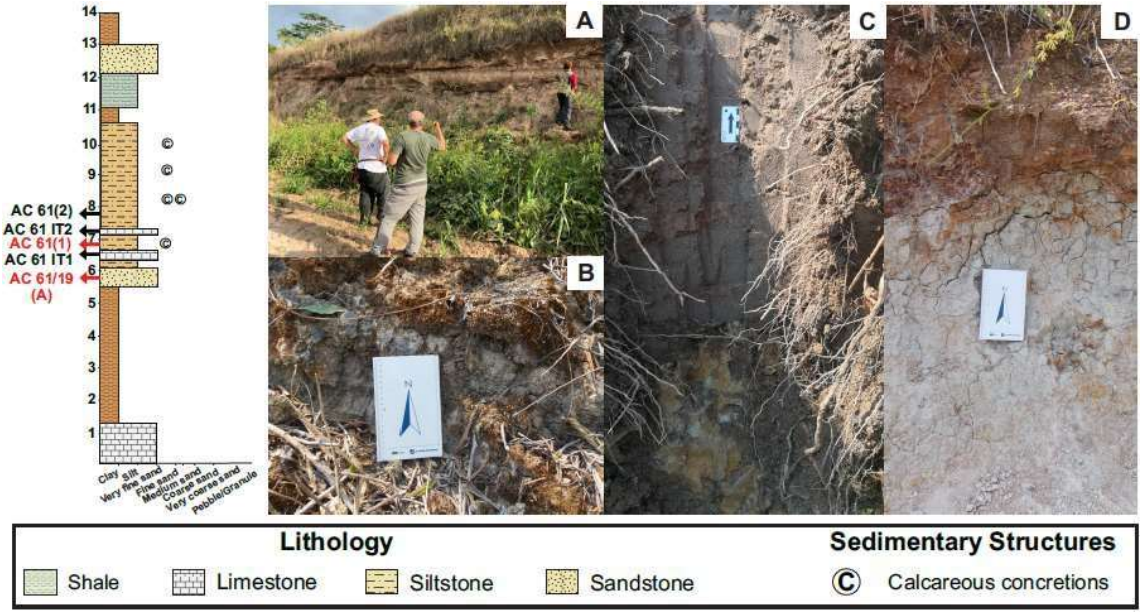


Figura 73. *Seção geológica e fotografias das litologias identificadas ao longo da seção geológica do afloramento AC 61; A) Visão geral do afloramento; B) Nível carbonático da amostra AC/19 1IT2 (7,1 m); C) Intercalação entre argilito e arenito muito fino (6,5 m); D) paleossolo argiloso (14,0 m). Amostras em preto foram usadas em análises isotópicas, e as em vermelho, análises*

geocronológicas.

Os horizontes calcários identificados são compostos por nódulos centimétricos cimentados por uma matriz, ambos provavelmente de composição carbonática (figura 74B). Areia ou silte raramente são encontrados em poros entre esses nódulos, o que demonstra que esses níveis provavelmente se formaram em momentos de parada da sedimentação siliciclástica. Além disso, essas feições se assemelham às estruturas de paleossolos calcários, ou calcretes, do tipo *hardpan* descritos por Netterberg (1969). Mais especificamente, a presença de nódulos não coalescidos e cimentados por matriz indica um estágio morfogenético de endurecimento intermediário na sequência de deposição carbonática em calcretes (estágio III; Bachman e Machette, 1977).

Na lâmina delgada de um desses horizontes, mais especificamente a amostra AC 61(1) IT1 (6,7 m do perfil geológico; figura 73), observa-se clastos compostos por micrita, imersos em uma matriz de microesparita (figura 74B). Vuggs e veios irregulares, e alguns veios cirungranulares, preenchidos por calcita espática são frequentes, indicam a ação de processos diagenéticos pós-deposicionais de dissolução e re-precipitação provavelmente associados a percolação de água vadosa e/ou meteórica (Morse e Mackenzie, 1990). Cristais de quatzo e feldspato são raros (>3%) e se encontram dispersos na matriz (figura 74C). Não há texturas que indiquem a presença de atividade biológica microbiana.

A gênese de calcretes em ambientes continentais podem se dar por variados processos pedogenéticos ou não-pedogenéticos. A formação de calcrete por fatores pedogenéticos envolvem a combinação de mecanismos físico-químicos (evaporação, aumento de pH e redução da pressão parcia de CO_2) ou bioquímicos (respiração de raízes de plantas) e uma fonte externa que sature a zona vadosa do solo em carbonato (poeira atmosférica de origem eólica, água de chuva ou intemperismo local de rochas carbonáticas) (p.e. McFadden et al. 1998; Dixon and McLaren, 2009). Por outro lado, calcretes também podem ser gerados por processos independentes de pedogênese, como a flutuação do nível de água de aquíferos, saturados em carbonato, na zona vadosa ou o escoamento dentro de canais fluviais em regimes por pouca sedimentação

clástica e alta evaporação. Há ainda a possibilidade de interação das rochas com fluidos carbonatados posteriores por meio de falhas e fraturas (p.e. Thomas et al., 2003; Christ et al., 2012). Devido à falta de evidências estruturais visíveis e de fontes rochosas carbonáticas para a saturação de um aquífero pretérito, além da alta presença de raízes profundas no afloramento, a origem pedogenética aparenta ser a mais provável para os calcretes do afloramento AC 61.

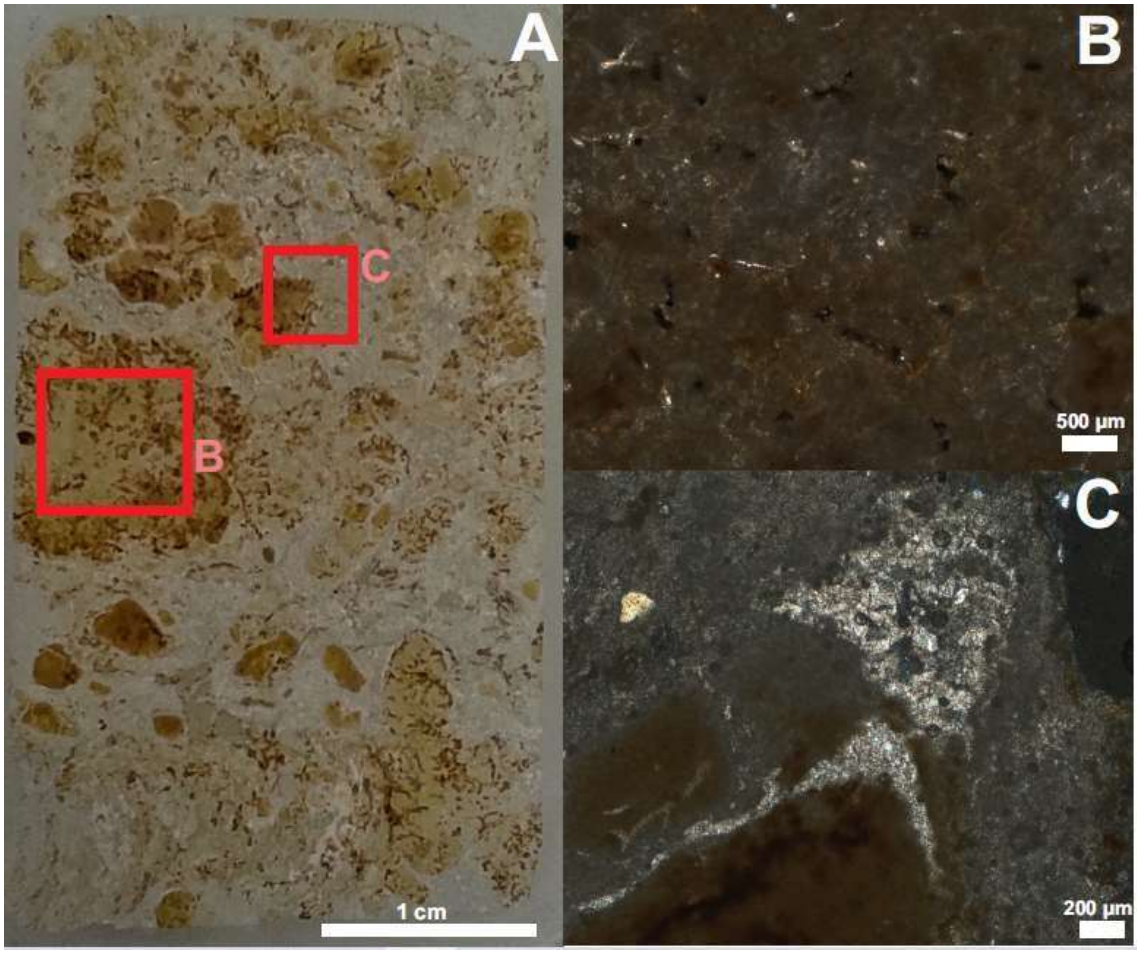


Figura 74. *Fotografia da lâmina delgada (A) e fotomicrografias (B-C) da amostra AC 61(1) IT1. Observe a diferença entre as matrizes micríticas e calcíticas microcristalinas descritas no texto e as estruturas de dissolução, vuggs e veios, preenchidos por calcita espática.*

8.1.2. Afloramento AC 62

Assim como o ponto anterior, o afloramento AC 62 é pobre em estruturas sedimentares e registro fossilífero. Além disso, a sequência sedimentar e as feições dos horizontes calcários, ou calcretes, dos dois pontos são bem semelhantes, porém aqui há apenas um ciclo de granocrescência ascendente. Sendo assim, estendeu-se a mesma interpretação do paleoambiente deposicional (fluvial) e da gênese dos calcretes (pedogenéticos) para esse afloramento.

Um adendo é a presença de um horizonte de argilito cinza-azulado na base do perfil (figura 75), indicando que houve um breve momento de anoxia das águas antes do estabelecimento de condições óxicas, marcado pela presença de siltito avermelhado no restante do perfil. Essa variegação da coloração também é comum em paleossolos identificados em unidades geológicas contemporâneas em bacias vizinhas sub-andinas (Jaramillo et al., 2011; Antoine et al., 2016).

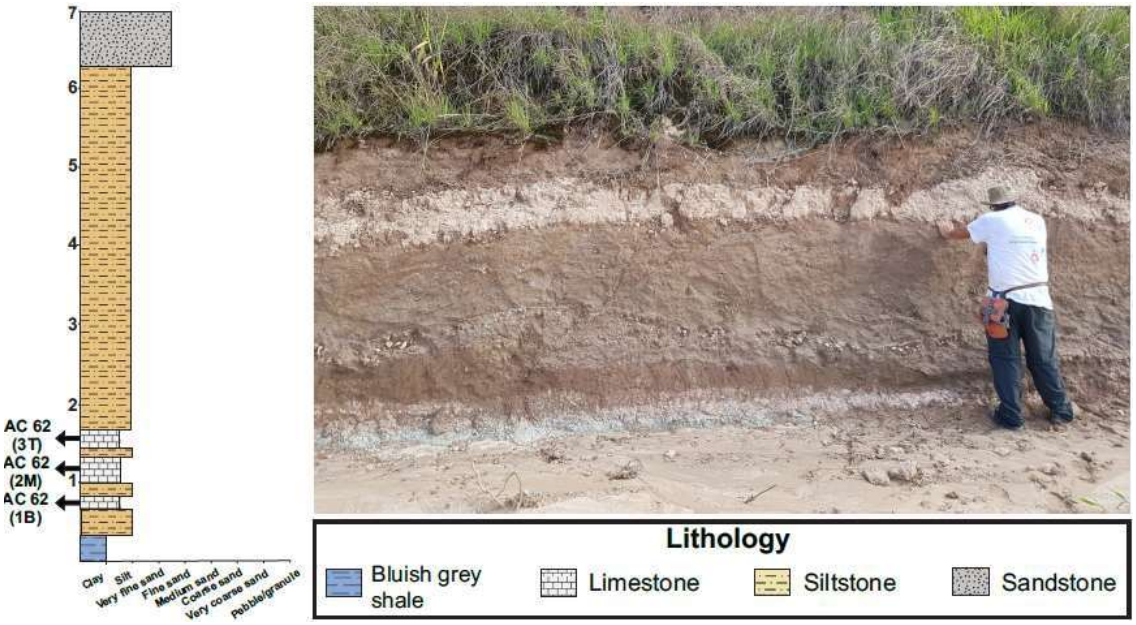


Figura 75. *Seção geológica e fotografia de uma das vistas gerais do afloramento AC 62, mostrando o argilito azulado na base e horizontes calcários descontínuos, onde o mais do topo é o representante da amostra AC 62(3T).*

8.1.3. Afloramento AC 64

Neste afloramento, a sequência sedimentar é relativamente similar a dos afloramentos anteriores, porém com três diferenciais. Primeiro, as camadas de arenitos são granulometricamente mais grossas (finos a médios) e mais espessas, incluindo uma barra de arenito com estratificação cruzada na base do perfil geológico, demonstrando uma maior energia durante a deposição sedimentar (figura 76). Segundo, os horizontes calcários, ou calcretes, são mais contínuos e se encontram intercalados com siltitos e arenitos com cimentação carbonática associada. Os horizontes mais superiores formam *hardgrounds*, onde é comum a presença de bioturbações carbonáticas (figuras 61B e 61C). Por fim, há registro fossilífero, sendo esse composto por dentes e osteodermes de roedores e mamíferos (gênero *Anadasypus*; Pales et al., 2024), seres típicos de ambientes terrestres. Sendo assim, interpreta-se que a sequência sedimentar

deste afloramento foi depositada em um contexto de paleoambiente fluvial (barras de pontal e planície de inundação) com mudanças ritmicas na energia e dinâmica sedimentar.

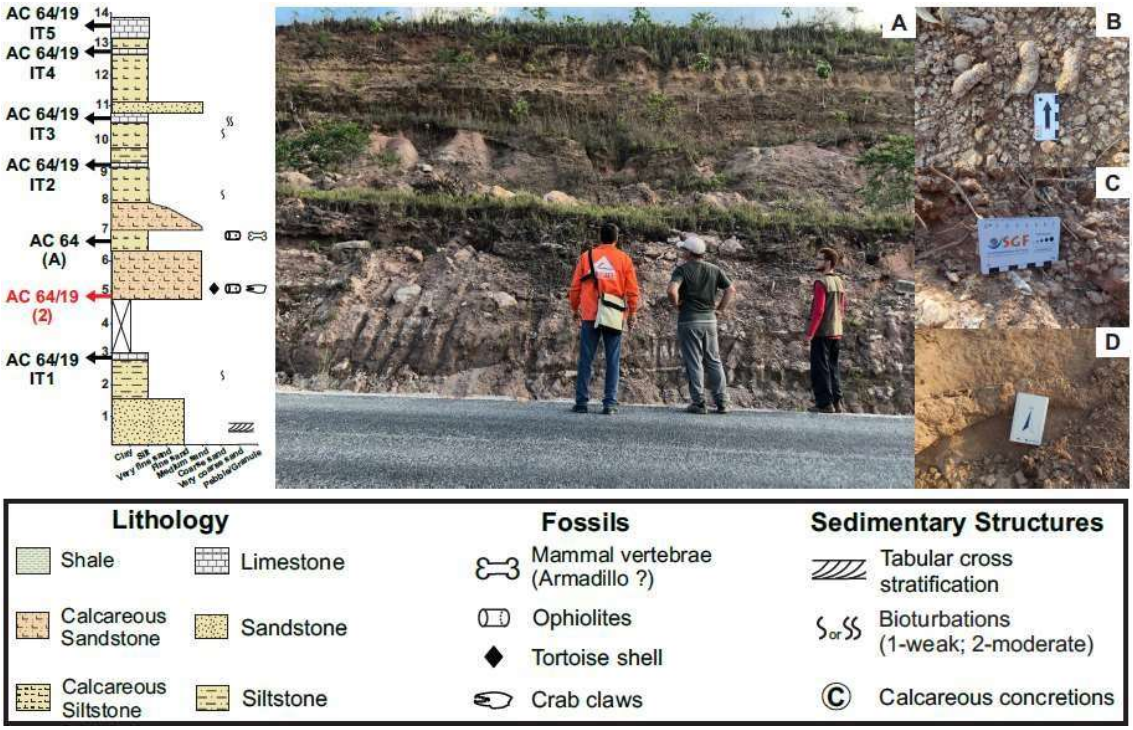


Figura 76. *Seção geolólgica e fotografias do afloramento AC 64 e feições descritas na seção geológica e no texto. A) Visão geral; B) Bioturbações do horizonte calcário AC64/19 IT5; C) Quela de caranguejo encontrada em siltito carbonático (6,8 m); D) Horizonte calcário AC 64/19 IT1 (2,9 m).*

A análise de lâminas delgadas dos calcretes revelam duas fácies distintas. Na primeira fácies, representada pelas amostras AC 64/19 IT1 e IT2, os calcretes possuem uma matriz composta pela mistura heterogênea de micrita e microesparita. Não se identificam sinais de pirita framboidal, resquícios de bactérias ou alguma outra evidência de degradação de matéria orgânica por reações de sulfato-redução de origem bacteriana. Isso demonstra que não há evidências de fracionamento de isótopos de carbono ou enxofre por processos metanogenéticos provindos de ações metabólicas bacterianas (Mazzullo, 2000). Ou seja, a micrita presente foi muito provavelmente produzida precipitação química direta e não por produção bioquímica (Lucia, 2017). Ocasionalmente são identificados vuggs milimétricos a centimétricos e veios, ambos preenchidos por calcita espática ou óxidos dispersos na matriz (figura 77). Os veios formam aparentes formatos poligonais, podendo ser interpretados como arestas de gretas de contração. Sendo assim, interpreta-se que processos diagenéticos

pós-deposicionais de exposição subaérea e de dissolução e re-precipitação por interação com água vadosa foram pervasivos nessa fáceis.

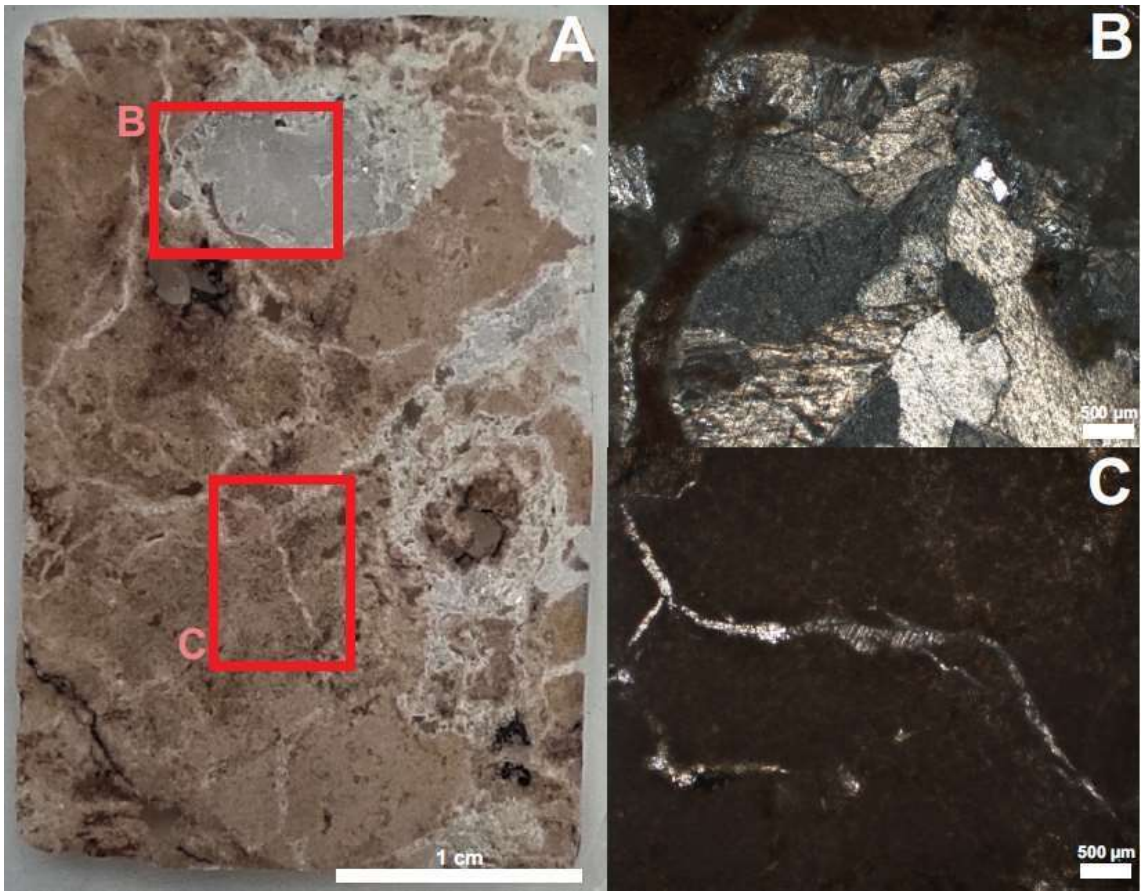


Figura 77. *Fotografia da lâmina delgada e fotomicrografias da amostra AC 64/19 IT2, que representa a primeira fácies de calcretes. Observe as formas poligonais criadas pelos veios e os vuggs sendo preenchidos por calcita espática de grossa.*

A segunda fácies, por sua vez, é representada pelas amostras AC 64/19 IT3 a IT5. Em lâmina delgada, observa-se que essa é composta por matriz micrítica maciça com raros domínios de calcita microcristalina fina. Do mesmo modo que a fácies anterior, a micrita muito provavelmente tem origem por processos de precipitação química direta. Constata-se ainda eventuais moldes fósseis, já preenchidos por calcita microcristalina fina, e raros vuggs e veios preenchidos por calcita espática ou óxidos de ferro e manganês (figura 78). Ou seja, possivelmente a deposição carbonática foi mais rápida e, assim, protegeu a matriz da influência de fluxos meteóricos e processos diagenéticos pós-deposicionais (dissolução e re-precipitação) associados mais pervasivos.

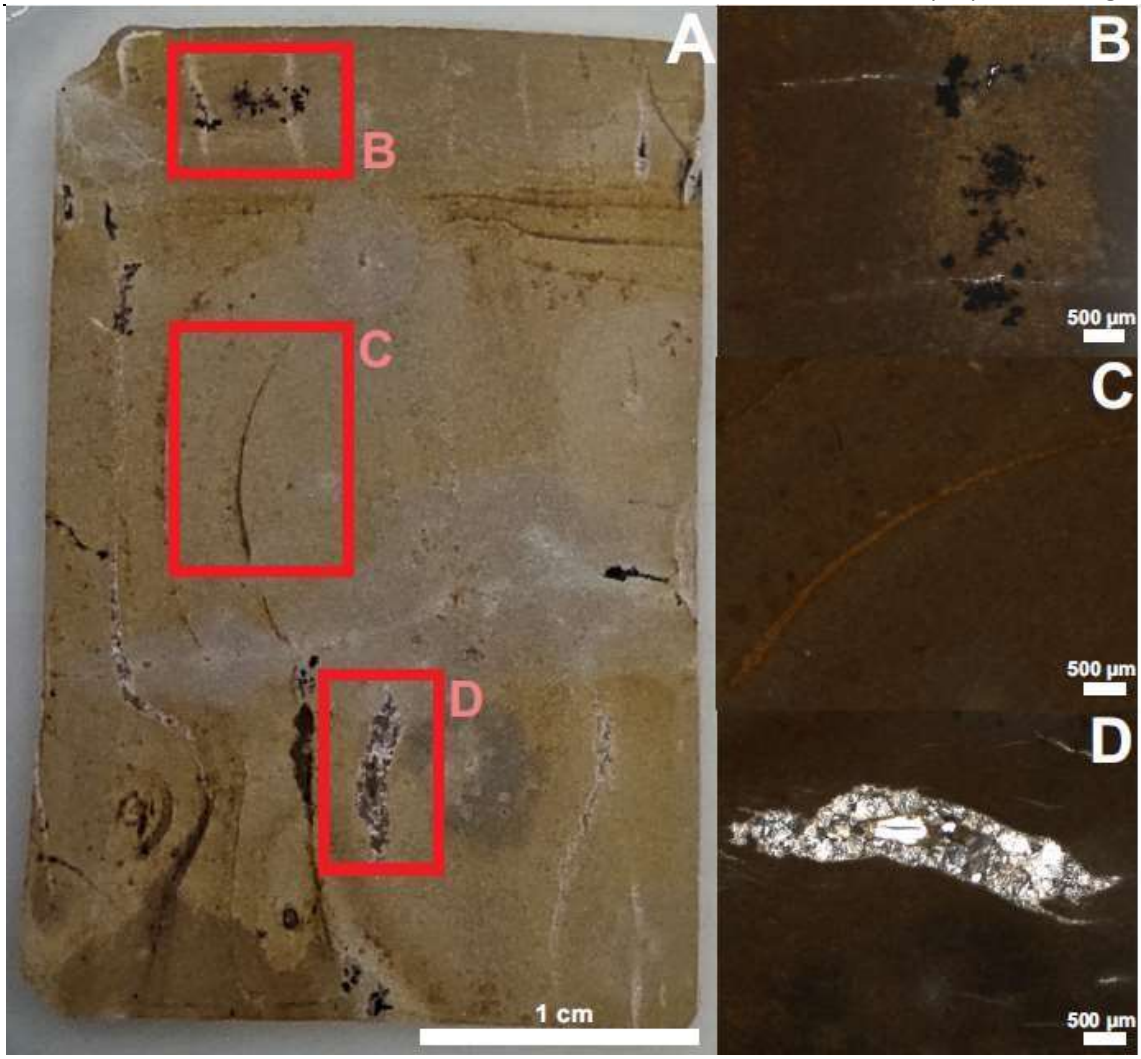


Figura 78. *Fotografia da lâmina delgada e fotomicrografias da amostra AC 64/19 IT4, que representa a primeira fácies. Observe os moldes fósseis, privavelmente de algum bivalve, e vuggs descritos no texto.*

As descrições petrológicas e a presença de silitos e arenitos cimentados por carbonato sotopostos aos calcretes de ambas as fácies fortalecem a hipótese de que a formação desses calcretes tem origem não-pedogenética. Ou seja, a variação do nível freático, saturado em carbonato pela interação com os silitos ou arenitos, em um momento de pouca sedimentação clástica favoreceu a precipitação de carbonato e a geração dos calcretes do afloramento AC 64.

8.1.4. Afloramento AC 65

No sítio palontológico Morro do Careca (AC 65), há duas partes do afloramento: uma a norte e outra a sul. A porção sul é caracterizada pela predominância de rochas mais finas, siltitos e argilitos, sem estruturação nítida e raros níveis de arenitos em ciclos de granocrescência ascendente (figura 79). Além disso, não se constatou a presença de horizontes calcários,

provavelmente pela não saturação de carbonato suficiente no sistema para a formação desses horizontes. Não obstante a falta de estruturas sedimentológicas, o rico acervo fossilífero deste afloramento (composto diversos tipos de invertebrados [bivalves e crustáceos], fragmentos de peixes [gêneros Dipnoi, Characidae, Erythrinidae], répteis [quelônios] e crocodilianos [gêneros Alligatoridae, Nettosuchidae e Gavialidae], e mamíferos [Neoepiblemidae, Edentata]; Bocquentin e Melo, 2006; Latrubesse et al., 2010) revela uma fauna típica de paleoambientes continentais terrestres.

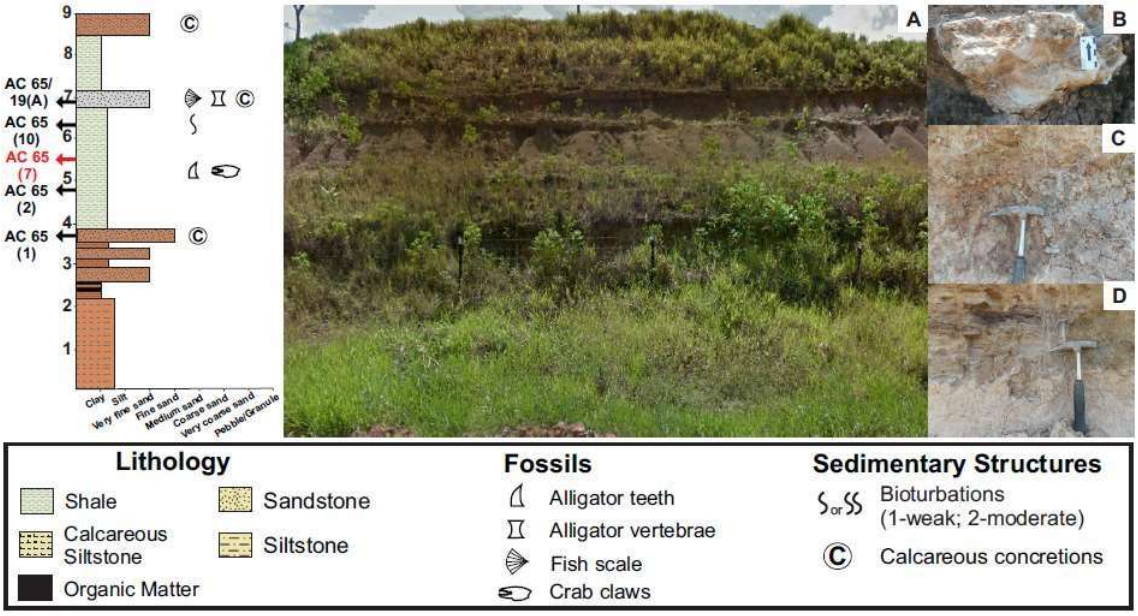


Figura 79. *Seção geológica e fotografias da parte sul do afloramento AC 65 (Morro do Careca) e feições descritas no texto. a) Visão geral; b) Arenito muito fino onde a amostra AC65/19 (A) foi coletada (6,9 m); c) Paleossolo argiloso com concreções carbonáticas (3.8 m); d) Intercalação de argilito e siltitos com lâminas orgânicas (2,5 m).*

Já na parte norte do afloramento AC 65, a sequência sedimentar é composta por arenitos finos a médios, por vezes carbonáticos e/ou fossilíferos, com um ciclo de granodecrescência ascendente na base do perfil (figura 80). A presença de estruturas heterolíticas (*mud couplets*) e estratificações cruzadas tabulares mostra uma maior energia no sistema deposicional comparado com a parte sul do afloramento. Na sequência granodecrescente, os arenitos são intercalados por siltitos e lâminas de matéria orgânica associadas. Esse padrão de raseamento demonstra um momento de diminuição da energia e formação de uma planície de inundação. Essa sequência é interrompida, em contato erosivo, com um horizonte calcário e arenitos finos (figura 80C).

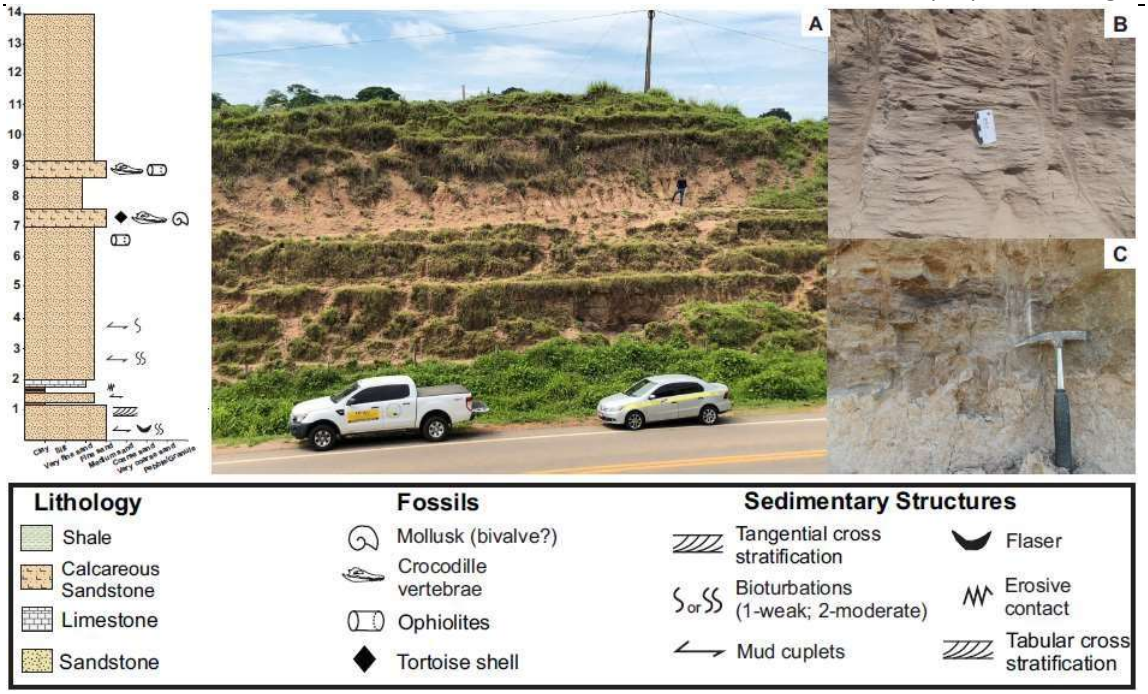


Figura 80. *Seção geológica e fotografias da parte norte do afloramento AC 65 (Morro do Careca) e feições descritas. a) Visão geral; b) Arenito médio com estratificação cruzada (0.9 m); c) Siltito e lâminas de matéria orgânica em contato erosivo com o horizonte carbonático (1.5 m).*

A partir das informações discutidas acerca das partes norte e sul, assume-se um paleoambiente fluvial formado por canais (norte) e uma área de planícies de inundação e paleossolos (sul) seja a interpretação mais apropriada para a sequência sedimentar do afloramento AC 65.

8.1.5. Afloramento AC 66

A sequência sedimentar do afloramento AC 66 é composta por dois ciclos de granocrescência ascendente, siltitos grossos sotopostos a arenitos muito finos a finos, separados por níveis calcários decimétricos (figura 81). Os siltitos apresentam estruturas de marcas onduladas centimétricas, acamamento ondulado e concreções carbonáticas decimétricas do tipo *bowlling balls* associadas (figura 81C). Os horizontes calcários apresentam formas de leito onduladas, distintos dos calcretes identificados nos afloramentos anteriores.

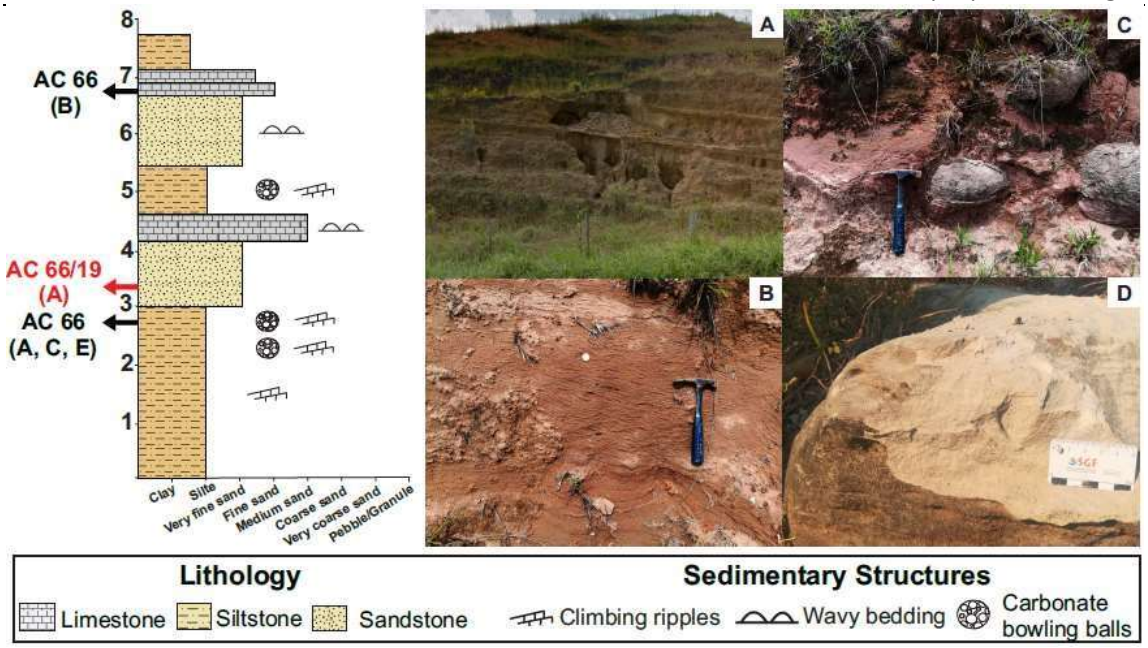


Figura 81. *Seção geológica e fotografias do afloramento AC 66 e feições descritas na seção geológica e no texto. A) Visão geral; B) Siltito avermelhado apresentando marcas onduladas cavalgantes de escala centimétrica (1,5 m); C) Concreções carbonáticas tipo bowling balls em siltito avermelhado onde as amostras AC 66 (A), (C) e (E) foram coletadas; D) Horizonte calcário laminado de acamamento suavemente ondulado (4,3 m).*

Lâminas delgadas das concreções carbonáticas mostram a estrutura interna delas. A porção mais interna é composta por uma matriz micrítica maciça com frequentes óxidos de ferro e manganês, em hábito dendrítico, imensos nessa matriz (figura 82B). Por outro lado, a porção externa é composta por uma mistura de cristais de feldspato e quartzo, e clastos de micrita imersos em uma matriz de calcita espática microcristalina. A matriz foi ainda parcialmente alterada posteriormente por minerais óxidos de modo pervasivo na parte mais externa da concreção (figura 82A e C). Por fim, similarmente às amostras de horizontes carbonáticos dos afloramentos anteriores, não se identificam sinais de pirita framboidal ou resquícios de atividade bacteriana. Mas, por conta da maior energia no paleoambiente deposicional, interpreta-se aqui que a cominuição de grãos de calcita por abrasão, associada a precipitação química, foi um mecanismo importante para a formação da matriz micrítica.

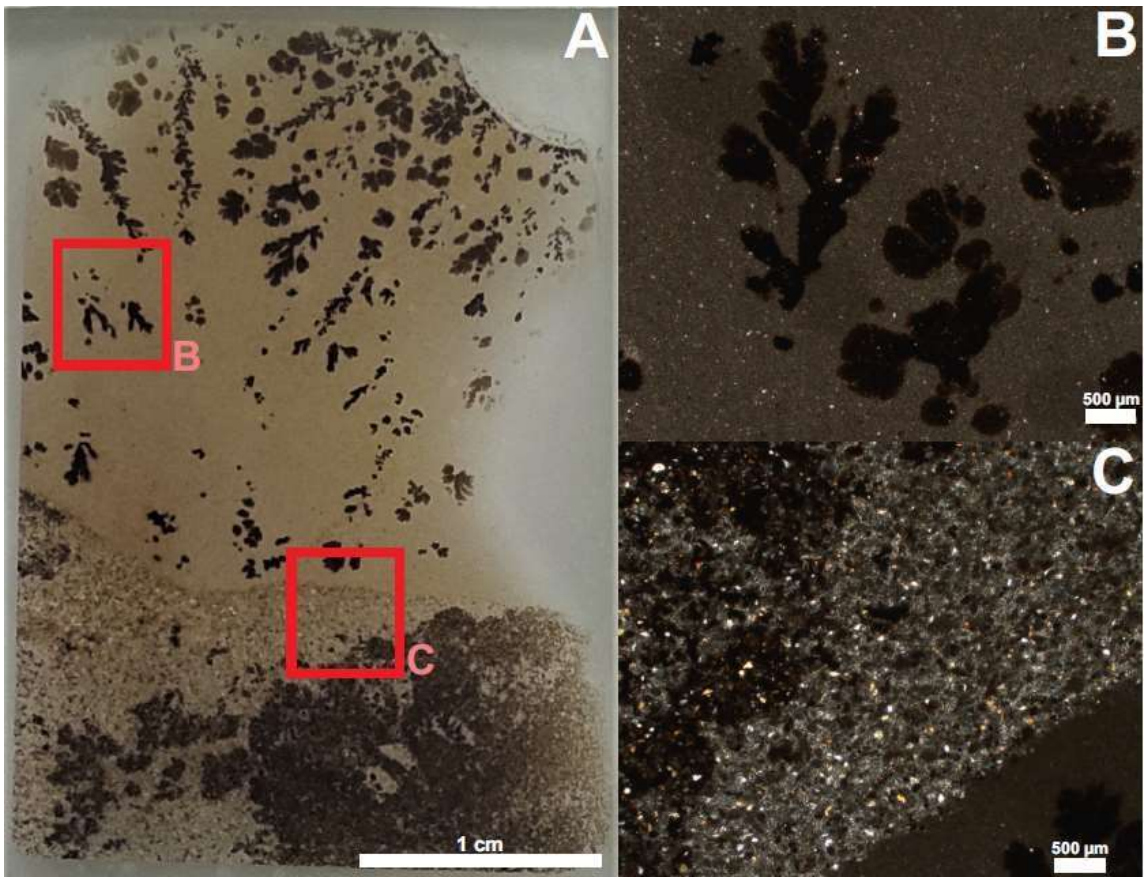


Figura 82. *Fotografia da lâmina delgada e fotomicrografias da amostra de concreção carbonática AC 66 (A). A) Vista geral da lâmina; B) Parte interna formada por microcristais clásticos, englobados por uma matriz micrítica, e óxidos de ferro e manganês; C) Parte externa formada por cristais clásticos envoltos agora por uma matriz de calcita microcristalina, essa última afetada por uma alteração pervasiva de óxidos.*

Desse modo, a deposição dessas concreções provavelmente ocorreu em um breve momento de baixa energia e deposição siliciclástica no sistema deposicional, uma vez que os seus núcleos são micríticos. Esse mecanismo provavelmente também promoveu a formação dos horizontes calcários do perfil geológico. O posterior aumento da energia e o retorno dos sedimentos clásticos ao sistema ocasionou a adesão de sedimentos terrígenos a parte externa essas estruturas. As alterações de óxidos observadas são resultado do intemperismo dessas rochas.

Considerando a sequência sedimentar e as estruturas descritas, interpreta-se um paleoambiente deposicional com alternâncias de energia e influxo de sedimentos terrígenos. Nos momentos de maior energia, sedimentos terrígenos foram depositados em regime de fluxo subcrítico de Froude. Nos momentos de curtos de menor energia, ocorre a deposição carbonática do núcleo das

concreções. Já nos momentos mais prolongados de menor energia, depositam-se os horizontes calcários. Essas variações de energia e de deposição siliciclástica são mais comuns em paleoambientes lacustinos.

8.1.6. Afloramento AC 72

Esse afloramento é composto por uma sequência sedimentar siliciclástica dominada por siltitos e arenitos muito finos a finos em um ciclo de granocrescência ascendente com poucas estruturas nítidas e sem registro fossilífero. A base do perfil é formada por siltito maciço com bolas de argila associadas em alguns níveis, indicando condições paleoclimáticas mais áridas. Na porção intermediária, há uma intercalação de camadas centimétricas de arenito muito fino a fino e argilitos, mostrando a crecente energia no sistema deposicional (figura 83). Já o topo é composto por barras de arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular e raros *tidal bundles* associados. Essa descrição aponta para uma transição de uma planície de inundação para um sistema de barras em um sistema deposicional fluvial.

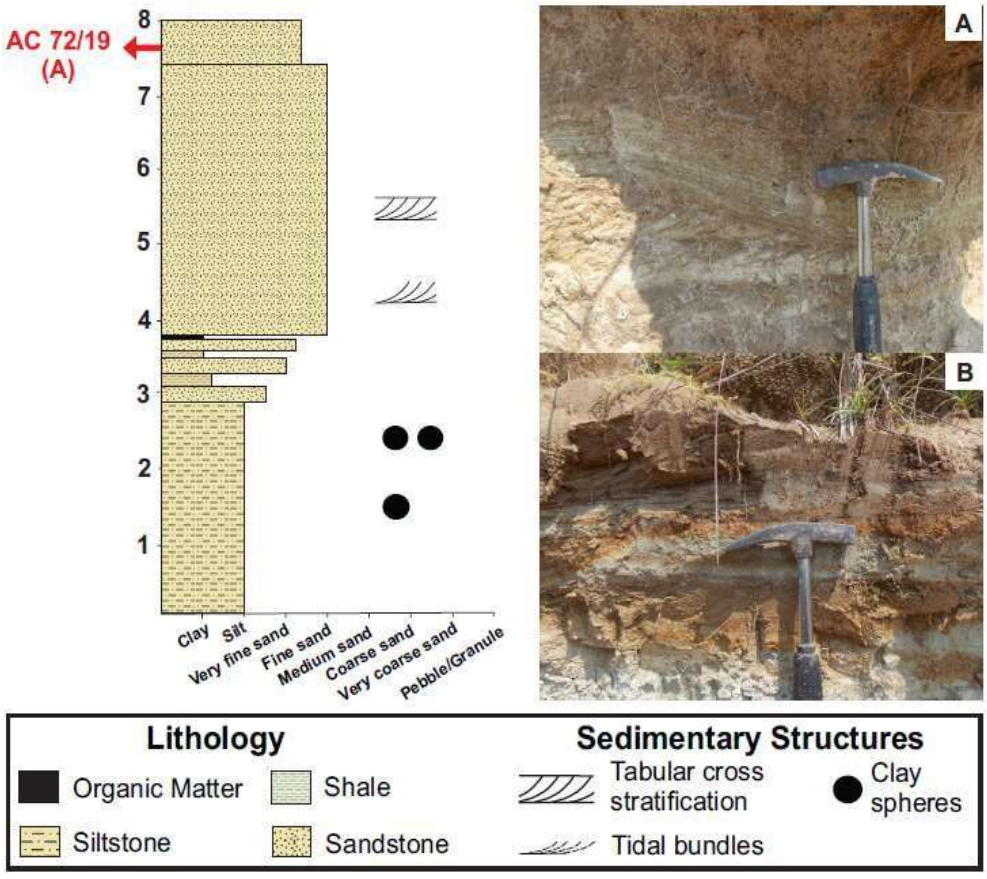


Figure 83. *Seção geológica e fotografias do afloramento AC 72 e feições descritas na seção geológica e no texto. a) Arenito com estratificação cruzada (5,5 m); b) Intercalação entre siltitos e arenitos (entre 3,3 e 3,5 m).*

8.1.7. Afloramento AC 73

O último ponto na BR-364 é o AC 73. Esse afloramento é composto por uma sequência sedimentar siliciclástica com dois ciclos de granucrescência ascendente. A base do perfil geológico é formada por arenitos muito finos a finos com raras estratificações cruzadas associadas. Horizontes calcários contínuos ou descontínuos (lentes) centimétricos a decimétricos podem ser identificadas entre algumas camadas. Na porção intermediária, há uma camada de siltito com quelas de carangueijo e fragmentos de osteodermes de crocodilos associados. Raras lentes carbonáticas podem ser encontradas nesse intervalo (figura 84). Arenitos finos com estratificação cruzadas fecham o perfil litológico desse afloramento. Essa descrição aponta para a existência de um ciclo de barras-planície de inundação-barras de um sistema deposicional em paleoambiente fluvial.

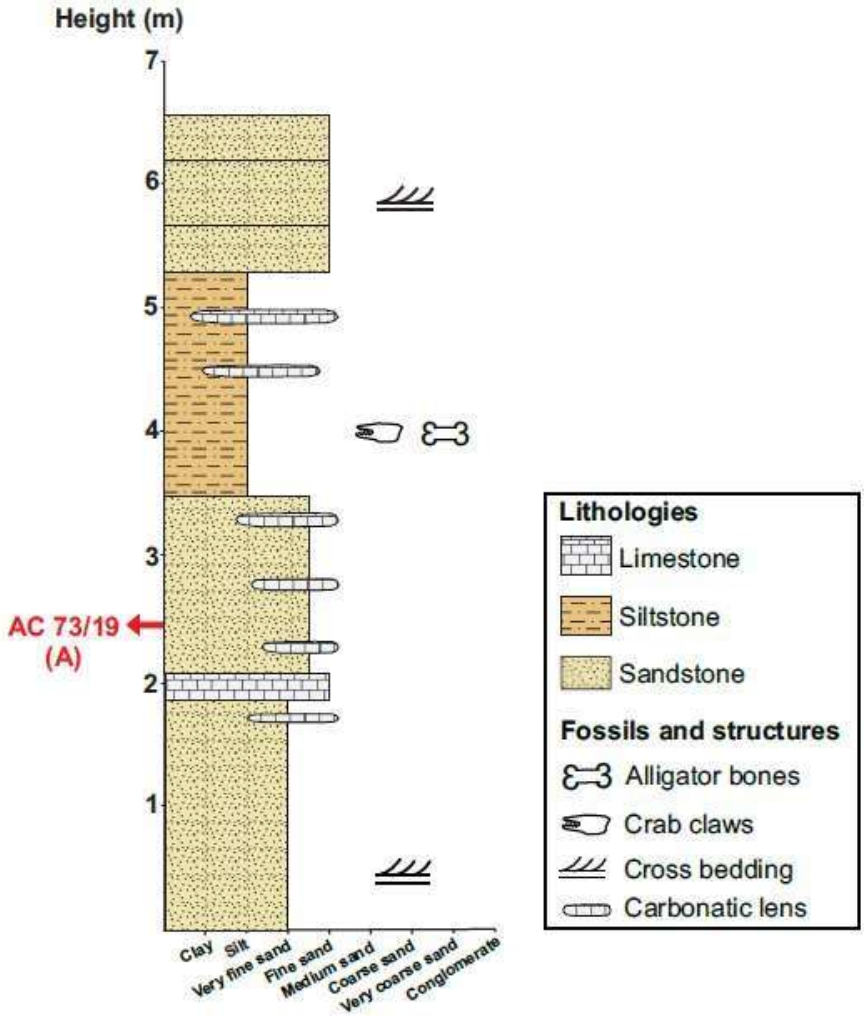


Figure 84. *Seção geológica afloramento AC 73 e feições descritas na seção geológica e no texto. Amostra AC 73/19 (A) foi utilizada para datação U-Pb no segundo artigo da tese.*

8.1.8. Afloramento AC 83

Por fim, o afloramento AC83, localizado às margens do Rio Juruá, é composto por uma espessa camada de siltito avermelhado maciço não fossilífero com frequentes concreções carbonáticas dispostas linearmente (figura 85). O siltito está em contato erosivo com uma camada de conglomerado. No nível desse contato, encontrou-se um fóssil de mamífero (ordem notoungulata) retrabalhado. O conglomerado está em contato concordante com arenitos finos a médios, os quais possuem estratificações cruzadas associadas (figura 85B). Identifica- se também cristais de sulfato e bolas de argila nos estratos dos arenitos, demonstrando um contexto depaleoclimático árido durante a deposição sedimentar. Logo, interpreta-se uma transição entre fácies em um paleoambiente deposicional fluvial, onde planícies de inundação (condição oxidante e paleoclima mais úmido) transitam para barras de canais (condição oxidante e paleoclima mais árido).

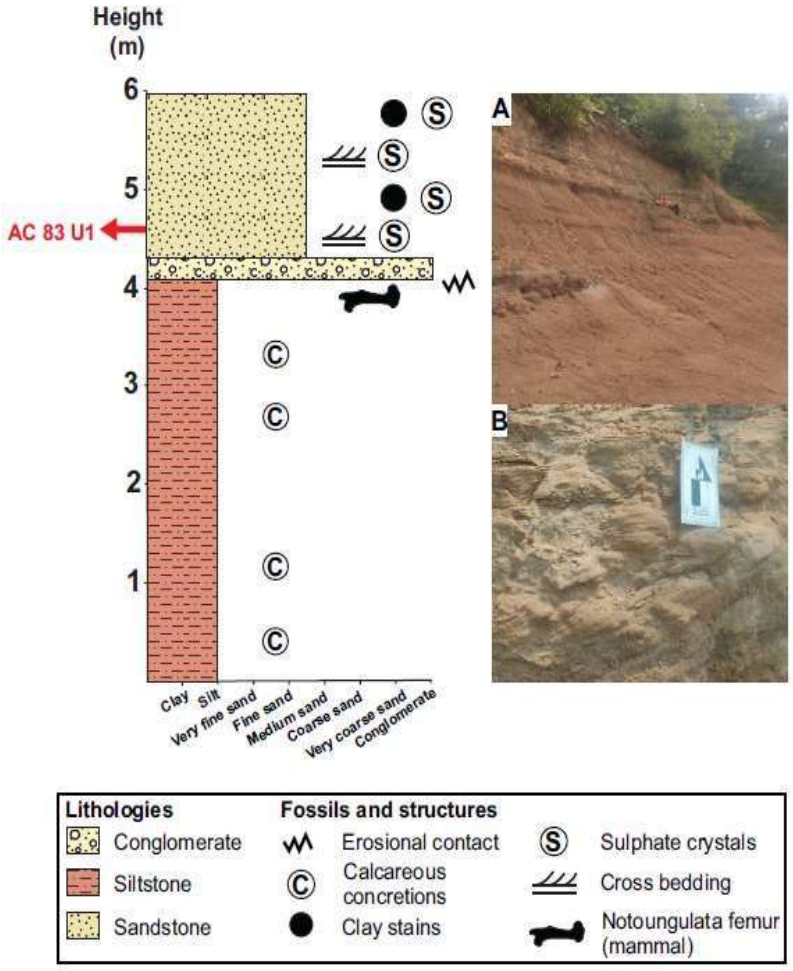


Figure 85. *Seção geológica afloramento AC 83 e feições descritas. a) Visão geral; b) Estratificação cruzada nos arenitos do topo da seção. Amostra AC 83_U1 foi utilizada para datação U-Pb no segundo artigo da tese.*

8.2. Dados isotópicos (Bacias do Acre/Solimões)

Os dados isotópicos obtidos ao longo dos perfis geológicos da Formação Solimões ainda são limitados e restringem-se a análises de rocha total em níveis carbonáticos e siltitos dos afloramentos AC 61, 62, 64, 65 e 66, além de macrofósseis de tartaruga, jacaré e caranguejos coletados em alguns desses afloramentos. As análises realizadas nessas amostras contemplam dados de isótopos estáveis ($\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$), isótopos de estrôncio ($^{87}Sr/^{86}Sr$) e de samário-neodímio (εNd), os quais serão apresentados por afloramento. Apesar da baixa densidade, os dados obtidos auxiliaram na complementação das interpretações paleoambientais, realizadas por meio da descrição sedimentológica, e das hipóteses acerca da proveniência sedimentar da Formação Solimões.

8.2.1. Afloramento AC 61

Os dados de isótopos estáveis e de estrôncio desse afloramento foram obtidos em dois horizontes carbonáticos na porção intermediária da seção geológica. Já a análise de Sm-Nd proveio da camada de siltito sobreposta a esses horizontes (figura 86).

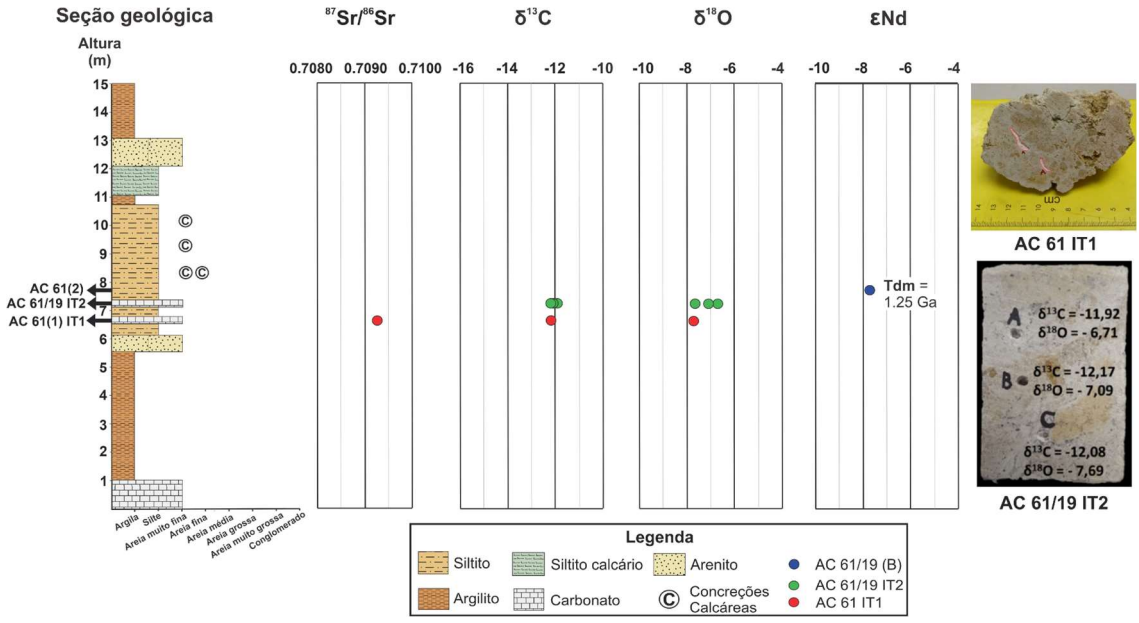


Figura 86. *Dados isotópicos e fotografias das amostras de carbonatos (AC61(1) IT1 e AC61/19 IT2) e siltito (AC61/19(B)) coletadas no afloramento AC 61.*

8.2.2. Afloramento AC 62

Nesse afloramento, os dados geoquímicos em rocha total foram obtidos apenas nos três horizontes carbonáticos decimétricos identificados na porção inferior do perfil geológico (figuras 68). Os horizontes 1B e 2M são descontínuos

lateralmente enquanto o 3T ocorre em todo afloramento (figura 87).

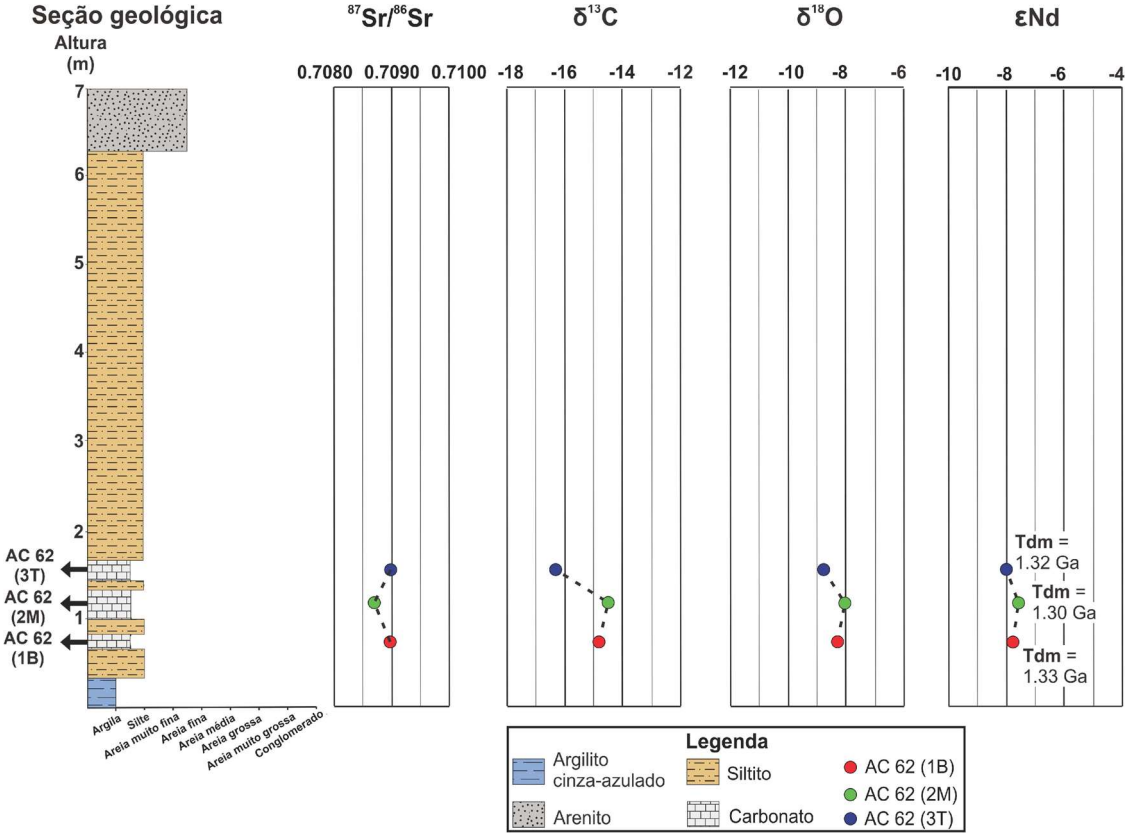


Figura 87. *Dados isotópicos dos níveis carbonáticos, intercalados a siltitos avermelhados, que foram coletados no afloramento AC 62.*

8.2.3. Afloramento AC 64

Nesse ponto, um nível de siltito carbonático e quelas de caranguejo nele contidos (coletados na porção mediana da seção geológica) foram analisados para os mesmos *proxies* dos afloramentos anteriores. Além disso, identificou-se ainda cinco horizontes carbonáticos decimétricos e descontínuos lateralmente, onde três deles foram analisados apenas para isótopos estáveis (amostras AC64/19 IT1, IT2 e IT4; figura 88).

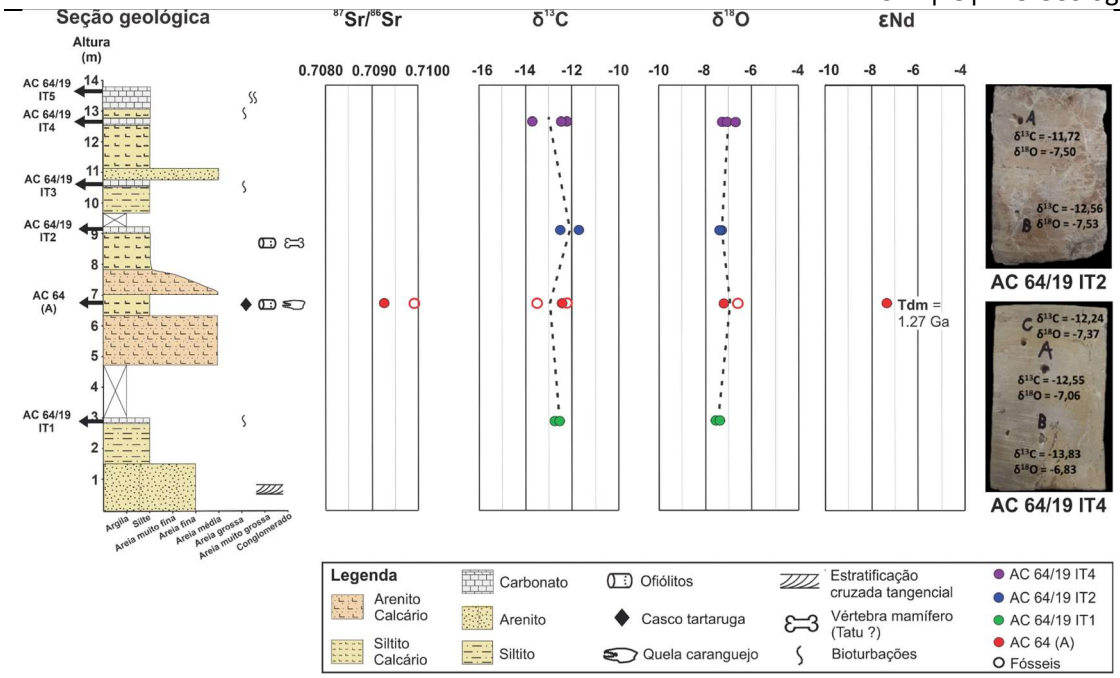


Figura 88. *Dados isotópicos e fotografias dos níveis carbonáticos e fósseis coletados no afloramento AC 64. Linha pontilhada segue a média dos valores dos isótopos estáveis.*

8.2.4. Afloramento AC 65

No sítio paleontológico Morro do Careca, ou aqui denominado afloramento AC 65, optou-se pela análise de intervalos mais fossilíferos e dos fósseis identificados neles (cascos de tartaruga e dentes e vértebras de crocodilianos por exemplo; figura 89). Como apenas amostras da parte sul do afloramento foram analisadas, não há dados isotópicos de horizontes carbonáticos, como nos afloramentos prévios.

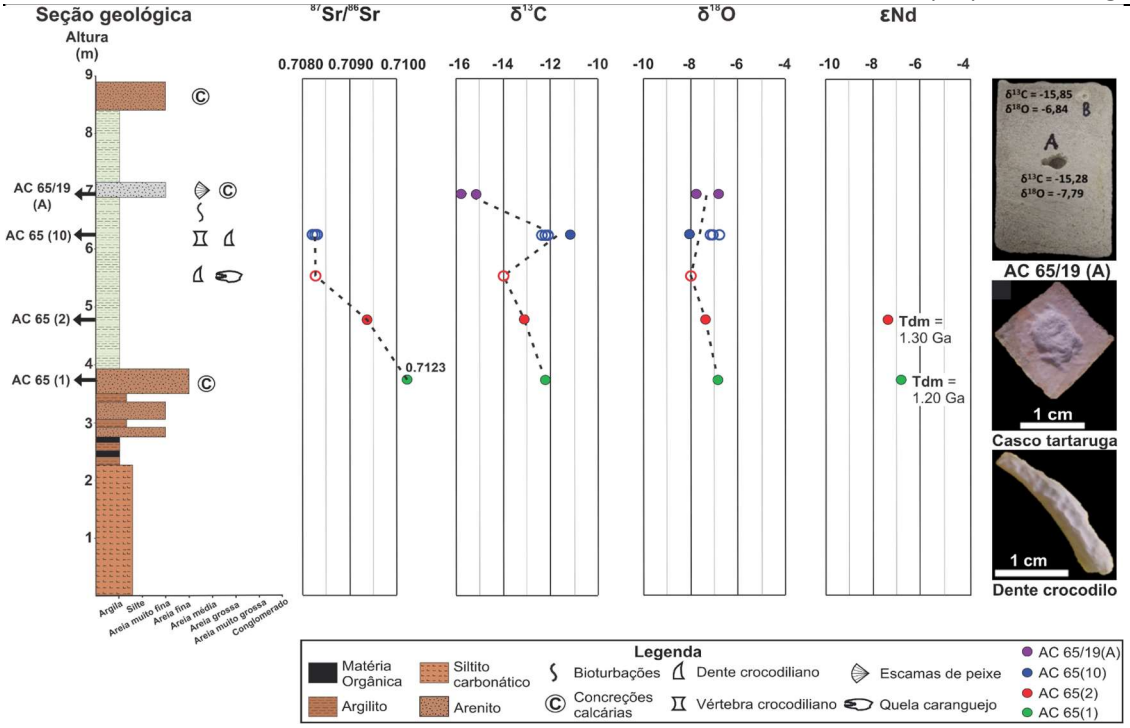


Figura 89. *Dados isotópicos e fotografia dos níveis de argilitos e arenitos carbonáticos e fósseis coletados no afloramento AC 65.*

8.2.5. Afloramento AC 66

Por fim, no ponto AC 66, concreções carbonáticas decimétricas, imersas em arenito muito fino e siltito com marcas onduladas cavalgantes, na porção inferior (4.3m) e um horizonte calcário na porção superior (6.5m) do perfil geológico foram analisados (figura 90).

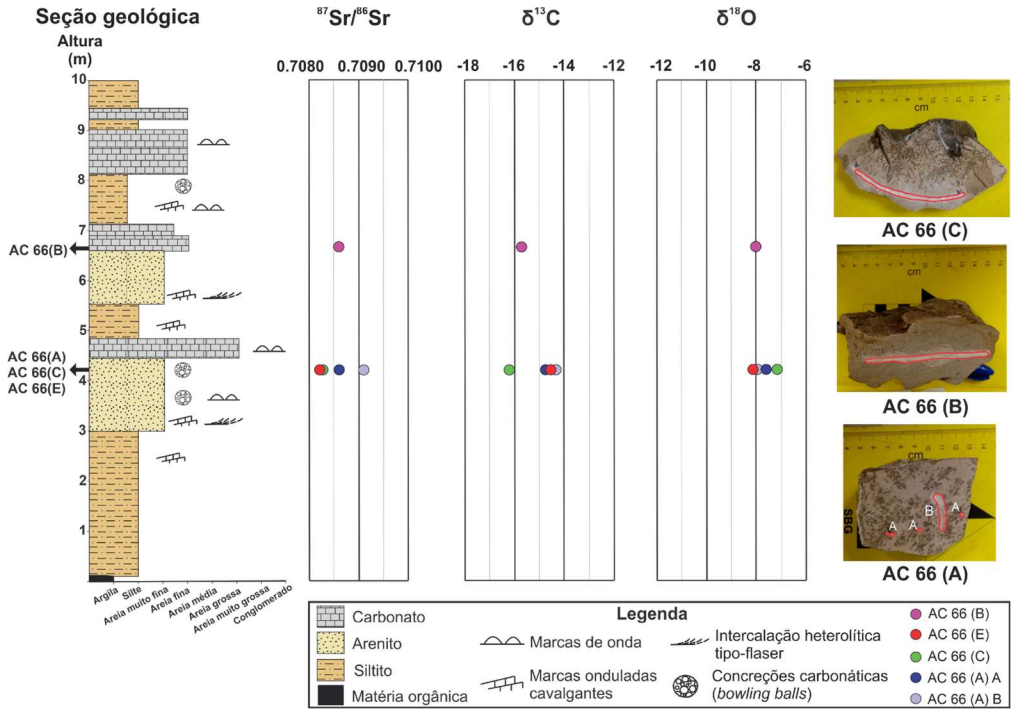


Figura 90. *Dados isotópicos e fotografia dos níveis de concreções carbonáticas e carbonatos coletados no afloramento AC 66.*

8.2.6. Isótopos estáveis e aplicações paleoambientais

Apesar da relativa baixa densidade de dados por afloramento, quando esses são obsevados em conjunto no gráfico $\delta^{18}O$ vs $\delta^{13}C$ (figura 91), as assinaturas isotópicas tanto das análises de rocha total quanto de macrofósseis são relativamente bem negativas. Mais especificamente, os dados de $\delta^{13}C$ variam entre -11.23 e -16.32‰, enquanto os de $\delta^{18}O$ flutuam entre -7.30 e -8.87‰.

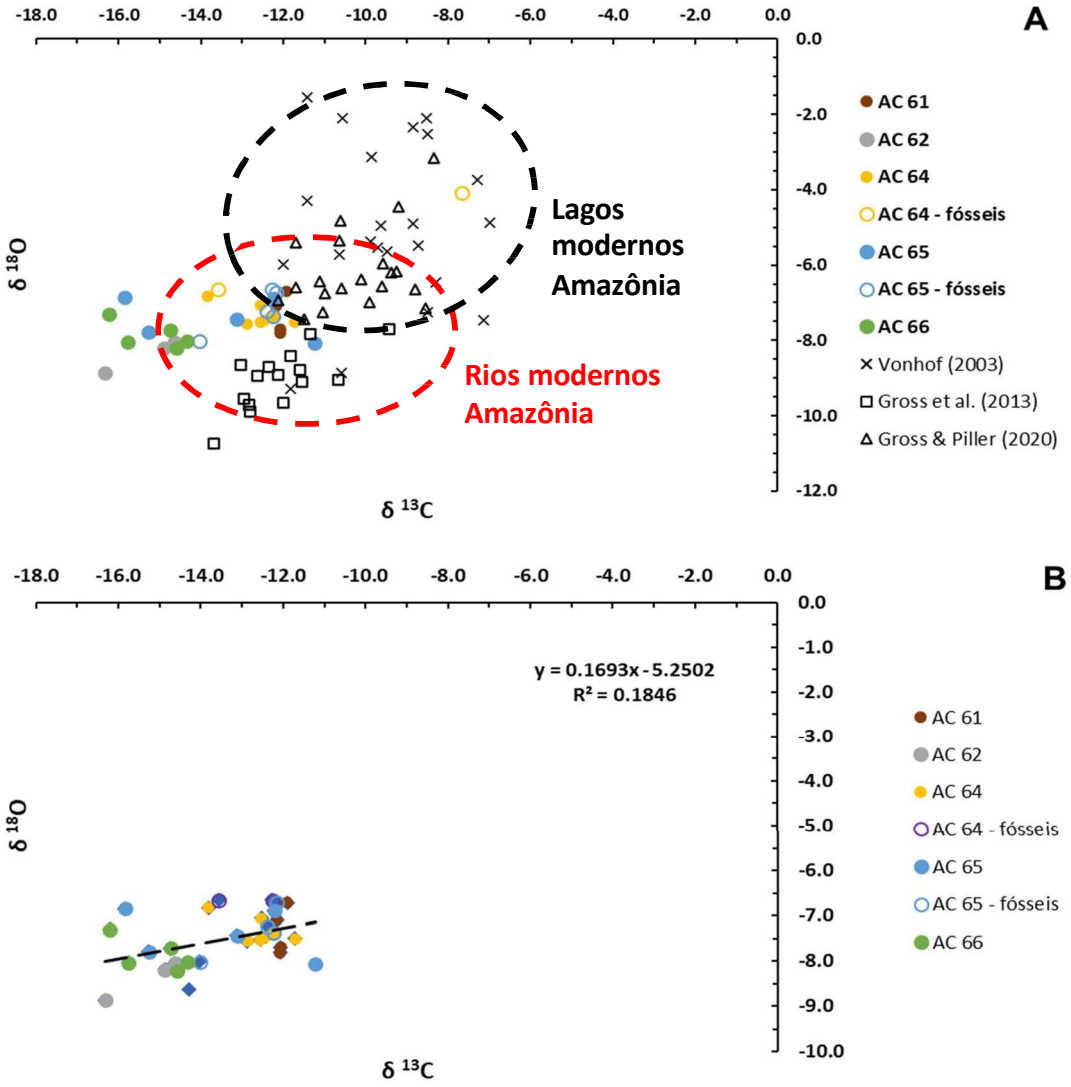


Figura 91. *a) Gráfico δ ^{13}C vs δ ^{18}O comparativo entre as amostras fósseis e de rocha da Formação Solimões na Bacia do Acre (afloramentos AC 61, AC 64, AC 65 e AC 66) e amostras fósseis de unidades cronocorelatas de trabalhos prévios (Vonhof, 2003; Gross et al. 2013; Gross & Piller, 2020). Os círculos vermelho e preto são parâmetros modernos indicados por dados de moluscos atuais (Wesselingh et al. 2006); b) O mesmo gráfico apresentando o valor da equação e do r^2 obtidos pela regressão linear dos dados apresentados na figura a).*

Antes de interpretar os dados, deve-se constatar se os sinais são primários

ou se esses foram alterados por processos diagenéticos. Uma maneira de checar é realizando a regressão linear dos dados isotópicos conjuntos, pois sinais alterados por diagênese tendem a mostrar maior correlação linear (valores de r^2 elevados; Sharp et al., 2011). A regressão linear dos dados de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos no presente trabalho apresentar um r^2 abaixo de 0,2 (figura 91B). Esse fato indica que processos diagenéticos, principalmente os meteóricos, não afetaram significativamente os valores de $\delta^{18}O$ das amostras analisadas. Além disso, é observa-se ainda que os dados retirados de fases diferentes da mesma amostra (AC 64/19 IT4 e AC 64/19 IT2 por exemplo; figura 88) comumente apresentam sinais isotópicos com menos de 1‰ de diferença. Sendo assim, provavelmente os fluidos intersticiais pouco fracionaram durante a diagênese, indicando a presença de um sistema aberto. Essas evidências que os dados isotópicos são próximos às assinaturas primárias e pouco se alteraram por efeitos diagenéticos, permitindo assim confiança nas nossas interpretações futuras.

Após a confirmação do sinais isotópicos, um ponto a ser observado nos nossos dados é a variação relativamente pequena (2‰ de diferença em média) entre os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ dos fósseis e dos carbonatos analisados em um mesmo afloramento (AC64 e AC65; figura 91A). Uma explicação plausível para essa diferença é o fracionamento cinético do carbono inorgânico dissolvido (DIC) da água durante a calcificação dos exoesqueletos dos seres vivos (Armstrong & Bresier, 2005; Ravelo et al. 2007 e referências internas). Outro ponto relevante é o fato que a maioria das análises caem dentro ou próximas do campo “rios modernos da Amazônia”, indicando que as assinaturas isotópicas dos fósseis e dos carbonatos analisados são semelhantes aos dos rios amazônicos. Comparativamente, esses valores são muito similares aos dados de isótopos estáveis obtidos em moluscos, ostracodes e foraminíferos miocênicos, Mioceno Médio a Superior, provinientes de unidades correlatas de bacias sedimentares adjacentes (Vonhof, 2003; Gross et al. 2013; Gross & Piller, 2020; figura 91A). Sendo assim, seguiremos a mesma linha interpretativa e concluimos que paleoambientes fluviais sejam o mais provável para a Formação Solimões.

Um caso intrigante ocorre com os dados isotópicos das concreções carbonáticas tipo *bowlling balls* do afloramento AC 66 (figura 90). Apesar dessas estruturas estarem associadas a siltitos com estratificações onduladas

cavalgantes, o que indicaria um paleambiente transcional de maior energia ou um lago raso, as concreções possuem sinais de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ com médias negativas (- 14‰ e -7.5‰ respectivamente; figura 91A). Algumas hipóteses para explicar esses valores são: i) contribuição de águas continentais por meio de aquíferos ou rios locais; ii) biodegradação da matéria orgânica produzida; iii) baixa salinidade; iv) maior velocidade de soterramento; v) condições anóxicas; vi) maior profundidade de deposição na coluna d'água (McKenzie, 1985; Le et al., 2006). No caso do afloramento AC 66, imagina-se que as hipóteses de condições anóxicas e maior profundidade são pouco prováveis tendo em conta as estruturas dos siltitos e a ausência de evidência de degradação de matéria orgânica associadas às concreções. Logo, uma interpretação mais plausível para essas amostras seria um paleoambiente estuarino ou lacustre rasos em condições pouco salinas e de rápida sedimentação nos momentos de influxo de sedimentos siliciclásticos por meio de rios locais.

8.2.7. Isótopos de estrôncio e aplicações paleoambientais

Tendo em vista agora os dados das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de amostras referentes aos afloramentos descritos acima, observa-se que as razões de rocha total e fósseis possuem médias relativamente próximas (0.7089 e 0.7084 respectivamente; figura 92A). No entanto, é importante frisar a presença de valores discrepantes mais radiogênicos, acima de 0.7095, principalmente em fósseis e rochas da porção intermediária do afloramento AC 65 (figura 89). Essas razões podem ser utilizadas como um *proxie* de paleosalinidade em cenários onde a mistura de águas continentais e marinhas resulta em águas de salinidades entre 0-10 psu (Ingram and DePaolo, 1993; Bryant et al., 1995), uma vez que a concentração de Sr nos oceanos é entre 100-1000 vezes maior que a nos rios e lagos (Palmer and Edmond, 1989). Como esse sistema já foi realizado com sucesso em trabalhos prévios com moluscos miocênicos da Formação Pebas (Vonhof et al., 1998, 2003), unidade geológica cronocorrelatada da Formação Solimões, irei utilizar esse parâmetro para a análise da paleosalinidade no paleoambiente deposicional das nossas amostras.

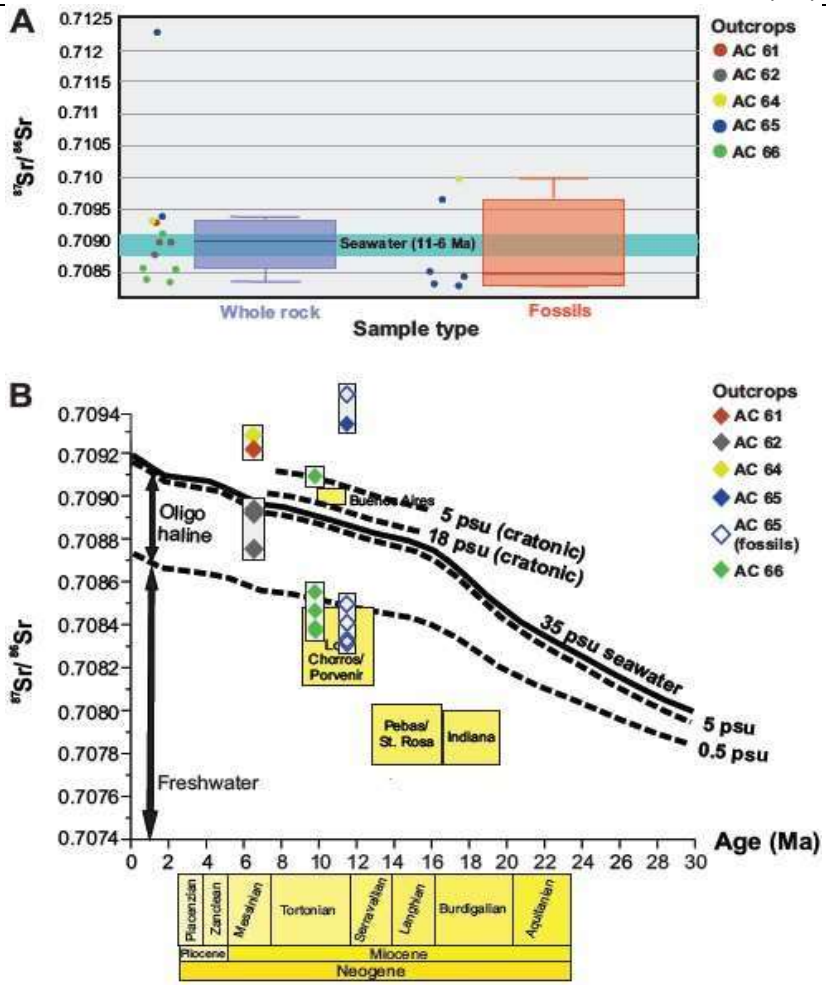


Figure 92. *a) Diagrama das médias das razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ em amostras de rocha total e fósseis de cada afloramento; b) Dados obtidos plotados no diagrama de paleosalinidade calculado por Vonhof et al. (2003). Os dados nos retângulos em amarelo das localidades Santa Rosa, Indiana, Porvenir, Los Chorros e Buenos Aires (norte do Peru e sul da Colômbia) foram obtidos em moluscos da Formação Pebas por Vonhof et al. (2003).*

No período de idades de máxima deposição geocronológicas identificadas para os afloramentos AC 61 a AC 66 (5.4-10.8 Ma; tabela 1 do capítulo 6 [Segundo artigo] da presente tese), a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ da água oceânica variou entre 0.7088 e 0.7091. Esse intervalo engloba a média geral das análises em rocha total, e mais especificamente, os dados do afloramento AC 62, o que pode indicar um aumento na paleosalinidade durante a deposição sedimentar por conta de um componente marinho (figura 92A). Por outro lado, os afloramentos AC61, AC 64, AC65 e AC66 possuem razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ um pouco maiores ou menores que a água do mar.

No entanto, quando os mesmos dados são plotados no diagrama de paleosalinidade de Vonhof et al. (2003), o qual considera as variações da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos oceanos no tempo geológico (McArthur et al., 1994), observa-se que as nossas amostras não coincidem com a curva da água do mar. Elas

caem nos campos de condições de água doce ou levemente (0.5 psu) a moderadamente (5 psu) oligohalinas (figura 92B). Os campos abaixo da curva da água do mar indicam maior contribuição de rios andinos, enquanto os acima da curva, maior contribuição de rios cratônicos. A mistura de fontes cratônicas e andinas no mesmo afloramento, também identificada em vários dos afloramentos estudados no registro das populações de zircão, é algo comum nessa região, principalmente antes da estabilização do rio Amazonas (~9 Ma; Hoorn et al., 2010; Horbe et al., 2013, 2019). Além disso, as condições salobras identificadas muito provavelmente não foram causadas pela incursão de algum componente marinho, uma vez que os dados de isótopos estáveis não corroboram com essa hipótese. Uma alternativa mais plausível para explicar as condições salobras seria a presença de águas subterrâneas salinas locais abastecendo o corpo d'água principal, fenômeno comum em corpos d'água atuais na região amazônica (Gross e Piller, 2020).

8.2.8. Isótopos de estôncio e neodímio e aplicações para proveniência sedimentar

Em termos de proveniência sedimentar, Horbe et al. (2019) demonstrou com análises de elementos terra rara (ETR), análise mineralógica e dados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e εNd que há uma diferença de proveniência em sedimentos do Mioceno Médio-Superior e Plioceno no poço 1-AS-33 AM da Formação Solimões na Bacia dos Solimões. Na ocasião, os autores alegam que valores de εNd menos negativos e mudanças na assembléia mineralógica em amostras do poço 1-AS-31-AM (Bacia do Solimões) são marcas da mudança de sistema paleoambientais e na proveniência sedimentar que ocorreram na região amazônica durante o Mioceno Superior na Bacia do Acre. No capítulo 6 dessa presente tese, por meio de dados de U-Pb em zircões detríticos, definiu-se mais especificamente essa mudança de proveniência sedimentar em 10.8 Ma (Tortoniano).

Horbe et al. (2019) obtiveram ainda dados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e εNd em amostras, datadas do Mioceno Superior (~8.5-10.9 Ma; Bissaro-Junior et al., 2019), em afloramentos nos rios Yaco e Acre na Bacia do Acre. Nessas amostras eles detectaram sinais dominantemente andinos para a proveniência sedimentar (parecidos com os sedimentos pliocênicos analisados no poço). Os dados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e εNd estão restritos aos afloramentos AC 61, AC 62, AC 64, AC 65 e

AC 66 (figuras 84 a 88), onde as idades de máxima deposição da Formação Solimões variam entre ~5.4-10.8 Ma. Logo, esperou-se encontrar sinais isotópicos semelhantes aos de Horbe et al., (2019).

De modo geral, as nossas razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de rocha total variam entre 0.70835 a 0.71229 (média: 0.70903), enquanto as de fósseis variam entre 0.70829 e 0.70998 (média: 0.70871). Já que há pouca variação do sinal entre diferentes matrizes, mais especificamente na quarta casa decimal, cogita-se que processos diagenéticos pós-deposicionais não tenham apagado o sinal primário dessas amostras. Já os dados de εNd, obtidos apenas em análise de rocha total, resultaram em valores negativos relativamente próximos, variando no intervalo entre -8 e -6.8.

Uma forma de avaliar os dados de εNd é verificando se a composição isotópica de Nd se aproxima mais de valores cratônicos ou andinos. Rochas sedimentares com proveniência cratônicas apresentam geralmente valores de ƐNd(t=0) entre −14,5 and −20. Por outro lado, rochas com proveniência andinas amostram composições mais radiogênicas, ou seja, sinais menos negativos que -13,8 (Figueiredo et al., 2009; Horbe et al., 2013; Roddaz et al., 2005, Louterbach et al. 2018). De modo semelhante, na Colômbia, há um limite de ƐNd(t=0) em -12,7 para distinguir a proveniência de rochas sedimentares entre cratônica e andina (Nie et al., 2012). Assim, utilizando os parâmetros supracitados, os dados de ƐNd das nossas amostras demonstram uma clara proveniência andina dos sedimentos.

Expandindo um pouco a interpretação de proveniência andina, pode-se discutir a respeito do sistema de paleodrenagem que carreou os sedimentos. Observando os valores de ƐNd e $^{87}Sr/^{86}Sr$ do material particulado suspenso atual transportado pelos Rio Madeira e o Rio Solimões, percebe-se que há uma diferença notável entre eles. O material carreado pelo Rio Madeira apresenta sinais de -11,5 ± 0,5 (ƐNd) e 0.7102 ($^{87}Sr/^{86}Sr$) em média. Por outro lado, o material do Rio Solimões tem sinais de -9,3 ± 0,3 (ƐNd) e 0.70880 ($^{87}Sr/^{86}Sr$) em média (Viers et al., 2008; Santos et al. 2015). Comparando esses parâmetros com os nossos dados de ƐNd (-6,8 a -8) e $^{87}Sr/^{86}Sr$ (média geral: 0.70916), nota-se uma maior proximidade com os valores presentes no material particulado do Rio Solimões. Sendo assim, sedimentos provindos da Cordilheira oriental e ocidental dos Andes peruanos provavelmente foram a

principal fonte de sedimentos para a Formação Solimões dos afloramentos visitados.

Outra maneira de avaliar a proveniência sedimentar, é plotando os valores de ƐNd e $^{87}Sr/^{86}Sr$ no gráfico cartesiano de Roddaz et al. (2005; figura 93). Quando nossos dados são plotados em conjunto com os dados de Horbe et al. (2019) nesse gráfico, nota-se que nossas amostras têm proveniência de fontes andinas pertencentes ao terreno do Altiplano, e talvez alguma contribuição de fontes da Depressão Central.

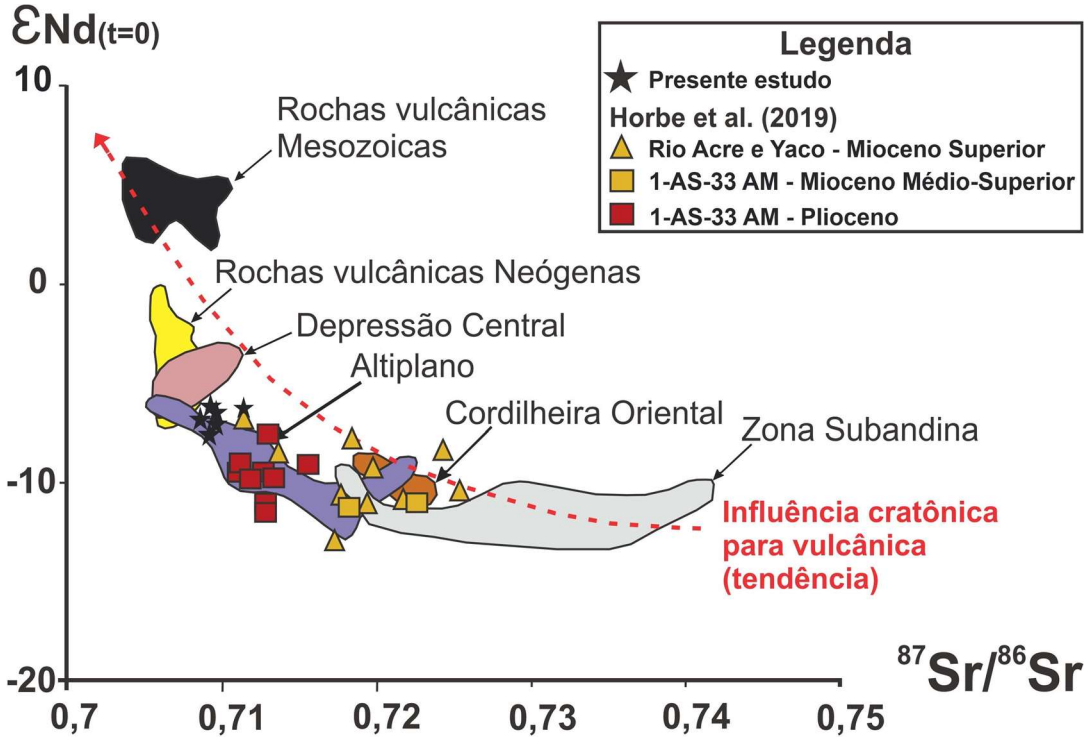


Figura 93. *Gráfico ƐNd(t=0) vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ depois de Roddaz et al. (2005) mostrando a proveniência dos sedimentos estudados no presente trabalho. A fins comparativos, plotou-se também a proveniência dos sedimentos miocênicos e pliocênicos do poço 1-AS-33 AM e dos afloramentos Miocênicos dos rios Yaco e Acre.*

Uma observação final sobre nossos dados é que seus sinais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e εNd são menores e menos negativos, respectivamente, do que os dados dos rios Yaco e Acre de Horbe et al. (2019). Como as essas amostras têm idades semelhantes (Mioceno Superior), um motivo para a diferença pode ser o posicionamento mais a norte das nossas amostras mais a norte da Bacia do Acre. Assim, no processo de mudança da configuração das paleodrenagens durante o Sistema fluvial Acre (meio do Mioceno Superior, entre 10 e 7 Ma), as paleodrenagens mais a norte tinham mais influência de sedimentos provindos de rochas andinas menos radiogênicas e juvenis, como os vulcanismos

básicos/intermediários neógenos da Cordilheira dos Andes do Centro-sul do Peru (Rosembaum et al., 2005; Chew et al., 2008, e referências internas), do que as paleodrenagens mais a sul da bacia. Um ponto que corrobora essa hipótese é o fato das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos sedimentos pliocênicos do poço 1-AS-33 AM, ponto mais a norte do trabalho de Horbe et al. (2019), se aproximarem mais dos dados das amostras do presentre trabalho (figura 93).

CAPÍTULO 9
CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS

9. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS

9.1. Conclusões

Os parâmetros geoquímicos e isotópicos aplicados tanto em rocha total quanto em zircão no presente trabalho cumpriram, de modo geral, com os objetivos da tese e foram de grande valia para o desenvolvimento de hipóteses acerca da proveniência sedimentar e das condições dos paleoambientes deposicionais tanto da Formação Solimões (Bacia do Acre) quanto da Formação Romualdo (Bacia do Araripe).

Mais especificamente na Bacia do Acre, as análises de isótopos de U-Pb ajudaram a estabelecer a proporção da contribuição de fontes sedimentares, tanto andinas quanto cratônicas, para a deposição da Formação Solimões entre o início do Mioceneo Inferior (Aquitano; ~22.7 Ma) e o fim do Mioceno Superior (Messiniano; ~5.4 Ma). Além disso, os elementos traço e terras rara foram úteis para a definição do tipo de rochas vulcânicas e quais os eventos magmáticos andinos foram fontes sedimentares durante os períodos de máxima deposição da Formação Solimões. Assim, a partir desse conhecimento e de informações paleogeográficas de trabalhos prévios, confeccionou-se novos mapas paleogeográficos da porção oeste da Bacia Amazônica, mostrando a dinâmica de mudança das fontes sedimentares (maior contribuição de fontes cratônicas entre o Mioceno Inferior e Médio, e maior contribuição andina a partir do Mioceno Superior) durante a deposição dessa unidade na Bacia do Acre. A análise combinada dos isótopos de Nd e Sr (gráfico $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs εNd dos dados complementares) reforçam a predominância de sedimentos de assinatura andina nos afloramentos da Fm. Solimões datados do Mioceneo Superior (AC 61, AC64 e AC 66). As rochas do Altiplano, sugeridas como a fonte andina principal por esse gráfico (figura 93), também estão inclusas na hipótese de prováveis rochas-fonte apontadas pelas análises de zircões detríticos.

Relacionou-se ainda, o fim da deposição e erosão da Formação Solimões na Bacia do Acre (e na porção oeste da Bacia do Solimões) com o soerguimento do Arco de Fitzcarrald durante o início do Plioceno (~5.2 Ma). O material erodido muito provavelmente promoveu o aumento da carga sedimentar do Rio Amazonas, o que pode ter resultado no: i) crescimento das taxas de sedimentação nas porções mais centrais e leste Bacia do Solimões (sub-bacia

do Juruá); e/ou ii) crescimento das taxas de sedimentação na Foz do Amazonas (Figueiredo et al., 2009; Rouby et al., 2023) e do Alto do Ceará (van soelen et al., 2017) ao longo do Plioceno. Porém, necessita-se ainda de mais dados quantitativos das taxas de sedimentação/erosão nas bacias do Acre e do Solimões para evidenciar essa relação.

Além disso, as análises sedimentológicas e os dados de isótopos estáveis ($\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$) e radiogênicos ($^{87}Sr/^{86}Sr$ e εNd) em horizontes carbonáticos, siltitos e argilitos de alforamentos da Formação Solimões ao longo da BR-364 permitiram a interpretação de paleoambientes deposicionais continentais, dominados por fácies fluviais e eventualmente, lacustres. Os horizontes carbonáticos, interpretados como calcretes, reforçam a relevância de processos pedogenéticos e da oscilação do nível do lençol fretático nesses paleoambientes. Já os dados isotópicos de Sr em rocha total e fósseis (razão $^{87}Sr/^{86}Sr$) sugerem a presença de paleosalinidades ligeiramente a moderadamente oligohalinas em alguns afloramentos. O aumento de salinidade além do esperado para paleoambientes continentais, nesse caso, está provavelmente associado à insurgência de águas subterrâneas salobras, evento relativamente comum na região amazônica (Gross and Piller, 2020). Conclui-se então que não há evidências de influência marinha na Bacia do Acre durante a deposição da Fm. Solimões ao longo do Mioceno. Sendo assim, nos períodos quando houve influência marinha nas bacias subandinas e, provavelmente na Bacia dos Solimões (ex.: Roddaz et al., 2010; Louterbach et al., 2014, 2017; Linhares et al., 2011, 2017), o mar não adentrou a Bacia do Acre (figura 94A).

Na Bacia do Araripe, os *proxies* isotópicos e geoquímicos utilizados em folhelhos esverdeados e negros, ricos em matéria orgânica, da Formação Romualdo (Aptiano-Albiano) foram relevantes para a discussão das condições físico-químicas do paleoambiente deposicional dessas fácies. A partir dos resultados obtidos, observou-se mudanças nas condições redox (disóxicas a anóxicas), paleoclimáticas (semiárido a úmida), restrição da circulação de água de fundo (fraca a moderada) e paleosalinidade (predominantemente salobra) em um paleoambiente deposicional interpretado como lagunar/estuarino. Os momentos de maior anoxia ocorrem nas zonas de máximo inundação da bacia (lenta incursão de águas marinhas na bacia) e em períodos de paleoclimáticos mais úmidos. O aumento da precipitação local induz a redução salinidade local

e maior inserção de sedimentos e matéria orgânica continental pela erosão de rochas Paleo- e Neoproterozoicas da Província Borborema vizinhas à Bacia do Araripe. Esses fatores causaram redução do pH local e espessamento da estratificação da massa d'água, permitindo maiores acúmulo e preservação de matéria orgânica, como observado nos altos valores de TOC e δC^{13}_{org}.

Além disso, análise de concentração de Hg nesses mesmos folhelhos negros permitiu a identificação de uma anomalia na razão Hg/TOC na base do intervalo amostrado. Essa anomalia, associada a valores menos negativos de εNd na base do perfil levantado no afloramento Sobradinho, foi interpretada como a inserção de sedimentos de crosta oceânica juvenil na Bacia do Araripe durante o fim do trato transgressivo da Formação Romualdo. A fonte mais provável desse material seria o Oceano Atlântico Central-Norte, que desde o final do Aptiano tinha conexão com a porção setentrional Oceano Atlântico Sul por meio da abertura do portal do Oceano Atlântico Equatorial (Dummann et al., 2023 e referências internas). As águas do Oceano Atlântico Central-Norte foram adentram na Bacia do Araripe por meio de incursões marinhas, aproventando as estruturas pré-existentes da Bacia Potiguar (figura 94B).

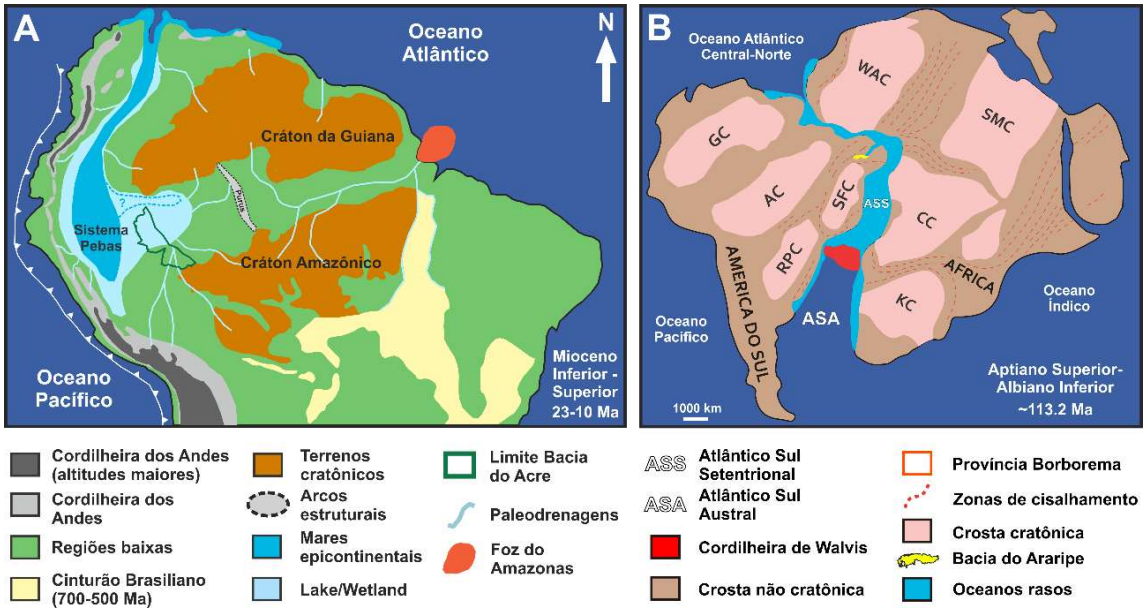


Figura 94. *Mapas paleogeográficos mostrando os momentos das incursões marinhas nas bacias subandinas durante o Neógeno (A) na Bacia do Araripe durante o Cretáceo Inferior (B). Modificado de Hoorn et al. (2010) e Heine et al. (2013). Observe como a influência marinha não alcança a Bacia do Acre, sendo a deposição da Formação Solimões ocorrendo em paleoambientes continentais lacustres e fluviais. Por outro lado, águas do Oceano Central-Norte invadiram a Bacia do Araripe pelo recém-aberto portal do Oceano Equatorial.*

9.2. Perspectivas futuras

A partir dos dados sedimentológicos e geoquímicos descritos e discutidos na seção 8 (“Dados remanescentes”) da presente tese, são dados preliminares para um estudo mais aprofundado acerca da evolução paleoambiental da Formação Solimões durante o início (~22.7 Ma) ao fim do Mioceno (~5.4 Ma) na Bacia do Acre (e porção oeste da Bacia do Solimões). No entanto, ressalta-se a importância da aquisição de mais análises de isótopos estáveis e de estrôncio nos afloramentos estudados, e em outros estratégicos (especialmente em sítios paleontológicos já conhecedos ao longo da Bacia do Acre) a fim de construir um arcabouço de dados mais robusto para as interpretações apresentadas no presente trabalho. Além disso, a correlação dos dados com as informações paleontológicas e palinológicas desses afloramentos podem em muito contribuir para a elaboração de interpretações paleoambientais mais precisas. A união dessas disciplinas pode resultar em um artigo relevante para a evolução do conhecimento sobre a Formação Solimões e as origens da floresta amazônica na região.

REFERÊNCIAS

Åberg, G., Jacks, G., Hamilton, P.J. 1989. Weathering rates and 87Sr/86Sr ratios: An isotopic approach. Journal of Hydrology 109, pp. 65-78.

Abbott, A.N., Löhr, S.C., Payne, A., Kumar, H., Du, J., 2022. Widespread lithogenic control of marine authigenic neodymium isotope records? Implications for paleoceanographic reconstructions. Geochimica et Cosmochimica Acta 319, 318-336.

Albert, J.S., Val, P. and Hoorn, C. 2018. The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification. Neotropical Ichthyology, 16, e180033, https://doi.org/10.1590/1982-0224-20180033.

Algeo, T.J., Maynard, J.B. 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. Chemical Geology 206, 289–318.

Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: implication for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. Paleoceanography 21, PA1016. doi:10.1029/2004PA001112.

Algeo, T.J., Lyons, W.L., Blakey, R.C., Over, D.J., 2007. Hydrographic conditions of the Devono-Carboniferous North American Seaway inferred from sedimentary MoTOC relationships. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 256, 204–230.

Algeo, T.J., Tribovillard, N., 2009. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation. Chemical Geology 268, 211–225.

Ali, S., Stattegger, K., Garbe-Schönberg, D., Frank, M., Kraft, S., Kuhnt, W., 2014. The provenance of Cretaceous to Quaternary sediments in the Tarfaya basin, SW Morocco: evidence from trace element geochemistry and radiogenic Nd-Sr isotopes. Journal of African Earth Sciences 90, 64e76.

Allègre, C. 2008. Isotope Geology. Isotope Geology. 512 pp. 10.1017/CBO9780511809323.

Alvim, A.M.V., Fossil isotopic constraints (C, O and 87Sr/86Sr) on Miocene shallow-marine incursions in Amazonia. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110422.

Alván, A., Jacay, J., Caracciolo, L., Sánchez, E., Trinidad, I., 2018. Sedimentary facies 742 analysis of the Mesozoic clastic rocks in Southern Peru (Tacna, 18°S): Towards 743 a paleoenvironmental Redefinition and stratigraphic Reorganization. J. South 744 Am. Earth Sci. 84, 399–421. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.014

Antoine, P.O., Abello, M., Adnet, S., Sierra, A., Baby, P., Billet, G., Boivin, M., Calderon, Y., Candela, A., Chabain, J., Corfu, F., Croft, D., Ganerød, M., Jaramillo, C., Klaus, S., & Navarrete, R., Orliac, M., Parra, F., Salas-Gismondi, R. 2016. A 60-million year Cenozoic history of Western Amazonian ecosystems in Contamana, Eastern Peru.

Gondwana Research. 31. 10.1016/j.gr.2015.11.001.

Arai, M. & Coimbra, J. C. 1990. Análise paleoecológica do registro das primeiras ingressões marinhas na Formação Santana (Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe). In: 1º Simpósio da Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, Crato-CE, Atas, v.1, p.225-239.

Arai, M., Carvalho, I.S., Cassab, R.C.T., 2004. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Araripe. Phoenix 72, 1-6.

Arai, M. 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. Brazilian Journal of Geology, 44, 339-350, https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020012.

Arai, M., Assine, M.L., 2020. Chronostratigraphic constraints and paleoenvironmental interpretation of the Romualdo formation (Santana group, Araripe basin, northeastern Brazil) based on palynology. Cretac. Res. 116, 104610. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104610.

Araripe, R.C., Lemos, F.A.P., Sylvester, P.J., do Prado, L.A.C., Tomé, M.E.T.R., de Oliveira, D.H., Pereira, P.A., Nascimento, L.R.L., Asakura, Y., Ng, C., Viviers, M.C., Barreto, A.F. 2022. Upper Aptian-lower Albian of the southern-central Araripe Basin, Brazil: Microbiostratigraphic and paleoecological inferences. Journal of South American Earth Sciences 116, 103814. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103814.

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., Carrizo, D., 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. Earth-Science Reviews 143, 1-35. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005.

Armstrong, H., Brasier, M. 2005. Microfossils. Blackwell Publishing, EUA. https://doi.org/10.1017/S001675680621238X.

Assine, M. L. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP - Rio Claro, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 124p.

Assine, M.L. 1994. PALEOCORRENTES E PALEOGEOGRAFIA NA BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL. Revista Brasileira de Geociências, 24, 223-232, https://doi.org/10.25249/0375-7536.1994223232.

Assine, M. L. 2007. Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da Petrobras, 15: 371 - 389.

Assine, M. L.; Perinotto, J. A. J.; Andriolli, M. C.; Neumann, V. H.; Mescolotti, P. C.; Varejão, F. G. 2014. Sequências Deposicionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, 22: 3-28.

Andersen T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. Geochemical Geology, 216:249-270.

Augustsson, C., Reker, A., 2012. Cathodoluminescence spectra of quartz as provenance indicators revisited. Journal of Sedimentary Research 82, 559e570.

Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F. and Barragan, R. 1999. Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador.

Baby, P., Calderón, Y., Hurtado, C., Louterbach, M., Espurt, N., Brusset, S., Roddaz, M., Brichau, S., Eude, A., Calves, G., Quispe, A., Ramirez, L., Bandach, A., & Bolaños, R. 2018. The Peruvian sub-Andean Foreland basin system: Structural overview, geochronologic constraints, and unexplored plays. In G. Zamora, R. McClay, & V. A. Ramos (Eds.), Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia (pp. 91–120). The American Association of Petroleum Geologists.

Bachman, G.O., Machette, M.N., 1977. Calcic soils and calcretes in the southwestern United States. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 77, p. 794.

Bagni, F.L. 2010. Correlação Estratigráfica e Considerações Paleogeográficas da Transgressão Marinha Aptiana nas Bacias da Margem Equatorial Brasileira. 103.

Bain, D.C., Bacon, J.R. 1994. Strontium isotopes as indicators of mineral weathering in catchments. CATENA, v. 22, iss. 3, pp. 201-214. https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)90002-7.

Balan, E., Blanchard, M., Pinilla, C., Lazzeri, M., 2014. First-principles modeling of sulfate incorporation and 34S/32S isotopic fractionation in different calcium carbonates. Chem. Geol. 374–375, 84–91. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.03.004

Balaram V., 2021. Current and emerging analytical techniques for geochemical and geochronological studies. *Geological Journal*. 56: 2300-2359. https://doi.org/10.1002/gj.4005

Ball, T.T.; Farmer, G.L. 1998. Infilling history of a Neoproterozoic intracratonic basin: Nd isotope provenance studies of the Uinta Mountain Group, Western United States. Precambrian Research, 87: 1-18.

Barnes, J.B., Ehlers, T.A., McQuarrie, N., O'Sullivan, P.B., Pelletier, J.D., 2006. Eocene to recent variations in erosion across the central Andean fold-thrust belt, northern Bolivia: Implications for plateau evolution. Earth Planet. Sci. Lett. 248, 118–133. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.018

Barkan, E., Luz, B., Lazar, B., 2001. Dynamics of the carbon dioxide system in the Dead Sea. Geochim. Cosmochim. Acta 65, 355-368.

Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C., Mack, G.H., 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Journal of Sedimentary Petrology 45, 873e882.

Barreto, A.M.F., Bertotti, A.L., Sylvester, P.J., do Prado, L.A.C., Araripe, R.C., de Oliveira, D.H., Tomé, M.E.T.R., Lemos, F.A.P., Nascimento, L.R.L., Pereira, P.A.,

Albayrak, A. 2022. U/Pb geochronology of fossil fish dentine from Romualdo Formation, Araripe Basin, northeast of Brazil. Journal of South American Earth Sciences 116, 103774. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103774

Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology 92, 181e193.

Bayon, G., German, C.R., Burton, K.W., Nesbitt, R.W., Rogers, N., 2004. Sedimentary Fe–Mn oxyhydroxides as paleoceanographic archives and the role of aeolian flux in regulating oceanic dissolved REE. Earth Planet. Sci. Lett. 224, 477–492.

Bayon, G., et al., 2015. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. Geochim. Cosmochim. Acta 170, 17–38.

Benigno, A. P. A., Saraiva, A.A.F., Sial, A.N., Lacerda, L.D. Mercury chemostratigraphy as a proxy of volcanic-driven environmental changes in the Aptian-Albian transition, Araripe Basin, northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, [s. l.], v. 107, p. 103020, 2021.

Bergquist, B.A.; Blum, J.D. The Odds and Evens of Mercury Isotopes: Applications of Mass-Dependent and Mass-Independent Isotope Fractionation. Elements, v. 5, p. 353-357, 2009.

Beurlen, K. 1966. Novos equinóides no Cretáceo do Nordeste do Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 389, n. 3/4, p. 455-464.

Beurlen, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 43, Suplemento, p. 411-415.

Bigg, G.R., Rohling, E.J. 2000. An oxygen isotope data set for marine waters proportion of SO in a sample of seawater is an excellent tracer of its history 18O/16O). Journal of Geophysical Research, v. 105, 8527–8535.

Bom, M. H.H., Ceolin, D., Kochhann, K.G.D., Krahl, G., Fauth, G., Bergue, C.T., Jairo F. Savian, J.F., Junior, O.S., Simões, M.G., Assine, M.L. Paleoenvironmental evolution of the Aptian Romualdo Formation, Araripe Basin, Northeastern Brazil. 2021. Global and Planetary Change 203, 10352. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103528.

Boschman, L.M., 2021. Andean mountain building since the Late Cretaceous: A paleoelevation reconstruction. Earth-Science Reviews 220, 103640. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103640.

Bowen, R. 1988. Isotopes in the Earth Sciences. Elsevier Applied Science. London. 647 pp. ISBN 978-94-009-2611-0.

Brito Neves, B. B.; Van Schmus, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. Revista Brasileira de Geociencias 25(4):279-296.

https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995279296

Brito Neves, B. B.; Santos, E. J.; Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (ed.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress, 31, 151-182.

Bruno, M.D.R., Fauth, G., Watkins, D.K., and Savian, J.F., 2020, Albian-Cenomanian calcareous nannofossils from DSDP Site 364 (Kwanza Basin, Angola): Biostratigraphic implications for the South Atlantic: Cretaceous Research, v. 109, 104377, https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104377.

Bryant, J.D., Jones, D.S., and Mueller, P.A. 1995. Influence of freshwater flux on 87Sr/86Sr chronostratigraphy in marginal marine environments and dating of vertebrate and invertebrate faunas: Journal of Paleontology, v. 69, p. 1-6.

Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Anais da Academia Brasileira de Ciências 81 (1).

Capo, R.C., Stewart B.W., Chadwick, O. A. 1998. Strontium isotopes as tracers of ecosystem processes: theory and methods. Geoderma, 82 (1), pp. 197-225.

Caputo, M.V. 2014. Juruá Orogeny: Brazil and Andean CountriesBraz. J. Geol. 44 (2). Apr-Jun 2014. https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020001

Castroviejo, R., Macharé, J., Castro, P., Pereira, E., Rodrigues, J.F., Tassinari, C.G., Willner, A., Acosta, J. 2010. Significado de las ofiolitas neoproterozoicas de la Cordillera Oriental del Peru (9º 30' - 11º30'). XV Cong. Per. de Geol. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9, Cusco p. 51-53.

Charbonnier, G., Morales, C., Duchamp-Alphonse, S., Westermann, S., Adatte, T., F ¨ ollmi, K.B., 2017. Mercury enrichment indicates volcanic triggering of Valanginian environmental change. Sci. Rep. 7, 40808.

Chatterjee, S., Guven, N.; Yoshinobu, A.; Donofrio, R. The Shiva crater: implications for Deccan volcanism, India-Seychelles rifting, dinosaur extinction, and petroleum entrapment at the KT boundary. GSA Abstracts with Programs, v. 35, p. 168, 2003.

Chauvet, F., Sapin, F., Geoffroy, L., Ringenbach, J. C., & Ferry, J. N. (2021). Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic-Architecture and development. Earth-Science Reviews, 212, 103461.

Chew D.M., Magna T., Kirkland C.L., Mišković A., Cardona A., Spikings R., Schaltegger U. 2008. Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? Precambrian Research, 167(12):186-200. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.002

Christ, N., Immenhauser, A., Amour, F., Mutti, M., Tomás, S., Agar, S.M., Alway, R. and

Kabiri, L. 2012. Characterization and interpretation of discontinuity surfaces in a Jurassic ramp setting (High Atlas, Morocco). Sedimentology, 59, 249-290.

Clark, I.; Fritz, P. 1997.Environmental Isotopes in Hydrology, vol. II, Lewis Press, New York.

Cleroux, C., Cortjo, E., Anand, P., Labeyrie, L. Bassinot, F., Caillon, N., Duplessy, JeanClaude. 2008. Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: Proxies for upper water column temperature reconstruction. Paleoceanography, 23, doi: 10.1029/2007PA001505.

Clow, D.W., Mast, M.A., Bullen, T.D., Turk, J.T. 1997. Strontium 87/strontium 86 as a tracer of mineral weathering reactions and calcium sources in an alpine/subalpine watershed, Loch Vale, Colorado. Water Resour. Res., 33 (6), pp. 1335-1351.

Coccioni, R., Sabatino, N., Frontalini, F., Gardin, S., Sideri, M., Sprovieri, M. 2014. The neglected history of Oceanic Anoxic Event 1b: insights and new data from the Poggio le Guaine section (Umbria–Marche Basin). Stratigraphy, 11, 245–282.

Coimbra, J. C.; Arai, M.; Carreño, A. L. 2002. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. Geobios, 35: 687-698.

Compston, W., Pidgeon, R.T., 1986. Jack Hills: Evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. Nature, 321, 766-769.

Craig, H., 1957, Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide: Geochimica and Cosmochimica Acta, v. 12.

Cui, X.Q., Wignall, B., Freeman, K.H., and Summons, R.E., 2023, Early Cretaceous marine incursions into South Atlantic rift basins originated from the south: Communications Earth & Environment, v. 4, 6, https://doi .org /10 .1038 /s43247-022-00668-3.

Cunha, P.R.C. 2007. Bacia do Acre. Boletim Geociências Petrobras. Rio de Janeiro, v.15(2): 207-215.

Custódio, M.A. 2017. Arquitetura estratigráfica da Formação Romualdo, Pós-Rifte da Bacia do Araripe. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, Brasil. pp. 87.

Dalrymple, J.W., Choi, Kyungsik. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews 81, pp. 135–174.

Daly, R.A., 1909. First calcareous fossils and the evolution of the limestones. Geol. Soc. Am. Bull., 20: 153-170.

Deirmendjian, L., Abril, G. 2018. Carbon dioxide degassing at the groundwater-stream atmosphere interface: isotopic equilibration and hydrological mass balance in a sandy

watershed. Journal of Hydrology. doi: https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.01.003.

Da Silva, A.G., de Almeida, C.N., Valente, S.d.C., de Almeida, L.F.B. 2017. The petrogenesis of tholeiitic diabases in eastern Parnaíba Basin: evidence for geochemical heterogeneities in the subcontinental lithospheric mantle in NE Brazil. Brazilian Journal of Geology, 47, 109-126.

Da Silva, A.J.P.; Lopes, R. da C.; Vasconcelos, A.M.; Bahia, R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Mesozoicas-Cenozóicas Interiores. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.CPRM, Brasília, DF.

De Carvalho, M.C. 2008. Uso dos isótopos estáveis de carbono, nitrogênio e enxofre em estudos de ecologia costeira. Oecol. Bras., 12 (4): 694-705.

DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. Basin Research 8, 105–123. https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.

De Oliveira, R. S., Vidotti, R. M. 2023. The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system. Basin Research, 35, 86–119. https://doi.org/10.1111/bre.12705.

De Paolo, D.J. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry, an introduction. Springer-Verlag, 187 p.

Dickin, A.P. 1995. Comment on "Lead isotope analysis of leached feldspars: Constraints on the early crustal history of the Grenville Orogen" by C.P. DeWolf and K. Mezger. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59: 5233-5234.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. NATO ASI C-148, pp. 333e361.

Dixon, J.C., McLaren, S.J., 2009. Duricrusts. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), Geomorphology of Desert Environments. Springer, London, pp. 123–152.

Dorman, F. H. 1959. Oxygen Isotopes Palaeotemperature Measurements of Australian Fossils, Proceedings of the Royal Society of Victoria, p. 71-73.

Du, J., Haley, B.A., Mix, A.C., 2020. Evolution of the Global Overturning Circulation since the Last Glacial Maximum based on marine authigenic neodymium isotopes. Quaternary Science 565 Reviews 241, 106396.

Dummann, W., Hofmann, P., Herrle, J.O., Frank, M., Wagner, T., 2023, The early opening of the Equatorial Atlantic gateway and the evolution of Cretaceous peak warming: Geology, v. 51, p. 476–480, https://doi.org/10.1130/G50842.1.

Dwyer, G.S. 2000. Unravelling the signs of global climate change. Science. 287:246-247. doi: 10.1126/science.287.5451.246.

Eagles, G. and König, M. 2008. A model of plate kinematics in Gondwana breakup. Geophysical Journal International, 173, 703–717, https://doi.org/10.1111/j.1365-

246X.2008.03753.x.

Ekinci-Şans B., Fahri Esenli, F., Kadir, S. 2020. Geology, mineralogy, and geochemistry of the smectite-bearing Eocene İslambeyli Formation in the Pınarhisar region, NW Thrace, Turkey, Arabian Journal of Geosciences, 13:378, https://doi.org/10.1007/s12517-020-05371-1.

Elderfield, H., Whitfield, M., Burton, J.D., Bacon, M.P., Liss, P.S., Charnock, H., Lovelock, J.E., Liss, P.S., Whitfield, M., 1988. The oceanic chemistry of the rare-earth elements. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 325, 105-126.

Ernesto, M., Bellieni, G. 2003. Paleomagnetic and geochemical constraints on the timing and duration of the CAMP activity in northeastern Brazil. In: Hames, W., Mchone, J., Renne, P. & Ruppel, C. The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 136, 129–149.

Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., & Soula, J.-C. (2015). Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. Tectonics, 34, 715–730. https://doi.org/10.1002/2014TC003641

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.O., SalasGismondi, R., Bolaños, R. 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? Geology, v. 35, p. 515–518, doi: 10.1130/G23237A.1.

Fambrini, G., Silvestre, D., Barreto, J.A., Silva Filho, W. 2020. Estratigrafia da Bacia do Araripe: estado da arte, revisão crítica e resultados novos. Geologia USP Série Científica. 20. 169-212. 10.11606/issn.2316-9095.v20-163467.

Fara, E.; Saraiva, A. Á. F.; Campos, D. A.; Moreira, J. K. R.; Siebra, D. C.; Kellner, A. W. A. 2005. Controlled excavations in the Romualdo Member of the Santana Formation (Early Cretaceous, Araripe Basin, northeastern Brazil): stratigraphic, palaeoenvironmental and palaeoecological implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 218: 145-160.

Farmer, G.L.; Espinoza, G.; Morales, M.; Martin, M.W.; Bowring, S.A. 2001. Nd isotope constraints on sources of Neoproterozoic to Early Cambrian silicilastic sedimentary rocks in northern Sonora. Journal of South American Earth Sciences, 14: 437-446.

Faure G. 1986. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, Nova Iorque, 589 p.

Faure, G., Mensing, T.M., Faure, G., 2005. Isotopes: principles and applications, 3rd ed. Wiley, Hoboken, N.J.

Feijó, F.J.; Souza, E.M. 1994. Bacia do Acre. Boletim Geociências Petrobras. Rio de Janeiro, v. 8(1): 9-16.

Figueiredo, J., Hoorn, C., Ven, P., Soares, E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. Journal of Hospital Infection - J HOSP INFECT. 37. 619-622. 10.1130/G25567A.1.

Fletcher, C.H.; Knebel, H.J.; Kraft, J.C. 1992. Holocene depocenter migration and sediment accumulation in Delaware Bay: a submerging marine sedimentary basin. Marine Geology, 103: 165-183.

Fodor, R., Sial, A.N., Mukasa, S. & Mckee, E.H. 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 555-567.

Fornelli, A., Micheletti, F., Langone, A., Perrone, V., 2015. First U-Pb detrital zircon ages from Numidian sandstones in southern Apennines (Italy): Evidence of African provenance. Sedimentary Geology 320, 19-29.

Freitas, H. A., Pessenda, L. C. R., Aravena, R., Gouvia, S. E. M., Ribeiro, A. S., Boulet, R. 2002. Florestas x Savanas no passado da Amazônia. Ciência Hoje, 32, p. 40-46.

Freitas, Y.A.L. 2020. Razão istotópica de carbono(13C/12C) e Nitrogênio (15N/14N) de folhas de plantas na Bahia: investigação sobre valores isotópicos de CO2 ambiental. Dissertação de mestrado. 83 pp. Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.

Friedrich, O., Norris, R.D. and Erbacher, J. 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans–a 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. Geology, 40, 107–110, https://doi.org/10.1130/G32701.1.

Fürsich, F.T., Custódio, M.A., Matos, S.A., Hethke, M., Quaglio, F., Warren, L.V., Assine, M.L., Simões, M.G. 2019. Analysis of a Cretaceous (late Aptian) high-stress ecosystem: The Romualdo Formation of the Araripe Basin, northeastern Brazil. Cretaceous Research, [s. l.], v. 95, p. 268–296.

Gaillard, B., Lazareth, C. E., Lestrelin, H., Dufour, E., Santos, R.V., Freitas, C. E.C., Pouilly, M., 2019. Seasonal oxygen isotope variations in freshwater bivalve shells as recorders of Amazonian rivers hydrogeochemistry. Isot. Environ. Health Stud. 1–15. https: //doi.org/10.1080/10256016.2019.1666120.

Garcia-Solsona, E., Jeandel, C., 2020. Balancing Rare Earth Element distributions in the 588 Northwestern Mediterranean Sea. Chemical Geology 532, 119372.

Garrels, R.M., Mackenzie, F.T., 1974. Chemical history of the oceans deducted from post-depositional changes in sedimentary rocks. In: W.W. Hay, Studies in Paleo-oceanography. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 20: 193--204.

Gerhardt S., Henrich R. 2001. Shell preservation of Limacina inyata (Pteropoda) in

surface sediments from the Central and South Atlantic Ocean: a new proxy to determine the aragonite saturation state of water masses. Deep-Sea Research I, 48: 2051- 2071.

Gill, B.C., Lyons, T.W., Frank, T.D., 2008. Behavior of carbonate-associated sulfate during meteoric diagenesis and implications for the sulfur isotope paleoproxy. Geochim. Cosmochim. Acta 72, 4699–4711. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.07.001.

Gleason, J.D.; Patchett, P.J.; Dickinson, W.R.; Ruiz, J. 1995. Nd isotope constraints on sediment sources of the Ouachita-Marathon fold belt. Geological Society of America Bulletin, 107 (10): 1192-1210.

Godot Souza, J.F., Isozaki, Y. 2022. Provenance analysis of the Araripe intracontinental basin, northeast Brazil – Routes for proto-Atlantic marine incursions in northwest Gondwana. Sedimentary Geology, 440, 106243, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106243.

Goldberg, K., Premaor, E, Barbola, T., Souza, P.A. 2019. Aptian marine ingression in the Araripe Basin: Implications for paleogeographic reconstruction and evaporite accumulation. Marine and Petroleum Geology, 107, 217-221, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.05.0117

Gorini, C., Haq, B.U., dos Reis, A.T., Silva, C.G., Cruz, A., Soares, E., Grangeon, D., 2014. Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. Terra Nova 26, 179–185. https://doi.org/10.1111/ter.12083

Granot, R., Dyment, J., 2015, The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean: Earth and Planetary Science Letters, v. 414, p. 156–163, https://doi .org /10 .1016 /j .epsl .2015 .01 .015

Gross, M., Ramos, M. I., Caporaletti, M., Piller, W. E., 2013. Ostracods (Crustacea) and their palaeoenvironmental implication for the Solimões Formation (Late Miocene; Western Amazonia/Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 42, 216–241. doi: 10.1016/j.jsames.2012.10.002

Gross, M., Piller, W. E., 2020. Saline Waters in Miocene Western Amazonia – An Alternative View, Frontiers in Earth Science, v.8, doi: 10.3389/feart.2020.00116.

Gu, J., Huang, Z.L., Fan, H.P., Ye, L., Jin, Z.G., 2013. Provenance of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan-Zheng'an-Daozhen area, Northern Guizhou Province, China: LA-ICPMS and SIMS U-Pb dating of detrital zircons. Journal of Asian Earth Sciences 70–71, 265–282.

Jang, K., Bayon, G., Han, Y., Joo, Y.J., Kim, J.H., Ryu, J.S., Woo, J., Forwick, M., Szczuciński, W., Kim, J.H., Nam, S.I., 2020. Neodymium isotope constraints on chemical weathering and past glacial activity in Svalbard. Earth Planet. Sci. Lett.

542, 116319.

Johannesson, K.H., Burdige, D.J., 2007. Balancing the global oceanic neodymium budget: 650 Evaluating the role of groundwater. Earth and Planetary Science Letters 253, 129-142.

Haq, B.U. 2014. Cretaceous eustasy revisited. Global and Planetary Change, 113, 44-58, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.007

Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. Science, 235, 1156-1167, https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156.

Harrison, A. G., & Thode, H. G. 1958. Mechanism of the bacterial reduction of sulfate from isotope fractionation studies. Transactions of the Faraday Society, 54, 84. https://doi.org/10.1039/tf9585400084

Hashimoto, A. T.; Appi, C. J.; Soldan, A. L.; Cerqueira, J. R. 1987. O neoalagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 118-122.

Hay, W.W. and Leslie, M.A. 1990. Could possible changes in global groundwater reservoir cause eustatic sea-level fluctuations?. In: Revelle, R. (ed.) Sea Level Change, National Research Council Studies in Geophysics. National Academy Press, Washington, 161-170.

Haynes, W. M. 2011. CRC Handbook of Chemistry and Physics (92nd ed.). Boca Raton, FL: CRC Press. p. 1.14. ISBN 1-4398-5511-0.

Heine, C., Zoethout, J. and Müller, R.D. 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. Solid Earth, 4, 215–253, https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013.

Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N. and Bolaños, R. 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 19, 21-34, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.005.

Herrle, J.O., K¨ossler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., Hemleben, C., 2004. Highresolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. Earth Planet. Sci. Lett. 218, 149–161.

Hill, R.I. 1991. Starting plumes and continental break-up. Earth and Planetary Science Letters, 104, 398–416, https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90218-7.

Hindshaw, R.S., Aciego, S.M., Piotrowski, A.M., Tipper, E.T., 2018. Decoupling of dissolved and bedrock neodymium isotopes during sedimentary cycling. Geochem.

Persp. Let. 8, 43–46.

Howarth, R.J., and McArthur, J.M. 1997. Statistics for strontium isotope stratigraphy: A robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0–206 Ma, with look-up table for derivation of numeric age: Journal of Geology, v. 105, p. 441–456.

Hoefs, J. 1987. Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Minerals, Rocks and Mountains Series, v.9. ISBN 978-3-662-09998-8.

Hollanda, M. H. B. M.; Pimentel, M. M.; Jardim de sá, E. F. 2003 Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 885-900.

Hoorn, C., 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: Results of a palynostratigraphic study: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 105, p. 267–309.

Hoorn, C., Wesselingh, F., 2010. Amazonia Landscape and Species Evolution: A Look into the Past. John Wiley & Sons, Hoboken. https://doi.org/10.1002/9781444306408

Horbe, A.M.C., Motta, M.B., de Almeida, C.M., Dantas, E.L., Vieira, L.C. 2013. Provenance of Pliocene and recent sedimentary deposits in western Amazônia, Brazil: Consequences for the paleodrainage of the Solimões-Amazonas River, Sedimentary Geology, Volume 296, Pages 9-20.

Horbe, A.M.C., Roddaz, M., Gomes, L.B., Castro, R.T., Dantas, E.L., do Carmo, D. A. 2019. Provenance of the Neogene sediments from the Solimões Formation (Solimões and Acre Basins). Journal of South America Earth Sciences, Volume 93, pages 232-241. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.004.

Horton, B.K., 2018. Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. Tectonics 37, 402–429. https://doi.org/10.1002/2017TC004624

Horton, B.K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S.G., Stockli, D.F., 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 71, 17–40. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.003.

Hovikoski, J., Gingras, M., Räsänen, M., Rebata, L., Guerrero, J., Ranzi, A. et al. 2007a. The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: High-frequency shifts of the lowgradient coastline. GSA Bulletin 119, 1506–1520.

Huber, B.T., MacLeod, K.G., Watkins, D.K. and Coffin, M.F. 2018. The rise and fall of

the Cretaceous hot greenhouse climate. Global and Planetary Change, 167, 1-23, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.04.004

Hubert, N., Duponchelle, F., Nuñez, J., Garcia-Da Vila, C., Paugy, Renno, J.F. (2007) Phylogeography of the piranha genera Serrasalmuss and Pygocentrus: implications for the diversifification of the Neotropical ichthyofauna. Mol. Ecol. doi: 10.1111/j.1365-294X.2007.03267.x.

Hurford A. J., Fitch, F. J., Clarke, A., 1984. Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. Geol. Mag. 121, 269-277.

Hurtado, C., Roddaz, M., Santos, R.V., Baby, P., Antoine, P.-O. and Dantas, E.L. 2018. Cretaceous-early Paleocene drainage shift of Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic Ocean opening and Andean uplift as deduced from the provenance of northern Peruvian sedimentary rocks (Huallaga basin). Gondwana Research, 63, 152–168, https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.05.012.

Ingram, B.L., DePaolo, D.J. 1993. A 4300-year strontium isotope record of estuarine paleosalinity in San Francisco Bay, California: Earth and Planetary Science Letters, v. 119, p. 103–119.

Jara, J.J., Barra, F., Reich, M., Leisen, M., Romero, R., Morata, D., 2021. Episodic construction of the early Andean Cordillera unravelled by zircon petrochronology. Nat. Commun. 12, 4930. https://doi.org/10.1038/s41467-021-25232-z

Jaramillo, C.A., Rueda, M., Torres, V. 2011. A palynological zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos Foothills of Colombia. Palynology 35, 46–84.

Jaramillo, C., Romero, I., D'Apolito, C., Bayona, G., Duarte, E., Louwye, S., Escobar, J., Luque, J., Carrillo-Briceño, J.D., Zapata, V., Mora, A., Schouten, S., Zavada, M., Harrington, G., Ortiz, J., Wesselingh, F.P. 2017. Miocene flooding events of western Amazonia: Science Advances, v. 3, doi:10.1126/sciadv.1601693.

Jeandel, C. 2016. Overview of the mechanisms that could explain the 'Boundary Exchange' at 644 the land-ocean contact. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, 645 Physical and Engineering Sciences 374, 20150287.

Jenkyns, H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events: REVIEW. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11, n/a-n/a, https://doi.org/10.1029/2009GC002788.

Kabata-Pendias, A., Pendias, H. 2001. Trace elements in soils and plants. 3rd ed. Boca Raton: CRC Press, 413p.

Kaplan, I.R. 1983. Stable isotopes of sulfur, nitrogen, and deuterium in recent margine environments. In: Arthur MA, Anderson TF, Kaplan IR, Veizer J, Land LS (eds) Stable isotopes in sedimentary geology, vol 10, SEPM short course. SEPM, Tulsa, pp 2.1-2.108, Columbia, SC.

Kempe A., Thode H.G. 1968. The mechanism of the bacterial reduction of sulfate and of sulphite from isotope fractionation studies. Geochim Cosmochim Acta 32:71-91.

Kendall, C., McDonnell, J.J. 1998. Isotope Tracers in Catchment Hydrology. Elsevier, Amsterdam.

Killops, S., Killops, V. 2005. Introduction to organic geochemistry. Blackwell, Malden, MA.

Kontrec, J., Kralj, D., Brečević, L., Falini, G., Fermani, S., Noethig-Laslo, V., Mirosavljević, K. 2004. Incorporation of Inorganic Anions in Calcite. Eur. J. Inorg. Chem. 2004, 4579–4585. https://doi.org/10.1002/ejic.200400268.

Koutsoukos, E.A.M., Leary, P.N. and Hart, M.B. 1990. Latest Cenomanian–earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 77, 145-177, https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90130-Y.

Kraft, S., Frank, M., Hathorne, E.C., Weldeab, S., 2013. Assessment of seawater Nd isotope signatures extracted from foraminiferal shells and authigenic phases of Gulf of Guinea sediments. Geochim. Cosmochim. Acta 121, 414–435.

Lacan, F., Jeandel, C., 2005b. Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange 662 fluxes at the continent–ocean interface. Earth and Planetary Science Letters 232, 245-257.

Lacan, F., Tachikawa, K., Jeandel, C., 2012. Neodymium isotopic composition of the oceans: a compilation of seawater data. Chem. Geol. 300, 177–184.

Latrubesse, E., da Silva, S., Cozzuol, M., Absy, M. 2007. Late Miocene continental sedimentation in southwestern Amazonia and its regional signifi cance: Biotic and geological evidence. J S Am Earth Sci 23, 61–80

Le, G.E., Allen, P.A., Cozzi, A., 2006, Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth history: the Neoproterozic Shuram Formation, Nafun Group, Oman, PreCambrian Research, pp. 68-92.

Leckie, R.M., Bralower, T.J. and Cashman, R. 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. Paleoceanography, 17, https://doi.org/10.1029/2001PA000623.

Linhares, A.P., Gaia, V. do C. de S., and Ramos, M.I., 2017, The significance of marine microfossils for paleoenvironmental reconstruction of the Solimões Formation (Miocene), western Amazonia, Brazil: Journal of South American Earth Sciences, v. 79, p. 57–66, doi: 10.1016/j.jsames.2017.07.007.

Littler, K., Robinson, S.A., Bown, P.R., Nederbragt, A.J. and Pancost, R.D. 2011. High

sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. Nature Geoscience, 4, 169–172, https://doi.org/10.1038/ngeo1081

Lohmann, K.C., 1988, Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, in James, N.P., and Choquette, P.W., eds., Paleokarst: New York, Springer-Verlag, p. 58–80.

Louterbach, M., Roddaz, M., Bailleul, J., Antoine, P.O., Adnet, S. 2014. Evidences for a Paleocene marine incursion in southern Amazonia (Madre de Dios Sub-Andean Zone, Peru). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 414, pp.451 - 471. ff10.1016/j.palaeo.2014.09.027ff. ffhal04166498f

Louterbach, M, Roddaz, M, Antoine, P-O. 2018. Provenance record of late Maastrichtian-late Palaeocene Andean Mountain building in the Amazonian retroarc foreland basin (Madre de Dios basin, Peru). Terra Nova, 30:17-23. https://doi.org/10.1111/ter.12303

Lowenstam, H.A., Paleotemperatures of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. Journal of Geology, 62: 207 (1954).

Loyd, S. J., Corsetti, F. A., Eiler, J. M., Tripati, A. K. (2012). Determining the diagenetic conditions of concretion formation: Assessing tempera-tures and pore waters using clumped isotopes. Journal of SedimentaryResearch, 82(12), 1006–1016.

Lucia, J. F., 2017. Observations on the origin of micrite crystals. Marine and Petroleum Geology, *86*, 823-833. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.039

Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.0 A geochronological toolkit for Microsoft Excel.Berkley Geochronology Center, Special Publications No. 4.

Luft-Souza, F., Fauth, G., Bruno, M.D.R., De Lira Mota, M.A., Vázquez-García, B., Santos Filho, M.A.B., and Terra, G.J.S., 2022, Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil: A reference basin for studies on the early history of the South Atlantic Ocean: Earth-Science Reviews, v. 229, 104034, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104034.

Luz, B., Stiller, M., Talma, S. 1997. Carbon dynamics in the Dead Sea. In: Niemi, T.M., BenAvram, Z., Gat, J.R. The Dead Sea: The Lake and its Setting. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 36, Oxford University Press, pp. 184-192.

Lyons, T.W., Werne, J.P., Hollander, D.J., Murray, R.W., 2003. Contrasting sulfur geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela. Chem. Geol. 195, 131–157.

Lynch-Stieglitz, J.; Stocker, T.F.; Broecker, W.S.; Fairbanks, R.G. 1995. The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: Observations and modeling. Global Biogeochemical Cycles, 9(4): 653-665. https://doi.org/10.1029/95GB02574.

MacLeod, K.G., Martin, E.E., and Blair, S.W., 2008, Nd isotopic excursion across Cretaceous ocean anoxic event 2 (Cenomanian-Turonian) in the tropical North Atlantic: Geology, v. 36, p. 811– 814, https://doi .org /10 .1130 /G24999A .1.

Mansour, A., Wagreich, M., Gentzis, T., Ocubalidet, S., Tahoun, S.S. and Elewa, A.M.T. 2020. Depositional and organic carbon-controlled regimes during the Coniacian–Santonian evet: first results from the southern Tethys (Egypt). Marine and Petroleum Geology, 115, 104285, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104285

Marcus, Y., Kertes, A. S, 1968. Ion exchange and solvent extraction of metal complexes. Wiley Interscience, New York, 1046 pp.

Martill, D. M. 1988. Preservation of fish in the Cretaceous Santana Formation of Brazil. Palaeontology, 31: 1-18.

Martill, D. M.; Brito, P. M.; Washington-Evans, J. 2008. Mass mortality of fishes in the Santana Formation (Lower Cretaceous? Albian) of northeast Brazil. Cretaceous Research, 29: 649-658.

Martin-Gombojav, N., and Winkler, W. 2008. Recycling of Proterozoic crust in the Andean amazon foreland of Ecuador: Implications for orogenic development of the Northern Andes: Terra Nova, v. 20, p. 22–31, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00782.x

Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. 1999. Encyclopedia of Geochemistry. Kluwer Academic, Dordrecht, 712 pp.

Marzoli, A., Melluso, L., et al. 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the ParanaÁ -Etendeka continental ¯ood basalt province. Journal of Geodynamics, 16.

Matsumoto, H., Coccioni, R., Frontalini, F., Shirai, K., Jovane, L., Trindade, R., Savian, J.F., and Kuroda, J., 2022, Mid-Cretaceous marine Os isotope evidence for heterogeneous cause of oceanic anoxic events: Nature Communications, v. 13, 239, https://doi .org /10 .1038 /s41467-021-27817-0.

Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. Tectonics, 11: 766-791.

Mazzullo, S.J. 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. J Sediment Res.; 70:10–23.

McArthur, J.M., 1994, Recent trends in strontium isotope stratigraphy: Terra Nova, v. 6, p. 331–358.

McCulloch, M.T.; Wasserburg, G.J. (1978). Sm-Nd and Rb-Sr Chronology of Continental Crust Formation. Science, 200: 1003-1011.

McFadden, L.D., McDonald, E.V., Wells, S.G., Anderson, K., Quade, J., Forman, S.L., 1998. The vesicular layer and carbonate collars of desert soils and pavements: formation, age, and relation to climate change. Geomorphology 24, 101–145.

McKenzie, J.A, 1985. Carbon isotopes and productivity of lacustrine and marine environments. Chem. Processes Lakes, 99-118.

McLennan, S.M.; Taylor, S.R.; McCulluch, M.T.; Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate-tectonic associations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 2015-2050.

McLennan, S. M. 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust, Geochem. Geophys. Geosyst., 2, 1021, doi:10.1029/2000GC000109.

Mégard, F., 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. JGS 141, 893-900. https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0893.

Mezger, K., E. J. Krogstad. 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. J. metamorphic Geol., 15, 127-140.

Míková, J. 2012. Strontium isotopic composition as tracer of weathering processes, a review with respect to James Ross Island, Antarctica. Czech polar reports, 2 (1), pp. 20-30.

Miller KG, Browning J V, Schmelz WJ, et al. 2020. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochem-ical and continental margin records. Sci Adv 6: eaaz1346.

Mitchell, S., Paul, C., Gale, A. 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. Geological Society, London, Special Publications. 104. 11-24. 10.1144/GSL.SP.1996.104.01.02.

Moizinho, G.R., Vieira, L.C., Santos, R.V., Nogueira, A.C.R., Dantas, E.L., Roddaz, M.. 2022. Provenance of Miocene-Pleistocene siliciclastic deposits in the Eastern Amazonia coast (Brazil) and paleogeographic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 587. https://doi.org/ 10.1016/j.palaeo.2021.110799.

Molina, A.C. 2006. Reconhecimento da evolução tectônica da proto-margem andina do centro-norte peruano, baseada em dados geoquímicos e isotópicos do embasamento da Cordilheira Oriental na região de Huánuco-La Unión. Tese de doutorado (Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. doi:10.11606/T.44.2006.tde-12082015-142221.

Monger, H.C., Kraimer, R.A., Khresat, S., Cole, D.R., Wang, X., Wang, J. 2015. Sequestration of inorganic carbon in soil and groundwater. Geology, v. 43; no. 5; p. 375–378. doi:10.1130/G36449.1.

Montgomery, J., Evans, J. A., Cooper, R. E. 2007. Resolving archaeological populations with Sr-isotope mixing models. Applied Geochemistry, 22(7), 1502-1514.

Mora, A., Baby, P., Roddaz, M., Parra, M., Brusset, S., Hermoza, W., Espurt, N., 2010. Tectonic History of the Andes and Sub-Andean Zones: Implications for the Development of the Amazon Drainage Basin, in: Hoorn, C., Wesselingh, F.P. (Eds.), Amazonia: Landscape and Species Evolution. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 38–60. https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch4

Morales, N., Assine, M. 2015. Chapada Do Araripe: A Highland Oasis Incrusted into the Semi-arid Region of Northeastern Brazil. In: B.C. Vieira, A.A.R. Salgado, L.J.C. Santos (Eds.), Landscapes and Landforms of Brazil. World Geomorphological Landscapes. Springer Netherlands, p. 231-242.

Morton, A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy min- erals and their application to provenance studies. In: Morton A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 57, 31–45.

Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990. Geochemistry of Sedimentary Carbonates, Elsevier Scientific Pubi. Co., New York, p. 696.

Moulin, M. and Aslanian, D. 2010. Corrigendum to “A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean” [Earth Science Reviews 98 (2010), 1–37]. Earth-Science Reviews, 103, 197–198, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.10.001.

Moulin, M., Aslanian, D. and Unternehr, P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. Earth-Science Reviews, 98, 1–37, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001.

Mulitza, S.; Aarz, H.; Kemle-Von Mücke, S.; Moss, C.; Niebler, H.-S.; Pätzold, J.; Selg, M. 1999. The South Atlantic carbon isotope record of planktic foraminifera. In: G. Fisher; G. Wefer (Eds.) Use of Proxies in Paleoceanography. Verlag Berlin Heidelberg, Springer, p. 427-445. https://doi.org/10.1007/978-3-642-58646- 0_1

Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J., Farías, M., Pimentel, M.M., Ramos, V.A., 2015. Detrital and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. J. South Am. Earth Sci., Tectonics of the Argentine and Chilean Andes 64, 434–451. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.013.

Nance, W. B., Taylor, S. R., 1976, Rare earth element patterns and crustal evolution-1. Australian post-Archean sedimentary rocks: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 40, p. 1539-1551.

Nascimento-Silva, M.V., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Neumann, V.H., Barbosa, J.A., Pimentel, M.M., Lacerda, L.D., 2011. Cretaceous-Paleogene transition at the Paraiba Basin, Northeastern, Brazil: carbon-isotope and mercury subsurface stratigraphies. J. South Am. Earth Sci. 32, 379-392.

Nedel, I.M. 2020. Evolução crustal da Faixa Sunsás, SW do Cráton Amazônico. Tese de doutorado (Geologia Regional). Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 196 p.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299, 715e717.

Netterberg F. 1969. Ages of calcretes in southern Africa. *South African Archeological Bulletin* **24**, 117–122.

Nie, J., Horton, B. K., Saylor, J. E., Mora, A., Mange, M., Garzione, C. N., Parra, M. 2012. Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U-Pb ages, heavy minerals, Nd isotopes, and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. Earth-Science Reviews, 110, 111–126.

O'Brien, C.L., et al., 2017, Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX86 and planktonic foraminiferal oxygen isotopes: Earth-Science Reviews, v. 172, p. 224–247, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.012.

Oliveira, C. M. M. 1994. Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais. 206 p. il.

Palmer, M.R., and Edmond, J.M., 1989, The strontium isotope budget of the modern ocean: Earth and Planetary Science Letters, v. 92, p. 11–26.

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Quiroz, L.I. 2009. Orogenic-advance in the northern Andes: evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia. Geol Soc Am Bull 121, 780–800.

Paz, J.D.S., Rossetti, D.F., 2006. Paleohydrology of an Upper Aptian lacustrine system from northeastern Brazil: Integration of facies and isotopic geochemistry. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 241: 247-266.

Pearce, C.R., Parkinson, I.J., Gaillardet, J., Charlier, B.L.A., Mokadem, F., Burton, K. W. 2015. Reassessing the stable ($\delta^{88}/^{86}Sr$) and radiogenic ($^{87}Sr/^{86}Sr$) strontium isotopic composition of marine inputs. Geochim. Cosmochim. Acta, 157, pp. 125-146. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.02.029.

Percival, L.M.E., Witt, M.L.I., Mather, T.A., Hermoso, M., Jenkyns, H.C., Hesselbo, S.P., Al-Suwaidi, A.H., Storm, M.S., Xu, W., Ruhl, M., 2015. Globally enhanced mercury deposition during the end-Pliensbachian extinction and Toarcian OAE: a link to the Karoo-Ferrar Large Igneous Province. Earth Planet Sci. Lett. 428, 267–280.

Percival, L.M.E., Ruhl, M., Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Mather, T.A., Whiteside,

J.H., 2017. Mercury evidence for pulsed volcanism during the end-Triassic mass extinction. Proc. Natl. Acad. Sci. Unit. States Am. 114, 7929–7934.

Percival, L.M.E., Matsumoto, H., Callegaro, S., Erba, E., Kerr, A.C., Mutterlose, J. and Suzuki, K. 2024. Cretaceous large igneous provinces: from volcanic formation to environmental catastrophes and biological crises. Geological Society, London, Special Publications, 544, https://doi.org/10.1144/SP544-2023-88

Pérez-Escobar, O.A., Alexander Zizka, A., Bermúdez, M.A., Meseguer, A.S., Condamine, F.L., Hoorn , C., Hooghiemstra,H., Pu, Y., Bogarín, D., Boschman ,L.M., Pennington, R.T., Antonelli, A., Chomicki, G., 2022. The Andes through time: evolution and distribution of Andean floras. Trends in Plant Science, April 2022, Vol. 27, No. 4 https://doi.org/10.1016/j.tplants.2021.09.010

Piepgras, D.J., Wasserburg, G.J., 1980. Neodymium isotopic variations in seawater. Earth and 691 Planetary Science Letters 50, 128-138. 692.

Piepgras, D.J., Wasserburg, G.J., 1982. Isotopic Composition of Neodymium in Waters from the 693 Drake Passage. Science 217. 694.

Piepgras, D.J., Wasserburg, G.J., 1987. Rare earth element transport in the western North 695 Atlantic inferred from Nd isotopic observations. Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 1257-696 1271.

Ponte, F. C. & Ponte Filho, F. C. 1996. Evolução Tectônica e Classificação da Bacia do Araripe. In: 4º Simpósio sobre o Cretáceo, Águas de São Pedro-SP, Boletim, p.123-133.

Ramos, V.A., Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, Special Publications, 327, 31-54, https://doi.org/10.1144/SP327.3.

Ramos, V.A., 2018. Tectonic Evolution of the Central Andes: From Terrane Accretion to Crustal Delamination, in: Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. The American Association of Petroleum Geologists, pp. 1-34. https://doi.org/10.1306/13622115M1172855

Ravelo, A., Hillaire-Marcel, Claude. 2007. Chapter Eighteen: The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography. Developments in Marine Geology. Volume 1.10. https://doi.org/1016/S1572-5480(07)01023-8

Räsänen, M.E., Linna, A.M., Santos, J.C.R., and Negri, F.R. 1995. Late miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin: Science, v. 269, 386-390, doi:10.1126/science.269.5222.386.

Ravichandran, M. 2004. Interactions between mercury and dissolved organic matter – a review. Chemosphere, 55: 319-331.

Regali, M.S.P. 1974. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil. Boletim Técnico da Petrobrás, 17, 3: 177-191.

Rios-Netto, A. M. R., M. S. P.; Carvalho, I. S.; Freitas, F. I. 2012. Palinoestratigrafia do intervalo Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 42: 331-342.

Roberts, W. M. B., Walker, A. L., & Buchanan, A. S. (1969). The chemistry of pyrite formation in aqueous solution and its relation to the depositional environment. Mineralium Deposita, 4(1). https://doi.org/10.1007/bf00206645.

Robinson, J., Tuovinem, O.H. 1984. Mechanisms of microbial resistance and detoxification of mercury and organomercury compounds: physiological, biochemical, and genetic analyses. Microbiological Reviews, 48: 95-124.

Robinson, S.A., Heimhofer, U., Hesselbo, S.P. and Petrizzo, M.R. 2017. Mesozoic climates and oceans – a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. Sedimentology, 64, 1–15, https://doi.org/10.1111/sed.12349.

Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Hérail, G. 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. Earth Planet. Sci. Lett. 239, 57–78. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.007

Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., Espurt, N. 2010. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system. In: Hoorn, C., Wesselingh, F. 2010. Amazonia Landscape and Species Evolution: A Look into the Past. John Wiley & Sons, Hoboken.

Rodrigues, M. G., Matos, S.A., Varejão, F.G., Fürsich, F.T., Warren, L.V., Assine, M.L. 2020. Short-lived "Bakevelliid-Sea" in the Aptian Romualdo Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. Cretaceous Research 115, 104555. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104555

Rohling, E.J., Cooke, S. 1999. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In: Modern Foraminifera. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9_14.

Ronov, A.B., Migdisov, A.A., 1971. Evolution of the chemical composition of the rocks in the shields and sediment cover of the Russian and North American Platforms. Sedimentology, 16: 137--185.

Rossetti, D.F., Paz, J.D., Goes, A.M., Macambira, M.J.B., 2000. Sequential analysis of the Aptian deposits from the São Luís and Grajaú Basins, Maranhão State (Brazil) and its implication for unraveling the origin of evaporites. Revista Brasileira de Geociências, 30(3): 466-469.

Rubinson, M., Clayton, R. N. 1969. Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 33 (8). 997-1002 doi: 10.1016/0016-7037(69)90109-4.

Sahabi, M., Aslanian, D. and Olivet, J.-L. 2004. Un nouveau point de départ pour

l'histoire de l'Atlantique central. Comptes Rendus Geoscience, 336, 1041–1052, https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.03.017.

Sales, A. M. F. 2005. Análise tafonômica das ocorrências fossilíferas de macroinvertebrados do Membro Romualdo (Albiano) da Formação Santana, Bacia do Araripe, NE do Brasil: significado estratigráfico e paleoambiental. IGc, USP, São Paulo-SP, Tese de doutorado, 131p.

Samanta, S., Dalai, T.K., Pattanaik, J.K., Rai, S.K., Mazumdar, A. 2015. Dissolved inorganic carbon (DIC) and its d13C in the Ganga (Hooghly) River estuary, India: Evidence of DIC generation via organic carbon degradation and carbonate dissolution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 165, 226-248.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, v.3, 4:453-488.

Santos, J.O.S. 2004. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., (Coord.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasiília.

Santos, R.V., Sondag, F., Cochonneau, G., Lagne, C., Bunet, P., Hattingh, K., Chaves, J.G. S., 2014. Seasonal 87Sr/86Sr variations in rivers of the Amazon basin. Hydrol. Process. 29 (2), 187–197.

Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C. 1976. Cretaceous Oceanic Anovic Events: Causes and Consequences. Geologie en Mijnbouw, 55, 179–184.

Schoene, B., 2014. U–Th–Pb Geochronology, in: Treatise on Geochemistry. Elsevier, pp. 341–378. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7.

Scholle, P. A., Arthur, M. A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64(1), 67-87.

Schwab, F.L., 1978. Secular trends in the composition of sedimentary rock assemvlages --Archean through Phanerozoic time. Geology, 6: 532--536.

Scotese, C.R., Verard, C., Burgener, L., Elling, R.P. and Kocsis, A. 2024. The Cretaceous world: plate tectonics, palaeogeography, and palaeoclimate. Geological Society, London, Special Publications, 544, https://doi.org/10.1144/SP544-2024-28.

Shackleton, N. J., M. A. Hall, and A. Boersma. 1984. Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifers, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 74, 599–613, doi: 10.2973/dsdp.proc.74.116.1984.

Sharman, G., Sharman, J., Sylvester, Z. 2018. DetritalPy: A Python-based Toolset for Visualizing and Analyzing Detrital Geo-Thermochronologic Data. The Depositional

Record. 4. 10.1002/dep2.45.

Shand, P., Darbyshire, D., Love, A., Edmunds, W. 2009. Sr isotopes in natural waters: applications to source characterization and water-rock interaction in contrasting landscapes. Appl. Geochem., 24 (4), pp. 574-586.

Sial, A.N., Chen, J., Lacerda, L.D., Peralta, S., Gaucher, C., Frei, R., Cirilli, S., Ferreira, V. P., Marquillas, R.A., Barbosa, J.A., Pereira, N.S., Belmino, I.K.C., 2014. Highresolution Hg chemostratigraphy: a contribution to the distinction of chemical fingerprints of the Deccan volcanism and Cretaceous-Paleogene Boundary impact event. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 414, 98-115.

Sial, A.N., Chen, J., Lacerda, L.D., Frei, R., Tewari, V.C., Pandit, M.K., Gaucher, C., Ferreira, V.P., Cirilli, S., Peralta, S., Korte, C., Barbosa, J.A., Pereira, N.S., 2016. Mercury enrichment and Hg isotopes in Cretaceous-Paleogene boundary successions: links to volcanism and palaeoenvironmental impacts. Cretac. Res. 66, 1-22.

Siddall, M., Khatiwala, S., van de Flierdt, T., Jones, K., Goldstein, S.L., Hemming, S., Anderson, R.F., 2008. Towards explaining the Nd paradox using reversible scavenging in an ocean general circulation model. Earth and Planetary Science Letters 274, 448-461.

Silva S.A.F., Absy M.L., Dino R., Antonioli L. 2004. Dados palinoestratigráficos da Formação Solimões em amostras coletadas em sítios fossilíferos no Estado do Acre. In: ALPP, Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos, 11, Boletim de Resumos, p. 140.

Silva, A.T. 2011. The contribution of brittle deformation processes on improving hydrocarbon carbonate reservoirs: the Jandaíra Formation (Turonian - Campanian) as analogue. PhD Thesis, Dipartimento di Scienze Geologiche, Roma Tre University, Itália, 82 p.

Sorby, H.C., 1859. On the structure and origin of the Millstone-Grit in south Yorkshire. Proceedings of the Geological and Polytechnic Society of the West Riding of Yorkshire 3, 669-675.

Soureiyatou, F-D., Chavom, M.B,, Paul-désiré, N. 2020. Trace and rare earth elements (REE) distribution in Ngaye alluvial sediments of Mbere-Djerem Basin, North Cameroon: implications for origin, depositional conditions and paleoclimate reconstitution. SN Applied Sciences, 2:2054, https://doi.org/10.1007/s42452-020-03766-z.

Souza, L. M., Longhini, C., Lentini, C.A.D. 2017. Ciclo do Carbono: Processos Biogeoquímicos, Físicos e Interações entre Compartimentos na Baía de Todos os Santos. Rev. Virtual Quim., 2012, 4 (5), 566-582.

Spencer, J.E., and Patchett, P.J. 1997. Sr isotope evidence for a lacustrine origin for the upper Miocene to Pliocene Bouse Formation, lower Colorado River trough, and implications for timing of Colorado Plateau uplift: Geological Society of America Bulletin, v. 109, 767–778.

Spikings, R.A., Seaward, D., Winkler, W., Ruiz, G., 2000. Lowtemperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. Tectonics 19, 649-668.

Spikings, R.A., Winkler, W., Hughes, R.A., Handler, R. 2005. Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. Tectonophysics 399, 195–220.

Stichel, T., Frank, M., Rickli, J., Haley, B.A., 2012. The hafnium and neodymium isotope composition of seawater in the Atlantic sector of the Southern Ocean. Earth and Planetary Science Letters 317, 282-294.

Tachikawa, K., Jeandel, C., Roy-Barman, M., 1999. A new approach to the Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs. Earth and Planetary Science Letters 170, 433-446.

Takahashi T., Broecker W.S., Bainbridge A.E., Weiss R.F. 1980. Carbonate Chemistry of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans: The Results of the GEOSECS Expeditions, 1972-1978. Technical Report No. 1, CV-I -80.

Tarduno, J. 1998. The High Arctic Large Igneous Province. Paper presented at the Third International Conference on Arctic Margins, Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Celle, Germany, 12–16.

Tera F., Wasserburg G.J. 1972. U-Th-Pb systematic in ther Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth and Planetary Science Letters, 14:281-304.

Thomas, D.S.G., Brook, G., Shaw, P.A., Bateman, M., Appleton, C., Nash, D.J., McLaren, S.J., Davies, F., 2003. Late Pleistocene wetting and drying in the NW Kalahari: an integrated study from the Tsodilo Hills, Botswana. *Quaternary International* **104**, 53–67.

Tribovillard, N., Riboulleau, A., Lyons, T., Baudin, F., 2004. Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized organic matter of marine origin as recorded by various Mesozoic formations. Chem. Geol. 213, 385–401.

Tribovillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. Chem. Geol. 232, 12–32.

Tribovillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F., Riboulleau, A., 2012. Analysis of marine environmental conditions based onmolybdenum–uranium covariation—Applications to Mesozoic paleoceanography. Chem. Geol. 324-325, 46–58.

Ulrich, S.M.; Tanton, T.W., Abdrashitova, S.A. 2001. Mercury in the aquatic environment: a review of factors affecting methylation. Critical Reviews in Environmental Science and Technology, 31: 241-293.

Usdowski, E., Hoefs, J. 1990. Kinetic 13C/12C and 18O/16O effects upon dissolution and outgassing of CO2 in the system CO2-H2O. Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 80(2), 109-118.

Valley, J.W., Cavosie, A.J., Fu, B., Peck, W.H., and Wilde, S.A., 2006, Comment on "Heterogeneous Hadean hafnium: Evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga": Science, v. 312, p. 1139a, doi: 10.1126/science.1125301.

van Soelen, E.E., Kim, J.-H., et al. 2017. A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceará Rise. Earth and Planetary Science Letters, 474, 40–48, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.025.

Varejão, F.G., Warren, L.V., Assine, M.L., Rodrigues, M.G., Fürsich, F.T., Fauth, G., Matos, S.A., Ribeiro, A.C., Simões. M.G. 2025. Fossil wonders of anoxic worlds: Linking marine ingressions to Early Cretaceous Konservat-Lagerstätten from Brazil, Global and Planetary Change, v. 253, 104959, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2025.104959.

Veizer, J., Jansen, S.L., 1979. Basement and sedimentary recycling and continental evolution. J. Geol., 87: 341--370.

Veizer, J. 1989. Strontium isotopes in seawater through time. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 17, 141-167.

Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? Earth Planet. Sci. Lett. 224, 441-451. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.037

Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. Chem. Geol. 312-313, 190-194. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.

Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers, v.9, p.1479-1493, doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.

von Blanckenburg, F., Bouchez, J., Ibarra, D.E., Maher, K., 2015. Stable runoff and weathering fluxes into the oceans over Quaternary climate cycles. Nat. Geosci. 8, 538-542.

Vonhof, H.B., Wesselingh, F.P., and Ganssen, G.M. 1998. Recostruction of the Miocene Western Amazonian aquatic system using moluscan isotopes signatures. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 141, 85-93.

Vonhof, H.B., Wesselingh, F.P., Kaandorp, R.J.G., Davies, G.R., van Hinte, J.E., Guerrero, J., Räsänen, M., Romero-Pittman, L., and Ranzi, A. 2003. Paleogeography of Miocene Western Amazona: Isotopic composition of molluscan shells constrains the influence of marine incursions: Bulletin of the Geological

Society of America, v. 115, 983-993. doi:10.1130/B25058.1.

Wagreich, M. 2012. 'OAE 3' – regional Atlantic organic carbon burial during Coniacian-Santonian. Climate of the Past, 8, 1447–1455, https://doi.org/10.5194/cp-8-1447-2012

Wanderley-Filho, J.R., Eiras, J.F., Cunha, P.R.C., Van der Vem, P.H. 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In: Hoorn, C.,Wesselingh, F.P. (Eds.), Amazonia-Landscape and Species Evolution: a Look into the Past. Wiley-Blackwell, Chichester, pp. 92.

Wang, L., Liu, C., Gao, X. and Zhang, H. 2014. Provenance and paleogeography of the Late Cretaceous Mengyejing Formation, Simao Basin, southeastern Tibetan Plateau: Whole-rock geochemistry, U-Pb geochronology, and Hf isotopic constraints. Sedimentary Geology, 304, 44–58, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.02.003.

Wang, Y., Huang, C., Sun, B., Quan, C., Wu, J. and Lin, Z. 2014. Paleo-CO2 variation trends and the Cretaceous greenhouse climate. Earth-Science Reviews, 129, 136-147, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.11.001.

Wang, R.X., Wang, Q.F., Huang, Y.X., Yang, S.J., Liu, X.F., Zhou, Q., 2018. Combined tectonic and paleogeographic controls on the genesis of bauxite in the Early Carboniferous to Permian Central Yangtze Island. Ore Geology Reviews 101, 468-480.

Watson, E.B., and Harrison, T.M., 2005, Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth: Science, v. 308, p. 841–844.

Wesselingh, F. P. 2006. Molluscs from the Miocene Pebas Formation of Peruvian and Colombian Amazonia. Scripta Geologica, 133, 19-290.

Wefer, G., Berger, W. H., Bijma, J., Fischer, G. 1999. Clues to Ocean History: a brief overview of proxies. In: Fischer, G., Wefer, G. Use of Proxies in Paleoceanography - Examples from the South Atlantic, Springer, Berlin, Heidelberg, 1-68.

Weissert, H. 2000. Deciphering methane's fingerprint. Nature, 406, 356–357.

Wendler, J.E. and Wendler, I. 2016. What drove sea-level fluctuations during the mid-Cretaceous greenhouse climate? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 441, 412–419, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.029.

Westerhold T, Marwan N, Drury AJ, et al. 2020. An astronomi-cally dated record of Earth's climate and its predictabil-ity over the last 66 million years. Science 369: 1383–7.

Wetherill G. 1956. Discordant uranium-lead ages I. American Geophysical UnionTransactions, 37: 320-326.

Winfrey, M.R., Rudd, J.W.M. 1990. Environmental factors affecting the formation of methylmercury in low pH lakes. Environmental Toxicology & Chemistry, 9: 853-869.

White, D. 2000. The physiology and biochemistry of prokaryotes. Oxford University Press, New York, p 565.

Xiong, G.L., Yu, W.C., Du, Y.S., Weng, S.F., Pang, D.W., Deng, X.S., Zhou., J.T., 2021. Provenance of lower carboniferous bauxite deposits in Northern Guizhou, China: constraints from geochemistry and detrital zircon U-Pb ages. Journal of Earth Science 32, 235–252.

Xu, Q.L., Liu, B., Ma, Y.S., Song, X.M., Wang, Y.J., Chen, Z.X. 2017. Geological and geochemical characterization of lacustrine shale: a case study of the Jurassic Da'anzhai member shale in the central Sichuan Basin, southwest China. J Nat Gas Sci Eng 47:124–139.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, Science 292, 686–693.

Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V.A. 2018. Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia (p. 664). The American Association of Petroleum Geologists. https://doi.org/10.1306/AAPG117

Zimmermann, U., Andersen, T., Madland, M.V., Larsen, I.S., 2015. The role of U-Pb ages of detrital zircons in sedimentology—An alarming case study for the impact of sampling for provenance interpretation. Sediment. Geol. 320, 38–50. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.02.006.

ANEXOS

As tabelas suplementares, contendo os dados processados de U-Pb e dados brutos de todos os *proxies* geoquímicos e isotópicos, e as figuras suplementares referentes aos artigos apresentados na tese estão disponíveis nas páginas seguintes do presente documento. Esse material anexo está compartimentado segundo a divisão dos capítulos da tese.

Capítulo 5 - Primeiro artigo

Zircon radiometric dating and trace element constraints on the Pliocene-aged Fitzcarrald Arch uplift (Western Amazonia)

Figuras suplementares

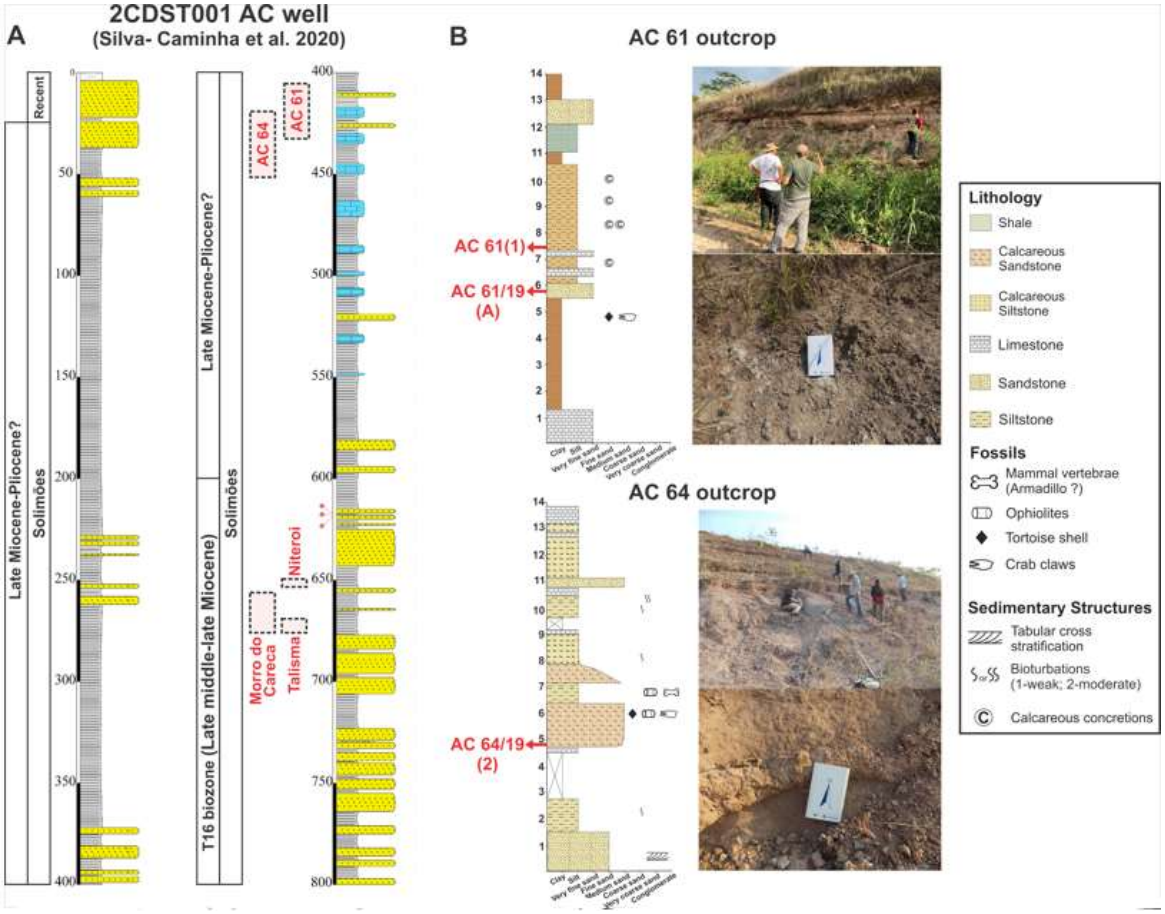


Figure S1. *a) Geologic sequence and stratigraphic age of the first 800m of the well 1CDST0001-AC, as determined by Silva-Caminha et al. (2020). The red rectangles represent the approximate stratigraphic position of the Morro do Careca, Niteroi, Talisma paleontological sites (according to Bissaro-Júnior et al., 2019; Bocquentin and Melo, 2006; Negri et al., 2010), and the outcrops visited in this study (AC61 and AC64); b) Geologic profiles of the outcrops AC61 and AC64 and height position of the analyzed samples.*

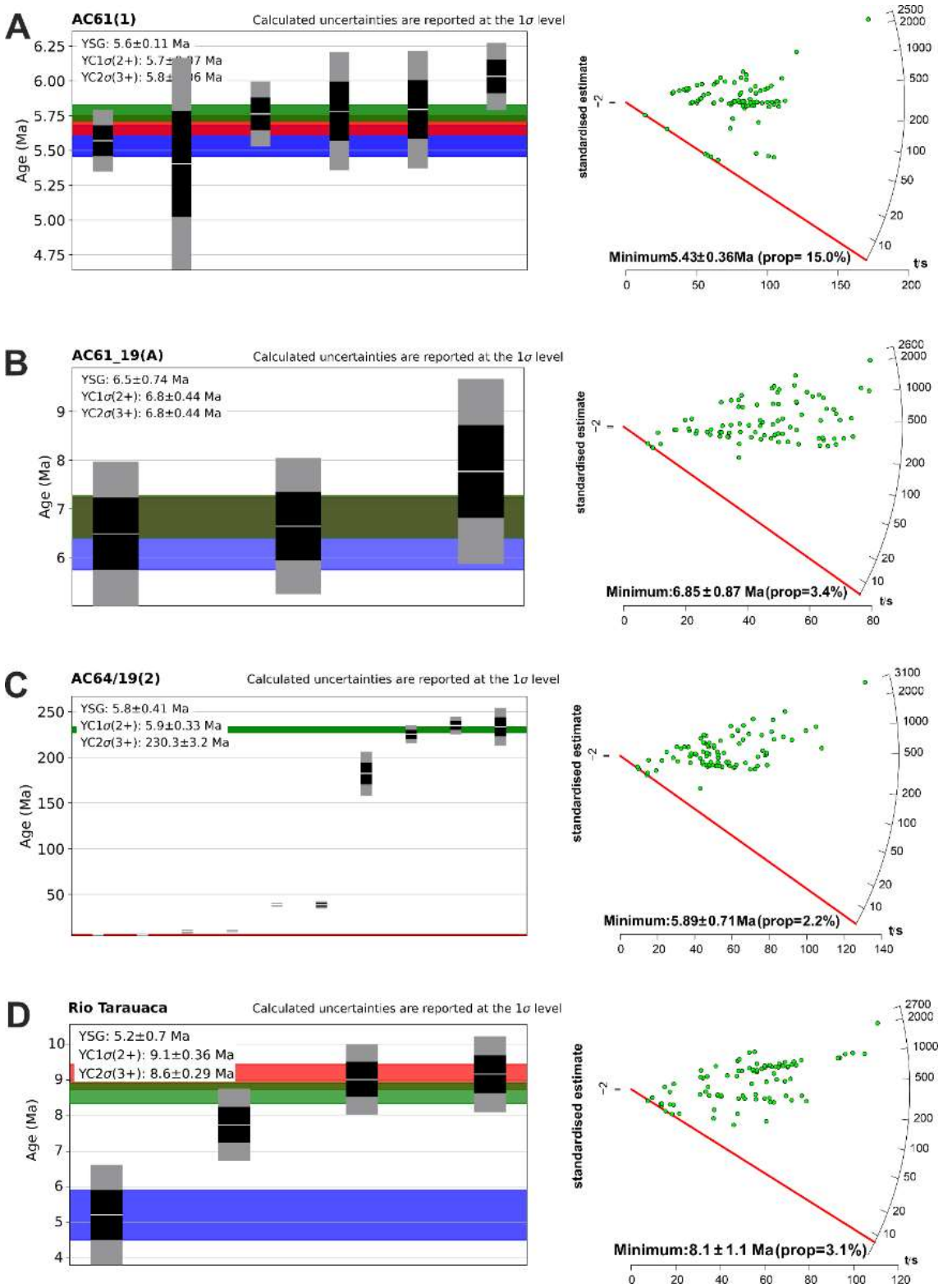


Figure S2. *MDA charts and MLA radial plots, using Dickinson and Gehrels (2009) and Vermeesch (2021) methodologies, for the samples analyzed in this study: a) AC61(1); b) AC61/19(A); c) AC64/19(2); d) Tarauaca River. These results were used to establish the stratigraphic or true depositional age (TDA) for these samples.*

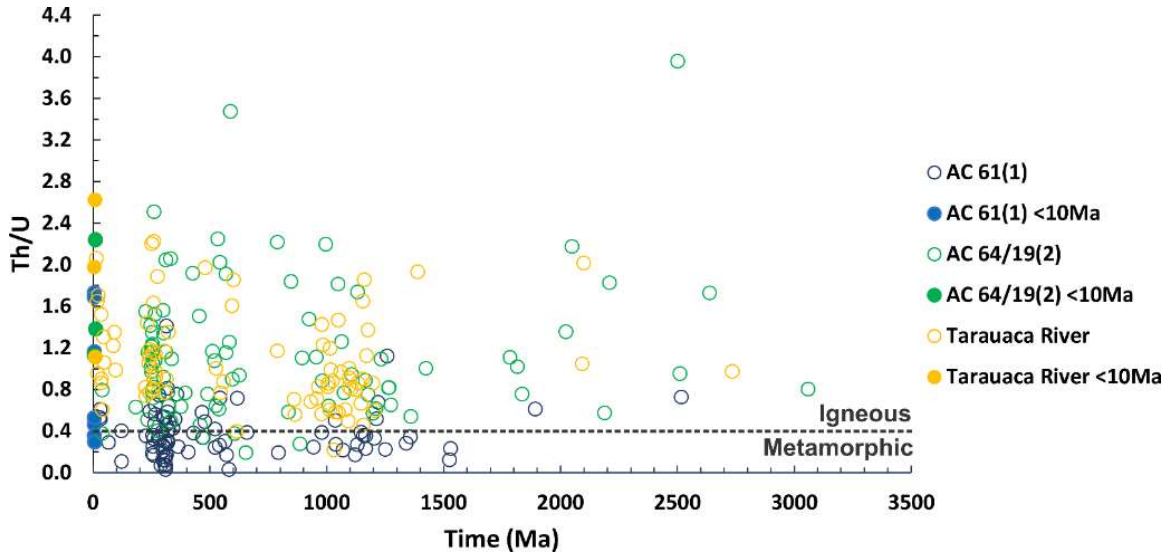


Figure S3. *Zircon Th/U ratio vs. time (t) diagram of the samples analyzed in this study. The youngest zircons (<10 Ma) in each sample are represented by full-colored circles. Zircons with Th/U ratio higher than 0.4 are considered to have an igneous origin, and those with a lower value are considered metamorphic (Yakymchuk et al., 2018).*

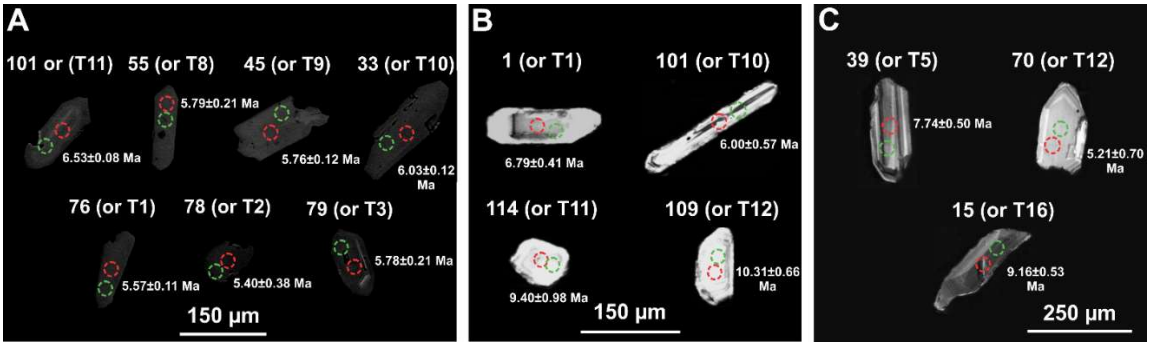
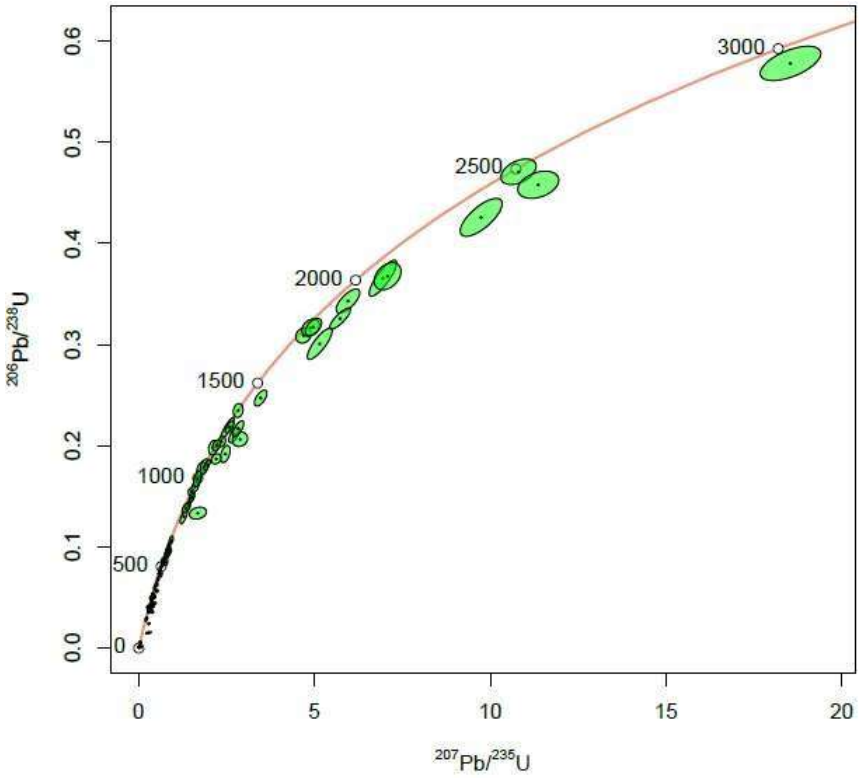
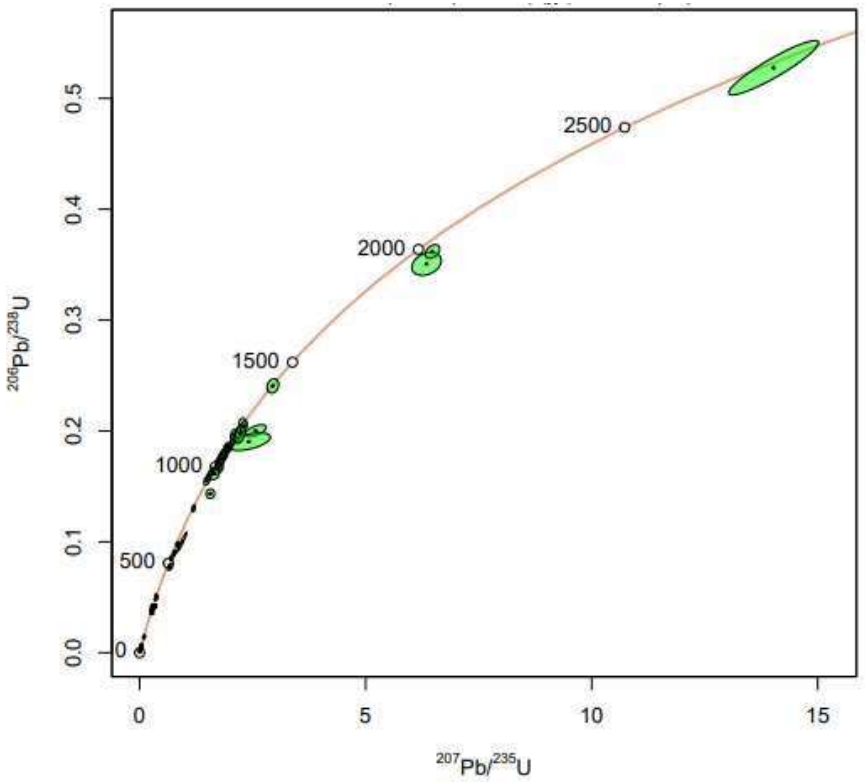


Figure S4. *Back-scattering SEM images of the youngest zircons (<10 Ma) of the samples AC61(1) (a), AC64/19(2) (b), and Tarauaca River (c). Each crystal presents an identification number (shown in Tables S2 and S4), its U-Pb best age, and two circles close to its center: a red and a green one. Red circles represent the laser's spot used for the U-Pb analysis, while the green ones represent the spot used for trace elements analysis.*

AC 61(1)



AC 61/19(A)



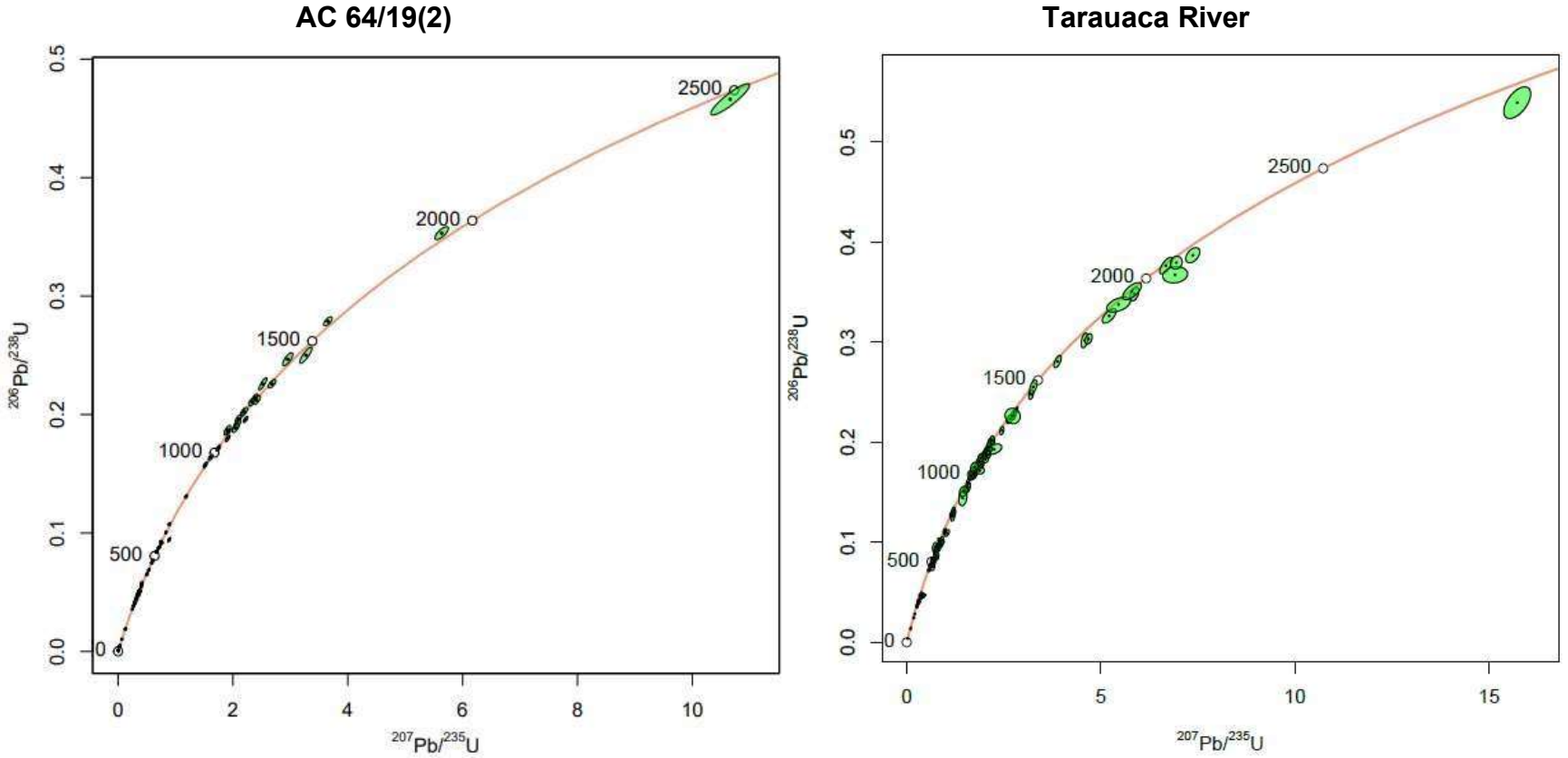
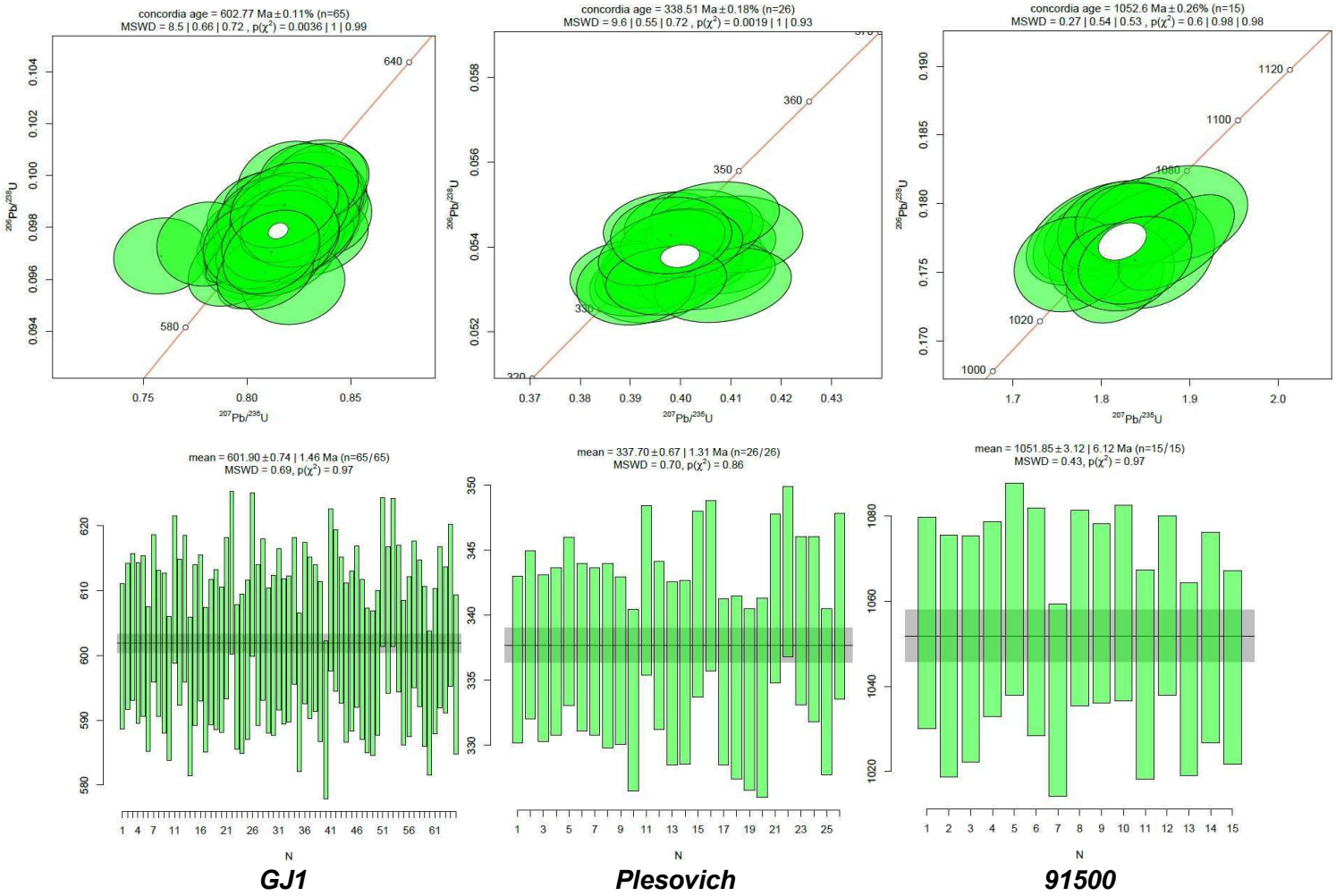


Figure S5. *Concordia curves of the analyzed samples using only concordant zircons (made in Isoplot R; Vermeesch, 2018).*

April 06


concordia age = 602.77 Ma ± 0.11% (n=65)
MSWD = 8.5 | 0.66 | 0.72 , p(χ²) = 0.0036 | 1 | 0.99
concordia age = 338.51 Ma ± 0.18% (n=26)
MSWD = 9.6 | 0.55 | 0.72 , p(χ²) = 0.0019 | 1 | 0.93
concordia age = 1052.6 Ma ± 0.26% (n=15)
MSWD = 0.27 | 0.54 | 0.53 , p(χ²) = 0.6 | 0.98 | 0.98
mean = 601.90 ± 0.74 | 1.46 Ma (n=65/65)
MSWD = 0.69, p(χ²) = 0.97
mean = 337.70 ± 0.67 | 1.31 Ma (n=26/26)
MSWD = 0.70, p(χ²) = 0.86
mean = 1051.85 ± 3.12 | 6.12 Ma (n=15/15)
MSWD = 0.43, p(χ²) = 0.97
N
GJ1
Plesovich
91500

April 08

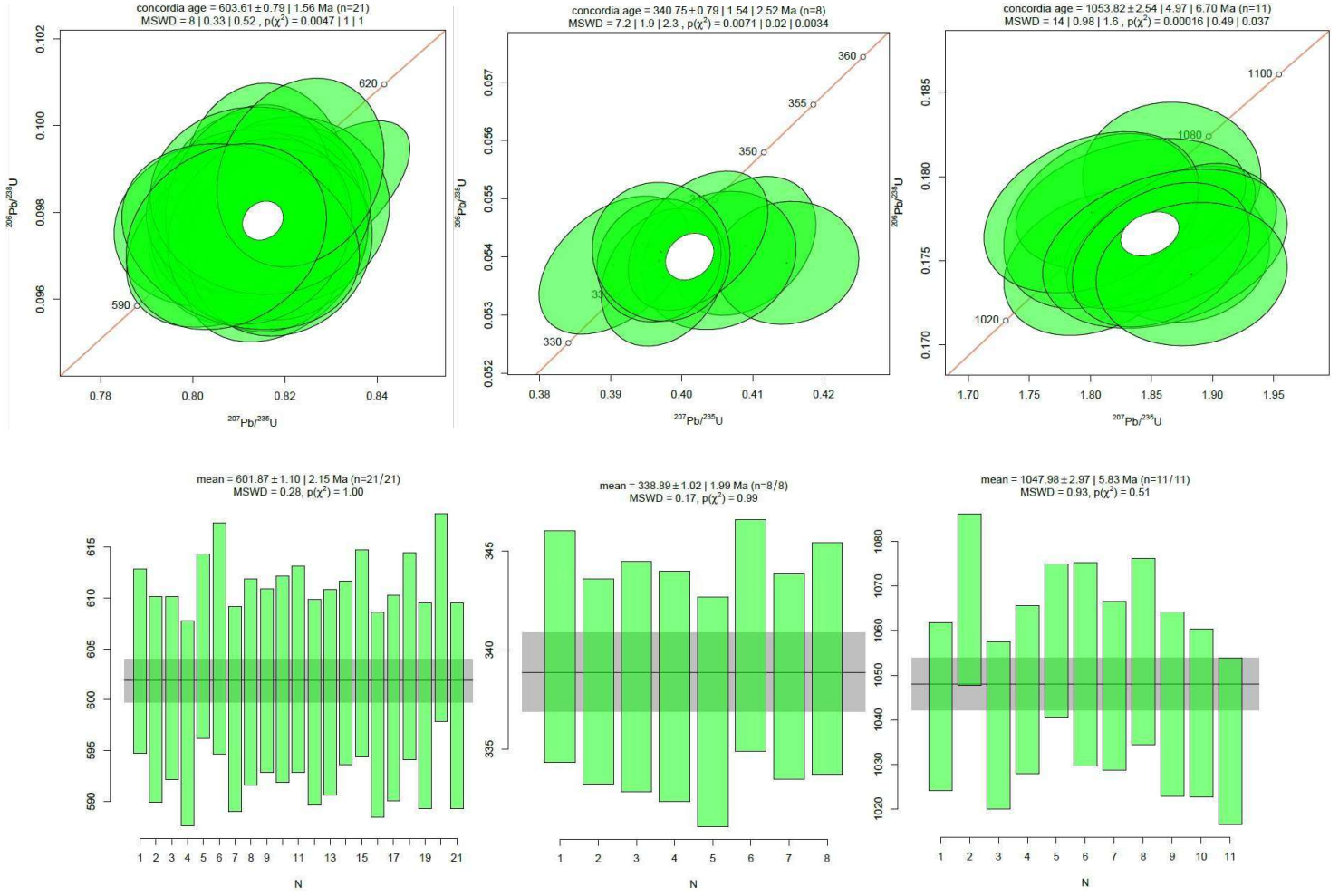


Figure S6. *Zircon standards weighted mean and concordia graphs.*

Tabelas suplementares

Table S1. *Sampling location data*

Sample	Basin	Outcrop/ Section	Height (m)	Rock Unit	Rock type	Latitude	Longitude	Source
AC61(1)	Acre	AC 61	6.7	Solimões Formation	Siltstone	-7.84498	-71.83771	This study
AC61_19(A)	Acre	AC 61	5.8	Solimões Formation	Sandstone	-7.84529	-71.83675	This study
AC64_19(2)	Acre	AC 64	4.85	Solimões Formation	Calcareous sandstone	-7.87700	-71.71775	This study
Tarauaca River	Acre	Tarauca River	-	Modern sand	-	-8.15250	-70.74723	This study
Niteroi	Acre	Niteroi	1.2	Solimões Formation	Sandstone	-10.8111	-67.48793	Bissaro-Junior et al.(2019)
Talisma	Acre	Talisma	2.25	Solimões Formation	Sandstone	-8.47112	-68.44076	Bissaro-Junior et al.(2019)
MD2019-6A	Madre de Dios	Inambari	1400	Ipururo Formation	Medium sandstone	-13.03333	-70.35000	Moizinho et al. (2023)
MD2019-7B	Madre de Dios	Inambari	1600	Ipururo Formation	Sandstone	-13.03333	-70.35000	Moizinho et al. (2023)
MD2019-8A	Madre de Dios	Inambari	2050	Ipururo Formation	Fine sandstone	-13.03333	-70.35000	Moizinho et al. (2023)
MD2019-9B	Madre de Dios	Inambari	2450	Charqui (?) Formation	Volcanoclastic conglomerate	-13.03333	-70.35000	Moizinho et al. (2023)
MD2019-18	Madre de Dios	Puerto Maldonado	8	Charqui (?) Formation	Sandstone	-12.76667	-70.28333	Moizinho et al. (2023)
MD2019-16C	Madre de Dios	Puerto Maldonado	3	Charqui (?) Formation	Medium sandstone	-12.76667	-70.28333	Moizinho et al. (2023)
MD2019-16B	Madre de Dios	Puerto Maldonado	8	Charqui (?) Formation	Medium sandstone	-12.76667	-70.28333	Moizinho et al. (2023)

***Table S2**. Zircon U-Pb isotopic data of samples from the Solimões Basin and analysed standard zircons*

11 December 2018 - Sample AC61(1)									Data for Wetherill plot[4]					Ages[4]								
Identifier	206* (%)	204Pb cps	206Pb mV[1]	Th/U	206Pb/ ^{204}Pb	1s%	207Pb/ ^{206}Pb	1s %	207Pb /^{235}U	1s %	206Pb /^{238}U	1s %	Rho	207Pb/ ^{206}Pb	2s abs	206Pb /^{238}U	2s abs	207Pb /^{235}U	2s abs	% U-Pb disc[5]	% U-Pb disc[6]	Best age[7]	2s abs
105-ZR78	4.872452	12	0	1.2	320.7516044	18.08345	0.05	25.7	0.00577	25.94	0.0008	3.5	0.13598	188.9	1017.07	5	0	6	3	97	7	5	0
101-ZR76	4.639062	9	0	0.5	336.8883252	20.23345	0.05	8.4	0.00596	8.48	0.0009	1.0	0.11765	194.9	369.23	6	0	6	1	97	8	6	0
060-ZR45	1.892709	12	0	1.7	825.718368	21.77237	0.05	3.5	0.00579	3.63	0.0009	1.0	0.28050	45.2	161.42	6	0	6	0	87	2	6	0
106-ZR79	1.406674	8	0	1.7	1111.020884	27.5939	0.04	10.2	0.00553	10.35	0.0009	1.8	0.17723	-70.1	463.18	6	0	6	1	108	-3	6	0
074-ZR55	4.187089	10	0	0.4	373.2531407	15.32182	0.05	6.2	0.00597	6.51	0.0009	1.8	0.28026	106.7	282.09	6	0	6	1	95	4	6	0
046-ZR33	2.181835	11	0	0.5	716.297341	21.38165	0.05	5.2	0.00632	5.35	0.0009	1.0	0.18709	145.6	237.14	6	0	6	1	96	6	6	0
134-ZR101	1.576667	7	0	0.3	991.2292703	14.15038	0.05	3.0	0.00708	3.04	0.0010	0.6	0.20222	224.7	134.00	7	0	7	0	97	9	7	0
113-ZR86	0.25562	6	0	0.5	6113.329064	10.94019	0.05	2.1	0.02810	2.24	0.0043	0.6	0.27820	71.7	99.12	28	0	28	1	61	2	28	0
096-ZR71	0.246006	9	0	0.6	6352.168604	15.25996	0.05	1.8	0.03103	1.97	0.0047	0.6	0.29229	94.0	86.21	30	0	31	1	68	3	30	0
128-ZR97	0.202292	9	0	0.5	7724.776464	25.14618	0.05	1.4	0.03148	1.53	0.0049	0.5	0.34472	37.7	65.62	31	0	31	1	17	0	31	0
082-ZR59	0.559019	11	0	0.3	2794.910531	16.94554	0.05	2.1	0.06844	2.23	0.0103	0.7	0.31760	101.5	97.20	66	1	67	3	35	1	66	1
099-ZR74	0.238879	9	0	0.4	6538.861865	13.23987	0.05	1.3	0.12962	1.49	0.0189	0.7	0.45371	186.7	58.71	120	2	124	3	35	3	120	2
003-ZR1	0.039529	6	0	0.1	39514.6912	47.71727	0.05	1.0	0.12986	1.20	0.0191	0.5	0.45832	167.1	46.25	122	1	124	3	27	2	122	1
107-ZR80	0.054887	10	0	0.4	28442.69282	16.30724	0.05	1.0	0.25031	1.24	0.0357	0.6	0.49255	234.2	46.25	226	3	227	5	3	0	226	3
004-ZR2	0.125998	7	0	0.6	12388.84206	11.17279	0.05	1.0	0.26956	1.24	0.0384	0.6	0.49676	233.7	46.21	243	3	242	5	-4	0	243	3
018-ZR14	0.087061	8	0	0.2	17928.63084	13.17565	0.05	1.0	0.28125	1.14	0.0400	0.5	0.44581	242.4	43.64	253	3	252	5	-4	0	253	3
010-ZR8	0.056744	9	0	0.2	27507.1025	31.23757	0.05	0.8	0.28458	1.04	0.0403	0.6	0.57337	248.2	35.19	255	3	254	5	-3	0	255	3
090-ZR67	0.045244	14	0	0.4	34499.15639	25.10596	0.05	1.0	0.28525	1.22	0.0404	0.6	0.49867	251.4	45.23	255	3	255	5	-1	0	255	3

072-ZR53	0.141883	6	0	0.3	11001.01797	17.38675	0.05	1.1	0.28911	1.29	0.0405	0.6	0.47939	273.7	48.74	256	3	258	6	6	1	256	3
110-ZR83	0.03063	8	0	0.3	50958.08049	16.08383	0.05	0.4	0.29078	0.75	0.0410	0.5	0.62679	261.4	20.57	259	2	259	3	1	0	259	2
140-ZR107	0.017685	9	0	0.2	88258.29332	13.76583	0.05	0.6	0.29226	0.92	0.0410	0.6	0.64481	269.3	27.17	259	3	260	4	4	0	259	3
086-ZR63	0.007151	10	0	0.5	218273.4245	18.30687	0.05	0.4	0.30184	0.79	0.0415	0.6	0.70470	316.8	19.11	262	3	268	4	17	2	262	3
027-ZR21	0.051311	8	0	0.6	30417.51764	16.26455	0.05	0.9	0.29696	1.11	0.0422	0.6	0.52182	240.8	40.07	267	3	264	5	-11	-1	267	3
100-ZR75	0.10024	6	0	0.7	15570.29264	13.27193	0.05	0.8	0.30427	1.13	0.0423	0.7	0.61661	295.1	36.71	267	4	270	5	10	1	267	4
095-ZR70	0.009989	6	0	0.3	156235.9626	15.35598	0.05	0.8	0.32687	1.45	0.0443	1.1	0.77530	350.7	37.51	279	6	287	7	20	3	279	6
076-ZR57	0.05148	10	0	0.7	30315.30029	13.12048	0.05	0.8	0.32016	1.02	0.0447	0.5	0.47572	281.2	37.21	282	3	282	5	0	0	282	3
126-ZR95	0.18957	7	0	0.3	8232.327903	12.60785	0.05	1.1	0.32526	1.34	0.0451	0.7	0.51852	298.1	49.12	284	4	286	7	5	1	284	4
070-ZR51	0.056206	7	0	0.1	27764.91052	16.95536	0.05	1.2	0.32562	1.50	0.0461	0.8	0.55206	248.9	54.36	291	5	286	7	-17	-2	291	5
067-ZR48	0.047084	6	0	0.4	33142.59129	55.82482	0.05	1.8	0.33668	2.12	0.0469	1.0	0.48097	286.1	82.24	296	6	295	11	-3	0	296	6
047-ZR34	0.034249	8	0	0.1	45562.47649	14.55718	0.05	0.5	0.33529	0.83	0.0474	0.5	0.64743	256.5	23.55	298	3	294	4	-16	-2	298	3
132-ZR99	0.017112	9	0	0.3	91189.54712	15.15964	0.05	0.7	0.34432	1.12	0.0474	0.8	0.73438	316.0	30.11	298	5	300	6	6	1	298	5
068-ZR49	0.033004	8	0	0.5	47281.36812	14.94363	0.05	0.6	0.34766	0.90	0.0475	0.6	0.64187	331.9	26.19	299	3	303	5	10	1	299	3
016-ZR12	0.024156	16	0	0.2	64600.02514	24.20179	0.06	1.1	0.36148	1.32	0.0476	0.7	0.52049	417.5	47.02	299	4	313	7	28	4	299	4
058-ZR43	0.069133	11	0	0.2	22571.78479	22.53617	0.05	1.0	0.34031	1.52	0.0476	1.1	0.71579	278.6	45.33	300	6	297	8	-8	-1	300	6
073-ZR54	0.174472	5	0	0.5	8943.538525	12.69476	0.05	1.1	0.34595	1.32	0.0486	0.6	0.47756	268.8	50.17	306	4	302	7	-14	-1	306	4
109-ZR82	0.01662	4	0	0.3	93887.31323	12.85519	0.05	0.5	0.35388	0.83	0.0487	0.6	0.68180	316.0	21.94	307	3	308	4	3	0	307	3
049-ZR36	0.015282	7	0	0.1	102104.7037	14.50237	0.05	0.5	0.35098	0.86	0.0487	0.5	0.63865	296.8	24.80	307	3	305	5	-3	0	307	3
017-ZR13	0.018594	6	0	0.2	83917.69455	13.22499	0.05	0.5	0.35386	0.79	0.0492	0.5	0.62252	293.6	22.52	309	3	308	4	-5	-1	309	3
023-ZR19	0.031498	8	0	0.1	49538.65243	26.64834	0.05	0.7	0.35638	0.93	0.0492	0.5	0.55594	308.8	30.63	310	3	310	5	0	0	310	3

028-ZR22	0.020864	9	0	0.0	74785.94148	15.40296	0.05	0.6	0.35594	0.97	0.0492	0.6	0.64357	303.6	29.37	310	4	309	5	-2	0	310	4
031-ZR24B	0.012298	6	0	0.1	126875.2239	12.19749	0.05	0.4	0.35807	0.84	0.0495	0.6	0.75832	305.3	18.24	311	4	311	4	-2	0	311	4
007-ZR5	0.027819	13	0	1.4	56089.45088	15.84776	0.05	0.5	0.36487	0.79	0.0497	0.5	0.59631	338.6	23.38	313	3	316	4	8	1	313	3
059-ZR44	0.046532	8	0	0.5	33532.41264	14.48602	0.05	0.6	0.36150	0.92	0.0499	0.6	0.60101	310.1	28.75	314	3	313	5	-1	0	314	3
035-ZR26B	0.034853	12	0	0.2	44769.22863	16.97436	0.05	0.5	0.36288	0.93	0.0499	0.7	0.71287	318.3	24.23	314	4	314	5	1	0	314	4
061-ZR46	0.108213	15	0	0.6	14418.63028	20.33945	0.06	0.9	0.38833	1.15	0.0506	0.6	0.53345	437.3	39.97	318	4	333	7	27	4	318	4
097-ZR72	0.199433	10	0	0.8	7823.590583	16.85317	0.05	1.1	0.37269	1.30	0.0507	0.7	0.51714	343.7	47.25	319	4	322	7	7	1	319	4
081-ZR58	0.025003	10	0	0.3	62402.53753	15.86345	0.05	0.6	0.37134	0.83	0.0509	0.5	0.58588	326.9	25.47	320	3	321	5	2	0	320	3
045-ZR32	0.042736	7	0	0.3	36509.46476	15.91569	0.05	0.9	0.37874	1.45	0.0509	1.1	0.75702	371.1	39.00	320	7	326	8	14	2	320	7
133-ZR100	0.09497	10	0	0.4	16429.00068	14.35646	0.05	1.0	0.37698	1.22	0.0511	0.6	0.50917	349.5	43.95	321	4	325	7	8	1	321	4
083-ZR60	0.074119	12	0	0.4	21050.50194	20.67375	0.05	1.5	0.36469	1.73	0.0513	0.7	0.38924	263.7	70.37	323	4	316	9	-22	-2	323	4
121-ZR90	0.04233	12	0	0.5	36857.89655	25.3886	0.05	0.6	0.38119	0.85	0.0519	0.5	0.54109	339.6	27.38	326	3	328	5	4	1	326	3
085-ZR62	0.133504	8	0	0.4	11685.52503	14.64494	0.05	0.8	0.40305	1.10	0.0544	0.6	0.58324	358.9	36.54	342	4	344	6	5	1	342	4
136-ZR103	0.104976	6	0	0.5	14860.3109	11.78942	0.05	1.1	0.41201	1.54	0.0559	1.0	0.65380	348.9	49.67	351	7	350	9	0	0	351	7
122-ZR91	0.03017	11	0	0.8	51702.70892	20.75992	0.05	0.5	0.41679	0.85	0.0573	0.6	0.68580	318.2	22.57	359	4	354	5	-13	-2	359	4
071-ZR52	0.026877	4	0	0.3	58035.54024	24.62966	0.05	1.3	0.41837	1.53	0.0580	0.8	0.49960	299.0	57.59	363	5	355	9	-22	-2	363	5
102-ZR77	0.032637	8	0	0.2	47779.43555	23.07548	0.06	0.9	0.50468	1.37	0.0652	1.0	0.72149	456.7	38.56	407	8	415	9	11	2	407	8
034-ZR26N	0.081654	8	0	0.4	19094.8239	14.43212	0.06	0.8	0.53875	1.32	0.0688	1.0	0.74005	482.3	35.40	429	8	438	9	11	2	429	8
088-ZR65	0.067338	9	0	0.6	23148.58215	16.70388	0.06	0.7	0.58987	1.05	0.0750	0.6	0.61646	493.0	32.50	466	6	471	8	5	1	466	6
042-ZR29	0.024092	5	0	0.3	64700.01461	11.95212	0.06	0.7	0.58895	0.94	0.0753	0.6	0.60459	480.6	28.70	468	5	470	7	3	0	468	5
127-ZR96	0.038579	7	0	0.5	40401.54476	16.13101	0.06	0.6	0.60736	0.91	0.0769	0.6	0.62990	502.1	26.19	478	5	482	7	5	1	478	5

112-ZR85	0.053297	9	0	0.4	29234.93408	15.1799	0.06	0.7	0.67503	1.04	0.0842	0.6	0.61911	535.8	31.55	521	6	524	8	3	1	521	6
050-ZR37	0.002464	8	0	0.2	632427.419	92.15403	0.06	0.6	0.66800	0.90	0.0844	0.6	0.61481	506.5	26.36	522	6	519	7	-3	-1	522	6
024-ZR20	0.068661	8	0	0.3	22689.93315	14.61861	0.06	0.8	0.70458	1.04	0.0874	0.5	0.50667	546.6	35.49	540	5	542	9	1	0	540	5
084-ZR61	0.132742	10	0	0.7	11736.23725	13.27592	0.06	0.9	0.71927	1.35	0.0879	0.9	0.70216	579.2	38.21	543	10	550	11	6	1	543	10
137-ZR104	0.081994	14	0	0.3	18996.98431	19.97763	0.06	1.2	0.75925	1.41	0.0915	0.6	0.41715	610.8	52.65	564	6	574	12	8	2	564	6
135-ZR102	0.041103	10	0	0.2	37893.69771	14.43225	0.06	0.6	0.74820	0.84	0.0927	0.5	0.61570	550.8	24.05	571	6	567	7	-4	-1	571	6
111-ZR84	0.006043	8	0	0.0	257729.0196	15.4456	0.07	0.5	0.89054	1.11	0.0944	0.9	0.80513	880.1	22.54	582	10	647	11	34	10	582	10
119-ZR88	0.055847	8	0	0.7	27879.66796	13.51724	0.06	0.6	0.83387	0.85	0.1004	0.5	0.60206	612.5	24.29	617	6	616	8	-1	0	617	6
009-ZR7	0.050605	11	0	0.4	30756.47935	17.23874	0.06	0.7	0.89661	0.94	0.1075	0.6	0.60629	620.9	28.07	658	7	650	9	-6	-1	658	7
131-ZR98	0.018115	6	0	0.2	85813.06374	16.49575	0.07	0.5	1.18688	0.79	0.1309	0.5	0.61449	799.4	20.87	793	7	795	9	1	0	793	7
048-ZR35	0.003558	4	0	0.2	436272.3202	81.55416	0.07	0.6	1.52005	0.98	0.1575	0.7	0.71527	928.6	23.72	943	12	938	12	-2	0	943	12
020-ZR16	0.053849	7	0	0.4	28810.75785	13.51327	0.07	0.7	1.61334	1.02	0.1639	0.6	0.61817	968.7	29.02	978	11	975	13	-1	0	978	11
044-ZR31	0.030396	6	0	0.5	51014.35884	13.38538	0.07	0.6	1.74672	0.93	0.1717	0.6	0.65470	1035.7	24.15	1021	12	1026	12	1	0	1036	24
011-ZR9	0.128786	15	0	0.3	12027.7168	24.33037	0.07	0.8	1.90198	1.25	0.1867	0.9	0.71992	1037.8	31.66	1104	18	1082	17	-6	-2	1038	32
029-ZR23	0.016321	7	0	0.2	94915.13169	12.40358	0.08	0.4	1.92151	0.77	0.1858	0.5	0.67317	1068.6	17.25	1099	10	1089	10	-3	-1	1069	17
098-ZR73	0.018884	8	0	0.2	82065.86643	15.12389	0.08	0.4	1.90946	0.86	0.1798	0.7	0.76998	1121.1	16.03	1066	13	1084	11	5	2	1121	16
015-ZR11	0.072928	7	0	0.3	21225.03655	14.39387	0.08	0.7	2.09462	1.03	0.1964	0.7	0.66042	1130.2	27.07	1156	14	1147	14	-2	-1	1130	27
125-ZR94	0.016567	9	0	0.4	93395.04518	14.89588	0.08	0.4	2.17150	0.74	0.2020	0.5	0.72224	1146.1	14.12	1186	12	1172	10	-3	-1	1146	14
019-ZR15	0.07648	7	0	0.4	20246.57264	12.07322	0.08	0.9	2.07048	1.25	0.1915	0.8	0.64529	1157.4	34.63	1129	17	1139	17	2	1	1157	35
093-ZR68	0.045366	7	0	0.2	34104.70563	13.17414	0.08	0.7	2.19728	1.06	0.2024	0.7	0.70042	1165.6	26.15	1188	16	1180	15	-2	-1	1166	26
075-ZR56	0.059909	11	0	0.4	25852.21124	16.42608	0.08	0.8	2.05023	1.22	0.1888	0.9	0.70179	1166.1	30.96	1115	18	1132	17	4	2	1166	31

032-ZR25N	0.065506	6	0	0.3	23603.67782	10.12554	0.08	0.8	2.33020	1.04	0.2106	0.6	0.59772	1203.2	29.45	1232	14	1222	15	-2	-1	1203	29
036-ZR27	0.012917	8	0	0.5	119659.0671	14.04234	0.08	0.5	2.38408	0.83	0.2145	0.6	0.68302	1211.8	18.95	1253	13	1238	12	-3	-1	1212	19
120-ZR89	0.111745	9	0	0.7	13818.95353	19.34538	0.08	0.5	2.52097	1.12	0.2259	0.9	0.83896	1219.7	18.93	1313	22	1278	16	-8	-3	1220	19
123-ZR92	0.019199	8	0	0.2	80628.15139	14.08767	0.08	0.4	2.22011	0.75	0.1958	0.5	0.70719	1250.7	14.67	1153	11	1187	10	8	3	1251	15
062-ZR47	0.059867	10	0	1.1	25823.69239	14.82089	0.08	0.8	2.41465	1.10	0.2122	0.7	0.64545	1257.8	29.43	1241	16	1247	16	1	1	1258	29
089-ZR66	0.033381	10	0	0.3	46260.27408	15.48514	0.09	0.6	2.68200	0.99	0.2260	0.6	0.65504	1339.5	24.91	1314	15	1324	15	2	1	1339	25
138-ZR105	0.097885	9	0	0.3	15746.20371	15.11993	0.09	0.7	2.95498	1.21	0.2467	0.9	0.75268	1357.8	27.04	1421	23	1396	18	-5	-2	1358	27
043-ZR30	0.008992	10	0	0.1	171359.2168	18.85488	0.09	0.6	3.27046	1.34	0.2501	1.1	0.84668	1524.6	22.81	1439	29	1474	21	6	2	1525	23
055-ZR40	0.029658	10	0	0.2	51800.94534	14.75056	0.10	0.5	3.65380	0.83	0.2787	0.6	0.66689	1529.6	18.51	1585	15	1561	13	-4	-2	1530	19
094-ZR69	0.004504	5	0	0.6	337882.2751	61.95175	0.12	0.4	5.63550	0.85	0.3531	0.6	0.73787	1891.7	15.67	1949	21	1922	15	-3	-1	1892	16
056-ZR41	0.051232	6	0	0.7	29079.68872	9.617271	0.17	0.4	10.65944	1.29	0.4661	1.2	0.89601	2516.4	14.67	2466	47	2494	24	2	1	2516	15
Elevado grau de discordância																							
005-ZR3	0.1711	14	0.0004	1.123	9004	20.58	0.07903	1.12	2.736	2.15	0.2511	1.80	0.84	1173	44	1444	46	1338	32	-23.13	-7.9		
006-ZR4	0.0072	8	0.0046	0.314	210461	19.32	0.17911	0.33	9.412	0.71	0.3811	0.52	0.72	2645	11	2081	18	2379	13	21.30	12.5		
008-ZR6	0.0132	11	0.0044	0.097	117187	20.10	0.07732	0.40	1.692	0.86	0.1587	0.66	0.77	1129	16	949	12	1005	11	15.94	5.6		
012-ZR10	0.0149	11	0.0036	0.183	103591	17.19	0.08719	0.59	2.411	0.93	0.2006	0.61	0.66	1365	23	1178	13	1246	13	13.64	5.4		
022-ZR18	0.5551	21	0.0002	0.261	2812	22.41	0.08587	2.40	0.521	2.54	0.0440	0.74	0.29	1335	91	278	4	426	18	79.21	34.8		
030-ZR24N	0.0110	14	0.0060	0.188	140441	20.68	0.11310	0.40	3.549	1.29	0.2276	1.17	0.91	1850	14	1322	28	1538	20	28.54	14.1		
033-ZR25B	0.0901	16	0.0006	0.231	17104	21.73	0.07927	0.98	2.690	1.60	0.2461	1.22	0.76	1179	38	1418	31	1326	24	-20.29	-7.0		
041-ZR28	0.0578	96	0.0019	0.124	26962	26.43	0.08440	1.58	1.065	1.76	0.0915	0.68	0.38	1302	61	564	7	736	18	56.65	23.3		

053-ZR38	0.0216	9	0.0022	0.093	72081	18.76	0.07153	0.67	1.251	1.24	0.1268	0.98	0.79	973	27	770	14	824	14	20.87	6.6		
054-ZR39	0.0061	8	0.0073	0.091	253196	16.06	0.15340	0.40	5.943	0.96	0.2810	0.79	0.82	2384	14	1596	22	1967	17	33.05	18.9		
087-ZR64	0.3956	30	0.0004	1.050	3916	34.29	0.08905	2.59	2.274	2.73	0.1852	0.78	0.29	1405	98	1095	16	1204	38	22.04	9.0		
108-ZR81	0.0878	12	0.0006	1.092	17572	17.48	0.08035	0.49	2.578	1.19	0.2327	1.02	0.86	1206	19	1349	25	1294	17	-11.87	-4.2		
124-ZR93	0.0253	7	0.0017	0.235	61509	16.65	0.07046	0.51	1.198	1.04	0.1233	0.82	0.80	942	21	750	12	800	11	20.39	6.3		
Elevado erro analítico																							
021-ZR17	0.3110	17	0.0002	0.306	5021	27.78	0.02946	20.92	0.100	20.98	0.0246	1.56	0.07	-1216	1111	156	5	97	38	112.87	-62.0		
069-ZR50	0.2684	30	0.0005	0.179	5802	31.46	0.07222	4.35	0.974	4.43	0.0978	0.79	0.18	992	172	601	9	690	44	39.39	12.9		
114-ZR87	0.0379	8	0.0012	0.084	41171	17.48	0.05813	1.00	0.355	6.65	0.0443	6.57	0.99	535	43	279	36	308	35	47.76	9.4		
139-ZR106	0.1810	27	0.0004	0.215	8622	27.80	0.04454	6.14	0.257	6.22	0.0418	0.86	0.14	-81	288	264	4	232	26	426.07	-13.8		
Elevado 204Pb																							
057-ZR42	6.2690	59	0.0002	0.589	249	10.31	0.11256	4.83	0.852	4.96	0.0549	1.03	0.21	1841	170	344	7	626	46	81.29	44.9		

08 April 2022 – Sample AC61/19(A)								Data for Tera-Wasserburg plot				Data for Wetherill plot					Dates												
Identifier	Comments	f206c	206Pb	Upm	Th/U	206Pb/204Pb	1s %	238U/206Pb	1s %	207Pb/206Pb	1s %	207Pb/235U	1s %	206Pb/238U	1s %	Rho	207Pb/206Pb	2s (abs)	2ssys (abs)	206Pb/238U	2s (abs)	2ssys (abs)	207Pb/235U	2s (abs)	2ssys (abs)	% conc 1	% conc 1	Best age	2s (abs)
AC-6119A-79	AC-61-19A	-66.904	855	288	4.5	-10.2004449	-37.2281	1035.00	4.8	0.08355	21.35	0.0116	20.5	0.00101	5.8	-0.10	1216	626	626	6	1	1	8	5	5	80.3		6	1
AC-6119A-51	AC-61-19A	-48.0567	1261	432	2.1	14.4114704	84.08079	1050.85	5.7	0.04872	34.15	0.0099	25.1	0.00103	5.3	0.31	648	661	661	7	1	1	8	5	5	82.8		7	1
AC-6119A-16	AC-61-19A	26.8320	951	247	2.1	-18.0692634	-73.9813	862.92	6.3	0.07732	30.71	0.0137	35.9	0.00121	6.2	0.43	1087	1162	1162	8	1	1	10	10	10	81.1		8	1

AC-6119A-67	AC-61-19A	-0.08474	1022	69	1.3	-11.211003	-46.1108	235.00	4.3	0.04873	25.89	0.0309	27.1	0.00446	4.3	0.15	677	731	731	29	2	2	30	16	16	**96.4**		29	2
AC-6119A-12	AC-61-19A	-4.7358	14089	287	0.9	18.3004117	495.3562	69.42	1.5	0.04957	3.96	0.0990	3.3	0.01451	1.5	-0.35	51	205	205	93	2	3	96	6	6	**97.1**		93	2
AC-61-19A	AC-61-19A	2.24921	8422	96	0.9	-165.151799	-53.1332	41.30	5.8	0.05200	6.08	0.1816	7.3	0.02551	4.6	0.38	304	212	212	162	15	15	168	23	23	**96.5**		162	15
AC-6119A-81	AC-61-19A	1.788319	8404	92	1.4	126.823893	71.3592	34.28	1.6	0.05179	4.87	0.2057	4.0	0.02936	1.5	-0.06	160	211	211	187	5	6	193	16	16	**96.5**		187	5
AC-6119A-46	AC-61-19A	-0.65976	42584	343	1.6	-992.417481	-35.8779	25.39	1.3	0.05180	2.62	0.2867	2.6	0.03925	1.1	0.17	240	131	131	248	4	6	255	12	12	**97.1**		248	4
AC-6119A-29	AC-61-19A	2.653148	10466	81	1.2	-4.57720202	-1735.61	25.72	1.9	0.05025	3.75	0.2782	2.7	0.03926	1.8	-0.14	243	160	160	248	8	9	249	12	12	**99.8**		248	8
AC-6119A-105	AC-61-19A	-0.90969	53591	461	0.9	-343.901574	-75.996	25.38	1.2	0.05214	1.98	0.2855	1.8	0.03955	1.2	0.10	265	93	93	250	5	6	255	8	8	**98.2**		250	5
AC-6119A-59	AC-61-19A	0.88102	11474	88	2.2	-170.677435	-34.7268	25.42	1.6	0.05355	3.82	0.2931	3.4	0.03965	1.7	-0.27	253	201	201	251	7	8	260	16	16	**96.4**		251	7
AC-6119A-30	AC-61-19A	1.439221	45990	342	0.8	76.1878952	435.6107	25.03	1.1	0.05108	1.37	0.2835	1.4	0.04006	1.1	0.33	229	65	65	253	4	5	253	6	6	**100.0**		253	4
AC-6119A-35	AC-61-19A	-2.04127	8878	68	2.2	-26.3538375	-147.258	24.96	1.7	0.05084	6.85	0.2823	6.2	0.04033	1.7	-0.22	36	300	300	255	8	8	250	27	27	**102.0**		255	8
AC-6119A-23	AC-61-19A	0.246517	80499	555	0.8	-3461.697849	-27.2146	24.67	1.0	0.05457	1.45	0.3091	1.5	0.04063	1.0	0.37	381	65	65	257	4	5	273	7	7	**94.0**		257	4
AC-6119A-71	AC-61-19A	0.545086	35701	284	0.9	-10435.05832	-77.8394	24.31	1.3	0.05327	2.17	0.3094	2.5	0.04112	1.2	0.34	326	103	103	260	5	6	273	12	12	**95.1**		260	5
AC-6119A	AC-61-	2.37955	1468	119	2.4	-137.9	-87.7	24.43	2.2	0.05065	3.48	0.2904	3.3	0.04136	2.3	0.1	174	173	173	261	11	12	258	15	15	**101.2**		261	11

-93	19A	1	4			474179	14									6													
AC-6119A-1	AC-61-19A	1.07608	33320	245	0.6	-161.007826	-193.378	24.20	1.3	0.05839	2.38	0.3402	2.9	0.04136	1.3	0.59	537	108	108	261	6	7	297	15	15	87.9		261	6
AC-6119A-66	AC-61-19A	1.67152	73210	524	0.2	-926.983727	-84.4987	24.18	1.8	0.05882	2.91	0.3345	3.3	0.04154	2.0	0.46	540	127	127	262	9	10	292	17	17	**89.7**		262	9
AC-6119A-92	AC-61-19A	-0.70018	43635	348	0.9	-2096.726434	-34.5705	23.10	1.0	0.05196	1.68	0.3129	1.6	0.04339	1.0	0.10	280	85	85	274	4	5	276	8	8	**99.1**		274	4
AC-6119A-102	AC-61-19A	1.012978	30960	251	0.8	769.994222 3	49.8097 6	23.04	1.4	0.05273	2.53	0.3180	2.2	0.04370	1.4	-0.02	300	111	111	276	7	8	280	11	11	**98.6**		276	7
AC-6119A-74	AC-61-19A	0.800975	32186	237	0.9	6931.610874	39.8558 7	22.59	1.2	0.05172	2.35	0.3216	2.1	0.04449	1.3	0.11	261	97	97	281	6	7	283	10	10	**99.3**		281	6
AC-6119A-20	AC-61-19A	1.762794	26437	148	1.3	-540.898398 8	-33.9457	20.78	1.0	0.05281	2.04	0.3520	2.0	0.04818	1.1	0.59	337	117	117	303	5	6	306	11	11	**99.2**		303	5
AC-6119A-2	AC-61-19A	0.11211 2	50963	334	0.5	-1247.40246	-39.6908	20.35	1.9	0.05499	3.92	0.3694	3.1	0.04931	2.0	-0.48	383	200	200	310	11	12	319	17	17	**97.3**		310	11
AC-6119A-7	AC-61-19A	-1.1977	32781	186	1.0	-782.579894 9	-49.4964	20.45	2.7	0.05471	3.04	0.3679	3.3	0.04942	3.2	0.55	380	138	138	311	19	19	318	18	18	**97.9**		311	19
AC-6119A-24	AC-61-19A	0.52235 7	21689	124	1.3	-112.491580 2	-70.7185	20.20	1.3	0.05622	2.60	0.3872	2.5	0.04979	1.3	0.07	438	109	109	313	7	8	331	14	14	**94.6**		313	7
AC-6119A-52	AC-61-19A	0.78814 9	24058	147	1.5	35.4077595 8	386.0878	19.95	1.2	0.05298	1.62	0.3758	1.9	0.05007	1.1	0.29	326	82	82	315	5	7	323	10	10	**97.4**		315	5
AC-6119A-41	AC-61-19A	-2.80053	11828	77	1.4	-231.977640 3	-32.9372	19.82	1.9	0.05280	7.25	0.3597	5.8	0.05020	2.3	-0.33	142	307	307	316	13	14	309	30	30	**102.1**		316	13
AC-6119A	AC-61-	0.03660	1141	79	2.3	1017.19993	70.2193	20.02	2.6	0.05709	6.70	0.3900	6.3	0.05033	2.5	-0.	375	383	383	316	15	16	332	36	36	**95.3**		316	15

-63	19A	2	2			1	9									11												
AC-6119A-58	AC-61-19A	-1.13974	2757	174	2.0	-1145.883092	-61.1073	19.79	1.5	0.05349	2.72	0.3756	2.5	0.05032	1.3	0.06	390	120	120	316	6	8	323	14	14	**97.9**		316	6
AC-6119A-8	AC-61-19A	-1.53652	2248	123	2.6	-7098.204781	-44.1057	19.93	1.6	0.05483	2.84	0.3806	2.9	0.05040	1.7	0.34	378	128	128	317	9	10	327	16	16	**97.0**		317	9
AC-6119A-94	AC-61-19A	-0.56268	4728	28	1.6	-350.810886	-32.4251	19.28	5.0	0.05952	10.05	0.4342	8.3	0.05064	3.1	0.03	442	372	372	318	19	19	363	48	48	87.8		318	19
AC-6119A-65	AC-61-19A	0.549616	1119 82	745	0.7	895.22631	99.5523 4	19.70	1.0	0.05262	1.47	0.3699	1.4	0.05083	1.0	0.13	326	82	82	320	5	6	319	8	8	**100.1**		320	5
AC-6119A-10	AC-61-19A	0.14158 5	3739 6	233	1.1	-259.232561	-134.696	19.73	1.8	0.05263	3.23	0.3691	2.5	0.05086	1.8	-0.04	292	145	145	320	10	11	319	14	14	**100.4**		320	10
AC-6119A-9	AC-61-19A	1.12856 5	2745 9	159	1.4	-2276.906674	-37.6652	19.62	1.0	0.05462	1.95	0.3888	1.9	0.05109	1.1	0.15	370	93	93	321	5	7	333	11	11	**96.5**		321	5
AC-6119A-70	AC-61-19A	-1.27578	3010 4	181	1.2	-915.258659 5	-28.7772	19.66	1.7	0.05542	2.51	0.3905	2.0	0.05120	1.8	0.05	403	112	112	322	10	11	334	11	11	**96.3**		322	10
AC-6119A-90	AC-61-19A	0.01145 5	9515 5	608	0.7	-2892.277094	-51.7421	19.26	1.0	0.05426	1.67	0.3950	1.5	0.05199	1.0	-0.06	395	60	60	327	5	6	338	9	9	**96.7**		327	5
AC-6119A-55	AC-61-19A	0.62821 2	3762 4	219	1.1	791.173694 3	47.6142 3	19.29	1.2	0.05231	1.90	0.3818	2.0	0.05205	1.3	0.37	276	90	90	327	7	8	328	11	11	**99.8**		327	7
AC-6119A-73	AC-61-19A	0.41647 1	1446 80	892	1.0	-1896.668053	-63.0819	18.40	1.6	0.05386	1.53	0.4100	1.6	0.05458	1.5	0.59	356	66	66	343	9	10	349	10	10	**98.3**		343	9
AC-6119A-100	AC-61-19A	0.10192 6	2463 7	154	1.3	-447.459241 1	-27.727	18.23	1.4	0.05473	1.88	0.4203	2.1	0.05479	1.2	0.39	378	86	86	344	7	8	356	13	13	**96.7**		344	7
AC-6119A	AC-61-	-0.13	1030	498	0.8	-1781.	-51.8	18.27	1.2	0.05164	1.63	0.3900	1.6	0.05482	1.3	-0.	262	77	77	344	7	8	334	9	9	**102.9**		344	7

-13	19A	672	68			591653	835									35													
AC-6119A-32	AC-61-19A	0.13678	90288	477	0.7	-1762.38448	-34.171	18.09	1.0	0.05287	1.32	0.4056	1.3	0.05540	1.0	0.14	310	61	61	348	5	7	345	7	7	**100.6**		348	5
AC-6119A-38	AC-61-19A	-1.5342	20834	120	1.1	-489.966342	-29.2957	18.05	1.3	0.05396	2.62	0.4158	2.8	0.05553	1.4	0.38	318	111	111	348	8	10	351	16	16	**99.1**		348	8
AC-6119A-26	AC-61-19A	0.1229866	7330 39	4095	1.8	-1996.681449	-302.705	16.87	2.0	0.05323	1.12	0.4320	2.3	0.05957	1.9	0.44	335	50	50	373	13	14	364	14	14	**102.4**		373	13
AC-6119A-86	AC-61-19A	1.06099 7	53162	306	0.4	1385.988512	71.4758 2	16.97	2.5	0.05505	2.52	0.4574	3.4	0.05984	2.5	0.65	388	112	112	375	18	19	381	21	21	**98.3**		375	18
AC-6119A-31	AC-61-19A	0.27185 8	44492	200	0.8	-1973.160397	-47.0037	15.58	1.2	0.05654	3.41	0.5092	3.0	0.06425	1.2	-0.25	457	146	146	401	7	9	417	21	21	**96.2**		401	7
AC-6119A-43	AC-61-19A	-0.02807	43415	178	1.1	877.035482 3	80.1967 1	14.18	1.2	0.05555	1.88	0.5493	2.0	0.07071	1.2	0.42	419	82	82	440	8	10	444	14	14	**99.2**		440	8
AC-6119A-88	AC-61-19A	-1.10183	18870	82	1.3	-1032.952985	-31.6266	13.37	1.4	0.05320	2.59	0.5578	2.6	0.07513	1.4	0.21	302	121	121	467	11	12	449	19	19	**104.0**		467	11
AC-6119A-96	AC-61-19A	0.65805 2	34916	161	0.8	-3554.154083	-39.7943	13.26	1.8	0.05609	2.93	0.5926	2.7	0.07589	1.8	0.16	424	137	137	471	15	16	471	20	20	**100.0**		471	15
AC-6119A-68	AC-61-19A	-0.97764	37920	148	2.0	-914.745897 3	-40.6875	12.93	1.4	0.05783	4.90	0.6263	4.8	0.07744	1.5	-0.05	500	219	219	481	12	14	493	37	37	**97.6**		481	12
AC-6119A-99	AC-61-19A	-0.54957	70597	308	1.1	-3746.597745	-31.982	12.63	1.4	0.05723	1.53	0.6363	2.0	0.07908	1.3	0.63	486	69	69	491	10	12	499	16	16	**98.3**		491	10
AC-6119A-11	AC-61-19A	-0.03254	71005	243	1.8	-61.3975858 5	-742.376	12.67	1.7	0.06448	1.74	0.7003	2.2	0.07919	1.7	0.61	750	74	74	491	14	16	538	18	18	**91.3**		491	14
AC-6119A	AC-61-	-0.67	1117	38	1.1	42569.9867	91.9667	11.98	1.6	0.05731	3.66	0.6723	3.7	0.08400	1.6	0.3	436	165	165	520	14	16	518	31	31	**100.3**		520	14

-34	19A	826	4			3	5									8												
AC-6119A-17	AC-61-19A	0.18705	72330	232	0.6	-15293.68576	-57.5138	11.53	1.0	0.05855	1.38	0.7089	1.4	0.08694	1.0	0.28	537	62	62	537	8	11	543	12	12	**98.9**		537	8
AC-6119A-82	AC-61-19A	0.708167	39531	149	0.8	-5335.756988	-164.22	11.47	1.1	0.05684	1.77	0.6898	1.8	0.08741	1.1	0.22	464	80	80	540	9	11	532	15	15	**101.6**		540	9
AC-6119A-50	AC-61-19A	-2.69125	14765	49	1.3	-162.657299	-44.3521	11.38	1.6	0.05840	2.64	0.7224	2.4	0.08772	1.4	0.09	503	126	126	542	12	14	550	21	21	**98.5**		542	12
AC-6119A-80	AC-61-19A	0.547527	34438	119	0.5	-1197.297277	-33.8427	11.07	1.0	0.05596	1.75	0.7038	1.9	0.09047	1.0	0.32	434	78	78	558	8	11	540	16	16	**103.4**		558	8
AC-6119A-61	AC-61-19A	1.065608	24524	85	0.0	-712.380981	-43.1627	11.02	1.2	0.05964	2.01	0.7526	1.8	0.09117	1.3	-0.03	563	89	89	562	11	14	568	15	15	**98.9**		562	11
AC-6119A-75	AC-61-19A	1.042722	14678	50	1.5	-742.760470	-151.486	10.50	1.4	0.06015	3.31	0.7996	3.2	0.09577	1.4	0.09	542	141	141	589	13	16	592	28	28	**99.5**		589	13
AC-6119A-78	AC-61-19A	-1.34808	24866	79	0.8	-72.3915452	-177.176	10.14	1.4	0.05964	2.50	0.8242	2.8	0.09844	1.2	0.49	558	110	110	605	12	14	608	25	25	**99.6**		605	12
AC-6119A-36	AC-61-19A	-0.67431	64503	182	3.4	-848.853991	-47.2808	9.53	1.0	0.06034	1.99	0.8857	1.8	0.10505	1.0	-0.10	600	86	86	644	9	13	643	17	17	**100.1**		644	9
AC-6119A-18	AC-61-19A	0.44669	95481	257	0.7	5133.704707	36.8985	9.21	1.1	0.06428	1.28	0.9778	1.0	0.10881	1.2	0.02	743	55	55	666	12	15	692	10	10	**96.2**		666	12
AC-6119A-83	AC-61-19A	-0.1139	194054	551	1.0	-2531.692534	-45.9111	8.33	1.0	0.06389	1.18	1.0717	0.9	0.12025	1.0	0.11	732	50	50	732	11	14	739	10	10	**99.0**		732	11
AC-6119A-37	AC-61-19A	-0.04698	101746	252	0.7	-482.260515	-97.0018	8.09	1.1	0.06402	1.27	1.1071	1.2	0.12392	1.1	0.28	747	58	58	753	11	15	756	13	13	**99.6**		753	11
AC-6119A	AC-61-	0.83377	1265	29	1.2	-583.1	-44.5	7.22	2.8	0.06996	4.39	1.3823	4.9	0.14058	2.8	0.4	876	178	178	847	43	44	873	58	58	**97.0**		847	43

-62	19A	6	9			665765	327									5													
AC-6119A-89	AC-61-19A	-0.04617	651466	147	1.2	-1201.071906	-40.9577	6.86	2.5	0.06824	2.70	1.4053	2.6	0.14694	2.5	0.36	860	115	115	883	40	42	889	31	31	**99.3**		883	40
AC-6119A-21	AC-61-19A	0.136308	429971	73	1.4	-1102.135698	-37.8782	5.88	1.2	0.07275	1.82	1.7392	1.6	0.17057	1.2	-0.04	994	75	75	1015	18	22	1022	20	20	**99.3**		1015	18
AC-6119A-39	AC-61-19A	-0.14661	1380806	236	0.5	-2167.134342	-33.5963	5.69	1.2	0.07451	0.87	1.8325	1.3	0.17630	1.2	0.73	1050	35	35	1046	19	23	1056	17	17	**99.1**		1046	19
AC-6119A-97	AC-61-19A	-0.21913	747811	144	2.0	-1955.876702	-32.0297	5.67	1.1	0.07312	1.30	1.8008	1.3	0.17703	1.1	0.34	1007	52	52	1051	16	21	1044	17	17	**100.6**		1051	16
AC-6119A-98	AC-61-19A	0.390243	319077	59	3.4	-1844.555467	-35.3451	5.60	1.0	0.07339	1.77	1.8397	1.7	0.17893	1.0	0.13	1012	71	71	1061	13	19	1058	22	22	**100.3**		1061	13
AC-6119A-60	AC-61-19A	-0.10025	188222	34	0.7	-325.728268	-33.2904	5.60	1.3	0.07612	2.63	1.8996	2.6	0.17938	1.3	0.41	1071	102	102	1063	21	25	1077	33	33	**98.7**		1063	21
AC-6119A-27	AC-61-19A	0.73897	490441	77	2.0	-1473.636508	-42.9643	5.35	1.3	0.07544	1.79	1.9621	2.3	0.18753	1.3	0.65	1071	72	72	1108	23	27	1100	31	31		103.4	1108	23
AC-6119A-56	AC-61-19A	0.46975	719979	114	0.7	-1223.587933	-36.7193	5.10	1.2	0.07917	1.18	2.1814	1.3	0.19678	1.1	0.41	1169	47	47	1158	19	24	1174	18	18		99.0	1158	19
AC-6119A-87	AC-61-19A	1.792955	363770	61	0.8	62.4400121 9	464.9772	5.03	1.1	0.07823	2.30	2.1813	2.1	0.19932	1.1	-0.06	1136	91	91	1171	19	24	1173	29	29		103.2	1171	19
AC-6119A-44	AC-61-19A	0.396077	931877	142	0.6	5643.343363	25.234	5.03	1.0	0.07943	0.95	2.2140	1.0	0.19941	1.0	0.46	1177	38	38	1172	15	21	1188	13	13		99.6	1172	15
AC-6119A-69	AC-61-19A	-0.11124	1410396	226	0.7	-1002.180158	-63.6578	5.02	1.8	0.08192	1.32	2.2933	2.3	0.20143	1.6	0.86	1232	53	53	1182	31	34	1204	35	35		95.9	1182	31
AC-6119A	AC-61-	2.03838	3079	46	1.0	-2439.	-69.1	4.95	1.4	0.09136	3.12	2.5351	3.4	0.20218	1.5	0.3	1442	116	116	1187	28	31	1279	49	49		82.3	1187	28

-76	19A	6	9			802009	163									2													
AC-6119A-85	AC-61-19A	1.87130	1567	23	2.2	204.550791	75.4327	4.71	1.6	0.08097	2.63	2.4374	2.5	0.21388	1.6	-0.06	1223	113	113	1249	34	37	1249	35	35		102.1	1249	34
AC-6119A-91	AC-61-19A	0.05035	1796	254	1.2	-8030.252606	-33.4162	4.27	1.1	0.08543	0.91	2.7914	1.1	0.23506	1.2	0.52	1320	36	36	1361	23	29	1352	16	16		103.1	1361	23
AC-6119A-19	AC-61-19A	0.24833	9285	93	1.4	-1151.586127	-40.3154	3.53	0.9	0.10245	0.91	4.0521	1.0	0.28350	0.9	0.17	1664	34	34	1609	15	25	1643	15	15		96.7	1664	34
AC-6119A-95	AC-61-19A	0.09951	4872	51	1.3	-1548.403867	-39.8976	3.11	1.1	0.10843	1.32	4.8631	1.5	0.32045	1.3	0.50	1766	48	48	1791	33	40	1793	25	25		101.4	1766	48
AC-6119A-45	AC-61-19A	0.08411	9069	87	2.2	-4196.888023	-35.9654	3.08	1.1	0.11220	1.01	5.1641	1.1	0.32594	1.1	0.29	1830	36	36	1818	27	35	1845	18	18		99.3	1830	36
AC-6119A-15	AC-61-19A	0.01560	1362	121	1.4	-3347.346171	-22.2504	3.13	0.9	0.11452	0.93	5.0735	1.0	0.31964	0.9	0.37	1867	34	34	1788	18	28	1830	17	17		95.7	1867	34
AC-6119A-40	AC-61-19A	0.50377	1080	107	1.8	62.3487401	1024.927	3.41	2.0	0.11800	1.51	4.8018	1.8	0.29511	2.0	0.63	1920	55	55	1666	56	59	1783	30	30		86.8	1920	55
AC-6119A-42	AC-61-19A	0.44053	9809	100	1.2	393.311752	238.9437	3.29	1.4	0.12090	1.71	5.1823	2.5	0.30503	1.4	0.70	1962	62	62	1716	38	44	1845	42	42		87.4	1962	62
AC-6119A-5	AC-61-19A	0.40539	1139	90	1.4	4131.690061	53.7388	2.78	1.1	0.12765	1.22	6.4166	1.1	0.35837	0.9	-0.02	2061	43	43	1981	22	37	2034	18	18		96.1	2061	43
AC-6119A-54	AC-61-19A	0.26363	5557	45	2.9	426.964011	134.4631	2.54	1.3	0.13446	1.61	7.4650	1.2	0.39547	1.3	0.53	2148	57	57	2147	40	47	2167	21	21		100.0	2148	57
AC-6119A-3	AC-61-19A	0.05165	2892	246	1.5	-9654.417877	-42.6147	2.80	0.9	0.13759	0.80	6.8567	0.8	0.35742	0.9	0.23	2194	28	28	1970	21	32	2092	14	14		89.8	2194	28
AC-6119A-77	AC-61-19A	0.30316	1065	87	1.5	317783.8963	107.8126	2.49	1.2	0.13788	1.29	7.7704	1.4	0.40212	1.2	0.42	2195	45	45	2178	36	44	2203	25	25		99.2	2195	45
AC-6119A	AC-61-	-0.03	1136	73	1.3	-4140.	-27.0	2.01	1.2	0.17443	1.37	12.1882	2.0	0.49642	1.3	0.7	2593	47	47	2597	48	57	2612	41	41		100.1	2593	47

-53	19A	181	83			017103	163									3												
Discordant zircons (>20%)																												
AC-6119A-4	AC-61-19A	420.7714	122	47	1.0	32.8991421	66.6560	1062.50	37.0	0.85311	32.02	0.0461	22.5	0.00070	17.1	0.28	3426	520	520	5	2	2	44	20	20	10.3		5	2
AC-6119A-28	AC-61-19A	213.2264	145	41	2.2	-0.78935361	-103.807	-10562.65	-107.3	1.63334	79.54	0.0226	47.2	0.00096	14.1	0.60	3259	617	617	6	2	2	21	21	21	29.5		6	2
AC-6119A-33	AC-61-19A	12.26057	1645	420	4.0	-125.039142	-39.9396	926.59	5.9	0.15577	17.54	0.0233	16.8	0.00111	5.6	0.18	1768	668	668	7	1	1	23	8	8	30.9		7	1
AC-6119A-6	AC-61-19A	24.1022 3	1110	303	1.3	-62.6752763 5	-37.9646	908.45	4.6	0.13161	15.65	0.0200	15.9	0.00116	5.0	-0.177	1621	960	960	7	1	1	20	6	6	37.2		7	1
AC-6119A-106	AC-61-19A	12.0672 3	388	77	1.4	-1.93867436 3	-162.323	715.29	12.3	0.24512	30.05	0.0508	26.9	0.00184	10.8	-0.333	2599	779	779	12	3	3	48	25	25	24.5		12	3
AC-6119A-72	AC-61-19A	16.8565 1	2216	317	1.2	3670.55864 6	100.4653	452.52	2.9	0.09412	12.95	0.0304	13.5	0.00222	2.9	0.05	1214	501	501	14	1	1	30	8	8	47.7		14	1
AC-6119A-101	AC-61-19A	1.49170 3	8712 5	142	2.1	-1918.71231 5	-69.296	5.02	1.6	0.10003	3.18	2.7807	2.9	0.19940	1.5	0.12	1613	120	120	1172	29	33	1348	44	44	86.9	72.7	1172	29

06 April 2022 – Sample AC64/19(2)								**Data for Tera-Wasserburg plot**				**Data for Wetherill plot**					**Dates**											
Identifier	**Comments**	**f206c**	**206Pb**	**Up m**	**Th/U**	**206Pb/204Pb**	**1s%**	**238U/206Pb**	**1s %**	**207Pb/206Pb**	**1s %**	**207Pb/235U**	**1s %**	**206Pb/238U**	**1s %**	**Rho**	**207Pb/206Pb**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**206Pb/238U**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**207Pb/235U**	**2s (abs)**	**% U-Pb disc[5]**	**% U-Pb disc[6]**	**Best age[7]**	**2s abs**
AC64_19(2)-114	AC64_19(2)	23.20725	984	204	2.2	-272.334	-31.3427	737.63	4.7	0.04877	24.39	0.0088	23.3	0.00146	5.3	-0.18	473	844	846	9	1	1	9	4	106.8	2.0	9.41	0.98
AC64_19(2)-1	AC64_19(2)	13.30338	1843	576	5.9	-42.1816	-58.394	1153.39	3.6	0.06810	16.55	0.0082	15.6	0.00090	3.7	0.23	700	710	712	7	0	0	8	3	80.9	1.0	5.79	0.41
AC64_	AC64	68.1	12	41	1.	-	-	1098.	6.5	0.067	25.	0.007	2	0.000	4.	-	803	750	750	6	1	1	7	3	81.4	0.7	6.00	0.5

19(2)-101	_19(2)	2713	75	1	1	17603.2	36.472	82		43	55	6	2.1	93	8	0.18											7
AC64_19(2)-109	AC64_19(2)	-0.5563	2124	391	1.4	-7.48313	-216.842	648.17	3.2	0.09215	8.55	0.0198	8.0	0.00160	3.3	0.33	1223	336	340	10	1	1	13	3	80.0	0.8	10.31	0.66
AC64_19(2)-26	AC64_19(2)	10.3600 7	5340	263	0.4	294.3154	38.88144	168.84	2.8	0.05313	9.35	0.0438	9.1	0.00601	2.7	0.07	127	471	475	39	2	2	43	8	88.9	30.4	39	2.0
AC64_19(2)-112	AC64_19(2)	1.82930 7	13024	667	0.8	127.4917	79.21536	166.76	1.5	0.05204	4.81	0.0417	3.8	0.00603	1.5	-0.25	172	202	210	39	1	1	41	3	93.6	22.6	39	0.9
AC64_19(2)-89	AC64_19(2)	0.68921 9	15862	159	0.6	-44.4958	-367.854	35.58	3.7	0.05408	5.52	0.2159	6.8	0.02871	3.5	0.58	299	226	233	182	12	12	197	23	92.4	61.0	182	12.0
AC64_19(2)-38	AC64_19(2)	0.40538 4	91341	734	1.6	-1782.97	-76.3428	28.22	1.4	0.05840	3.89	0.2819	3.9	0.03557	1.4	0.38	489	138	147	225	5	6	251	15	89.7	46.1	225	4.8
AC64_19(2)-116	AC64_19(2)	2.33633 5	60132	504	2.2	1785.342	27.9998	27.96	1.0	0.05888	2.07	0.2933	2.2	0.03581	1.0	0.80	561	64	82	227	2	5	261	6	86.9	40.4	227	2
AC64_19(2)-84	AC64_19(2)	0.64223 3	98137	801	0.5	198.565	378.7348	27.45	2.5	0.05590	2.00	0.2860	3.2	0.03687	2.4	0.82	440	66	87	233	10	11	255	12	91.5	53.1	233	10.4
AC64_19(2)-106	AC64_19(2)	-0.30249	46629	382	1.2	-12365 87	-97.638	27.07	1.4	0.05276	2.55	0.2700	2.5	0.03711	1.4	-0.08	286	102	119	235	5	6	242	8	96.9	82.1	235	4.9
AC64_19(2)-64	AC64_19(2)	0.43532 2	59187	457	1.4	-1788.87	-22.1338	25.78	1.3	0.05226	2.29	0.2819	2.6	0.03890	1.3	0.33	278	86	105	246	4	6	252	9	97.7	88.6	246	4.5
AC64_19(2)-98	AC64_19(2)	0.35670 8	60267	483	1.0	35.29365	1508.706	25.63	1.5	0.05314	2.70	0.2874	2.6	0.03914	1.4	-0.03	313	106	121	247	5	7	256	9	96.6	79.1	247	5.4
AC64_19(2)-115	AC64_19(2)	1.22384 2	43046	336	1.2	4146.113	57.18798	25.33	1.4	0.05264	2.40	0.2889	2.9	0.03958	1.3	0.45	295	93	110	250	5	7	257	10	97.2	84.8	250	4.9
AC64_19(2)-4	AC64_19(2)	1.06237 6	45294	328	1.0	1752.51	36.61912	25.33	1.2	0.05801	2.25	0.3186	2.6	0.03958	1.2	0.34	512	79	97	250	4	6	280	10	89.2	48.9	250	4.1
AC64_19(2)-86	AC64_19(2)	-0.00164	11716 6	890	1.2	-41406.1	-32.3939	25.22	1.2	0.05214	1.73	0.2877	2.1	0.03972	1.2	0.22	284	52	79	251	4	6	257	6	97.8	88.4	251	3.6

AC64_19(2)-72	AC64_19(2)	0.362636	531145	415	1.4	-1470.82	-28.8389	25.11	1.4	0.05796	2.94	0.3207	3.0	0.04001	1.5	0.06	492	111	124	253	6	7	282	12	89.7	51.4	253	5.7
AC64_19(2)-103	AC64_19(2)	0.322508	38741	289	1.2	1003.931	45.89286	25.04	1.4	0.05167	2.21	0.2835	2.4	0.04013	1.4	0.09	248	81	101	254	5	7	253	7	100.2	102.1	254	5.3
AC64_19(2)-104	AC64_19(2)	0.291137	81612	629	0.8	1786.261	68.14181	24.93	1.3	0.05205	1.96	0.2896	2.2	0.04019	1.3	0.29	279	68	92	254	5	7	258	6	98.4	91.0	254	4.9
AC64_19(2)-48	AC64_19(2)	-0.64137	33443	238	1.1	-417.92	-42.2246	24.79	1.3	0.04849	2.53	0.2717	2.8	0.04046	1.3	0.25	94	104	122	256	5	7	244	10	104.9	270.5	256	4.8
AC64_19(2)-71	AC64_19(2)	1.648258	20673	157	0.7	-509.105	-37.6387	24.79	1.7	0.04517	3.90	0.2536	4.2	0.04052	1.6	0.19	-43	156	166	256	7	8	229	16	111.9	-591.4	256	6.8
AC64_19(2)-62	AC64_19(2)	1.124321	36765	265	0.8	-1275.93	-37.29	24.55	1.3	0.06141	4.44	0.3473	4.8	0.04089	1.4	0.47	604	190	199	258	5	7	300	23	86.1	42.8	258	5.2
AC64_19(2)-39	AC64_19(2)	0.695835	119594	847	2.5	-1922.74	-40.4789	24.32	1.1	0.06001	2.88	0.3423	3.1	0.04118	1.1	0.14	577	105	118	260	4	6	298	13	87.2	45.1	260	3.6
AC64_19(2)-5	AC64_19(2)	0.553197	67879	441	1.5	547.3237	85.57665	23.91	1.2	0.05093	1.78	0.2964	2.2	0.04195	1.2	0.51	226	57	83	265	4	6	263	7	100.6	117.4	265	4.3
AC64_19(2)-107	AC64_19(2)	1.629418	45334	336	1.1	-119.296	-312.698	23.92	1.8	0.06365	6.47	0.3526	5.8	0.04204	1.9	0.49	637	220	225	265	9	10	305	27	87.1	41.7	265	8.6
AC64_19(2)-113	AC64_19(2)	0.96028	55340	362	0.8	8575.862	44.7854	23.11	2.2	0.06079	4.14	0.3489	3.3	0.04349	2.3	0.80	607	152	160	274	11	12	317	30	86.5	45.2	274	11
AC64_19(2)-80	AC64_19(2)	-0.16243	40716	285	0.4	-344.077	-71.376	22.94	1.2	0.05832	2.25	0.3487	2.5	0.04369	1.3	0.50	526	79	97	276	5	7	303	10	90.9	52.5	276	4.7
AC64_19(2)-45	AC64_19(2)	0.147937	35355	214	1.6	-751.867	-29.82	21.12	1.2	0.05372	2.21	0.3526	2.3	0.04746	1.2	-0.03	340	83	103	299	5	7	306	8	97.6	87.9	299	4.8
AC64_19(2)-92	AC64_19(2)	0.347148	43334	287	0.9	-662.296	-52.9058	20.98	1.5	0.05603	3.51	0.3697	3.2	0.04779	1.5	-0.23	425	139	150	301	7	9	319	15	94.3	70.8	301	6.8
AC64_19(2)-119	AC64_19(2)	0.07609	51120	321	1.3	-2953.8	-27.9358	20.88	1.2	0.05488	2.04	0.3650	2.3	0.04796	1.1	0.24	396	72	93	302	4	7	316	9	95.7	76.3	302	4.1
AC64_19(2)-	AC64_19(2	-0.21	4054	253	2.0	-992.3	-60.5	20.29	1.3	0.05008	3.17	0.3419	3.1	0.04939	1.4	-0.	165	142	156	311	6	8	298	13	104.2	188.0	311	6.4

120	)	853	3			89	306									23											
AC64_19(2)-12	AC64_19(2)	1.754174	25919	151	1.2	1215.222	34.48994	20.27	1.2	0.05466	4.45	0.3665	4.3	0.04946	1.3	0.20	307	186	195	311	5	8	321	24	96.9	101.5	311	5.4
AC64_19(2)-41	AC64_19(2)	1.082603	25754	137	1.8	-126.655	-175.306	19.84	1.6	0.06260	4.09	0.4388	4.5	0.05057	1.6	0.40	659	161	170	318	8	10	368	25	86.4	48.3	318	8
AC64_19(2)-51	AC64_19(2)	-0.33561	77699	442	0.8	-5506.39	-120.474	19.72	1.3	0.05417	1.90	0.3811	2.2	0.05093	1.3	0.33	393	60	82	320	6	8	328	7	97.7	81.5	320	6.1
AC64_19(2)-67	AC64_19(2)	-0.34194	72817	420	0.6	-952.968	-43.8682	19.48	1.1	0.05360	2.02	0.3822	2.3	0.05141	1.1	0.21	341	71	93	323	4	7	328	9	98.4	94.7	323	4.1
AC64_19(2)-16	AC64_19(2)	-0.67801	35312	201	2.1	-1707.38	-27.3015	19.04	1.3	0.05503	2.60	0.3973	2.9	0.05266	1.3	0.54	384	100	116	331	6	8	343	15	96.6	86.1	331	5.8
AC64_19(2)-52	AC64_19(2)	-0.05857	178236	967	0.5	5801.102	46.47891	18.99	1.2	0.05323	1.91	0.3894	2.2	0.05281	1.3	0.31	326	64	88	332	6	8	334	8	99.4	101.8	332	5.7
AC64_19(2)-68	AC64_19(2)	-0.10898	252149	1421	1.1	-3419.03	-45.2159	18.63	1.0	0.05329	1.68	0.3990	2.1	0.05356	1.2	0.25	334	49	78	336	5	8	341	7	98.7	100.8	336	5.0
AC64_19(2)-85	AC64_19(2)	0.452947	241510	1233	0.6	4076.117	74.2171	16.82	2.0	0.05396	1.76	0.4520	2.3	0.06003	2.0	0.65	362	53	79	376	13	15	378	10	99.3	103.8	376	13.2
AC64_19(2)-43	AC64_19(2)	-0.00253	68391	317	0.8	-813.773	-44.5085	15.93	1.5	0.05806	2.14	0.5109	2.8	0.06318	1.5	-0.13	513	73	93	395	9	12	418	15	94.5	76.9	395	9.2
AC64_19(2)-22	AC64_19(2)	-0.50964	67607	278	1.9	-1550.61	-19.0736	14.70	1.3	0.05762	2.32	0.5447	2.5	0.06832	1.3	0.20	491	82	99	426	8	11	441	13	96.7	86.8	426	8.1
AC64_19(2)-42	AC64_19(2)	-0.80442	15360	60	1.5	-138.526	-53.3826	13.82	1.6	0.06122	3.27	0.6171	3.5	0.07298	1.7	0.27	590	125	137	454	12	14	485	23	93.6	77.0	454	12.1
AC64_19(2)-118	AC64_19(2)	0.35646	44348	179	0.5	2146.383	37.7574	13.61	1.1	0.05719	2.18	0.5780	2.2	0.07361	1.1	0.02	500	71	89	458	6	10	466	12	98.3	91.6	458	6.2
AC64_19(2)-110	AC64_19(2)	0.440828	751211	303	0.3	-7764.15	-27.5712	13.24	1.4	0.05766	1.67	0.5978	2.1	0.07597	1.4	0.52	508	46	75	472	10	13	475	9	99.3	92.9	472	10.2
AC64_19(2)-93	AC64_19(2)	0.72907	84215	330	0.8	1045.744	88.93508	12.63	1.0	0.05617	2.07	0.6148	2.4	0.07897	1.1	0.28	446	72	92	490	6	11	486	13	100.8	109.9	490	6.3

AC64_19(2)-60	AC64_19(2)	0.858314	304344	107	1.2	831.4086	42.0827	12.17	1.1	0.05837	2.13	0.6670	2.4	0.08236	1.1	0.04	522	75	95	510	6	11	518	14	98.5	97.8	510	6.5
AC64_19(2)-95	AC64_19(2)	0.45482	445501	164	1.1	-1159.1	-46.5026	11.94	1.3	0.05850	2.60	0.6792	2.8	0.08398	1.3	0.13	529	100	116	520	10	13	525	17	98.9	98.3	520	9.9
AC64_19(2)-88	AC64_19(2)	0.193931	422177	150	0.6	10608.26	35.2142 1	11.83	1.6	0.06522	3.00	0.7663	3.1	0.08500	1.6	0.15	748	114	127	526	13	16	576	23	91.4	70.3	526	12.9
AC64_19(2)-20	AC64_19(2)	-0.48117	297173	100	2.2	-1159.78	-23.5839	11.58	1.3	0.05818	2.80	0.6931	2.8	0.08632	1.4	-0.04	491	119	134	534	11	15	533	19	100.2	108.6	534	11.2
AC64_19(2)-13	AC64_19(2)	0.429691	928338	296	0.6	12168.19	43.8841 6	11.55	1.5	0.06112	2.00	0.7365	2.2	0.08717	1.6	0.38	629	65	86	539	14	17	560	12	96.2	85.7	539	14.0
AC64_19(2)-35	AC64_19(2)	0.568052	691488	229	2.0	-17658.8	-41.2875	11.41	1.1	0.05988	2.02	0.7271	2.2	0.08776	1.1	-0.05	584	67	88	542	7	12	554	12	97.8	92.8	542	6.9
AC64_19(2)-123	AC64_19(2)	1.385876	227736	73	1.9	11.15689	123 1.529	10.90	1.3	0.06158	2.67	0.7827	2.8	0.09214	1.3	0.15	623	102	118	568	10	14	585	19	97.1	91.1	568	10.2
AC64_19(2)-70	AC64_19(2)	0.080347	149217	502	1.2	-3931.03	-36.0453	10.88	1.6	0.06474	1.81	0.8287	2.3	0.09235	1.6	0.60	759	53	77	569	14	17	612	14	93.0	75.0	569	14.1
AC64_19(2)-55	AC64_19(2)	0.802626	398488	123	1.3	-793.418	-34.3476	10.63	1.7	0.06490	3.83	0.8443	4.1	0.09469	1.6	0.49	722	129	137	583	15	18	617	30	94.4	80.7	583	15.3
AC64_19(2)-78	AC64_19(2)	0.06009	386433	122	3.5	-826.595	-31.3696	10.52	1.4	0.06050	2.17	0.8008	2.5	0.09545	1.4	0.43	605	77	97	588	13	16	596	17	98.6	97.1	588	12.6
AC64_19(2)-100	AC64_19(2)	-0.36793	106247	335	0.9	-577.942	-101.434	10.35	1.1	0.06043	1.73	0.8105	2.1	0.09680	1.1	0.33	613	49	75	596	8	13	602	10	98.9	97.2	596	7.8
AC64_19(2)-63	AC64_19(2)	0.585121	115542	342	0.4	-74.3585	-915.793	10.15	0.9	0.06339	1.78	0.8649	2.1	0.09841	1.0	0.10	712	50	74	605	6	12	632	11	95.7	85.0	605	5.6
AC64_19(2)-124	AC64_19(2)	0.216725	308433	92	0.9	161.1796	185.513	9.85	1.3	0.06100	2.28	0.8611	2.4	0.10187	1.3	0.64	616	87	106	625	12	16	629	16	99.3	101.5	625	12.0
AC64_19(2)-79	AC64_19(2)	-0.89056	369777	107	0.2	-291.254	-58.5826	9.42	1.4	0.06237	2.26	0.9213	2.6	0.10677	1.5	0.35	703	79	97	654	15	18	661	19	98.9	93.0	654	14.7
AC64_19(2)-	AC64_19(2	0.83389	2765	69	2.2	-1454.	-40.9	7.85	2.4	0.07097	2.31	1.2813	3.4	0.13014	2.3	0.7	933	79	95	788	32	34	831	33	94.8	84.4	788	31.6

32	)	3	0			01	299									4											
AC64_19(2)-97	AC64_19(2)	-0.00739	64731	141	0.6	409.9062	143.4089	7.25	1.4	0.06977	2.62	1.3397	3.1	0.13840	1.4	0.49	896	95	109	835	17	22	859	30	97.2	93.2	835	16.6
AC64_19(2)-27	AC64_19(2)	0.505202	93674	189	1.8	1140.529	83.15446	7.13	1.0	0.07199	1.67	1.4018	2.0	0.14046	1.1	0.30	979	42	68	847	9	17	889	13	95.3	86.5	847	9.2
AC64_19(2)-14	AC64_19(2)	0.053218	227943	451	0.3	-10626.8	-41.9589	6.81	1.4	0.07279	1.56	1.4872	2.1	0.14732	1.4	0.71	1005	35	64	886	19	24	924	14	95.8	88.2	886	18.7
AC64_19(2)-111	AC64_19(2)	0.114055	106620	219	1.1	8071.478	49.26195	6.73	1.2	0.07342	1.83	1.5161	2.1	0.14887	1.2	0.61	1018	52	74	894	14	21	936	15	95.6	87.9	894	14.0
AC64_19(2)-25	AC64_19(2)	0.285999	43274	77	1.5	-13280.6	-153.518	6.47	1.0	0.06995	2.18	1.4941	2.4	0.15423	1.1	0.04	910	71	88	925	11	19	926	20	99.8	101.6	925	11.2
AC64_19(2)-44	AC64_19(2)	-0.20374	55175	103	1.1	-1023.7	-45.4803	6.28	1.4	0.07249	2.30	1.6040	2.7	0.15966	1.4	0.42	988	78	95	955	19	25	970	26	98.4	96.6	955	19.0
AC64_19(2)-49	AC64_19(2)	-0.77617	81129	142	0.9	-1277.66	-30.6248	6.10	1.1	0.07245	1.85	1.6458	2.1	0.16430	1.1	-0.05	986	54	76	980	11	20	987	15	99.4	99.4	980	11.2
AC64_19(2)-99	AC64_19(2)	-0.59576	37893	70	2.2	-1622.36	-30.9587	6.05	1.8	0.07219	2.25	1.6651	2.6	0.16719	1.9	0.46	990	69	85	996	30	35	992	25	100.4	100.6	996	30.4
AC64_19(2)-2	AC64_19(2)	0.437554	74787	126	0.6	-1828.05	-32.6592	5.93	1.5	0.07251	1.93	1.6992	2.1	0.16939	1.5	0.27	992	56	76	1008	21	27	1007	15	100.1	101.7	1008	21.4
AC64_19(2)-24	AC64_19(2)	0.343342	25579	40	1.8	-784.274	-26.7982	5.71	1.8	0.07231	2.74	1.7759	2.9	0.17671	1.7	0.33	1002	106	121	1048	29	34	1032	31	101.6	104.6	1048	28.9
AC64_19(2)-46	AC64_19(2)	-1.08676	20536	34	1.3	-524.425	-23.4312	5.59	1.6	0.07544	2.34	1.8675	2.6	0.17946	1.7	0.42	1055	77	92	1063	29	34	1065	27	99.8	100.8	1063	29.0
AC64_19(2)-53	AC64_19(2)	-0.01683	142985	227	0.8	-7958.73	-38.3099	5.53	1.2	0.07721	1.51	1.9469	2.0	0.18128	1.2	0.73	1123	30	60	1074	16	24	1096	14	97.9	95.6	1074	16.3
AC64_19(2)-65	AC64_19(2)	0.461041	150686	230	0.9	-106809	-42.1308	5.35	1.0	0.08478	2.16	2.2018	2.5	0.18703	1.1	0.23	1306	66	83	1105	11	21	1181	24	93.6	84.6	1105	11.1
AC64_19(2)-59	AC64_19(2)	0.166623	900500	128	1.7	2175.015	66.07798	5.23	1.8	0.09272	2.15	2.4619	2.3	0.19188	1.8	0.43	1477	65	82	1131	33	38	1260	23	89.8	76.6	1131	32.8
AC64_	AC64	-	41	61	0.	-	-	5.08	1.4	0.077	2.0	2.117	2.	0.198	1.	0.	1123	61	81	1165	24	31	1151	26	101.2	103.8	116	24.

19(2)-61	_19(2)	0.07999	887		9	2073.41	47.9271			59	0	5	5	13	5	25										5	4
AC64_19(2)-108	AC64_19(2)	0.012357	132175	204	0.8	1387.388	93.29881	5.00	1.2	0.08010	1.76	2.2101	2.1	0.20033	1.1	0.35	1192	46	69	1177	15	25	1183	15	99.5	98.7	1177	15.5
AC64_19(2)-74	AC64_19(2)	0.048423	306537	454	0.6	16235.44	47.32031	4.90	1.0	0.08337	1.58	2.3617	1.9	0.20410	1.0	0.25	1275	35	62	1197	11	23	1231	12	97.3	93.9	1197	11.4
AC64_19(2)-40	AC64_19(2)	1.817088	747144	106	0.6	-2935.65	-39.822	4.86	1.4	0.10078	2.88	2.8804	3.1	0.20640	1.4	0.14	1623	91	103	1209	23	30	1373	37	88.1	74.5	1209	22.5
AC64_19(2)-10	AC64_19(2)	0.863709	442900	58	1.1	-2943.29	-23.1514	4.75	1.4	0.09287	1.72	2.7141	2.3	0.21075	1.5	0.65	1478	44	67	1232	27	34	1330	22	92.7	83.4	1232	27.2
AC64_19(2)-56	AC64_19(2)	0.242846	461526	659	0.8	4786.217	132.4428	4.63	1.5	0.09409	1.70	2.8267	2.3	0.21672	1.5	0.69	1506	41	65	1264	28	35	1361	23	92.9	83.9	1264	28.4
AC64_19(2)-3	AC64_19(2)	0.062948	111653	146	0.8	-5987.8	-36.9587	4.63	2.0	0.08345	1.87	2.5206	3.1	0.21717	2.0	0.87	1275	53	74	1266	42	46	1275	38	99.3	99.3	1266	41.6
AC64_19(2)-15	AC64_19(2)	-0.08068	212710	281	0.7	-5500.75	-45.7822	4.58	1.1	0.08517	1.48	2.5845	2.0	0.21860	1.1	0.65	1317	27	58	1274	16	26	1296	14	98.3	96.7	1274	15.7
AC64_19(2)-7	AC64_19(2)	-0.5299	61824	72	0.5	-957.819	-36.8508	4.27	1.2	0.08688	1.72	2.8274	2.0	0.23484	1.2	0.15	1349	44	67	1359	20	30	1361	16	99.9	100.8	1359	19.7
AC64_19(2)-94	AC64_19(2)	0.099408	129189	150	1.0	9475.177	49.81176	4.05	1.3	0.10117	1.65	3.4673	2.1	0.24716	1.3	0.61	1643	38	62	1424	24	33	1519	20	93.7	86.6	1424	23.7
AC64_19(2)-21	AC64_19(2)	0.055358	223583	204	1.1	-3269.16	-39.7295	3.24	1.0	0.10931	1.52	4.6844	1.9	0.30911	1.0	0.18	1784	28	56	1736	14	30	1764	12	98.4	97.3	1784	28.2
AC64_19(2)-33	AC64_19(2)	0.200591	823357	75	1.0	7171.887	376.429	3.16	1.1	0.11127	1.74	4.8873	2.1	0.31686	1.1	0.33	1815	42	63	1774	19	34	1799	20	98.6	97.7	1815	41.9
AC64_19(2)-83	AC64_19(2)	0.086295	102751	95	0.8	349.9191	201.9923	3.16	1.1	0.11238	1.54	4.9679	1.9	0.31734	1.1	0.49	1835	29	55	1776	19	34	1813	14	98.0	96.8	1835	29.1
AC64_19(2)-76	AC64_19(2)	0.004039	209747	192	2.2	-9263.82	-29.6788	3.08	1.3	0.12666	1.49	5.7276	2.1	0.32573	1.3	0.82	2049	25	52	1817	31	42	1933	22	94.0	88.7	2049	25.0
AC64_19(2)-57	AC64_19(2)	0.890435	493330	41	1.4	603.3649	68.06375	2.92	1.3	0.12507	1.82	5.9512	2.3	0.34316	1.4	0.70	2023	44	63	1901	34	45	1966	27	96.7	94.0	2023	43.9
AC64_19(2)-	AC64_19(2	0.12454	2931	225	0.6	-6041.	-27.5	2.76	2.0	0.13718	1.64	6.9448	2.3	0.36567	2.0	0.8	2189	33	55	2007	60	67	2102	28	95.5	91.7	2189	33.1

29	)	4	07			52	48									4											
AC64_19(2)-58	AC64_19(2)	0.167408	554143	45	1.8	-198.349	-226.441	2.73	1.6	0.13917	1.94	7.0794	2.2	0.36762	1.5	0.36	2209	49	67	2017	41	51	2119	23	95.2	91.3	2209	49.2
AC64_19(2)-69	AC64_19(2)	-0.25292	433307	31	4.0	-1113.84	-25.8028	2.37	1.8	0.16508	1.81	9.7417	2.5	0.42580	1.8	0.72	2501	42	61	2284	59	68	2404	33	95.0	91.3	2501	42.1
AC64_19(2)-96	AC64_19(2)	0.400354	441440	28	1.7	-627.447	-40.962	2.19	1.2	0.17802	1.81	11.3653	2.1	0.45804	1.2	0.34	2638	37	54	2430	34	49	2551	21	95.2	92.1	2638	37.0
AC64_19(2)-34	AC64_19(2)	0.10372	179120	109	1.0	6156.139	45.66456	2.13	1.2	0.16550	1.56	10.8032	1.9	0.47090	1.1	0.43	2510	28	52	2487	30	47	2506	16	99.3	99.1	2510	28.4
AC64_19(2)-73	AC64_19(2)	-0.27926	930119	46	0.8	-10517.1	-22.8454	1.74	1.2	0.23140	1.50	18.5405	1.9	0.57804	1.2	0.58	3059	23	47	2939	39	57	3020	14	97.3	96.1	3059	23.3
Discordant zircons (>20%)																											
AC64_19(2)-122	AC64_19(2)	-28.3759	270	161	1.9	1.948916	168.9633	2471.56	19.2	0.13500	39.22	0.0043	64.4	0.00048	120.0	0.16	2964	409	409	3	1	1	4	6	74.0	0.1		
AC64_19(2)-91	AC64_19(2)	206.288	427	207	1.7	-4.93578	-48.2048	1742.94	14.9	0.17904	74.83	0.0096	60.0	0.00065	10.7	-0.45	1100	768	768	4	1	1	10	12	43.7	0.4		
AC64_19(2)-19	AC64_19(2)	36.62442	1087	312	3.4	-87.9895	-27.9267	1054.29	4.4	0.22348	10.42	0.0307	11.5	0.00096	4.3	0.19	2639	462	466	6	1	1	31	7	20.3	0.2		
AC64_19(2)-18	AC64_19(2)	73.81322	1581	408	3.2	-59.7755	-37.2873	1300.34	10.9	0.39176	11.54	0.0661	18.5	0.00105	10.6	0.76	3590	484	487	7	1	1	63	22	10.7	0.2		
AC64_19(2)-37	AC64_19(2)	-21.5871	591	129	1.0	45.45925	39.47626	839.51	5.5	0.12024	20.40	0.0208	18.0	0.00127	5.9	0.01	1703	831	833	8	1	1	21	7	39.6	0.5		
AC64_19(2)-30	AC64_19(2)	80.92257	1074	240	1.7	34.64949	46.87064	749.79	6.2	0.20475	12.01	0.0383	10.2	0.00142	5.6	0.04	2465	441	444	9	1	1	38	7	24.1	0.4		
AC64_19(2)-17	AC64_19(2)	12.26621	1068	209	1.2	-51.2959	-30.9492	788.54	8.1	0.18175	19.22	0.0371	23.5	0.00145	7.9	0.39	2220	787	789	9	1	1	36	17	25.8	0.4		
AC64_19(2)-50	AC64_19(2)	-64.2444	690	145	2.1	-19.6207	-27.6642	842.84	10.9	0.03258	62.98	0.0045	69.7	0.00146	9.7	-0.14	299	1256	1257	9	2	2	4	6	213.2	3.1		
AC64_19(2)-	AC64_19(2	-25.5	709	139	1.4	-730.3	-170.	659.49	5.5	0.15518	10.48	0.0365	12.	0.00162	5.5	0.0	2289	357	360	10	1	1	36	8	28.9	0.5		

121	)	519				33	195						0			8												
AC64_19(2)-31	AC64_19(2_)	11.4891	3852	499	1.5	469.0915	189.66	460.30	2.6	0.06627	6.85	0.0207	8.1	0.00219	2.4	0.54	627	271	276	14	1	1	21	3	68.1	2.3		
AC64_19(2)-11	AC64_19(2_)	9.055975	6503	768	1.9	333.9618	42.08489	427.18	2.8	0.11533	12.48	0.0417	14.8	0.00238	2.8	0.60	1048	517	519	15	1	1	41	12	37.7	1.5		
AC64_19(2)-6	AC64_19(2_)	6.242334	3415	189	1.9	358.9496	33.29792	200.13	2.4	0.06427	5.63	0.0441	5.6	0.00511	2.5	0.33	584	249	256	33	2	2	44	5	75.2	5.6		
AC64_19(2)-102	AC64_19(2_)	4.75116	12291	255	1.3	2158.762	25.33459	67.46	2.7	0.12467	10.86	0.2778	12.2	0.01521	2.8	0.66	1492	427	430	97	5	5	236	51	41.2	6.5		
AC64_19(2)-36	AC64_19(2_)	3.702403	36134	434	1.4	-32529.4	-107.396	41.72	1.4	0.08562	5.07	0.2867	5.4	0.02410	1.5	0.34	1208	203	211	153	4	5	253	23	60.6	12.7		
AC64_19(2)-105	AC64_19(2_)	0.735579	65190	516	1.0	14600.67	49.45455	27.79	1.7	0.07593	5.17	0.3778	4.7	0.03606	1.7	-0.39	1056	217	224	228	7	8	325	24	70.3	21.6		
AC64_19(2)-87	AC64_19(2_)	1.126283	75596	570	1.1	-19080	-41.1828	24.55	1.9	0.06971	3.17	0.3990	4.2	0.04106	2.0	0.72	890	114	125	259	9	10	339	22	76.4	29.1		
AC64_19(2)-105	AC64_19(2_)	0.735579	65190	516	1.0	14600.67	49.45455	27.79	1.7	0.07593	5.17	0.3778	4.7	0.03606	1.7	-0.39	1056	217	224	228	7	8	325	24	70.3	21.6		
AC64_19(2)-77	AC64_19(2_)	2.320675	49016	240	1.6	20750.42	63.87788	17.74	1.3	0.06535	3.05	0.5108	3.1	0.05646	1.2	-0.02	764	114	126	354	6	9	418	18	84.7	46.4		
AC64_19(2)-117	AC64_19(2_)	2.396987	37674	79	0.9	1491.87	34.91899	7.52	1.8	0.09102	5.81	1.6820	5.9	0.13342	1.8	0.23	1391	234	240	807	24	27	993	76	81.3	58.0		
AC64_19(2)-23	AC64_19(2_)	-0.01759	66859	63	0.3	-740.03	-50.7051	3.33	1.8	0.12257	1.74	5.1480	2.8	0.30082	2.1	0.82	1998	44	67	1693	56	62	1837	39	92.2	84.7		
AC64_19(2)-87	AC64_19(2_)	1.126283	75596	570	1.1	-19080	-41.1828	24.55	1.9	0.06971	3.17	0.3990	4.2	0.04106	2.0	0.72	890	114	125	259	9	10	339	22	76.4	29.1		
AC64_19(2)-82	AC64_19(2_)	0.519437	15969	105	1.2	5091.125	144.2917	22.68	1.3	0.06999	5.73	0.4311	6.3	0.04409	1.4	0.42	759	215	221	278	6	8	357	35	77.9	36.6		

08 April 2022 – Sample Tarauaca River								Data Tera-Wasserburg plot						Data Wetherill plot					Dates											
Identifier	Comments	f206c	206Pb	Upm	Th/U	206Pb/204Pb	1s%	238U/206Pb	1s%	207Pb/206Pb	1s%	208Pb/206Pb	1s%	207Pb/235U	1s%	206Pb/238U	1s%	Rho	207Pb/206Pb	2s (abs)	2ssys (abs)	206Pb/238U	2s (abs)	2ssys (abs)	207Pb/235U	2s (abs)	2ssys (abs)	% conc 1	% conc 2	Best age	2s (abs)
Rio_Tarauaca-70	RIO	-74.0435	1241	185	2.0	-14.6534	-55.401630 9	1292.02	8.7	0.02688	47.37	0.46012	11.52776	0.0055	46.3	0.00081	6.8	0.38	388	1023	1024	5	1	1	6	5	5	**94.1**		5	1
Rio_Tarauaca-39	RIO	23.40203	7370	718	2.6	-142.591	-33.569245 82	882.25	4.4	0.04901	6.62	0.68628	7.445417	0.0080	6.0	0.00120	3.3	0.00	-6	335	338	8	1	1	8	1	1	**96.1**		8	1
Rio_Tarauaca-15	RIO	8.679487	1884	176	1.1	-8.59145	-94.186471 31	726.79	3.2	0.03560	23.77	0.22020 2	14.80717	0.0073	22.2	0.00142	3.0	0.25	-67	561	562	9	1	1	8	3	3	119.8		9	1
Rio_Tarauaca-38	RIO	26.41514	1437	95	2.1	-6.0549	-84.062946 67	499.25	3.5	0.03878	13.32	0.32629 4	8.211054	0.0119	13.6	0.00210	3.6	0.18	-54	541	542	14	1	1	12	3	3	113.6		14	1
Rio_Tarauaca-42	RIO	4.466375	9918	467	1.6	-420.374	-56.242727 88	375.35	2.6	0.04549	6.21	0.37116	5.351165	0.0169	6.4	0.00269	2.4	0.24	22	267	269	17	1	1	17	2	2	**102.0**		17	1
Rio_Tarauaca-45	RIO	15.71555	4307	191	1.0	-100.594	-42.743266 36	359.86	2.4	0.04703	9.84	0.19878 4	7.457515	0.0189	10.3	0.00289	3.7	-0.19	-85	392	394	19	1	1	19	4	4	**98.5**		19	1
Rio_Tarauaca-85	RIO	32.15741	4425	149	1.7	10.55394	182.308169 5	287.62	5.0	0.03960	13.81	0.3262	8.760131	0.0196	15.0	0.00342	3.7	0.03	-394	879	880	22	2	2	20	6	6	112.1		22	2
Rio_Tarauaca-91	RIO	6.351249	8458	278	1.2	-18.0752	-216.826568 9	248.88	1.7	0.05553	3.58	0.27491 5	5.011132	0.0310	3.2	0.00407	1.7	-0.19	333	168	173	26	1	1	31	2	2	84.4		26	1
Rio_Tarauaca-104	RIO	17.40324	1556	50	1.7	6.165265	108.368975 4	235.40	2.8	0.02600	29.59	0.25864 1	9.518148	0.0142	25.3	0.00425	3.3	0.19	-350	558	558	27	2	2	14	7	7	194.7		27	2
Rio_Tarauaca-103	RIO	-19.622	2853	71	0.9	37.47087	66.990112 1	207.99	4.0	0.04937	11.60	0.18343 1	8.733685	0.0324	10.3	0.00517	5.3	0.58	-32	497	498	33	3	3	32	7	7	**103.6**		33	3

Rio_Tarauaca-48	RIO	12.9563	5121	127	1.5	-148.581	-29.9791425 9	189.61	2.5	0.05472	8.01	0.298355	7.516303	0.0390	7.4	0.00541	2.9	0.13	234	369	371	35	2	2	39	6	6	**89.9**		35	2
Rio_Tarauaca-1	RIO	16.25367	3377	78	0.9	105.1209	90.852575 04	194.92	3.0	0.05374	10.84	0.196015	6.934716	0.0392	10.1	0.00549	5.3	-0.07	379	420	421	35	4	4	39	8	8	**91.1**		35	4
Rio_Tarauaca-58	RIO	-5.61498	3885	83	0.6	-50.2126	-44.9251031	166.56	2.6	0.04958	10.37	0.128164	11.58515	0.0425	10.6	0.00621	2.7	0.00	-40	500	502	40	2	2	42	9	9	**95.4**		40	2
Rio_Tarauaca-65	RIO	11.40529	4615	96	1.7	-42.1504	-50.082860 95	159.54	2.3	0.05355	5.26	0.306317	3.699279	0.0503	9.7	0.00626	2.8	0.57	132	250	253	40	2	2	49	9	9	81.5		40	2
Rio_Tarauaca-86	RIO	2.019344	10045	191	1.3	-123.846	-42.727419 28	146.13	1.5	0.04227	6.61	0.228716	5.860995	0.0446	12.5	0.00691	1.4	0.31	-589	372	375	44	1	1	44	10	10	**101.6**		44	1
Rio_Tarauaca-21	RIO	3.1065	15981	288	1.1	-109.264	-91.403890 35	140.00	1.2	0.04548	3.94	0.167585	3.875928	0.0457	3.6	0.00718	1.2	0.03	-123	191	195	46	1	1	45	3	3	**101.8**		46	1
Rio_Tarauaca-51	RIO	0.087695	19424	192	1.2	-807.84	-32.750892 78	75.33	1.4	0.04965	2.79	0.220103	2.550028	0.0918	2.2	0.01340	1.5	-0.19	113	132	138	86	2	3	89	3	4	**96.3**		86	2
Rio_Tarauaca-53	RIO	1.833773	35456	330	1.3	-502.391	-35.216785 6	70.61	1.0	0.05061	2.43	0.234384	1.784613	0.0980	2.0	0.01421	1.0	0.05	184	97	104	91	2	2	95	3	4	**95.9**		91	2
Rio_Tarauaca-63	RIO	3.773386	26320	235	1.0	-235.97	-53.634322 24	67.32	1.2	0.05124	3.21	0.193789	2.847882	0.1052	2.9	0.01494	1.2	-0.11	174	140	145	96	2	2	101	5	6	**94.3**		96	2
Rio_Tarauaca-96	RIO	3.751553	29147	109	0.8	-675.369	-41.168565 02	28.35	1.0	0.05415	2.01	0.151792	3.088923	0.2658	1.9	0.03539	1.0	0.07	349	85	93	224	4	4	239	7	8	**93.8**		224	4
Rio_Tarauaca-30	RIO	-0.8859	31255	118	0.7	421.3771	54.347964 51	28.27	1.0	0.05847	3.23	0.136178	2.695862	0.2868	3.3	0.03549	1.0	0.05	460	105	108	225	4	4	255	14	14	88.2		225	4
Rio_Tarauaca-24	RIO	0.653088	84359	301	1.4	-2870.89	-31.106639	27.50	1.2	0.05097	1.93	0.281737	5.421268	0.2569	1.9	0.03657	1.2	0.15	234	76	84	232	5	5	232	7	8	**99.8**		232	5

Rio_Tarauaca-77	RIO	-0.0603	44738	167	1.1	-429.042	-51.453164	26.66	1.4	0.05362	3.05	0.199832	3.282659	0.2799	3.3	0.03765	1.4	0.33	325	127	132	238	6	6	250	14	14	**95.3**		238	6
Rio_Tarauaca-14	RIO	2.819889	2578 2	88	1.1	-93.4852	-126.32985 98	26.53	1.1	0.05088	2.11	0.18512	3.72999	0.2660	2.1	0.03788	1.1	-0.02	247	92	100	240	5	5	239	8	9	**100.2**		240	5
Rio_Tarauaca-46	RIO	1.499903	26755	91	1.2	-142.923	-114.03343 68	26.35	1.1	0.04873	2.62	0.219676	4.028845	0.2571	2.5	0.03811	1.1	0.24	79	120	126	241	4	5	232	10	10	**104.0**		241	4
Rio_Tarauaca-22	RIO	1.075337	83466	275	0.8	-1956.69	-34.247280 65	26.43	1.4	0.05365	2.02	0.172144	5.996188	0.2838	2.5	0.03821	1.5	0.53	331	78	85	242	7	7	253	10	11	**95.5**		242	7
Rio_Tarauaca-100	RIO	-1.6163 5	16089	54	2.2	-292.113	-31.080600 96	25.59	1.7	0.05266	3.18	0.369733	2.812561	0.2893	3.1	0.03961	1.7	0.13	270	134	139	250	8	8	257	13	14	**97.5**		250	8
Rio_Tarauaca-10	RIO	0.185214	13901	44	0.8	-231.695	-36.033776 78	25.29	2.1	0.04927	4.93	0.131527	4.700 68	0.2763	4.6	0.04074	3.0	-0.05	45	197	200	257	15	15	245	19	19	**104.8**		257	15
Rio_Tarauaca-33	RIO	-0.1123 7	40161	124	1.6	1140.925	35.790339 43	24.59	1.0	0.05833	5.10	0.302511	4.342763	0.3274	5.0	0.04081	1.0	0.04	435	192	194	258	4	5	284	23	23	**90.7**		258	4
Rio_Tarauaca-101	RIO	5.053 62	21410	69	1.2	98.59846	90.313987 33	24.42	1.5	0.06022	5.12	0.230864	5.629097	0.3465	6.5	0.04109	1.4	0.73	473	175	177	260	7	7	296	29	29	87.6		260	7
Rio_Tarauaca-87	RIO	0.548992	67339	224	0.9	-1170.02	-33.792528 31	24.39	0.9	0.05321	1.74	0.169769	4.900139	0.3022	1.7	0.04110	0.9	0.17	317	72	82	260	4	4	268	7	8	**96.9**		260	4
Rio_Tarauaca-115	RIO	0.413323	76293	251	2.2	-274.954	-102.607954 8	24.37	0.8	0.05480	2.37	0.383 86	1.097 94	0.3135	2.5	0.04112	0.8	0.10	370	89	95	260	3	4	276	11	12	**94.1**		260	3
Rio_Tarauaca-2	RIO	0.195923	11 6168	344	1.1	-149.273	-358.083001 2	23.91	1.3	0.05453	1.81	0.205 75	2.397322	0.3188	2.5	0.04216	1.4	0.72	387	66	74	266	7	7	280	11	12	**95.0**		266	7
Rio_Tarauaca-99	RIO	0.546019	26675	85	1.0	-778.636	-30.738858	23.72	0.9	0.05133	3.01	0.171574	3.351134	0.3005	2.8	0.04229	1.0	0.16	220	127	132	267	4	5	266	13	13	**100.5**		267	4

Rio_Tarauaca-61	RIO	-0.6562	2314	72	0.9	-250.855	-38.908055	23.71	1.3	0.05975	2.90	0.177129	2.810217	0.3521	2.4	0.04251	1.4	0.01	558	127	133	268	7	7	305	12	13	87.9		268	7
Rio_Tarauaca-81	RIO	1.867116	9758	306	1.9	484.0592	113.709732	22.94	1.1	0.06228	2.55	0.341507	3.03181	0.3775	3.1	0.04368	1.1	0.64	667	103	108	276	6	6	325	16	17	84.9		276	6
Rio_Tarauaca-98	RIO	0.346625	6908	195	1.2	-2668.45	-31.810759 85	20.63	0.9	0.05236	1.56	0.198318	2.528407	0.3497	1.7	0.04862	0.9	0.34	285	63	74	306	4	5	304	8	9	**100.6**		306	4
Rio_Tarauaca-72	RIO	0.95137	3803 6	106	0.8	-262.815	-75.104825 78	20.48	1.0	0.05415	2.23	0.141869	3.5670 2	0.3656	2.3	0.04883	1.1	0.16	344	90	96	307	5	6	316	11	12	**97.4**		307	5
Rio_Tarauaca-66	RIO	0.064936	1098 33	287	0.9	-776.276	-61.870992 57	20.05	0.8	0.05436	1.55	0.168701	3.764394	0.3766	1.4	0.04999	0.8	0.09	372	58	68	314	4	5	324	6	8	**97.0**		314	4
Rio_Tarauaca-34	RIO	-0.33988	2050 2	53	1.4	4.484679	1897.130749	19.72	1.4	0.05150	2.94	0.287537	9.057765	0.3663	2.2	0.05123	1.6	-0.22	262	117	122	322	10	10	316	11	12	**101.8**		322	10
Rio_Tarauaca-17	RIO	5.642247	1266 1	21	2.0	-495.296	-25.227020 41	12.92	1.6	0.06241	3.06	0.355827	2.418313	0.6690	3.2	0.07734	1.6	0.31	626	126	131	480	14	15	516	24	25	**93.0**		480	14
Rio_Tarauaca-117	RIO	-0.28328	6856 7	113	1.0	-486.63	-70.636063 9	11.84	1.1	0.05908	2.06	0.174867	2.432604	0.6954	1.7	0.08487	1.1	0.00	562	72	78	525	10	11	535	12	14	**98.1**		525	10
Rio_Tarauaca-7	RIO	-0.02774	4828 8	73	0.8	-1211.45	-32.706715 9	11.36	0.9	0.06180	1.50	0.130349	2.479756	0.7538	1.5	0.08828	0.9	0.60	654	55	65	545	8	10	570	11	13	**95.7**		545	8
Rio_Tarauaca-3	RIO	0.453887	6453 4	93	0.9	-597.716	-56.145172 82	11.09	1.0	0.06139	1.90	0.154557	1.775359	0.7763	2.2	0.09054	1.0	0.26	631	71	79	559	9	11	581	17	19	**96.1**		559	9
Rio_Tarauaca-60	RIO	0.426926	4888 1	67	1.6	-380.088	-52.755817 04	10.39	0.9	0.06465	2.52	0.267786	1.865046	0.8527	1.6	0.09651	0.9	0.30	732	80	84	594	8	10	625	12	15	**95.0**		594	8
Rio_Tarauaca-37	RIO	0.143334	1555 81	206	1.9	-756.335	-87.417911	10.26	1.0	0.06204	1.46	0.372898	5.135446	0.8328	1.3	0.09774	1.0	0.17	665	49	59	601	9	11	615	9	12	**97.8**		601	9

Rio_Tarauaca-75	RIO	0.695073	1803213	233	0.4	-7830.86	-37.061170 34	10.68	3.9	0.06713	1.60	0.10956	9.464038	0.9431	4.4	0.10017	3.5	0.96	828	57	67	614	41	41	663	43	44	**92.6**		614	41
Rio_Tarauaca-73	RIO	0.599197	1247 49	130	1.2	-1170.8	-53.973996 31	7.71	1.0	0.06631	1.39	0.186396	1.5490 4	1.1927	1.4	0.13017	1.0	0.34	806	47	58	789	12	15	796	12	15	**99.0**		789	12
Rio_Tarauaca-26	RIO	3.032263	1283 7	11	0.7	-1097.78	-30.633729 06	7.32	3.3	0.09136	4.60	0.155477	7.392855	1.7346	3.7	0.14292	2.8	0.02	1356	145	148	859	45	46	998	23	23	86.1		859	45
Rio_Tarauaca-19	RIO	0.528528	5336 0	48	0.6	-853.812	-42.644407 88	7.02	1.2	0.07921	2.44	0.105318	1.978479	1.5653	2.5	0.14338	1.2	0.02	1147	81	86	863	18	20	942	15	16	**91.6**		863	18
Rio_Tarauaca-36	RIO	0.596187	4549 0	39	0.7	165.1882	107.35116 8	6.46	1.1	0.06985	1.68	0.161595	1.604968	1.4911	1.9	0.15545	1.1	0.39	909	60	68	931	17	19	924	20	23	**100.8**		931	17
Rio_Tarauaca-111	RIO	0.101034	1981 55	172	0.7	-2218.27	-48.391847 75	6.24	0.9	0.06967	1.36	0.122186	2.400035	1.5435	1.6	0.16000	0.9	0.54	910	45	57	957	14	16	946	16	19	**101.1**		957	14
Rio_Tarauaca-44	RIO	0.504689	2284 8	19	0.8	-179.979	-65.846721 64	6.21	1.3	0.07416	2.58	0.134615	2.367754	1.6515	2.6	0.16126	1.3	0.16	1056	103	109	963	22	24	991	35	38	**97.2**		963	22
Rio_Tarauaca-94	RIO	0.167109	1821 91	156	0.6	417.2287	147.75826 77	6.12	0.9	0.07056	1.30	0.094108	2.691464	1.5969	1.6	0.16378	0.9	0.58	956	41	53	978	13	16	967	17	20	**101.1**		978	13
Rio_Tarauaca-43	RIO	2.350836	3658 1	30	1.2	-795.379	-39.189179 85	6.09	1.2	0.07626	1.86	0.201198	2.483007	1.7392	2.5	0.16511	1.1	0.55	1100	76	84	985	18	20	1025	27	29	**96.0**		985	18
Rio_Tarauaca-8	RIO	0.462127	6732 7	53	0.8	-1142.45	-40.923356 47	5.95	1.0	0.07717	1.62	0.134287	1.730768	1.7781	1.4	0.16864	1.0	0.16	1112	56	65	1004	15	18	1039	16	20		90.3	1004	15
Rio_Tarauaca-31	RIO	-0.00213	1666 16	123	0.9	4454.614	44.697657 61	5.95	1.2	0.07428	1.20	0.139 36	1.806193	1.7357	1.4	0.16895	1.1	0.73	1043	35	48	1006	18	20	1021	14	18		96.4	1006	18
Rio_Tarauaca-93	RIO	0.229041	1499 81	114	0.6	-1357.86	-60.847185 07	5.88	0.9	0.07478	1.10	0.129 69	6.812396	1.7640	1.2	0.16997	0.8	0.54	1058	29	44	1012	11	15	1032	11	16		95.6	1012	11

Rio_Tarauaca-88	RIO	0.105322	2063143	163	1.2	-1806.98	-50.227816 79	5.87	0.8	0.07349	1.09	0.191475	0.941727	1.7351	1.2	0.17020	0.8	0.49	1023	29	44	1013	11	15	1021	10	15		99.0	1013	11
Rio_Tarauaca-67	RIO	0.104791	3160 66	241	1.0	73.69625	1907.06209	5.86	0.7	0.07329	1.13	0.160986	2.211044	1.7403	1.2	0.17090	0.7	0.52	1017	32	47	1017	10	14	1023	10	15		100.0	1017	10
Rio_Tarauaca-41	RIO	0.220041	8818 3	67	0.9	8599.05	27.396850 09	5.82	0.9	0.07260	1.44	0.143307	2.499702	1.7461	1.4	0.17226	0.9	0.09	1016	50	61	1024	14	17	1025	14	18		100.8	1024	14
Rio_Tarauaca-78	RIO	0.181275	2929 68	224	0.2	-2767.98	-50.290542 69	5.79	1.0	0.07479	1.07	0.051564	9.284423	1.7991	1.3	0.17324	0.9	0.61	1059	27	42	1030	15	18	1044	12	17		97.2	1030	15
Rio_Tarauaca-116	RIO	0.098904	2259 65	171	0.6	-3857.88	-25.296798 02	5.75	1.0	0.07446	1.47	0.103834	3.535371	1.8111	1.2	0.17450	1.0	0.11	1069	31	37	1037	16	19	1049	11	16		97.0	1037	16
Rio_Tarauaca-18	RIO	0.179958	1918 43	140	1.5	-3774.91	-35.954995 86	5.70	1.9	0.07742	1.05	0.237386	2.160453	1.8955	2.0	0.17682	1.7	0.93	1128	27	42	1049	32	34	1076	25	28		92.9	1049	32
Rio_Tarauaca-90	RIO	0.360235	1212 37	92	0.6	406.8051	107.436501 6	5.68	1.0	0.07341	1.23	0.091288	2.182038	1.7955	1.5	0.17678	1.1	0.63	1019	37	50	1049	18	21	1042	15	19		103.0	1049	18
Rio_Tarauaca-49	RIO	0.771455	5863 0	42	1.0	-1818.27	-33.126302 91	5.62	1.1	0.07555	1.54	0.166228	3.04187	1.8510	1.6	0.17884	1.1	0.33	1072	51	61	1060	19	22	1062	17	21		98.9	1060	19
Rio_Tarauaca-114	RIO	0.195082	1556 77	120	0.6	-612.868	-112.141491 2	5.51	1.0	0.07447	1.21	0.097553	1.306987	1.8808	1.3	0.18222	1.0	0.78	1048	37	50	1079	17	20	1073	13	18		102.9	1079	17
Rio_Tarauaca-68	RIO	0.186899	5267 18	383	0.5	1502.644	143.035 3237	5.44	1.1	0.07602	1.15	0.083259	2.391162	1.9289	1.4	0.18465	1.1	0.76	1090	32	46	1092	20	23	1090	14	18		100.1	1092	20
Rio_Tarauaca-76	RIO	0.16241	1633 01	119	0.8	-34953.8	-30.969558 16	5.41	0.8	0.07483	1.18	0.131016	1.264604	1.9151	1.2	0.18502	0.8	0.33	1058	34	47	1094	11	15	1086	11	16		103.4	1094	11
Rio_Tarauaca-27	RIO	0.377839	1162 68	82	1.0	-6326.98	-44.473170 3	5.41	1.0	0.07560	1.56	0.151766	2.777444	1.9383	1.9	0.18522	1.0	0.64	1078	54	63	1095	18	21	1093	23	26		101.6	1095	18
Rio_Tarauaca-	RIO	0.1571	1943	140	0.9	-3808.	-28.70	5.40	0.	0.07754	1.21	0.154342	2.7596	1.9845	1.3	0.18533	0.	0.6	1129	36	49	1096	11	16	1109	12	17		97.1	1096	11

54		32	26			7	46937		8				16				8	5												
Rio_Tarauaca-32	RIO	-0.132299	161965	115	0.8	5958.418	37.552488388	5.39	1.2	0.07832	1.21	0.130588	1.6397 1	2.0219	1.5	0.18677	1.2	0.72	1149	35	47	1103	22	25	1121	16	20		96.0	1103	22
Rio_Tarauaca-40	RIO	5.488714	40933	30	0.8	-121.976	-305.4703124	5.29	1.6	0.09161	6.95	0.191343	13.16791	2.4200	8.0	0.19032	1.7	0.51	1428	253	255	1123	33	35	1219	91	92		78.6	1123	33
Rio_Tarauaca-62	RIO	0.046144	153695	107	0.9	-1081	-64.51160428	5.22	0.9	0.07894	1.17	0.136346	1.454528	2.0871	1.3	0.19225	0.9	0.34	1165	34	47	1133	16	19	1143	14	18		97.3	1133	16
Rio_Tarauaca-82	RIO	0.279619	110843	78	0.7	-624.779	-79.929358 31	5.15	0.8	0.08040	1.26	0.201909	45.3094	2.1431	1.3	0.19388	1.0	0.47	1200	38	50	1146	15	18	1162	13	18		95.6	1146	15
Rio_Tarauaca-28	RIO	1.192942	36474	24	1.7	-399.933	-55.906700 76	5.12	1.1	0.07981	1.82	0.263588	1.600881	2.1871	1.8	0.19611	1.0	0.39	1192	57	64	1154	19	22	1174	22	25		96.8	1154	19
Rio_Tarauaca-69	RIO	0.269781	161110	106	0.9	635.8324	138.111762 9	5.13	1.4	0.08034	1.37	0.275472	8.490612	2.1629	1.6	0.19619	1.2	0.62	1207	40	50	1154	24	26	1167	19	23		95.7	1154	24
Rio_Tarauaca-79	RIO	-0.22733	106857	73	0.5	-1274.37	-39.341526 85	5.10	1.0	0.07668	1.34	0.077381	2.091129	2.0837	1.4	0.19670	1.0	0.29	1115	47	59	1157	17	21	1142	16	20		103.8	1157	17
Rio_Tarauaca-92	RIO	0.285959	40794	25	1.9	-242.788	-112.555560 8	5.09	1.7	0.08149	1.71	0.290257	2.974467	2.2242	2.2	0.19747	1.8	0.45	1219	57	65	1160	37	39	1184	28	31		95.2	1160	37
Rio_Tarauaca-80	RIO	0.667342	91937	64	1.1	-877.077	-58.296735 62	5.04	1.0	0.07886	1.31	0.212 97	4.568725	2.1821	1.5	0.19914	1.0	0.49	1170	43	55	1170	19	22	1174	17	21		100.1	1170	19
Rio_Tarauaca-23	RIO	1.159595	128986	85	1.4	-1665.34	-42.152768 9	5.02	1.0	0.09157	2.75	0.249552	2.581889	2.5681	3.7	0.20022	1.1	0.57	1419	91	95	1176	20	23	1275	49	51		82.9	1176	20
Rio_Tarauaca-113	RIO	0.398098	108915	74	0.9	-395.413	-111.729018 1	4.92	0.9	0.08207	1.29	0.163897	9.071857	2.3051	1.3	0.20402	1.0	0.39	1249	42	54	1197	17	21	1213	14	19		95.8	1197	17
Rio_Ta	RIO	0.3	84	55	0.	-	-	4.89	1	0.079	1.6	0.097	2.3	2.27	1.5	0.20	1	0.	1194	44	51	1205	23	25	1202	18	22		100	120	23

rauaca-56		66812	031		6	434.813	80.605935 83		.2	53	0	697	95324	42		564	.2	09										.9	5	
Rio_Tarauaca-12	RIO	-0.3383 3	350008	18	1.9	-103.275	-103.446794 8	4.18	1.1	0.08940	1.65	0.330135	2.796222	2.9467	1.8	0.24062	1.1	0.20	1399	56	64	1389	25	28	1391	24	27		99.3	1389	25
Rio_Tarauaca-74	RIO	2.044488	238933	95	2.0	-1857.93	-101.936768 4	2.86	1.2	0.13084	2.08	0.296014	1.816164	6.3456	2.1	0.35057	1.2	0.29	2099	67	73	1937	36	40	2021	33	36		92.3	2099	67
Rio_Tarauaca-97	RIO	-0.0133 6	604094	227	1.0	-28003.2	-27.890417 93	2.77	0.7	0.12972	0.98	0.142906	0.676576	6.4767	1.0	0.36184	0.7	0.39	2092	19	34	1991	15	23	2042	8	18		95.2	2092	19
Rio_Tarauaca-16	RIO	-0.0264 6	858266	24	1.0	-1046.26	-44.379741 83	1.93	2.2	0.19058	1.71	0.149055	1.671258	14.0253	2.9	0.52754	1.9	0.92	2735	52	59	2724	82	86	2731	59	62		99.6	2735	52
Discordant zircons (>20%)																														
Rio_Tarauaca-59	RIO	-6.02288	773	106	1.6	-4.65517	-116.257052 3	942.44	5.4	0.25284	40.23	0.426523	27.90905	0.0286	35.3	0.00107	8.3	-0.23	860	1480	1481	7	1	1	28	19	19	24.7	0.8	7	1
Rio_Tarauaca-57	RIO	6.574052	1794	165	2.0	-40.0144	-85.747061 17	740.27	2.6	0.06241	10.48	0.297387	8.530799	0.0118	10.4	0.00140	2.8	-0.12	431	445	446	9	0	1	12	2	2	76.2	2.1	9	0
Rio_Tarauaca-13	RIO	-0.24343	2438	218	1.0	-10.1369	-118.429747 4	720.82	3.3	0.08124	12.21	0.252052	10.262	0.0160	12.9	0.00143	3.1	0.23	743	453	454	9	1	1	16	4	4	57.5	1.2	9	1
Rio_Tarauaca-50	RIO	10.71615	2679	209	1.5	-113.37	-41.083951 35	707.26	4.8	0.06998	14.52	0.337489	9.220392	0.0160	15.8	0.00174	12.5	0.01	285	542	543	11	3	3	16	5	5	69.9	3.9	11	3
Rio_Tarauaca-47	RIO	15.99831	4030	313	0.0	-32.82	-60.089530 71	580.34	4.0	0.05903	9.15	0.087029	26.1986	0.0147	10.1	0.00180	3.9	0.54	317	333	334	12	1	1	15	3	3	78.5	3.6	12	1
Rio_Tarauaca-52	RIO	-0.97713	1968	143	1.5	-245.005	-31.072819 62	594.29	4.0	0.07857	13.57	0.506135	9.161487	0.0178	12.1	0.00181	5.5	-0.03	477	500	501	12	1	1	18	4	4	65.3	2.4	12	1
Rio_Tarauaca-	RIO	-14.	1054	79	1.7	-2.452	-304.3	511.63	4.	0.32549	9.93	0.681926	15.147	0.1038	10.9	0.00217	5.	0.5	2959	376	377	14	2	2	98	20	20	14.3	0.5	14	2

105		119				7	220588		9				08				6	3												
Rio_Tarauaca-55	RIO	146.1503	725	37	1.4	3.378543	231.35871 72	404.24	8.0	0.108 08	13.16	0.075378	57.50016	0.0381	9.5	0.00249	5.7	0.12	1680	400	401	16	2	2	38	7	7	42.3	1.0	16	2
Rio_Tarauaca-89	RIO	1.3526 6	3052	151	1.4	-26.3364	-131.45338 31	356.24	7.1	0.136 67	14.07	0.541395	11.30681	0.0526	10.4	0.00289	6.7	-0.26	2056	512	513	19	2	2	52	11	11	35.8	0.9	19	2
Rio_Tarauaca-25	RIO	17.92346	5852	188	1.6	-144.448	-55.195852 72	270.09	3.4	0.126 73	13.11	0.492346	8.829918	0.0788	17.8	0.00399	4.5	0.05	2079	351	351	26	2	2	73	24	24	35.0	1.2	26	2
Rio_Tarauaca-102	RIO	-34.1778	1476	46	0.8	4.978882	238.17812 43	253.21	5.1	-0.00466	-162.00	0.074677	26.65809	-0.0013	-310.8	0.00420	4.7	0.31	-875	754	754	27	3	3	-1	8	8	-1805.8	-3.1	27	3
Rio_Tarauaca-84	RIO	2.236433	4229	117	1.0	-52.6239	-38.363708 61	218.11	2.9	0.082 12	5.00	0.200659	6.055424	0.0526	4.4	0.00465	2.9	0.15	1076	219	222	30	2	2	52	4	4	57.6	2.8	30	2
Rio_Tarauaca-9	RIO	27.61338	2388	62	0.9	-30.4444	-72.520090 09	212.09	6.2	0.149 23	18.03	0.366442	22.02362	0.1092	23.4	0.00505	6.9	0.15	1655	739	739	32	4	4	99	42	42	32.7	2.0	32	4
Rio_Tarauaca-6	RIO	13.14956	2558	52	1.0	-69.2774	-36.573881 19	173.17	4.2	0.094 38	9.01	0.177352	9.651302	0.0706	8.0	0.00616	5.5	0.02	946	485	487	40	4	4	69	10	11	57.7	4.2	40	4
Rio_Tarauaca-4	RIO	-1.8427 9	4226	96	0.7	-130.407	-51.467753 74	190.21	4.4	0.070 39	11.70	0.203785	9.941075	0.0540	12.2	0.00625	10.0	0.15	459	539	540	40	8	8	52	12	12	76.6	8.7	40	8
Rio_Tarauaca-71	RIO	0.853288	3361	71	1.5	9.148016	164.70020 58	160.00	2.1	-0.00480	-168.13	0.232016	6.522313	0.0000	-2855 1.0	0.00635	2.0	0.18	110	1497	1497	41	2	2	-1	16	16	-3048.2	37.0	41	2
Rio_Tarauaca-11	RIO	7.030469	19961	378	1.1	-188.883	-50.377228 55	146.96	1.2	0.063 50	6.27	0.245505	4.967476	0.0606	6.8	0.00684	1.2	0.47	515	261	263	44	1	1	59	8	8	73.9	8.5	44	1
Rio_Tarauaca-29	Pb comum	-1.7837 3	12713	150	0.8	52.25715	162.51590 92	85.41	2.6	0.084 41	31.00	0.165872	6.975532	0.1418	33.5	0.01185	2.6	0.18	698	721	721	76	4	4	123	66	66	61.9	10.9	76	4
Rio_Ta	RIO	1.0	23	10	2.	-	-	35.5	2	0.079	4.2	0.516	5.3	0.30	3.5	0.02	2	0.	1139	15	152	181	10	10	273	16	16	66.	15.	181	10

rauaca-20		73579	440	4	0	535.911	55.004722 17	9	.8	28	7	4	30948	89		852	.8	14		0								5	9		
Rio_Tarauaca-91	RIO	6.351249	8458	278	1.2	-18.0752	-216.8265689	248.88	1.7	0.05553	3.58	0.274915	5.011132	0.0310	3.2	0.00407	1.7	-0.19	333	168	173	26	1	1	31	2	2	84.4	7.9	26	1
Rio_Tarauaca-102	RIO	-34.1778	1476	46	0.8	4.978882	238.178124 3	253.21	5.1	-0.00466	-162.00	0.074677	26.65809	-0.0013	-310.8	0.00420	4.7	0.31	-875	754	754	27	3	3	-1	8	8	-1805.8	-3.1	27	3
Rio_Tarauaca-104	RIO	17.40324	1556	50	1.7	6.165265	108.368975 4	235.40	2.8	0.02600	29.59	0.258641	9.518148	0.0142	25.3	0.00425	3.3	0.19	-350	558	558	27	2	2	14	7	7	194.7	-7.8	27	2
Rio_Tarauaca-84	RIO	2.236433	4229	117	1.0	-52.6239	-38.363708 61	218.11	2.9	0.08212	5.00	0.200659	6.055424	0.0526	4.4	0.00465	2.9	0.15	1076	219	222	30	2	2	52	4	4	57.6	2.8	30	2
Rio_Tarauaca-64	RIO	6.027488	8397	225	0.6	-112.629	-38.237696 86	203.40	1.5	0.03175	5.34	0.134686	23.21606	0.0218	5.7	0.00493	1.4	0.30	-1199	362	366	32	1	1	22	2	2	144.8	-2.6	32	1
Rio_Tarauaca-9	RIO	27.61338	2388	62	0.9	-30.4444	-72.520090 09	212.09	6.2	0.14923	18.03	0.366442	22.02362	0.1092	23.4	0.00505	6.9	0.15	1655	739	739	32	4	4	99	42	42	32.7	2.0	32	4
Rio_Tarauaca-6	RIO	13.14956	2558	52	1.0	-69.2774	-36.573881 19	173.17	4.2	0.09438	9.01	0.177352	9.651302	0.0706	8.0	0.00616	5.5	0.02	946	485	487	40	4	4	69	10	11	57.7	4.2	40	4
Rio_Tarauaca-4	RIO	-1.8427 9	4226	96	0.7	-130.407	-51.467753 74	190.21	4.4	0.07039	11.70	0.203785	9.941075	0.0540	12.2	0.00625	10.0	0.15	459	539	540	40	8	8	52	12	12	76.6	8.7	40	8
Rio_Tarauaca-65	RIO	11.40529	4615	96	1.7	-42.1504	-50.082860 95	159.54	2.3	0.05355	5.26	0.306317	3.699279	0.0503	9.7	0.00626	2.8	0.57	132	250	253	40	2	2	49	9	9	81.5	30.4	40	2
Rio_Tarauaca-71	RIO	0.853288	3361	71	1.5	9.148016	164.700200 58	160.00	2.1	-0.00480	-168.13	0.232016	6.522313	0.0000	-28551.0	0.00635	2.0	0.18	110	1497	1497	41	2	2	-1	16	16	-3048.2	37.0	41	2
Rio_Tarauaca-11	RIO	7.030469	19961	378	1.1	-188.883	-50.377228 55	146.96	1.2	0.06350	6.27	0.245505	4.967476	0.0606	6.8	0.00684	1.2	0.47	515	261	263	44	1	1	59	8	8	73.9	8.5	44	1

Rio_Tarauaca-29	Pb comum	-1.7837	12713	150	0.8	52.25715	162.51590 92	85.41	2.6	0.08441	31.00	0.165872	6.975532	0.1418	33.5	0.01185	2.6	0.18	698	721	721	76	4	4	123	66	66	61.9	10.9	76	4
Rio_Tarauaca-20	RIO	1.073579	23440	104	2.0	-535.911	-55.004722 17	35.59	2.8	0.07928	4.27	0.5164	5.330948	0.3089	3.5	0.02852	2.8	0.14	1139	150	152	181	10	10	273	16	16	66.5	15.9	181	10
Rio_Tarauaca-110	RIO	0.330648	53758	45	1.4	-512.743	-45.68 1250 23	6.12	0.9	0.05292	2.00	0.229209	1.733658	1.2070	1.8	0.16398	0.9	0.13	296	87	95	979	14	17	802	18	21	122.1	330.7	979	14

Table S2 (part 2). *Zircon U-Pb isotopic data of analysed standard zircons.*

06 April 2023								Data for Tera-Wasserburg plot						Data for Wetherill plot						Dates								
Identifier	Comments	f206c	206Pb	U ppm	Th/U	206Pb/204Pb	1s %	238U/206Pb	1s %	207Pb/206Pb	1s %	208Pb/206Pb	1s %	207Pb/235U	1s %	206Pb/238U	1s %	Rho	208Pb/232Th	1s %	207Pb/206Pb	2s (abs)	2ssys (abs)	206Pb/238U	2s (abs)	2ssys (abs)	207Pb/235U	2s (abs)	2ssys (abs)	% conc
GJ1-12.FIN2	Z_GJ1	0.126606	105659	289	0.0	-4380.18	-33.282	10.26	1.0	0.06024	1.52	0.005435	5.9196	0.8134	1.9	0.09752	1.0	0.18	0.03055	61.57605	607	33	66	600	5	11	604	7	17	98.8
GJ1-13.FIN2	Z_GJ1	-0.10286	105687	288	0.0	-520.994	-86.4502	10.21	1.0	0.05998	1.58	0.005472	5.8696	0.8137	1.9	0.09804	1.0	0.34	0.030817	61.5688	596	38	67	603	6	12	604	8	18	101.1
GJ1-14.FIN2	Z_GJ1	-0.19941	103742	287	0.0	-3792.78	-20.7718	10.16	0.9	0.06076	1.61	0.00521	6.8951	0.8257	1.9	0.09830	1.0	0.16	0.028189	61.59937	623	41	70	604	6	12	611	7	18	97.0
GJ1-15.FIN2	Z_GJ1	-0.07658	103403	289	0.0	-5385.05	-25.7422	10.24	1.1	0.05888	1.63	0.005831	6.1304	0.8000	2.0	0.09787	1.1	0.57	0.033245	61.56185	555	42	69	602	7	12	596	9	18	108.5
GJ1-16.FIN2	Z_GJ1	-0.12772	999933	283	0.0	-864.509	-46.8345	10.21	1.1	0.06107	1.78	0.005553	7.0348	0.8287	2.1	0.09806	1.1	0.26	0.03273	61.71262	629	53	78	603	7	12	612	11	19	95.8
GJ1-17.FIN2	Z_GJ1	-0.25892	100804	287	0.0	-1413.41	-33.4676	10.33	1.1	0.06033	1.62	0.004627	7.2507	0.8101	1.9	0.09692	1.0	0.05	0.026053	61.75489	608	41	70	596	6	12	602	7	17	98.1
GJ1-18.FIN2	Z_GJ1	-0.04332	100714	288	0.0	-2943.06	-25.6953	10.14	1.0	0.06102	1.70	0.007481	4.7690	0.8332	2.0	0.09878	1.0	0.15	0.043022	61.49021	630	48	74	607	6	12	615	10	19	96.4
GJ1-19.FIN2	Z_GJ1	-0.14489	991888	283	0.0	-1974.21	-25.0461	10.23	1.0	0.05956	1.56	0.005291	5.8286	0.8070	1.8	0.09786	1.0	0.20	0.031537	61.56842	581	38	69	602	5	12	601	6	17	103.6
GJ1-20.FIN2	Z_GJ1	0.96475	979001	285	0.0	3557.383	25.94295	10.26	1.1	0.06000	1.60	0.006475	5.7636	0.8146	1.9	0.09760	1.1	0.33	0.036587	61.5498	596	41	70	600	6	12	605	8	18	100.7
GJ1-21.FIN2	Z_GJ1	0.092603	966244	284	0.0	4726.401	37.00152	10.36	1.0	0.05998	1.68	0.001369	28.361	0.8031	2.0	0.09668	1.0	0.14	0.008098	69.5784	593	46	73	595	6	12	598	9	18	100.3
GJ1-22.FI	Z_GJ1	-0.3	1014	292	0.0	-1271.	-33.	10.09	1.0	0.0606	1.59	0.005677	6.7176	0.8338	1.9	0.0992	1.0	-0.	0.034307	61.646	621	39	68	610	6	12	615	7	17	98.3

N2		9216	38			87	0795						8					04		09										
GJ1-23.FIN2	Z_GJ1	0.089519	1010441	294	0.0	-263.163	-147.031	10.20	1.0	0.06029	1.60	0.00459	6.233409	0.8198	2.0	0.09816	1.0	0.037	0.027214	61.5351	615	37	64	604	6	12	607	9	18	98.1
GJ1-24.FIN2	Z_GJ1	0.314317	9850 6	288	0.0	163.2431	363.5863	10.14	1.0	0.06066	1.72	0.005506	7.003757	0.8293	2.0	0.09877	1.0	-0.04	0.031623	61.6035	617	48	74	607	6	12	613	9	18	98.4
GJ1-25.FIN2	Z_GJ1	0.517327	945900	286	0.0	-338.886	-154.339	10.38	1.1	0.06050	1.61	0.004674	8.529099	0.8091	1.9	0.09647	1.1	0.051	0.027804	61.86218	614	40	68	594	6	12	602	7	17	96.7
GJ1-26.FIN2	Z_GJ1	0.365925	956566	287	0.0	-774.615	-67.6619	10.22	1.0	0.05929	1.54	0.006236	5.183539	0.8038	1.9	0.09782	1.1	0.044	0.035023	61.48322	572	35	67	602	8	13	600	7	16	105.2
GJ1-27.FIN2	Z_GJ1	0.277939	943352	282	0.0	-1878.08	-655.56	10.19	1.0	0.06083	1.71	0.006899	17.62714	0.8263	1.9	0.09827	1.0	-0.017	0.031451	61.61186	623	47	74	604	5	11	611	8	18	97.0
GJ1-28.FIN2	Z_GJ1	-0.04734	940301	287	0.0	-2401.44	-26.459	10.34	1.1	0.05653	1.72	-0.00249	-84.0158	0.7587	2.0	0.09690	1.0	-0.07	-0.05168	-62.9656	462	50	78	596	6	12	573	8	17	129.0
GJ1-29.FIN2	Z_GJ1	-0.17812	948897	286	0.0	-2948.72	-23.6869	10.26	1.1	0.06148	1.63	0.007162	5.151525	0.8333	2.0	0.09763	1.0	0.021	0.034001	61.47495	648	43	72	600	6	12	615	9	18	92.7
GJ1-30.FIN2	Z_GJ1	0.044696	944887	287	0.0	-2078.99	-32.7971	10.25	1.1	0.06054	1.59	0.005835	5.889232	0.8189	1.9	0.09770	1.1	0.002	0.029603	61.54181	616	39	68	601	7	12	607	7	17	97.6
GJ1-31.FIN2	Z_GJ1	-0.29379	951153	290	0.0	-1422.22	-31.4649	10.28	1.0	0.05987	1.71	0.005 05	6.563893	0.8078	2.0	0.09744	1.0	0.022	0.026144	61.64481	589	48	74	599	6	12	601	9	18	101.8
GJ1-32.FIN2	Z_GJ1	-0.36981	935115	284	0.0	-1284.19	-27.504	10.17	1.1	0.06104	1.64	0.006962	3.7004	0.8361	1.9	0.09853	1.1	0.055	0.032464	61.38328	632	45	74	606	7	12	617	7	17	95.8
GJ1-33.FIN2	Z_GJ1	-0.09868	959822	288	0.0	-1838.25	-25.2532	10.04	1.1	0.06042	1.75	0.007551	5.356886	0.8315	2.1	0.09972	1.1	0.021	0.036596	61.45506	608	50	75	613	7	12	614	10	19	100.9
GJ1-34.FIN2	Z_GJ1	0.158821	943932	290	0.0	427.9343	155.2163	10.32	1.0	0.05996	1.58	0.006712	19.36301	0.8054	1.9	0.09698	1.0	0.019	0.0287	61.65108	595	39	69	597	5	12	599	8	17	100.3

GJ1-35.FIN2	Z_GJ1	-0.1447	91339	280	0.0	-17125.9	-47.9172	10.32	1.0	0.06123	1.58	0.005889	6.725271	0.8207	1.9	0.09707	1.1	0.031	0.032564	61.69228	640	38	68	597	6	12	608	8	18	93.2
GJ1-36.FIN2	Z_GJ1	-0.3926	92123	283	0.0	-3304.21	-20.1416	10.28	1.1	0.05947	1.80	0.005437	6.312622	0.8021	2.0	0.09743	1.1	-0.001	0.028853	61.62124	572	54	78	599	6	12	597	10	18	104.8
GJ1-37.FIN2	Z_GJ1	-0.3631	98938	297	0.0	-1981.42	-22.6499	10.03	1.0	0.05944	1.76	0.005323	6.891729	0.8201	2.0	0.09967	1.1	0.015	0.028449	61.72478	572	52	77	612	8	13	607	10	19	107.2
GJ1-38.FIN2	Z_GJ1	-0.2169	95369	293	0.0	-984.436	-41.4484	10.24	1.1	0.06009	1.71	0.006308	19.07716	0.8138	2.0	0.09782	1.1	0.013	0.027944	61.62332	596	48	75	602	7	13	604	9	18	100.9
GJ1-39.FIN2	Z_GJ1	-0.0118	94190	286	0.0	-1145.75	-44.9726	10.18	1.1	0.05935	1.72	0.005343	14.92601	0.8051	2.0	0.09848	1.1	0.023	0.026561	62.22849	570	48	73	605	7	13	599	10	18	106.3
GJ1-40.FIN2	Z_GJ1	-0.0558	91539	286	0.0	-9393.88	-35.0596	10.28	1.1	0.05948	1.68	0.005988	5.805213	0.8090	2.1	0.09741	1.0	0.037	0.034226	61.47375	597	54	87	599	6	12	604	11	21	100.3
GJ1-41.FIN2	Z_GJ1	-0.1107	92252	287	0.0	-2891.16	-34.2911	10.27	1.1	0.06090	1.61	0.007908	22.64876	0.8192	2.0	0.09755	1.1	0.047	0.034742	61.68249	628	41	70	600	7	12	607	9	18	95.5
GJ1-42.FIN2	Z_GJ1	0.2021	93214	286	0.0	-4679.05	-25.6248	10.20	1.1	0.06021	1.69	0.010636	37.17517	0.8193	2.0	0.09823	1.1	0.051	0.039383	63.93533	602	47	74	604	8	13	607	10	18	100.4
GJ1-43.FIN2	Z_GJ1	-0.3284	92326	287	0.0	-1838.01	-25.6634	10.23	1.1	0.06066	1.55	0.005007	7.359979	0.8235	1.9	0.09765	1.0	0.022	0.031353	61.72807	621	36	67	601	6	12	610	8	18	96.7
GJ1-44.FIN2	Z_GJ1	0.0854	89960	282	0.0	4205.438	31.31959	10.25	1.0	0.06093	1.78	0.004938	7.309104	0.8254	2.1	0.09772	1.0	0.020	0.033375	61.70456	625	50	74	601	6	12	610	11	19	96.1
GJ1-45.FIN2	Z_GJ1	0.0707	91956	286	0.0	1084.095	66.83729	10.14	1.0	0.05955	1.67	0.005039	4.996187	0.8129	2.0	0.09872	1.0	0.006	0.036362	61.47496	578	45	73	607	5	12	604	9	18	104.9
GJ1-46.FIN2	Z_GJ1	-0.2686	92532	291	0.0	-3756.2	-21.2093	10.37	1.1	0.05952	1.65	0.004392	8.478756	0.7958	2.0	0.09657	1.1	0.036	0.029821	61.82537	578	43	71	594	6	12	594	9	18	102.9
GJ1-47.FIN2	Z_GJ1	0.3060	91690	286	0.0	-4481.78	-25.634	10.18	1.1	0.05966	1.66	0.000899	34.49571	0.8129	2.0	0.09840	1.1	0.024	0.005902	71.83861	582	44	72	605	7	12	604	9	18	103.9

							7																					
GJ1-48.FIN2	Z_GJ1	0.0447	9124	28	0.0	171.8589	395.1492	10.22	1.0	0.06041	1.74	0.005444	7.651477	0.8186	2.0	0.09801	1.1	-0.03	0.03691	61.72664	607	50	76	603	7	12	607	9	18	99.3
GJ1-49.FIN2	Z_GJ1	-0.0782	9284	29	0.0	-619.06	-91.1247	10.22	1.1	0.05988	1.68	0.004959	7.776838	0.8124	2.0	0.09800	1.0	-0.04	0.03432	61.74823	590	45	72	603	6	12	603	9	18	102.1
GJ1-50.FIN2	Z_GJ1	0.3238	9023	28	0.0	121.577	449.3171	10.29	1.1	0.06024	1.66	0.005701	5.93688	0.8085	2.0	0.09739	1.1	0.22	0.03698	61.61714	603	44	71	599	7	12	601	9	18	99.3
GJ1-51.FIN2	Z_GJ1	0.1218	8836	28	0.0	-51.3138	-1011.15	10.45	1.0	0.06205	1.71	0.005343	7.004697	0.8223	2.0	0.09585	1.1	0.09	0.03428	61.693	666	47	73	590	7	12	609	9	18	88.6
GJ1-52.FIN2	Z_GJ1	-0.0394	9782	30	0.0	50483.35	266.8255	10.09	1.1	0.06068	1.71	0.005899	6.140804	0.8326	1.9	0.09927	1.1	-0.04	0.04053	61.5578	618	48	74	610	7	13	615	8	18	98.7
GJ1-53.FIN2	Z_GJ1	0.1340	9334	29	0.0	4389.372	38.29562	10.15	1.1	0.06077	1.59	0.004357	8.992924	0.8304	2.0	0.09873	1.1	0.37	0.02786	61.99864	624	39	70	607	7	12	613	9	18	97.3
GJ1-54.FIN2	Z_GJ1	0.1672	9089	28	0.0	-7807.96	-26.4565	10.20	1.0	0.05932	1.58	0.004327	7.753128	0.8070	1.9	0.09821	1.0	0.22	0.03629	61.82057	589	38	68	604	6	12	602	9	19	102.5
GJ1-55.FIN2	Z_GJ1	-0.4269	9064	28	0.0	-3197.4	-25.0125	10.29	1.1	0.05760	1.65	0.003297	13.51136	0.7802	2.0	0.09736	1.1	0.06	0.01864	62.56261	516	49	80	599	7	12	585	9	18	116.2
GJ1-56.FIN2	Z_GJ1	-0.3753	8965	28	0.0	-1635.27	-25.5934	10.26	1.1	0.06129	1.55	0.003955	9.717303	0.8290	2.0	0.09766	1.1	0.51	0.02578	62.05521	643	35	66	601	7	12	613	9	18	93.4
GJ1-57.FIN2	Z_GJ1	0.0034	9167	28	0.0	-893.418	-47.2534	10.16	1.0	0.06002	1.72	0.002463	14.87178	0.8198	2.1	0.09831	1.1	0.38	0.01622	63.07067	593	50	77	604	7	12	607	11	19	101.9
GJ1-58.FIN2	Z_GJ1	-0.4406	8997	28	0.0	-1525.77	-23.7455	10.28	1.1	0.06037	1.73	0.008183	7.345007	0.8163	2.0	0.09744	1.1	0.08	0.05004	61.44852	606	50	76	599	7	13	605	9	18	98.9
GJ1-1.FIN2	Z_GJ1	-0.1842	2043	36	0.0	-3867.39	-27.4658	10.33	1.0	0.05988	1.47	0.005959	10.81834	0.8025	1.9	0.09689	1.0	0.07	0.03120	61.49749	595	29	63	596	5	11	598	6	17	100.2
GJ1-2.FIN	Z_GJ1	0.2804	1959	35	0.0	1376.255	66.205	10.34	1.0	0.06055	1.55	0.005844	6.6872	0.8120	1.9	0.09682	1.0	0.1	0.03219	61.476	617	36	67	596	5	11	603	7	17	96.5

2		71	38				81						76					0		49									
GJ1-3.FIN2	Z_GJ1	0.327495	187813	346	0.0	-4713.54	-31.6431	10.28	1.0	0.06003	1.59	0.005651	6.143162	0.8045	2.0	0.09735	1.0	0.077	0.031583	61.43075	598	38	68	599	5	11	599	10	19	100.2
GJ1-4.FIN2	Z_GJ1	-0.28302	127226	261	0.0	-1143.76	-41.3796	10.04	1.0	0.06053	1.53	0.004669	5.483266	0.8349	1.9	0.09974	1.0	0.021	0.030035	61.54127	617	35	67	613	5	12	616	7	17	99.4
GJ1-5.FIN2	Z_GJ1	-0.01044	124715	262	0.0	-926.731	-54.6468	10.17	1.0	0.06026	1.58	0.003876	9.101189	0.8202	1.9	0.09847	1.0	-0.05	0.023423	61.8725	606	38	68	605	5	12	608	7	17	99.9
GJ1-6.FIN2	Z_GJ1	0.375204	109857	263	0.0	995.136	85.49062	10.04	1.0	0.06001	1.69	0.005375	12.9562	0.8298	1.9	0.09973	1.0	-0.01	0.031469	61.71816	594	48	75	613	6	12	613	8	18	103.1
GJ1-7.FIN2	Z_GJ1	0.173448	106016	261	0.0	1655.623	47.24035	10.16	1.0	0.05949	1.59	0.005029	7.067991	0.8101	2.0	0.09851	1.0	0.025	0.032072	61.69043	587	43	75	606	6	12	602	9	18	103.2
GJ1-8.FIN2	Z_GJ1	-0.11202	100052	277	0.0	-2891.41	-23.7052	10.31	1.0	0.06021	1.65	0.005581	6.349761	0.8096	2.0	0.09709	1.0	0.024	0.033175	61.58524	602	43	71	597	5	11	602	9	18	99.1
GJ1-9.FIN2	Z_GJ1	-0.19775	95696	262	0.0	-4096.31	-19.0859	10.27	1.0	0.06104	1.80	0.004814	7.701763	0.8210	1.9	0.09752	1.1	-0.026	0.029321	61.73559	641	50	73	600	7	12	608	7	17	93.6
GJ1-10.FIN2	Z_GJ1	0.389687	101972	296	0.0	1550.319	51.43382	10.15	1.0	0.05972	1.51	0.005131	5.930866	0.8151	1.9	0.09863	1.0	0.030	0.031885	61.56248	595	36	71	606	5	12	605	7	17	101.9
GJ1-11.FIN2	Z_GJ1	-0.10489	101983	298	0.0	3118.158	47.10029	10.21	1.1	0.06009	1.63	0.005219	6.098149	0.8161	2.0	0.09813	1.0	0.025	0.030725	61.59683	599	41	69	603	6	12	605	9	18	100.7
GJ1-12.FIN2	Z_GJ1	0.151433	982291	296	0.0	202.076	318.0891	10.30	1.1	0.05960	1.69	0.005562	6.159768	0.8032	2.0	0.09726	1.1	0.010	0.032329	61.6154	579	48	75	598	7	12	598	9	18	103.3
GJ1-13.FIN2	Z_GJ1	0.448148	965178	294	0.0	472.2495	112.0424	10.40	1.0	0.06057	1.51	0.005631	6.117569	0.8088	1.9	0.09629	1.0	0.024	0.030848	61.58005	619	33	65	593	6	12	602	6	17	95.8
GJ1-14.FIN2	Z_GJ1	0.247007	981577	294	0.0	1078.082	69.25231	10.28	1.0	0.06027	1.68	0.005034	7.222794	0.8111	1.9	0.09740	1.0	0.016	0.030425	61.73325	604	46	73	599	6	12	603	8	18	99.2
GJ1-15.FIN2	Z_GJ1	0.348916	991006	294	0.0	720.8798	86.61705	10.19	1.1	0.06027	1.71	0.005412	5.913227	0.8228	2.1	0.09829	1.1	0.037	0.029278	61.48096	603	48	74	604	7	13	609	11	19	100.2
GJ1-	Z_GJ	-	10	29	0.	-	-	10.20	1.	0.060	1.	0.006	7.0	0.820	1.	0.097	1.	0.	0.035	61.	602	45	73	602	6	12	608	8	18	100

60.FIN2	1	0.17546	08093	6	0	1102.65	34.7383		1	20	66	052	87673	7	9	95	0	03	677	72094										.1
GJ1-61.FIN2	Z_GJ1	-0.00618	10040	292	0.0	-1638.02	-34.8646	10.13	1.0	0.05955	1.76	0.00541	6.13094	0.8181	2.1	0.09886	1.1	0.26	0.03039	61.55336	576	52	78	608	6	12	606	11	19	105.5
GJ1-62.FIN2	Z_GJ1	-0.12779	95257	282	0.0	-1245.22	-43.5615	10.32	1.1	0.06039	1.58	0.005539	5.80179	0.8118	1.9	0.09705	1.1	0.29	0.029776	61.53756	610	39	69	597	6	12	603	8	17	97.8
PLES-7.FIN2	PLES	0.05489	11064	560	0.3	-2849.19	-29.3333	18.67	1.0	0.05362	1.54	0.041013	2.43259	0.3980	1.9	0.05360	1.0	0.04	0.016515	61.30984	349	36	68	337	3	6	340	4	11	96.5
PLES-9.FIN2	PLES	1.14157	67391	353	0.2	-2082.63	-25.9975	18.57	1.0	0.05351	1.96	0.028069	2.98306	0.4027	2.2	0.05391	1.0	0.09	0.017779	61.36994	348	62	84	338	3	7	343	8	13	97.2
PLES-10.FIN2	PLES	0.80633	65136	343	0.2	-2403.97	-24.2795	18.67	1.0	0.05414	1.65	0.028959	3.27042	0.4026	2.0	0.05362	1.0	0.27	0.017926	61.34935	378	49	80	337	3	7	343	6	12	89.1
PLES-11.FIN2	PLES	0.17664 2	70169	374	0.2	443.1623	75.3543	18.65	1.0	0.05454	1.84	0.027484	3.23002 1	0.4052	2.1	0.05370	1.0	-0.11	0.017806	61.35102	378	60	85	337	3	7	345	7	12	89.1
PLES-12.FIN2	PLES	0.16065 4	67916	361	0.2	-1526.44	-23.6887	18.52	1.0	0.05415	1.69	0.029923	8.76754 6	0.4066	2.0	0.05408	1.0	0.13	0.018074	61.35153	367	49	77	339	3	7	346	6	12	92.5
PLES-13.FIN2	PLES	0.45651 4	68545	372	0.2	-6247.52	-25.4949	18.58	1.0	0.05371	1.70	0.029769	2.45708 3	0.4002	2.0	0.05376	1.0	-0.04	0.017548	61.34657	348	50	78	338	3	7	342	6	11	97.0
PLES-14.FIN2	PLES	0.75779 6	70968	379	0.2	5925.972	31.30234	18.64	1.0	0.05341	1.69	0.028307	6.42177 7	0.3974	2.0	0.05370	1.0	0.11	0.015755	61.33202	336	49	78	337	3	7	340	6	12	100.4
PLES-16.FIN2	PLES	0.51874 6	76041	419	0.2	2681.179	33.09871	18.67	1.1	0.05386	1.69	0.029784	2.74695 5	0.4003	2.0	0.05365	1.1	0.25	0.015556	61.32416	355	49	77	337	4	7	342	6	12	95.0
PLES-17.FIN2	PLES	0.52863 5	74887	416	0.2	-17415.4	-37.8174	18.69	1.0	0.05337	1.62	0.028957	2.85466 4	0.3961	2.0	0.05359	1.0	0.22	0.015527	61.32731	346	40	68	336	3	7	339	5	11	97.3
PLES-18.FIN2	PLES	0.14448 3	87082	489	0.2	2895.567	39.31323	18.88	1.1	0.05354	1.73	0.035224	2.07348	0.3938	2.0	0.05309	1.1	-0.12	0.014742	61.31108	340	51	79	333	4	7	337	6	12	98.0

PLES-20.FIN2	PLES	0.289348	758856	419	0.2	-914.002	-47.6911	18.38	1.0	0.05254	1.68	0.030801	2.745742	0.3966	2.0	0.05447	1.0	0.17	0.017828	61.34051	298	49	78	342	3	7	339	6	12	114.5
PLES-21.FIN2	PLES	0.074059	663822	376	0.2	-460.121	-66.3556	18.61	1.0	0.05360	1.78	0.027396	3.112871	0.3997	2.1	0.05378	1.0	0.22	0.018127	61.33478	342	54	80	338	3	7	341	7	12	98.8
PLES-22.FIN2	PLES	0.289245	617177	351	0.2	-2018.19	-23.7508	18.75	1.1	0.05337	1.75	0.026271	2.929754	0.3955	2.1	0.05343	1.1	0.40	0.017571	61.30706	333	53	80	336	4	7	338	7	12	100.8
PLES-23.FIN2	PLES	0.170023	578033	330	0.2	-2879.1	-28.5464	18.70	1.0	0.05360	1.71	0.028145	2.878656	0.3965	2.0	0.05344	1.1	0.19	0.021989	61.34011	343	50	78	336	4	7	339	6	12	97.7
PLES-24.FIN2	PLES	-0.01442	576088	321	0.2	-3324.23	-26.6331	18.45	1.1	0.05477	1.76	0.030396	2.746831	0.4112	2.1	0.05430	1.1	-0.02	0.024517	61.32187	391	53	79	341	4	7	349	7	12	87.2
PLES-25.FIN2	PLES	1.381929	570488	320	0.2	1526.035	34.06674	18.32	1.1	0.05301	1.77	0.030955	3.091253	0.4015	2.1	0.05453	1.0	-0.17	0.021494	61.3236	316	56	83	342	3	7	342	7	12	108.2
PLES-27.FIN2	PLES	0.092366	590266	337	0.2	-1543.67	-24.7878	18.78	1.0	0.05465	1.86	0.029052	3.119714	0.4053	2.2	0.05332	1.0	0.28	0.019976	61.35983	383	60	84	335	3	7	345	8	13	87.5
PLES-28.FIN2	PLES	0.406974	568338	327	0.2	-5104.11	-28.1422	18.81	1.0	0.05287	1.81	0.027185	3.183188	0.3904	2.1	0.05325	1.1	0.02	0.018646	61.3628	310	56	80	334	4	7	334	7	12	107.9
PLES-30.FIN2	PLES	1.042808	555580	321	0.2	-5682.99	-29.6036	18.87	1.1	0.05541	1.93	0.029657	3.012154	0.4084	2.2	0.05310	1.1	0.21	0.020011	61.34142	426	68	93	334	4	7	347	8	13	78.2
PLES-1.FIN2	PLES	0.563739	112051	372	0.2	-279.774	-179.526	18.89	1.3	0.05277	1.66	0.031962	11.30794	0.3911	2.0	0.05312	1.2	0.12	0.018652	61.37825	324	57	92	334	5	8	335	6	12	102.9
PLES-4.FIN2	PLES	0.287659	717733	321	0.2	-1004.24	-41.0575	18.41	1.0	0.05413	1.65	0.026432	3.455703	0.4047	1.9	0.05437	1.0	0.22	0.018218	61.39273	367	45	73	341	3	7	345	5	11	92.9
PLES-5.FIN2	PLES	0.812933	714745	372	0.2	-5259.96	-31.1451	18.31	1.0	0.05372	1.81	0.026756	2.906733	0.4067	2.1	0.05471	1.0	0.17	0.017534	61.33958	346	57	83	343	4	7	346	7	12	99.3
PLES-	PLE	0.7	66	35	0.	-	-	18.51	1.	0.053	1.	0.027	2.9	0.400	2.	0.054	1.	-	0.017	61.	339	50	77	340	3	7	342	5	11	100

6.FIN 2	S	929 75	14 1	1	2	10667 6	86. 447 9		0	49	72	053	727 63	2	0	09	0	0. 1 3	096	319 56										.3
PLES-7.FIN 2	PLE S	0.1 849 19	67 76 2	36 1	0. 2	1618. 308	48. 987 02	18.45	1. 1	0.052 67	1. 75	0.027 917	2.9 414 62	0.396 2	2. 1	0.053 98	1. 1	0. 4 0	0.017 453	61. 340 33	302	53	80	339	4	7	339	7	12	112 .1
PLES-8.FIN 2	PLE S	1.1 281 65	63 83 6	34 1	0. 2	87.28 636	370 .11 77	18.82	1. 1	0.053 51	1. 79	0.027 11	3.2 760 35	0.397 1	2. 0	0.053 20	1. 0	0. 1 3	0.016 555	61. 326 68	337	56	81	334	3	7	339	6	12	99. 1
PLES-10.FIN2	PLE S	0.5 516 6	68 04 8	35 7	0. 2	- 377.2 32	- 74. 802 9	18.46	1. 1	0.052 84	1. 75	0.027 958	3.2 721 17	0.398 1	2. 0	0.054 27	1. 1	0. 0 8	0.016 924	61. 358 07	309	54	81	341	4	7	340	6	12	110 .1
91500 - 19.FIN2	Z_91 500	- 0.4 650 7	21 92 3	38	0. 5	- 692.5 03	- 24. 072	5.65	1. 3	0.072 68	2. 11	0.078 885	3.3 540 32	1.790 7	2. 5	0.177 79	1. 3	0. 4 3	0.051 205	61. 368 94	985	68	87	1055	18	25	1039	24	33	107 .0
91500 - 22.FIN2	Z_91 500	1.3 825 06	21 29 5	37	0. 5	617.8 874	38. 865 8	5.71	1. 4	0.075 30	2. 19	0.076 479	3.1 370 82	1.855 1	2. 6	0.176 37	1. 5	0. 2 0	0.055 363	61. 371 03	1069	80	100	1047	23	29	1061	26	34	97. 9
91500 - 26.FIN2	Z_91 500	0.1 541 57	19 39 5	33	0. 5	710.4 022	36. 627 36	5.66	1. 3	0.074 41	2. 06	0.084 924	3.6 487 7	1.806 0	2. 4	0.176 67	1. 4	0. 3 4	0.070 287	61. 352 39	1035	63	81	1048	22	28	1049	24	34	101 .2
91500 - 27.FIN2	Z_91 500	0.5 443 81	18 40 2	32	0. 5	956.8 73	40. 616 14	5.64	1. 2	0.074 65	2. 69	0.074 457	3.2 239 63	1.817 7	3. 0	0.177 96	1. 2	0. 3 3	0.056 858	61. 355 46	1021	95	108	1056	17	24	1045	32	39	103 .3
91500 - 28.FIN2	Z_91 500	1.7 700 92	18 21 8	32	0. 5	24098 .32	31. 949 54	5.61	1. 3	0.076 30	2. 45	0.082 081	3.2 005 53	1.885 6	2. 8	0.179 24	1. 3	0. 2 0	0.063 04	61. 351 72	1074	81	96	1062	19	26	1070	30	38	98. 9
91500 - 30.FIN2	Z_91 500	0.8 031 63	18 98 5	33	0. 5	509.7 909	40. 855 37	5.66	1. 5	0.073 17	2. 77	0.085 809	3.2 186 43	1.793 8	2. 9	0.177 84	1. 4	0. 4 5	0.064 109	61. 361 58	997	96	109	1055	20	27	1037	31	38	105 .7
91500 - 2.FIN 2	Z_91 500	0.0 319 54	50 05 3	51	0. 7	- 929.2 82	- 30. 320 7	5.75	1. 2	0.075 22	1. 76	0.107 782	2.2 115 04	1.815 4	2. 0	0.174 48	1. 2	0. 2 6	0.055 993	61. 328 71	1064	46	70	1037	15	23	1053	13	25	97. 4
91500 - 3.FIN 2	Z_91 500	- 0.8 138 4	34 57 7	40	0. 7	- 577.8 25	- 26. 796 1	5.62	1. 2	0.073 67	2. 08	0.105 325	1.8 877 79	1.816 5	2. 4	0.178 43	1. 2	0. 2 6	0.059 624	61. 297 48	1014	66	85	1058	15	23	1049	22	31	104 .4
91500 - 4.FIN 2	Z_91 500	0.1 486 38	34 11 6	40	0. 7	- 636.9 9	- 34. 340 1	5.62	1. 1	0.074 04	1. 96	0.107 551	1.7 473 02	1.824 1	2. 3	0.178 21	1. 1	0. 7 3	0.060 658	61. 293 48	1028	58	78	1057	13	22	1052	19	29	102 .9

91500-5.FIN2	Z_91500	0.8359	72	2873	9	44	0.7	-1783.4	-28.6131	5.62	1.2	0.07478	2.01	0.105546	2.3345	65	1.8434	2.3	0.17866	1.2	0.21	0.058059	61.32311	1046	63	82	1059	16	24	1059	20	30	101.3
91500-6.FIN2	Z_91500	-0.1375	7	2913	2	45	0.7	1310.492	40.38638	5.72	1.3	0.07285	2.16	0.107403	2.5532	28	1.7628	2.3	0.17558	1.3	0.14	0.057906	61.2951	990	68	85	1042	19	25	1029	20	30	105.3
91500-7.FIN2	Z_91500	-0.2392	9	2853	9	47	0.7	135.9485	150.2574	5.61	1.1	0.07432	2.18	0.10317	1.9504	8	1.8373	2.4	0.17853	1.1	-0.03	0.055059	61.30519	1029	70	87	1059	14	22	1056	21	30	102.9
91500-8.FIN2	Z_91500	0.6898	27	2767	7	46	0.7	-65580.6	-99.0313	5.70	1.1	0.07496	2.12	0.106682	2.6347	48	1.8193	2.3	0.17538	1.2	-0.04	0.054885	61.32182	1063	63	81	1041	15	23	1054	18	28	97.9
91500-9.FIN2	Z_91500	0.1791	67	2774	3	45	0.7	-13213	-39.2166	5.67	1.2	0.07731	1.98	0.111637	6.0002	46	1.8848	2.3	0.17717	1.3	0.58	0.052935	61.34184	1113	60	80	1051	17	24	1073	21	31	94.4
91500-10.FIN2	Z_91500	-1.2351	2	2722	6	45	0.7	-684.033	-22.9002	5.70	1.1	0.07470	2.04	0.108855	2.8351	85	1.8382	2.3	0.17588	1.2	-0.25	0.053587	61.33779	1042	65	85	1044	14	22	1057	20	29	100.2

08 April 2022								Data for Tera-Wasserburg plot						Data for Wetherill plot					Dates								
Identifier	Comments	f206c	206Pb	Up pm	Th/U	206Pb/204Pb	1s%	238U/206Pb	1s%	207Pb/206Pb	1s%	208Pb/206Pb	1s%	207Pb/235U	1s%	206Pb/238U	1s%	Rho	207Pb/206Pb	2s (abs)	2s sys (abs)	206Pb/238U	2s (abs)	2s sys (abs)	207Pb/235U	2s (abs)	2s sys (abs)	% conc
GJ1-1	Z_GJ1	0.183932	103617	295	0.0	-3268.11	-28.3969	10.20	0.9	0.06076	0.96	0.005091	6.32099	0.8269	1.0	0.09819	0.8	0.67	623	42	42	604	6	10	611	9	9	96.9
GJ1-2	Z_GJ1	0.325772	99281	286	0.0	-8104.3	-22.671	10.27	0.9	0.06007	1.04	0.005364	6.839214	0.8103	1.0	0.09755	0.9	0.09	597	45	45	600	6	10	602	9	9	100.5
GJ1-3	Z_GJ1	-0.26161	97030	280	0.0	-934.554	-53.2453	10.24	0.8	0.05937	1.06	0.005189	6.510959	0.8046	1.1	0.09774	0.8	0.12	571	48	48	601	5	10	599	10	10	105.2
GJ1-4	Z_GJ1	-0.52884	94974	286	0.0	-249.607	-175.635	10.31	0.9	0.06069	1.02	0.004979	8.322035	0.8181	1.0	0.09715	0.9	0.28	629	41	41	598	6	10	609	9	9	94.9

GJ1-5	Z_GJ1	-0.28592	97234	289	0.0	-835.655	-48.003	10.17	0.8	0.05969	1.04	0.005962	6.155911	0.8138	1.0	0.09844	0.8	0.06	583	45	45	605	6	10	604	9	9	103.7
GJ1-6	Z_GJ1	-0.33364	99161	294	0.0	306.1414	166.6505	10.17	1.0	0.05996	1.04	0.006435	5.005801	0.8158	0.9	0.09857	1.0	0.00	593	44	44	606	8	12	605	8	8	102.1
GJ1-7	Z_GJ1	-0.55838	93134	280	0.0	4786.267	41.07593	10.26	0.8	0.06041	1.21	0.005238	6.608083	0.8136	1.0	0.09739	0.9	-0.08	607	51	51	599	6	10	604	9	9	98.7
GJ1-8	Z_GJ1	0.268166	92437	290	0.0	-614.215	-73.4153	10.23	0.9	0.06020	1.05	0.006206	6.915311	0.8172	1.0	0.09784	0.9	0.28	601	47	47	602	6	10	606	9	9	100.1
GJ1-9	Z_GJ1	0.051472	90731	284	0.0	-3546.7	-29.448	10.23	0.9	0.06007	1.09	0.005044	7.292528	0.8128	1.1	0.09786	0.8	0.23	597	47	47	602	6	10	603	10	10	100.9
GJ1-10	Z_GJ1	-0.12918	90541	287	0.0	-1931.22	-20.6573	10.23	0.9	0.06010	1.23	0.005398	5.726565	0.8144	1.1	0.09789	0.9	0.18	595	52	52	602	6	10	606	9	9	101.1
GJ1-12	Z_GJ1	-0.10059	90333	290	0.0	-4271.21	-26.4073	10.21	0.9	0.06042	1.12	0.005453	8.909146	0.8206	1.1	0.09805	0.9	0.05	608	49	49	603	6	10	608	10	10	99.1
GJ1-13	Z_GJ1	0.291673	87344	284	0.0	-686.516	-66.7819	10.25	0.9	0.05993	1.03	0.004815	6.902405	0.8094	1.2	0.09750	0.9	0.37	592	45	45	600	7	11	601	11	11	101.3
GJ1-14	Z_GJ1	0.028086	86553	288	0.0	-1026.24	-36.0005	10.26	1.0	0.06048	1.17	0.006367	6.059557	0.8180	1.0	0.09767	0.9	0.00	610	51	51	601	7	11	606	9	9	98.5
GJ1-15	Z_GJ1	-0.02412	86279	286	0.0	-1378.4	-31.4036	10.22	0.8	0.05978	1.18	0.005573	6.841046	0.8118	1.1	0.09799	0.8	0.03	585	51	51	603	5	10	603	10	10	103.0
GJ1-16	Z_GJ1	-0.30622	84776	287	0.0	4240.093	47.34589	10.18	0.9	0.05981	1.00	0.006197	5.323547	0.8120	0.9	0.09832	0.9	0.21	589	42	42	605	6	10	603	9	9	102.7
GJ1-17	Z_GJ1	0.66016	84158	287	0.0	69.37876	647.4464	10.27	1.0	0.06051	0.99	0.007111	6.403786	0.8189	1.0	0.09729	0.9	0.09	624	47	47	598	6	10	607	9	9	96.0
GJ1-18	Z_GJ1	-0.11447	83021	287	0.0	-1012.97	-44.6522	10.26	0.9	0.06027	1.04	0.005371	6.789716	0.8145	1.0	0.09757	0.9	0.16	605	44	44	600	6	10	604	9	9	99.3
GJ1-19	Z_GJ1	-0.05668	83863	288	0.0	-1295.63	-33.555	10.19	0.9	0.05990	1.29	0.005924	7.322456	0.8147	1.2	0.09827	0.9	-0.04	587	55	55	604	6	10	604	11	11	102.9
GJ1-20	Z_GJ1	0.466688	80808	280	0.0	-13579.2	-78.3	10.27	0.9	0.06021	1.22	0.014023	44.39998	0.8104	1.3	0.09744	0.9	0	601	54	54	599	6	10	602	12	12	99.8

GJ1-21	Z_GJ1	-0.12645	86186	296	0.0	-3080.93	-18.5967	10.13	0.9	0.06018	1.11	0.006083	20.34267	0.8234	0.9	0.09892	0.9	0.19	611	44	44	608	7	11	610	8	8	99.5
GJ1-22	Z_GJ1	-0.62035	83550	289	0.0	-1777.98	-21.2481	10.28	0.9	0.06007	1.02	0.005771	6.125168	0.8073	1.1	0.09744	0.9	0.20	597	45	45	599	6	10	600	10	10	100.3
PLES-1	PLES	0.227304	120820	652	0.3	-2864.9	-32.1259	18.48	0.9	0.05451	0.96	0.050685	1.712958	0.4089	1.0	0.05419	0.9	0.31	384	44	44	340	3	6	348	6	6	88.6
PLES-2	PLES	0.040129	119415	655	0.3	-1987.64	-28.2079	18.53	0.8	0.05570	1.05	0.049867	1.743448	0.4148	1.0	0.05390	0.8	0.07	431	48	48	338	3	5	352	6	6	78.5
PLES-3	PLES	0.139158	112271	612	0.3	-991.595	-59.4767	18.56	0.9	0.05427	1.09	0.052734	1.589015	0.4052	1.1	0.05394	0.9	0.16	372	49	49	339	3	6	345	6	6	90.9
PLES-4	PLES	0.226788	113694	623	0.3	6822.909	32.0563	18.59	0.9	0.05238	0.95	0.050407	1.747528	0.3904	1.1	0.05386	0.9	0.43	294	43	43	338	3	6	334	6	6	115.0
PLES-5	PLES	-0.22053	110632	633	0.3	-102.046	-505.914	18.67	0.9	0.05304	0.80	0.048571	1.555002	0.3974	0.9	0.05365	0.9	0.25	324	36	36	337	3	6	340	5	5	103.9
PLES-9	PLES	0.059556	104049	649	0.3	-13116.5	-18.0905	18.44	0.8	0.05347	0.94	0.050575	1.695552	0.4023	1.0	0.05428	0.9	0.42	341	44	44	341	3	6	343	6	6	100.0
PLES-10	PLES	-0.07137	101840	641	0.3	-13839.3	-26.2948	18.56	0.8	0.05313	0.91	0.048612	2.02286	0.3968	0.9	0.05394	0.8	0.11	327	42	42	339	3	5	339	5	5	103.6
PLES-12	PLES	0.418146	102218	650	0.3	951.7734	73.50417	18.51	0.9	0.05330	1.18	0.050224	1.772484	0.3971	1.0	0.05409	0.9	-0.04	330	54	54	340	4	6	339	6	6	103.0
91500-1	Z_91500	-1.55796	28025	46	0.7	-233.816	-45.3856	5.71	1.0	0.07736	1.78	0.106505	2.493	1.8734	1.6	0.17562	1.0	0.04	1109	73	73	1043	15	20	1069	22	22	94.1
91500-2	Z_91500	0.562024	28510	46	0.7	-148.47	-72.656	5.57	1.0	0.07563	1.74	0.10429	2.529396	1.8666	1.6	0.18001	1.0	0.00	1064	72	72	1067	13	19	1067	21	21	100.3
91500-3	Z_91500	1.371599	27406	46	0.7	-5342.43	-27.599	5.74	1.1	0.07447	1.57	0.106673	2.436743	1.8042	1.7	0.17483	1.0	0.28	1038	61	61	1038	15	20	1044	22	22	100.1
91500-4	Z_91500	0.679644	27058	45	0.7	-1779.04	-26.1801	5.69	1.1	0.07679	1.71	0.100611	2.486207	1.8658	1.9	0.17630	1.0	0.39	1096	68	68	1047	14	20	1065	25	25	95.5
91500-5	Z_91500	-0.30	26298	46	0.7	-416.027	-33.0	5.62	1.0	0.07461	1.97	0.108737	2.47565	1.8332	2.1	0.17833	0.9	0.31	1031	83	83	1058	13	19	1053	28	28	102.6

9150-6	Z_91500	-0.27436	27424	48	0.7	-313.654	-40.9281	5.66	1.2	0.07375	1.70	0.110188	2.542325	1.8086	1.8	0.17735	1.2	0.29	1031	63	63	1052	19	23	1045	23	23	102.0
9150-8	Z_91500	0.03013	26029	47	0.7	-268.867	-46.3475	5.68	1.0	0.07626	1.62	0.108455	2.316463	1.8579	1.7	0.17646	1.0	0.60	1085	63	63	1047	14	19	1063	22	22	96.6
9150-9	Z_91500	1.838388	24580	46	0.7	-156.452	-87.1	5.64	1.1	0.07354	1.90	0.106936	2.970478	1.8009	2.0	0.17787	1.1	0.32	1018	84	84	1055	16	21	1047	28	28	103.7
9150-10	Z_91500	1.568106	24842	48	0.7	-39.6483	-337.678	5.71	1.1	0.07747	2.13	0.108744	2.404131	1.8610	2.2	0.17571	1.1	0.31	1125	79	79	1043	17	22	1069	27	27	92.7
9150-11	Z_91500	-0.14869	24226	49	0.7	82807.59	101.2586	5.72	1.1	0.07726	1.52	0.107065	2.860995	1.8578	1.6	0.17535	1.0	0.34	1112	62	62	1041	14	19	1068	19	19	93.7
9150-12	Z_91500	2.269387	23634	47	0.7	81.22074	161.48	5.74	1.2	0.07829	1.73	0.109678	2.577765	1.8829	1.7	0.17420	1.0	0.10	1134	70	70	1035	14	20	1072	23	23	91.3

Table S3. *Zircons (< 10Ma) morphology analysis*

Elongation(%)	Roundness (%)
AC61(1)	
Elongated	*Euhedral*
56.34	25.35
Oval	*Subangular*
15.49	29.58
Round	*Subrounded*
28.17	28.17
	Rounded
	18.31
AC61_19(A)	
Elongated	*Euhedral*
55.1	10.2
Oval	*Subangular*
28.6	40.8
Round	*Subrounded*
16.3	34.7
	Rounded
	14.3

AC64_19(2)	
Elongated	*Euhedral*
70.51	11.54
Oval	*Subangular*
20.51	43.59
Round	*Subrounded*
8.97	38.46
	Rounded
	6.41
Tarauaca River	
Elongated	*Euhedral*
83.33	3.33
Oval	*Subangular*
15.00	31.67
Round	*Subrounded*
1.67	53.33
	Rounded
	11.67

Total Miocene	
Elongated	*Euhedral*
61.6	16.2
Oval	*Subangular*
20.7	37.4
Round	*Subrounded*
17.7	34.3
	Rounded
	12.1

Table S4. *REE table (chondrite normalized data) of the analyed samples. Data marked as grey and green letters (zircons < 10Ma) were used to plot our samples into the zircon compositional graphs of Belesouva et al., (2002).*

Taylor & McLennan (1985) parameters Volatile-free Chondrite (vfCI)																			
Concentration values (ppm)		**Y**	**La**	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Gd**	**Tb**	**Dy**	**Ho**	**Er**	**Tm**	**Yb**	**Lu**			
		2.1	0.367	0.957	0.137	0.711	0.231	0.087	0.306	0.058	0.381	0.0851	0.249	0.0356	0.248	0.0381			
AC61(1)	**Age**	**La**	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Gd**	**Tb**	**Dy**	**Y**	**Ho**	**Er**	**Tm**	**Yb**	**Lu**	**Ce/Ce***	**Eu/Eu***	**Yb/Sm**
AC-61-1_T1	6	1.97	81.00	14.31	4.87	20.76	23.68	56.31	91.02	143.88	295.19	228.29	359.41	528.81	767.76	1060.39	15.26	0.69	36.99
AC-61-1_T2	5	407.84	326.30	117.61	94.38	71.65	44.50	102.96	126.96	199.36	385.44	312.12	461.97	670.71	909.48	1127.87	1.49	0.52	12.69
AC-61-1_T3	6	4.32	179.47	22.95	47.25	119.37	159.89	288.72	370.88	538.42	953.38	746.97	1058.24	1433.57	1921.56	2279.52	18.01	0.86	16.10
AC-61-1_T4	30	1.48	34.06	7.31	2.69	20.5	14.9	51.5	94.2	175.6	432.8	320.9	568.5	918.9	1432.	1975.	10.35	0.46	69.87
AC-61-1_T5	28	3.40	57.62	0.24	4.51	10.5	22.7	39.1	69.9	141.7	382.8	265.9	490.0	827.0	1318.	1992.	63.48	1.12	125
AC-61-1_T6	31	96.64	104.44	48.57	24.00	21.18	15.81	41.91	80.23	150.14	373.60	277.94	503.64	848.70	1318.90	1898.91	1.52	0.53	62.26
AC-61-1_T7	66	3.92	16.81	25.72	4.22	21.07	9.14	69.65	147.17	281.62	582.53	487.34	767.70	1141.41	1482.66	1912.60	1.67	0.24	70.38
AC-61-1_T8	6	0.27	91.99	3.38	6.69	26.58	37.49	79.83	112.35	181.49	366.58	277.19	437.78	667.69	937.61	1335.48	96.41	0.81	35.27
AC-61-1_T9	6	0.94	462.97	28.76	77.10	343.49	445.19	789.59	903.13	1124.32	1685.59	1425.22	1754.90	2091.00	2465.00	2658.15	89.08	0.85	7.18
AC-61-1_T10	6	7.62	42.42	15.44	6.69	24.80	34.87	72.66	128.77	213.42	448.64	351.31	552.99	835.35	1210.60	1654.04	3.91	0.82	48.81
AC-61-1_T11	7	10.39	55.94	2.56	5.21	16.64	14.86	74.80	142.57	270.45	607.79	471.87	789.62	1234.01	1756.55	2203.22	10.84	0.42	105.55
AC-61-1_T12	1038	1.55	7.35	5.11	12.66	41.43	31.76	141.48	236.72	388.01	659.74	583.25	835.02	1115.69	1433.62	1666.32	2.61	0.41	34.60
AC-61-1_T13	978	0.00	23.80	4.80	3.04	18.08	12.19	54.90	104.09	165.96	301.91	250.53	389.13	553.22	768.49	933.95	216.27	0.39	42.51

AC-61-1_T14	1069	5.70	5.94	4.84	7.52	10.67	2.11	37.14	81.88	146.14	280.19	233.02	365.62	517.20	698.48	812.12	1.13	0.11	65.48
AC-61-1_T15	1036	0.84	26.69	0.70	4.65	16.90	11.32	58.07	112.36	204.80	393.54	338.10	523.89	733.23	987.40	1218.25	34.80	0.36	58.42
AC-61-1_T16	1121	12.93	160.38	38.38	16.54	30.38	3.05	66.63	122.78	220.48	464.29	379.04	613.70	864.43	1102.45	1337.80	7.20	0.07	36.29
AC-61-1_T17	1525	10.57	62.82	3.30	4.64	32.62	34.35	107.56	182.41	320.28	662.71	552.10	863.71	1234.01	1659.84	2084.70	10.64	0.58	50.88
AC-61-1_T18	1530	2.33	42.91	9.91	19.27	68.60	63.22	177.69	288.98	420.50	701.27	494.93	740.85	1010.89	1190.77	1545.56	8.93	0.57	17.36
AC-61-1_T19	6	6.44	21.43	2.24	3.59	4.76	2.66	14.79	28.89	48.53	113.19	85.04	139.68	219.76	319.01	420.20	5.64	0.32	67.07
AC-61-1_T20	1892	5.11	55.53	35.73	56.73	87.09	67.92	137.31	207.48	318.98	618.72	483.03	734.82	1121.54	1478.33	1880.64	4.11	0.62	16.97
Average (> 10 Ma)		**54.97**	**157.69**	**25.91**	**30.72**	**78.51**	**95.39**	**184.96**	**238.07**	**339.98**	**606.97**	**487.25**	**694.32**	**960.11**	**1285.95**	**1592.36**	**30.08**	**0.66**	**41.21**
AC64_19(2)	**Age**	**La**	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Gd**	**Tb**	**Dy**	**Y**	**Ho**	**Er**	**Tm**	**Yb**	**Lu**	**Ce/Ce***	**Eu/Eu***	**Yb/Sm**
AC64-19_T1	6	5.34	196.47	27.35	45.50	165.54	232.71	429.61	516.99	725.48	1208.29	993.94	1369.54	1794.28	2293.69	2601.14	16.26	0.87	13.86
AC64-19_T2	1008	0.08	9.24	1.58	1.28	10.52	4.18	38.75	83.07	144.10	322.75	258.08	419.12	605.09	834.82	1081.85	26.16	0.21	79.35
AC64-19_T3	250	3.55	15.17	4.89	8.36	34.61	5.92	135.65	235.81	421.73	935.08	695.42	1195.87	1698.62	2257.99	2719.93	3.64	0.09	65.24
AC64-19_T4	39	3.22	11.95	22.07	4.39	8.20	5.17	42.87	102.51	204.17	444.48	368.43	628.18	988.46	1409.34	1713.58	1.42	0.28	171.95
AC64-19_T5	2510	1.61	15.26	4.68	3.84	13.86	9.07	30.90	72.01	122.52	251.54	214.14	338.02	473.45	620.10	792.33	5.55	0.44	44.74
AC64-19_T6	1048	20.30	102.05	34.71	4.29	17.00	3.26	78.24	137.22	260.24	544.33	463.14	734.57	1059.37	1376.79	1676.86	3.84	0.09	80.98
AC64-19_T7	1074	1.20	8.13	3.36	3.34	15.11	4.23	50.46	81.60	141.71	257.10	222.47	327.83	454.25	596.94	693.58	4.05	0.15	39.51
AC64-19_T8	246	6.07	27.95	16.98	22.38	95.32	18.67	293.33	459.15	782.38	1529.36	1235.63	1943.69	2672.20	3576.97	4196.02	2.75	0.11	37.53
AC64-19_T9	39	11.29	11.77	9.75	9.82	29.34	3.98	105.05	197.96	350.47	746.29	592.23	941.32	1353.59	1851.33	2350.52	1.12	0.07	63.09

AC64-19_T10	6	0.57	45.83	0.81	4.19	24.78	24.97	94.28	150.72	284.19	572.64	452.21	766.58	1110.96	1508.55	1920.06	67.56	0.52	60.89
AC64-19_T11	9	1.06	42.76	6.63	12.84	28.03	37.84	93.34	140.62	207.71	387.59	304.23	452.86	627.75	870.54	1050.30	16.14	0.74	31.06
AC64-19_T12	10	2.70	56.47	2.50	3.91	25.12	25.52	102.72	157.02	278.12	616.20	494.17	789.75	1198.77	1683.86	2193.64	21.74	0.50	67.02
AC64-19_T13	235	40.29	45.83	24.91	37.34	83.41	15.18	281.60	421.09	695.41	1236.56	1063.25	1585.60	2049.65	2547.34	2862.16	1.45	0.10	30.54
AC64-19_T14	247	14.31	28.35	17.23	19.24	37.03	6.98	122.32	173.15	306.71	639.69	512.75	781.31	1098.73	1360.55	1676.14	1.81	0.10	36.74
AC64-19_T15	2501	4.49	11.06	2.23	1.65	8.85	3.73	32.46	51.98	95.29	208.79	171.23	281.49	418.43	577.74	758.79	3.50	0.22	65.29
AC64-19_T16	227	4.89	30.85	3.31	36.20	38.70	41.59	110.22	146.42	214.14	365.74	312.32	441.15	604.03	764.24	982.21	7.67	0.64	19.75
AC64-19_T17	3059	10.52	11.18	0.77	1.67	10.75	8.27	30.63	48.63	82.05	169.12	133.21	216.77	311.74	455.96	586.07	3.92	0.46	42.40
AC64-19_T18	2189	10.27	107.98	92.32	24.54	72.86	71.41	220.37	270.67	472.52	804.77	599.20	902.67	1348.04	2080.91	2329.88	3.51	0.56	28.56
AC64-19_T19	251	43.65	58.16	7.60	16.02	31.14	6.34	104.55	198.52	385.99	817.29	664.26	1116.49	1625.31	2120.66	2642.54	3.19	0.11	68.09
AC64-19_T20	996	2.88	8.37	6.19	7.04	24.54	6.19	98.96	150.47	243.96	421.95	361.96	522.78	684.99	846.81	958.76	1.98	0.13	34.50
Average (> 10 Ma)		**2.32**	**95.02**	**11.59**	**20.84**	**72.78**	**98.51**	**205.75**	**269.44**	**405.79**	**722.84**	**583.46**	**863.00**	**1177.66**	**1557.59**	**1857.17**	**33.32**	**0.71**	**35.27**
Tarauaca River	**Age**	**La**	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Gd**	**Tb**	**Dy**	**Y**	**Ho**	**Er**	**Tm**	**Yb**	**Lu**	**Ce/Ce***	**Eu/Eu***	**Yb/Sm**
RIO-TARAUACA_T1	35	4.55	25.85	10.07	4.24	10.76	11.56	32.84	73.82	141.38	341.39	255.15	466.94	762.02	1209.00	1699.84	3.82	0.61	112.36
RIO-TARAUACA_T2	17	13.39	68.54	11.62	18.39	50.06	44.91	148.20	229.57	370.67	694.23	578.07	873.37	1260.44	1692.94	2188.60	5.50	0.52	33.82
RIO-TARAUACA_T3	19	1.11	24.33	1.54	3.50	33.39	20.27	94.39	161.20	292.30	594.84	480.64	777.06	1125.84	1530.78	1920.92	18.58	0.36	45.85
RIO-TARAUACA_T4	35	2.89	5.50	15.09	2.98	12.85	8.46	42.23	84.21	159.32	375.45	293.20	510.38	814.77	1201.94	1710.59	0.83	0.36	93.56
RIO-TARAUACA_T5	8	10.47	255.61	10.30	20.06	101.06	124.95	353.67	456.93	684.26	1205.12	969.10	1335.07	1678.08	2046.19	2346.55	24.62	0.66	20.25

RIO-TARAUACA_T6	14	157.26	200.97	132.11	106.81	85.50	32.06	123.89	169.56	296.64	618.22	506.87	815.02	1228.09	1727.29	2273.35	1.39	0.31	20.20
RIO-TARAUACA_T7	33	1.67	27.67	4.05	1.72	12.78	10.83	33.91	68.37	136.54	329.00	256.40	458.04	775.35	1213.18	1722.29	10.65	0.52	94.91
RIO-TARAUACA_T8	27	9.79	15.75	1.12	2.75	6.28	6.56	21.71	38.47	78.19	189.46	150.19	267.89	462.62	740.07	1060.91	4.76	0.56	117.88
RIO-TARAUACA_T9	26	2.20	32.73	0.86	1.76	7.36	6.33	34.40	55.61	113.63	303.33	218.39	421.91	754.78	1211.42	1813.32	23.77	0.40	164.68
RIO-TARAUACA_T10	44	1.37	52.65	8.70	4.74	27.90	11.13	102.57	176.22	300.02	585.73	485.52	734.08	1040.65	1346.90	1630.31	15.24	0.21	48.27
RIO-TARAUACA_T11	22	24.93	30.22	3.88	1.01	10.02	12.15	38.16	75.83	150.30	379.42	284.49	518.48	881.83	1277.92	1777.62	3.07	0.62	127.48
RIO-TARAUACA_T12	5	3.33	29.92	5.54	5.94	31.36	21.69	101.46	164.68	282.33	594.55	477.11	797.97	1203.11	1740.65	2317.90	6.96	0.38	55.51
RIO-TARAUACA_T13	40	1.71	9.47	4.05	4.62	30.15	19.63	137.77	260.31	492.21	1001.48	845.17	1321.56	1908.76	2587.41	3306.85	3.60	0.30	85.80
RIO-TARAUACA_T14	96	1.08	29.62	2.94	3.92	21.65	24.71	66.18	117.95	228.42	544.06	415.54	758.20	1279.85	1985.34	2998.26	16.58	0.65	91.69
RIO-TARAUACA_T15	40	0.33	14.13	18.92	0.94	7.87	9.70	19.57	49.74	87.92	199.40	148.57	254.47	429.56	678.60	988.37	5.69	0.78	86.27
RIO-TARAUACA_T16	9	30.54	34.72	23.19	17.03	9.96	14.05	29.55	58.27	99.08	232.96	169.81	288.29	458.27	695.08	959.53	1.30	0.82	69.79
RIO-TARAUACA_T17	46	1405.92	1224.64	944.19	747.07	429.53	241.89	311.68	242.17	289.65	514.97	413.67	629.58	927.91	1283.98	1691.34	1.06	0.66	2.99
RIO-TARAUACA_T18	1012	18.88	15.78	18.22	7.98	11.63	11.59	16.13	42.40	68.93	149.79	114.61	190.40	293.16	390.97	527.76	0.85	0.85	33.61
RIO-TARAUACA_T19	1013	9.81	38.60	3.68	3.29	12.92	3.26	34.06	78.35	138.78	274.27	222.78	339.91	503.80	678.90	813.18	6.42	0.16	52.56
RIO-TARAUACA_T20	2735	43.43	11.24	1.06	2.09	13.13	12.05	58.24	114.21	219.75	482.28	379.07	638.68	961.55	1342.59	1702.57	1.65	0.44	102.24
Average (> 10 Ma)		**14.78**	**106.75**	**13.01**	**14.34**	**47.46**	**53.56**	**161.56**	**226.63**	**355.22**	**677.55**	**538.68**	**807.11**	**1113.15**	**1493.98**	**1874.66**	**10.96**	**0.62**	**48.52**

Table S5. *Latest Miocene and Pliocene volcanic rocks and their locations in Peru (after Rosembaum et al. 2005). Those marked in grey are the most probable sources for the analyzed zircons. They are represented by volcan spots in the figure 12 of this manuscript.*

LONGITUDE	LATITUDE	LOCALITY	UNIT_NAME	MINERAL DATED	ROCK TYPE	METHOD	AGE (MA)	ERROR	REFERENCE
-74.36	-13.39	SOUTHWEST OF AYACUCHO	BARROSO EQUIV	WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	5.1	0.3	Noble et al., 1975
-76.32	-10.96	BOSQUE DE PIEDRAS	HUALLAY FM	UNK	VOLCANIC	K/Ar	5.2	0.2	Farrar and Noble, 1976
-76.28	-11.11	BOSQUE DE PIEDRA		BIOTITE	DACITE IGNIMBRITE	K/Ar	5.2	0.2	Farrar and Noble, 1976
-75.27	-12.35	HUASICANCHA		BIOTITE	DACITE	K/Ar	5.28	0.08	Bissig et al., 2008
-72.73	-15.58	LAGUNA PALLACOCHA	COROPUNA FM	WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	5.3	0.3	Weibel et al., 1978
-70.53	-16.97		BARROSO GP	PLAGIOCLASE	ANDESITE	K/Ar	5.3	0.3	Tosdal et al., 1981
-71.67	-15.69		BARROSO GP, PUTO PUTO FM	WHOLEROCK	TUFF	K/Ar	5.3	0.7	Klinck et al. 1986
-77.64	-9.20	CORDILLERA BLANCA	YUNGAY FM	UNK	TUFF	K/Ar	5.4	0	Benavides, 1999
-77.40	-9.73	SOUTH OF HUARAZ	LLOCLLA FM	UNK	TUFF	K/Ar	5.4	0.1	Benavides, 1999
-75.27	-12.36	HUASICANCHA	BARROSO GP		DACITE	K/Ar	5.51	1.32	Bissig et al., 2008
-69.91	-15.88	ACORA AREA	BARROSO GP	WHOLEROCK	BASALT	K/Ar	5.63	0.08	Kaneoka and Guevara, 1984
-75.52	-11.78	HUANCAYO BASIN	MATAULA FM	UNK	VOLCANICLASTIC	K/Ar	5.64	0.2	Benavides, 1999
-70.25	-15.75	CERRO HUAYAPATA	SILLAPACA FM	WHOLEROCK	VOLCANIC	K/Ar	5.7	0.3	Bellon and Lefevre, 1976
-70.08	-15.82	PUNO DISTRICT	BARROSO GP	WHOLEROCK	SHOSHONITE	K/Ar	5.82	0.2	Kaneoka and Guevara, 1984
-72.31	-15.01	ARCATA DEPOSIT	BARROSO GP	WHOLEROCK	GLASS	K/Ar	5.9	0.2	Candiotti de los Rios et al., 1990
-70.07	-15.83	PUNO DISTRICT	BARROSO GP	WHOLEROCK	SHOSHONITE	K/Ar	5.91	0.16	Kaneoka and Guevara, 1984
-70.03	-15.82	PUNO DISTRICT	BARROSO GP	WHOLEROCK	SHOSHONITE	K/Ar	5.92	0.33	Kaneoka and Guevara, 1984
-70.10	-15.81	PUNO DISTRICT	BARROSO GP	WHOLEROCK	SHOSHONITE	K/Ar	5.94	0.32	Kaneoka and Guevara, 1984
-70.08	-15.82	PUNO DISTRICT	BARROSO GP	WHOLEROCK	SHOSHONITE	K/Ar	5.97	0.2	Kaneoka and Guevara, 1984
-74.45	-13.15		AYACUCHO FM	PLAGIOCLASE	TUFF	K/Ar	6	0.6	Megard et al., 1984
-76.52	-10.80	ALPAMARCA		BIOTITE	DACITE PORPHYRY	K/Ar	6.07	0.1	Bissig et al., 2008

-71.80	-15.99		BARROSO GP	WHOLEROCK	VOLCANIC	K/Ar	6.1	0.6	Klinck et al. 1986
-72.31	-14.98	ARCATA DEPOSIT	BARROSO GP	BIOTITE	TUFF	K/Ar	6.1	0.2	Candiotti de los Rios et al., 1990
-72.38	-15.18		ORCOPAMPA FM	BIOTITE PLAGIOCLASE	DACITE	K/Ar	6.16	0.09	Farrar and Noble, 1976
-74.56	-12.88	AYACUCHO BASIN	ACOBAMBA FM		TUFF	K/Ar	6.2	0.5	McKee et al., 1979
-74.38	-12.90	AYACUCHO BASIN		UNK		K/Ar	6.2	0.2	Megard et al., 1984
-72.32	-15.18	ORCOPAMPA DISTRICT	BAROSSO GP, UMACHULCO TUFF	UNK	TUFF	K/Ar	6.2	0.1	Benavides, 1999
-70.28	-17.15	TATARA AREA	BARROSO GP	WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	6.23	0.1	Kaneoka and Guevara, 1984
-74.22	-13.17		AYACUCHO FM	PLAGIOCLASE	VOLCANIC	K/Ar	6.3	0.9	Megard et al., 1984
-72.28	-15.04	ARCATA DEPOSIT	BARROSO GP	BIOTITE	TUFF	K/Ar	6.3	0.2	Candiotti de los Rios et al., 1990
-70.22	-16.85	OMATE AREA	BARROSO GP	WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	6.43	0.2	Kaneoka and Guevara, 1984
-70.08	-16.66	CACACHARA - PAVICO DISTRICT	BARROSO GP	BIOTITE	ANDESITE	K/Ar	6.476	0.181	Clark et al., 1990
-74.52	-12.75		AYACUCHO FM	BIOTITE	DACITE	K/Ar	6.5	0.3	Megard et al., 1984
-70.59	-16.99		SENCCA FM	BIOTITE	TUFF	K/Ar	6.5	0.3	Tosdal et al., 1981
-69.45	-16.24	JULI AREA, JILARATA VOLC CENTRE	BARROSO GP	WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	6.56	0.64	Kaneoka and Guevara, 1984
-70.70	-16.74	CHUMPE/SAN CRISTÓBAL		ZIRCON	GRANODIORITE	U/Pb	6.6	1	Beuchat, 2003
-70.05	-16.64	CACACHARA - PAVICO DISTRICT		BIOTITE	TUFF	K/Ar	6.617	0.146	Clark et al., 1990
-74.99	-12.79	HUANCAVELICA DISTRICT		UNK	VOLCANIC	K/Ar	6.7	0.6	McKee et al., 1986
-71.41	-15.82		BARROSO GP	WHOLEROCK	VOLCANIC	K/Ar	6.7	0.3	Klinck et al. 1986
-74.20	-13.06	AYACUCHO BASIN	AYACUCHO FM	SANIDINE	TUFF	K/Ar	6.7	0.3	Megard et al., 1985
-74.57	-12.80	AYACUCHO BASIN	RUMIHUASI FM	SANIDINE	TUFF	K/Ar	6.7	0.6	Megard et al., 1984
-74.57	-12.80		RUMIHUASI FM	SANIDINE	TUFF	K/Ar	6.7	0.6	Megard et al., 1984
-70.57	-13.99	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	6.7	0.3	Cheilletz et al., 1992
-70.70	-13.97	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	6.7	0.2	Cheilletz et al., 1992
-71.29	-16.36	CHARACATO AREA	BARROSO GP	WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	6.71	0.57	Kaneoka and Guevara, 1984
-70.55	-13.96	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	6.75	0.09	Cheilletz et al., 1992
-70.46	-14.00	SE PERU	MACUSANI VOLCANO	BIOTITE	TUFF	K/Ar	6.8	0.2	Pichavant et al., 1988

-70.70	-13.97	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	6.8	0.4	Cheilletz et al., 1992
-70.70	-13.97	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	6.8	0.1	Cheilletz et al., 1992
-76.72	-10.57	ANAMARAY		ZIRCON	DIORITE	U/Pb	6.8	1	Bissig et al., 2008
-70.50	-14.01	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	6.85	0.06	Cheilletz et al., 1992
-77.06	-10.39	CAJATAMBO		BIOTITE	GRANODIORITIC LACOLITH	Ar/Ar	6.86	0.24	Soler & Bonhomme, 1988
-77.71	-9.13		YUNGAY FM	UNK	VOLCANIC	K/Ar	6.88	0.26	Farrar and Noble, 1976
-70.56	-13.96	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	6.9	0.06	Cheilletz et al., 1992
-70.56	-13.96	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	6.9	0.2	Cheilletz et al., 1992
-70.55	-16.96		CAPILLUNE FM	PLAGIOCLASE	ANDESITE	K/Ar	7	0.4	Tosdal et al., 1981
-74.27	-13.35	CERRO SUAPTIANA		WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	7	0.4	Bellon and Lefèvre, 1977
-74.65	-13.07	LIRCAY AREA	HUANTA FM EQUIV	BIOTITE	TUFF	K/Ar	7	0.7	Megard et al., 1985
-74.65	-13.07	LIRCAY AREA	HUANTA FM EQUIV	BIOTITE	TUFF	K/Ar	7	0.3	Megard et al., 1984
-70.70	-13.97	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7	0.4	Cheilletz et al., 1992
-70.70	-13.97	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7	0.2	Cheilletz et al., 1992
-71.38	-15.08	YAURI - ANDAHUAYLAS		PLAGIOCLASE	IGNIMBRITE	K/Ar	7	0.5	Carlier and Carlotto, 1990
-70.07	-16.64	CACACHARA - PAVICO DISTRICT		BIOTITE	DACITE	K/Ar	7.035	0.43	Clark et al., 1990
-70.56	-13.96	QUENAMARI MESETA		BIOTITE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.09	0.05	Cheilletz et al., 1992
-70.47	-14.00	SE PERU	MACUSANI VOLC	BIOTITE	TUFF	K/Ar	7.1	0.7	Pichavant et al., 1988
-74.90	-12.74	HUANCAVELICA	HUANDO FM	UNK	TUFF	K/Ar	7.12	0.34	Farrar and Noble, 1976
-69.30	-16.25	JULI AREA, CCAPIA VOLCANIC CENTRE	BARROSO GP	WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	7.2	0.09	Kaneoka and Guevara, 1984
-71.70	-13.62	CUSCO REGION		UNK	LATITE	K/Ar	7.2	0.5	Bonhomme et al., 1988
-74.27	-13.48		AYACUCHO FM	WHOLEROCK	ANDESITE	K/Ar	7.2	0.4	Megard et al., 1984
-74.23	-13.02	VILCARANGA	MOLINOYOC FM	WHOLEROCK	VOLCANIC	K/Ar	7.2	0.4	Bellon and Lefèvre, 1977
-69.45	-16.40	CERRO CHUCURASI, CASAMIENTO VOLC CENTRE	BARROSO GP	WHOLEROCK	VOLCANIC	K/Ar	7.2	0.4	Klinck et al. 1986
-71.94	-15.15	CAILLOMA		WHOLEROCK	RHYOLITE	K/Ar	7.23	0.7	Fornari et al., 1983
-74.27	-13.02	CERRO LEESLEPATA	MOLINOYOC FM	WHOLEROCK	VOLCANIC	K/Ar	7.25	0.4	Bellon and Lefèvre, 1977
-70.48	-14.07	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.3	0.2	Cheilletz et al., 1992
-70.57	-13.99	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.4	0.2	Cheilletz et al., 1992

-75.72	-12.31	YAURICOCHA		BIOTITE	QZ-MONZONITE	K/Ar	7.47	0.06	Giletti and Day, 1968
-70.67	-14.05	QUENAMARI MESETA		UNK	RHYOLITE	K/Ar	7.5		Clark et al., 1990
-70.73	-14.10		CHACONIZA STOCK	MUSCOVITE	RHYOLITE	Ar/Ar	7.5	0.5	Cheilletz et al., 1992
-70.68	-13.99	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.5	0.4	Cheilletz et al., 1992
-70.53	-13.98	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.5	0.4	Cheilletz et al., 1992
-70.53	-13.98	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.5	0.1	Cheilletz et al., 1992
-70.48	-14.07	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.5	0.1	Cheilletz et al., 1992
-70.48	-14.07	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.51	0.07	Cheilletz et al., 1992
-75.70	-12.35	YAURICOCHA		BIOTITE	QZ-MONZONITE	K/Ar	7.52	0.1	Bissig et al., 2008
-70.68	-13.99	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.54	0.06	Cheilletz et al., 1992
-75.71	-12.32	YAURICOCHA		BIOTITE	QZ-MONZONITE	K/Ar	7.56	0.09	Bissig et al., 2008
-70.54	-13.89	SE PERU	MACUSANI VOLC	BIOTITE	TUFF	K/Ar	7.6	0.3	Pichavant et al., 1988
-74.32	-13.12		AYACUCHO FM	WHOLEROCK	TUFF	K/Ar	7.6	0.2	Megard et al., 1984
-70.56	-13.96	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.6	0.1	Cheilletz et al., 1992
-70.56	-13.96	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.67	0.07	Cheilletz et al., 1992
-70.56	-13.93	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.68	0.07	Cheilletz et al., 1992
-70.56	-13.96	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.69	0.08	Cheilletz et al., 1992
-74.20	-13.34	AYACUCHO BASIN	AYACUCHO FM	BIOTITE	DACITE	K/Ar	7.7	0.7	Megard et al., 1985
-74.87	-12.83	HUANCAVELICA DISTRICT	SANTA BARBARA FM	UNK	VOLCANIC	K/Ar	7.7	0.3	McKee et al., 1986
-74.21	-12.96	AYACUCHO BASIN	PUCHAS VOLCANICS	WHOLEROCK	ABSAROKITE	K/Ar	7.7	0.4	Megard et al., 1984
-74.23	-13.38		AYACUCHO FM	BIOTITE	DACITE	K/Ar	7.7	0.2	Megard et al., 1984
-70.57	-13.99	QUENAMARI MESETA		BIOTITE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.7	0.2	Cheilletz et al., 1992
-74.95	-12.85	HUANCAVELICA DISTRICT	SANTA BARBARA FM	UNK	VOLCANIC	K/Ar	7.8	1.2	McKee et al., 1986
-74.28	-13.10		MOLINOYOC FM	WHOLEROCK	SHOSHONITE	K/Ar	7.8	0.4	Megard et al., 1984
-70.79	-13.99	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.8	0.2	Cheilletz et al., 1992
-70.68	-13.99	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.8	0.4	Cheilletz et al., 1992
-77.72	-9.12	CORDILLERA BLANCA	YUNGAY FM	UNK	TUFF	K/Ar	7.8	0	Benavides, 1999
-74.23	-13.01	AYACUCHO BASIN	MOLINOYOC FM	WHOLEROCK	SHOSHONITE	K/Ar	7.9	0.4	Megard et al., 1984
-70.56	-13.93	QUENAMARI MESETA		BIOTITE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.9	0.3	Cheilletz et al., 1992

-70.56	-13.96	QUENAMARI MESETA		BIOTITE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	7.9	0.1	Cheilletz et al., 1992
-70.37	-16.35		MAURE GP	WHOLEROCK	VOLCANIC	K/Ar	8	0.4	Klinck et al. 1986
-70.56	-13.96	QUENAMARI MESETA		BIOTITE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	8.1	0.1	Cheilletz et al., 1992
-70.48	-14.07	QUENAMARI MESETA		BIOTITE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	8.1	0.3	Cheilletz et al., 1992
-70.48	-14.07	QUENAMARI MESETA		SANIDINE	IGNIMBRITE	Ar/Ar	8.14	0.07	Cheilletz et al., 1992
-78.53	-7.68	LLAMA - BAMBAMARCA		UNK	VOLCANIC	K/Ar	8.2	0.2	Noble et al., 1990

Capítulo 6 - Segundo Artigo

New constraints on sediment dynamics of the Solimões Formation in the Acre Basin (Neogene of the Western Amazonia)

Figuras Suplementares

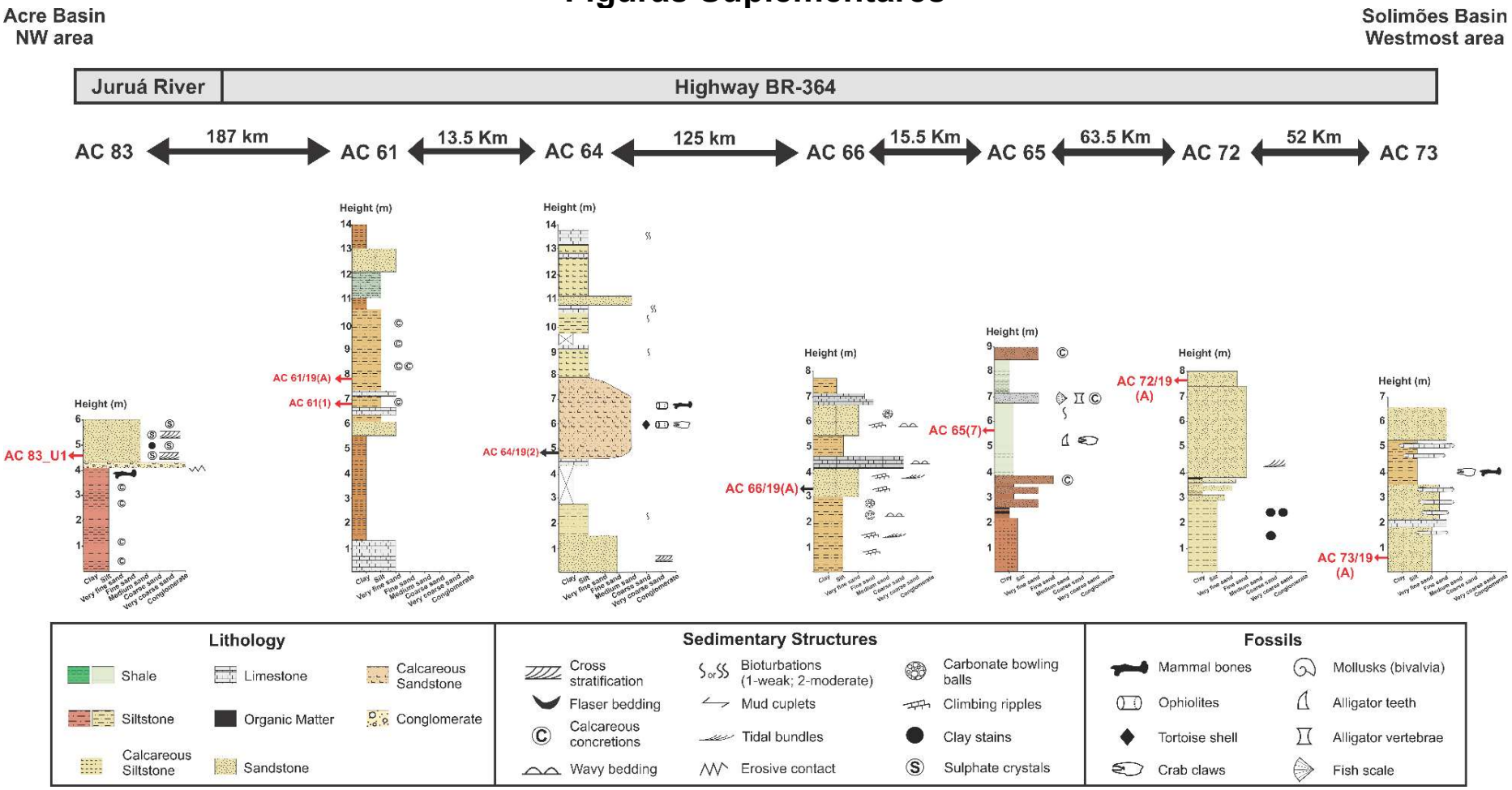


Figure S1. Geologic sections of all the outcrops visited, and the sampling position in each profile. All samples were collected in siltstone and sandstone intervals of the Solimoes Formation

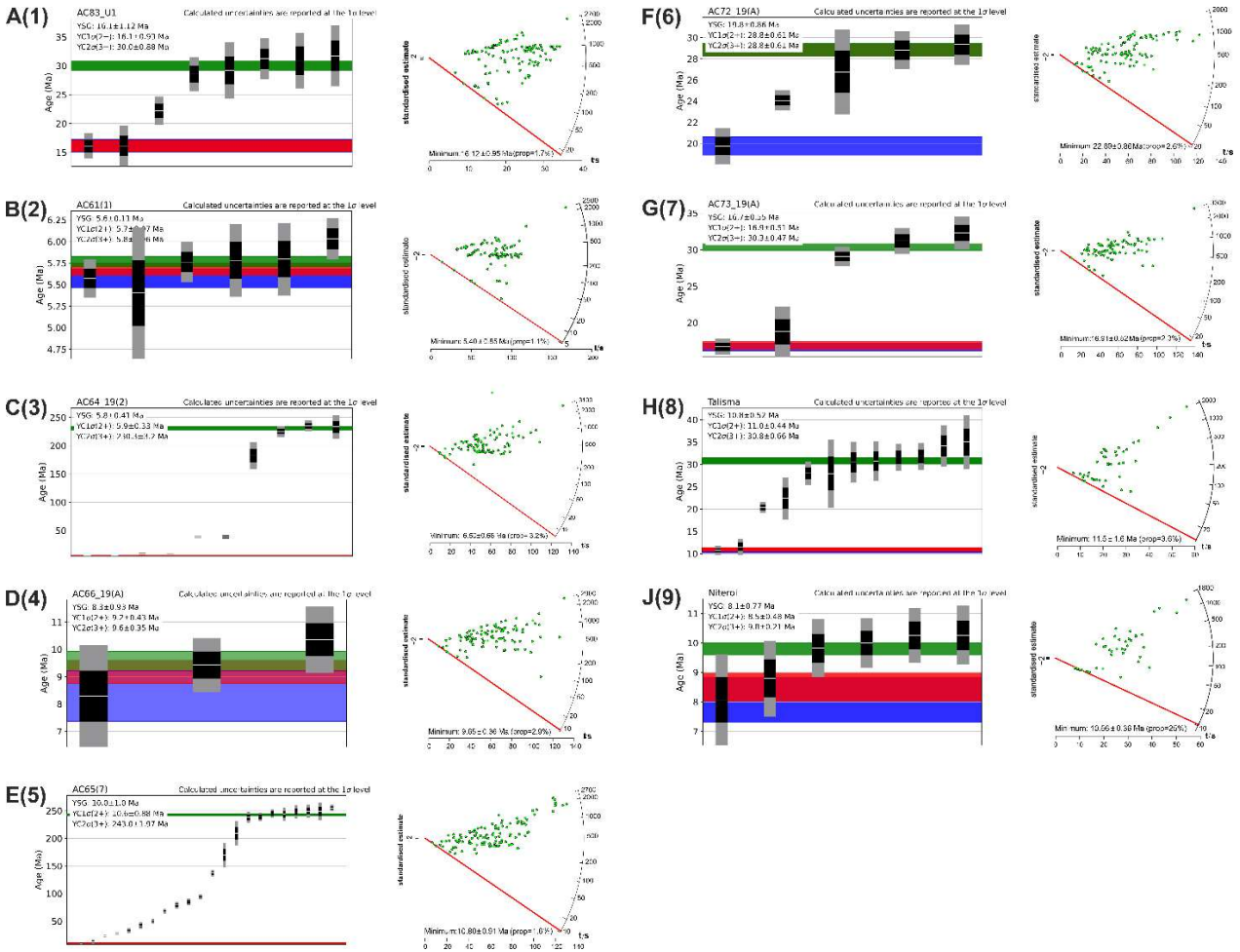


Figure S2. MDA (left) and MLA (right) estimates of all Neogene samples analyzed in this study (a-g) and Niteroi and Talisma samples (h-j). The numbers after letters symbolize the order shown in the manuscript Figure 1. We did not adopt the estimates for the Niteroi and Talisma samples in the mansucript because Bissaro-Júnior have already published their ages as 8.50±0.50 Ma and 10.89±0.13 Ma, respectively.

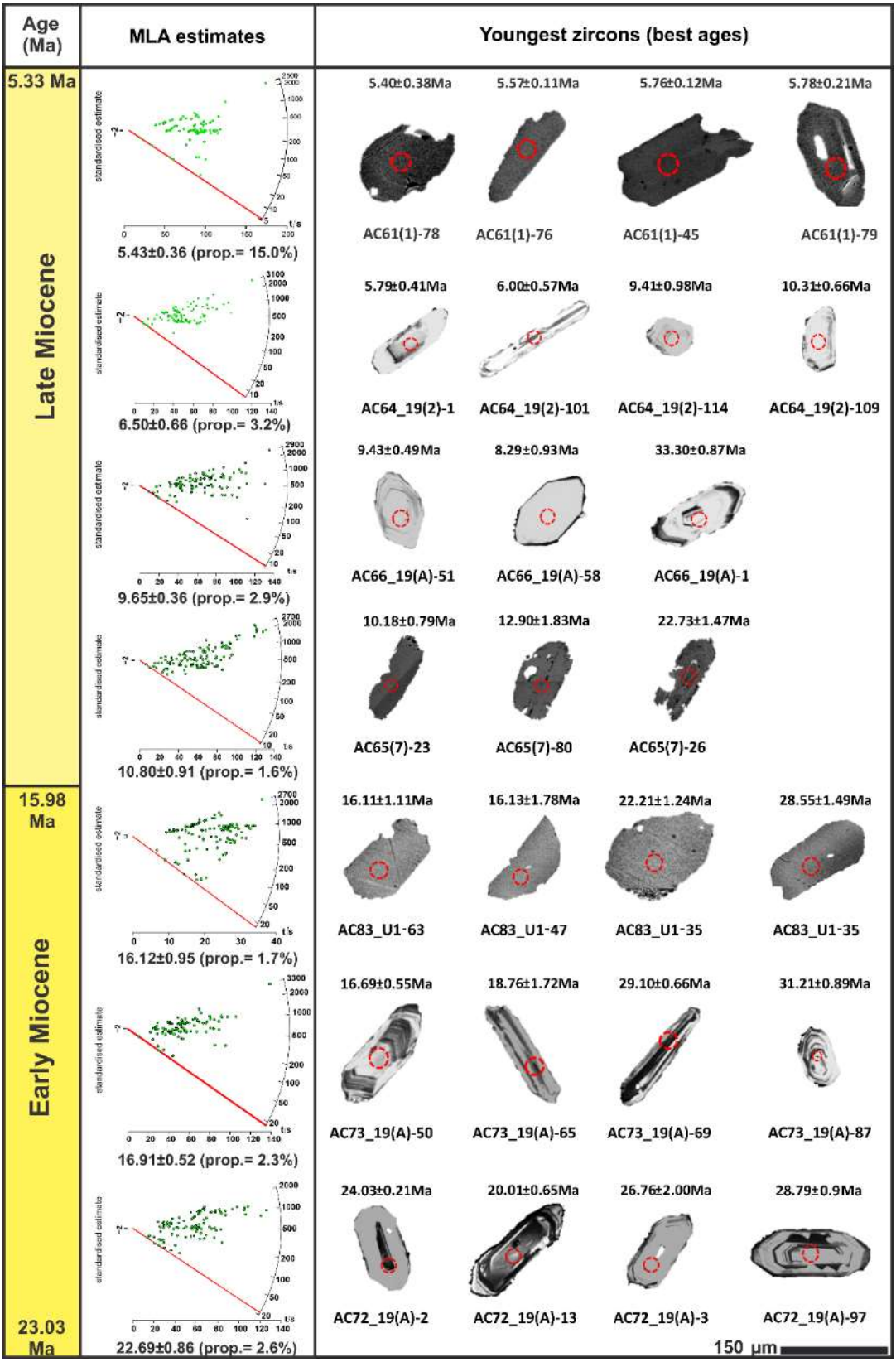


Figure S3. SEM BSE images of the youngest zircons of each sample. The MLA estimates were made using the best ages of these zircons. Samples are stacked according to their MLA estimate.

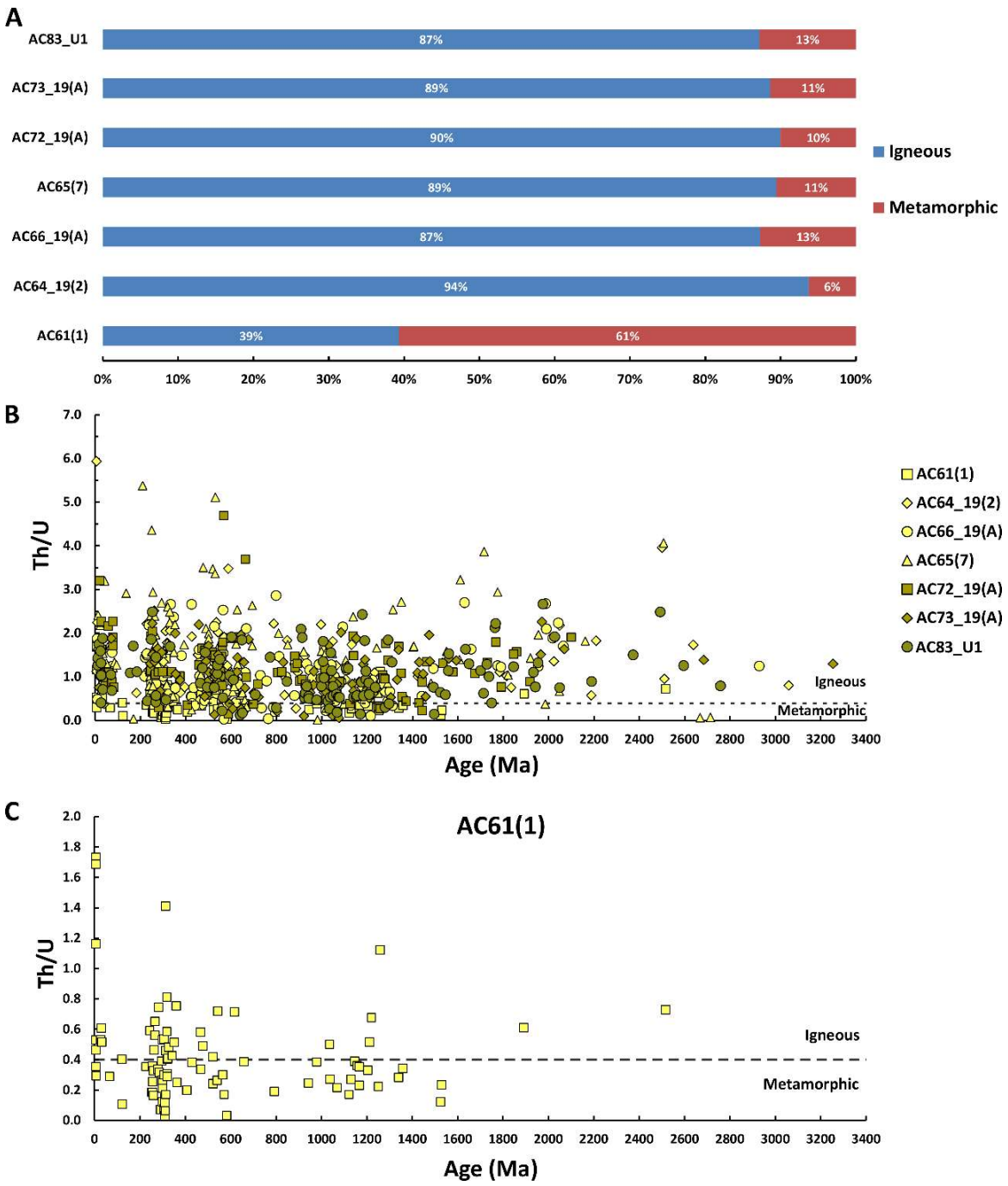


Figure S4. Zircons Th/U ratio diagrams: a) Percentages of igneous and metamorphic zircons by each analyzed sample; b) Age distribution of these zircons throughout the geological time. Observe the predominance of igneous crystals during the whole interval; c) Age distribution of the sample AC61(1) zircons. Most metamorphic crystals came from Paleozoic and Mesoproterozoic rock source

Tabelas suplementares

Table S1. *Sampling location data.*

Sampling code	Sample name	Basin	Outcrop/ Section	Section altimetry (m above sea level)	Height (m)	Sample altimetry (m)	Rock Unit	Rock type	Latitude	Longitude	Source
1	AC83(U1)	Acre	AC 83	232	0.50	232.50	Solimões Formation	Sandstone	-9.29946	-72.6869	This study
2	AC61(1)	Acre	AC 61	231	6.70	237.70	Solimões Formation	Siltstone	-7.84498	-71.83771	This study
3	AC64_19(2)	Acre	AC 64	248	4.85	252.85	Solimões Formation	Calcareous sandstone	-7.87700	-71.71775	This study
4	AC66_19(A)	Acre	AC 66	208	3.20	211.20	Solimões Formation	Sandstone	-8.185371	-70.619382	This study
5	AC65(7)	Acre	AC 65	200	5.80	205.80	Solimões Formation	Siltstone	-8.175064	-70.484846	This study
6	AC72_19(A)	Acre	AC 72	205	7.70	212.70	Solimões Formation	Sandstone	-8.520485	-70.023164	This study
7	AC73_19(A)	Acre	AC 73	223	0.60	223.60	Solimões Formation	Sandstone	-8.695859	-69.584195	This study
8	Talisma	Acre	Talisma	132	2.25	134.25	Solimões Formation	Sandstone	-8.47112	-68.44076	Bissaro-Junior et al.(2019)
9	Niteroi	Acre	Niteroi	142	1.20	143.20	Solimões Formation	Sandstone	-10.8111	-67.48793	Bissaro-Junior et al.(2019)
10	61506	Cajambamba	-	-	-	-	Cajambamba Formation	-	-7.601257	-78.106871	Jackson and Horton (2025)
10	61702	Cajambamba	-	-	-	-	Condebamba Formation	-	-7.592957	-78.082032	Jackson and Horton (2025)
10	61801	Cajambamba	-	-	-	-	Cajambamba Formation	-	-7.339143	-78.169441	Jackson and Horton (2025)

10	62101	Cajambamba	-	-	-	-	Condebamba Formation	-	-7.358136	-78.099037	Jackson and Horton (2025)
10	62204	Cajambamba	-	-	-	-	Namora Formation	-	-7.230982	-78.269537	Jackson and Horton (2025)
10	62801	Cajambamba	-	-	-	-	Cajambamba Formation	-	-7.336929	-78.159828	Jackson and Horton (2025)
10	SG1624	Bagua	-	-	-	-	San Antonio Formation	-	-5.59145	-78.62363	Moreno et al. (2020)
10	JUA 31	Huallaga	-	-	-	-	Ipururo Formation	Sandstone	-6.65000	-76.35000	Custódio et al. (2024)
10	JUA 26	Huallaga	-	-	-	-	Ipururo Formation	Sandstone	-6.65000	-76.35000	Custódio et al. (2024)
11	MD2019(16B)	Madre de Dios	-	-	-	-	Charqui Formation	-	-12.40000	-70.15000	Mozinho et al. (2023)
11	MD2019(16C)	Madre de Dios	-	-	-	-	Charqui Formation	-	-12.40000	-70.15000	Mozinho et al. (2023)
11	MD2019_18B	Madre de Dios	-	-	-	-	Charqui Formation	-	13.01000	-70.19000	Mozinho et al. (2023)
11	MD2019_6A-143	EC (Inambari Region)	-	-	-	-	Ipururo Formation	-	13.01000	-70.19000	Mozinho et al. (2023)
11	MD2019_7B-102	EC (Inambari Region)	-	-	-	-	Ipururo Formation	-	13.01000	-70.19000	Mozinho et al. (2023)
11	MD2019-8A-134	EC (Inambari Region)	-	-	-	-	Ipururo Formation		13.01000	-70.19000	Mozinho et al. (2023)

Table S2. *U-Pb (processed data).*

08 April 2022 – Sample AC72/19(A)								Data for Tera-Wasserburg plot				Data for Wetherill plot					Dates												
Identifier	**Comments**	**f206c**	**206Pb**	**U ppm**	**Th/U**	**206Pb/204Pb**	**1s%**	**238U/206Pb**	**1s %**	**207Pb/206Pb**	**1s %**	**207Pb/235U**	**1s %**	**206Pb/238U**	**1s %**	**Rho**	**207Pb/206Pb**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**206Pb/238U**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**207Pb/235U**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**% conc 1**	**% conc 2**	**Best age**	**2s (abs)**
AC72_19A-13	AC72_19A	5.781375	7822	362	3.2	-182.694	-81.7773538 9	329.03	2.4	0.0604	7.27	0.0257	7.5	0.00307	2.3	0.15	585	330	330	20	1	1	26	4	4	76.9		20	1
AC72_19A-2	AC72_19A	0.722115	30917	1118	1.1	-1082.34	-46.9047023 1	268.08	1.3	0.04912	2	0.0254	2	0.00374	1.2	0.2	138	88	90	24	0	1	25	1	1	**94.5**		24	0
AC72_19A-12	AC72_19A	4.085358	12263	398	2.3	-1362.05	-28.6337778 1	239.28	4.2	0.05861	10.33	0.0334	8.1	0.00416	3.8	-0.11	317	452	453	27	2	2	33	5	5	80.4		27	2
AC72_19A-97	AC72_19A	11.36844	8346	262	1.6	-437.415	-39.1464943 8	225.92	1.8	0.05161	6.19	0.0324	6.0	0.00448	1.7	-0.11	-17	371	372	29	1	1	32	4	4	**89.0**		29	1
AC72_19A-61	AC72_19A	1.080322	10619	320	1.1	-856.046	-32.4625080 1	221.90	1.7	0.05276	4.82	0.0343	4.2	0.00456	1.8	0.19	235	221	222	29	1	1	34	3	3	85.7		29	1
AC72_19A-115	AC72_19A	-3.322212	8857	249	1.0	-319.901	-37.8129057 5	183.84	2.1	0.04741	6.02	0.0355	5.6	0.00549	2.0	0.05	118	365	366	35	1	1	35	4	4	**99.7**		35	1
AC72_19A-111	AC72_19A	3.550283	13709	299	0.8	-238.329	-43.3987261 8	149.69	1.6	0.04894	2.87	0.0455	3.1	0.00670	1.4	0.30	69	146	147	43	1	1	45	3	3	**95.3**		43	1
AC72_19A-118	AC72_19A	-1.176883	15183	243	2.2	-418.907	-29.3258523 5	113.42	1.5	0.05139	4.78	0.0653	6.3	0.00891	1.7	0.53	180	218	219	57	2	2	64	8	8	**89.5**		57	2
AC72_19A-28	AC72_19A	1.898704	8548	134	1.1	-1385.05	-53.4023413 9	109.59	2.3	0.05353	5.76	0.0677	5.2	0.00934	3.5	-0.14	165	317	318	60	4	4	66	7	7	**90.3**		60	4

AC72_19A-80	AC72_19A	4.040036	10086	130	0.9	-629.403	-36.2341804 3	87.53	2.1	0.04870	4.61	0.0780	5.0	0.01143	1.9	0.39	7	225	226	73	3	3	76	7	7	**96.4**		73	3
AC72_19A-8	AC72_19A	0.760714	28165	306	1.9	-3313.72	-24.6474529 2	82.68	2.0	0.04747	3.12	0.0796	2.8	0.01206	1.9	0.05	21	166	167	77	3	3	78	4	4	**99.5**		77	3
AC72_19A-98	AC72_19A	1.438106	12001	143	1.7	-417.425	-36.3964152 4	84.91	2.2	0.05434	5.15	0.0899	4.3	0.01207	2.7	0.08	278	199	199	77	4	4	87	7	7	88.7		77	4
AC72_19A-99	AC72_19A	3.161217	39585	479	2.3	-935.04	-55.4911814 7	82.54	1.2	0.05828	3.41	0.0996	3.9	0.01215	1.2	0.48	491	142	143	78	2	2	96	7	7	80.9		78	2
AC72_19A-37	AC72_19A	4.320711	8511	84	0.8	-336.971	-69.1841652 8	77.72	2.0	0.05181	7.69	0.0922	7.4	0.01295	1.9	0.05	116	338	339	83	3	3	89	12	13	**92.9**		83	3
AC72_19A-107	AC72_19A	-0.68693	36786	144	1.1	-729.528	-61.8223332 9	26.12	1.2	0.05196	2.33	0.2762	2.5	0.03838	1.2	0.27	260	107	109	243	5	6	247	10	11	**98.2**		243	5
AC72_19A-35	AC72_19A	0.179261	70402	261	1.2	-5907.34	-43.5405010 3	25.92	1.5	0.05408	2.61	0.2992	4.3	0.03870	1.5	0.48	404	149	151	245	6	7	265	19	20	**92.4**		245	6
AC72_19A-60	AC72_19A	1.023538	190960	663	1.1	-8016.01	-78.2149858 1	25.73	1.0	0.05712	2.27	0.3168	3.8	0.03889	1.0	0.31	534	138	140	246	3	5	279	18	18	88.2		246	3
AC72_19A-101	AC72_19A	0.519078	34880	128	1.9	-2441.18	-22.3113941 6	25.77	1.1	0.05433	2.08	0.2950	2.2	0.03893	1.1	0.21	357	85	86	246	4	6	262	10	10	**94.0**		246	4
AC72_19A-10	AC72_19A	0.611251	146300	525	2.0	-11869.2	-28.7655940 1	25.19	1.5	0.05352	1.72	0.2950	1.8	0.03991	1.5	0.35	337	76	78	252	7	8	262	8	8	**96.2**		252	7
AC72_19A-33	AC72_19A	1.151229	207788	692	1.0	-6452.56	-79.7577457 9	24.12	1.1	0.06224	1.25	0.3584	1.6	0.04153	1.1	0.53	677	52	55	262	4	6	311	8	8	84.4		262	4
AC72_19A-	AC72_19	0.6746	1587	496	1.1	-3157.	-101.3	23.76	1.2	0.05954	1.61	0.3470	1.8	0.04215	1.2	0.4	579	67	69	266	5	6	302	9	10	88.0		266	5

67	A	53	12			14	815176								2												
AC72_19A-95	AC72_19A	1.243048	219296	781	1.1	-6731.25	-85.757430003	22.78	2.1	0.06456	1.83	0.3897	2.6	0.04408	2.1	0.84	754	75	77	278	11	11	334	14	15	83.3		278	11
AC72_19A-34	AC72_19A	-0.07249	197436	627	0.3	-14391.3	-34.1341195 2	22.63	1.2	0.05270	1.05	0.3244	1.5	0.04438	1.2	0.49	308	43	46	280	5	7	285	7	7	**98.2**		280	5
AC72_19A-63	AC72_19A	0.398198	280901	867	1.1	-16089.7	-43.0746490 3	21.17	1.0	0.05299	1.09	0.3473	1.2	0.04731	1.0	0.25	322	47	50	298	4	6	303	5	6	**98.5**		298	4
AC72_19A-72	AC72_19A	1.460313	820894	223	1.1	-8339.49	-29.7713402 6	18.68	1.1	0.05568	1.66	0.4117	2.2	0.05366	1.1	0.59	426	69	71	337	5	7	349	12	13	**96.4**		337	5
AC72_19A-3	AC72_19A	0.236933	202445	471	1.0	-7552.64	-62.1985542	16.74	1.1	0.05839	1.65	0.4834	1.6	0.05980	1.1	0.08	536	68	70	374	6	8	400	10	11	**93.6**		374	6
AC72_19A-47	AC72_19A	-0.22584	804022	170	0.4	-5266.85	-42.4820028 7	15.30	1.0	0.06173	2.88	0.5589	2.9	0.06513	1.2	-0.44	640	101	102	407	7	9	450	19	20	**90.5**		407	7
AC72_19A-29	AC72_19A	0.452641	163724	313	1.3	-9066.28	-34.7348730 2	13.60	1.0	0.05867	0.93	0.6010	1.2	0.07369	1.0	0.42	557	40	44	458	6	9	478	8	9	**96.0**		458	6
AC72_19A-17	AC72_19A	1.382775	571155	105	1.7	-3557.83	-29.6068943 1	13.23	1.2	0.05788	1.65	0.6115	1.7	0.07590	1.2	0.12	506	68	70	472	8	11	484	12	13	**97.5**		472	8
AC72_19A-26	AC72_19A	0.544291	887444	156	1.6	-6449.94	-41.1259942	12.84	1.0	0.06056	1.71	0.6532	1.6	0.07796	1.0	-0.09	613	74	76	484	6	9	510	12	13	**94.9**		484	6
AC72_19A-68	AC72_19A	-0.06558	1081777	207	1.5	-12263.5	-31.8070042 3	12.84	1.5	0.05787	3.28	0.6271	3.4	0.07829	1.6	0.05	485	126	126	486	13	15	492	24	25	**98.7**		486	13
AC72_19A-38	AC72_19A	0.368892	1080868	196	0.6	-14244.7	-32.1476020 6	12.66	1.2	0.05957	1.24	0.6611	2.0	0.07914	1.2	0.54	582	52	55	491	9	11	515	15	16	**95.4**		491	9
AC72_	AC7	0.6	84	14	1.	-	-	12.35	1.1	0.061	1.6	0.692	1.	0.081	1.	0.	646	62	64	503	8	11	533	12	13	**94.4**		503	8

19A-27	2_19A	69645	452	2	5	5297.77	31.10088612			20	7	1	6	24	1	07												
AC72_19A-39	AC72_19A	0.172619	185477	321	0.7	-18465.4	-29.3224811 9	12.26	1.0	0.05823	1.01	0.6589	1.2	0.08172	1.0	0.37	533	41	45	506	7	10	514	7	9	**98.6**		506	7
AC72_19A-24	AC72_19A	1.215519	518826	89	1.6	-2019.99	-49.7187088 6	12.05	1.4	0.06017	2.64	0.6902	2.1	0.08334	1.3	-0.16	563	143	145	516	11	13	532	17	17	**97.0**		516	11
AC72_19A-21	AC72_19A	0.276146	103521	172	1.1	-3294.38	-54.4176518 6	11.75	1.0	0.05841	1.30	0.6891	1.4	0.08523	1.0	0.17	536	56	59	527	7	10	532	10	11	**99.1**		527	7
AC72_19A-48	AC72_19A	0.974465	154598	238	1.5	-4256.22	-84.0609953 6	11.70	1.2	0.06804	1.77	0.8063	2.2	0.08560	1.1	0.53	860	70	72	529	9	12	599	19	20	88.3		529	9
AC72_19A-102	AC72_19A	1.302507	98344	164	1.3	-3381.08	-35.7609228 7	11.55	1.1	0.05883	1.59	0.7086	1.5	0.08680	1.1	0.05	545	69	72	537	9	11	543	11	13	**98.7**		537	9
AC72_19A-56	AC72_19A	0.474433	838897	136	0.9	-4537.05	-36.3936376 5	11.51	1.3	0.05839	1.51	0.7035	1.5	0.08692	1.2	0.17	526	68	70	537	10	12	540	11	13	**99.5**		537	10
AC72_19A-22	AC72_19A	3.671634	258334	41	0.9	-655.114	-75.9728033 5	11.51	1.5	0.06867	6.21	0.8285	6.8	0.08643	1.2	0.59	861	274	274	539	13	17	603	58	59	**89.3**		539	13
AC72_19A-64	AC72_19A	0.126402	313085	539	1.1	-22422.5	-88.1786518 5	11.19	1.2	0.06221	2.51	0.7711	2.6	0.08941	1.2	0.16	675	106	108	552	9	12	580	22	23	**95.2**		552	9
AC72_19A-85	AC72_19A	1.229968	108710	173	1.5	-5017.23	-46.3441236 4	11.09	1.5	0.06813	3.00	0.8525	3.0	0.09056	1.5	0.18	838	123	124	559	14	16	624	27	28	**89.6**		559	14
AC72_19A-75	AC72_19A	0.456223	758336	121	1.7	-4467.53	-38.9770703 8	11.03	1.1	0.06207	2.18	0.7816	2.6	0.09089	1.1	0.12	653	80	81	561	8	11	584	20	21	**96.0**		561	8
AC72_19A-93	AC72_19A	0.400 33	122625	193	0.8	-4793.22	-33.5142083	11.08	1.4	0.05826	1.24	0.7392	1.8	0.09099	1.5	0.70	528	52	54	561	14	16	561	14	15	**100.1**		561	14

							2																					
AC72_19A-81	AC72_19A	-1.04332	20963	33	1.8	-998.141	-40.6390008	11.11	2.2	0.06073	3.32	0.7398	3.4	0.09126	2.0	0.15	574	134	134	563	20	21	558	28	29	**100.8**		563	20
AC72_19A-54	AC72_19A	-1.67159	49353	79	4.7	-4141.15	-54.731183302	10.88	1.2	0.06369	2.29	0.8110	2.8	0.09197	1.2	0.35	722	100	102	567	10	13	602	25	26	**94.2**		567	10
AC72_19A-58	AC72_19A	0.174361	133077	207	0.1	-14715.1	-41.0678176	10.52	1.3	0.06344	1.58	0.8364	1.4	0.09531	1.3	0.13	715	64	66	587	12	15	617	11	13	**95.1**		587	12
AC72_19A-69	AC72_19A	0.272818	89368	135	1.9	-7566.87	-31.856262628	10.32	1.2	0.05915	1.38	0.7946	1.3	0.09720	1.2	0.53	563	58	61	598	11	14	593	9	11	**100.8**		598	11
AC72_19A-114	AC72_19A	-0.65818	40684	60	1.9	-1492.03	-29.6132099 6	9.68	1.2	0.06049	1.73	0.8646	1.9	0.10373	1.2	0.66	599	72	74	636	11	14	631	16	18	**100.8**		636	11
AC72_19A-88	AC72_19A	-0.62262	19217	23	3.7	-1380.43	-31.217488867	9.03	3.4	0.06272	3.64	0.9744	3.0	0.10825	2.1	-0.13	636	188	190	662	25	27	688	29	30	**96.3**		662	25
AC72_19A-108	AC72_19A	0.880699	98776	135	1.0	-4074.61	-28.0931237 2	9.23	1.1	0.06255	1.22	0.9486	1.5	0.10879	1.1	-0.14	682	49	52	666	11	14	676	13	14	**98.4**		666	11
AC72_19A-41	AC72_19A	0.267866	157928	188	0.4	-14046.6	-43.709285551	8.81	2.1	0.06520	2.96	0.9989	3.7	0.11449	2.3	0.36	759	114	115	698	28	30	700	37	38	**99.8**		698	28
AC72_19A-51	AC72_19A	2.142454	121952	146	0.8	-3309.73	-70.7945260 1	8.51	1.1	0.08595	2.18	1.3992	2.2	0.11771	1.1	0.10	1319	80	82	717	11	15	886	24	25	80.9		717	11
AC72_19A-36	AC72_19A	0.267927	111026	124	1.1	-8178.85	-45.905502 94	7.57	2.0	0.06676	1.59	1.2281	1.8	0.13306	2.0	0.58	822	67	69	805	28	30	813	19	20	**99.1**		805	28
AC72_19A-116	AC72_19A	0.034521	192835	206	1.1	-4477.66	-33.5209396 1	7.36	0.9	0.06792	1.04	1.2778	1.2	0.13606	0.9	0.27	868	44	47	822	7	14	835	11	14	**98.5**		822	7

AC72_19A-120	AC72_19A	0.289762	137034	131	1.5	-3718.96	-48.6489181 3	6.87	1.7	0.08528	2.12	1.7349	3.3	0.14636	1.7	0.88	1310	85	86	880	25	28	1017	43	44	86.5		880	25
AC72_19A-104	AC72_19A	1.043736	74218	72	1.2	-4420.24	-40.0693578 8	6.83	1.5	0.08152	1.72	1.6547	1.9	0.14670	1.5	0.40	1228	67	69	882	21	24	990	22	24	**89.1**		882	21
AC72_19A-50	AC72_19A	2.994144	502666	49	1.3	-2119.1	-60.9511428 7	6.71	2.0	0.07165	2.53	1.4805	2.0	0.14831	1.7	0.02	951	113	114	891	26	28	921	23	25	**96.8**		891	26
AC72_19A-23	AC72_19A	1.269056	185570	17	0.9	-1346.33	-33.4915325 6	6.74	1.7	0.06838	3.26	1.4288	2.8	0.15048	1.9	-0.009	886	149	150	903	29	31	895	33	34	**100.9**		903	29
AC72_19A-86	AC72_19A	0.524322	348015	331	0.9	-15541.6	-44.0698504 6	6.59	1.1	0.07555	1.00	1.6040	1.4	0.15200	1.1	0.38	1080	37	40	912	14	19	971	16	18	**93.9**		912	14
AC72_19A-32	AC72_19A	0.396094	128237	120	0.8	-7448.45	-56.183906	6.46	0.9	0.07104	1.42	1.5248	1.4	0.15485	0.9	0.01	953	55	58	928	9	16	940	15	18	**98.7**		928	9
AC72_19A-76	AC72_19A	0.022225	415352	374	0.5	-17206.9	-53.0116633 1	6.06	0.7	0.07286	0.81	1.6617	1.0	0.16461	0.9	0.34	1016	24	27	982	8	16	996	8	11	**98.6**		982	8
AC72_19A-66	AC72_19A	0.306242	217337	186	1.2	-11024.5	-52.4765946 3	5.89	1.1	0.07437	1.26	1.7507	1.2	0.17008	1.1	0.09	1046	48	51	1012	15	20	1027	12	15	**98.6**		1012	15
AC72_19A-94	AC72_19A	0.363413	173175	144	0.5	-4566	-46.9719561 1	5.84	1.0	0.07217	1.02	1.7119	1.2	0.17137	1.0	0.29	985	39	42	1020	12	19	1012	12	15	**100.7**		1020	12
AC72_19A-40	AC72_19A	0.602859	51845	40	0.8	-4679.66	-39.6287918 8	5.77	1.4	0.07877	2.14	1.8953	2.6	0.17376	1.4	0.50	1154	81	82	1033	22	26	1077	32	33	**95.9**		1033	22
AC72_19A-43	AC72_19A	0.275298	384628	324	0.8	-55939.2	-36.7004492	5.68	1.6	0.09977	1.31	2.4401	1.7	0.17646	1.7	0.67	1616	46	49	1047	30	33	1254	22	25	83.5		1047	30
AC72_19A-20	AC72_19A	-0.02763	235671	177	0.9	-6082.73	-84.1025619 6	5.50	1.2	0.09049	1.12	2.2830	1.6	0.18216	1.3	0.67	1433	40	43	1079	20	25	1206	20	22	**89.4**		1079	20

AC72_19A-53	AC72_19A	0.117421	515588	396	0.4	-31527.2	-42.9954405 8	5.25	0.9	0.07740	0.92	2.0377	1.0	0.19051	0.9	0.87	1128	33	36	1124	11	19	1128	9	13		99.7	1124	11
AC72_19A-1	AC72_19A	0.783934	132911	105	1.9	868.5194	64.70107092	5.21	2.1	0.08165	1.87	2.1347	3.1	0.19300	1.9	0.78	1230	71	73	1137	37	40	1157	43	44		92.5	1137	37
AC72_19A-84	AC72_19A	0.451463	122969	89	1.5	-7088.08	-32.7534279 2	5.18	1.0	0.07943	1.12	2.1233	1.1	0.19342	1.0	0.09	1176	41	44	1140	14	21	1156	12	15		96.9	1140	14
AC72_19A-31	AC72_19A	-0.83354	235220	15	0.7	-2363.37	-43.0681397 4	4.92	2.2	0.07633	3.80	2.1559	3.9	0.20471	2.2	0.22	1077	142	142	1200	44	47	1162	50	51		111.4	1200	44
AC72_19A-79	AC72_19A	-0.18985	115783	78	0.7	-7949.13	-26.1670217 6	4.77	1.3	0.08112	1.42	2.3419	1.5	0.20948	1.2	0.40	1212	53	55	1226	22	27	1223	19	21		101.1	1226	22
AC72_19A-16	AC72_19A	0.128713	306548	200	0.7	-22343.7	-29.5012692 3	4.75	0.9	0.08177	0.72	2.3834	0.9	0.21057	0.9	0.42	1237	24	28	1232	12	21	1237	8	13		99.6	1232	12
AC72_19A-112	AC72_19A	0.130729	269915	181	0.3	-6072.69	-44.8904407 6	4.70	1.2	0.07865	1.16	2.3173	1.2	0.21337	1.2	0.29	1156	43	46	1246	22	28	1217	14	17		107.8	1246	22
AC72_19A-46	AC72_19A	0.017247	702248	450	0.3	-43679.7	-68.0771389 3	4.65	1.2	0.09512	1.12	2.8318	0.9	0.21516	1.2	-0.01	1528	40	43	1256	22	27	1364	7	13		82.2	1256	22
AC72_19A-122	AC72_19A	0.264961	161311	105	1.0	-5540.24	-26.1973488	4.61	0.9	0.08700	1.04	2.6243	1.1	0.21730	0.9	0.14	1355	38	41	1267	12	21	1307	12	16		93.5	1267	12
AC72_19A-91	AC72_19A	0.040198	272113	172	1.0	-11137.6	-36.1558604 9	4.59	1.0	0.08174	0.66	2.4573	1.0	0.21798	1.0	0.58	1237	21	26	1271	15	22	1259	10	14		102.8	1271	15
AC72_19A-83	AC72_19A	0.310971	714433	44	1.0	-8746.57	-20.6046626 4	4.57	1.0	0.08144	1.30	2.4671	1.3	0.21917	1.0	0.06	1224	50	52	1277	14	22	1261	16	19		104.3	1277	14
AC72_19A-96	AC72_19A	0.267703	484532	327	1.8	-14034.3	-59.2229280 2	4.55	1.0	0.09860	1.11	3.0048	1.3	0.21998	1.0	0.43	1593	38	41	1282	16	24	1408	17	20		80.4	1282	16

AC72_19A-30	AC72_19A	0.841822	1708060	109	1.4	-12637.3	-28.8901096 7	4.50	1.2	0.08619	2.08	2.6403	1.7	0.22199	1.0	0.42	1300	30	31	1292	17	24	1309	20	22		99.4	1292	17
AC72_19A-90	AC72_19A	0.582786	1047334	65	1.7	-6633.04	-32.8027927	4.33	0.9	0.08422	1.02	2.6943	1.1	0.23099	0.9	0.08	1293	36	39	1340	14	22	1326	13	17		103.6	1340	14
AC72_19A-15	AC72_19A	-0.76053	224848	13	1.1	-810.281	-44.5245856 9	4.35	2.2	0.08420	2.06	2.6700	2.9	0.23306	2.0	0.66	1279	78	79	1349	47	50	1325	35	36		105.4	1349	47
AC72_19A-18	AC72_19A	0.040233	3867675	220	0.5	-12635.8	-50.8791566 5	4.29	1.1	0.09331	0.95	3.0130	1.3	0.23377	1.1	0.77	1491	33	36	1354	19	26	1410	16	20		90.8	1354	19
AC72_19A-106	AC72_19A	0.906698	1411195	88	0.4	-529.793	-285.991631 3	4.22	1.1	0.09207	1.27	3.0253	1.4	0.23718	1.1	0.33	1465	47	49	1372	19	26	1413	19	22		93.7	1372	19
AC72_19A-74	AC72_19A	0.059229	2633330	152	0.4	-30854.4	-29.2093289	4.02	0.8	0.09183	0.85	3.1534	1.1	0.24801	1.0	0.53	1461	28	32	1428	18	26	1445	13	17		97.7	1428	18
AC72_19A-87	AC72_19A	-0.28026	863500	48	0.2	-4602.62	-50.9838481 4	4.00	1.2	0.08919	1.53	3.0925	1.8	0.25050	1.2	0.43	1403	56	58	1441	24	31	1430	25	27		102.7	1441	24
AC72_19A-70	AC72_19A	0.352133	3389848	203	0.9	-4507.65	-118.973216 7	4.00	1.0	0.09629	1.18	3.3176	1.3	0.25057	1.0	0.49	1549	41	44	1441	19	27	1490	14	17		93.0	1441	19
AC72_19A-82	AC72_19A	-0.08955	1724775	98	1.3	-12839	-30.3588065 5	3.94	1.1	0.08982	1.26	3.1753	1.2	0.25468	1.2	0.86	1414	47	49	1462	24	31	1450	15	19		103.4	1462	24
AC72_19A-62	AC72_19A	0.51771	3155534	157	1.1	-12716.4	-59.2340369 1	3.63	1.4	0.09711	1.04	3.7003	1.5	0.27429	1.2	0.69	1578	43	47	1562	27	34	1570	21	24		99.0	1578	43
AC72_19A-6	AC72_19A	0.146045	6520091	308	1.3	-28396.6	-43.1220506 1	3.44	1.0	0.10601	0.88	4.2808	1.3	0.29134	1.0	0.73	1729	29	33	1648	19	29	1689	19	22		95.3	1729	29
AC72_19A-11	AC72_19A	0.212332	2749333	127	1.3	-5916.75	-67.1226004 5	3.39	1.4	0.09545	1.04	3.9119	1.6	0.29603	1.4	0.74	1534	36	39	1671	35	41	1615	23	25		109.0	1534	36

AC72_19A-19	AC72_19A	0.36387971	287071	135	0.8	-19290.1	-62.3324577 6	3.29	0.9	0.10979	2.09	4.6217	2.1	0.30368	0.9	0.02	1791	78	79	1709	16	27	1752	34	36		95.5	1791	78
AC72_19A-113	AC72_19A	0.04926722	678522	316	1.8	-5627.57	-70.8824363 6	3.28	1.1	0.10824	0.84	4.5701	1.1	0.30549	1.1	0.71	1767	27	31	1718	25	33	1743	14	18		97.2	1767	27
AC72_19A-71	AC72_19A	0.08306606	322306	142	1.1	-10865.6	-61.8908956 2	3.18	1.1	0.10292	0.82	4.4994	1.0	0.31487	1.1	-0.11	1675	27	30	1764	24	33	1730	12	17		105.3	1675	27
AC72_19A-45	AC72_19A	0.02394646	270136	115	1.6	-29930.1	-25.5851167	3.08	1.0	0.11384	0.90	5.1292	1.0	0.32567	1.0	0.34	1858	29	32	1817	20	31	1840	13	17		97.8	1858	29
AC72_19A-103	AC72_19A	0.21045	388021	182	0.9	-4487.97	-98.2193518 5	3.06	1.5	0.11766	1.09	5.3367	1.2	0.32809	1.4	0.58	1918	36	39	1829	39	46	1874	16	20		95.3	1918	36
AC72_19A-121	AC72_19A	0.03197	221718	91	1.5	-5753.25	-32.1612253 1	2.95	0.9	0.11303	0.91	5.3347	1.0	0.33970	0.9	0.39	1845	30	33	1885	19	31	1874	12	17		102.2	1845	30
AC72_19A-25	AC72_19A	0.09384	205491	80	1.9	-15503.7	-28.5651063 7	2.73	1.2	0.13050	0.98	6.6019	1.2	0.36683	1.1	0.65	2100	32	35	2014	29	39	2058	16	21		95.9	2100	32
Discordant zircons (>20%)																											
AC72_19A-5	AC72_19A	92.75407	968	88	2.6	-34.2583	-49.4420649 7	661.04	5.0	0.13577	14.07	0.0288	13.5	0.00156	4.3	0.20	1669	522	522	10	1	1	29	8	8	35.1		10	1
AC72_19A-117	AC72_19A	-13.0024	2616	236	2.8	-28.3633	-28.9712860 2	595.58	5.1	0.08112	26.23	0.0200	27.8	0.00172	5.1	0.47	601	1320	1320	11	1	1	20	11	11	55.3		11	1
AC72_19A-49	AC72_19A	41.21653	2486	156	1.6	-494.418	-27.0202892 7	493.38	3.5	0.07574	21.98	0.0217	24.3	0.00207	3.9	0.39	457	708	709	13	1	1	22	10	10	61.7		13	1
AC72_19A-52	AC72_19A	11.8235	5965	332	2.3	-134.951	-132.221372 1	370.10	2.8	0.07335	6.50	0.0278	5.9	0.00273	3.0	-0.38	1190	561	562	18	1	1	28	3	3	63.1		18	1

AC72_19A-119	AC72_19A	15.84464	3728	109	1.5	-135.307	-49.2613421	214.70	3.8	0.05128	11.36	0.0448	23.5	0.00459	4.2	0.42	-25	562	562	30	2	2	43	18	18	69.2		30	2
AC72_19A-55	AC72_19A	4.911448	4347	131	0.3	-394.837	-53.2534083 4	204.69	2.9	0.11435	9.65	0.0758	7.8	0.00494	2.8	-0.23	1840	484	484	32	2	2	74	11	11	43.0		32	2
AC72_19A-110	AC72_19A	8.276827	3275	97	1.3	-86.5364	-43.5030929 7	200.51	2.7	0.06659	7.38	0.0458	6.3	0.00509	2.7	0.24	613	310	311	33	2	2	45	6	6	72.2		33	2
AC72_19A-77	AC72_19A	0.990561	4700	124	1.6	-218.395	-49.7274704 9	200.21	3.6	0.06988	10.58	0.0524	11.1	0.00520	3.7	0.17	542	505	505	33	2	2	51	11	11	65.1		33	2
AC72_19A-57	AC72_19A	12.71239	5308	143	1.7	-921.496	-35.0956326 2	186.68	2.8	0.07459	9.01	0.0558	8.8	0.00526	1.6	-0.01	1053	517	517	34	1	1	62	17	17	54.2		34	1
AC72_19A-105	AC72_19A	2.3524 2	8171	204	1.2	-137.271	-44.6918908 7	181.27	2.0	0.09618	11.91	0.0746	11.8	0.00559	2.0	-0.13	1076	416	416	36	1	1	72	16	16	50.0		36	1
AC72_19A-109	AC72_19A	8.448911	7489	191	0.9	-270.393	-38.5968951 9	177.36	2.0	0.08014	8.94	0.0638	8.9	0.00568	2.1	0.05	1139	449	450	37	1	2	63	11	11	58.4		37	1
AC72_19A-89	AC72_19A	-5.38851	4984	108	1.1	-342.477	-64.2920331 1	160.59	6.0	0.05985	14.85	0.0513	13.6	0.00612	4.1	-0.16	124	738	739	39	3	3	50	13	13	78.0		39	3
AC72_19A-78	AC72_19A	5.350362	6119	131	2.8	-468.296	-38.7452684 5	159.53	2.7	0.05814	11.34	0.0533	11.5	0.00637	2.7	0.06	358	465	465	41	2	2	52	11	12	78.2		41	2
AC72_19A-100	AC72_19A	9.992321	21899	493	0.4	-380.144	-89.1442987 9	156.17	1.9	0.08983	6.42	0.0811	7.7	0.00645	1.9	0.55	1308	225	225	41	1	2	79	11	11	52.6		41	1
AC72_19A-4	AC72_19A	12.58801	3953	81	1.8	-138.609	-54.1352477 8	149.55	4.1	0.07166	11.41	0.0723	12.0	0.00703	4.9	0.23	537	598	598	45	4	4	70	16	16	64.4		45	4
AC72_19A-	AC72_19	-3.7	1480	216	1.2	-1085.	-42.40	100.99	1.9	0.06719	15.12	0.0909	13.	0.00996	1.9	-0.	429	226	226	64	2	2	87	21	21	73.2		64	2

73	A	0571	8			94	933143						2			05													
AC72_19A-14	AC72_19A	7.80603	1340	82	1.7	-530.655	-44.6312128	43.40	1.6	0.09998	5.74	0.3239	6.5	0.02319	1.6	0.51	1511	208	208	148	4	5	281	31	31	52.6		148	4
AC72_19A-42	AC72_19A	1.08657	1547	47	1.8	-2057.66	-40.8372158	23.56	4.8	0.07880	18.51	0.4653	18.8	0.04342	4.0	0.12	1145	677	677	274	21	22	454	190	190	60.3		274	21

08 April 2022 – Sample AC73/19(A)								Data for Tera-Wasserburg plot				Data for Wetherill plot					Dates												
Identifier	**Comments**	**f206c**	**206Pb**	**U ppm**	**Th/U**	**206Pb/204Pb**	**1s %**	**238U/206Pb**	**1s %**	**207Pb/206Pb**	**1s %**	**207Pb/235U**	**1s %**	**206Pb/238U**	**1s %**	**Rho**	**207Pb/206Pb**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**206Pb/238U**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**207Pb/235U**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**% conc 1**	**% conc 2**	**Best age**
AC73_19A-50	AC73_19A	3.847096	8609	498	0.8	-98.88823986	-59.811	388.42	1.8	0.06450	8.26	0.0229	7.9	0.00259	1.8	-0.05	650	346	346	17	1	1	21	4	4	81.1		17
AC73_19A-65	AC73_19A	10.03787	3763	202	1.5	-70.64730958	-46.1918	356.31	3.5	0.08948	26.21	0.0358	25.1	0.00292	4.7	-0.02	485	792	793	19	2	2	23	17	17	81.5		19
AC73_19A-69	AC73_19A	-3.8207 4	9947	323	1.3	-237.5917891	-48.1543	221.41	1.4	0.04705	8.35	0.0293	7.9	0.00452	1.4	-0.19	-95	388	389	29	1	1	29	5	5	**99.2**		29
AC73_19A-87	AC73_19A	4.395017	15592	515	1.9	-497.8156689	-38.7017	207.11	1.5	0.05282	6.20	0.0361	5.9	0.00485	1.6	0.07	245	300	300	31	1	1	36	4	4	86.8		31
AC73_19A-106	AC73_19A	5.095404	16321	524	1.1	-214.8721045	-82.7346	200.07	1.8	0.05397	8.70	0.0386	6.7	0.00502	1.9	-0.05	107	514	514	32	1	1	38	5	5	84.1		32
AC73_19A-95	AC73_19A	-0.25537	14381	209	1.9	-364.3722602	-38.7572	91.63	2.4	0.04922	5.08	0.0772	4.5	0.01105	2.2	0.09	169	249	250	71	3	3	75	7	7	**94.0**		71
AC73_19A-27	AC73_19A	0.913848	40087	157	1.3	-733.1857759	-56.6659	26.01	1.0	0.06229	2.40	0.3319	2.5	0.03848	0.9	0.13	663	98	99	243	3	5	291	12	12	83.8		243

AC73_19A-94	AC73_19A	0.469922	42708	167	2.2	-991.1527187	-33.2268	25.19	1.2	0.05225	2.97	0.2922	2.7	0.03983	1.2	0.26	251	132	133	252	5	6	260	12	12	**96.9**		252
AC73_19A-49	AC73_19A	1.403972	101110	363	1.5	-906.0063884	-99.6896	25.00	1.2	0.06109	2.22	0.3388	2.7	0.04006	1.2	0.54	630	93	94	253	5	6	296	13	14	85.6		253
AC73_19A-64	AC73_19A	-0.2462 1	117030	431	1.3	-1090.271253	-55.4518	24.17	0.9	0.05316	1.50	0.3050	1.7	0.04141	0.9	0.38	325	65	67	262	3	5	270	7	8	**96.9**		262
AC73_19A-17	AC73_19A	0.684389	50865	175	1.6	-1078.145312	-46.7826	22.98	1.7	0.05632	6.22	0.3290	3.4	0.04383	1.9	-0.29	374	188	188	277	10	10	288	16	16	**96.0**		277
AC73_19A-70	AC73_19A	0.278645	162275	571	0.7	-3177.545745	-47.642	21.99	1.2	0.05373	1.72	0.3385	1.7	0.04558	1.3	0.23	349	74	76	287	6	7	296	8	9	**97.1**		287
AC73_19A-103	AC73_19A	0.848007	34595	117	1.6	-533.5945701	-43.1075	21.65	1.6	0.05325	2.43	0.3414	2.5	0.04657	1.6	0.23	300	109	111	293	8	9	297	12	13	**98.6**		293
AC73_19A-43	AC73_19A	1.429107	133498	403	0.4	-305.1975794	-143.522	20.96	2.0	0.05279	1.39	0.3504	2.5	0.04774	2.5	0.86	320	54	56	300	14	14	304	12	13	**98.8**		300
AC73_19A-5	AC73_19A	1.540009	46902	131	2.0	-2504.998309	-45.2681	17.79	1.7	0.06456	2.97	0.5043	3.3	0.05633	1.7	0.39	746	128	129	353	10	12	414	22	22	85.3		353
AC73_19A-40	AC73_19A	0.304357	389006	998	1.1	-6326.28126	-40.7895	17.77	1.4	0.05381	0.84	0.4212	1.4	0.05665	1.4	0.79	358	33	38	355	8	9	357	7	8	**99.6**		355
AC73_19A-18	AC73_19A	0.998038	65887	173	0.9	-1332.396303	-73.6009	16.76	1.4	0.05797	2.81	0.4798	2.6	0.05978	1.4	0.01	514	121	123	374	9	10	398	17	17	**94.1**		374
AC73_19A-59	AC73_19A	1.155506	308233	665	2.2	-999.8392463	-230.695	13.63	1.4	0.06566	2.21	0.6679	2.0	0.07355	1.5	0.06	784	92	93	457	12	13	519	15	16	**88.1**		457
AC73_19A-58	AC73_19A	0.806433	102210	213	0.8	-1818.721916	-51.690	13.07	1.2	0.05610	1.77	0.5945	1.8	0.07663	1.2	0.15	447	81	83	476	8	11	473	13	14	**100.5**		476

							8																				
AC73_19A-66	AC73_19A	0.926903	150406	303	0.5	717.5610692	156.9178	12.88	1.2	0.06046	1.99	0.6422	2.5	0.07779	1.2	0.60	609	87	89	483	9	11	503	20	21	**96.0**		483
AC73_19A-67	AC73_19A	1.288122	92480	190	1.4	-996.8050648	-114.629	12.70	1.5	0.05535	2.51	0.6050	3.1	0.07893	1.5	0.51	409	114	115	490	12	14	479	23	23	**102.2**		490
AC73_19A-92	AC73_19A	0.853932	102203	202	0.9	-824.0392013	-94.9728	12.55	1.3	0.05991	1.68	0.6600	1.8	0.07990	1.2	0.32	589	70	72	496	10	12	514	13	15	**96.4**		496
AC73_19A-32	AC73_19A	0.862723	59501	111	1.7	-1432.586404	-33.8041	12.46	1.2	0.05893	2.05	0.6564	2.1	0.08055	1.3	0.31	544	83	84	499	10	12	511	16	17	**97.7**		499
AC73_19A-81	AC73_19A	0.132294	274337	541	1.1	-6824.64635	-50.1875	12.23	2.0	0.05855	1.71	0.6643	1.9	0.08090	1.4	0.52	543	76	78	501	12	14	517	14	15	**97.0**		501
AC73_19A-38	AC73_19A	-0.03277	51680	94	1.1	-670.4429561	-44.453	11.76	1.0	0.05849	1.78	0.6868	1.9	0.08485	1.1	0.27	532	76	78	525	8	11	530	15	16	**99.0**		525
AC73_19A-83	AC73_19A	0.24184	81724	144	1.1	-693.3132546	-80.6573	11.78	1.0	0.05883	1.81	0.6970	1.6	0.08498	1.0	0.05	549	76	78	526	7	10	537	12	13	**98.0**		526
AC73_19A-23	AC73_19A	0.034268	138699	241	0.1	-4791.729078	-28.9585	11.77	1.2	0.05737	1.26	0.6762	1.6	0.08515	1.2	0.52	500	52	55	527	9	12	524	12	13	**100.5**		527
AC73_19A-13	AC73_19A	0.035049	70678	120	1.0	-1314.780654	-36.2875	11.73	1.1	0.05782	1.70	0.6896	1.5	0.08547	1.1	0.21	524	66	68	529	9	11	532	11	12	**99.4**		529
AC73_19A-48	AC73_19A	0.094218	123627	210	1.3	-1010.778546	-75.3927	11.48	1.2	0.05824	1.14	0.7001	1.6	0.08751	1.2	0.65	540	44	47	541	10	12	538	12	13	**100.5**		541
AC73_19A-9	AC73_19A	0.988039	58518	105	1.5	-622.0414183	-103.271	11.42	1.3	0.07526	3.85	0.9147	3.9	0.08775	1.3	0.14	1044	162	163	542	12	14	657	38	38	82.5		542
AC73_19A-	AC73_19A	1.0859	80065	125	1.0	-516.26	-95.	11.14	1.2	0.05878	1.76	0.7308	2.1	0.08990	1.2	0.5	549	78	80	555	10	13	556	17	18	**99.8**		555

62		79				90111	8787									5											
AC73_19A-10	AC73_19A	0.016816	155645	265	1.0	-2368.043355	-87.7702	11.00	1.7	0.06448	1.84	0.8148	2.4	0.09113	1.7	0.60	751	75	77	562	16	18	604	21	22	**93.0**		562
AC73_19A-34	AC73_19A	0.322609	288515	431	0.4	-8034.942509	-35.8103	10.43	1.4	0.06208	1.72	0.8228	2.3	0.09623	1.4	0.69	666	70	72	592	14	16	608	19	20	**97.3**		592
AC73_19A-98	AC73_19A	0.201604	310152	492	0.3	-2730.2228	-84.7259	10.14	0.9	0.06118	0.96	0.8355	1.2	0.09870	0.9	0.34	641	38	42	607	7	11	616	9	11	**98.4**		607
AC73_19A-85	AC73_19A	1.804212	52156	81	1.0	-944.0663426	-40.085	9.95	1.1	0.06157	1.72	0.8485	2.3	0.09985	1.6	0.27	645	71	73	613	16	19	622	21	22	**98.6**		613
AC73_19A-22	AC73_19A	0.927141	55248	87	1.1	831.5865	44.17441	9.85	2.1	0.07127	7.36	1.0099	8.3	0.10182	2.1	0.49	912	280	280	625	23	25	702	80	81	**89.0**		625
AC73_19A-3	AC73_19A	3.3916	32696	50	1.4	-511.092956	-72.4705	9.86	2.0	0.08069	8.54	1.1527	9.3	0.10223	1.9	0.39	1045	275	275	627	22	23	753	88	89	83.3		627
AC73_19A-16	AC73_19A	-0.22666	27686	38	2.0	-673.2700806	-26.6398	9.58	1.3	0.06436	2.78	0.9327	3.1	0.10485	1.3	0.38	740	119	120	643	13	16	665	28	29	**96.6**		643
AC73_19A-30	AC73_19A	0.131266	148417	216	0.3	-1180.30264	-100.088	9.51	1.0	0.06026	1.36	0.8778	1.3	0.10520	1.0	-0.08	606	57	60	645	8	12	640	10	12	**100.8**		645
AC73_19A-52	AC73_19A	0.434118	85636	120	1.3	-553.3729715	-74.2331	9.35	1.0	0.06247	1.65	0.9249	1.6	0.10714	1.0	0.05	676	67	69	656	8	12	664	14	16	**98.8**		656
AC73_19A-78	AC73_19A	0.412643	132573	194	0.7	-4051.336814	-40.5133	9.28	1.3	0.06021	1.70	0.8997	1.7	0.10797	1.3	0.26	603	72	74	661	14	17	651	15	16	**101.5**		661
AC73_19A-4	AC73_19A	2.559489	47434	58	1.9	-939.5591107	-55.3549	9.06	1.2	0.07070	2.78	1.0806	2.8	0.11062	1.2	0.15	930	111	112	676	13	16	742	29	30	**91.1**		676
AC73_19A-	AC73_19A	0.3692	229908	331	0.6	-5419.7	-55.	8.75	1.7	0.06925	1.92	1.0953	1.9	0.11454	1.7	0.3	899	80	82	699	20	22	751	19	20	**93.1**		699

100		96				42574	0824									4											
AC73_19A-12	AC73_19A	2.808403	123348	153	0.5	-10.25567483	-8807.85	8.49	2.2	0.08648	2.35	1.4260	4.2	0.11846	2.3	0.92	1340	89	90	721	29	31	896	49	50	80.5		721
AC73_19A-75	AC73_19A	0.021225	809465	976	0.2	-11395.61054	-67.816	7.55	1.3	0.06850	1.35	1.2585	1.4	0.13260	1.3	0.36	880	54	56	803	15	19	827	14	16	**97.1**		803
AC73_19A-84	AC73_19A	1.307832	64397	73	1.3	-239.5829443	-155.304	7.30	1.1	0.07190	2.46	1.3850	3.1	0.13730	1.1	0.64	960	101	102	829	13	17	878	35	36	**94.4**		829
AC73_19A-63	AC73_19A	0.025388	459913	477	0.1	-8952.694358	-36.6366	6.52	1.0	0.07529	1.33	1.6025	2.4	0.15361	1.0	0.60	1095	69	72	921	12	17	969	28	30	**95.0**		921
AC73_19A-51	AC73_19A	0.053406	353205	333	0.7	-4031.890549	-79.748	6.49	1.3	0.06888	1.04	1.4727	1.7	0.15445	1.3	0.77	892	40	43	926	18	22	919	18	20	**100.8**		926
AC73_19A-104	AC73_19A	1.077217	40505	42	0.6	228.0689984	105.3271	6.32	2.1	0.07966	5.31	1.7385	4.4	0.15875	2.1	-0.16	1154	200	201	950	35	37	1019	56	57	**93.2**		950
AC73_19A-88	AC73_19A	0.097229	520023	488	0.8	-6365.82835	-96.3829	6.21	1.0	0.07570	0.87	1.6898	1.2	0.16126	1.0	0.61	1085	31	35	964	13	19	1004	12	15	**96.0**		964
AC73_19A-26	AC73_19A	0.327481	214373	201	1.1	-3032.201703	-59.5676	6.20	1.0	0.07272	1.10	1.6230	1.2	0.16140	1.0	0.00	1001	42	45	964	11	17	979	13	15	**98.6**		964
AC73_19A-37	AC73_19A	0.097972	68215	63	0.8	-588.3472308	-51.076	6.01	1.2	0.07397	1.31	1.6958	1.3	0.16709	1.2	0.41	1032	51	53	996	18	23	1006	14	16	**99.0**		996
AC73_19A-15	AC73_19A	0.489197	204752	176	0.6	-3986.161684	-50.3083	5.85	1.0	0.07236	1.11	1.7152	1.3	0.17124	1.0	0.37	991	42	44	1019	13	19	1014	14	16	**100.5**		1019
AC73_19A-28	AC73_19A	1.155689	125768	111	1.7	3.077513172	14124.41	5.81	2.0	0.08937	1.85	2.1424	2.4	0.17342	2.1	0.65	1403	69	70	1030	37	39	1160	32	34	**88.8**		1030
AC73_19A-46	AC73_19A	-0.0226	467912	397	0.1	-5373.517511	-49.1381	5.68	1.1	0.07432	0.71	1.8155	1.2	0.17663	1.1	0.82	1047	24	29	1048	15	21	1050	12	15	**99.8**		1048

AC73_19A-54	AC73_19A	0.750593	145155	131	0.9	-620.1792522	-199.437	5.67	1.3	0.07237	1.58	1.7724	2.0	0.17674	1.3	0.51	990	63	65	1049	21	26	1034	23	25	**101.4**		1049
AC73_19A-93	AC73_19A	1.4754	110535	94	0.8	-1239.245607	-68.457	5.57	1.2	0.07647	1.94	1.8990	1.9	0.18008	1.3	0.04	1111	65	66	1067	20	25	1079	22	24	**98.9**		1067
AC73_19A-33	AC73_19A	0.069705	594278	497	0.1	-15349.65885	-26.7265	5.53	1.4	0.07490	0.99	1.8816	1.4	0.18159	1.3	0.73	1061	36	40	1075	21	26	1074	17	19	**100.2**		1075
AC73_19A-107	AC73_19A	1.215067	239939	206	2.0	241.1993582	507.1299	5.46	1.2	0.08803	2.65	2.1774	1.2	0.18323	1.2	0.18	1374	91	92	1084	18	23	1174	14	17	**92.4**		1084
AC73_19A-73	AC73_19A	0.28939	169618	136	1.2	-1778.047574	-50.5689	5.32	1.0	0.08041	1.31	2.0913	1.2	0.18822	1.0	0.04	1186	39	41	1112	13	20	1145	13	16		93.7	1112
AC73_19A-102	AC73_19A	0.182505	567023	447	0.8	-2741.084175	-113.539	5.19	0.8	0.07934	0.76	2.1059	0.9	0.19243	0.9	0.71	1178	25	30	1134	11	19	1150	8	12		96.3	1134
AC73_19A-39	AC73_19A	0.348564	84831	66	0.7	-1149.20654	-45.8286	5.16	1.1	0.07971	1.29	2.1190	1.5	0.19345	1.2	0.51	1180	48	50	1140	20	25	1153	19	21		96.6	1140
AC73_19A-31	AC73_19A	0.379881	113140	87	1.9	-1613.210894	-66.4743	5.13	1.4	0.07635	1.27	2.0450	1.6	0.19576	1.5	0.75	1099	47	50	1152	27	31	1130	19	21		104.8	1152
AC73_19A-11	AC73_19A	0.018249	351288	268	1.3	-8158.943396	-71.8913	4.97	0.9	0.07834	1.02	2.1860	1.0	0.20129	0.9	-0.01	1153	37	40	1182	12	20	1176	10	14		102.5	1182
AC73_19A-72	AC73_19A	0.680561	257294	192	1.4	-3122.593169	-42.5005	4.94	0.9	0.08122	1.69	2.2827	2.1	0.20279	0.9	0.81	1214	56	57	1190	13	21	1203	25	26		98.1	1190
AC73_19A-47	AC73_19A	0.274041	109311	83	0.7	-2545.764523	-30.6756	4.92	1.3	0.08006	1.30	2.2576	1.4	0.20410	1.3	0.40	1191	49	52	1197	22	27	1198	17	20		100.5	1197
AC73_19A-105	AC73_19A	-0.02698	361247	283	0.5	-5138.140308	-69.7714	4.87	1.6	0.08308	1.12	2.3705	1.4	0.20615	1.5	0.64	1267	41	44	1208	29	33	1233	17	20		95.3	1208

AC73_19A-20	AC73_19A	0.4278	147733	107	0.7	-2510.285622	-47.6489	4.84	1.0	0.08270	1.11	2.3688	1.1	0.20703	1.0	0.13	1257	41	43	1213	15	22	1233	13	16		96.5	1213
AC73_19A-90	AC73_19A	0.89087	95908	75	0.7	-1378.3198	-60.8508	4.82	1.3	0.08322	1.89	2.3910	1.9	0.20788	1.3	0.30	1266	69	71	1217	24	29	1238	25	27		96.2	1217
AC73_19A-99	AC73_19A	0.008431	1019960	758	0.6	-5856.963529	-104.688	4.78	1.1	0.07816	0.85	2.2678	1.1	0.20983	1.1	0.58	1147	30	34	1228	18	24	1202	13	16		107.0	1228
AC73_19A-86	AC73_19A	0.108067	229102	156	0.5	-3258.950952	-45.2325	4.47	0.9	0.08427	0.86	2.6133	1.0	0.22419	1.0	0.31	1295	30	33	1304	14	22	1304	10	14		100.7	1304
AC73_19A-55	AC73_19A	0.176906	505737	346	0.9	-1170.271425	-234.472	4.36	1.1	0.08851	1.17	2.8099	1.2	0.22968	1.1	0.23	1389	43	46	1333	21	27	1358	14	17		96.0	1333
AC73_19A-60	AC73_19A	0.240093	40907	28	1.6	-1031.008725	-29.0285	4.52	4.1	0.08998	1.99	2.8638	2.5	0.23100	1.6	0.73	1403	75	77	1339	33	38	1365	38	39		95.5	1339
AC73_19A-25	AC73_19A	0.480967	222744	143	1.1	-3174.312426	-75.4046	4.06	1.5	0.10282	1.23	3.5146	1.3	0.24690	1.5	0.54	1672	44	46	1422	34	39	1530	18	21		85.0	1422
AC73_19A-53	AC73_19A	-0.07053	102688	62	1.3	-1271.013037	-33.7602	4.04	1.1	0.09111	0.95	3.1108	1.4	0.24837	1.0	0.71	1444	33	36	1430	18	26	1438	18	20		99.0	1430
AC73_19A-101	AC73_19A	-0.11908	462945	289	1.1	-10312.58355	-48.6513	3.82	1.1	0.09115	1.00	3.3479	1.6	0.26223	1.1	0.19	1447	35	38	1501	22	29	1491	22	24		103.8	1447
AC73_19A-61	AC73_19A	0.262003	464489	276	0.5	-978.443288	-373.904	3.95	1.6	0.10359	1.49	3.6372	1.8	0.25376	1.6	0.55	1686	54	55	1458	37	41	1557	27	29		86.4	1458
AC73_19A-79	AC73_19A	-0.27453	192283	114	2.0	-3941.275008	-39.0325	3.90	1.3	0.09585	1.22	3.4089	1.7	0.25687	1.3	0.68	1540	44	47	1473	28	34	1505	25	27		95.7	1473
AC73_19A-6	AC73_19A	2.6305	209306	123	1.4	-933.10	-144	3.87	1.3	0.11564	4.27	4.0420	4.3	0.25743	1.1	0.6	1843	137	137	1476	22	30	1649	73	74		80.1	1476

		15				85991	.597									6												
AC73_19A-14	AC73_19A	0.001649	254282	137	1.4	-11134.42705	-29.091	3.48	1.4	0.09678	1.13	3.8232	1.9	0.28524	1.8	0.82	1560	40	43	1617	49	53	1596	29	31		103.7	1560
AC73_19A-41	AC73_19A	-0.00350 9	185602	99	1.4	-3824.039959	-49.1024	3.52	1.0	0.09848	0.85	3.8825	1.2	0.28461	1.0	0.61	1593	28	32	1614	20	29	1609	15	19		101.3	1593
AC73_19A-24	AC73_19A	0.234252	101150	48	1.5	-1488.433078	-91.0765	3.15	1.2	0.12120	2.02	5.3417	2.2	0.31827	1.2	0.30	1966	68	69	1781	31	39	1873	34	36		90.6	1966
AC73_19A-36	AC73_19A	-0.00914 4	153757	64	2.3	-4823.881899	-24.4698	2.86	1.1	0.12121	0.87	5.8763	1.0	0.35073	1.1	0.72	1971	28	31	1938	25	35	1957	13	18		98.3	1971
AC73_19A-1	AC73_19A	0.052098	234871	92	1.6	1054.071085	124.2328	2.56	1.1	0.12812	1.24	6.9392	1.4	0.39072	1.2	0.40	2069	42	45	2126	32	42	2103	22	25		102.7	2069
AC73_19A-74	AC73_19A	0.833252	512325	147	1.4	-1956.939749	-173.197	2.02	1.1	0.18379	1.24	12.6020	1.2	0.49612	1.1	0.05	2684	38	40	2597	35	47	2649	19	23		96.7	2684
AC73_19A-77	AC73_19A	0.015311	186667	446	1.3	-17733.88537	-63.8574	1.54	1.0	0.26164	0.85	23.4509	0.9	0.65043	1.0	0.50	3254	23	26	3229	35	51	3245	12	18		99.2	3254
Discordant zircons (>20%)																												
AC73_19A-89	AC73_19A	12.40423	4295	330	1.5	-16.39479515	-162.713	508.88	5.2	0.22871	14.44	0.0684	14.7	0.00206	5.0	0.54	2294	937	938	13	1	1	66	19	19	20.0	0.6	13
AC73_19A-82	AC73_19A	-0.78103	3061	227	1.7	-75.78826116	-64.0921	448.77	5.2	0.14326	14.53	0.0543	19.4	0.00219	3.8	-0.08	2170	590	590	14	1	1	53	20	20	26.6	0.6	14
AC73_19A-91	AC73_19A	8.504872	12798	912	3.4	-50.09971958	-120.4	458.42	2.1	0.09555	6.96	0.0295	8.0	0.00221	2.2	0.39	1328	302	303	14	1	1	29	5	5	48.4	1.1	14
AC73_19A-68	AC73_19A	7.693481	5696	266	2.7	-35.57806752	-104.21	290.20	2.9	0.08489	5.76	0.0431	7.3	0.00342	2.6	0.28	1288	263	263	22	1	1	43	6	6	51.6	1.7	22
AC73_19A-71	AC73_19A	4.898468	18783	750	3.9	-181.1950293	-56.179	294.82	3.5	0.08956	12.93	0.0502	17.4	0.00350	4.2	0.54	1128	505	506	23	2	2	49	16	16	46.0	2.0	23

							8																			
AC73_19A-19	AC73_19A	1.421697	7208	212	1.5	25.81670962	143.9326	197.23	2.1	0.12427	6.886	0.0876	7.2	0.00509	2.1	0.26	1966	250	250	33	1	1	85	12	12	38.5	1.7	33
AC73_19A-76	AC73_19A	-5.1196	3700	95	0.7	-61.52990048	-46.7842	183.07	2.6	0.06536	12.20	0.0498	12.8	0.00555	2.5	0.09	387	561	561	36	2	2	49	12	12	73.0	9.2	36
AC73_19A-8	AC73_19A	1.2285	7393	177	0.8	-299.6088574	-29.9221	159.96	2.1	0.06676	6.51	0.0565	7.2	0.00631	2.2	0.22	753	367	368	41	2	2	56	8	8	72.9	5.4	41
AC73_19A-21	AC73_19A	-7.3401	2260	48	1.0	-65.74106243	-32.8982	148.84	3.6	0.09422	24.90	0.0857	22.6	0.00700	3.8	-0.01	705	585	585	45	3	3	79	30	30	56.6	6.4	45
AC73_19A-45	AC73_19A	7.146029	19723	191	1.5	-126.0491337	-117.757	69.88	1.4	0.09355	10.04	0.1847	10.0	0.01435	1.4	-0.11	1256	360	361	92	2	2	170	30	30	54.2	7.3	92
AC73_19A-56	AC73_19A	7.632072	59754	494	1.4	332.889138	38.49464	56.23	2.6	0.11412	11.36	0.2837	11.4	0.01795	2.7	0.18	1649	439	439	115	6	6	249	51	51	46.0	7.0	115
AC73_19A-42	AC73_19A	11.31991	31745	179	0.8	98.24409805	80.18133	36.41	2.2	0.16806	6.82	0.6548	8.3	0.02768	2.3	0.79	2441	275	276	176	8	8	502	67	68	35.1	7.2	176
AC73_19A-80	AC73_19A	3.710149	20475	97	1.9	-247.9923269	-147.665	28.79	3.3	0.10963	24.32	0.5359	24.7	0.03497	3.2	0.28	1369	838	839	222	13	14	412	163	163	53.8	16.2	222
AC73_19A-44	AC73_19A	2.070164	52608	205	1.8	-265.081332	-195.178	23.97	1.8	0.07454	7.31	0.4417	8.6	0.04196	1.8	0.83	905	289	290	265	9	9	364	52	52	72.8	29.3	265
AC73_19A-97	AC73_19A	3.858348	429878	818	2.2	483.7952691	8.798115	11.86	1.4	0.09979	1.45	1.1648	1.1	0.08458	1.4	0.14	1615	52	54	523	12	15	784	9	12	66.8	32.4	523
AC73_19A-7	AC73_19A	3.741816	43613	74	2.1	-841.0964344	-81.5329	11.09	2.4	0.08558	10.32	1.0863	11.8	0.09062	2.4	0.58	1204	382	383	559	25	26	729	117	118	76.7	46.4	559

08 April 2022 – Sample	Data for Tera-Wasserburg	Data for Wetherill plot	Dates	

AC66/19(A)								plot																					
Identifier	Comments	f206c	206Pb	U ppm	Th/U	206Pb/204Pb	1s %	238U/206Pb	1s %	207Pb/206Pb	1s %	207Pb/235U	1s %	206Pb/238U	1s %	Rho	207Pb/206Pb	2s (abs)	2ssys (abs)	206Pb/238U	2s (abs)	2ssys (abs)	207Pb/235U	2s (abs)	2ssys (abs)	% conc 1	% conc 2	Best age	2s (abs)
AC66_19-58	AC66_19A	83.57321	759	148	1.9	19.23396	62.85367	846.61	4.8	0.05135	29.42	0.0100	25.9	0.00129	5.6	0.12	888	821	821	8	1	1	10	5	5	83.6		8	1
AC66_19-51	AC66_19A	-2.1689 1	14286	2433	0.5	-404.008	-64.9918	695.24	3.0	0.05528	4.600	0.0111	3.7	0.00146	2.7	0.13	348	206	206	9	0	1	11	1	1	84.3		9	0
AC66_19-1	AC66_19A	3.6161 26	16503	201	0.8	240.7513	49.11996	193.66	1.4	0.05049	3.755	0.0362	3.9	0.00518	1.4	0.17	247	229	229	33	1	1	36	3	3	**92.2**		33	1
AC66_19-42	AC66_19A	7.2370 43	4917	129	1.2	-278.4	-29.5314	104.10	2.5	0.05546	5.488	0.0752	5.7	0.00977	2.8	0.35	234	296	296	63	3	4	73	8	8	85.5		63	3
AC66_19-32	AC66_19A	-0.2139 1	13566	272	1.7	2852.934	65.31763	91.41	1.7	0.05406	3.677	0.0825	3.6	0.01101	1.7	-0.01	377	199	199	71	2	2	80	6	6	87.8		71	2
AC66_19-35	AC66_19A	2.1482 17	14211	295	1.6	-277.103	-38.1225	85.45	1.7	0.05167	3.000	0.0844	3.2	0.01168	1.5	0.39	216	159	159	75	2	2	82	5	5	**91.1**		75	2
AC66_19-4	AC66_19A	0.7404 07	76146	446	1.2	28856.36	69.49789	84.64	0.7	0.05137	1.600	0.0840	1.6	0.01182	0.7	0.31	244	71	71	76	1	1	82	2	2	**92.5**		76	1
AC66_19-70	AC66_19A	-0.3696 9	45729	354	1.0	-3416.3	-20.1869	29.08	0.9	0.04943	1.644	0.2356	1.5	0.03436	0.8	0.05	147	78	78	218	3	4	215	6	6	**101.5**		218	3
AC66_19-80	AC66_19A	0.5110 34	92507	695	1.4	46957.27	28.67533	28.77	0.8	0.05276	1.511	0.2545	1.5	0.03482	0.8	0.19	304	69	69	221	3	4	230	6	6	**95.9**		221	3
AC66_19-53	AC66_19A	0.2796 68	43358	305	1.5	-1208.31	-26.5575	27.81	0.8	0.05503	1.544	0.2747	1.6	0.03601	0.8	0.24	401	70	70	228	3	4	246	7	7	**92.6**		228	3
AC66_19-	AC66_19A	0.5340	19481	106	1.5	-230.8	-45.	27.82	1.1	0.05597	2.7	0.2815	2.6	0.03607	1.1	0.0	409	132	132	228	4	5	251	12	12	**90.9**		228	4

28		73				37	9835				9					7													
AC66_19-117	AC66-19	0.838794	57506	201	2.2	31.43861	1161.685	26.86	1.1	0.05659	2.29	0.2976	3.1	0.03734	1.1	0.47	479	105	113	236	5	5	264	13	14	**89.6**		236	5
AC66_19-36	AC66_19A	-0.587399	78387	495	0.8	-1168.55	-30.062	25.68	0.7	0.05199	1.455	0.2807	1.4	0.03899	0.7	0.02	268	67	67	247	2	3	251	6	6	**98.2**		247	2
AC66_19-100	AC66-19	1.852094	131402	407	2.0	-2615.96	-58.5549	25.49	1.3	0.05775	3.34	0.3141	3.3	0.03932	1.3	-0.06	495	127	130	249	6	6	277	15	16	**89.8**		249	6
AC66_19-48	AC66_19A	0.813901	54523	326	0.7	-1117.36	-45.6916	24.47	0.7	0.05584	2.68	0.3163	2.4	0.04092	0.7	0.55	415	102	102	259	3	4	279	11	11	**92.8**		259	3
AC66_19-47	AC66_19A	1.571673	75009	448	1.2	-2318.98	-48.7928	24.44	0.8	0.05852	3.80	0.3322	3.8	0.04095	0.8	0.09	504	158	158	259	3	4	290	19	19	**89.2**		259	3
AC66_19-11	AC66_19A	-0.03387	33243	78	0.8	-799.426	-41.7063	23.52	0.9	0.05380	3.633	0.3168	3.4	0.04258	0.9	-0.09	309	167	167	269	4	5	279	17	17	**96.5**		269	4
AC66_19-81	AC66_19A	1.305532	74999	433	0.6	1396.321	37.69056	22.62	0.7	0.05912	1.688	0.3630	1.8	0.04426	0.7	0.31	554	72	72	279	3	4	314	10	10	88.9		279	3
AC66_19-115	AC66-19	0.710706	103648	289	1.0	129.2516	275.6501	21.17	1.4	0.05751	2.988	0.3769	3.5	0.04749	1.3	0.51	472	118	123	299	7	8	323	18	18	**92.5**		299	7
AC66_19-126	AC66-19	1.159155	51545	132	2.7	414.8489	63.55761	18.93	1.3	0.05533	2.488	0.4054	2.4	0.05300	1.3	0.16	406	105	111	333	8	9	345	13	14	**96.5**		333	8
AC66_19-95	AC66-19	-1.426667	7562	18	2.4	-132.658	-36.7303	18.31	3.7	0.05787	7.01	0.4271	6.4	0.05519	3.1	-0.02	468	244	245	346	21	21	366	42	43	**94.5**		346	21
AC66_19-12	AC66_19A	0.317256	420366	782	0.7	-9663.89	-47.3342	17.78	1.1	0.05347	0.88	0.4172	1.2	0.05634	1.1	0.68	345	41	41	353	7	7	354	7	7	**99.8**		353	7
AC66_19-79	AC66_19A	0.173874	47113	206	1.5	-5501.15	-34.2276	16.56	1.3	0.05543	1.47	0.4665	1.6	0.06081	1.3	0.23	414	66	66	380	9	10	388	11	11	**98.0**		380	9

AC66_19-24	AC66_19A	0.066321	123783	340	0.6	-514.625	-152.112	14.75	0.7	0.05805	1.14	0.5461	0.9	0.06785	0.8	-0.03	525	50	50	423	5	6	442	7	7	**95.7**		423	5
AC66_19-39	AC66_19A	0.09505	129870	468	0.5	-1519.98	-42.2086	14.71	0.9	0.05753	1.03	0.5433	0.9	0.06812	0.9	0.19	519	53	53	425	7	7	440	7	7	**96.5**		425	7
AC66_19-56	AC66_19A	5.8644 1	13762	53	2.7	-394.038	-40.8521	14.80	1.7	0.06222	4.50	0.5820	3.9	0.06813	1.7	-0.12	599	189	189	425	14	14	463	29	29	**91.8**		425	14
AC66_19-29	AC66_19A	1.8021	65174	193	0.4	211.0048	214.1013	14.63	1.1	0.06137	1.37	0.5828	1.0	0.06852	1.1	0.08	645	59	59	427	8	9	466	8	8	**91.7**		427	8
AC66_19-8	AC66_19A	0.345744	336109	369	0.7	3416.446	45.69646	14.37	1.3	0.06053	1.89	0.5823	1.5	0.06968	1.3	0.10	618	80	80	434	10	11	466	11	11	**93.2**		434	10
AC66_19-21	AC66_19A	0.556672	53719	111	0.3	1425.546	42.47221	14.21	1.0	0.06127	3.79	0.5965	3.5	0.07044	1.0	-0.20	622	156	156	439	8	9	474	26	26	**92.6**		439	8
AC66_19-57	AC66_19A	0.092104	59261	206	1.6	5202.129	394.0499	13.60	0.7	0.05689	1.20	0.5797	1.1	0.07363	0.7	0.18	489	57	57	458	5	6	464	8	8	**98.7**		458	5
AC66_19-65	AC66_19A	0.537673	45566	157	1.3	-3131.13	-30.4553	13.57	1.3	0.05684	2.03	0.5826	2.5	0.07400	1.3	0.59	469	88	88	460	11	12	465	18	18	**98.9**		460	11
AC66_19-6	AC66_19A	0.556528	91086	91	1.0	275.0146	167.8175	13.51	0.7	0.06465	1.77	0.6656	1.6	0.07409	0.7	-0.09	747	78	78	461	5	6	517	13	13	**89.1**		461	5
AC66_19-22	AC66_19A	1.6636 55	66822	157	0.8	-374.866	-94.6926	13.30	0.8	0.05879	1.50	0.6138	1.4	0.07530	0.8	0.09	547	67	67	468	6	7	485	11	11	**96.4**		468	6
AC66_19-46	AC66_19A	0.252707	198839	668	1.2	-2136.47	-81.4737	13.24	0.8	0.05998	1.08	0.6289	0.8	0.07563	0.8	-0.05	597	47	47	470	6	8	495	6	6	**94.9**		470	6
AC66_19-125	AC66-19	0.061058	328813	562	0.5	3423.007	58.83976	12.93	1.5	0.05749	1.75	0.6176	2.2	0.07758	1.5	0.64	504	68	77	482	13	14	488	16	17	**98.7**		482	13
AC66_19-	AC66_19A	-0.1	46955	135	1.4	-165.9	-125	11.81	0.9	0.05739	1.8	0.6780	1.7	0.08490	0.9	0.1	482	80	80	525	8	9	525	14	14	**100.1**		525	8

38		417				42	.237				8					5													
AC66_19-25	AC66_19A	-0.06498	42207	97	2.2	-234.58	-103.178	11.80	0.9	0.05986	2.28	0.7040	2.2	0.08491	0.9	0.07	597	115	115	525	7	9	540	19	19	**97.3**		525	7
AC66_19-121	AC66-19	0.45103	73841	116	1.4	-261.306	-218.77	11.80	1.5	0.05595	2.38	0.6578	2.4	0.08509	1.5	0.24	433	101	108	526	14	15	512	18	19	**102.7**		526	14
AC66_19-90	AC66-19	0.18825	24681	366	0.6	44.50987	2578.703	11.60	1.2	0.05573	1.21	0.6665	1.6	0.08652	1.3	0.74	437	40	55	535	12	13	518	11	13	**103.2**		535	12
AC66_19-77	AC66_19A	0.34813	63890	194	1.4	10851.62	58.88387	11.33	1.1	0.06108	1.95	0.7476	1.6	0.08847	1.1	-0.08	628	81	81	546	11	11	566	13	13	**96.5**		546	11
AC66_19-76	AC66_19A	1.11259	34848	98	1.5	3674.76	43.22211	10.96	1.0	0.06250	2.07	0.7906	2.1	0.09144	0.9	0.30	705	103	103	564	9	10	590	19	19	**95.5**		564	9
AC66_19-19	AC66_19A	0.20218	91716	140	2.5	131.4401	535.8013	10.95	0.8	0.06076	1.46	0.7707	1.4	0.09145	0.8	0.22	622	64	64	564	8	9	580	13	13	**97.3**		564	8
AC66_19-109	AC66-19	-0.01105	64572	99	0.9	-92.6094	-400.621	11.09	2.7	0.06374	2.21	0.8027	2.7	0.09171	2.6	0.50	718	85	92	565	27	28	597	23	24	**94.7**		565	27
AC66_19-73	AC66_19A	0.84527	39479	111	1.0	-1684.42	-51.3663	10.85	1.1	0.06548	2.61	0.8168	1.8	0.09169	1.3	0.08	770	102	102	565	13	14	612	21	21	**92.4**		565	13
AC66_19-26	AC66_19A	0.02197	27815	577	0.0	108.401	1619.712	10.86	0.6	0.06155	1.07	0.7872	1.1	0.09209	0.6	0.22	654	46	46	568	4	7	589	10	10	**96.4**		568	4
AC66_19-96	AC66-19	0.23657	111822	155	0.3	-2289.4	-35.5171	10.89	1.0	0.06048	1.42	0.7719	1.4	0.09214	1.0	0.43	620	56	69	568	9	11	580	10	12	**97.9**		568	9
AC66_19-10	AC66_19A	0.05618	37536	333	0.6	55498.49	31.87332	10.57	0.7	0.06049	0.79	0.7913	0.6	0.09464	0.6	0.58	618	34	34	583	5	7	592	6	6	**98.5**		583	5
AC66_19-122	AC66-19	0.56413	19645	261	0.4	275.1413	375.5169	9.94	1.4	0.06272	1.36	0.8777	1.7	0.10103	1.3	0.69	694	46	58	620	15	16	639	14	16	**97.1**		620	15
AC66_19-16	AC66_19A	0.42086	14232	181	0.8	-1190.82	-101.85	9.73	1.0	0.06827	2.50	0.9734	2.6	0.10288	1.0	0.27	866	107	107	631	10	12	689	26	26	**91.6**		631	10

AC66_19-111	AC66-19	-0.201388	45096	52	1.1	-417.655	-50.2522	9.24	1.3	0.06441	1.97	0.9623	2.4	0.10819	1.5	0.21	750	84	92	662	18	19	687	20	21	**96.3**		662	18
AC66_19-110	AC66-19	0.764632	63828	74	2.1	-474.009	-59.2342	9.22	1.0	0.06277	1.64	0.9429	1.5	0.10890	1.0	0.07	684	64	73	666	11	13	673	12	15	**98.9**		666	11
AC66_19-104	AC66-19	1.178373	70272	79	1.0	402.3458	87.41126	8.43	1.7	0.06432	3.09	1.0581	2.6	0.11963	1.8	0.08	715	123	128	728	23	24	730	26	27	**99.7**		728	23
AC66_19-45	AC66_19A	-0.06279	163227	347	0.3	-4958.55	-33.6801	8.32	1.6	0.07086	1.24	1.1859	2.0	0.12048	1.5	0.81	950	52	52	733	21	21	793	23	23	**92.4**		733	21
AC66_19-98	AC66-19	0.640629	471880	513	0.9	-59425.8	-45.0814	8.06	1.5	0.07270	1.78	1.2524	1.6	0.12444	1.5	0.30	1000	64	72	756	20	21	824	14	18	**91.7**		756	20
AC66_19-99	AC66-19	1.651304	863327	906	0.0	-35276.6	-47.4196	8.02	1.7	0.06435	1.24	1.1168	1.4	0.12565	1.6	0.78	748	40	53	763	21	22	761	12	16	**100.2**		763	21
AC66_19-113	AC66-19	0.195355	254502	270	0.3	-1230.62	-132.507	7.74	1.4	0.07583	1.76	1.3607	1.6	0.12966	1.4	0.34	1083	62	70	786	20	21	871	16	19	**90.2**		786	20
AC66_19-13	AC66_19A	-0.479299	83659	72	2.9	-1201.85	-51.8322	7.60	0.7	0.07114	1.71	1.2961	1.5	0.13170	0.7	-0.20	945	70	70	797	9	11	843	17	17	**94.7**		797	9
AC66_19-61	AC66_19A	0.171082	46662	92	1.5	-2373.06	-30.4683	7.47	0.8	0.07140	1.87	1.3274	1.9	0.13405	0.8	0.22	957	76	76	811	11	13	856	22	22	**94.7**		811	11
AC66_19-23	AC66_19A	1.260433	35140	45	1.0	-223.86	-110.568	7.19	1.0	0.06954	2.55	1.3410	2.1	0.13938	1.0	-0.27	896	101	101	841	15	16	862	24	24	**97.6**		841	15
AC66_19-74	AC66_19A	0.001783	686758	1318	0.6	-30434.0	-40.8972	6.85	1.1	0.07536	1.13	1.5257	1.7	0.14612	1.1	0.76	1075	45	45	879	17	19	940	21	21	**93.5**		879	17
AC66_19-83	AC66-19	-0.0413	132283	117	1.3	3600.82	31.28414	6.84	1.1	0.07375	1.69	1.4958	1.9	0.14659	1.1	0.45	1023	59	67	882	16	18	927	20	22	**95.1**		882	16

		6																									
AC66_19-34	AC66_19A	1.3113343	49177	75	0.8	-662.975	-60.4547	6.47	0.7	0.07308	1.72	1.5675	1.6	0.15476	0.7	0.01	1006	68	68	928	10	13	956	20	20	**97.0**		928	10
AC66_19-49	AC66_19A	0.08125	101975	166	1.3	-1483.29	-34.4647	6.44	0.8	0.07394	1.26	1.5827	1.1	0.15560	0.8	0.36	1031	50	50	932	11	13	962	14	14	**96.9**		932	11
AC66_19-118	AC66-19	0.135233	212080	183	1.2	364.559	358.2793	6.33	0.9	0.07208	1.73	1.5787	1.5	0.15815	0.9	-0.09	981	63	71	946	13	16	961	15	19	**98.5**		946	13
AC66_19-86	AC66-19	17.9097	482295	393	1.0	2261.699	117.2405	6.26	1.1	0.07111	1.30	1.5768	1.4	0.16027	1.0	0.49	955	41	53	958	16	18	960	14	18	**99.8**		958	16
AC66_19-88	AC66-19	-0.05283	232373	185	1.3	722.0554	186.143	6.05	0.9	0.07150	1.26	1.6391	1.4	0.16554	0.9	0.50	968	39	51	987	14	17	985	13	17	**100.3**		987	14
AC66_19-67	AC66_19A	0.09161 7	318926	506	1.7	-16196	-33.0531	5.91	1.4	0.08481	1.19	1.9963	1.7	0.16980	1.4	0.71	1306	44	44	1011	25	26	1113	22	22	**90.8**		1011	25
AC66_19-27	AC66_19A	0.08174 3	330817	376	0.2	-2754.47	-66.6662	5.86	0.9	0.07825	0.70	1.8534	0.8	0.17081	0.9	0.58	1151	29	29	1016	16	18	1064	10	10	**95.5**		1016	16
AC66_19-72	AC66_19A	0.39806 4	117156	185	1.2	-2368.06	-43.7725	5.84	0.8	0.07810	0.78	1.8574	0.9	0.17155	0.8	0.51	1146	31	31	1021	12	15	1066	11	11	**95.8**		1021	12
AC66_19-30	AC66_19A	0.41245 4	59415	71	0.8	415.229	78.14107	5.84	0.9	0.07955	1.64	1.8910	1.6	0.17161	0.9	0.11	1173	65	65	1021	14	17	1076	21	21	**94.9**		1021	14
AC66_19-17	AC66_19A	0.11549	880878	646	0.6	-52719.4	-67.8411	5.78	1.1	0.07681	0.76	1.8443	1.0	0.17323	1.1	0.72	1114	30	30	1030	19	21	1061	13	13	**97.1**		1030	19
AC66_19-101	AC66-19	0.24659 8	275685	195	1.3	-5649.18	-56.9508	5.73	1.9	0.07474	1.66	1.8087	2.0	0.17532	1.9	0.64	1057	60	69	1041	35	36	1048	24	27	**99.4**		1041	35
AC66_19-119	AC66-19	0.22830 4	305902	227	1.0	-2503.74	-90.348	5.63	1.0	0.07524	1.61	1.8532	1.6	0.17800	1.0	0.21	1069	57	66	1056	16	19	1064	17	21	**99.3**		1056	16

							8																					
AC66_19-40	AC66_19A	-0.2006	159631	216	0.4	-1629.72	-51.0594	5.61	0.8	0.07541	0.86	1.8648	1.0	0.17835	0.8	0.29	1076	35	35	1058	12	15	1068	13	13	**99.0**		1058	12
AC66_19-5	AC66_19A	0.035863	345127	134	0.6	-71.6434	-2751.6	5.59	1.2	0.07606	0.89	1.8895	1.1	0.17943	1.2	0.69	1094	35	35	1064	23	24	1077	14	14	**98.8**		1064	23
AC66_19-69	AC66_19A	0.635099	109983	154	0.9	-1670.84	-94.3544	5.46	1.0	0.09281	1.09	2.3541	1.1	0.18320	1.0	0.43	1481	42	42	1084	18	20	1228	16	16	88.3		1084	18
AC66_19-64	AC66_19A	-0.0112	235289	338	2.1	-10807.2	-30.8586	5.42	0.7	0.08050	0.75	2.0590	0.7	0.18458	0.7	0.36	1206	29	29	1092	10	13	1135	10	10	**96.2**		1092	10
AC66_19-59	AC66_19A	0.008866	109253	150	1.2	904.1704	144.4563	5.34	1.1	0.07880	1.19	2.0473	0.9	0.18761	1.0	0.20	1161	48	48	1108	19	21	1131	13	13		95.4	1108	19
AC66_19-52	AC66_19A	0.107675	146392	190	0.3	-3928.16	-37.2892	5.24	0.9	0.08026	0.89	2.1243	1.0	0.19101	0.9	0.53	1200	35	35	1127	16	18	1156	14	14		93.9	1127	16
AC66_19-66	AC66_19A	-0.3165 1	81628	105	0.5	-7379.72	-23.2767	4.99	0.9	0.08408	1.99	2.3382	1.9	0.20081	0.9	0.12	1283	74	74	1180	17	19	1222	27	27		91.9	1180	17
AC66_19-9	AC66_19A	0.068259	448520	182	0.4	-36057.9	-32.8945	4.92	0.8	0.08992	0.75	2.5231	0.5	0.20273	0.7	0.26	1421	28	28	1190	12	15	1278	8	8		83.8	1190	12
AC66_19-14	AC66_19A	-0.0534	620001	336	0.1	-7594.62	-71.9229	4.83	0.7	0.09077	0.89	2.6039	1.0	0.20729	0.7	0.42	1440	33	33	1214	13	16	1301	14	14		84.3	1214	13
AC66_19-85	AC66-19	0.209945	146075	88	0.7	1317.367	60.54283	4.81	0.8	0.08090	1.22	2.3270	1.2	0.20854	0.8	0.38	1213	36	48	1221	15	19	1220	11	17		100.7	1221	15
AC66_19-91	AC66-19	0.936835	160537 3	983	0.9	1812.567	301.7539	4.79	0.9	0.08204	2.17	2.3700	2.5	0.20907	0.9	0.64	1245	78	84	1224	17	20	1228	31	34		98.3	1224	17
AC66_19-103	AC66-19	0.194537	792710	490	0.4	-3029.36	-141.007	4.53	1.2	0.09087	1.32	2.7888	1.4	0.22164	1.2	0.57	1440	39	50	1290	25	28	1352	17	21		89.6	1290	25

AC66_19-97	AC66-19	5.340364	129114	73	0.7	-7602.6	-29.546	4.53	1.8	0.08599	1.94	2.7371	1.6	0.22349	1.6	0.50	1339	64	70	1299	35	37	1336	21	25		97.0	1299	35
AC66_19-62	AC66_19A	0.023358	367687	432	0.3	-45211.6	-37.9971	4.43	1.0	0.10096	1.64	3.1632	1.8	0.22574	0.9	0.35	1638	62	62	1312	19	22	1447	27	27		80.1	1312	19
AC66_19-55	AC66_19A	0.022082	305390	309	0.6	-6890.62	-33.9266	4.00	0.7	0.09833	0.73	3.4105	0.6	0.25044	0.7	0.19	1590	28	28	1441	14	18	1506	9	9		90.6	1441	14
AC66_19-15	AC66_19A	0.225216	407921	190	1.2	672.6055	295.0544	3.85	0.9	0.10691	0.89	3.8578	1.2	0.26024	1.0	0.62	1744	33	33	1491	23	26	1604	18	18		85.5	1491	23
AC66_19-18	AC66_19A	0.172975	269836	122	1.6	9255.556	43.34245	3.52	1.1	0.10202	1.11	4.0157	1.5	0.28497	1.1	0.15	1657	42	42	1616	30	32	1636	24	24		97.5	1657	42
AC66_19-112	AC66-19	-0.2315	87208	39	2.7	-950.147	-46.1584	3.47	1.3	0.10062	1.30	4.0346	1.5	0.29029	1.2	0.31	1629	38	48	1642	31	35	1639	21	25		100.8	1629	38
AC66_19-2	AC66_19A	0.260124	251074	54	2.1	-1349.57	-89.3397	3.33	0.7	0.12236	0.53	5.0928	0.8	0.30094	0.7	0.78	1989	19	19	1696	18	22	1834	14	14		85.2	1989	19
AC66_19-63	AC66_19A	0.055855	183459	159	1.9	-11903.5	-38.4281	3.29	0.9	0.12441	0.82	5.2029	1.4	0.30416	0.9	0.82	2018	29	29	1712	23	26	1851	25	25		84.8	2018	29
AC66_19-68	AC66_19A	0.317028	192358	163	1.3	-7876.98	-48.7388	3.26	0.8	0.10866	0.75	4.5798	1.0	0.30446	1.2	0.74	1775	27	27	1713	32	35	1745	17	17		96.5	1775	27
AC66_19-93	AC66-19	0.103514	1496440	601	1.2	-1978.76	-307.832	3.07	1.1	0.10951	1.13	4.9512	1.3	0.32670	1.2	0.69	1789	28	41	1822	33	37	1810	15	21		101.8	1789	28
AC66_19-43	AC66_19A	0.278001	235486	175	2.7	-4211.95	-53.4788	3.01	0.7	0.12221	0.66	5.6433	0.6	0.33287	0.7	0.26	1987	24	24	1852	17	22	1922	10	10		93.2	1987	24
AC66_19-107	AC66-19	0.087474	513835	179	1.2	-684.001	-511.127	2.63	1.0	0.12006	1.35	6.3283	1.5	0.38051	0.9	0.49	1954	38	48	2078	28	34	2021	21	26		106.3	1954	38
AC66	AC66	0.0	178	59	2.	-	-	2.62	1.	0.126	1.	6.667	1.	0.382	1.	0.	2043	36	46	2087	29	34	2067	15	22		102.	204	36

_19-120	-19	66327	574		2	933.907	83.7913		0	29	32	6	2	30	0	23										1	3	
AC66_19-116	AC66-19	0.123119	194095	64	1.7	-1562.1	-44.6062	2.61	1.0	0.12782	1.14	6.6734	2.0	0.38514	1.0	0.36	2064	28	40	2099	29	35	2083	12	14		101.7	2064	28
AC66_19-124	AC66-19	0.029563	817169	197	1.2	3965.603	94.32936	1.84	1.0	0.21339	1.07	16.0791	1.1	0.54520	1.0	0.64	2929	22	35	2804	39	46	2880	13	22		95.7	2929	22
Discordant zircons (> 20%)																												
AC66_19-78	AC66_19A	30.04666	3591	592	1.3	-579.044	-30.056	636.77	2.7	0.08067	8.16	0.0179	9.0	0.00161	3.0	0.60	1073	304	304	10	1	1	18	3	3	57.7	X	10	1
AC66_19-3	AC66_19A	26.92764	3927	115	2.9	-11.2401	-301.208	425.90	3.2	0.19299	6.56	0.0634	6.9	0.00238	3.0	0.31	2712	225	225	15	1	1	62	8	8	24.6	X	15	1
AC66_19-44	AC66_19A	-1.4173	5764	555	0.9	-97.9017	-33.5787	386.05	2.1	0.07273	6.000	0.0261	5.7	0.00260	1.9	-0.03	858	280	280	17	1	1	26	3	3	64.1	X	17	1
AC66_19-60	AC66_19A	12.10807	3935	329	2.2	-10957.9	-75.1722	300.97	5.9	0.07081	23.21	0.0349	25.9	0.00323	3.7	0.11	0	970	970	21	2	2	34	17	17	60.6	X	21	2
AC66_19-84	AC66-19	4.666268	8130	248	1.7	107.8205	59.40479	262.25	2.8	0.12772	14.15	0.0735	15.1	0.00384	2.7	0.64	1393	666	667	25	1	1	70	21	21	35.1	X	25	1
AC66_19-94	AC66-19	1.953213	7189	195	0.7	140.7072	37.86869	212.32	3.4	0.15606	22.21	0.0983	19.7	0.00484	3.3	-0.38	1490	549	550	31	2	2	92	33	33	33.9	X	31	2
AC66_19-54	AC66_19A	-3.6970	2304	108	0.7	-55.6979	-59.2369	197.29	5.6	0.07087	22.01	0.0476	17.9	0.00519	5.4	-0.42	324	1105	1105	33	4	4	47	16	16	71.1	X	33	4
AC66_19-108	AC66-19	7.66332	7012	152	1.4	-20.8596	-179.481	162.72	3.1	0.09172	9.93	0.0789	9.5	0.00627	2.9	0.18	1224	346	348	40	2	2	77	14	14	52.6	X	40	2
AC66_19-71	AC66_19A	0.786835	9397	262	1.4	-53.3953	-131.195	103.33	1.8	0.06432	5.39	0.0864	5.1	0.00973	1.8	0.01	667	232	232	62	2	2	84	8	8	74.4	X	62	2

AC66_19-31	AC66_19A	-1.5212	9524	110	0.7	250.682	52.98977	56.13	1.2	0.06259	3.52	0.1546	3.2	0.01787	1.1	-0.10	640	155	155	114	2	3	146	9	9	78.4	X	114	2
AC66_19-41	AC66_19A	-0.25752	53942	396	1.9	125.3311	323.7112	29.85	1.5	0.06797	3.26	0.3178	4.2	0.03361	1.6	0.63	848	129	129	213	7	7	279	20	20	76.2	X	213	7
AC66_19-20	AC66_19A	2.2363 75	64557	272	0.5	827.6791	62.46349	27.56	1.6	0.07223	2.39	0.3643	2.8	0.03639	1.6	0.55	982	98	98	230	7	7	315	15	15	73.1	X	230	7
AC66_19-89	AC66-19	-0.7134 9	22659	64	2.4	-90.9395	-233.729	23.80	2.6	0.06869	3.800	0.3996	3.9	0.04224	2.4	0.31	870	165	169	267	12	13	341	22	22	78.2	X	267	12
AC66_19-106	AC66-19	0.5114 01	51290	70	2.9	373.3933	123.233	10.49	1.4	0.04275	3.77	0.5636	3.5	0.09556	1.4	-0.08	-229	187	191	588	14	15	453	25	25	130.0	X	588	14

06 September 2022 – Samples AC65(7)								Data for Tera-Wasserburg plot				Data for Wetherill plot					Dates												
Identifier	**Comments**	**f206c**	**206Pb**	**Up m**	**Th/U**	**206Pb/204Pb**	**1s %**	**238U/206Pb**	**1s %**	**207Pb/206Pb**	**1s %**	**207Pb/235U**	**1s %**	**206Pb/238U**	**1s %**	**Rho**	**207Pb/206Pb**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**206Pb/238U**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**207Pb/235U**	**2s (abs)**	**2ssys (abs)**	**% conc 1**	**% conc 2**	**Best age**	**2s (abs)**
AC65(7)-23	AC65(7)	-20.0759	933	305	1.7	-63.0575	-10.543	689.76	4.5	0.05665	13.83	0.0125	13.6	0.00158	3.9	0.21	445	543	543	10	1	1	12	3	3	**81.5**		10	1
AC65(7)-80	AC65(7)	105.0252	214	51	2.4	-66.1292	-8.26523	684.70	11.7	0.05728	97.90	0.0179	39.4	0.00200	7.1	0.07	2263	532	532	13	2	2	16	13	13	**80.3**		13	2
AC65(7)-26	AC65(7)	3.366148	1423	195	2.2	-144.69	-13.2116	305.50	2.6	0.06810	12.43	0.0269	9.1	0.00353	3.3	0.00	393	324	324	23	1	1	27	5	5	**85.5**		23	1
AC65(7)-139	AC65(7)	8.967414	3016	358	2.2	-3199.46	-4.25356	237.03	2.0	0.04870	5.58	0.0287	5.2	0.00436	1.9	0.01	-235	315	315	28	1	1	29	3	3	**97.8**		28	1
AC65(7)-65	AC65(7)	-4.258	8396	849	1.5	-509.409	-8.20818	196.34	2.7	0.04668	6.65	0.0331	6.4	0.00520	2.6	0.08	-253	382	382	33	2	2	33	4	4	**101.4**		33	2
AC65(7)-76	AC65(7)	8.78886	1789	118	3.2	-122.6	-11.7	165.67	3.9	0.04834	13.27	0.0473	8.1	0.00654	3.3	0.0	294	345	345	42	3	3	46	7	7	**91.0**		42	3

		1				81	675									4												
AC65(7)-129	AC65(7)	12.5444 7	3622	257	1.3	-512.719	-5.75282	132.13	2.1	0.04813	6.52	0.0506	6.3	0.00774	2.0	0.03	-187	337	337	50	2	2	50	6	6	**99.8**		50	2
AC65(7)-106	AC65(7)	4.75326 2	5911	282	1.7	-1505.11	-3.42942	95.21	1.4	0.05568	5.20	0.0895	10.5	0.01067	1.5	0.01	153	220	221	68	2	2	78	7	7	**87.2**		68	2
AC65(7)-85	AC65(7)	2.80367 9	4567	189	1.2	-311.875	-5.38906	82.71	1.9	0.05378	5.63	0.0913	5.0	0.01229	1.8	0.01	91	256	256	79	3	3	88	8	8	**89.4**		79	3
AC65(7)-1	AC65(7)	22.1985 4	3282	119	1.3	-256.339	-7.07373	75.81	2.0	0.04608	5.57	0.0864	5.9	0.01328	1.8	0.10	-120	272	273	85	3	3	83	9	9	**102.4**		85	3
AC65(7)-33	AC65(7)	1.09288 6	7923	270	1.3	-381.475	-7.03843	69.42	1.3	0.04708	3.82	0.0969	3.4	0.01471	1.4	0.03	106	146	147	94	2	3	94	6	6	**99.8**		94	2
AC65(7)-14	AC65(7)	-0.46156	19713	445	2.9	-637.475	-5.14184	47.16	1.2	0.04932	2.16	0.1449	2.1	0.02142	1.3	0.08	141	94	95	137	3	3	138	5	6	**99.1**		137	3
AC65(7)-56	AC65(7)	1.55467 8	74307	1581	0.0	-3794.2	-11.6781	38.61	3.0	0.05811	3.02	0.2138	4.1	0.02667	3.4	0.68	496	126	127	170	11	11	196	14	15	**86.5**		170	11
AC65(7)-77	AC65(7)	-1.40791	2354	36	7.4	-176.53	-5.53361	31.19	2.7	0.06249	7.66	0.2664	6.4	0.03305	2.7	0.15	289	357	358	209	11	11	233	27	27	**89.9**		209	11
AC65(7)-12	AC65(7)	-0.93139	9077	116	1.2	-355.902	-3.64116	26.59	1.2	0.04967	2.98	0.2585	3.1	0.03768	1.2	0.13	37	148	149	238	5	6	232	12	13	**102.9**		238	5
AC65(7)-105	AC65(7)	1.22676 1	41682	542	0.8	-3001.16	-5.63065	26.61	0.9	0.05899	2.11	0.3089	2.1	0.03774	0.9	0.00	517	96	97	239	4	4	273	9	10	**87.6**		239	4
AC65(7)-128	AC65(7)	0.27472 6	84281	1209	1.0	-5768.84	-5.35077	26.06	1.3	0.05333	2.17	0.2884	2.6	0.03854	1.3	0.47	320	97	98	244	6	6	257	11	12	**94.9**		244	6
AC65(7)-123	AC65(7)	0.17253 3	19628	261	2.4	-1354.11	-4.52484	26.07	0.9	0.05170	1.83	0.2738	1.9	0.03869	1.0	0.15	202	84	86	245	4	5	245	7	8	**99.9**		245	4
AC65(7)-89	AC65(7)	4.66211 7	8254	106	0.7	-514.17	-6.96673	25.74	1.7	0.05633	4.04	0.3055	4.3	0.03929	1.4	0.14	211	178	178	248	6	7	266	18	19	**93.4**		248	6
AC65(7)-126	AC65(7)	-1.40273	9796	126	1.6	-590.933	-4.39719	25.69	1.2	0.05024	2.54	0.2774	2.7	0.03941	1.3	0.14	151	118	119	249	6	6	247	11	12	**101.0**		249	6
AC65(7)-25	AC65(7)	0.00899	1106	146	4.4	-901.9	-6.18	25.73	1.7	0.05104	4.27	0.2837	4.3	0.03946	1.6	0.1	143	213	214	249	8	8	251	18	19	**99.4**		249	8

		7	9			45	468									3												
AC65(7)-78	AC65(7)	6.43980	5678	70	2.9	-458.422	-3.79826	25.16	1.3	0.05874	4.51	0.3266	4.6	0.04023	1.3	0.08	335	171	171	254	6	6	281	20	21	**90.4**		254	6
AC65(7)-134	AC65(7)	0.044271	120730	1638	0.8	-4965.72	-5.23503	24.90	0.8	0.05206	1.05	0.2912	1.4	0.04028	0.8	0.46	275	46	48	255	3	4	259	5	7	**98.2**		255	3
AC65(7)-61	AC65(7)	-1.2003	131933	162	1.4	-602.078	-3.12121	24.77	0.9	0.05523	3.11	0.3044	2.6	0.04054	0.9	0.08	297	121	121	256	4	5	268	12	12	**95.6**		256	4
AC65(7)-2	AC65(7)	2.453159	563866	670	1.4	-3028.73	-7.65662	24.65	0.8	0.06070	1.35	0.3421	1.5	0.04066	0.8	0.15	599	54	56	257	3	4	298	6	8	**86.2**		257	3
AC65(7)-42	AC65(7)	-1.79056	152666	186	2.4	-821.121	-4.69075	24.21	1.1	0.05266	2.55	0.3018	2.6	0.04163	1.1	0.00	213	115	116	263	5	5	266	11	12	**98.9**		263	5
AC65(7)-55	AC65(7)	2.245155	10929	129	1.5	-661.023	-4.49512	24.31	1.1	0.05151	2.62	0.3042	3.1	0.04165	1.1	0.61	218	127	128	263	5	6	264	12	13	**99.7**		263	5
AC65(7)-83	AC65(7)	1.208361	517978	645	1.1	-9161.32	-5.19419	23.96	1.0	0.05677	2.41	0.3249	2.4	0.04171	1.0	0.30	421	96	97	263	4	5	285	11	12	**92.6**		263	4
AC65(7)-119	AC65(7)	1.06639	65546	828	1.3	-9006.54	-4.94514	23.84	0.9	0.05307	1.47	0.3108	1.8	0.04218	0.9	0.43	320	65	67	266	4	5	274	8	9	**97.2**		266	4
AC65(7)-141	AC65(7)	0.891616	11846	150	2.0	-3006.12	-5.129	23.90	1.9	0.05636	4.01	0.3348	4.5	0.04231	1.8	0.43	343	187	188	267	9	9	290	22	23	**92.2**		267	9
AC65(7)-103	AC65(7)	-0.72076	39735	484	1.5	-1524.47	-4.20741	23.68	0.9	0.05257	1.46	0.3075	1.7	0.04234	0.9	0.32	268	64	66	267	4	5	272	7	8	**98.4**		267	4
AC65(7)-81	AC65(7)	7.344848	4008	50	1.8	-8621.74	-4.74322	24.05	2.4	0.05428	6.16	0.3157	5.9	0.04256	2.4	0.10	13	375	375	269	12	13	273	28	28	**98.5**		269	12
AC65(7)-107	AC65(7)	1.101589	29234	335	1.2	-3027.24	-4.31025	23.36	1.0	0.05672	1.97	0.3408	2.1	0.04289	1.0	0.21	451	83	84	271	5	5	297	10	11	**91.2**		271	5
AC65(7)-49	AC65(7)	1.581822	29053	332	1.3	-3520.28	-4.90111	23.35	0.9	0.05167	1.73	0.3082	1.9	0.04311	0.9	0.24	228	78	80	272	4	5	272	8	9	**100.1**		272	4
AC65(7)-40	AC65(7)	10.41868	15596	182	1.3	-1724.76	-13.2276	23.09	1.5	0.05817	4.62	0.3567	4.8	0.04377	1.5	0.02	464	217	217	276	8	8	304	25	25	**90.8**		276	8
AC65(7)-32	AC65(7)	0.26555	4811	475	2.7	-2269.	-6.19	21.60	1.0	0.05732	2.55	0.3723	2.6	0.04648	1.0	0.0	491	114	115	293	5	5	320	13	14	**91.5**		293	5

		9	7			55	021									7												
AC65(7)-48	AC65(7)	3.581481	10641	112	1.5	-1687.4	-3.67787	21.40	1.0	0.04955	2.34	0.3220	2.4	0.04714	1.0	0.09	97	106	107	297	5	6	282	11	12	**105.4**		297	5
AC65(7)-84	AC65(7)	0.670165	105880	1072	1.1	-10542.2	-7.2022	20.42	0.8	0.05554	1.41	0.3793	1.6	0.04918	0.8	0.19	402	58	60	309	4	5	326	8	9	**95.0**		309	4
AC65(7)-45	AC65(7)	2.322459	25654	242	0.8	-1855.92	-6.04078	20.59	1.9	0.05583	2.19	0.3999	3.5	0.05021	1.9	0.70	393	98	99	316	11	12	338	20	20	**93.3**		316	11
AC65(7)-86	AC65(7)	-0.33104	414846	422	1.1	-2995.32	-3.64871	19.98	0.8	0.05160	1.16	0.3603	1.6	0.05030	0.8	0.57	239	52	55	316	4	5	312	7	8	**101.5**		316	4
AC65(7)-72	AC65(7)	0.01777	7630	80	1.7	-433.52	-10.5098	20.36	1.3	0.05547	3.39	0.3876	3.2	0.05036	1.8	0.01	362	153	154	317	10	11	332	18	19	**95.3**		317	10
AC65(7)-43	AC65(7)	0.56042	17164	168	1.8	-892.411	-5.25226	19.88	1.1	0.06035	2.54	0.4207	2.5	0.05061	1.0	0.01	517	105	106	318	6	6	353	14	15	**90.1**		318	6
AC65(7)-13	AC65(7)	-0.50583	17397	169	2.6	-575.231	-4.82088	19.77	1.0	0.05391	1.89	0.3782	2.0	0.05086	1.0	0.14	319	82	83	320	5	6	324	10	11	**98.6**		320	5
AC65(7)-131	AC65(7)	0.446808	116562	1140	0.3	-9665.44	-6.67366	19.71	0.9	0.05308	0.95	0.3766	1.4	0.05103	0.9	0.51	325	40	43	321	4	5	325	6	7	**98.8**		321	4
AC65(7)-137	AC65(7)	-1.20423	15557	156	2.3	-1022.19	-6.27303	19.38	1.3	0.05295	1.93	0.3817	2.1	0.05236	1.4	0.37	261	89	90	329	8	9	328	11	12	**100.3**		329	8
AC65(7)-64	AC65(7)	0.80552	22139	213	2.5	-1340.86	-3.32359	19.25	1.0	0.05431	1.61	0.3937	1.8	0.05247	1.0	0.30	330	74	75	330	6	7	336	9	10	**98.2**		330	6
AC65(7)-59	AC65(7)	-0.20249	48622	445	0.6	-3428.62	-6.12474	18.34	0.9	0.05223	1.55	0.3948	1.8	0.05478	0.9	0.32	259	71	73	344	5	6	338	9	11	**101.6**		344	5
AC65(7)-98	AC65(7)	7.157099	6409	60	1.6	-3543.87	-4.47523	18.34	1.8	0.05979	4.81	0.4524	5.0	0.05539	1.7	0.02	420	185	185	347	11	11	370	28	28	**93.8**		347	11
AC65(7)-121	AC65(7)	1.76192	33953	310	2.2	-2495.34	-5.99714	17.88	1.0	0.05290	1.61	0.4086	1.8	0.05612	0.9	0.31	294	71	73	352	5	6	347	9	11	**101.5**		352	5
AC65(7)-122	AC65(7)	0.393098	23510	211	1.0	-1669.25	-4.46584	16.99	0.8	0.05375	1.64	0.4376	1.8	0.05918	0.8	0.23	327	73	75	371	5	6	368	10	12	**100.6**		371	5
AC65(7)-	AC65(7)	1.66882	3169	268	1.7	-43018	-7.63	16.00	1.0	0.05616	1.68	0.4863	2.0	0.06278	1.0	0.4	430	80	82	392	6	8	401	12	13	**98.0**		392	6

115			7			.9	441									5													
AC65(7)-6	AC65(7)	0.322428	131548	940	0.2	-14526.6	-5.26767	14.73	0.9	0.05659	0.99	0.5372	1.5	0.06822	0.9	0.52	471	43	46	425	6	8	436	8	10	**97.6**		425	6
AC65(7)-51	AC65(7)	0.829879	321117	214	1.0	-2630.99	-6.14412	13.47	1.1	0.05740	1.43	0.5940	1.6	0.07505	1.0	0.05	492	63	64	466	8	9	472	10	12	**98.9**		466	8
AC65(7)-110	AC65(7)	4.778352	8554	57	3.5	-517.449	-3.68141	13.22	1.3	0.05941	2.74	0.6230	3.1	0.07674	1.3	0.31	500	137	138	476	11	12	485	23	24	**98.1**		476	11
AC65(7)-15	AC65(7)	0.960534	12258	76	2.1	-433.374	-6.57963	12.82	1.2	0.05933	2.82	0.6451	2.5	0.07885	1.2	0.02	493	128	128	489	10	12	502	19	20	**97.5**		489	10
AC65(7)-101	AC65(7)	1.58589	178854	111	2.0	-1324.88	-4.456	12.53	1.1	0.05863	2.21	0.6588	2.3	0.08077	1.1	0.12	500	84	85	501	9	11	509	16	17	**98.3**		501	9
AC65(7)-133	AC65(7)	1.026693	394633	255	1.9	-3074.97	-4.96077	12.43	0.8	0.06036	1.48	0.6751	1.9	0.08086	0.8	0.06	586	63	65	501	6	8	521	13	15	**96.2**		501	6
AC65(7)-69	AC65(7)	1.331837	232295	142	3.5	-1556.64	-4.34546	11.97	0.9	0.05916	1.95	0.6906	2.3	0.08383	1.0	0.36	556	87	88	519	8	10	529	17	19	**98.1**		519	8
AC65(7)-3	AC65(7)	2.012985	13352	88	3.4	-1108.01	-17.7308	11.95	1.8	0.05786	4.22	0.6855	4.4	0.08561	2.0	0.01	453	176	177	529	20	21	520	34	35	**101.8**		529	20
AC65(7)-82	AC65(7)	3.976707	93939	55	5.1	-21989.9	-11.2041	11.78	1.1	0.05611	2.71	0.6756	2.9	0.08585	1.1	0.13	366	130	131	531	10	11	516	23	24	**102.8**		531	10
AC65(7)-47	AC65(7)	0.255468	626684	388	0.7	-13443.6	-4.37254	11.56	1.4	0.06149	2.07	0.7343	2.6	0.08628	1.6	0.54	637	89	90	533	16	17	558	20	22	**95.7**		533	16
AC65(7)-31	AC65(7)	-0.75528	202525	112	1.7	-1174.59	-2.30695	11.36	0.9	0.05899	1.70	0.7226	1.7	0.08861	0.9	0.07	520	68	70	547	8	9	550	12	14	**99.5**		547	8
AC65(7)-124	AC65(7)	-0.1459	622333	357	1.4	-4498.71	-2.80588	11.28	0.8	0.05750	1.17	0.7098	1.5	0.08899	0.9	0.38	500	50	53	549	7	9	545	11	13	**100.9**		549	7
AC65(7)-108	AC65(7)	0.09848	176752	998	0.4	-12550.4	-3.61566	11.14	0.7	0.05967	0.78	0.7447	1.2	0.08995	0.7	0.49	583	30	34	555	6	8	565	7	10	**98.3**		555	6
AC65(7)-9	AC65(7)	0.480753	315588	152	1.1	-2117.76	-3.71824	10.37	1.5	0.06361	1.72	0.8628	2.5	0.09777	1.5	0.64	700	71	73	601	16	17	628	22	23	**95.8**		601	16
AC65(7)-10	AC65(7)	0.30159	6225	300	0.7	-3982.	-3.53	10.16	0.8	0.06079	1.14	0.8302	1.5	0.09882	0.8	0.4	610	48	50	607	7	9	612	11	14	**99.3**		607	7

		6	6			61	352									3												
AC65(7)-11	AC65(7)	2.45894	24871	115	0.8	-1012.23	-7.76809	10.10	1.2	0.05974	2.03	0.8234	2.3	0.09966	1.2	0.31	559	90	91	612	12	14	608	19	21	**100.8**		612	12
AC65(7)-28	AC65(7)	0.901515	26727	124	1.8	-1997.86	-4.98963	9.91	0.9	0.06381	1.66	0.8977	1.9	0.10132	1.0	0.30	693	71	73	622	10	12	646	16	18	**96.2**		622	10
AC65(7)-52	AC65(7)	0.229847	9645	48	1.9	-704.365	-4.94372	9.94	1.1	0.06099	2.48	0.8478	2.5	0.10161	1.1	0.02	559	112	113	624	11	13	622	22	23	**100.3**		624	11
AC65(7)-41	AC65(7)	0.098727	27436	131	2.5	-1443.04	-3.92634	9.89	1.1	0.06053	1.53	0.8582	1.9	0.10208	1.1	0.44	579	64	66	626	11	13	625	16	18	**100.2**		626	11
AC65(7)-75	AC65(7)	-0.38253	334833	162	1.3	-1878.83	-3.03303	9.80	0.9	0.05955	1.53	0.8448	1.8	0.10253	0.9	0.34	556	64	66	629	8	10	619	14	17	**101.6**		629	8
AC65(7)-125	AC65(7)	0.748858	100048	485	0.6	-5584.7	-7.44548	9.61	1.3	0.06287	1.73	0.9138	2.3	0.10445	1.2	0.64	690	72	73	640	14	15	657	21	23	**97.4**		640	14
AC65(7)-54	AC65(7)	0.318812	17670	82	0.6	-1087.5	-3.8214	9.51	1.3	0.05911	2.25	0.8712	2.5	0.10610	1.3	0.32	531	101	103	650	14	16	631	22	24	**103.0**		650	14
AC65(7)-57	AC65(7)	0.371503	61841	283	0.5	-4212.37	-3.17677	9.31	0.8	0.06282	0.89	0.9394	1.3	0.10785	0.8	0.52	692	36	39	660	7	10	671	10	13	**98.4**		660	7
AC65(7)-8	AC65(7)	0.695286	59646	269	0.3	-4516.76	-5.56942	9.20	0.8	0.06141	1.19	0.9240	1.5	0.10911	0.8	0.34	636	49	51	667	7	10	662	12	15	**100.8**		667	7
AC65(7)-67	AC65(7)	0.52753	21999	96	1.7	-1059.24	-4.23799	8.88	0.9	0.06863	1.93	1.0727	2.2	0.11343	0.9	0.31	840	78	80	692	10	12	737	21	23	**94.0**		692	10
AC65(7)-114	AC65(7)	1.225542	36567	164	2.6	11217.64	96.27891	8.87	1.0	0.06245	1.38	0.9824	1.8	0.11347	1.0	0.16	665	57	59	693	11	13	692	15	18	**100.1**		693	11
AC65(7)-117	AC65(7)	3.155622	5513	21	2.0	-563.348	-4.8681	7.56	1.8	0.06829	3.64	1.2653	3.9	0.13392	1.7	0.35	731	173	174	809	25	26	808	42	43	**100.1**		809	25
AC65(7)-118	AC65(7)	0.837794	44702	174	1.7	-5759.5	-6.58531	7.15	1.2	0.06754	1.79	1.3195	2.1	0.14090	1.2	0.45	829	72	74	849	18	20	851	22	25	**99.8**		849	18
AC65(7)-130	AC65(7)	13.32376	6015	22	1.6	-648.364	-6.38155	6.79	3.1	0.08960	6.58	1.8197	7.5	0.15223	2.7	0.47	1144	238	238	920	42	43	1017	93	93	**90.5**		920	42
AC65(7)-30	AC65(7)	-0.10	3284	105	0.7	-2160.	-4.09	6.40	1.1	0.07694	3.13	1.6580	3.5	0.15697	1.0	0.3	1023	97	98	940	14	17	973	37	38	**96.6**		940	14

		383	7			92	676									6												
AC65(7)-60	AC65(7)	2.167929	461211	142	0.0	-2340.83	-5.8384	6.10	0.9	0.07451	1.30	1.6806	1.5	0.16438	0.9	0.35	1036	49	51	981	13	16	1004	16	20	**97.7**		981	13
AC65(7)-135	AC65(7)	-0.44549	116686	37	0.9	-508.754	-5.52547	6.04	1.4	0.07788	2.49	1.8135	2.4	0.16728	1.4	0.04	1095	95	96	996	24	26	1041	29	31	**95.7**		996	24
AC65(7)-50	AC65(7)	-0.78069	183277	57	1.6	-1791.11	-9.80651	5.97	2.0	0.08581	4.73	1.9936	5.2	0.16759	2.1	0.45	1235	214	215	998	38	39	1095	72	73	**91.2**		998	38
AC65(7)-111	AC65(7)	0.060313	188284	588	1.3	-14364.1	-3.62983	5.88	0.9	0.07507	0.83	1.7802	1.5	0.17065	1.0	0.76	1064	31	34	1015	15	18	1036	15	19	**98.0**		1015	15
AC65(7)-24	AC65(7)	0.958609	95238	266	1.6	-4703.64	-11.3105	5.90	1.4	0.08062	1.17	1.9138	1.8	0.17119	1.3	0.69	1201	44	46	1018	23	25	1083	20	24	**94.0**		1018	23
AC65(7)-68	AC65(7)	0.223035	96328	281	0.3	-5111.09	-4.17539	5.85	0.7	0.07363	0.84	1.7494	1.3	0.17139	0.8	0.39	1020	31	34	1019	11	15	1025	12	16	**99.5**		1019	11
AC65(7)-90	AC65(7)	0.225633	305336	92	0.8	-2489.15	-8.00842	5.73	1.0	0.07463	1.44	1.8109	1.8	0.17548	1.0	0.16	1026	56	58	1042	16	19	1043	21	24	**99.9**		1042	16
AC65(7)-70	AC65(7)	0.584264	463899	136	1.5	-3898.09	-4.14394	5.71	1.0	0.07336	1.13	1.7970	1.6	0.17629	1.0	0.33	1008	43	46	1046	16	19	1041	17	21	**100.5**		1046	16
AC65(7)-4	AC65(7)	0.12999	123912	342	0.9	-10899.7	-5.2216	5.58	0.8	0.07338	0.92	1.8287	1.3	0.17984	0.8	0.41	1011	34	37	1066	12	16	1055	12	17	**101.0**		1066	12
AC65(7)-112	AC65(7)	0.126903	92433	255	0.4	-10385.5	-2.67946	5.42	0.8	0.07568	0.90	1.9391	1.4	0.18519	0.8	0.57	1083	33	36	1097	12	16	1094	13	18	**100.3**		1097	12
AC65(7)-136	AC65(7)	0.079896	139353	400	1.4	-6269.3	-5.12481	5.41	1.4	0.07763	1.03	2.0213	1.9	0.18740	1.4	0.81	1136	36	38	1106	27	29	1116	22	25		97.3	1106	27
AC65(7)-88	AC65(7)	1.023693	32200	85	2.4	-1829.68	-6.15546	5.19	1.0	0.08216	1.82	2.1834	2.0	0.19321	0.9	0.26	1208	69	70	1138	16	20	1176	24	27		94.2	1138	16
AC65(7)-71	AC65(7)	-0.3527	31060	84	0.9	-1769.8	-3.07851	5.22	1.5	0.08116	1.65	2.1734	2.3	0.19452	1.3	0.52	1196	61	63	1145	25	28	1169	27	30		95.7	1145	25
AC65(7)-27	AC65(7)	0.291695	71813	175	0.9	-5923.01	-4.05816	4.94	0.9	0.07948	0.90	2.2312	1.3	0.20317	0.8	0.57	1172	33	36	1192	14	18	1190	13	18		101.7	1192	14
AC65(7)-58	AC65(7)	-0.01	6646	152	0.6	-5771.	-11.4	4.86	1.1	0.07796	1.20	2.2491	1.6	0.20737	1.1	0.5	1124	45	47	1214	22	25	1191	18	22		108.0	1214	22

		948	7			49	463									8													
AC65(7)-37	AC65(7)	0.567789	741277	180	0.8	-4339.01	-4.83105	4.73	1.0	0.08313	0.94	2.4566	1.5	0.21243	1.0	0.74	1261	34	37	1241	19	23	1256	17	21		98.4	1241	19
AC65(7)-99	AC65(7)	4.828548	102033	25	1.7	-10448.7	-465.825	4.76	1.3	0.08142	2.11	2.3943	2.4	0.21273	1.3	0.39	1166	85	86	1242	27	30	1227	32	34		106.5	1242	27
AC65(7)-138	AC65(7)	0.16861	105799	255	0.6	-17566.8	-3.84656	4.71	0.8	0.08376	1.05	2.4782	1.4	0.21307	0.8	0.39	1278	39	41	1245	14	19	1264	15	20		97.4	1245	14
AC65(7)-73	AC65(7)	-0.33856	583329	135	0.6	-2886.15	-4.4215	4.70	0.9	0.07897	1.13	2.3380	1.5	0.21374	0.9	0.33	1161	42	44	1248	16	20	1220	17	21		107.5	1248	16
AC65(7)-38	AC65(7)	0.153713	798077	176	0.9	-5867.65	-3.19913	4.53	0.8	0.08081	0.81	2.4773	1.2	0.22169	0.8	0.46	1212	28	31	1290	15	19	1263	12	18		106.5	1290	15
AC65(7)-93	AC65(7)	0.220804	118677	265	2.5	547043.6	4.199969	4.44	0.8	0.08636	0.85	2.7152	1.3	0.22610	0.8	0.52	1340	31	34	1313	14	19	1329	14	19		98.1	1313	14
AC65(7)-46	AC65(7)	0.633077	534944	113	2.7	-8595.45	-3.74334	4.33	1.1	0.10771	1.08	3.4796	1.7	0.23346	1.2	0.41	1745	37	39	1351	26	29	1523	24	28		77.4	1351	26
AC65(7)-63	AC65(7)	-0.04119	264766	53	1.7	-1560.89	-3.31211	4.13	0.9	0.10322	1.34	3.4927	1.8	0.24323	0.9	0.27	1661	48	50	1403	20	24	1518	23	27		84.5	1403	20
AC65(7)-44	AC65(7)	1.203136	103364	213	1.7	-4724.24	-8.22411	4.14	1.3	0.10320	1.35	3.4968	1.5	0.24382	1.3	0.46	1668	48	50	1405	29	32	1523	19	24		84.2	1405	29
AC65(7)-21	AC65(7)	0.120388	95342	183	0.9	-5489.8	-4.78879	3.88	0.8	0.09215	0.92	3.3132	1.4	0.25843	0.8	0.63	1462	32	35	1481	16	21	1481	17	22		101.4	1481	16
AC65(7)-39	AC65(7)	0.302353	802220	149	1.3	-7424.05	-3.88879	3.79	0.8	0.09615	0.84	3.5318	1.2	0.26454	0.8	0.53	1541	29	32	1512	16	22	1532	13	20		98.1	1532	13
AC65(7)-109	AC65(7)	0.025553	233336	44	1.6	-1488.58	-3.34272	3.67	1.1	0.09502	1.62	3.6273	1.8	0.27455	1.0	0.08	1506	55	57	1562	25	29	1550	25	28		103.8	1550	25
AC65(7)-132	AC65(7)	0.268141	780699	144	1.4	-6769.47	-3.83804	3.55	0.8	0.09894	0.88	3.8872	1.3	0.28344	0.8	0.62	1594	30	33	1608	18	23	1607	16	21		100.9	1607	16
AC65(7)-22	AC65(7)	0.148407	428433	73	3.2	-2552.67	-3.5171	3.51	1.0	0.09802	0.99	3.8874	1.5	0.28714	1.0	0.61	1582	37	39	1626	23	28	1611	19	23		102.8	1611	19
AC65(7)-	AC65(7)	0.35934	5744	103	3.9	-13126	-6.15	3.40	1.3	0.10799	1.31	4.4458	1.7	0.29718	1.3	0.3	1751	48	50	1676	34	38	1715	24	28		95.7	1715	24

100		9	3			.8	789									7												
AC65(7)-66	AC65(7)	0.000907	2004	330	2.9	-9255.48	-3.95	3.31	0.8	0.11317	0.74	4.7567	1.2	0.30201	0.8	0.64	1846	24	27	1701	17	23	1775	14	21		92.1	1775	14
AC65(7)-5	AC65(7)	0.31	1575	235	1.0	-17122.1	-5.23	3.08	0.7	0.11100	0.78	5.0266	1.2	0.32507	0.9	0.12	1816	30	34	1813	22	28	1821	14	21		99.8	1821	14
AC65(7)-116	AC65(7)	0.05	8589	128	1.4	-6549.12	-3.25	2.84	0.8	0.11475	0.79	5.6467	1.3	0.35460	0.8	0.25	1868	26	28	1955	22	28	1919	16	22		104.7	1919	16
AC65(7)-104	AC65(7)	0.50	7497	110	2.0	-3312.21	-5.27	2.82	0.8	0.11906	0.93	5.8750	1.4	0.35573	0.9	0.25	1936	33	35	1961	23	29	1954	19	25		101.3	1954	19
AC65(7)-74	AC65(7)	0.07	3016	449	0.4	-15514.6	-5.53	2.82	1.0	0.12314	1.24	6.0750	1.5	0.35576	1.0	0.34	1997	42	43	1962	27	32	1985	20	26		98.2	1985	20
AC65(7)-53	AC65(7)	0.24	6128	86	0.7	-4092.8	-6.36	2.70	0.9	0.12646	0.85	6.5496	1.3	0.37330	0.9	0.65	2040	28	30	2043	26	32	2048	17	24		100.2	2048	17
AC65(7)-62	AC65(7)	-0.01	8495	109	1.8	-4429.68	-4.12	2.56	1.0	0.13620	0.86	7.4430	1.3	0.39437	1.0	0.68	2171	28	30	2141	31	37	2162	18	24		98.6	2162	18
AC65(7)-35	AC65(7)	0.22	3897	43	4.1	-1661.49	-5.01	2.19	1.2	0.17314	1.31	10.8644	1.4	0.45560	1.3	0.45	2583	40	41	2425	51	56	2507	21	27		93.9	2507	21
AC65(7)-140	AC65(7)	0.11	7225	813	0.1	-39560.75	-10.6	2.01	1.3	0.18573	1.42	12.9303	2.2	0.50085	1.3	0.77	2698	46	48	2616	53	57	2668	39	43		97.0	2668	39
AC65(7)-29	AC65(7)	0.12	2957	287	0.1	-17630.6	-9.10	1.90	1.0	0.18414	0.85	13.4617	1.6	0.52935	1.0	0.82	2687	26	28	2737	39	46	2714	23	28		101.9	2714	23
Discordant zircons (>20%)																												
AC65(7)-127	AC65(7)	17.7	6970	582	0.7	-299.135	-15.6	149.27	3.3	0.08994	8.20	0.0859	9.3	0.00683	3.2	0.49	1250	370	371	44	3	3	83	15	15	52.7		44	3
AC65(7)-96	AC65(7)	1.19	7393	342	1.5	-518.299	-5.29	87.38	1.6	0.06524	6.53	0.1063	8.1	0.01155	1.5	0.18	427	263	263	74	2	2	101	14	14	73.5		74	2
AC65(7)-79	AC65(7)	11.2	2047	36	3.6	-164.393	-4.31	36.02	2.0	0.06555	6.23	0.2517	5.8	0.02865	2.2	0.16	546	266	266	182	8	8	229	23	23	79.6		182	8
AC65(7)-91	AC65(7)	4.86	1803	258	2.0	-2356.2	-6.11	27.05	1.1	0.06317	2.99	0.3291	3.3	0.03736	1.1	0.20	584	118	119	236	4	5	300	15	16	78.9		236	4

AC65(7)-95	AC65(7)	1.96875	55682	710	1.2	-4376.56	-6.28363	24.24	0.9	0.07040	2.38	0.4022	2.5	0.04144	0.9	0.08	878	95	96	262	4	5	341	13	14	76.7		262	4
AC65(7)-94	AC65(7)	1.52944	29693	163	2.8	-4209.73	-6.11934	11.44	0.9	0.07340	3.95	0.8917	4.3	0.08739	1.0	0.31	950	150	151	540	8	10	690	39	40	78.2		540	8
AC65(7)-16	AC65(7)	25.4493	17 40	460	3.5	-81.1515	-5.50616	551.40	2.6	0.08516	8.62	0.0222	8.7	0.00187	2.8	0.08	1055	353	353	13	1	1	21	4	4	61.6		12	1

20 October 2023 – Sample AC83(U1)								Data for Tera-Wasserburg plot				Data for Wetherill plot					Dates												
Identifier	Comments	f206c	206Pb	U ppm	Th/U	206Pb/204Pb	1s %	238U/206Pb	1s %	207Pb/206Pb	1s %	207Pb/235U	1s %	206Pb/238U	1s %	Rho	207Pb/206Pb	2s (abs)	2ssys (abs)	206Pb/238U	2s (abs)	2ssys (abs)	207Pb/235U	2s (abs)	2ssys (abs)	% conc 6/8vs7/5	% conc 6/8 vs7/6	Best age	Error
AC-83-U1_28	AC83-U1	10.14505	1715	259	1.2	-3.24062	-200.089	419.14	4.1	0.06230	12.01	0.0207	9.1	0.00250	3.5	-0.06	381	355	355	16	1	1	19	4	4	86.3		16	1
AC-83-U1_73	AC83-U1	-1.5619	3530	559	1.4	375.2406	54.99575	405.89	5.6	0.04539	15.23	0.0164	17.9	0.00251	5.5	0.38	44	744	744	16	2	2	16	6	6	98.5		16	2
AC-83-U1_8	AC83-U1	6.135316	4638	527	1.7	253.4411	32.93808	299.02	2.8	0.05076	6.34	0.0241	6.8	0.00345	2.8	0.23	-1	311	311	22	1	1	24	3	3	92.2		22	1
AC-83-U1_63	AC83-U1	-2.2799	2182	235	1.6	-16.1462	-103.752	222.52	3.6	0.06206	13.52	0.0373	13.5	0.00444	2.6	-0.12	519	635	635	29	1	2	33	10	10	86.6		29	1
AC-83-U1_119	AC83-U1	9.248256	1802	195	1.0	0.127737	8015.494	231.47	4.7	0.05392	15.56	0.0356	18.5	0.00454	4.2	-0.01	-348	663	663	29	2	2	34	12	12	85.7		29	2
AC-83-U1_101	AC83-U1	-1.9701	3496	355	0.4	-852.359	-26.9391	218.63	4.0	0.06998	9.70	0.0436	8.4	0.00480	3.9	0.29	684	421	421	31	2	2	36	6	6	87.0		31	2
AC-83-U1_12	AC83-U1	17.85747	2036	160	1.3	31.5495	59.90299	210.52	3.5	0.04768	8.61	0.0299	7.8	0.00486	2.8	-0.19	-38	403	403	31	2	2	30	5	5	105.0		31	2

AC-83-U1_2	AC83-U1	-7.1934	934	81	1.0	-24.8004	-30.5104	220.38	4.5	0.04338	20.07	0.0282	17.9	0.00493	4.2	0.06	353	488	488	32	3	3	28	10	10	111.3		32	3
AC-83-U1_89	AC83-U1	-13.9011	476	29	1.8	8.044527	93.11587	198.09	10.6	0.03115	39.19	0.0334	35.1	0.00593	7.4	-0.08	277	1149	1149	38	6	6	33	23	23	113.9		38	6
AC-83-U1_24	AC83-U1	-2.5955	4518	330	0.7	148.705	71.5919	168.30	2.5	0.05535	8.48	0.0473	8.0	0.00603	2.5	0.32	267	360	360	39	2	2	45	7	7	86.7		39	2
AC-83-U1_118	AC83-U1	2.986212	22061	983	1.0	754.826	34.30659	88.50	3.4	0.06095	9.18	0.0947	10.1	0.01157	3.2	0.11	413	445	445	74	5	5	87	16	16	85.3		74	5
AC-83-U1_64	AC83-U1	-2.2684	3612	124	0.6	-48.0209	-26.2926	85.80	3.4	0.05253	8.29	0.0854	7.0	0.01224	3.3	-0.02	-82	408	408	78	5	5	82	11	11	95.4		78	5
AC-83-U1_19	AC83-U1	2.8943	10868	158	1.1	304.6242	46.25524	40.84	3.5	0.05582	5.72	0.1925	5.8	0.02494	3.4	0.24	346	265	265	159	11	11	178	19	19	89.2		159	11
AC-83-U1_81	AC83-U1	4.5550	10685	178	1.7	215.907	34.30523	36.97	2.2	0.05957	8.17	0.2217	8.4	0.02700	2.1	0.05	241	293	293	172	7	7	189	21	21	90.7		172	7
AC-83-U1_96	AC83-U1	-0.9926	42318	614	1.1	-12634.7	-24.8649	35.45	4.1	0.05312	3.36	0.2093	2.9	0.02958	3.2	0.46	250	156	156	188	12	12	194	9	9	96.6		188	12
AC-83-U1_100	AC83-U1	-3.1602	12954	156	0.4	1985.811	33.60563	27.69	2.1	0.05251	3.85	0.2604	2.7	0.03698	2.0	-0.33	167	194	194	234	9	9	234	11	12	100.1		234	9
AC-83-U1_1	AC83-U1	3.0276	26697	262	1.8	-776.069	-22.2603	25.73	1.9	0.05240	3.51	0.2753	2.7	0.03965	2.0	-0.04	172	165	165	251	10	10	246	12	12	101.9		251	10
AC-83-U1_15	AC83-U1	0.8749	36304	399	2.4	1416.394	44.72987	24.97	3.0	0.05693	6.83	0.3080	6.2	0.04052	2.8	-0.20	341	325	325	256	14	14	271	29	29	94.6		256	14
AC-83-U1_52	AC83-U1	0.9569	71787	766	0.4	477.0226	122.2397	23.73	2.7	0.05368	4.17	0.3103	3.5	0.04285	2.5	0.08	317	224	224	270	13	13	273	17	17	99.0		270	13
AC-	AC8	0.0	22	24	1.	13693	27.	23.62	1.	0.053	3.9	0.318	3.	0.043	2.	0.	237	179	179	272	10	11	279	16	16	97.6		272	1

83-U1_116	3-U1	97852	571	8	4	.94	42641		9	60	7	2	2	09	0	09												0
AC-83-U1_11	AC83-U1	0.006162	21091	193	0.5	439.2966	50.30285	23.64	1.9	0.05042	2.93	0.2968	2.7	0.04313	2.0	0.25	176	126	126	272	10	11	263	13	13	103.6		272	10
AC-83-U1_117	AC83-U1	1.522068	16837	182	0.4	1681.018	40.23563	20.57	3.8	0.05523	4.93	0.3672	5.2	0.05020	3.5	0.09	306	239	239	316	21	22	315	28	28	100.2		316	21
AC-83-U1_62	AC83-U1	2.920475	78 28	64	1.7	9.986399	328.7045	19.06	2.0	0.05709	4.22	0.4134	4.0	0.05321	2.2	0.03	388	211	211	334	14	14	347	24	24	96.3		334	14
AC-83-U1_76	AC83-U1	-1.4823 4	10602	61	0.8	527.7035	32.79425	13.58	1.9	0.06050	4.07	0.6041	3.3	0.07496	1.9	0.01	489	182	182	466	17	17	475	25	26	98.0		466	17
AC-83-U1_21	AC83-U1	0.2223 4	67976	380	1.2	946.5301	50.8671	13.28	2.1	0.05708	3.11	0.5882	2.1	0.07641	2.2	-0.13	430	141	141	474	20	20	468	16	16	101.3		474	20
AC-83-U1_45	AC83-U1	0.3693 31	31257	178	1.2	292.646	71.38562	13.12	1.7	0.05684	2.72	0.5898	2.3	0.07654	1.8	0.28	422	126	126	475	17	17	469	17	18	101.4		475	17
AC-83-U1_22	AC83-U1	1.330678	28871	148	1.5	627.4059	34.65698	12.84	2.1	0.06129	3.81	0.6588	3.5	0.07862	2.0	0.02	569	178	178	488	19	19	509	27	27	95.7		488	19
AC-83-U1_77	AC83-U1	0.2998 6	51602	304	0.7	973.8603	50.87959	12.57	2.5	0.05999	3.86	0.6449	3.4	0.08008	2.6	0.20	562	191	191	496	25	25	502	27	27	98.8		496	25
AC-83-U1_33	AC83-U1	-0.1195 7	31814	159	0.7	1200.621	35.44159	11.90	1.8	0.05930	3.49	0.6834	2.6	0.08547	1.8	-0.28	449	168	168	528	19	19	525	21	22	100.6		528	19
AC-83-U1_83	AC83-U1	2.588812	11505	58	1.0	212.9308	35.32669	11.67	2.2	0.06407	4.98	0.7627	4.9	0.08763	2.1	0.08	565	198	198	541	22	22	564	40	41	96.0		541	22
AC-83-U1_10	AC83-U1	0.7531 97	48666	218	1.2	1069.237	36.5494	11.60	1.8	0.06086	2.88	0.7286	2.3	0.08768	1.9	-0.10	555	126	126	541	19	20	553	20	21	98.0		541	19
AC-83-U1_70	AC83-U1	2.741088	25314	123	1.4	500.5947	34.34688	11.43	2.0	0.06192	3.23	0.7458	2.7	0.08942	1.9	0.00	597	140	140	552	20	21	561	23	23	98.3		552	20
AC-83-	AC83-U1	0.7274	36 45	152	0.2	3538.954	48.172	10.84	3.7	0.05992	5.49	0.7621	4.0	0.09111	2.6	-0.	582	216	216	562	28	29	572	35	35	98.2		562	28

U1_108		66	2				93									19												
AC-83-U1_59	AC83-U1	2.243988	1256558	657	0.5	2865.823	47.96732	11.03	3.7	0.07591	4.67	0.9756	5.2	0.09199	4.0	0.58	1092	157	157	565	44	44	685	50	50	82.5		565	44
AC-83-U1_79	AC83-U1	1.039671	171675	80	1.0	99.42368	93.73361	10.46	2.1	0.06280	3.17	0.8275	2.3	0.09675	2.0	-0.15	633	133	133	595	22	23	609	21	21	97.7		595	22
AC-83-U1_109	AC83-U1	1.174814	560052	255	1.9	1537.384	35.7071	10.32	1.6	0.06364	3.24	0.8483	2.5	0.09806	1.7	-0.25	627	145	145	603	19	20	619	23	24	97.3		603	19
AC-83-U1_9	AC83-U1	0.910828	382225	146	0.9	1595.853	23.15707	10.20	1.7	0.05990	2.46	0.8110	1.9	0.09898	1.6	0.04	553	107	107	612	20	21	600	17	18	101.8		612	20
AC-83-U1_26	AC83-U1	1.163029	637791	260	0.1	580.1465	64.24031	9.79	2.4	0.06317	3.20	0.8981	2.3	0.10463	2.2	-0.05	653	151	151	641	27	28	648	22	23	98.9		641	27
AC-83-U1_95	AC83-U1	1.352552	166630	79	1.8	633.8866	56.72693	9.65	2.8	0.07602	7.62	1.0678	6.4	0.10596	2.8	-0.11	864	287	287	648	35	35	720	63	63	90.0		648	35
AC-83-U1_93	AC83-U1	0.468835	225998	1014	0.1	3360.606	54.8565	9.58	2.4	0.07903	3.19	1.1511	3.4	0.10638	2.4	0.32	1116	127	127	651	30	30	771	37	37	84.5		651	30
AC-83-U1_47	AC83-U1	0.220656	460003	168	0.6	812.8582	44.1455	8.71	2.1	0.06283	2.76	1.0025	2.3	0.11605	1.8	0.22	631	120	120	707	24	25	701	23	24	100.9		707	24
AC-83-U1_106	AC83-U1	-5.3342 1	8119	31	1.4	-438.442	-28.6706	8.48	5.4	0.07381	4.57	1.2248	3.8	0.12763	3.2	-0.02	872	205	205	772	46	47	796	47	48	97.0		772	46
AC-83-U1_16	AC83-U1	0.163197	902399	284	0.3	4180.931	26.4384	7.69	1.7	0.06602	2.49	1.1882	2.0	0.13221	1.7	0.13	747	104	104	800	26	27	791	21	23	101.1		800	26
AC-83-U1_75	AC83-U1	-0.03167	795227	242	0.9	12982.49	30.883	7.27	2.0	0.06753	2.60	1.2900	2.1	0.14039	2.0	0.22	791	108	108	846	31	32	837	24	25	101.1		846	31
AC-83-U1_111	AC83-U1	1.289594	216100	63	2.1	474.6315	46.03126	6.92	4.1	0.08538	4.19	1.7566	3.9	0.15168	3.4	0.34	1239	163	163	908	58	58	1018	50	50	89.2		908	58
AC-	AC8	-	94	29	1.	-	-	6.70	2.	0.075	3.9	1.525	3.	0.152	2.	0.	960	158	158	913	34	35	922	49	50	98.9		913	3

83-U1_103	3-U1	0.5591	11		9	557.711	25.0997		0	63	0	7	8	33	0	27												4
AC-83-U1_88	AC83-U1	-0.34622	55106	159	0.5	2356.542	27.06695	6.57	1.7	0.07078	2.93	1.4882	2.1	0.15417	1.6	-0.20	876	120	120	923	28	29	921	25	26	100.3		923	28
AC-83-U1_38	AC83-U1	0.200485	55771	147	0.6	501.0866	55.72202	6.62	2.2	0.07219	2.62	1.5185	2.1	0.15486	2.1	0.24	932	106	106	926	37	38	933	25	26	99.3		926	37
AC-83-U1_23	AC83-U1	0.993597	26092	69	0.7	163.5356	93.5135	6.53	2.0	0.07110	2.87	1.5376	3.1	0.15585	1.8	0.36	910	126	126	932	32	32	933	40	40	99.9		932	32
AC-83-U1_30	AC83-U1	0.2428	97194	268	0.5	320.5219	141.0133	6.43	1.7	0.07123	2.56	1.5227	2.1	0.15721	1.6	-0.11	917	106	106	940	29	30	936	25	26	100.5		940	29
AC-83-U1_39	AC83-U1	0.586429	104792	283	0.5	643.9729	75.69646	6.47	2.1	0.07568	2.99	1.6193	2.2	0.15754	2.1	-0.11	1022	122	122	942	37	38	973	27	28	96.8		942	37
AC-83-U1_90	AC83-U1	-0.30926	22118	60	0.4	619.1403	43.8406	6.26	2.2	0.07354	3.44	1.6190	2.9	0.16382	2.2	-0.02	928	141	141	976	39	40	967	36	37	100.9		976	39
AC-83-U1_7	AC83-U1	12.05242	6746	17	0.9	781.1891	34.51469	6.30	3.2	0.07519	5.64	1.6629	5.0	0.16731	2.6	0.24	1015	187	187	994	49	49	1002	60	60	99.2		994	49
AC-83-U1_120	AC83-U1	1.09524	30570	83	0.7	-8.74579	-1404.24	6.09	2.1	0.07715	2.96	1.7594	2.1	0.16759	2.0	-0.08	1080	123	123	997	37	38	1025	27	28	97.3		997	37
AC-83-U1_74	AC83-U1	1.188002	452833	121	1.8	13418.09	27.88989	6.02	1.9	0.07618	2.88	1.7098	2.0	0.16882	1.9	0.16	1036	115	115	1004	35	36	1014	28	29	99.1		1004	35
AC-83-U1_113	AC83-U1	-0.61588	21035	52	1.3	1215.765	40.95357	6.06	2.9	0.07559	4.19	1.7413	3.6	0.16897	2.8	0.20	994	179	179	1005	52	52	1014	47	47	99.1		1005	52
AC-83-U1_61	AC83-U1	1.985248	28087	76	0.9	-53.4218	-264.121	5.99	2.1	0.07396	3.54	1.6918	3.5	0.16959	2.1	0.26	969	135	135	1008	39	39	994	45	46	101.5		1008	39
AC-83-U1_14	AC83-U1	0.122207	102962	229	0.4	1825.638	46.6937	5.86	1.6	0.07306	2.69	1.7212	1.9	0.17259	1.6	-0.2	954	108	108	1025	30	31	1012	24	25	101.3		1025	30

																6												
AC-83-U1_44	AC83-U1	0.1789	78988	207	0.2	278.3805	153.7835	5.88	2.1	0.07572	2.49	1.7739	2.2	0.17401	2.1	0.28	1030	105	105	1032	39	40	1035	29	30	99.7		1032	39
AC-83-U1_31	AC83-U1	0.065142	47157	111	0.5	275.4246	97.61729	5.80	1.6	0.07475	2.56	1.7817	1.9	0.17450	1.6	-0.02	1004	106	106	1036	31	32	1034	25	27	100.2		1036	31
AC-83-U1_13	AC83-U1	0.8702 5	25203	54	1.5	427.9667	41.21708	5.80	1.7	0.07691	2.88	1.8305	2.1	0.17498	1.7	-0.18	1049	115	115	1038	32	33	1051	27	28	98.8		1038	32
AC-83-U1_69	AC83-U1	1.1135	44133	100	1.1	342.7091	86.77018	5.82	3.0	0.07535	4.36	1.7876	2.9	0.17572	2.8	-0.17	991	183	183	1042	54	55	1035	37	38	100.6		1042	54
AC-83-U1_4	AC83-U1	0.994095	15840	36	0.7	-507.148	-25.5663	5.77	1.9	0.07655	3.19	1.8466	2.7	0.17679	2.0	-0.14	1022	132	132	1048	38	38	1052	36	37	99.6		1048	38
AC-83-U1_71	AC83-U1	0.011514	74944	183	0.5	3233.282	30.74198	5.73	1.7	0.07816	2.66	1.8880	2.1	0.17689	1.7	0.10	1094	103	103	1049	32	33	1071	28	29	97.9		1049	32
AC-83-U1_102	AC83-U1	-0.58876	48017	124	0.6	-5491.12	-21.7592	5.64	1.7	0.07622	3.19	1.8609	2.4	0.17967	1.7	-0.09	1019	124	124	1064	34	34	1060	31	32	100.4		1064	34
AC-83-U1_54	AC83-U1	0.072073	67611 6	1599	0.2	2339.49	138.1368	5.65	1.9	0.07733	2.41	1.9212	2.3	0.17992	1.9	0.29	1101	103	103	1065	36	37	1082	30	31	98.4		1065	36
AC-83-U1_34	AC83-U1	1.2176 27	96063	245	0.5	3708.539	45.6243	5.60	1.9	0.08234	2.46	2.0652	2.8	0.18100	2.0	0.31	1251	105	105	1070	40	40	1124	39	40	95.2		1070	40
AC-83-U1_91	AC83-U1	-0.05687	14842 8	394	0.5	4263.171	41.2253	5.61	2.5	0.07680	3.23	1.9012	2.9	0.18183	2.4	0.28	1060	128	128	1075	47	48	1074	38	39	100.1		1075	47
AC-83-U1_72	AC83-U1	-0.67327	38656	95	0.5	2884.829	31.15419	5.57	2.6	0.08348	3.35	2.0501	2.7	0.18221	2.5	-0.03	1218	129	129	1077	50	51	1125	37	38	95.7		1077	50
AC-83-U1_82	AC83-U1	-0.4085	16965	41	1.2	55.83819	166.7957	5.46	2.1	0.07476	2.98	1.9018	2.4	0.18591	2.3	0.03	1024	136	136	1105	43	44	1081	30	31	102.3		1105	43
AC-83-	AC83-U1	0.5507	2532	58	1.2	335.2949	44.758	5.42	2.1	0.07345	2.99	1.8939	2.5	0.18923	2.1	0.1	988	126	126	1115	44	44	1076	34	35	103.6		1115	44

U1_80		19	0				86								8													
AC-83-U1_43	AC83-U1	0.880524	6507071	145	0.5	31.36544	1089.465	5.27	2.2	0.08039	3.28	2.0929	2.3	0.19340	2.1	-0.15	1134	130	130	1138	43	44	1140	31	32	99.8		1138	43
AC-83-U1_65	AC83-U1	1.760278	4713135	105	0.5	-268.136	-67.4357	5.13	2.1	0.08015	3.11	2.1241	2.4	0.19570	2.2	0.12	1140	123	123	1150	46	46	1155	35	36	99.6		1150	46
AC-83-U1_55	AC83-U1	1.182338	1588384	38	0.5	-36.1957	-485.42	5.26	3.7	0.08058	7.34	1.9687	7.3	0.19639	3.7	-0.09	1213	276	276	1153	78	78	1151	81	81	100.1		1153	78
AC-83-U1_35	AC83-U1	1.000664	165977	36	0.8	626.5954	28.96188	5.11	2.1	0.08197	3.45	2.2021	2.9	0.19996	2.0	0.13	1151	134	134	1173	43	44	1177	38	39	99.6		1173	43
AC-83-U1_17	AC83-U1	-0.17386	7179474	141	0.5	3307.604	27.8762	5.04	1.9	0.08404	2.85	2.2936	2.0	0.20156	1.9	-0.17	1252	118	118	1182	41	42	1205	28	29	98.1		1182	41
AC-83-U1_112	AC83-U1	-1.279799	222260	48	0.9	849.4883	34.52918	5.02	2.1	0.08074	3.08	2.2235	2.3	0.20354	2.0	-0.05	1135	126	126	1192	43	44	1180	32	33	101.0		1192	43
AC-83-U1_68	AC83-U1	0.1638	621132	131	1.1	236.2659	123.5564	5.01	2.0	0.08274	2.84	2.2797	1.9	0.20356	2.0	0.12	1196	113	113	1192	43	44	1200	27	28	99.3		1192	43
AC-83-U1_5	AC83-U1	0.054422	1039218	218	0.6	-6833.49	-31.7014	4.93	2.3	0.08074	3.58	2.2428	2.4	0.20623	2.3	-0.25	1147	146	146	1207	50	51	1189	33	34	101.5		1207	50
AC-83-U1_84	AC83-U1	-0.625988	2286564	564	0.3	2777.326	47.29419	5.26	4.2	0.08499	2.72	2.3902	4.8	0.20884	5.3	0.91	1276	101	101	1207	110	111	1209	60	61		94.6	1276	101
AC-83-U1_87	AC83-U1	0.120522	1020948	228	0.8	1032.938	73.5573	4.91	1.9	0.08280	2.71	2.3079	1.8	0.20719	1.8	0.07	1205	106	106	1212	41	42	1210	25	27		100.5	1205	106
AC-83-U1_53	AC83-U1	0.145066	1383982	280	0.1	2398.918	43.45772	4.92	2.3	0.08165	2.82	2.3441	3.4	0.20832	2.4	0.56	1168	112	112	1216	53	54	1206	48	49		104.2	1168	112
AC-83-U1_85	AC83-U1	-0.22101	375963	83	1.8	712.2102	40.6725	4.88	1.9	0.08202	2.76	2.3313	2.0	0.20818	1.9	-0.11	1187	105	105	1217	41	42	1216	28	29		102.6	1187	105

AC-83-U1_27	AC83-U1	0.3117 2	1025 01	21 1	2.4	885.5732	65.16946	4.82	2.1	0.08123	3.22	2.3180	2.5	0.20990	2.0	0.00	1176	124	124	1227	45	46	1212	35	36		104.3	1176	124
AC-83-U1_114	AC83-U1	1.2943 98	9432 7	213	1.1	14831 .54	48.70274	4.65	3.1	0.09969	3.98	2.9621	3.3	0.22232	3.6	0.19	1553	153	153	1290	83	84	1388	49	50		83.0	1553	153
AC-83-U1_86	AC83-U1	-0.0423 3	1274 77	259	0.4	780.4817	106.2973	4.45	1.9	0.08660	2.67	2.6918	1.9	0.22682	1.8	0.00	1293	107	107	1316	43	44	1320	29	30		101.7	1293	107
AC-83-U1_36	AC83-U1	0.2974 7	6293 0	115	1.3	153.6391	225.2334	4.42	1.8	0.08717	2.70	2.7224	2.0	0.22934	1.7	-0.07	1306	106	106	1329	40	41	1328	29	31		101.8	1306	106
AC-83-U1_25	AC83-U1	0.3941 64	7544 6	129	1.8	2259. 252	24.91859	4.36	1.6	0.08590	2.45	2.7207	1.9	0.23181	1.6	0.10	1289	94	94	1342	38	40	1328	29	30		104.1	1289	94
AC-83-U1_51	AC83-U1	0.1063 53	1015 35	182	0.7	1783. 944	45.20176	4.34	1.8	0.09536	2.40	3.0356	1.9	0.23242	1.7	0.18	1488	91	91	1345	41	42	1409	30	31		90.4	1488	91
AC-83-U1_58	AC83-U1	-0.1062	2146 5	40	0.7	119.6412	88.93447	4.34	2.1	0.08543	3.20	2.6934	2.7	0.23564	2.0	0.05	1233	131	131	1361	48	49	1313	41	43		110.4	1233	131
AC-83-U1_92	AC83-U1	0.9312 05	2810 6	52	1.5	709.1315	42.61899	3.97	2.7	0.09856	4.07	3.5011	3.5	0.25809	2.7	0.14	1556	136	136	1476	70	71	1512	53	54		94.9	1556	136
AC-83-U1_115	AC83-U1	0.0862 05	2335 83	410	0.1	-14509 4	-28.3251	3.86	1.5	0.09529	2.36	3.4008	1.9	0.26039	1.6	0.13	1491	89	89	1490	43	44	1497	31	32		99.9	1491	89
AC-83-U1_29	AC83-U1	0.2206 79	1766 48	267	0.6	1173. 185	66.22523	3.82	1.8	0.09611	2.52	3.5217	1.8	0.26584	1.7	0.22	1518	92	92	1517	47	48	1526	27	29		99.9	1518	92
AC-83-U1_105	AC83-U1	-0.0107 8	1562 53	284	1.3	-9067. 34	-24.8603	3.79	2.9	0.10432	2.65	3.9267	3.5	0.27142	2.6	0.68	1644	100	100	1541	73	74	1587	63	64		93.7	1644	100
AC-83-U1_98	AC83-U1	-0.0519	1162 22	199	0.6	-14045 .2	-23.6528	3.68	2.0	0.09837	2.64	3.6974	2.3	0.27506	2.0	0.26	1541	99	99	1562	56	57	1560	37	38		101.4	1541	99
AC-83-U1_32	AC83-U1	0.3548 42	1016 37	142	1.1	588.5132	100.5494	3.68	2.0	0.10644	2.56	4.0345	2.0	0.27660	1.9	0.17	1695	98	98	1571	54	56	1634	33	35		92.7	1695	98
AC-	AC8	-	12	17	1.	2936.	43.	3.53	2.	0.103	2.9	4.002	1.	0.285	2.	-	1629	110	110	1617	58	59	1630	29	31		99.3	162	1

83-U1_18	3-U1	0.1008	3028	9	6	374	5686		1	06	6	9	7	76	0	0.05											9	10
AC-83-U1_6	AC83-U1	-0.1539	135079	186	2.1	-27444.3	-27.976	3.48	2.3	0.11062	2.91	4.3963	2.1	0.29434	2.3	0.07	1757	106	106	1658	67	68	1704	33	35		94.4	1757	106
AC-83-U1_67	AC83-U1	0.25644	801107	115	0.4	-642.186	-48.3034	3.34	1.8	0.11001	2.74	4.5580	2.0	0.30470	1.8	-0.03	1743	103	103	1711	55	56	1733	33	35		98.1	1743	103
AC-83-U1_40	AC83-U1	0.9050	999398	138	1.0	1286.274	45.09174	3.33	2.2	0.10895	2.62	4.5338	2.3	0.30750	2.1	0.49	1731	95	95	1723	63	64	1733	41	42		99.6	1731	95
AC-83-U1_46	AC83-U1	0.5810	366	50	1.2	252.6278	76.30091	3.27	1.7	0.10843	2.65	4.5612	2.1	0.30829	1.7	0.07	1722	97	97	1729	53	54	1733	34	36		100.4	1722	97
AC-83-U1_104	AC83-U1	0.5666	190135	294	1.3	-13280.8	-26.3398	3.32	2.4	0.12272	2.67	5.1548	2.2	0.30990	2.2	0.23	1946	97	97	1735	68	69	1843	34	35		89.1	1946	97
AC-83-U1_3	AC83-U1	-1.5237	36755	44	0.6	-956.45	-23.0467	3.23	1.8	0.10754	2.64	4.5807	1.9	0.31123	1.9	0.08	1707	97	97	1754	61	62	1744	30	31		102.7	1707	97
AC-83-U1_20	AC83-U1	0.2788	67922	90	2.2	9.86393	2812.131	3.21	2.2	0.11112	2.91	4.7726	1.9	0.31950	2.2	0.00	1761	107	107	1782	68	69	1773	32	34		101.2	1761	107
AC-83-U1_110	AC83-U1	0.3407	122226	175	1.1	1635.912	67.99693	3.04	1.8	0.12143	2.96	5.5160	2.4	0.33278	1.8	0.05	1927	103	103	1848	58	60	1892	41	43		95.9	1927	103
AC-83-U1_42	AC83-U1	0.1166	59661	70	1.2	106.2812	255.784	2.86	1.7	0.11485	2.69	5.5329	1.8	0.35471	1.7	-0.17	1839	100	100	1953	56	57	1898	31	33		106.2	1839	100
AC-83-U1_94	AC83-U1	-0.1338	136336	173	0.7	5271.215	33.70987	2.86	1.8	0.12189	2.60	5.8964	2.0	0.35548	1.8	0.01	1935	94	94	1956	60	62	1952	34	35		101.1	1935	94
AC-83-U1_66	AC83-U1	1.1699	50439	61	0.7	-57.8083	-328.63	2.87	2.0	0.12926	2.58	6.2490	1.9	0.35596	2.1	0.37	2041	92	92	1957	72	73	2002	34	36		95.8	2041	92
AC-83-U1_57	AC83-U1	0.5847	774000	94	1.9	928.4068	38.12387	2.86	2.6	0.12814	2.77	6.2217	2.5	0.35819	2.4	0.41	2020	98	98	1965	84	85	1992	45	46		97.3	2020	98

AC-83-U1_41	AC83-U1	0.054981	1005 17	115	2.6	365.0014	132.9968	2.66	1.8	0.12328	2.41	6.4022	1.8	0.38105	1.9	0.18	1968	86	86	2076	68	69	2025	32	34		105.5	1968	86
AC-83-U1_78	AC83-U1	0.898865	1828 43	230	1.5	4171.88	38.14857	2.64	2.6	0.15579	3.70	8.1015	2.9	0.38536	2.5	0.10	2363	126	126	2096	89	90	2231	52	54		88.7	2363	126
AC-83-U1_60	AC83-U1	0.473675	1641 77	160	2.4	5666.974	77.87703	2.65	3.6	0.16706	3.21	8.9757	4.0	0.38986	4.0	0.72	2482	108	108	2112	142	142	2317	78	79		85.1	2482	108
AC-83-U1_48	AC83-U1	0.185111	8611 9	95	0.9	1636.926	45.43129	2.59	1.8	0.13922	2.56	7.4079	1.9	0.39150	1.9	0.05	2181	88	88	2125	68	69	2154	34	36		97.4	2181	88
AC-83-U1_56	AC83-U1	1.084983	4961 3	49	1.2	292.7595	87.93581	2.15	2.4	0.17826	3.28	11.2733	2.6	0.47646	2.5	0.29	2585	107	107	2502	101	102	2542	46	47		96.8	2585	107
AC-83-U1_37	AC83-U1	0.107185	2346 02	194	0.8	1130.774	107.8119	1.93	1.7	0.19439	2.33	13.9020	1.8	0.52428	1.7	0.06	2747	76	76	2711	74	76	2734	33	35		98.7	2747	76

Discordant zircons (>15%)

AC-83-U1_99	AC83-U1	-22.1807	1091	119	1.2	-196.216	-33.6955	255.46	7.3	0.11906	29.58	0.0578	27.6	0.00388	6.3	-0.08	863	908	908	25	3	3	54	28	28	46.1			
AC-83-U1_97	AC83-U1	-0.27221	606	55	0.9	-109.394	-22.0221	219.56	8.1	0.07239	21.24	0.0529	25.0	0.00513	6.4	-0.01	1047	589	589	33	4	4	50	23	23	66.5			
AC-83-U1_49	AC83-U1	6.882587	3034	183	0.7	53.75886	53.02782	171.51	4.0	0.04568	10.12	0.0365	9.0	0.00675	9.1	-0.12	58	439	439	43	8	8	36	6	6	120.1			
AC-83-U1_107	AC83-U1	-0.15858	1287 32	221	2.6	-19847.1	-30.5584	3.48	2.3	0.12407	3.54	4.8093	2.3	0.29103	2.2	-0.15	1963	127	127	1644	64	65	1779	39	41		83.7		

Table S3. *Zircon morphology analysis (summary).*

AC61(1)			**AC66_19(A)**			**AC73_19(A)**		
Elongation (%)			Elongation (%)			Elongation (%)		
	Round	15%		Round	9%		Round	1.4%
	Oval	28%		Oval	11%		Oval	29.6%
	Elongated	56%		Elongated	80%		Elongated	69.0%
Roundness (%)			Roundness (%)			Roundness (%)		
Rounded		18%	Rounded		6%	Rounded		0.0%
Subrounded		28%	Subrounded		46%	Subrounded		43.7%
Subangular		30%	Subangular		34%	Subangular		36.6%
Euhedral		25%	Euhedral		14%	Euhedral		19.7%
AC64_19(2)			**AC72_19(A)**			**AC83_U1**		
Elongation (%)			Elongation (%)			Elongation (%)		
	Round	9%		Round	4.5%		Round	15.2%
	Oval	21%		Oval	15.9%		Oval	34.2%
	Elongated	71%		Elongated	79.5%		Elongated	50.6%
Roundness (%)			Roundness (%)			Roundness (%)		
Rounded		6%	Rounded		5.7%	Rounded		11.4%
Subrounded		38%	Subrounded		40.9%	Subrounded		43.0%
Subangular		44%	Subangular		34.1%	Subangular		43.0%
Euhedral		12%	Euhedral		19.3%	Euhedral		2.5%

Capítulo 7 - Terceiro Artigo

Sediment provenance and paleoenvironmental constraints during shale deposition of the Romualdo Formation (Araripe Basin - Northeast Brazil)

Tabelas suplementares

Table S1. *Sampling location data and geochemical/isotopic analysis made for each sample.*

Sample	Outcrop	Height (m)	Height geologic section (m)	Rock type	Latitude	Longitude	TOC	$\delta^{13}C$ org	$\delta^{13}C$ $\delta^{18}O$ carb	Total Hg	Nd isotopes	Major, trace and RE elements
ARARMA 01 - 0.0	Sobradinho	0	33	Silty Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X	X (A)
ARARMA 01 - 0.4	Sobradinho	0.4	33.4	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X	
ARARMA 01 - 0.6	Sobradinho	0.6	33.6	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 0.8	Sobradinho	0.8	33.8	Limestone	-7.5720	-39.1634						
ARARMA 01 - 1	Sobradinho	1	34	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 1.3	Sobradinho	1.3	34.3	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X		
ARARMA 01 - 1.6	Sobradinho	1.6	34.6	Shale	-7.5720	-39.1634	X			X	X	
ARARMA 01 - 1.9	Sobradinho	1.9	34.9	Limestone	-7.5720	-39.1634	X	X	X			
ARARMA 01 - 2.1	Sobradinho	2.1	35.1	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				

ARARMA 01 - 2.3	Sobradinho	2.3	35.3	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 2.5	Sobradinho	2.5	35.5	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 2.6	Sobradinho	2.6	35.6	Shale	-7.5720	-39.1634			X			
ARARMA 01 - 2.7	Sobradinho	2.7	35.7	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 3	Sobradinho	3	36	Shale	-7.5720	-39.1634	X					
ARARMA 01 - 3.3	Sobradinho	3.3	36.3	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X	
ARARMA 01 - 4.2	Sobradinho	4.2	37.2	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X		
ARARMA 01 - 4.5	Sobradinho	4.5	37.5	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				X (B)
ARARMA 01 - 4.8	Sobradinho	4.8	37.8	Shale	-7.5720	-39.1634	X			X	X	
ARARMA 01 - 5.1	Sobradinho	5.1	38.1	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X			X	
ARARMA 01 - 5.4	Sobradinho	5.4	38.4	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X		X (C)

ARARMA 01 - 5.6	Sobradinho	5.6	38.6	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 5.9	Sobradinho	5.9	38.9	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X	X		X	
ARARMA 01 - 6.2	Sobradinho	6.2	39.2	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X		
ARARMA 01 - 6.5	Sobradinho	6.5	39.5	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X	
ARARMA 01 - 6.8	Sobradinho	6.5	39.5	Shale	-7.5720	-39.1634		X				
ARARMA 01 - 7	Sobradinho	7	40	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 7.2	Sobradinho	7.2	40.2	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X		X (D)
ARARMA 01 - 7.4	Sobradinho	7.4	40.4	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 7.6	Sobradinho	7.6	40.6	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 7.9	Sobradinho	7.9	40.9	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X	
ARARMA 01 - 8.2	Sobradinho	8.2	41.2	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				

ARARMA 01 - 8.5	Sobradinho	8.5	41.5	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 8.8	Sobradinho	8.8	41.8	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 9.1	Sobradinho	9.1	42.1	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 9.4	Sobradinho	9.4	42.4	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 9.8	Sobradinho	9.8	42.8	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X	
ARARMA 01 - 10	Sobradinho	10	43	Shale	-7.5720	-39.1634	X					
ARARMA 01 - 10.3	Sobradinho	10.3	43.3	Shale	-7.5720	-39.1634	X					
ARARMA 01 - 10.4	Sobradinho	10.4	43.4	Limestone	-7.5720	-39.1634			X			
ARARMA 01 - 10.7	Sobradinho	10.7	43.7	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X	
ARARMA 01 - 11	Sobradinho	11	44	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				
ARARMA 01 - 11.6	Sobradinho	11.6	44.6	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X		

ARARMA 01 - 11.9	Sobradinho	11.9	44.9	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X					
ARARMA 01 - 12.2	Sobradinho	12.2	45.2	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X		
ARARMA 01 - 12.5	Sobradinho	12.5	45.5	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X					
ARARMA 01 - 13	Sobradinho	13	46	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X					
ARARMA 01 - 13.3	Sobradinho	13.3	46.3	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X	X		
ARARMA 01 - 13.6	Sobradinho	13.6	46.6	Shale	-7.5720	-39.1634	X						
ARARMA 01 - 13.9	Sobradinho	13.9	46.9	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X					
ARARMA 01 - 14.2	Sobradinho	14.2	47.2	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X			X		
ARARMA 01 - 14.6	Sobradinho	14.6	47.6	Shale	-7.5720	-39.1634	X			X			
ARARMA 01 - 14.9	Sobradinho	14.9	47.9	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X					
ARARMA 01 - 15.2	Sobradinho	15.2	48.2	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X		X			

ARARMA 01 - 15.6	Sobradinho	15.6	48.6	Shale	-7.5720	-39.1634	X	X				X (E)
M2AR 6.8	Maozinha	-2.5	43.5	Shale	-7.3601	-39.0986	X	X		X	X	X (F)
ARARMA 02 - 0.1	Maozinha	0	46	Shale	-7.3601	-39.0986	X	X		X	X	X (G)
ARARMA 02 - 0.2	Maozinha	0.2	46.2	Shale	-7.3601	-39.0986	X	X				
ARARMA 02 - 0.4	Maozinha	0.4	46.4	Shale	-7.3601	-39.0986	X	X		X		
ARARMA 02 - 0.6	Maozinha	0.6	46.6	Shale	-7.3601	-39.0986	X	X				
ARARMA 02 - 0.8	Maozinha	0.8	46.8	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986	X	X	X	X		
ARARMA 02 - 1.0	Maozinha	1	47	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986	X	X	X			
ARARMA 02 - 1.2	Maozinha	1.2	47.2	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986	X	X				
ARARMA 02 - 1.4	Maozinha	1.4	47.4	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986	X	X	X	X		
ARARMA 02 - 1.6	Maozinha	1.6	47.6	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986	X	X	X (fossil)	X	X	

ARARMA 02 - 1.8	Maozinha	1.8	47.8	Shale	-7.3601	-39.0986	X					
ARARMA 02 - 2.0	Maozinha	2	48	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986	X	X				
ARARMA 02 - 2.2	Maozinha	2.2	48.2	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986	X	X	X	X		
ARARMA 02 - 2.3	Maozinha	2.3	48.3	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986						
ARARMA 02 - 2.4	Maozinha	2.4	48.4	Shale	-7.3601	-39.0986	X					
ARARMA 02 - 2.8	Maozinha	2.8	48.8	Shale	-7.3601	-39.0986	X	X		X	X	
ARARMA 02 - 2.9	Maozinha	2.9	48.9	Calcareous shale	-7.3601	-39.0986			X (fossil)			
ARARMA 02 - 3.0	Maozinha	3	49	Shale	-7.3601	-39.0986	X	X				

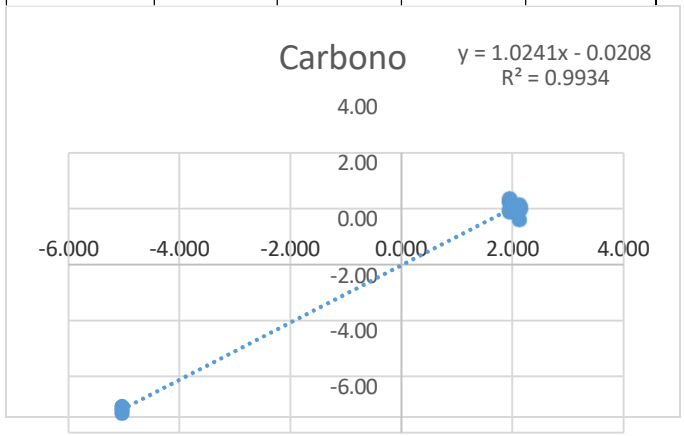
Table S2. *Geochemical and isotopic data of the samples analyzed.*

Sample	Outcrop	δ ^{13}C	Standard deviation	δ ^{18}O	Standard deviation
M2AR 6.9	Serra da Mãozinha	-3.1	0.05	-6.1	0.06
ARARMA 02-C.F.	Serra da Mãozinha	-6.1	0.09	-5.8	0.06
ARARMA 02-2.9F	Serra da Mãozinha	-1.6	0.08	-5.9	0.05
ARARMA 02-1.4	Serra da Mãozinha	-0.3	0.11	-5.6	0.08
ARARMA 02-1.2M	Serra da Mãozinha	0.5	0.08	-6.2	0.10
ARARMA 02-0.8	Serra da Mãozinha	1.1	0.07	-6.2	0.07
ARARMA 02-C.M.	Serra da Mãozinha	-5.8	0.10	-6.2	0.06
ARARMA 02-1.6F	Serra da Mãozinha	-0.2	0.11	-6.8	0.07
ARARMA 01-C.F.	Sobradinho	-5.1	0.10	-5.8	0.11
ARARMA 01-10.4	Sobradinho	-1.2	0.08	-5.8	0.10
ARARMA 01-2.6	Sobradinho	-15.8	0.08	-2.8	0.08
ARARMA 01-0.8M	Sobradinho	-15.3	0.12	-3.7	0.11
ARARMA 01-0.8V	Sobradinho	-16.0	0.10	-6.7	0.09
ARARMA 01-1.9	Sobradinho	-15.6	0.11	-3.4	0.07
ARARMA 03-C.F.	Romualdo	-4.0	0.08	-6.6	0.08
ARARMA 03-2.0	Romualdo	-2.6	0.10	-5.6	0.09
ARARMA 03-1.6	Romualdo	-3.0	0.10	-6.8	0.04
ARARMA 03-1.4	Romualdo	-4.3	0.10	-7.4	0.11
ARARMA 03-1.2	Romualdo	-14.1	0.11	-8.3	0.05
ARARMA 03-0.8	Romualdo	0.7	0.10	-4.8	0.11
ARARMA 03-0.2	Romualdo	1.6	0.06	-1.6	0.04

Table S2 (cont.). *Inorganic stable isotopes (standard data)*

Standard	$\delta^{13}C$‰	Standard deviation	$\delta^{18}O$‰	Standard deviation
CM1	1.60	0.05	-1.62	0.03
CM1	1.92	0.04	-1.38	0.03
CABRA 1	2.00	0.02	-1.69	0.02
CM 1	2.14	0.02	-1.27	0.03
NBS 19	2.36	0.05	-2.47	0.05
NBS 19	2.28	0.04	-2.54	0.05
NBS 19	2.21	0.04	-2.54	0.04
CABRA	2.05	0.03	-2.26	0.06
NBS 19	2.28	0.06	-2.54	0.04
NBS-18	-5.31	0.05	-23.46	0.03
NBS-19	1.87	0.03	-2.31	0.02
NBS-18	-5.07	0.02	-23.29	0.02
NBS-19	1.99	0.05	-2.33	0.03
NBS-18	-5.19	0.07	-23.38	0.03

Standard $\delta^{13}C$ value	difference	Standard $\delta^{18}O$ value	difference
2.120	0.52	-1.51	0.11
2.120	0.20	-1.51	-0.13
2.140	0.14	-1.72	-0.03
2.120	-0.02	-1.51	-0.24
1.950	-0.41	-2.20	0.27
1.950	-0.33	-2.20	0.34
1.950	-0.26	-2.20	0.34
2.140	0.09	-1.72	0.54
1.950	-0.33	-2.20	0.34
-5.040	0.27	-23.20	0.26
1.950	0.08	-2.20	0.11
-5.040	0.03	-23.20	0.09
1.950	-0.04	-2.20	0.13
-5.040	0.15	-23.20	0.18



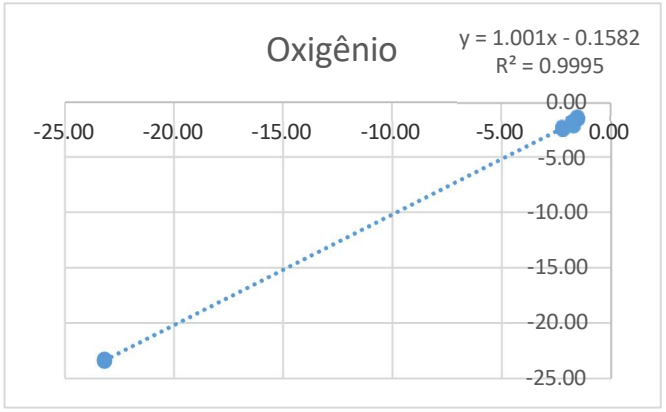


Table S2 (cont.). *Isotopic organic carbon data*

ARARMA 02 - Mãozinha				ARARMA 01 - Sobradinho		
Sample	**Hight (m)**	**d $^{13}C_{org}$**		**Sample**	**Height (m)**	**d $^{13}C_{org}$**
M2AR 6.7	-2	-25.026		ARARMA 01-0.0	0	-26.245
M2AR 6.8	-1	-24.619		ARARMA 01-0.4	0.4	-27.69
ARARMA 02-0.0	0	-23.017		ARARMA 01-0.6	0.6	-25.641
ARARMA 02-0.2	0.2	-22.113		ARARMA 01-1.0	1	-26.316
ARARMA 02-0.4	0.4	-22.422		ARARMA 01-1.3	1.3	-26.712
ARARMA 02-0.6	0.6	-22.057		ARARMA 01-1.9	1.9	-25.475
ARARMA 02-0.8	0.8	-23.271		ARARMA 01-2.1	2.1	-23.905
ARARMA 02-1.0	1	-23.018		ARARMA 01-2.3	2.3	-26.081
ARARMA 02-1.2	1.2	-22.124		ARARMA 01-2.5	2.5	-25.813
ARARMA 02-1.4	1.4	-22.07		ARARMA 01-2.7	2.7	-25.204
ARARMA 02-1.6	1.6	-22.26		ARARMA 01-3.3	3.3	-26.695
ARARMA 02-2.0	2.0	-22.452		ARARMA 01-4.2	4.2	-25.831
ARARMA 02-2.2	2.2	-23.13		ARARMA 01-4.5	4.5	-26.109
ARARMA 02-2.8	2.8	-22.713		ARARMA 01-5.1	5.1	-25.105
ARARMA 02-3.0	3.0	-22.769		ARARMA 01-5.4	5.4	-26.402
				ARARMA 01-5.6	5.6	-24.281
ARARMARMA 03 - Romualdo				ARARMA 01-5.9	5.9	-25.704
Sample	**Height (m)**	**d 13C**		ARARMA 01-6.2	6.2	-24.313
ARARMA 03-0.0	0.0	-11.36		ARARMA 01-6.5	6.5	-24.56
ARARMA 03-0.2	0.2	-17.23		ARARMA 01-6.8	6.8	-24.728
ARARMA 03-0.4	0.4	-5.87		ARARMA 01-7.0	7	-23.593
ARARMA 03-0.6	0.6	-20.53		ARARMA 01-7.2	7.2	-23.572
ARARMA 03-1.0	1.0	-24.543		ARARMA 01-7.4	7.4	-24.072
ARARMA 03-1.2	1.2	-24.529		ARARMA 01-7.6	7.6	-24.507
ARARMA 03-1.4	1.4	-24.154		ARARMA 01-7.9	7.9	-24.695

ARARMA 03-1.6	1.6	-25.246		ARARMA 01-8.2	8.2	-23.83
ARARMA 03-1.8	1.8	-23.789		ARARMA 01-8.5	8.5	-25.388
ARARMA 03-2.0	2.0	-5.21		ARARMA 01-8.8	8.8	-24.459
				ARARMA 01-9.1	9.1	-21.885
				ARARMA 01-9.4	9.4	-22.284
				ARARMA 01-9.8	9.8	-21.112
				ARARMA 01-10.7	10.7	-20.96
				ARARMA 01-11.0	11	-21.616
				ARARMA 01-11.3	11.3	-22.847
				ARARMA 01-11.7	11.7	-24.747
				ARARMA 01-11.9	11.9	-24.441
				ARARMA 01-12.2	12.2	-24.812
				ARARMA 01-12.5	12.5	-25.468
				ARARMA 01-12.7	12.7	-26.099
				ARARMA 01-13.0	13	-23.758
				ARARMA 01-13.3	13.3	-22.482
				ARARMA 01-13.9	13.9	-21.885
				ARARMA 01-14.2	14.2	-22.089
				ARARMA 01-14.9	14.9	-22.374
				ARARMA 01-15.2	15.2	-23.402
				ARARMA 01-15.6	15.6	-22.742

Table S2 (cont.). *Isotopic organic carbon (standard data)*

Standard	Coments	δ ^{13}C
USGS-24	Grafita	-17.131
USGS-24	Grafita	-17
UIW	Ureia	-39.093
USGS-24	Grafita	-16.796
UIW	Ureia	-40.188
USGS-24	Grafita	-16.956
USGS-24	Grafita	-16.34
UIW	Ureia	-40.218
USGS-24	Grafita	-17.005
UIW	Ureia	-39.892
USGS-24	Grafita	-16.925
UIW	Ureia	-40.027
USGS-24	Grafita	-16.41
UIW	Ureia	-40.397
USGS-24	Grafita	-16.504
UIW	Ureia	-40.049
USGS-24	Grafita	-16.515
UIW	Ureia	-40.235

δ ^{13}C standard value	Difference
-16.049	-1.08
-16.049	-0.95
-40.81	1.72
-16.049	-0.75
-40.81	0.62
-16.049	-0.91
-16.049	-0.29
-40.81	0.59
-16.049	-0.96
-40.81	0.92
-16.049	-0.88
-40.81	0.78
-16.049	-0.36
-40.81	0.41
-16.049	-0.46
-40.81	0.76
-16.049	-0.47
-40.81	0.58

Média diferença
0.04

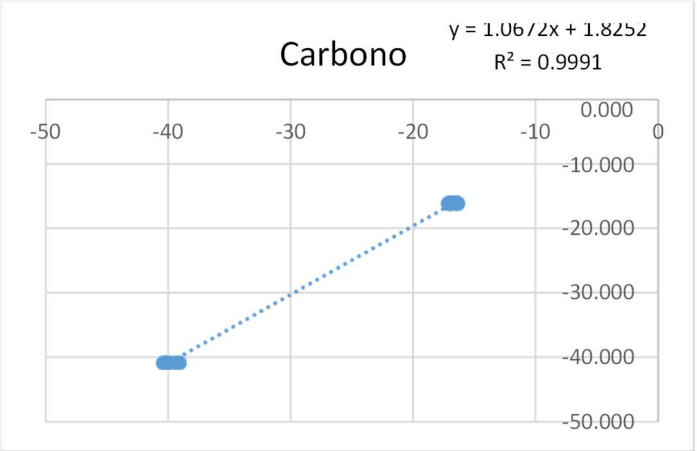


Table S2 (cont.). *TOC data*

Sample	Height (m)	TC (g/kg)	Integration area	Mass (mg)
Calibration curve				
Calcium carbonate	-	122.37	8.31E+05	56.3
Calcium carbonate	-	118.1	1.50E+06	102.6
Calcium carbonate	-	120.05	2.29E+06	151
Calcium carbonate	-	120.27	3.08E+06	201.8
ARAMRA 02 site – afloramento Serra da Mãozinha				
ARARMA 02 (0.6)	0.6	6.64	2.82E+05	400.2
ARARMA 02 (3.0)	3	5.84	2.41E+05	401.1
ARARMA 02 (0.2)	0.2	7.57	3.32E+05	402.5
M2AR 6.7	-2	22.24	1.09E+06	401.8
M2AR 6.9	-1	7.39	3.22E+05	401.8
M2AR 6.8	-1.5	19.92	9.77E+05	402.5
ARARMA 02 (1.2)	1.2	22.81	1.13E+06	404.2
ARARMA 02 (2.0)	2	17.8	8.71E+05	404.6
ARARMA 02 (2.8)	2.8	5.51	2.25E+05	402.5
ARARMA 02 (2.4)	2.4	6.92	3.00E+05	405.1
ARARMA 02 (1.8)	1.8	6.67	3.01E+05	420.7
ARARMA 02 (0.4)	0.4	6.95	2.99E+05	402.2
ARARMA 02 (0.0)	0	55.09	2.82E+06	403.7
ARARMA 02 (2.2)	2.2	50.03	2.59E+06	409.3
ARARMA 02 (0.8)	0.8	53.78	2.74E+06	402.1
ARARMA 02 (1.4)	1.4	9.86	4.49E+05	401
ARARMA 02 (1.0)	1	15.44	7.33E+05	397.4
ARARMA 02 (1.6)	1.6	6.38	2.69E+05	401.6

ARAMRA 03 site – afloramento Romualdo				
ARARMA 03 (0.0)	0	95.98	1.59E+06	132.8
ARARMA 03 (0.4)	0.4	99.8	1.89E+06	150.9
ARARMA 03 (1.6)	1.6	145.3	2.76E+06	150.2
ARARMA 03 (2.0)	2	102	1.91E+06	149.1
ARARMA 03 (0.2)	0.2	93.24	1.82E+06	156.1
ARARMA 03 (1.8)	1.8	132.7	2.85E+06	169.7
ARARMA 03 (1.0)	1	136.1	1.59E+06	93.9
ARARMA 03 (1.4)	1.4	192.5	3.57E+06	145.5
ARARMA 03 (0.6)	0.6	123.3	2.40E+06	154.1
ARARMA 03 (1.2)	1.2	172.7	1.74E+06	80.9
ARAMRA 01 site – afloramento Sobradinho				
ARARMA 01 (0.0)	0	4.25		452.1
ARARMA 01 (0.4)	0.4	135.7		103.5
ARARMA 01 (0.6)	0.6	45.49		399.6
ARARMA 01 (1.0)	1	71.42		221.1
ARARMA 01 (1.3)	1.3	89.45		209.6
ARARMA 01 (1.6)	1.6	33.24		426.2
ARARMA 01 (1.9)	1.9	98.81		203.6
ARARMA 01 (2.1)	2.1	58.31		225.6
ARARMA 01 (2.3)	2.3	68.77		399.7
ARARMA 01 (2.5)	2.5	60.35		405.2
ARARMA 01 (2.7)	2.7	55.07		410.9
ARARMA 01 (3.3)	3.3	30.48		412.2
ARARMA 01 (4.2)	4.2	60.33		403.1
ARARMA 01 (4.5)	4.5	64.4		218.2

ARARMA 01 (4.8)	4.8	82.46	3.23E+06	401.7
ARARMA 01 (5.1)	5.1	85.1		209.7
ARARMA 01 (5.4)	5.4	63.05		405.6
ARARMA 01 (5.6)	5.6	71.94		206.9
ARARMA 01 (5.9)	5.9	103.9		210.3
ARARMA 01 (6.2)	6.2	114.7		213.5
ARARMA 01 (6.5)	6.5	49.97		405.5
ARARMA 01 (6.8)	6.8	3.71		409.7
ARARMA 01 (7.0)	7	58.95		404
ARARMA 01 (7.2)	7.2	52.65		410
ARARMA 02 (7.4)	7.4	30.45		406
ARARMA 02 (7.6)	7.6	46.41		405
ARARMA 02 (7.9)	7.9	30.81		404.9
ARARMA 02 (8.2)	8.2	36.63		401.9
ARARMA 02 (8.8)	8.8	65.45	3.41E+06	407.1
ARARMA 02 (9.1)	9.1	44.86		406.1
ARARMA 02 (9.4)	9.4	74.11	3.31E+06	403.8
ARARMA 02 (9.8)	9.8	82.24	3.23E+06	402.4
ARARMA 02 (10.0)	10	13.71		426
ARARMA 02 (10.3)	10.3	38.14		456.4
ARARMA 02 (10.7)	10.7	18.81		430.3
ARARMA 02 (11.3)	11.3	72.19		202.4
ARARMA 02 (11.6)	11.6	19.89		425.7
ARARMA 02 (11.9)	11.9	15.73		427.2
ARARMA 02 (12.2)	12.2	18.2		431.1
ARARMA 02 (12.5)	12.5	18.93		451
ARARMA 02 (12.7)	12.7	2.95		452.3
ARARMA 02 (13.0)	13	39.87		456.1

ARARMA 02 (13.3)	13.3	23.47		452.9
ARARMA 02 (13.6)	13.6	10.51		458.9
ARARMA 02 (13.9)	13.9	37.74		452.2
ARARMA 02 (14.2)	14.2	7.34		453
ARARMA 02 (14.6)	14.6	5.62		456.6
ARARMA 02 (14.9)	14.9	3.85		461.2
ARARMA 02 (15.2)	15.2	2.69		453.7
ARARMA 02 (15.6)	15.6	2.72		454.9

Table S2 (cont.). *Total Hg data*

Run 1																		
Sample	**Mass (g)**			**Signal**			**Hg Mass (ng)**			**Concentration (ng/g)**			**Average Hg (ng/g)**	**SD**	**CV %**	**Ref**	**Recovery %**
NIST 1646a	0.0326	0.0251	0.027	321	293	305	1.157035	1.066141	1.105095	35.49	42.48	40.93	39.63	3.67	9.26	40	99.08087489
ARARMA 01-0.4	0.101	0.1041	0.106	2970	3210	3150	9.756219	10.53531	10.34053	96.60	101.20	97.55	98.45	2.43	2.47		
ARARMA 01-4.2	0.1026	0.1048	0.1028	682	685	652	2.328913	2.338651	2.231527	22.70	22.32	21.71	22.24	0.50	2.25		
ARARMA 01-4.8	0.1	0.1045	0.1107	644	704	723	2.205557	2.400329	2.462007	22.06	22.97	22.24	22.42	0.48	2.16		
ARARMA 01-6.2	0.1007	0.1061	0.1056	509	548	574	1.76732	1.893922	1.978323	17.55	17.85	18.73	18.04	0.62	3.41		
ARARMA 01-7.2	0.1017	0.1053	0.1036	410	434	460	1.445946	1.523855	1.608256	14.22	14.47	15.52	14.74	0.69	4.70		
ARARMA 01-15.2	0.1517	0.2013	0.2015	203	256	279	0.773983	0.946032	1.020694	5.10	4.70	5.07	4.96	0.22	4.49		
ARARMA 03-1.4	0.01	0.0123	0.0115	2990	3670	3480	9.821143	12.02856	11.41178	982.11	977.93	992.33	984.12	7.41	0.75		
6.7	0.101	0.2002	0.204	391	728	750	1.384269	2.478238	2.549654	13.71	12.38	12.50	12.86	0.73	5.71		
ARARMA 02-0.0	0.1005	0.2097	0.203	118	282	242	0.498056	1.030433	0.900585	4.96	4.91	4.44	4.77	0.29	6.05		
ARARMA 02-1.4	0.102	0.206	0.202	271	588	582	0.994725	2.02377	2.004293	9.75	9.82	9.92	9.83	0.09	0.87		
ARARMA 02-2.8	0.103	0.2027	0.201	250	494	476	0.926554	1.718627	1.660196	9.00	8.48	8.26	8.58	0.38	4.41		
ARARMA 03-1.2	0.0104	0.0129	0.0157	2090	2560	2730	6.899563	8.425277	8.977131	663.42	653.12	571.79	629.44	50.19	7.97		
ARARMA 03-1.6	0.015	0.018	0.0201	1730	2130	2360	5.730931	7.029411	7.776037	382.06	390.52	386.87	386.48	4.24	1.10		
ARARMA 01-5.4	0.051	0.103	0.1414	311	572	825	1.124573	1.971831	2.793119	22.05	19.14	19.75	20.32	1.53	7.54		
ARARMA 01-6.5	0.103	0.2024	0.2064	455	923	953	1.592025	3.111247	3.208633	15.46	15.37	15.55	15.46	0.09	0.56		
Run 2																	
Sample	**Mass (g)**			**Signal**			**Hg Mass (ng)**			**Concentration (ng/g)**			**Average Hg (ng/g)**	**SD**	**CV %**	**Ref**	**Recovery %**

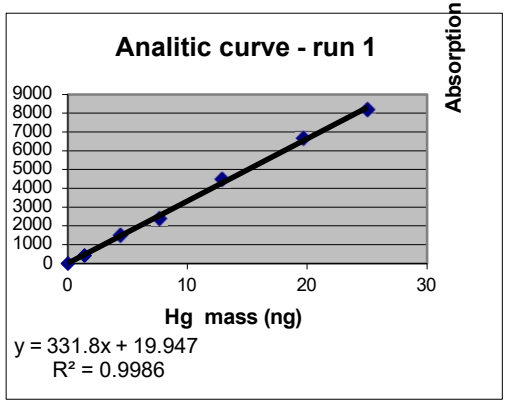
NIST 1646a	0.0205	0.0248	0.0267	257	268	293	0.88152	0.916341	0.995478	43.00	36.95	37.28	39.08	3.40	8.70	40	97.69502066
ARARMA03-2.0	0.0103	0.0107	0.0102	2620	2680	2590	8.361586	8.551515	8.266621	811.80	799.21	810.45	807.15	6.92	0.86		
ARARMA03-0.6	0.11	0.1016	0.1054	802	684	760	2.606715	2.233187	2.473764	23.70	21.98	23.47	23.05	0.93	4.05		
ARARMA01-0.0	0.102	0.1011	0.119	1710	1650	1910	5.480985	5.291055	6.114084	53.74	52.33	51.38	52.48	1.19	2.26		
ARARMA01-1.3	0.1013	0.1002	0.106	1310	1260	1340	4.214787	4.056512	4.309752	41.61	40.48	40.66	40.92	0.60	1.48		
ARARMA01-3.3	0.1032	0.1075	0.1025	653	660	641	2.135056	2.157215	2.09707	20.69	20.07	20.46	20.40	0.31	1.54		
ARARMA01-9.8	0.103	0.1026	0.1073	254	276	278	0.872024	0.941665	0.947996	8.47	9.18	8.84	8.83	0.36	4.03		
ARARMA01-10.7	0.1003	0.1034	0.1002	260	239	251	0.891017	0.824541	0.862527	8.88	7.97	8.61	8.49	0.47	5.49		
ARARMA01-12.1	0.1017	0.1016	0.1027	399	405	394	1.331021	1.350014	1.315193	13.09	13.29	12.81	13.06	0.24	1.85		
ARARMA02-0.4	0.1004	0.1507	0.1552	261	447	448	0.894182	1.482964	1.48613	8.91	9.84	9.58	9.44	0.48	5.10		
ARARMA02-0.8	0.1036	0.1061	0.1122	347	357	360	1.166415	1.19807	1.207566	11.26	11.29	10.76	11.10	0.30	2.67		
ARARMA02-2.2	0.1597	0.1643	0.1617	209	194	204	0.729576	0.682094	0.713749	4.57	4.15	4.41	4.38	0.21	4.81		
Run 3																	
Sample	**Mass (g)**			**Signal**			**Hg Mass (ng)**			**Concentration (ng/g)**			**Average Hg (ng/g)**	**SD**	**CV %**	**Ref**	**Recovery %**
NIST 1646a	0.007	0.0099	0.0106	106	143	158	0.259355	0.370868	0.416076	37.05	37.46	39.25	37.92	1.17	3.09	40	94.80380454
ARARMA 01-7.9	0.1002	0.1006	0.1007	405	427	425	1.160504	1.22681	1.220782	11.58	12.19	12.12	11.97	0.34	2.80		
ARARMA 01-1.6	0.1009	0.101	0.101	1320	1330	1330	3.918204	3.948343	3.948343	38.83	39.09	39.09	39.01	0.15	0.38		
ARARMA 01-11.3	0.1006	0.203	0.1852	278	549	423	0.777742	1.594503	1.214754	7.73	7.85	6.56	7.38	0.71	9.69		
ARARMA 02-0.2	0.1004	0.1006	0.1009	1290	1300	1280	3.827788	3.857926	3.797649	38.13	38.35	37.64	38.04	0.36	0.96		
ARARMA 03-2.0	0.011	0.0105	0.0108	2820	2720	2830	8.439023	8.137635	8.469161	767.18	775.01	784.18	775.46	8.51	1.10		
ARARMA 02-1.6	0.1	0.2511	0.2527	236	549	578	0.651159	1.594503	1.681906	6.51	6.35	6.66	6.51	0.15	2.35		

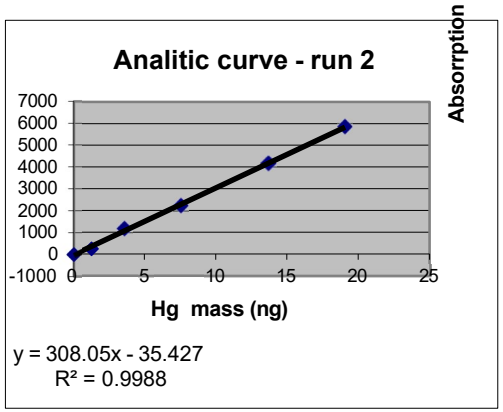
M2AR 6.9	0.1009	0.251	0.2502	363	869	864	1.033922	2.558944	2.543875	10.25	10.19	10.17	10.20		0.04	0.40		

Table S2 (cont.). *Total Hg (standard data)*

Pyro modo 1 (680-740ºC)	**12/07/2023 – Run 2**												
	Mass(g)			**Hg mass(ng)**	**Ultimate Area (U.A.)**							**Average**	**SD blank**
PACS-3	branco 45 s			0	7	17	18	13	0	0	20	10.71429	8.4403
	0.0004	0.0005	0.0004	1.291333333	269	228	252					249.6667	
	0.0011	0.0011	0.0014	3.576	1150	980	1420					1183.333	**LQ (ng)**
	0.0027	0.0023	0.0026	7.549333333	2490	1970	2250					2236.667	0.2740
	0.0047	0.0046	0.0045	13.708	4470	4250	3800					4173.333	
	0.0062	0.0064	0.0066	19.072	5560	6060	5950					5856.667	**LD (ng)**
													0.0830
y = a + bx													
a	-35.4273598												
b	308.0524768												
Pyro modo 1 (680-740ºC)	**18/07/2023 – Run 3**												
	Mass(g)			**Hg mass(ng)**	**Ultimate Area (U.A.)**							**Average**	**SD blank**
PACS-3	branco 45 s			0	12	21	0	0	10	1	8	7.428571	7.7858
	0.0004	0.0005	0.0004	1.291333333	207	327	338					290.6667	
	0.0012	0.0016	0.0014	4.172	1210	1170	1360					1246.667	**LQ (ng)**
	0.0023	0.0024	0.0023	6.953333333	2760	1930	2280					2323.333	0.2465
	0.0043	0.0045	0.0046	13.31066667	3690	4180	4690					4186.667	
	0.0064	0.0067	0.0063	19.27066667	6720	5890	5520					6043.333	**LD (ng)**
	0.0086	0.0086	0.0084	25.42933333	7540	9520	6940					8000	0.0747
y = a + bx													
a	-21.4777996												
b	315.9063219												

Pyro modo 1 (680-740ºC)	05/07/2023 – Run 1												
	Mass(g)			Hg mass(ng)	Ultimate Area (U.A.)							Average	SD blank
PACS-3	branco 45 s			0	7	9	0	13	0	11	0	5.714286	5.6484
	0.0004	0.0005	0.0005	1.390666667	325	447	556					442.6667	
	0.0014	0.0014	0.0016	4.370666667	1390	1780	1390					1520	**LQ (ng)**
	0.0027	0.0025	0.0025	7.648666667	2370	2490	2400					2420	0.1702
	0.0043	0.0043	0.0044	12.91333333	4650	4400	4360					4470	
	0.0065	0.0066	0.0067	19.668	6210	6770	7010					6663.333	**LD (ng)**
	0.0083	0.0085	0.0084	25.032	8030	8470	8050					8183.333	0.0516
y = a + bx													
a	19.94658536												
b	331.7983037												





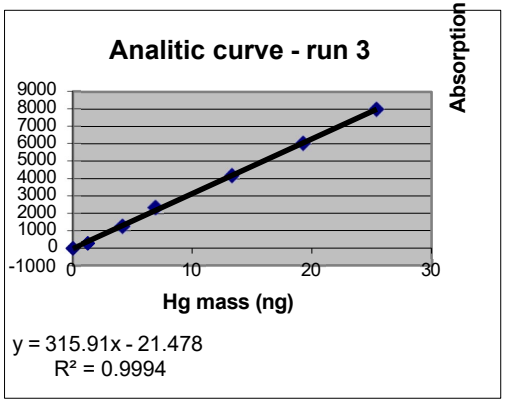


Table S2 (cont.). *Nd isotopes data*

Amostra	Afloramento	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ ± 2SE	$\varepsilon_{Nd\ (0)}$	T_{DM} (Ga)
ARARMA 03-0.2	Romualdo	5.743	57.101	0.0608	0.511488+/-12	-22.44	1.54
ARARMA 03-1.0	Romualdo	1.689	10.994	0.0929	0.511607+/-15	-20.11	1.80
ARARMA 03-2.0	Romualdo	4.286	27.065	0.0957	0.511533+/-9	-21.55	1.94
ARARMA 01-0.0	Sobradinho	5.194	33.158	0.0947	0.511589+/-5	-20.46	1.85
ARARMA 01-0.4	Sobradinho	6.180	33.967	0.1100	0.511690+/-12	-18.50	1.98
ARARMA 01-1.7	Sobradinho	5.542	32.696	0.1025	0.511719+/-15	-17.94	1.80
ARARMA 01-3.3	Sobradinho	7.253	48.384	0.0906	0.511430+/-8	-23.57	1.99
ARARMA 01-4.8	Sobradinho	9.095	266.670	0.0206	0.511440+/-15	-23.37	1.26
ARARMA 01-5.1	Sobradinho	11.157	71.340	0.0945	0.511435+/-8	-23.48	2.04
ARARMA 01-5.9	Sobradinho	5.022	32.857	0.0924	0.511369+/-8	-24.76	2.09
ARARMA 01-6.5	Sobradinho	10.884	69.608	0.0945	0.511404+/-4	-24.07	2.08
ARARMA 01-7.2	Sobradinho	9.715	61.687	0.0952	0.511927+/-28	-13.87	1.43
ARARMA 01-7.9	Sobradinho	10.486	68.954	0.0919	0.511382+/-7	-24.49	2.07
ARARMA 01-9.8	Sobradinho	8.220	53.502	0.0929	0.511470+/-5	-22.78	1.97
ARARMA 01-10.7	Sobradinho	7.065	45.187	0.0945	0.511427+/-13	-23.63	2.05
ARARMA 01-12.1	Sobradinho	10.951	68.327	0.0969	0.511432+/-7	-23.52	2.09
ARARMA 01-13.2	Sobradinho	12.159	71.645	0.1026	0.511411+/-9	-23.93	2.23
ARARMA 01-14.1	Sobradinho	13.753	91.975	0.0904	0.511425+/-6	-23.67	1.99
M2AR 6.7	Mãozinha	11.101	67.913	0.0988	0.511435+/-33	-23.46	2.12
M2AR 6.8	Mãozinha	13.107	18.169	0.4361	0.511372+/-7	-24.70	-1.22
ARARMA 02-0.0	Mãozinha	10.623	65.875	0.0975	0.511377+/-24	-24.60	2.17
ARARMA 02-1.6	Mãozinha	8.382	50.718	0.0999	0.511449+/-7	-23.19	2.12
ARARMA 02-2.8	Mãozinha	10.566	67.095	0.0952	0.511377+/-9	-24.60	2.13
BHVO 2		6.203	25.156	0.1491	0.512998+/-10	7.02	0.16

Table S3. *Major, trace and rare earth elements data of the samples analyzed.*

Sample	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
M2AR 7.7 (ARARMA 01-0.0m)	50.79	6.29	1.43	0.27	0.91	19.22	0.40	1.85	0.34	< L.D.	18.62	100.12
M2AR 06.9 (ARARMA 02-0.1m)	51.23	16.43	6.69	0.061	2.72	2.51	0.10	3.83	0.85	0.20	15.10	99.71
M2AR 07.8 XI (ARARMA 01-7.2m)	14.89	5.15	3.87	0.30	1.53	35.30	0.08	1.08	0.26	0.15	34.15	96.75
M2AR 6.8	48.13	18.04	8.74	0.065	3.32	1.17	0.11	3.67	0.95	0.23	15.76	100.17
M2AR 07.8 VII (ARARMA 01-4.5m)	4.75	1.52	2.60	0.26	0.65	45.01	0.03	0.27	0.080	0.11	36.72	91.98
M2AR 07.8 VIII (ARARMA 01-5.4m)	44.96	17.16	8.06	0.046	2.66	0.91	0.08	3.47	0.88	0.28	21.28	99.80
M2AR 07.8 XXII (ARARMA 01-15.6m)	42.50	14.12	6.34	0.11	3.14	10.07	0.23	3.29	0.75	0.13	18.90	99.56

Table S3 (cont.). *Major, trace and rare earth elements data of the samples analyzed. < L.D. values indicate that the sample signal was below the equipment's limit of detection*

Sample	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Ge	Hf	In	Mo	Nb	Ni
	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g
M2AR 7.7 (ARARMA 01-0.0m)	2.05	386	0.74	0.18	0.09	5.60	126	1.02	10.0	7.07	0.72	5.40	< L.D.	0.92	5.82	15.2
M2AR 06.9 (ARARM 02-0.1m)	1.94	828	3.12	0.45	0.05	14.8	87.6	5.63	33.3	24.8	1.83	5.25	0.07	0.81	18.3	37.7
M2AR 07.8 XI (ARARMA 01-7.2m)	4.37	152	1.32	0.23	0.29	7.58	46.4	1.75	43.5	7.84	0.46	1.64	< L.D.	24.1	4.91	25.5
M2AR 6.8	2.47	604	3.76	0.38	0.24	21.7	122	7.63	65.2	30.2	2.43	4.43	0.09	7.36	20.8	63.2
M2AR 07.8 VII (ARARMA 01-4.5m)	4.77	20176	0.33	< L.D.	1.10	9.79	10.0	0.41	19.3	2.16	0.18	0.52	< L.D.	24.3	1.49	12.3
M2AR 07.8 VIII (ARARMA 01-5.4m)	3.81	639	3.51	0.41	0.17	38.9	104	7.94	148	29.1	2.19	3.13	0.08	10.3	18.5	37.7
M2AR 07.8 XXII (ARARMA 01-15.6m)	2.72	574	2.49	0.25	0.07	22.1	87.0	5.47	46.7	21.4	1.31	4.43	0.07	1.92	14.2	39.3

Sample	Pb	Rb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce
	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g
M2AR 7.7 (ARARMA 01-0.0m)	10.2	55.2	0.20	4.24	0.73	101	0.52	5.40	1.33	25.0	6.37	19.3	22.2	216	22.9	45.0
M2AR 06.9 (ARARMA 02-0.1m)	26.0	177	0.14	14.88	3.54	101	1.68	22.3	3.73	65.9	1.58	28.7	96.8	194	73.6	140
M2AR 07.8 XI (ARARMA 01-7.2m)	9.33	46.2	0.36	6.15	1.65	239	0.44	6.19	3.29	71.0	1.28	13.6	42.8	62.0	28.1	55.1
M2AR 6.8	27.3	200	0.27	19.08	4.46	101	1.85	28.3	5.65	102	2.29	40.8	197	162	97.8	189
M2AR 07.8 VII (ARARMA 01-4.5m)	4.02	11.2	0.52	2.30	< L.D.	726	0.14	1.63	2.54	107	25.6	7.90	45.9	20.9	18.2	27.3
M2AR 07.8 VIII (ARARMA 01-5.4m)	26.6	200	0.27	18.12	4.26	73.8	1.67	25.8	8.89	160	15.0	32.6	140	111	79.3	153
M2AR 07.8 XXII (ARARMA 01-15.6m)	17.1	145	0.20	14.61	3.21	151	1.30	16.2	3.07	77.3	17.5	28.8	101	159	55.0	107

Sample	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	
M2AR 7.7 (ARARMA 01-0.0m)	4.67	17.7	3.43	0.829	3.12	0.482	2.98	0.628	1.69	0.256	1.63	0.255	
M2AR 06.9 (ARARMA 02-0.1m)	15.8	55.6	9.42	1.71	7.00	0.977	5.53	1.10	2.86	0.426	2.71	0.411	
M2AR 07.8 XI (ARARMA 01-7.2m)	5.43	19.5	3.52	0.667	2.77	0.407	2.44	0.501	1.40	0.217	1.48	0.228	
M2AR 6.8	21.0	74.5	13.0	2.30	9.87	1.39	7.86	1.52	3.87	0.560	3.49	0.514	
M2AR 07.8 VII (ARARMA 01-4.5m)	2.83	9.59	1.59	0.627	1.35	0.200	1.23	0.265	0.743	0.114	0.741	0.116	
M2AR 07.8 VIII (ARARMA 01-5.4m)	18.2	66.2	11.4	1.93	8.27	1.15	6.46	1.23	3.19	0.464	2.87	0.418	
M2AR 07.8 XXII (ARARMA 01-15.6m)	12.0	43.8	8.00	1.53	6.35	0.940	5.49	1.10	2.86	0.425	2.66	0.397	

Table S3 (cont.). *Major, trace and rare earth elements data of the samples analyzed (normalized by PAAS). < L.D. values indicate that the sample signal was below the equipment's limit of detection. Values marked in orange indicate high CaO concentrations.*

Sample	PAAS McLennan (1985, 2001); Pourmand et al (2012)	M2AR 7.7 (ARARMA 01-0.0m)	M2AR 06.9 (ARARM 02-0.1m)	M2AR 07.8 XI (ARARMA 01-7.2m)	M2AR 6.8	M2AR 07.8 VII (ARARMA 01-4.5m)	M2AR 07.8 VIII (ARARMA 01-5.4m)	M2AR 07.8 XXII (ARARMA 01-15.6m)
wt%								
SiO_2	62.8	0.8	0.8	0.2	0.8	0.1	0.7	0.7
Al_2O_3	18.9	0.3	0.9	0.3	1.0	0.1	0.9	0.7
Fe_2O_3	6.5	0.2	1.0	0.6	1.3	0.4	1.2	1.0
MnO	0.1	2.7	0.6	3.0	0.6	2.6	0.5	1.1
MgO	2.2	0.4	1.2	0.7	1.5	0.3	1.2	1.4
CaO	1.3	14.8	1.9	27.2	0.9	34.6	0.7	7.7
Na_2O	1.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.2
K_2O	3.7	0.5	1.0	0.3	1.0	0.1	0.9	0.9
TiO_2	1.0	0.3	0.8	0.3	1.0	0.1	0.9	0.7
P_2O_5	0.2	D.L.	1.0	0.8	1.2	0.6	1.4	0.7
Sc	15.9	0.3	0.9	0.4	1.2	0.1	1.1	0.9
Rb	160.0	0.3	1.1	0.3	1.3	0.1	1.3	0.9
Cs	15.0	0.1	0.4	0.1	0.5	0.0	0.5	0.4
Ba	650.0	0.6	1.3	0.2	0.9	31.0	1.0	0.9
Sr	200.00	0.51	0.51	1.20	0.50	3.63	0.37	0.8
Th	14.6	0.4	1.5	0.4	1.9	0.1	1.8	1.1
U	3.1	0.4	1.2	1.1	1.8	0.8	2.9	1.0
Y	27.3	0.7	1.1	0.5	1.5	0.3	1.2	1.1
Zr	210.0	1.0	0.9	0.3	0.8	0.1	0.5	0.8
Mo	1.5	0.6	0.5	16.1	4.9	16.2	6.8	1.3
Nb	19.0	0.9	2.9	1.0	3.9	0.5	3.5	2.3

Hf	5.0	1.1	1.0	0.3	0.9	0.1	0.6	0.9
Cr	110.0	1.1	0.8	0.4	1.1	0.1	0.9	0.8
V	150.0	0.2	0.4	0.5	0.7	0.7	1.1	0.5
Co	23.0	0.2	0.6	0.3	0.9	0.4	1.7	1.0
Cu	50.0	0.2	0.7	0.9	1.3	0.4	3.0	0.9
Ni	55.0	0.3	0.7	0.5	1.1	0.2	0.7	0.7
Zn	85.0	0.3	1.1	0.5	2.3	0.5	1.6	1.2
La	44.56	0.5	1.7	0.6	2.2	0.4	1.8	1.2
Ce	88.25	0.5	1.6	0.6	2.1	0.3	1.7	1.2
Pr	10.15	0.5	1.6	0.5	2.1	0.3	1.8	1.2
Nd	37.32	0.5	1.5	0.5	2.0	0.3	1.8	1.2
Sm	6.88	0.5	1.4	0.5	1.9	0.2	1.7	1.2
Eu	1.22	0.7	1.4	0.5	1.9	0.5	1.6	1.3
Gd	6.04	0.5	1.2	0.5	1.6	0.2	1.4	1.1
Tb	0.89	0.5	1.1	0.5	1.6	0.2	1.3	1.1
Dy	5.33	0.6	1.0	0.5	1.5	0.2	1.2	1.0
Ho	1.05	0.6	1.0	0.5	1.4	0.3	1.2	1.0
Er	3.08	0.5	0.9	0.5	1.3	0.2	1.0	0.9
Tm	0.45	0.6	0.9	0.5	1.2	0.3	1.0	0.9
Yb	3.01	0.5	0.9	0.5	1.2	0.2	1.0	0.9
Lu	0.44	0.6	0.9	0.5	1.2	0.3	0.9	0.9
Ta	0.00	0	0	0	0	0	0	0
Eu/Eu*	0.58	0.333879041	0.291901692	0.310515619	0.30111736	0.285717265	0.297456329	0.3
ΩCe	1.00	0.773827077	0.644216176	0.653374441	0.619852492	1.307878193	0.607950435	0.7
Cr/Th	7.53	0.139072633	0.131277098	0.142163586	0.133298023	0.119316947	0.128664132	0.1
Th/Sc	0.92	25.3683016	4.265655065	8.157600617	4.684116095	6.688932492	4.370948524	5.8
Zr/Sc	13.22	0.096373419	0.11344208	0.076125112	0.112374602	0.053709794	0.107834223	0.1
LREE	92.0							

HREE	3.9							
MREE	12.3							
MREE*	48.0							
Al		33294.52236	86927.75867	27255.8878	95448.53136	8055.041016	90833.55385	74728.76422
Si		237015.2597	239068.552	69485.27696	224602.1746	22166.22334	209809.1372	198329.3667
Fe		20403.20275	95682.01315	55376.0366	124892.7652	37217.6151	115198.7418	90606.23391

$LREE = La_{PAAS} + Pr_{PAAS} + Nd_{PAAS}$ (in ppm); $MREE = Gd_{PAAS} + Tb_{PAAS} + Dy_{PAAS}$ (in ppm);

$HREE = Tm_{PAAS} + Yb_{PAAS} + Lu_{PAAS}$ (in ppm); MREE* = (HREE+LREE) / 2;

$CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)] \times 100$ (in molar proportions);

$Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ where X_N refers to the chondrite-normalized concentration value [Condie, 1993];

$\Omega Ce = 2 \times (Ce_{sample}/Ce_{PAAS}) / [(La_{sample}/La_{PAAS}) + (Pr_{sample}/Pr_{PAAS})]$

Capítulo 8 - Dados remanescentes

Bacias do Acre/Solimões – Dados isotópicos

Tabela 1. *Dados de isótopos estáveis dos afloramentos ao longo da BR-364.*

Tipo de Amostra	**Amostra**	Afloramento	δ^{13}C‰	δ^{18}O‰
Rocha Total	AC 059 A	AC 59	-14.29	-8.64
Rocha Total	AC 061 A	AC 61	-12.09	-7.82
Rocha Total	AC 61_19(2)(A)	AC 61	-11.92	-6.71
Rocha Total	AC 61_19(2)(B)	AC 61	-12.17	-7.09
Rocha Total	AC 61_19(2)(C)	AC 61	-12.08	-7.69
Rocha Total	ACRE 062 (3T)	AC 62	-16.34	-8.87
Rocha Total	ACRE 062 (2M)	AC 62	-14.64	-8.04
Rocha Total	ACRE 062 (1B)	AC 62	-14.89	-8.19
Rocha Total	AC 64 IT1(A)	AC 64	-12.88	-7.56
Rocha Total	AC 64 IT1(B)	AC 64	-12.45	-7.46
Rocha Total	AC 64 IT2 (A)	AC 64	-11.72	-7.50
Rocha Total	AC 64 IT2 (B)	AC 64	-12.56	-7.53
Rocha Total	AC 64 IT4 (A)	AC 64	-12.55	-7.06
Rocha Total	AC 64 IT4 (B)	AC 64	-13.83	-6.83
Rocha Total	AC 64 IT4 (C)	AC 64	-12.24	-7.37
Rocha Total	AC 65_19(A)(A)	AC 65	-15.28	-7.79
Rocha Total	AC 65_19(A)(B)	AC 65	-15.85	-6.84
Rocha Total	AC 65(1)(B)	AC 65	-12.23	-6.89
Rocha Total	ACRE 065(2)	AC 65	-13.13	-7.44
Rocha Total	AC 065 (10)	AC 65	-11.23	-8.07
Rocha Total	AC 066 (A) B	AC 66	-14.33	-8.02
Rocha Total	AC 066 (E) C	AC 66	-14.58	-8.21
Rocha Total	AC 066 (C) A	AC 66	-16.22	-7.30
Rocha Total	AC 066 (B)	AC 66	-15.77	-8.04
Rocha Total	AC 066 (A) A	AC 66	-14.74	-7.72
Fósseis	AC 65 Caranguejo	AC 65	-14.05	-8.02
Fósseis	AC 65 Vert Jacaré	AC 65	-12.16	-6.72
Fósseis	AC 65 Tartaruga	AC 65	-12.39	-7.23
Fósseis	AC 65 Jacaré	AC 65	-12.25	-7.37

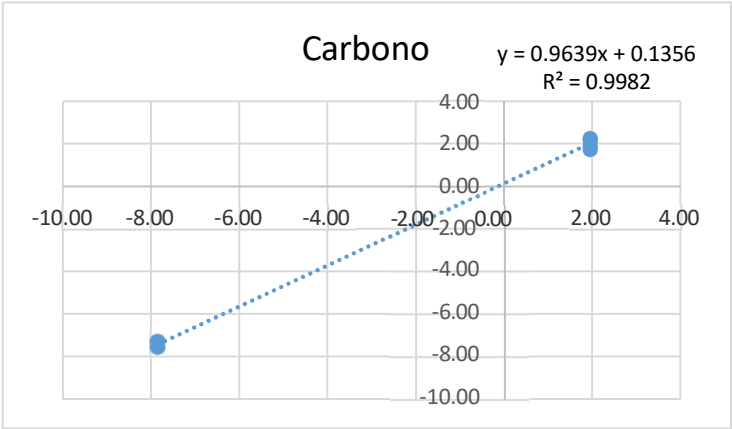
Tipo de Amostra	**Amostra**	Afloramento	δ^{13}C‰	δ^{18}O‰
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-7.67	-4.08
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-9.37	-6.19
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-9.58	-5.96
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-9.92	-7
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-8.81	-6.65
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-8.56	-7.14
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-10.11	-6.39
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-9.25	-6.18
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-8.35	-3.17
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-10.63	-5.34
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-10.99	-6.74
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-9.61	-6.57
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-11.12	-6.43
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-11.7	-6.59
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-9.2	-4.45
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-10.6	-6.63
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-11.5	-7.43
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-11.69	-5.41
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-11.05	-7.24
Trabalhos prévios	Gross & Piller, 2020		-12.13	-6.94
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-10.62	-4.82
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-9.86	-3.13
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-8.86	-2.33
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-8.51	-2.53
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-8.52	-2.1
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-8.72	-5.49
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-9.71	-5.53
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-10.56	-2.11
Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-11.42	-4.29

Fósseis	AC 64 MOfiolito	AC 64	-12.28	-6.66		Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-11.41	-1.54
Fósseis	AC 64 COfiolito	AC 64	-13.58	-6.66		Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-8.29	-6.45
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-10.58	-8.86
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-9.89	-5.38
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-9.62	-4.95
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-8.85	-4.91
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-8.49	-7.26
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-7.28	-3.73
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-10.64	-5.73
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-7.15	-7.47
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-6.98	-4.88
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-12.01	-5.99
						Trabalhos prévios	Vonhof, 2003		-9.49	-5.63
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-11.81	-9.29
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-12.01	-9.66
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-11.54	-9.09
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-9.43	-7.69
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-12.95	-9.55
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-12.81	-9.89
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-12.36	-8.7
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-13.03	-8.66
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-11.83	-8.41
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-12.83	-9.7
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-11.6	-8.79
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-12.13	-8.92
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-12.64	-8.95
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-10.66	-9.06
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-13.69	-10.73
						Trabalhos prévios	Gross et al. 2013		-11.34	-7.84

Tabela 2. *Padrões utilizados nas corridas para obtenção dos dados de isótopos estáveis.*

Padrão	$\delta^{13}C‰$	desvio	$\delta^{18}O‰$	desvio
NBS-19	2.26	0.04	-2.24	0.06
NBS-19	2.16	0.05	-2.10	0.04
REI-I	-7.56	0.09	-8.05	0.03
REI-I	-7.30	0.04	-7.82	0.05
NBS-19	1.90	0.04	-2.29	0.04
NBS-19	1.73	0.05	-2.19	0.01

Tabelado $\delta^{13}C$	Diferença	Tabelado $\delta^{18}O$	Diferença
1.95	-0.31	-2.20	0.04
1.95	-0.21	-2.20	-0.10
-7.85	-0.29	-7.90	0.15
-7.85	-0.55	-7.90	-0.08
1.95	0.05	-2.20	0.09
1.95	0.22	-2.20	-0.01



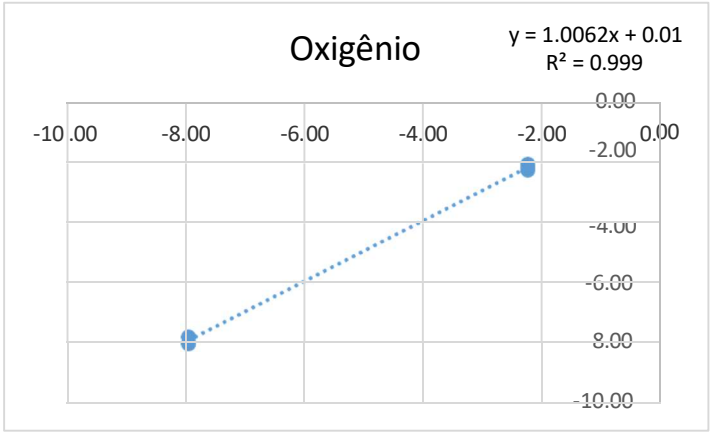


Tabela 3. *Dados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ das amostras analisadas nos afloramentos da Formação Solimões ao longo da BR-364 e os padrões utilizados.*

Amostra	**Afloramento**	**Idade**	**$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2SE$**
AC 0061	AC 61	Fim do Mioceno Superior	0.70929+/-1
AC 0062 (1B)	AC 62	Mioceno Superior	0.70898+/-4
AC 0062 (2M)	AC 62	Mioceno Superior	0.70878+/-3
AC 0062 (3T)	AC 62	Mioceno Superior	0.70898+/-2
AC 0062 E	AC 62	Mioceno Superior	0.71222+/-8
AC 0064	AC 64	Fim do Mioceno Superior	0.70931+/-3
AC 0065	AC 65	Mioceno Superior	0.71229+/-5
AC 0065 (2)	AC 65	Mioceno Superior	0.70938+/-3
AC 0066 (A) A	AC 66	Fim do Mioceno Superior	0.70911+/-3
AC 0066 (A) B	AC 66	Fim do Mioceno Superior	0.70857+/-12
AC 0066 (B)	AC 66	Fim do Mioceno Superior	0.70855+/-4
AC 0066 (C) A	AC 66	Fim do Mioceno Superior	0.70835+/-3
AC 0066 (E) A	AC 66	Fim do Mioceno Superior	0.70839+/-1

Padrão	**$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2SE$**	**$^{87}Sr/^{86}Sr$ (tab)**
NBS 987	0.71029+/-1	0.71025
NBS 987	0.71028+/-2	0.71025
NBS 987	0.71029+/-1	0.71025

Tabela 4. *Dados de Sm/Nd de rocha total das amostras analisadas nos afloramentos ao longo da BR-364.*

Amostra	Afloramento	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ ± 2SE	$e_{Nd\ (0)}$	T_{DM} (Ga)
ACRE 0061	**AC 61**	4.703	24.304	0.1170	0.512245+/-9	-7.67	1.25
ACRE 0062 1B	**AC 62**	6.371	31.709	0.1215	0.512233+/-9	-7.90	1.33
ACRE 0062 2M	**AC 62**	5.667	28.282	0.1211	0.512249+/-12	-7.59	1.30
ACRE 0062 3T	**AC 62**	4.625	23.274	0.1201	0.512227+/-15	-8.01	1.32
ACRE 0064	**AC 64**	3.817	19.125	0.1206	0.512263+/-15	-7.31	1.27
ACRE 0065	**AC 65**	4.576	23.445	0.118	0.512285+/-13	-6.892	1.200
ACRE 0065 (2)	**AC 65**	3.572	17.572	0.123	0.512260+/-7	-7.365	1.303
BHVO 2	**Padrão**	6.203	25.156	0.1491	0.512996+/-9	7.03	0.15