UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO GRUPO PASSA
DOIS (PERMIANO) NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ
(ESTADOS DE SANTA CATARINA E SÃO PAULO, BRASIL)**

Luciano Alessandretti

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e
Hidrogeologia

SÃO PAULO / SP

2017

Nome: ALESSANDRETTI, Luciano

Título: Geocronologia e Geoquímica Isotópica do Grupo Passa Dois (Permiano) na borda leste da Bacia do Paraná (estados de Santa Catarina e São Paulo).

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo para obtenção do título de
Doutor em Ciências.

Aprovado em:

Banca examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Dedicatória

Aos meus pais,
Lúcia e Edison Léo.
E a minha fonte de inspiração,
o Professor Milton Luiz Laquintinie Formoso.
iii

Epígrafe

*“A mind is like a parachute.
It doesn't work if it is not open”*

Frank Vincent Zappa

Agradecimentos

Ao longo dos anos em que se desenvolve uma tese de doutorado, é grande o número de pessoas que contribuem de uma maneira ou outra para se chegar ao final de tal empreitada. Por isso, peço desculpas antecipadas àqueles que porventura ficarem de fora dos agradecimentos.

Primeiramente, gostaria de agradecer enormemente ao Prof. Dr. Rômulo Machado, pela amizade e excelente orientação tanto em campo quanto no escritório.

Agradecimentos mais que especiais ao caro amigo e Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren (Universidade Estadual Paulista, *campus* Rio Claro), pelas excelentes discussões geológicas e imensa ajuda na preparação dos manuscritos que compõem esta tese. Foi, ainda, que não oficializado, um grande orientador.

Agradeço muitíssimo ao Prof. Dr. Mario Luis Assine (Universidade Estadual Paulista, *campus* Rio Claro), pela amizade e pelos ensinamentos a respeito da evolução geológica da Bacia do Paraná.

Aos profs. Drs. Umberto Giuseppe Cordani e Paulo César Fonseca Giannini, pelas discussões e oportunas sugestões efetuadas durante o exame de qualificação.

Ao Prof. Dr. Cristiano Lana da Universidade Federal de Ouro Preto e toda sua equipe do Laboratório de Geologia Isotópica, os nossos profundos agradecimentos pela inestimável ajuda na obtenção e tratamento dos dados geocronológicos.

Ao Dr. Isaac Jamil Sayeg do Laboratório de Microscopia Eletrônica do IGc-USP, por sua incondicional atenção e dedicação durante as sessões de microscopia eletrônica.

Agradeço ao Samuel, ao Vasco e toda a equipe do Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do IGc-USP, pela grande ajuda na preparação das amostras.

Quero aqui destacar também a ajuda do geólogo Eduardo Guadagnin e do graduando Henrique Frasson (curso de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos), durante os trabalhos de campo realizados nas regiões de Lages e da Serra do Rio do Rastro, Santa Catarina.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado.

À Graziela, por todo amor e apoio.

Por último, agradeço aos meus pais, Edison Léo e Lúcia, que incentivaram a mim e a minha irmã Laiz a lutar, pelo que realmente amamos e nos tornam felizes. Tal percepção foi de fundamental importância não só nos últimos quatro anos, mas desde sempre.

Resumo

A presente tese tem como objetivo principal avaliar a proveniência sedimentar e a origem de concreções carbonáticas do Grupo Passa Dois na borda leste da Bacia do Paraná. Para alcançar esses objetivos, realizaram-se primeiramente levantamentos de campo para a análise faciológica detalhada das unidades estudadas. Foram selecionadas três áreas-alvo: o Domo de Lages e a Serra do Rio do Rastro em Santa Catarina; e a região de Porangaba, no estado de São Paulo. As análises de U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro, aliadas aos seus dados de paleocorrentes, possibilitaram a elaboração de um modelo paleogeográfico complexo associado com os padrões de dispersão de sedimentos vigentes durante o Permiano da Bacia do Paraná e de áreas adjacentes do sudoeste de Gondwana. Neste contexto, o arco magmático Gondwanides, localizado na margem sul de Gondwana e ativo à época de deposição do Grupo Passa Dois, atuou como importante área-fonte, fornecendo sedimentos de idade permo-carbonífera. As faixas móveis brasileiras/pan-africanas (Ribeira, Dom Feliciano, Damara e Namaqua-Natal), cujas áreas expostas bordejavam a borda leste da Bacia do Paraná durante o Permiano e também atuaram como importantes áreas-fonte de sedimentos. A reciclagem de rochas metassedimentares e sedimentares pretéritas, como os quartzitos cambrianos e devonianos da Faixa Dobrada Ventania e os arenitos neosilurianos-devonianos da Formação Sierra Grande no Maciço Norte Patagônico, foi igualmente um dos importantes processos responsáveis pelo suprimento de sedimentos para a bacia. Outra importante área-fonte foi o Cinturão Namaqua-Natal na África do Sul e Namíbia, onde ocorrem rochas ígneas máficas a intermediárias grenvillianas. Desta maneira, aportaram na Bacia do Paraná durante o Permiano, sedimentos oriundos de regiões proximais e distais. A partir do Neopermiano, a intercalação de estratos eólicos e fluviais evidencia fortemente o processo gradual de continentalização registrado na Bacia do Paraná durante a transição das Eras Paleozoica e Mesozoica. Portanto, considera-se que durante o Neopermiano e Eotriássico, sistemas aluviais transcontinentais, com origem no arco magmático Gondwanides, progradaram de norte para sul no sentido da área subsidente da Bacia do Paraná, suprimindo-a de sedimentos providos de S, SE e SW. Os isótopos estáveis de carbono e oxigênio em concreções carbonáticas e diques clásticos da Formação Serra Alta evidenciam um sistema de

exsudação de metano com origem nos folhelhos ricos em matéria orgânica da Formação Irati. A atividade sísmica intraplaca durante o Permiano, muito provavelmente associada à propagação de esforços compressivos atuantes na borda sul de Gondwana, reativou/formou falhas no embasamento pré-cambriano e na cobertura sedimentar permiana. A sismicidade penecontemporânea à sedimentação permiana induziu a fluidificação de sedimentos inconsolidados e sua posterior injeção forçada nas unidades superiores. Após os processos de falhamentos e injeção de diques clásticos, os caminhos de migração para o escape de metano (CH_4) ocorreu principalmente por meio dessas estruturas. As assinaturas isotópicas de carbono das concreções sugerem que sua origem foi relacionada diretamente com o processo de oxidação anaeróbica de metano na zona de transição sulfato-metano na sucessão sedimentar da Formação Serra Alta. Adicionalmente, intercaladas entre os níveis de concreções, estruturas sedimentares induzidas por atividade de micro-organismos foram preservadas na base de brechas carbonáticas. A ocorrência de pirritas framboidais nas concreções, com diâmetros entre 4 e 13 μm , constitui forte evidência para nucleação e crescimento em ambiente anóxico a disóxico. As razões $\delta^{18}\text{O}$ obtidas, combinadas com dados sedimentológicos, paleontológicos e paleogeográficos, indicam que o mar epicontinental eopermiano que recobriu a Bacia do Paraná durante a sedimentação da Formação Serra Alta possuía conexões restrita ou mesmo inexistente com o Panthalassa. O sistema de exsudação de metano ocorrido durante o Permiano da Bacia do Paraná constitui a mais antiga evidência deste tipo de processo em bacias paleozoicas do continente Sul-Americano. Os isótopos estáveis de oxigênio das concreções carbonáticas do Membro Serrinha (Formação Rio do Rasto), integrados aos dados sedimentológicos das rochas hospedeiras, reforçam a hipótese de que o mar epicontinental que recobriu a referida bacia durante o Neopermiano esteve fortemente influenciado por águas meteóricas. As razões $\delta^{13}\text{C}$ indicam que os isótopos de carbono foram derivados de uma fonte levemente empobrecida em ^{13}C , suportando ao menos em parte, uma contribuição organogênica, o que é esperado em ambientes oxigenados e influenciados por água meteórica.

Palavras-chave: Bacia do Paraná, Permiano, geocronologia, geoquímica isotópica, proveniência, diagênese, paleogeografia.

Abstract

The main goals of this thesis are the evaluation of the sedimentary provenance and the birth and growth of carbonate concretions from the Permian Passa Dois Group along the eastern border of the Paraná Basin. To achieve such objectives, detailed columnar sections from the distinct formations of the Passa Dois Group were measured in the Lages Dome, Rio do Rastro and Porangaba areas. The U-Pb and Lu-Hf isotopic signatures of detrital zircons coupled with paleocurrent data from the Serra Alta, Teresina and Rio do Rastro formations, allowed the elaboration of a paleogeographic model for the Paraná Basin and adjacent areas of southwestern Gondwana during the Permian. In this way, the Gondwanides Orogen, which was active during the Permo-Carboniferous, acted as an important source area providing immature detritus to the sediment-routing systems. The Brasiliano/Pan-African mobile belts such as the Ribeira, Dom Feliciano, Damara and Namaqua-Natal, which surrounded the eastern edge of Paraná Basin during Permian times, acted as important sediment source areas. The sedimentary recycling of the Cambrian and Devonian quartzites of the Ventania Fold Belt and the Siluro-Devonian sandstones of the Sierra Grande Formation of the North Patagonian Massif was also a striking process responsible for the sedimentary supply of the Paraná Basin during the Permian. Another significant source area was the Grenvillian igneous rocks of mafic to intermediate compositions from the Namaqua-Natal Belt in South Africa and Namibia. In this way, the sediments that reached the Paraná Basin during the Permian have been subjected to both, short and long distance travels. The stable isotope analyses of micritic calcite cements from carbonate concretions and clastic dikes of the Serra Alta Formation revealed an atypical methane seep system in the Permian Passa Dois Group of the basin. This seep was developed within an epicontinental sea and was fueled by the organic-rich shales of the Irati Formation. The intraplate seismic activity, probably related to the compressional stress along the southern margin of Gondwana, resulted in extensive faulting of Precambrian basement and Permian strata. This syn-sedimentary seismicity induced sediment liquefaction and upward forced injection of fluidized sediments within the Serra Alta sediments. After faulting and clastic dikes emplacement, these structures acted as the plumbing system for methane migration from the Irati organic-rich shales to the Serra Alta Formation. The subtle ^{13}C -depleted carbonate matrix from the Serra Alta

concretions suggests that the formation was mediated by microbially-induced anaerobic oxidation of methane coupled with sulfate reduction at the sulfate-methane transition zone. Furthermore, microbially-induced sedimentary structures are recorded in limestones between the concretion-bearing intervals. Unusually large pyrite framboid clusters (~1.5 mm) along the concretions rims indicate establishment of strongly reducing conditions, most likely associated to the expansion of an oxygen minimum zone triggered by increased primary productivity. The presence of the pyrite framboid clusters with 4 to 13 μm of diameter indicates nucleation and growth under anoxic to lower dysoxic conditions, just below the sediment-water interface. The $\delta^{18}\text{O}$ signatures of the early diagenetic concretions, combined with paleontological and sedimentological data and paleogeographic reconstructions suggest that the Passa Dois methane seep system developed within a huge intracontinental basin probably with restricted or no marine connections to the south-southwestward Panthalassa. The Middle Permian seep system of the Paraná Basin is the oldest evidence of methane exudation in the Late Paleozoic basins of the South America continent.

The $\delta^{18}\text{O}$ signatures suggest that the early diagenetic carbonate concretions precipitated in a shallow freshwater environment rather than in a marine setting. The $\delta^{13}\text{C}$ values suggest that the carbon isotopes were derived from a source with slightly depleted ^{13}C , supporting at least a partial organogenic contribution with weak sulfate reduction rates typical of freshwater systems. Sedimentological analysis shows that the epicontinental water body in which the Serrinha Member was deposited was constantly supplied by rivers and meteoric waters, suggesting that an enormous freshwater basin with restricted marine connections to the Panthalassa once existed.

Keywords: Paraná Basin, Permian, geochronology, isotope geochemistry, provenance, diagenesis, paleogeography.

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vii
Abstract	ix
Sumário	xi
Apresentação	14
1 Considerações Iniciais.....	16
1.1 Justificativa	16
1.2 Objetivos	17
1.3 Localização e acessos	17
1.4 Materiais e métodos	20
1.4.1 Pesquisa Bibliográfica	20
1.4.2 Levantamentos de campo	20
1.4.3 Preparação das amostras para datação U-Pb e Lu-Hf	21
1.4.4 Imageamento por catodoluminescência (CL) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectroscopia de energia dispersiva (EDS)	24
1.4.5 Geologia Isotópica	27
1.4.5.1 O método U-Th-Pb	29
1.4.5.2 O método Lu-Hf.....	36
1.4.6 Isótopos estáveis de C e O.....	38
2 Revisão conceitual	42
2.1 Bacias intracratônicas	42
2.2 Proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas	44
2.3 Diagênese clástica	47
2.3.1 Concreções carbonáticas	50
3 Contexto geológico regional	55
3.1 Introdução	55
3.2 Bacia do Paraná	58
3.2.1 Introdução.....	58
3.2.2 Breve histórico sobre a Bacia do Paraná.....	58
3.2.3 Evolução Estratigráfica e Sedimentar	60
3.2.4 Evolução Tectônica	78
3.2.5 Idades radiométricas	83
	xi

3.2.5.1	Horizontes vulcanogênicos	83
3.2.5.2	Rochas sedimentares siliciclásticas	88
4	Desenvolvimento e principais resultados	89
4.1	Introdução	89
4.2	Resultados	89
4.2.1	Dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos	89
	Fonte: Alessandretti et al. (2016).....	97
4.2.2	Dados isotópicos de C e O em concreções carbonáticas e diques clásticos.....	97
4.3	Breve introdução acerca dos artigos científicos	99
5	Discussão.....	101
5.1	Proveniência sedimentar	101
5.2	Geoquímica	107
6	Conclusões e considerações finais	114
	Referências Bibliográficas	117
	Apêndice A	136
	Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: Birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession	136
	Apêndice B	151
	From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis.....	151
	Apêndice C.....	167
	Reply to the comments on “From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” [Journal of South American Earth Sciences 70 (2016) 368-382] by Vesely & Schemiko.....	167
	Apêndice D.....	192
	Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil	192
	Anexo A.....	248

Submissão da réplica “Reply to the comments on ‘From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis’ by Vesely & Schemiko”	248
Anexo B.....	250
Submissão do artigo “Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil”	250
Anexo C	252
Tabela com a localização das amostras e respectivas análises realizadas.	252
Anexo D – Dados isotópicos de U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos	253
Anexo E.....	289
Dados isotópicos de C e O em concreções carbonáticas e diques clásticos da Formação Serra Alta.	289
Anexo F	291
Dados isotópicos de C e O em concreções carbonáticas e diques clásticos do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto.	291

Apresentação

A estrutura da presente tese, intitulada “Geocronologia e Geoquímica Isotópica do Grupo Passa Dois (Permiano) na borda leste da Bacia do Paraná (estados de Santa Catarina e São Paulo)”, está dividida em seis capítulos, quatro apêndices e seis anexos.

O Capítulo 1 apresenta as justificativas e os objetivos da tese, bem como a localização das áreas de estudo. Também neste capítulo, são apresentados os materiais e métodos aplicados durante o desenvolvimento do projeto.

O Capítulo 2 contempla uma breve revisão conceitual acerca de bacias intracratônicas, proveniência sedimentar e diagênese de rochas siliciclásticas. Contempla ainda uma discussão sobre a importância das concreções carbonáticas, as quais auxiliam muito no entendimento da natureza química dos fluidos interbaciais durante o soterramento progressivo dos sedimentos. O capítulo contempla também uma síntese sobre isótopos estáveis de C e O e os métodos de datação U-Pb e Lu-Hf.

O Capítulo 3 apresenta o contexto geotectônico do sudoeste gondwânico durante o Paleozoico e uma síntese sobre a evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná.

O Capítulo 4 apresenta os principais resultados obtidos nesta tese e está subdividido em seções, sendo cada uma delas referente a um artigo publicado ou submetido à publicação. São também apresentadas sínteses dos artigos e as principais implicações de cada um deles para os objetivos desta tese.

No Capítulo 5 é feita uma discussão detalhada dos principais resultados obtidos. Ele está subdividido nos subcapítulos Proveniência Sedimentar e Geoquímica. No primeiro são abordadas questões acerca da paleogeografia do Sudoeste de Gondwana e as prováveis rotas de distribuição sedimentar vigentes durante o Permiano. No segundo são abordadas a origem das concreções carbonáticas e dos diques clásticos das formações Serra Alta e Rio do Rasto, e suas implicações para a história diagenética do Grupo Passa Dois.

Por último, no Capítulo 6, são apresentadas as conclusões e considerações finais desta tese.

Os apêndices são compostos por quatro partes, que apresentam os artigos

científicos já publicados e em processo de revisão pelos pares. Em ordem cronológica, são apresentados os seguintes artigos:

- Apêndice A – artigo publicado em junho de 2015 no periódico *Sedimentary Geology* – *Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: Birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession*;
- Apêndice B – artigo publicado em junho de 2016 no periódico *Journal of South American Earth Sciences* – *From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis*;
- Apêndice C – réplica em processo de revisão (submetida em 06/11/2016) no periódico *Journal of South American Earth Sciences* – *Reply to the comments on: “From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” by Vesely and Schemiko*;
- Apêndice D – Artigo em processo de revisão (submetido em 20/12/2016) no periódico *Journal of Marine and Petroleum Geology* – *Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil*.

Em anexo, são também apresentadas as tabelas referentes às análises isotópicas e de localização das amostras, bem como as cartas de submissão dos artigos em processo de revisão.

1 Considerações Iniciais

1.1 Justificativa

A abordagem multidisciplinar conduzida nesta tese envolve a utilização de técnicas analíticas robustas voltadas para o estudo da proveniência sedimentar e evolução diagenética de bacias sedimentares. A aplicação desta metodologia justifica-se pela carência de datações radiométricas disponíveis para as rochas sedimentares permianas da Bacia do Paraná e pela ausência de dados geoquímicos e isotópicos acerca das concreções carbonáticas hospedadas na sucessão Permiana (Grupo Passa Dois) da referida bacia. Ressalta-se que as concreções presentes em diversas unidades litoestratigráficas da bacia são formadas comumente durante os estágios iniciais do processo de soterramento e, portanto, proporcionam relevantes informações sobre os fluidos deposicionais e eodiagenéticos então presentes. A incerteza quanto à salinidade do mar epicontinental que recobria boa parte do SW do Gondwana durante o Permiano, é devida principalmente à ausência de fósseis de comprovada origem marinha e/ou de depósitos representativos de glauconita. De tal maneira, o estudo de concreções carbonáticas encontradas oferece uma excelente oportunidade para investigar a história de evolução e natureza dos fluidos presentes durante o Permiano.

A ausência de fósseis-guia, ou com significado estratigráfico, tais como amonóides e conodontes, tem dificultado sobremaneira o correto posicionamento estratigráfico e temporal da sequência permiana da Bacia do Paraná e sua correlação com outros depósitos gondwânicos. As idades atribuídas às unidades permianas foram primeiramente baseadas em dados paleontológicos advindos de diversos grupos fósseis, principalmente palinomorfos encontrados nas unidades dos grupos Itararé e Guatá e na base do Grupo Passa Dois (Formação Irati), (DAEMON; QUADROS, 1969; SOUZA; MARQUES-TOIGO, 2005; SOUZA, 2006), vertebrados (tetrápodes da Formação Rio do Rasto, por exemplo, CISNEROS; ABDALA; MALABARBA, 2005, LUCAS, 2006) e biozonas de bivalves (ANELLI; SIMÕES; DAVID, 2010; SIMÕES; ANELLI; DAVID, 2010; NEVES; ROHN; SIMÕES, 2010,

2011; SIMÕES et al., 2015; MATOS et al., 2017). A idade deposicional destas unidades foi posteriormente refinada com base em idades de zircões vulcânicos presentes em camadas de *tonsteins* e tufos do Grupo Itararé (CAGLIARI et al., 2016) e das formações Rio Bonito (MATOS et al., 2001; GUERRA-SOMMER et al., 2005, 2008a, 2008b; ROCHA-CAMPOS et al., 2006, 2007, 2011; MORI et al., 2012; CAGLIARI, et al., 2014, 2016) e Irati (SANTOS et al., 2006). Há carência também de dados de paleocorrentes, o que tornam questionáveis as reconstruções paleogeográficas e os padrões de dispersão e transporte sedimentar disponíveis. Neste sentido, a aquisição de idades radiométricas U-Pb e assinaturas isotópicas de Hf em zircões detríticos aliada aos dados de paleocorrentes das diferentes formações do Grupo Passo Dois possibilitará determinar as áreas-fonte e os sistemas de rotas sedimentares vigentes durante o Permiano da Bacia do Paraná.

1.2 Objetivos

O objetivo principal desta tese é o estudo da proveniência sedimentar e evolução eodiagenética do Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná, valendo-se para isso do uso de diferentes metodologias que serão detalhadas mais adiante. Pretende-se com este estudo elaborar um modelo paleogeográfico da Bacia do Paraná e áreas adjacentes da porção sudoeste de Gondwana, no qual foi possível estabelecer as relações entre a bacia e suas possíveis áreas-fonte, bem como as principais rotas de dispersão sedimentar. Objetiva-se com o estudo detalhado das concreções carbonáticas e diques clásticos das formações Serra Alta e Rio do Rasto contribuir também para o entendimento do papel desempenhado pelos fluídos que percolaram a sucessão estratigráfica da bacia durante os processos deposicionais e diagenéticos. Neste sentido, a comparação dos resultados obtidos com os de outras sucessões permianas de bacias cronocorrelatas à Bacia do Paraná é também um dos escopos deste trabalho.

1.3 Localização e acessos

As áreas de estudo localizam-se nos estados de São Paulo e Santa Catarina, nas regiões Sudeste e Sul e do Brasil. Na primeira delas, os afloramentos estudados situam-se no município de Porangaba (Fig. 1.1). Na segunda, os estudos foram concentrados na região da cidade de Lages e ao longo da Serra do Rio do Rastro (Figura 1.2).

A principal rota de acesso à região de Porangaba no Estado de São Paulo é a Rodovia Castelo Branco (SP-280, também denominada BR-374), que liga a região metropolitana de São Paulo e o centro-oeste paulista. O término da SP-280 ocorre no entroncamento com a SP-225, em Santa Cruz do Rio Pardo. Também é possível acessar a região pelo sul e norte, por intermédio da Rodovia Cornélio Pires (SP-127), que liga as cidades de Tietê e Piracicaba.

Figura 1.1 – Localização da área de estudo no Estado de São Paulo. Em verde está destacada a cidade de Porangaba.

Fonte: <<http://www.forest-gis.com/2009/04/base-de-dados-shapefile-do-brasil-todo.html>>.

As principais estradas de acesso às áreas de estudo no Estado de Santa Catarina são: a BR-101, que segue margeando o litoral e liga os estados de Santa Catarina ao Rio Grande do Sul, a BR-116, que conecta o Planalto de Santa Catarina e os estados de Rio Grande do Sul e Paraná, a BR-470, que liga o litoral catarinense ao oeste de Santa Catarina e faz a conexão entre a BR-101 e a BR-116, e a BR-282, uma rodovia transversal (E-W), que liga Florianópolis à Lages. Além destas rodovias federais, existem outras sob jurisdição estadual e que permitem o acesso à área de estudo, a saber: SC-438 (Tubarão à Lages), SC-345 (Bom Retiro à São Joaquim), SC-114 (Lages à São Joaquim) e estradas locais de fluxo localizado.

Figura 1.2 – Localização das áreas de estudo no Estado de Santa Catarina. Em verde estão destacadas as cidades de Lages e Lauro Müller.

Fonte: <<http://www.forest-gis.com/2009/04/base-de-dados-shapefile-do-brasil-todo.html>>.

1.4 Materiais e métodos

A metodologia proposta para o desenvolvimento desta tese consistiu na aplicação de técnicas de sedimentologia e estratigrafia integradas a métodos analíticos avançados, concernentes à geocronologia (U-Pb e Lu-Hf) e geoquímica isotópica (isótopos estáveis de C e O), utilizados no estudo de rochas sedimentares. Por meio da aplicação das referidas metodologias, pretendeu-se obter um modelo evolutivo integrado das unidades permianas da Bacia do Paraná, principalmente com respeito à proveniência sedimentar, diagênese e paleogeografia. Os materiais e métodos utilizados para a execução do presente trabalho foram constituídos pelas seguintes etapas:

1.4.1 Pesquisa Bibliográfica

Esta etapa da pesquisa foi a única com duração integral ao longo da tese. Teve como objetivo principal a compilação bibliográfica e dos trabalhos de cartografia geológica existentes nas áreas de abrangência do estudo, principalmente acerca de aspectos estratigráficos e deposicionais da sequência estudada (escalas de bacia e de afloramento), idades e processos diagenéticos.

A análise bibliográfica foi realizada por meio da revisão de artigos científicos, dissertações, livros, mapas e teses realizadas nas áreas estudadas ou focadas na aplicação de conceitos, metodologias ou técnicas aplicadas de forma análoga em sucessões sedimentares.

Foi também analisado detalhadamente todo acervo bibliográfico e dados disponíveis sobre as áreas de estudo no tocante aos seguintes aspectos: mapas geológicos, estratigrafia, tectônica, geocronologia, sedimentologia, diagênese, dados estruturais, entre outros.

1.4.2 Levantamentos de campo

A base deste trabalho não está fundamentada em mapeamento geológico regional, mas sim em levantamentos sedimentológicos e estratigráficos detalhados das três áreas-alvo de estudo. Deste modo, nas regiões de Porangaba (SP), de Lages e Serra do Rio do Rastro (SC), foram realizados trabalhos de campo para o detalhamento das fácies sedimentares das unidades litoestratigráficas permianas que afloram nas diferentes regiões selecionadas ao longo da margem leste da Bacia do Paraná. A coleta de amostras, sobretudo dos litotipos psamíticos, concreções carbonáticas e diques clásticos, foi especialmente executada visando à realização de estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

1.4.3 Preparação das amostras para datação U-Pb e Lu-Hf

As amostras coletadas para as datações de U-Pb e Lu-Hf foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Os equipamentos utilizados durante a preparação de amostras foram: prensa hidráulica, britador, estufa, moinho de bolas de tungstênio, moinho de discos, peneiras (7, 80 e 170 mesh), ultrassom, mesa de separação mineral (Wiffley), separador magnético (Frantz), capela de exaustão (líquidos densos), almofariz de ágata, polietriz e lupa binocular (Leica). Foram ainda utilizados na preparação das amostras os seguintes materiais: álcool, papel toalha, folhas de papel tamanho A4, sacos plásticos, caneta permanente e fita adesiva. Durante o tratamento das mesmas, teve-se a preocupação de manter limpo o laboratório de preparação, a fim de evitar contaminação. Antes do início da preparação de cada amostra, todas as superfícies da prensa hidráulica foram limpas com escova de aço e álcool e após secas com jatos de ar comprimido. O britador e o moinho de pratos foram também limpos com jatos de ar comprimido até se ter a certeza de que não existiam mais fragmentos de rocha aderidos em suas superfícies. Depois foram desinfetados com esponja e álcool e secos com flanela e ar comprimido.

O primeiro passo na preparação das amostras foi sua lavagem, para retirada de eventuais alterações e de material vegetal. Após esta etapa, as amostras foram secas com jato de ar e colocadas em estufa, com temperatura de 50° C, por

aproximadamente 8 horas. Com as amostras secas e livres de impurezas, iniciou-se o processo de desfragmentação das mesmas. Essa etapa foi realizada com uma prensa hidráulica, que geralmente suporta pressões de até 400 Kgf/cm², e possui uma panela de aço acoplada, na qual a amostra é colocada e submetida a pressões suficientes para sua fragmentação. Depois disso, resultaram dois grupos diferentes de fragmentos. Os fragmentos maiores, com até 8 cm de comprimento, foram separados e britados até tamanhos de no máximo 1 cm de comprimento, situação requerida para que possam ser moídos em moinho de pratos. Os fragmentos menores, de tamanhos milimétricos até no máximo 3 cm, foram passados em peneiras com malha de 7 mesh, sendo depois selecionados para posterior moagem em moinho de pratos. Após as etapas acima, o material passou por peneiras entre as frações de 80 e 170 mesh (0,177 e 0,088 mm) e entre 170 e 250 mesh (0,088 e 0,068 mm).

A primeira separação entre os minerais leves e pesados foi realizada em mesa de concentração mineral (*Wilfley Table*). Após as amostras serem bateadas, obteve-se o primeiro concentrado de minerais pesados, que foi colocado em estufa, com temperatura de 50° C, por aproximadamente um dia. Uma vez secas as amostras, utilizou-se um ímã de mão para a separação dos minerais de alta e baixa susceptibilidade magnética (o zircão é um mineral com baixa susceptibilidade magnética). Esta etapa foi necessária pelo fato de que os minerais magnéticos reagem com o líquido denso (o diiodometano) utilizado na preparação das amostras, modificando suas características físico-químicas e, portanto, não desempenhando seu papel na separação mineral por densidade. Após, procedeu-se com a passagem do concentrado no separador magnético Frantz em correntes de 0,4A, 0,6A, 1A e 1,7 A, respectivamente.

Os minerais das amostras foram então novamente separados por diferença de densidades, por meio de líquidos com densidades conhecidas (líquidos densos), a saber: metatungstato de lítio (LST), com densidade aproximada de 2,9 g/cm³, usado para separar os minerais pesados dos leves (quartzo, feldspato) que permaneceram após o processo de bateamento, e diiodometano, com densidade aproximada de 3,31 g/cm³, usado para separar o zircão de minerais como apatita, dentre outros.

Os concentrados obtidos pela separação mineral com líquidos densos foram analisados em lupa binocular e os zircões separados sem distinção de tamanho, grau de euedria, grau de arredondamento, cor, etc., visto que o procedimento visa o estudo de proveniência de sedimentos. Uma vez separados os zircões de cada amostra, passou-se ao processo de montagem em pastilhas de resina epoxy e abrasados e polidos, para que se pudesse observar as características internas dos grãos. Para cada amostra, foram coletados cerca de 180 zircões.

A resina foi preparada em uma proporção de cinco partes de resina para uma parte de endurecedor. Os zircões foram colocados em uma fita dupla face aderida a uma placa de vidro. Uma ordem pré-estabelecida foi seguida na montagem dos cristais de zircão na referida fita, para que se pudesse confeccionar um mapa da pastilha, que orientou as análises. Com os zircões aderidos à fita dupla face, foi feita a deposição da resina. Um cilindro de teflon, com 1 cm de diâmetro, foi acoplado à placa de vidro com os zircões e a fita dupla face. A resina foi então depositada dentro do cilindro e o conjunto levado à estufa durante 3 horas, com temperatura de 40° C.

Depois de secas as pastilhas, estas foram retiradas do molde para expor os núcleos dos zircões. Esta etapa é realizada com o auxílio de três discos abrasivos, onde se conhecem os diâmetros das partículas abrasivas e se obedece a uma ordem pré-estabelecida, para que os riscos do primeiro disco sejam eliminados pelo segundo e assim por diante. Após a abrasão com os três discos e a exposição do núcleo dos zircões, efetuou-se o polimento por meio de soluções com partículas de diamante com 3 µm, 1 µm e 0,25 µm, respectivamente. Após esta etapa, a pastilha polida foi considerada pronta para ser analisada (Fig. 1.3). As pastilhas com os zircões foram então fotografadas com lupa e imageadas por catodoluminescência, para que se pudesse evidenciar a estrutura interna dos cristais e assim definir a melhor região para ser datada.

As análises U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto.

Figura 1.3 – *Mount* com zircões, pronto para imageamento por catodoluminescência ou microscopia eletrônica de varredura e datações radiométricas.

Fonte: <<http://sims.ess.ucla.edu/resources/sampleprep.php#Mounting>>

1.4.4 Imageamento por catodoluminescência (CL) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectroscopia de energia dispersiva (EDS)

As análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e de catodoluminescência foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. O equipamento utilizado foi o VP-ESEM QUANTA 250 FEI, operado em EHT 20 kV e pressão de 100 Pa.

Antes da datação *in situ* de cristais de zircão por LA-MC-ICP-MS foi necessário obter previamente uma imagem da estrutura interna dos cristais que foram datados. Este procedimento busca determinar regiões com maior concordância de idades, bem como separar as zonas fraturadas que foram afetadas por processos de alteração hidrotermal ou de recristalização metamórfica. Neste trabalho foi utilizado o processo de imageamento de zircões por catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura, que será brevemente descrito abaixo.

Quando os minerais são bombardeados por feixes de elétrons com alta energia, estes emitem naturalmente partículas (fótons) em um fenômeno conhecido como catodoluminescência (CL) (ADAMS; MACKENZIE, 1998). Embora o

conhecimento acerca da origem do efeito de catodoluminescência seja reduzido, as causas fundamentais das emissões são bem compreendidas (BOGGS Jr.; KRINSLEY, 2006). O uso da técnica de CL tem sido amplamente utilizado em geociências, especialmente para o estudo de rochas sedimentares. Neste caso, é possível facilmente identificar variações composicionais, zonas de substituição e crescimento mineral, e fraturas. Alguns elementos são conhecidos por ativar a CL, como, por exemplo, o Mn, o Cu e os elementos terras-raras. Outros, como o Fe, inibem o efeito da CL. Os equipamentos analíticos de CL podem ser de dois tipos: a) CL acoplada a microsonda eletrônica ou microscópio eletrônico e, b) CL originada a partir de uma rajada de elétrons e conectada a microscópio ótico. O método adotado neste trabalho está relacionado ao primeiro sistema analítico. Nesta tese, objetivou-se por intermédio da aplicação da catodoluminescência, a procura pela melhor região a ser datada nos cristais de zircão detríticos.

A microscopia eletrônica de varredura é comumente utilizada na análise ultraestrutural e composicional (de modo qualitativo) de minerais e rochas. Neste estudo, buscou-se com essa metodologia a caracterização composicional e textural das concreções carbonáticas hospedadas nas formações permianas da Bacia do Paraná. A partir da utilização do analisador semi-quantitativo (*EDS – Energy Dispersive Spectrometer*), foram confeccionados mapas composicionais de alta resolução e microanálises da matriz e das fraturas das concreções (Figs. 1.4 e 1.5).

Figura 1.4 – Mapas composicionais de concreção carbonática do Membro Serrinha (Formação Rio do Rasto), destacando os elementos Mg, Si, Ba e Ca.

Fonte: imagens obtidas com MEV no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP.

A imagem eletrônica de varredura é formada pela incidência de um feixe de elétrons no mineral, em condições de vácuo. A incidência do feixe de elétrons no mineral promove a emissão de elétrons secundários, retroespalhados e absorvidos, assim como raios X característicos e de catodoluminescência. Os raios X, gerados na amostra, são utilizados para produzir análises químicas elementares de regiões previamente selecionadas. Por esta razão, a microanálise por espectrometria de raios X é um método rápido e eficaz para se determinar qualitativamente a composição de uma região de interesse na amostra. A imagem eletrônica de varredura representa em tons de cinza o mapeamento e a contagem de elétrons secundários e retroespalhados emitidos pelo material analisado, onde a coloração está relacionada com a composição química dos materiais.

Figura 1.5 – Exemplo de padrões de raios X obtido em cristal de barita presente em fratura de concreção carbonática do Membro Serrinha, Formação Rio do Rasto.

Fonte: Padrão de raios X obtido com MEV equipado com analisador semi-quantitativo (EDS) no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP.

A imagem de BSE (*backscattering electrons*) é gerada pela emissão de elétrons retroespalhados e salienta diferenças composicionais na região ionizada do mineral. Esta região possui formato de “pera” e se estende desde a superfície até alguns micrômetros no interior do mineral (Fig. 1.6). O volume da região ionizada depende do número atômico (Z) médio da zona de interação do mineral com o feixe de elétrons. As imagens BSE são mostradas em tons de cinza, onde os tons claros

correspondem às porções constituídas por elementos com número de massa (Z) maior do que aquelas com tons mais escuros. Antes de realizar o imageamento, é necessário que as seções delgadas passem por processo de aspersão térmica (metalização) com carbono ou ouro.

Figura 1.6 – Ilustração da incidência do feixe de elétrons e o formato em “pera” resultante da ionização.

Fonte: Duarte et al. (2003)

1.4.5 Geologia Isotópica

A Geologia Isotópica evoluiu como um ramo altamente diversificado dentro das ciências geológicas, sendo capaz de contribuir significativamente na solução de uma ampla variedade de problemas (FAURE, 1986). Esse ramo da geologia reúne e aplica todos os métodos e procedimentos analíticos que visam quantificações precisas de isótopos de elementos químicos, expressos geralmente na forma de

razões isotópicas. As razões isotópicas são variáveis que resultam do fracionamento isotópico que ocorre de forma natural, como no caso dos elementos H, C, O, N e S, ou são devidas à acumulação de isótopos radiogênicos ao longo do tempo, provenientes do decaimento de um radionuclídeo (isótopo radioativo). No segundo caso, que envolve isótopos de elementos com maior número de massa, os que não se fracionam por processos naturais são empregados para atribuir idades de minerais e de rochas e em estudos petrogenéticos para a identificação de processos e de fontes (ROLLINSON, 1993).

Os isótopos radioativos possuem uma proporção entre prótons e nêutrons que é responsável por originar forças de atração equivalentes às forças de repulsão. Esta equivalência entre forças faz com que o núcleo dos átomos de determinados elementos torne-se instável, podendo sofrer transformações espontâneas no sentido de uma configuração interna mais estável, envolvendo a emissão de partículas e energia, processo conhecido como Radioatividade.

Ao se considerar um conjunto de átomos radioativos, não se pode prever o instante exato em que ocorrerá o decaimento destes radionuclídeos. Portanto, existirá uma fração que se desintegrará em um determinado intervalo de tempo e que será proporcional à quantidade de isótopos radioativos existentes, ao intervalo de tempo decorrido e à constante de decaimento (λ). Esta constante é única para cada átomo radioativo e ocorre a uma taxa constante ao longo do tempo geológico sem que haja qualquer tipo de interferência externa ao núcleo. A meia-vida ($T_{1/2}$) de um determinado isótopo-pai (radioativo) é o tempo necessário para que a metade da massa deste átomo tenha decaído para o isótopo-filho (radiogênico) e é inversamente proporcional à constante de decaimento.

A datação de eventos geológicos remonta ao início dos anos 1940, quando Nier (1939, 1948), trabalhando com espectrometria de massa em isótopos de U, Th e Pb, determinou as abundâncias relativas dos isótopos de urânio. Desde então, a Geocronologia evoluiu substancialmente, destacando-se os trabalhos desenvolvidos e apresentados na última década. Para Kosler et al. (2002), a análise dos minerais pesados constituintes de rochas sedimentares e tufos provou ser uma ferramenta útil para correlações estratigráficas, especialmente em sequências estratigráficas que não possuem marcadores bioestratigráficos, horizontes estratigráficos definidos ou diques e *sills* cortando essas sequências. Segundo Nelson (2001), desde que não

exista contaminação de amostras ou perturbação no sistema U-Pb, a idade de cristalização mais nova obtida em zircões detríticos de uma amostra de rocha sedimentar fornecerá uma idade máxima para a sua deposição. As idades máximas obtidas para a deposição de um sedimento são comparáveis às idades mínimas obtidas por meio da datação de diques ou *sills* que cortam as sequências estratigráficas em estudo, ou minerais metamórficos ou diagenéticos.

A revisão a seguir foi baseada em Faure (1986, 2005).

1.4.5.1 O método U-Th-Pb

O urânio ocorre naturalmente na forma de três isótopos: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , sendo todos os três radioativos. Ocorrem sempre associados ao ^{232}Th radioativo. Outros cinco isótopos radioativos de Th ocorrem na natureza como átomos radiogênicos com meia-vida muito curta, produzidos pelos decaimentos do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th . O elemento tório possui apenas o isótopo ^{232}Th e apresenta somente uma valência (Th^{+4}), sendo que a maioria dos sais que forma são insolúveis em condições normais.

O método de datação radiométrica U-Pb é baseado no decaimento radioativo do ^{238}U para ^{235}U e do ^{206}Pb para ^{205}Pb . O urânio apresenta duas valências nas suas ligações iônicas. A valência estável é U^{+6} , que pode produzir sais de urânio e uranato, que são geralmente solúveis em condições normais. Por outro lado, quando ele está na forma de U^{+4} , forma sais insolúveis em condições normais. Por redução, ele passa de U^{+6} para U^{+4} , e vice-versa, por oxidação. Esta mudança é muito relevante para a geocronologia, pois os zircões armazenam na sua estrutura cristalina o U^{+4} , que é um estado químico passível de sofrer oxidação, tornando-se solúvel e podendo ser lixiviado por soluções aquosas e vapores. São raros os minerais que contêm urânio como componente principal. Naqueles em que o U ocorre em quantidades-traço, como é o caso do zircão, que possui entre 1 e 10,000 ppm deste elemento, torna-se viável a aplicação do método U-Pb.

O Th e U são considerados elementos com grande raio iônico, com 1,02 Å e 0,97 Å, respectivamente. Em razão disso, eles não são facilmente acomodados na estrutura cristalina dos minerais que constituem as rochas da crosta terrestre. O Th

ocorre em minerais acessórios como torianita (ThO_2) e torita (ThSiO_4), em minerais de zircônio como o zircão (ZrSiO_4) e em fosfatos como a monazita (CePO_4), onde o Th e o U aparecem substituindo o Zr nas estruturas destes minerais. Em zircões, a razão Th/Pb é baixa, da ordem de 0,4 a 0,5. A incorporação do Th e do U na estrutura do zircão é favorecida pelo fato do raio iônico do Zr^{+4} (0,80 Å) não ser muito diferente dos raios iônicos do U^{+4} e do Th^{+4} . O motivo pelo qual a razão Th/U situar-se em média entre 0,4 e 0,5 se deve ao fato de que o raio iônico do U é cerca de 3% maior que o do Th.

As três séries naturais de decaimento do sistema de datações U, Th-Pb em função da emissão de partículas α e β podem ser resumidas da seguinte forma:

Onde α representa a partícula alfa ($\alpha = 4\text{He}$) e β representa a partícula beta. Sabe-se que o Pb^{+2} não é facilmente acomodado na estrutura do zircão ($\text{Zr}^{+4} = 0,80 \text{ Å}$), devido às suas diferenças de carga eletrônica e raio iônico. Estes fatores explicam porque o Pb original é quase ausente no zircão. As razões do ${}^{207}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}$ e ${}^{208}\text{Pb}$, relativas ao chumbo original (${}^{204}\text{Pb}$), que é o único isótopo não radiogênico e praticamente estável, são as mais altas neste mineral.

O chumbo possui quatro isótopos naturais: ${}^{208}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}$ e ${}^{204}\text{Pb}$. Os três primeiros são produtos do decaimento do U e Th. Apenas o ${}^{204}\text{Pb}$ não é radiogênico, e é tratado como isótopo estável de referência. A composição isotópica do Pb em minerais que o contêm pode ser expressa na seguinte equação:

$${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i + {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb} \times (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

Onde: ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica do chumbo no mineral ao momento da análise; $({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i$ é a razão isotópica inicial de chumbo, incorporada no mineral ao tempo de sua formação; ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica no momento da análise, λ_1 é a constante de decaimento, e t é o tempo passado desde o fechamento do mineral para os isótopos de U e Pb.

Na figura 1.7 são ilustradas as séries de decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U , utilizadas para a datação U-Pb. A meia-vida dos radionuclídeos principais é representada entre parênteses abaixo do símbolo do elemento. Pode-se notar que todas as três séries de decaimento possuem cadeia ramificada.

Figura 1.7 – Séries de decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U . Observar que todas as séries possuem ramificações, mas o elemento Pb é sempre o isótopo estável.

Fonte: Sítio eletrônico NuDat (National Nuclear Data Center). Acesso em 23 de fevereiro de 2015.

O zircão é um dos minerais mais utilizados para datações radiométricas pelo fato de permitir a entrada do urânio e reter o chumbo em sua estrutura cristalina ao momento de sua cristalização, devido às cargas e raios iônicos destes elementos. Outro fator importante é que o zircão é um mineral refratário, ou seja, muito resistente aos processos supergênicos, recristalizando em temperaturas metamórficas ao redor ou superiores a 800°C, e é dissolvido pelos magmas a partir de temperaturas em torno de 750-800°C.

Atualmente existem diversos tipos de espectrômetros de massa utilizados na determinação de razões isotópicas U-Pb. Destaca-se o de ionização termal (TIMS), a microsonda iônica sensível de alta resolução em massa (SHRIMP) e a sonda a

laser com espectrômetro de massa e plasma acoplado indutivamente (LA-MC-ICP-MS). Estas duas últimas técnicas mostram alto poder de resolução, com pequenas variações de erro e diferem entre si, essencialmente, pelo tamanho da área de análise e tempo de análise (Fig. 1.8).

A Geocronologia *in situ* pelo método U-Th-Pb surgiu há cerca de duas décadas, com a introdução e o desenvolvimento do SHRIMP. O LA-MC-ICP-MS (Fig. 1.9) surgiu em 1985 e rapidamente se tornou uma importante ferramenta analítica para a determinação de elementos-traço de amostras geológicas. Logo se percebeu que as grandes variações no Pb radiogênico e nas razões isotópicas U-Pb poderiam ser resolvidas, utilizando-se a técnica de ICP-MS e que, quando acopladas a um laser, o ICP-MS poderia ser usado como uma ferramenta de datação similar à sonda iônica. Grandes avanços no método de datação U-Pb em zircões, realizados nas últimas duas décadas, permitiram avaliar a distribuição do tempo no registro geológico e as taxas de evolução dos processos geológicos com uma precisão não existente anteriormente.

Figura 1.8 – Ilustração das dimensões geradas pelo feixe de laser em relação ao tamanho do cristal de zircão.

Fonte: Kosler e Sylvester (2003).

As vantagens do LA-MC-ICP-MS e do SHRIMP, em relação ao sistema convencional de datação de zircão em que se usa o método químico e o TIMS, são: a) a independência de um laboratório químico super limpo; b) a velocidade de

obtenção de resultados e, c) principalmente, a possibilidade de efetuar microanálises localizadas diretamente no cristal e, portanto, na possibilidade de obtenção de informações adicionais de eventos geológicos impressos no zircão (TORQUATO; KAWASHITA, 1996).

Basicamente, os espectrômetros de massa possuem quatro partes principais: fonte de íons, filtro de massas, detector e sistema de vácuo.

Figura 1.9 – Espectrômetros de massa do Laboratório de Geoquímica Isotópica, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto. À direita, espectrômetro de massa modelo *Element II*, acoplado com sonda modelo *213 CETAC*, usado para análises U-Pb em zircão. À esquerda, espectrômetro de massa modelo *Thermo-Finnigan Neptune*, conectado com laser de ablação modelo *Photon Machines 193 nm*, utilizado para análises de isótopos de Hf em zircões.

Fonte: fotografia do autor.

Os espectrômetros de massa operam com íons positivos ou negativos de elementos ou espécies moleculares, em um sistema de ultra-alto vácuo, variando entre 10^{-7} a 10^{-9} mbar. A amostra deve ser ionizada, pois é necessário acelerar a massa no analisador, que é responsável por fazer a deflexão de íons em função da massa, da velocidade e da intensidade de campos elétricos e/ou magnéticos. Existem várias técnicas de ionização, tais como: (i) termo-ionização (utilizada no TIMS), (ii) plasma (utilizada no LA-MC-ICP-MS) e, (iii) impacto de elétrons e de íons (utilizado no SHRIMP).

A técnica de plasma acoplado indutivamente (*Inductively Coupled Plasma – ICP*), representado na Figura 1.10, produz o feixe de íons com maior eficiência do que a termo-ionização usada no TIMS. Outra vantagem do ICP com relação às

outras formas de ionização é quanto ao mecanismo de introdução da amostra, que se dá por meio do processo clássico de nebulização ou injeção de átomos ou moléculas liberadas por abrasão a laser (Fig. 1.11). Nos dois casos, a introdução de amostras se dá em condições de pressão ambiente.

Figura 1.10 – Representação da tocha de plasma.

Fonte: Kosler e Sylvester (2003).

Neste trabalho, será descrita somente a técnica de ionização da amostra por meio de plasma, que é a técnica que foi utilizada para as datações.

Um plasma é definido como o alto estado de energia de um gás no qual praticamente todos os átomos e moléculas são ionizados. O início do protoplasma se dá por intermédio de um fluxo de gás que possui elétrons livres, produzidos por meio de uma faísca de alta-tensão, capaz de vencer a resistência dielétrica do gás. Campos elétricos e magnéticos produzidos pelo gerador de ondas de radiofrequência (RF) da ordem de 40MHz são gerados dentro de uma bobina de carga (*"load coil"*) responsável pela sustentação do plasma. Com base na aceleração de elétrons livres da periferia para uma zona interna da bobina de carga, estes campos acoplam a energia no plasma. A energia é então transferida para

outra espécie de plasma por meio de colisão. O gás de argônio atinge uma temperatura de até 10,000 °K na porção central do plasma para um fluxo de 0,7 litros por minuto e uma pressão de 1,25 bar. Como o plasma possui alto estado de energia, as moléculas injetadas dentro da tocha são desmembradas em seus elementos químicos constituintes que, por sua vez, são ionizados. O plasma gerado em argônio flui por meio de três tubos de vidro concêntricos (tocha) (Fig. 1.11). O tubo interno carrega o gás da amostra, o tubo médio, carrega o gás que tem a função de manter a tocha afastada dos tubos (para não fundir os tubos de vidro) e o tubo externo, carrega o gás com a função de refrigerar o sistema.

Figura 1.11 – Ilustração do sistema de sonda a laser. O laser é convergido através de lentes para a pastilha que contém os zircões. O material produzido pela interação do laser com a amostra é então carregado por um gás até o ICP-MS.

Fonte: Kosler e Sylvester (2003).

As análises U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos das unidades permianas da Bacia do Paraná tiveram a finalidade de determinar, com alto grau de detalhe, a composição, idade e ambiente tectônico das litologias-fonte. A partir da aquisição destes dados, foi possível investigar em detalhe a paleogeografia da porção

sudoeste de Gondwana, bem como os processos de exumação e erosão de terrenos pré-Paleozoicos e a relação com terrenos paleozoicos alóctones (i.e. Patagônia).

As análises U-Pb e Lu-Hf em zircão foram realizadas utilizando o MC-ICP-MS Neptune (ThermoFinnigan) do Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto (Fig. 1.9). Um total de seis amostras foi analisado para esta tese. Quatro amostras são provenientes da Formação Rio do Rasto, uma da Formação Teresina e outra da Formação Serra Alta. Para os zircões proterozoicos, as razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade foram as de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$; já para os zircões paleozoicos, as razões empregadas foram $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. O diâmetro dos furos (*spots*) feitos por ablação a laser variou entre 30 e 50 μm . As idades U-Pb foram filtradas, sendo que somente foram utilizadas aquelas com concordância acima de 90%. Foram datados 16 zircões detríticos da Formação Serra Alta. Para os zircões detríticos da Formação Teresina realizaram-se 83 análises U-Pb, e outras 33 análises Lu-Hf. Um total de 426 idades U-Pb foram obtidas para a Formação Rio do Rasto, sendo 236 zircões analisados no Membro Morro Pelado, e outros 190, no Membro Serrinha. Somaram-se 203 análises pelo método Lu-Hf em zircões, sendo 96 do Membro Serrinha, e outras 117, no Membro Morro Pelado.

1.4.5.2 O método Lu-Hf

Durante a última década, o grande avanço na eficiência de ionização dos espectrômetros de massa acoplados a fontes de plasma contribuiu para que o MC-ICP-MS se tornasse o equipamento mais adequado para proceder a análises de Lu-Hf em zircão. Importantes avanços no entendimento da evolução crustal e diferenciação mantélica vieram à tona, principalmente pela velocidade e praticidade em combinar os métodos Lu-Hf e U-Pb, em um mesmo cristal de zircão. Portanto, aliando-se medidas isotópicas *in situ* de Hf e U-Pb, em um mesmo zircão detrítico, é possível obter-se informações de alta resolução acerca da proveniência dos sedimentos, composição, idade e ambiente tectônico das áreas-fonte. Adicionalmente, as idades dos zircões, combinadas à assinatura isotópica propiciada pelo Hf e idade modelo T_{DM} de Lu-Hf, permitem inferir sobre a natureza do magma em que os zircões cristalizaram e derivaram.

O Lutécio (Lu), de número atômico 71, é o último elemento na faixa dos Elementos Terras Raras Pesados (ETRP), e está virtualmente presente em todos os tipos de rochas, raramente com concentração excedendo 0,5 ppm. (FAURE, 1986). Encontra-se sempre associado ao elemento Ytérbio (Yb). É um elemento trivalente, inserido no grupo dos lantanídeos e apresenta o menor raio atômico do grupo (0,93 Å). O mineral que possui as maiores concentrações de Lu é a badeleíta, com cerca de 70 ppm. Zircão, granada, monazita e xenotímio são outros minerais que possuem concentrações consideráveis deste elemento (FAURE, 2005). Possui dois isótopos naturais: ^{175}Lu (97,4 %) e ^{176}Lu (2,6 %).

O Háfio (Hf), de número atômico 72, possui valência +4, e é um elemento de elevado potencial iônico (HFSE – High Field Strength Element). Possui raio atômico de 0,81 Å e propriedades químicas similares ao zircônio (Zr^{+4} , 0,80 Å). Devido às semelhanças químicas entre Hf e Zr, o primeiro pode ocorrer em concentrações de até 10,000 ppm em zircões, uma vez que ele substitui facilmente o Zr em sua estrutura (HOSKIN; SCHALTEGGER, 2003).

A razão $^{175}\text{Lu}/^{176}\text{Lu}$ é 37,46. O ^{176}Lu é um radionuclídeo que decai espontaneamente para o ^{176}Hf , liberando uma partícula beta. Devido a este decaimento natural, a concentração de ^{176}Hf aumenta com o tempo nas rochas e minerais, razão pela qual a sua idade Lu-Hf pode ser calculada a partir da equação abaixo:

$$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i + ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(e^{\lambda t} - 1)$$

Onde t é o tempo decorrido desde a formação da rocha ou do mineral, e λ é a constante de decaimento do ^{176}Lu .

A concentração de Lu em zircões é baixa, com razões Lu/Hf geralmente menores que 0,0002. Portanto, a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ do zircão analisado pode ser considerada como o valor inicial de quando ele se cristalizou.

Os valores atuais assumidos para o manto empobrecido nas razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ são 0,28325 e 0,0388, respectivamente (ANDERSEN et al., 2009). Para calcular-se a idade T_{DM} utiliza-se a composição isotópica inicial de Hf no momento em que o zircão cristalizou e a razão Lu/Hf da crosta precursora, que pode ser de composição félsica ou máfica (PIETRANIK et al., 2008).

1.4.6 Isótopos estáveis de C e O

A geoquímica de isótopos estáveis surgiu em 1947 quando Harold C. Urey, estudando as propriedades termodinâmicas de carbonatos, sugeriu utilizar a composição isotópica do oxigênio como paleotermômetro. Os isótopos de oxigênio são utilizados para estimar paleotemperaturas, paleosalinidades e características composicionais dos fluidos em determinada bacia sedimentar ao longo do tempo geológico. Já os isótopos estáveis de carbono têm a capacidade de proporcionar relevantes informações sobre paleoprodutividade e disponibilidade de nutrientes em oceanos e lagos.

A principal característica dos isótopos estáveis é o fato de apresentarem configurações nucleares estáveis, ou seja, não modificam sua massa ao longo do tempo geológico. Cada elemento possui um isótopo dominante “leve” (^{12}C e ^{16}O) e um ou mais isótopos “pesados” (^{13}C e ^{18}O), com abundâncias naturais menores que 1 % (HOEFS, 2004). A separação de isótopos estáveis em duas substâncias ou duas fases da mesma substância com razões isotópicas diferentes é chamada de fracionamento isotópico. Os principais processos que produzem fracionamento isotópico são: reações de trocas de isótopos, cinéticos, difusão, pressão, composição química e estrutura cristalina.

O carbono é um dos elementos mais abundantes no universo e é a base da existência de vida na Terra, sendo assim o elemento-chave das reações que ocorrem na biosfera. Além disso, desempenha funções importantes na crosta e no manto, na hidrosfera e atmosfera. Possui número atômico 6, massa atômica 12, e dois isótopos estáveis: $^{12}\text{C} = 98,89\%$ e $^{13}\text{C} = 1,11\%$.

O CO_2 presente na atmosfera é facilmente dissolvido na água, dando origem ao ácido carbônico (H_2CO_3). Por sua vez, íons bicarbonato (HCO_3^-) são formados pela reação do ácido carbônico com os silicatos presentes nas rochas. Os íons bicarbonato são carregados ao mar dissolvidos nas águas dos rios. O retorno do carbono à atmosfera acontece em grande parte durante as erupções vulcânicas.

Para obter-se um valor de isótopos estáveis é necessária a comparação relativa do valor da razão isotópica da amostra analisada com o valor obtido em um

material de referência. Os dados isotópicos são representados pela notação δ , que significa:

$$\delta (\text{‰}) = [(\delta a - \delta p) / \delta p] \times 100$$

Onde: δa = valor da relação isotópica do elemento considerado na amostra (carbono ou oxigênio) e δp = valor da mesma relação isotópica do padrão. Os valores δ estão expressos em relação ao padrão internacional PDB (belemnite da Formação Pee Dee, Carolina do Sul, EUA). Se δ possui valor zero ou positivo, então a amostra está enriquecida no isótopo pesado (com relação ao PDB). Se o valor de δ for zero ou negativo, significa que a mostra está empobrecida no isótopo estável.

Figura 1.12 – Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) encontrados nos principais reservatórios terrestres.

Fonte: Rodrigues e Fauth (2013).

Os isótopos de carbono proporcionam importantes informações sobre paleoprodutividade e disponibilidade de nutrientes em ambientes marinhos e

lacustres (IRWIN; CURTIS; COLEMAN, 1977; CURTIS; COLEMAN; RISATI; SCHOELL, 1981). De acordo com Hoefs (2004) e Armstrong e Basier (2005), carbonatos marinhos são isotopicamente pesados, apresentando média aproximada de $\delta^{13}\text{C}$ de 0 ‰ (PDB). Por outro lado, carbonatos oriundos de águas meteóricas são isotopicamente leves, com valores variando entre 0 e -18 ‰ (PDB) (Fig. 1.12). Os principais processos responsáveis pelo fracionamento dos isótopos estáveis em ambientes marinhos, lacustres e fluviais são: (a) produtividade primária na superfície do corpo de água, responsável por remover ^{12}C do ambiente, resultando em valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos, (b) flutuações de temperatura, (c) oxidação de matéria orgânica devido à atividade bacteriana, que resulta no retorno de ^{12}C para a coluna d'água e consequentes valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, (d) recirculação da água, carreando ^{13}C para a superfície do corpo de água, (e) efeitos de micro-habitat, (f) depósitos de carvão gerados pelo aumento da produtividade primária, (g) influência de processos metabólicos de diferentes espécies, associados com a precipitação de carbonatos e, (h) processos diagenéticos onde os fluidos intersticiais tendem a capturar ^{12}C , resultando em valores levemente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (ARMSTRONG; BASIER, 2005).

Com base nos isótopos de oxigênio é possível obter as paleotemperaturas e paleosalinidades de bacias sedimentares ao longo do tempo geológico. Valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos diagenéticos cristalizados em sequências marinhas podem ser explicados por diferentes processos: (a) influxo de água meteórica, (b) oxidação de matéria orgânica na zona de redução de sulfatos, (c) interação química entre água marinha e sedimentos com materiais vulcanogênicos, (d) ascensão de fluidos hidrotermais e (e) aumento da temperatura e recristalização de carbonatos eodiagenéticos durante soterramento progressivo (MORAD; DE ROS; AL-AASM, 1996). Águas meteóricas exibem uma ampla variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, entre -40 e 10‰ (PDB) (Fig. 1.13).

Figura 1.13 – Valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) durante período não glacial.

Fonte: Rodrigues e Fauth (2013).

Capítulo 2 – Revisão conceitual

2.1 *Bacias intracratônicas*

Bacias interiores cratônicas têm sido classificadas como amplas regiões de sedimentação continental, geralmente não deformadas e não afetadas por tectônica regional, além de apresentarem baixa atividade sísmica (LEIGHTON, 1996). Ocorrem em áreas distantes dos complexos processos atuantes nas margens de placas, e estão associadas a processos de subsidência prolongada e baixas taxas de estiramento crustal (ARMITAGE; ALLEN, 2010; ALLEN; ALLEN, 2013). Geralmente são superpostas a riftes, possuem forma ovalada em planta e forma de pires em seção (Figs. 2.1 e 2.2). O mecanismo inicial de formação dessas bacias é comumente substituído durante a sua longa história evolutiva, sendo caracterizadas por longos períodos de subsidência, intercalados por períodos de soerguimento (DERITO; COZZARELLI; HODGE, 1983; LEIGHTON, 1996; ALLEN; ARMITAGE, 2012; PINET et al., 2013). O padrão de subsidência/soerguimento das bacias cratônicas resulta na preservação de depósitos marinhos rasos e continentais, delimitados por discordâncias regionais (SLOSS, 1963; EINSELE, 2000; LINDSAY, 2002; ROBERTS; BALLY, 2012). O registro estratigráfico das mesmas revela a evolução de diferentes ambientes sedimentares ao longo de sua história, proporcionando relevantes informações acerca da composição, idade e ambiente tectônico das áreas-fontes. Nelas encontram-se registradas valiosas informações das condições climáticas vigentes à época e dos processos de transporte sedimentar (DICKINSON et al., 1983; MCLENNAN et al., 1993; CAWOOD et al., 2003; VON EYNATTEN; DUNKL, 2012).

Tais bacias são geralmente geradas após a formação de supercontinentes, sendo posteriormente controladas pela evolução tectônica subsequente ao amalgamento dos mesmos, a exemplo das bacias do Paraná, Karoo, Centro-europeia, Oeste da Sibéria, Centro-australiana e Hudson (LINDSAY, 2002;

VYSSOTSKI; VYSSOTSKI; NEZHDANOV, 2006, MILANI; DE WIT, 2008, PINET et al., 2013). Portanto, o estudo dessas bacias proporciona informações paleogeográficas valiosas sobre os paleo-continentes e a evolução de supercontinentes (LEIGHTON, 1996, LINDSAY, 2002, SEARS; PRICE; KHUDOLEY, 2004). Sua evolução consiste em uma combinação e sucessão de diversos processos de formação de bacias, que incluem: a) extensão continental, b) subsidência termal sobre grande área, e c) ajuste isostático posterior.

Figura 2.1 – Seção geológica regional da Bacia do Paraná.

Fonte: Milani e Zalán (1999).

Algumas dessas bacias apresentam um único ciclo de sedimentação, enquanto outras possuem repetidos ciclos de subsidência e acomodação. Ressalte-se a importância da compreensão dos estilos estruturais no estudo destas unidades geotectônicas, não apenas para o melhor entendimento de sua origem, mas como também para melhor direcionar a exploração de seu potencial para a geração e armazenamento de óleo e gás. Bacias produtoras de hidrocarbonetos, como as de Illinois, Michigan e Williston, nos Estados Unidos, revelam uma notável e íntima relação espacial entre as principais feições estruturais de diferentes ordens de magnitude e as áreas de ocorrência dos campos de petróleo, evidenciando assim o

condicionamento das grandes acumulações de hidrocarbonetos, especialmente aquelas ligadas às estruturas regionais.

Figura 2.2 – Representação esquemática de uma bacia intracratônica em mapa e em seção.

Fonte: Bizzi al. (2003).

2.2 Proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas

O estudo da proveniência sedimentar é uma ferramenta amplamente utilizada nas geociências. A integração de diferentes técnicas e métodos fornece informações valiosas, permitindo obter importantes dados sobre as relações existentes entre áreas-fonte e os depósitos preservados em bacias sedimentares. Tais estudos permitem também determinar a idade e composição das áreas-fonte dos sedimentos, suas localizações geográficas, rotas de distribuição das areias até a bacia, avaliação das condições climáticas e do tectonismo e do relevo à época de deposição (DICKINSON et al., 1983; MCLENNAN et al., 1993; CAWOOD et al., 2003; VON EYNATTEN, DUNKL, 2012). Considera-se importante a compreensão da complexidade dos diversos processos que influenciam a composição final dos sedimentos, cujo entendimento permite avaliar o grau de modificação e o sinal da proveniência. O acesso a tais informações implica em uma abordagem multidisciplinar, envolvendo várias áreas da geologia, tais como estratigrafia,

geologia estrutural, tectônica, geoquímica, petrologia, geocronologia e geologia isotópica.

A composição final de uma determinada rocha sedimentar será função de diferentes fatores e processos interligados, os quais possuem determinado grau de atuação e seus efeitos, incluindo desde a remoção do sedimento, transporte até sua deposição, além é claro de toda influência climática ao longo do seu percurso. Dentre estes, a composição da rocha-fonte é o principal fator que controla a composição dos sedimentos. Outros fatores são também importantes, como clima e relevo das áreas-fonte, agentes, processos e distância de transporte, sistemas, processos e climas atuantes durante a deposição dos sedimentos, além da história diagenética. Nas figuras 2.3 e 2.4 encontram-se sumarizados tais fatores.

Figura 2.3 – Localização dos sítios onde atuam os principais processos que controlam a composição das rochas sedimentares clásticas.

Fonte: Morton e Hallsworth (1994).

Há situações em que a composição da rocha-fonte é o principal fator que controla a composição dos sedimentos, como é o caso de relevos acidentados em climas áridos, nos quais a composição dos sedimentos clásticos é reflexo direto das áreas-fontes. Em outros ambientes, é mais relevante o papel do intemperismo químico, que promove o empobrecimento dos minerais instáveis originalmente presentes na assembleia mineral da rocha-fonte (JOHNSON, 1993). Este é um dos desafios quando se trabalha com proveniência de minerais pesados, pois ocorre um enriquecimento relativo dos minerais mais estáveis na assembleia dos sedimentos. A intensidade da atuação do intemperismo químico sobre os sedimentos é diretamente relacionada ao relevo da área-fonte, a distância desta do sítio deposicional final e a disponibilidade de água. Portanto, áreas-fonte com relevos acidentados e tectonicamente ativos são apenas levemente afetadas por intemperismo químico, liberando sedimentos com baixo grau de intemperismo e uma assembleia mineral contendo, tanto minerais estáveis como instáveis. Por outro lado, em áreas de relevos suaves, tectonicamente estáveis e que estão sujeitas a climas úmidos, o intemperismo químico torna-se de extrema importância na seleção final da assembleia mineral dos sedimentos clásticos. Durante o transporte dos sedimentos ocorre a diminuição do tamanho dos grãos devido à abrasão mecânica. Minerais que apresentam clivagem tendem a sofrer mais com este efeito do que os demais.

Diversas técnicas vêm sendo aplicadas com o intuito de estudar a proveniência dos sedimentos, porém a análise petrográfica atrelada ao estudo isotópico de minerais pesados é a alternativa mais precisa e confiável na determinação das litologias-fonte. A datação U-Pb, aliada à metodologia Lu-Hf de zircões detríticos, também tem se mostrado muito eficiente nesse tipo de estudo, podendo fornecer informações sobre o crescimento da crosta continental, paleogeografia, correlação estratigráfica, reconstituição tectônica, idades deposicionais, entre outros (NELSON, 2001). Como metodologia auxiliar, estudos termocronológicos de traços de fissão em zircão e apatita permitem determinar as principais idades de soerguimento e erosão dos terrenos-fonte.

Figura 2.4 – Principais processos que controlam a composição das rochas sedimentares clásticas.

Fonte: Zuffa (1991).

2.3 *Diagênese clástica*

Não existe um consenso entre os pesquisadores com relação à definição precisa do termo diagênese. Para muitos, a definição contempla “todos os processos que ocorrem entre a deposição e o metamorfismo”. Porém, para outros, esta definição é simplista e está sujeita a críticas, com o argumento de que existem dois estágios distintos de alteração das rochas: um que ocorre após a deposição e outro que ocorre antes do metamorfismo, a saber: (a) conversão dos sedimentos em rochas sedimentares (litificação), e (b) mudanças ocorridas nas rochas sedimentares previamente ao metamorfismo. Worden e Burley (2003), em uma visão mais abrangente, definem diagênese como um campo de condições físico-químicas no qual os processos geológicos atuam sobre sedimentos depositados, depósitos residuais e rochas sedimentares e de todos os outros tipos de rochas existentes na superfície da crosta terrestre e nos primeiros milhares de metros de profundidade. Segundo esta visão, a diagênese envolve processos atuantes em condições de

baixas temperaturas (até cerca de 200 °C) e pressões (no máximo até 2000 kg/cm²), e com a presença de abundantes soluções aquosas e gases.

A diagênese pode ser subdividida em diferentes etapas, sendo elas: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (SCHOLLE; SCHLUGER, 1979; MORAD; KETZER; DE ROS, 2000). A eodiagênese ocorre logo após a deposição, sob profundidades de até 2 km e temperaturas de até 70° C. Nesse estágio, os sedimentos são fortemente influenciados pelo ambiente deposicional e pela circulação de água vinda da superfície. Predominam condições de baixas pressões e temperaturas, sendo que os sedimentos podem permanecer no estágio eodiagenético por períodos muito variáveis. A mesodiagênese pode ser rasa e/ou profunda, e é atingida quando ocorre o efetivo isolamento das condições de superfície (eodiagênese). A primeira ocorre em profundidades entre 2 e 3 km e temperaturas entre 70 e 100 °C. É caracterizada por pressões e temperaturas crescentes e por fluidos diagenéticos modificados devido às reações com minerais detríticos e/ou autigênicos. Nesse estágio, os fluidos diagenéticos são originados principalmente pelo processo de compactação mecânica. Nesse estágio também ocorrem importantes substituições minerais, recristalizações e dissoluções. Em profundidades maiores que 3 km (até no máximo de 6 km, ver Fig. 2.5), adentra-se no campo da mesodiagênese profunda, caracterizada por temperaturas maiores que 100 °C. Com o soterramento crescente, após o estágio da compactação química, esta pode evoluir para o metamorfismo, passando por uma faixa de gradação conhecida como anquimetamorfismo. Caso ocorra soerguimento, evolui para a telodiagênese. Esta última consiste na reexposição de rochas, que já estiveram soterradas às condições da superfície, equivalendo, em última análise, ao intemperismo e caracterizada pela oxidação e eventual dissolução de alguns minerais.

Os principais controles que influenciam a diagênese são: (a) a composição detrítica, controlada diretamente pela área-fonte, pela geografia e pelo clima; (b) composição dos fluidos, que é função inicialmente do ambiente deposicional, o qual controla a composição da água associada à deposição, texturas, estruturas e geometria dos sedimentos; (c) composição dos constituintes diagenéticos anteriormente formados e, (d) temperatura, pressão e tempo, os quais são função essencialmente do ambiente tectônico e da história de soterramento dos

sedimentos. Na figura 2.6 é apresentado um fluxograma exibindo as relações entre a diagênese e os processos que a controlam.

Figura 2.5 – Campo de atuação da diagênese.

Fonte: Worden e Burley (2003).

A diversidade de composições e texturas dos sedimentos terrígenos conduz a uma complexa variação nos processos diagenéticos. Como os sedimentos passam por diferentes condições de temperatura e pressão e são sujeitos à percolação de fluidos, é comum que as alterações diagenéticas modifiquem sua composição original. O processo de compactação ocorre por meio do soterramento dos sedimentos, com consequente redução do espaço inter-partículas. A compactação pode ser de natureza física ou química. No primeiro caso, ocorre o rearranjo entre os grãos, com faturamento dos grãos rígidos, e esmagamento dos grãos dúcteis. O processo de dissolução (congruente ou incongruente) envolve a destruição de grãos e constituintes diagenéticos. Na dissolução congruente, todos os íons dos grãos ou constituintes diagenéticos dissolvidos são colocados em solução. Já na dissolução incongruente, eles são deixados como subprodutos (por exemplo: transformação de feldspatos em caulinita). Outro importante processo é a autigênese, que envolve a

precipitação de novos minerais durante a diagênese. Pode ocorrer por meio da cimentação nos poros ou por substituição, envolvendo precipitação e dissolução simultâneas. Com o soterramento crescente, é corriqueira a recristalização de minerais, envolvendo o crescimento ou a diminuição dos mesmos, mas mantendo-se a mesma composição mineralógica. Os processos de estabilização, inversão e neoformação de minerais ocorrem quando uma fase mineral é substituída por outra fase de composição similar, porém, com maior estabilidade nas condições de pressão e temperatura vigentes.

Figura 2.6 – Fluxograma exibindo as relações entre diagênese e os diferentes processos que a controlam.

Fonte: De Ros (1996).

2.3.1 Concreções carbonáticas

Concreções carbonáticas são estruturas comumente encontradas em sedimentos e rochas sedimentares de granulometria fina (IRWIN; CURTIS;

COLEMAN, 1977). Tais estruturas geralmente possuem formas concêntricas, tubulares, elípticas ou lenticulares (Fig. 2.7). Quando formadas durante os estágios iniciais da diagênese, geralmente a poucos metros da interface água-sedimento, são capazes de fornecer importantes informações sobre a composição química dos fluidos intersticiais e condições atuantes durante a deposição dos sedimentos (IRWIN; CURTIS; COLEMAN, 1977; SEILACHER, 2001; WOO; KIM, 2006; DALE et al., 2014). Embora uma ampla gama de dados geoquímicos (CURTIS; COLEMAN; LOVE, 1986; WILKINSON, 1993; RAISWELL, 2002) e texturais (ASTIN, 1986, YEMANE; KELTS, 1996, SELLÉS-MARTÍNEZ, 1996; SEILACHER, 2001) tenha contribuído para o conhecimento dessas estruturas, os processos de nucleação e crescimento de concreções carbonáticas são temas ainda sujeitos à discussão pela comunidade geocientífica. Existe consenso de que são formadas desde pequenas profundidades, próximo à interface água-sedimento, até dezenas de metros na pilha sedimentar (IRWIN; CURTIS; COLEMAN, 1977). Distintas interpretações com relação a sua gênese têm sido propostas, possivelmente devido à ampla gama de ambientes sedimentares nos quais são formadas. Para Seilacher (2001), a geometria das concreções reflete a permeabilidade dos sedimentos na qual esta se formou. Em sedimentos isotrópicos, como areias inconsolidadas, as concreções tendem a apresentar formas esféricas. No caso de concreções hospedadas em sedimentos de granulação muito fina, o formato elíptico tende a ser o mais frequente. Isto ocorre porque à medida que as argilas sofrem compactação, ocorre a redução da permeabilidade na direção vertical (paralela ao acamamento original da rocha), portanto as concreções crescem como elipsoides com o eixo vertical deprimido.

Figura 2.7. (A) Concreção carbonática tubular em rochas cenozoicas do Norte da Nova Zelândia. (B) Concreção carbonática elíptica. (C) concreções em forma de lentes-camadas em rochas pelíticas devonianas do oeste dos Estados Unidos.

Fontes: (A) Nyman et al. (2009), (B) Lash e Blood (2004a) e (C) Wanas.

As concreções são geralmente cortadas por uma ou mais gerações de fraturas, também conhecidas como fraturas septarianas (*septarian fractures*) (Fig. 2.8), que são parcial ou completamente preenchidas por cimento carbonático e, subordinadamente, por minerais secundários, tais como polimorfos de sílica, fosfatos e sulfatos (CAMPBELL, 2006). Os processos envolvidos na formação de fraturas septarianas têm sido explicados de diferentes maneiras: (a) fraturamento induzido pela desidratação de argilominerais ou da matéria orgânica (RAISWELL, 1971), (b) compactação e aumento da pressão litostática (ASTIN, 1986), (c) geração de gases devido à decomposição da matéria orgânica devido à ação bacteriológica (IRWIN; CURTIS; COLEMAN, 1977) e, (d) presença de sismos contemporâneos à sedimentação (PRATT, 2001).

Figura 2.8 – Fraturas (*septarian fractures*) preenchidas por calcita em concreções carbonáticas do Membro Serrinha (Formação Rio do Rasto).

Fontes: fotografia do autor.

A formação de concreções carbonáticas tem sido frequentemente associada a ambientes onde ocorre exsudação de metano e outros hidrocarbonetos associados (*methane seep systems*, CAMPBELL, 2006; DE BOEVER et al., 2009; CAVAGNA et al., 2016; LASH; BLOOD, 2015; NYMAN et al., 2015). Esse fenômeno ocorre tipicamente em margens continentais ativas e passivas com altas taxas de acumulação de matéria orgânica. Existem evidências de exsudação de hidrocarbonetos em bacias sedimentares do Neoproterozoico (JIANG; KENNEDY; CHRISTIE-BLICK, 2003) ao Recente (CAMPBELL, 2006). As fases minerais comumente precipitadas nesses ambientes são calcita, aragonita e dolomita (PECKMANN; THIEL, 2004). Em bacias portadoras de rochas geradoras de óleo e gás, o metano migra principalmente através de falhas e condutos (diques clásticos, concreções tubulares), e, eventualmente, alcança a superfície, o corpo de água e até mesmo a atmosfera (CAMPBELL, 2006).

A nucleação e o crescimento de concreções carbonáticas associadas à *methane seep systems* são resultantes da oxidação anaeróbica do metano ao longo da zona de transição sulfato-metano (Fig. 2.9). Essa zona é uma fina camada

empobrecida em sulfato e metano, que separa uma zona enriquecida em SO_4^{2-} acima, de outra enriquecida em CH_4 abaixo. A principal consequência da oxidação anaeróbica do metano é o aumento da alcalinidade do sistema, que é o gatilho para a formação de concreções carbonáticas (IRWIN; CURTIS; COLEMAN, 1977). Este processo é detalhado no artigo apresentado na íntegra (Apêndice D).

Embora a presença de concreções carbonáticas em unidades permianas da Bacia do Paraná seja conhecida a muito tempo, são ainda escassas as pesquisas envolvendo petrografia e análise de isótopos estáveis voltadas a interpretação da origem destas estruturas.

Figura 2.9 – (A) e (B) Diagramas ilustrando o comportamento típico do metano e sulfato produzidos por processos biogeoquímicos, incluindo a redução de sulfato e oxidação anaeróbica de metano devido a ação de micro-organismos na zona de transição sulfato-metano. (C) Difusão de metano, sulfato e bário em *methane seep systems* e minerais resultantes do processo de oxidação anaeróbica do metano.

Fonte: Riedinger et al. (2006).

3 Contexto geológico regional

3.1 Introdução

Durante praticamente todo o Fanerozoico, a região sul do supercontinente Gondwana foi submetida a esforços de natureza compressiva na porção adjacente à área cratônica, como resultado do consumo da litosfera oceânica do Panthalassa (COIRA et al., 1982). A persistente vigência do campo de esforços compressivos nessa área levou ao desenvolvimento de faixas dobradas e bacias de ante-país adjacentes às mesmas (BAHLBURG; BREITKREUZ, 1991). Entre o Devoniano e o Triássico, a região mencionada passou por sucessivas colisões de terrenos alóctones (Fig. 3.1). Segundo Ramos (1986) e Milani e Ramos (1998), as fases orogênicas que afetaram essa região podem ser divididas em três ciclos tectono-sedimentares: Pampeano (Cambriano Inferior), Famatiniano (Ordoviciano-Devoniano) e Gondwânico (Carbonífero-Triássico). O Ciclo Pampeano engloba a assembleia final constituída de no mínimo três bacias diferentes, superpostas, que diferem entre si por meio de limites, geometrias e discordâncias. O Gondwana, por outro lado, foi responsável pela formação de um complexo mosaico de fragmentos cratônicos. O Ciclo Famatiniano compreende dois pulsos de deformação de natureza compressiva, que foram associados com os eventos magmáticos e sedimentares das orogêneses Oclóyica e Chânica, relacionadas com a colisão dos terrenos Cuyania e Chilenia, respectivamente (RAMOS, 2010). O Ciclo Gondwânico compreende a Orogênese Sanrafaélica, que envolveu subducção e deformação ao longo da margem pacífica e a colagem do terreno da Patagônia. A acreção do terreno patagônico na Argentina e possivelmente o Platô das Agulhas na África do Sul foi o último evento colisional que afetou a região. Como resultado da colisão, originou-se uma vasta bacia de ante-país que engloba as atuais bacias do Karoo (África do Sul) e Claromecó, Carapacha e San Rafael na América do Sul (PÁNGARO; RAMOS; PAZOS, 2015). Recentemente, Ramos e Naipauer (2012) interpretaram a Patagônia como sendo uma microplaca que se separou da Antártica, vindo a chocar-se contra a margem sul do Gondwana, entre o Carbonífero (RAMOS,

2008) e o Triássico Inferior (PÁNGARO; RAMOS, 2012). Porém, alguns autores refutam esta hipótese, defendendo origens para-autóctones (RAPALINI et al., 2010) a autóctones (PANKHURST et al., 2006; RAPALINI et al., 2013). As bacias Paleozoicas do oeste do Gondwana (Fig. 3.2), incluindo-se a Bacia do Paraná, constituem-se em peças-chave para o entendimento da evolução deste supercontinente durante o Paleozoico.

Figura 3.1 – A Bacia do Paraná e suas relações com os crátons adjacentes e terrenos paleozoicos acrecionados da América do Sul.

Fonte: Modificado de Ramos (2010) e Alessandretti et al. (2013).

Dois domínios distintos devem ser considerados ao se analisar a tectônica e sedimentação ocorrida no Gondwana sul-ocidental: (a) sua porção cratônica, correspondente ao núcleo do paleocontinente e constituída por um complexo mosaico de blocos crustais aglutinados e ligados entre si até o Cambriano (POWELL, 1993) e, (b) de outro lado, os Gondwanides, uma extensa faixa de orógenos do Paleozoico com bacias associadas e distribuídas ao longo da margem meridional de Gondwana, unidade geotectônica também denominada como “Geossinclinal Samfrau” por Du Toit (1927) e, recentemente, cartografada por De Wit et al. (1988).

Figura 3.2 – Modelo paleotectônico da margem sul-ocidental gondwânica mostrando o limite norte da Orogênese Gondwanides e bacias paleozoicas associadas.

Fonte: Limarino e Spalletti (2006).

3.2 Bacia do Paraná

3.2.1 Introdução

Neste item serão abordados aspectos litoestratigráficos, relacionados a arquitetura deposicional (estratigrafia de sequências) e a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná.

3.2.2 Breve histórico sobre a Bacia do Paraná

Desde o início do século passado, inúmeros pesquisadores dedicaram-se ao estudo da geologia da Bacia do Paraná (Fig. 3.3). Em 1904, o governo brasileiro, interessado em conhecer as potencialidades do carvão mineral nacional, criou a Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Israel Charles White, geólogo americano, foi designado chefe da referida comissão e trabalhou junto com seus colaboradores entre 1904 e 1906 no mapeamento das jazidas de carvão da Bacia do Paraná. A publicação do famoso “Relatório White” em 1908 é considerado o marco inicial no conhecimento da geologia da Bacia do Paraná, pois é o primeiro a sistematizar a estratigrafia da mesma.

O relatório contém um importante acervo de dados sobre os diferentes tipos de carvão, a estratigrafia e paleontologia da referida bacia. Este trabalho documenta um precioso conteúdo científico no campo da Paleontologia: o reconhecimento da ocorrência de restos fósseis de *Mesosaurus brasiliensis* em estratos permianos do então denominado “Schisto preto de Iraty” e a proposição de sua equivalência geológica com unidades da Bacia do Karoo, na África do Sul. As denominações originais introduzidas por ele para a designação das unidades geológicas desta Bacia ficaram consagradas, tendo sido pouco modificadas na sua concepção ao longo dos tempos. Na década de 90, e nos últimos anos, foram concebidos importantes avanços no conhecimento estratigráfico, paleontológico e tectônico da

Bacia do Paraná. Dentre eles, destacam-se os trabalhos de Zalán et al. (1990, 1991), Milani (1997, 2004), Milani e Ramos (1998) e Milani et al. (2007) pela sua relevância e aplicação de conceitos modernos de estratigrafia e tectônica.

Figura 3.3 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.

Fonte: Milani (2003).

3.2.3 Evolução Estratigráfica e Sedimentar

De acordo com Milani (1997, 2004, 2007), o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná é formado por seis unidades estratigráficas de segunda ordem ou Supersequências (*sensu* VAIL et al., 1977). As três primeiras correlacionam-se com ciclos transgressivos-regressivos de oscilação do nível do mar no Paleozoico e as três últimas, com sedimentos de origem continental e rochas ígneas associadas (Milani et al. 2007). As supersequências (Fig. 3.4) são: Ivaí (Ordoviciano até Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero até Eotriássico), Gondwana II (Mesotriássico até Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico até Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

O início do processo de sedimentação ocorreu no Neo-Ordoviciano, prosseguindo sua história de subsidência, sedimentação e erosão até o Neocretáceo, acumulando uma sucessão superior a 5.000 metros de sedimentos (MILANI; RAMOS, 1998). Apesar de bem conhecida a idade mínima de sedimentação da Bacia do Paraná, seu modelo de tectônica formadora ainda é tema de amplo debate. Para Fulfaro et al. (1982), calhas aulacogênicas de direção NW-SE teriam sido as precursoras da sedimentação na bacia. De acordo com Zalán et al. (1991), processos de contração térmica posteriores ao Ciclo Brasileiro poderiam ter influenciado o desenvolvimento e preenchimento inicial da bacia. Milani (1997) e Milani e Ramos (1998) propuseram que a geodinâmica da margem sul de Gondwana, envolvendo o consumo de litosfera oceânica e choque de terrenos alóctones, possui íntima relação com os episódios de criação de espaço deposicional na Bacia do Paraná. As análises das taxas de subsidência no domínio de ante-país e intracratônico sugerem a existência de episódios coevos e com elevadas taxas em ambas as regiões (MILANI; RAMOS, 1998; MILANI; DE WIT, 2008). Milani e Ramos (2008) sugerem que a Bacia do Paraná e o domínio de ante-país possuem histórias evolutivas similares, compartilhando tanto ambientes sedimentares de escala regional, quanto mecanismos de subsidência comuns. Ainda segundo estes autores, zonas de fraqueza do embasamento pré-cambriano teriam sido reativadas durante a Orogenia Oclóyica no Neo-ordoviciano (Ramos et al., 1986), e a sedimentação implantada em depressões alongadas de direção NW-SE.

Figura 3.4 – Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná.

Fonte: Milani et al. (2007).

A deposição das supersequências Rio Ivaí e Paraná ocorreu em ambiente de golfo em conexão com o Oceano Panthalassa (MILANI, 2004). A Supersequência Gondwana I iniciou-se com restrição marinha devido ao soerguimento de arcos causados por compressão na margem gondwânica (MILANI et al., 1998). As supersequências posteriores formaram-se em ambiente continental, e possivelmente sem conexão franca com o Panthalassa.

Os sedimentos iniciais correspondem aos sedimentos transgressivos da Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano ao Siluriano), a qual é constituída pelo Grupo Rio Ivaí (ASSINE; SOARES; MILANI, 1994), subdividido em três formações: Alto Garças, Iapó e Vila Maria. A Formação Alto Garças possui espessura máxima de 300 metros e é essencialmente formada por arenitos quartzosos finos a grossos. Na porção basal ocorre conglomerado quartzoso, que grada para arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada (MILANI et al., 2007). Icnofósseis do gênero *Skolithos* foram descritos por Milani (1997). Os dados de paleocorrentes fluviais desta formação indicam transporte sedimentar para sudoeste (MILANI et al., 2007). A Formação Iapó é essencialmente constituída por diamictitos, com matriz siltico-arenosa e litoclastos de natureza variada. Os diamictitos Iapó são sucedidos pelos pelitos fossilíferos da Formação Vila Maria, que representam um importante horizonte estratigráfico na Supersequência Rio Ivaí (MILANI et al., 2007).

A Supersequência Paraná (Devoniano) é representada pelo Grupo Paraná (LANGE; PETRI, 1967), que contém as formações Furnas (arenosa), na base, e Ponta Grossa (pelítica), no topo (PETRI, 1948). Apresenta discordância erosiva na base e no topo do pacote sedimentar. Possui espessura máxima de 800 metros (LANGE; PETRI, 1967; MILANI et al., 2007) e é sobreposta ao Grupo Rio Ivaí ou assenta-se diretamente no embasamento da bacia. O ambiente de sedimentação da Formação Furnas é interpretado de diferentes maneiras. Para alguns autores é marinho (LANGE; PETRI, 1967; BIGARELLA, 1973; PETRI, 2006), para outros é fluvial (ZÁLAN et al., 1987), ou ainda fluvial, na base, e marinho raso, no topo (ASSINE; SOARES; MILANI, 1994). O mapa de isópacas da Formação Ponta Grossa mostra dois depocentros: Alto Garças ao norte e Apucarana ao sul, separados pelo Alto de Três Lagoas e o Arco de Campo Grande (NORTHFLEET; MEDEIROS; MÜHLMANN, 1969). Milani et al. (1998) interpretam estes depocentros

devonianos, como sendo áreas de máxima preservação, uma vez que existe continuidade litológica entre os dois lados.

A Supersequência Gondwana I é constituída por pacotes sedimentares depositados entre o Neocarbonífero e o Eotriássico, com espessura máxima de aproximadamente 2.500 metros. Está subdividida em três grupos: Itararé na base, Guatá na parte intermediária e Passa Dois no topo.

O Grupo Itararé, de origem glacial, aflora nas bordas sul, leste e noroeste da bacia. Registra um intervalo de tempo de aproximadamente 36 Ma, estendendo-se do final do Carbonífero (Westfaliano) até o Eopermiano (Sakmariano/Artinskiano). É cronocorrelato ao Grupo Dwyka (Bacia do Karoo), a Formação Sauce Grande (Bacia Claromecó), e o Tilito Fitz Roy (Ilhas Malvinas/Falklands). Está assentado em discordância sobre os depósitos devonianos das formações Ponta Grossa e Furnas, e localmente sobre o embasamento pré-cambriano. É coberto pelos psamitos e pelitos pós-glaciais das formações Rio Bonito e Dourados. Possui espessura média de 600 metros e espessura máxima de 1.300 metros no Estado de São Paulo (FRANÇA; VESELY, 2007). Schneider et al. (1974) propuseram a sua subdivisão nas formações Campo do Tenente (base), Mafra e Rio do Sul (topo). França e Potter (1988) o dividiram nas formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. A Formação Lagoa Azul possui em sua base arenitos altamente silicificados e uma vasta camada de pelitos contendo grande quantidade de seixos pingados (Camada Roncador), que constitui um importante horizonte estratigráfico do Grupo Itararé. Na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina, esta unidade é caracterizada por depósitos psamíticos e pelíticos (Fig. 3.5). A unidade intermediária do Grupo Itararé é a Formação Campo Mourão (Stephaniano-Sakmariano médio), formada predominantemente por arenitos, com intercalações de siltitos, diamictitos e ritmitos. A unidade mais jovem do Grupo Itararé é a Formação Taciba (Sakmariano médio-Artinskiano), composta por diamictitos maciços. Na porção sul da bacia, os diamictitos estão interdigitados com folhelhos carbonosos e ritmitos do Membro Rio do Sul. A Formação Taciba supostamente depositou-se durante uma subida relativa do nível do mar devido à deglaciação do manto de gelo gondwânico, conceitualmente identificada como “transgressão permiana” por Lavina e Lopes (1986). A Formação Aquidauana (Fig. 3.6) é o equivalente estratigráfico do Grupo

Itararé no setor noroeste da bacia até o centro do Estado de São Paulo (FRANÇA; POTTER, 1988; MILANI et al. 2007).

Figura 3.5 – Contato entre folhelhos da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) sobre arenitos do Membro Triunfo (Formação Rio Bonito), representando progradação deltaica sobre depósitos de prodelta.

Fonte: Fotografia de Eduardo Guadagnin.

Figura 3.6 – Aspectos de campo da Formação Aquidauana (A) Arenitos com estratificação plano-paralela (B) Diamictito polimítico suportado pela matriz. (C) Seixo pingado que ocorre em arenitos com estratificação plano-paralela. (D) Estratificação tipo *hummocky*.

Fonte: Fotografias do autor.

A Formação Rio Bonito compõe a base do Grupo Guatá e está sobreposta diretamente ao Grupo Itararé, sendo classicamente interpretada como um “extenso *front* deltaico” (NORTHFLEET; MEDEIROS; MÜHLMANN, 1969). Representa um amplo registro sedimentar da bacia, com espessuras de aproximadamente 250 metros. A alternância de pacotes ora arenosos e ora pelíticos, observados na Formação Rio Bonito, em consequência da grande ciclicidade de variação do nível de base da bacia, levou Schneider et al. (1974) a subdividir a unidade em três membros: Triunfo (base), Paraguaçu (intermediário) e Siderópolis (topo). O Membro Triunfo constitui-se de arenitos finos a médios e grossos, com estratificações cruzadas, grãos subarredondados e seleção moderada. Siltitos e carvão ocorrem intercalados. Schneider et al. (1974) interpretaram esta unidade como sendo flúvio-deltaica. O Membro Paraguaçu representa a porção média da formação e contém camadas de siltitos e folhelhos intercalados com arenitos finos e níveis carbonáticos.

A sedimentação desta unidade ocorreu em condições marinhas transgressivas. O Membro Siderópolis, topo da unidade, é constituído de camadas de arenitos finos a muito finos, intercalados com folhelhos carbonosos e carvão (Fig. 3.7).

Figura 3.7 – Pacote de arenitos claros, marinhos, bioturbados e retrabalhados por ondas, do Membro Paraguaçu em contato erosivo com arenitos fluviais do Membro Siderópolis da Formação Rio Bonito, Grupo Guatá.

Fonte: Fotografia do autor.

A Formação Palermo (topo do Grupo Guatá) é constituída de siltitos e siltitos arenosos de ambiente transgressivo, depositados sob condições de águas rasas, abaixo do nível de ação das ondas (SCHNEIDER et al., 1974), ou sob influência de ondas e marés (ABOARRAGE; LOPES, 1986), ou ainda em ambiente de inundação marinha (SEVERIANO RIBEIRO, 1993). Esta unidade é caracterizada por apresentar intensa bioturbação em toda sua sucessão sedimentar.

O Grupo Passa Dois é constituído, da base para o topo, pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (e Formação Corumbataí no Estado de São Paulo). Este grupo marca uma mudança na evolução da bacia, supostamente devido ao confinamento da área deposicional da mesma em relação ao Panthalassa, desenvolvendo um ambiente hipersalino com deposição de carbonatos e evaporitos, ao norte, e folhelhos, ao sul (MILANI et al., 2007).

A Formação Irati consiste de folhelhos escuros associados com calcários, sendo subdividida no Estado de São Paulo nos membros Taquaral na base (folhelhos e siltitos) e Assistência no topo (folhelhos pirobetuminosos e calcários) (SCHNEIDER et al., 1974). É mundialmente conhecida por hospedar

mesossaurídeos em excelente estado de preservação, bem como por seu elevado teor de matéria orgânica. A ocorrência desta paleofauna de vertebrados permitiu a Du Toit (1927), correlacionar os depósitos da América do Sul com os do sul da África (Formação Whitehill), e assim sugerir a hipótese da deriva continental. A Formação Irati marca uma importante mudança na evolução da bacia, pois registra uma considerável restrição à circulação de águas entre o mar epicontinental e o Panthalassa, o que acarretou no desenvolvimento de um ambiente hipersalino no interior do sudoeste gondwânicos (MILANI et al., 2007).

A espessura média desta formação é de 40 metros, podendo atingir 70 metros na parte sul da bacia (HOLZ et al., 2010). O Membro Taquaral é interpretado como tendo sido depositado em ambiente marinho raso (mar epicontinental) com conexões restritas com Panthalassa, porém com considerável circulação de águas, quando comparado com o Membro Assistência (HOLZ et al., 2010). Este último é interpretado como tendo sido depositado em plataformas internas, intermediárias e distais, com mergulho para sudoeste, e admitindo-se uma possível conexão com Panthalassa. De acordo com os dados de paleolatitudes e evidências de influxo de águas derivadas do continente, Araújo (2001) propôs que certas regiões marginais do mar epicontinental poderiam ter sido alimentadas predominantemente por águas meteóricas; enquanto outras apresentariam condições hipersalinas. Na região nordeste da bacia, a base do Membro Assistência é formada por evaporitos e lamas carbonáticas e, considerada a porção proximal da plataforma (ARAÚJO, 2001), A marcante ciclicidade sedimentar entre dolomitos e folhelhos ricos em matéria orgânica, constitui forte evidência das mudanças entre climas úmido e seco, associada a pequenas oscilações do nível relativo do mar. Na porção sul da bacia predominam folhelhos ricos em matéria orgânica (Fig. 3.8), com ocorrência de raros tempestitos intercalados, evidenciando condições de deposição em águas mais profundas (ARAÚJO, 2001; HOLZ et al., 2010). Análises de carbono orgânico total (COT) de folhelhos da Formação Irati nos estados de São Paulo e Paraná revelaram valores elevados, entre 0,43 e 17% (OLIVEIRA, 2012). Santos et al. (2006) dataram níveis de cinzas vulcânicas da Formação Irati em $278,4 \pm 2,2$ Ma, o que posiciona esta unidade no Permiano Inferior (Cisuraliano).

Figura 3.8 – (A) Folhelhos ricos em matéria orgânica do Membro Assistência, Grupo Passa Dois, representando ambiente subaquoso restrito, de águas calmas, abaixo do nível da ação das ondas. (B) Concreção siderítica hospedada em folhelhos.

Fonte: Fotografias do autor.

A Formação Serra Alta (Fig. 3.9) (espessura entre 40 e 90 metros, HOLZ et al., 2010) contém principalmente argilitos, folhelhos e siltitos, depositados em ambiente marinho de águas calmas, abaixo do nível das ações das ondas e, em condições disóxicas (SCHNEIDER et al., 1974; MEGLHIORATTI et al., 2005; WARREN et al. 2015). A presença de cristais euédricos de pirita em argilitos e folhelhos, descritos por Meghioratti et al. (2005), corrobora a ideia de sedimentação em condições de baixa oxigenação. Porém, não existem evidências fossilíferas e/ou geoquímicas que atestem uma comprovada origem marinha para a Formação Serra Alta. Quando comparado ao regime hidráulico presente durante a deposição do Membro Assistência (topo da Formação Irati), àquele da Formação Serra Alta mostra maior circulação de águas e, conseqüentemente, menor estratificação química (ARAÚJO, 2001; HOLZ et al., 2010). Outras importantes

Subordinadamente ocorrem camadas centimétricas de arenito e lâminas carbonáticas. Na base da formação, ocorrem diques clásticos, concreções e brechas carbonáticas (BONDIOLI et al., 2014). Na base das brechas, Matos (2016) descreveu a presença de estruturas sedimentares induzidas por micro-organismos e, nas concreções carbonáticas, a presença de bivalves possivelmente quimiossimbiontes.

A Formação Teresina (Fig. 3.10), na porção central da borda leste da bacia do Paraná, possui espessuras entre 280 e 330 metros (HOLZ et al., 2010). É principalmente formada por folhelhos e siltitos, com intercalação de arenitos de granulação muito fina. Estes últimos são caracterizados pela presença de acamamento tipo *linsen* e *flaser* e estratificações tipo *hummocky* (HOLZ et al., 2010). Camadas carbonáticas centimétricas a decimétricas e coquinas com frequência ocorrem intercaladas na sucessão desta unidade. Ocorrem concreções carbonáticas elípticas de dimensões métricas dispostas em níveis de granulometria mais fina. Ocorrem também diques clásticos, apresentando dobras desarmônicas. Na porção norte e nordeste da bacia, a unidade estratigráfica correlata é a Formação Corumbataí (SCHENEIDER et al., 1974). O ambiente deposicional da Formação Teresina foi interpretado por Schneider et al. (1974) como marinho raso, com regiões costeiras influenciadas dominada por maré. Porém, o conteúdo fóssilífero desta unidade não evidencia uma clara conexão entre o mar epicontinental da Bacia do Paraná e o Panthalassa (MENDES, 1984; ROHN, 1994; SIMÕES et al., 1998). Para Holz et al (2010), a baixa diversidade de fósseis também é contra a ideia de ambiente marinho normal para o ambiente deposicional da Formação Teresina. Ainda segundo este autor, a deposição da Formação Teresina teria sido resultado da interação entre ambiente de costa a fora influenciado por tempestades e planície costeira. Ghilardi e Simões (2000, 2002) especularam que os bivalves do Grupo Passa Dois poderiam ter sido tipicamente dulcícolas, habitando águas raras frequentemente afetadas por tempestades, com episódios esporádicos de intensa evaporação e condições hipersalinas, e influência local de água meteórica. Em suma, as evidências paleontológicas e sedimentológicas, apontam que a salinidade no ambiente deposicional da Formação Teresina variou de extremo hipersalino ao fortemente influenciado por águas meteóricas (HOLZ et al., 2010).

Figura 3.9 – (A) Folhelhos e siltitos cinza-escuro com laminação plano-paralela representando ambiente de águas calmas, abaixo do nível das ondas. (B) Concreção carbonática elíptica. Esta concreção foi amostrada para análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio. (C) Detalhe de concreção carbonática com a presença de abundantes fósseis de bivalves. (D) Dique clástico cortando discordantemente a sequência de folhelhos

e siltitos. (E) a (F) Dique clásticos com dobras ptigmáticas, refletindo compactação posterior à intrusão.

Fontes: Todas as fotografias do autor. Com exceção de (F) (Henrique Frasson).

A Formação Rio do Rasto aflora ao longo da borda leste da Bacia e Paraná, principalmente nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Caracteriza-se por uma tendência geral de continentalização dos seus sistemas deposicionais (LAVINA, 1991), representando a porção superior de um ciclo transgressivo-regressivo na bacia. De modo geral, o padrão progradacional da unidade pode ser expresso no aumento de fácies de arenitos associados a uma tendência de espessamento de camadas em direção ao topo (WARREN et al., 2008). Durante o período deposicional, a Bacia do Paraná possuía conexões restritas com o Oceano Panthalassa, muito provavelmente devido as elevadas altitudes alcançadas pelo Cinturão Gondwanides (ZIEGLER; HULVER; ROWLEY, 1997). A formação foi formalmente subdividida nos membros Serrinha (Fig. 3.11), na base, e Morro Pelado (Fig. 3.12), no topo, e constitui uma sucessão de sedimentos depositados em condição de costa afora que transicionam para depósitos deltaicos e eólicos. A unidade é limitada em seu topo e na base pelas formações Teresina e Piramboia, respectivamente. A Formação Rio do Rasto, dividida nos membros Serrinha (base) e Morro Pelado (topo), foi depositada na transição para ambiente continental, particularmente deltaico (GAMA JR., 1979, WARREN et al., 2008). Na porção centro-sul de Santa Catarina são descritos contatos transicionais na base com a Formação Teresina e no topo com a Formação Piramboia (Fig. 3.13) (WARREN et al., 2008). Em São Paulo, Goiás e Mato Grosso, o seu correspondente estratigráfico indiviso é a Formação Corumbataí que, em uma revisão estratigráfica recente do Grupo Passa Dois em São Paulo, foi considerada como correspondente às formações Serra Alta e Teresina (WARREN et al., 2015). Litologicamente, é caracterizada por uma alternância de arenitos, siltitos e pelitos depositados durante o Permiano Superior e Triássico Inferior (LAVINA 1991, WARREN et al., 2008). O Membro Serrinha, com espessuras em torno de 90 a 130 metros, é caracterizado por arenitos heterolíticos com estratificações do tipo *swalley/hummocky*, intercalados com pelitos. É marcante a presença de concreções carbonáticas, com formas elípticas a arredondadas, e cortadas por fraturas preenchidas por calcita. Segundo Warren et al. (2008), o Membro Serrinha é caracterizado pela presença de elementos arquiteturais depositados por eventos de tempestade. O Membro Morro Pelado, com espessuras variáveis entre 80 e 150 metros, é predominantemente composto por

corpos de espessuras variáveis de arenitos finos tabulares, lenticulares ou lobados, lateralmente interdigitados com corpos de siltitos (WARREN et al., 2008). Segundo Warren et al. (2008), depósitos de canais distributários ocorrem no topo desta unidade intercalados com dunas eólicas e lençóis de areia, evidenciando uma marcante transição para os depósitos eólicos da Formação Piramboia, que colmataram o corpo aquoso em que se depositou o sistema deltaico do Rio do Rasto.

Figura 3.10 – (A) Contato transicional entre os folhelhos e siltitos com concreções carbonáticas da Formação Teresina e arenitos do Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto, representando o início do ciclo progradacional Permiano. (B) Detalhe de dique clástico (esquerda) com dobras ptigmáticas, e fraturas preenchidas (direita) por areia fina.

Fontes: (A) Fotografia de Rômulo Machado. (B) Fotografia do autor.

Figura 3.11 – (A) Sequência de folhelhos, siltitos e arenitos do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto na Serra do Rio do Rasto (SC), representando a progradação de

lobos sigmoidais sobre os depósitos argilosos. (B) e (C) Concreções carbonáticas hospedadas em siltitos, distribuídas sem um controle estratigráfico aparente.

Fonte: Fotografias do autor.

A Supersequência Gondwana II aflora somente no Rio Grande do Sul e Uruguai, e é representada pela Formação Santa Maria (MILANI et al., 2007). Zerfass et al. (2003) subdividem os depósitos triássicos em duas supersequências, a saber: Sanga do Cabral (Triássico Inferior) e Santa Maria (Triássico Médio a Superior). A primeira supersequência é interpretada como tendo sido depositada por sistemas fluviais efêmeros e de baixa sinuosidade. De acordo com as associações de fácies da Supersequência Santa Maria, esta teria sido depositada em ambientes fluviais, deltaicos e lacustres (ZERFASS et al., 2003). O desenvolvimento de ambas supersequências é considerado reflexo da Orogenia Cape-La Ventana, evidenciando a relação entre ciclos de criação de espaço de acomodação na área cratônica e episódios orogênicos (MILANI et al., 2007). Com base em dados de paleocorrentes, Zerfass et al. (2003, 2004), concluíram que as áreas-fonte da Supersequência

Sanga do Cabral estavam localizadas ao sul, mais precisamente no Orógeno Gondwanides e sequências sedimentares pretéritas da faixa dobrada Ventania e do Maciço Norte da Patagônia. As áreas-fonte da Supersequência Santa Maria também foram atribuídas a regiões localizadas ao sul, a exemplo do Escudo Sul-Riograndense e Uruguaio.

Figura 3.12 – Estratificação cruzada de grande porte em arenitos do Membro Morro Pelado (Formação Rio do Rasto) na Serra do Espigão, nordeste de Santa Catarina.

Fonte: Fotografia de Rômulo Machado.

A Supersequência Gonwana III é constituída pelas formações Botucatu (eólica), de idade Juro-Eocretácica, e Serra Geral (vulcânica), Eocretácica (Fig. 3.14). Ambas às formações fazem parte da Série São Bento (WHITE, 1908). A Formação Serra Geral encontra-se sobreposta à Formação Botucatu ou sobre o embasamento cristalino da Faixa Brasília. A Formação Botucatu é basicamente

constituída por arenitos de granulação fina a média, com alto grau de esfericidade e grãos de aspecto fosco, e estratificação cruzada tangencial (SCHERER; LAVINA, 2006). Durante a deposição do “deserto Botucatu”, a porção norte da bacia esteve caracterizada por paleoventos oriundos de NNE, enquanto que a região sul, foi influenciada por paleoventos vindos de SW (SCHERER; LAVINA, 2006). Ainda segundo estes autores, uma zona de convergência de ventos ocorreu entre as paleolatitudes de 24° e 26°S.

Figura 3.13 – Estratificação cruzada de grande porte em arenitos da Formação Piramboia.

Fonte: Perinotto e Lino (2011).

Segundo Melfi et al. (1988), aproximadamente 90% das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral correspondem a basaltos toleíticos, 7% a andesitos toleíticos, e 3% a riolitos e riodacitos. O volume de magmatismo preservado na Bacia do Paraná em conjunto com o da Bacia Etendeka (Namíbia) supera os 800,000 km² (PEATE; HAWKESWORTH, 1996), sendo assim considerada uma das grandes LIPs

(*Large Igneous Provinces*) existentes no mundo. Estudos geoquímicos conduzidos por Bellieni et al. (1984) indicam que na porção norte da bacia predominam rochas enriquecidas em TiO_2 , enquanto que na região sul prevalecem rochas empobrecidas em titânio. Os primeiros estudos geocronológicos efetuados nas rochas magmáticas na Formação Serra Geral, com base em determinações pelo método K-Ar, obtiveram um amplo intervalo temporal entre 147 e 119 Ma (Amaral et al, 1966). Com base no método Ar-Ar, Renne et al. (1992), sugeriram que o evento magmático Serra Geral teria sido extremamente rápido, em ca. 133 ± 1 Ma e com duração de cerca de 1 Ma. Todavia, Renne et al. (1992), dataram somente os litotipos Gramado e Urubici (segundo estratigrafia proposta por Peate et al., 1992). Esta idade, portanto, não seria representativa para província em geral. Também com base em idades Ar-Ar, e a partir de amostras coletadas em diferentes níveis estratigráficos, Turner et al. (1994), demonstraram idades decrescentes da base ($137,8 \pm 0,7$ Ma) para o topo ($126,8 \pm 2,0$) da sucessão vulcânica. Datações recentes pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão, indicam idades de ca. 135 Ma, e novamente sugerem duração do magmatismo de 1 Ma (PINTO et al., 2011).

Figura 3.14 – Rochas vulcânicas da Formação Serra Geral em contato com arenitos eólicos da Formação Botucatu. Praia da Guarita, Torres, Rio Grande do Sul.

Fonte: fotografia do autor.

A Supersequência Bauru é representada por sedimentos depositados em discordância erosiva sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Possui espessura máxima preservada de 300 metros (MILANI et al., 2007). É delimitado a leste pela Serra do Mar, a nordeste pelo Alto do Paranaíba, a oeste pelo Arco de Assunção, ao sul pelo Arco de Ponta Grossa e ao norte pela Antéclise de Rondonópolis (FERNANDES; COIMBRA, 1996). Para Fernandes e Coimbra (1996), constitui uma nova bacia denominada de Bacia Bauru, tendo como substrato as rochas ígneas do Grupo Serra Geral. A fonte destes sedimentos era proveniente do norte, nordeste e leste, com transporte para o oeste e sudoeste por processos fluviais e eólicos.

Com base em litoestratigrafia, a Supersequência Bauru é subdividida nos grupos coevos Caiuá e Bauru (FERNANDES; COIMBRA, 2000). A passagem entre os grupos ocorre de maneira lateral gradual e interdigitada. O primeiro é constituído pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. O segundo compreende

as formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, além de rochas alcalinas intercaladas (FERNANDES; COIMBRA, 2000). Segundo Fernandes (2006), os depósitos do Grupo Caiuá correspondem a trato de sistemas eólicos, formados por complexos de dunas de cristas sinuosas de grande (*draas*) e médio porte, de região central de *sand sea*, e interdunas úmidas. O Grupo Bauru corresponde a depósitos formados em clima semiárido, e está constituído por leques aluviais marginais e lençóis de areia cortados por sistemas fluviais efêmeros (FERNANDES, 2006).

3.2.4 Evolução Tectônica

Os limites da Bacia do Paraná no contexto da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA et al., 1977, 1981), evidenciando que ela é circundada por faixas de dobramentos, são apresentados na figura 3.15. A região noroeste é delimitada por metassedimentos pertencentes a Faixa de Dobramentos Paraguai, formada durante o final do Período Ediacarano e início do Período Cambriano (TOHVER et al., 2010). A região nordeste faz limite com metassedimentos do Grupo Araxá e rochas relacionadas ao Ciclo Uruaçuano (1,2 e 1,1 Ga), todos pertencentes à Província Tocantins. A porção sudeste da bacia é limitada por rochas metamórficas e ígneas que fazem parte das Faixas Móveis Ribeira e Dom Feliciano, pertencentes à Província Mantiqueira e relacionadas ao Ciclo Brasileiro. Dados gravimétricos e magnetométricos em escala de bacia revelaram uma persistente orientação de direção SW-NE e, de acordo com Marques et al. (1993), provavelmente relacionados à estruturas do embasamento. Dados de sísmica de reflexão também indicam um padrão de estruturas alongadas segundo a direção SW-NE, configurando calhas na região central da bacia, que foram preenchidas pelo Grupo Rio Ivaí (MILANI; RAMOS, 1998).

Segundo Cordani et al. (1984), estruturas relacionadas ao Ciclo Brasileiro, entre elas os arcos da Canastra (ou Flexura de Goiânia), de Assunção, Pampeano e Martin Garcia (Fig. 3.15), tiveram forte influência na forma atual da bacia. Entretanto, a origem das estruturas que controlaram a sedimentação inicial da bacia é um tema ainda bastante controverso. Para Fúlfaro et al. (1982), a subsidência inicial da Bacia

do Paraná foi relacionada a riftes abortados de direção NW-SE. Segundo estes mesmos autores, calhas aulacogênicas de direção NW teriam sido as “precursoras da sedimentação cratônica”. Para Soares (1991), esta subsidência foi relacionada com a flexura litosférica e formação de grábens. Por outro lado, Zalán et al. (1990), consideram que a subsidência inicial da bacia estaria relacionada ao resfriamento ocorrido ao final do Ciclo Brasileiro, que produziu um estiramento crustal e permitiu assim a sedimentação da bacia. De acordo com Milani (1997), a subsidência inicial da bacia foi ligada a uma tectônica transtensiva, relacionada à geração de um sistema de riftes de direção NE-SW, implantado sobre um embasamento cratônico Pré-cambriano, a partir da reativação de estruturas preexistentes durante a Orogenia Oclóyca do Neo-Ordoviciano.

De acordo com Milani (1997) e Milani e Ramos (1998), os períodos de subsidência e sedimentação da Bacia do Paraná foram correlacionados com os eventos orogênicos ocorridos no sudoeste de Gondwana. Essa região se comportou, durante praticamente todo o Paleozoico e início do Mesozoico, como um domínio de convergência entre o bloco siálico (continente) e a litosfera oceânica do Panthalassa, região onde uma série de terrenos alóctones aglutinou-se à margem do referido continente. Estes terrenos estão relacionados a uma sucessão de orogenias que marcaram a história Paleozoica do sudoeste gondwânico, a saber: Pampeano (Neoproterozoico ao Cambriano Inferior), Famatiniano (Ordoviciano ao Devoniano) e Gondwânico (Carbonífero ao Triássico). O Ciclo Pampeano envolve o processo de amalgamação final do supercontinente Gondwana, composto por uma ampla variedade de terrenos cratônicos e faixas móveis. O Ciclo Famatiniano compreende dois eventos de deformação compressiva, relacionados aos processos magmáticos e sedimentares das orogenias Oclóyca (Meso a Neo-Ordoviciano) e Chânica (Eocarbonífero), desenvolvidas a partir da amalgamação dos terrenos Cuyania e Chilenia, respectivamente. O Ciclo Gondwânico compreende a Orogenia Sanrafaélica (Neopermiano), envolvendo subducção e deformação ao longo da margem sul de Gondwana. Ramos et al. (2013) sugerem que estes processos estariam relacionados com o choque do terreno patagônico ao longo da margem sul de Gondwana durante o Neopermiano.

Figura 3.15 – A Bacia do Paraná no contexto da Plataforma Sul-Americana.

Fonte: Cordani et al. (2000).

Zalán et al. (1990) sugerem que a Bacia do Paraná é o resultado da superposição de três diferentes bacias, separadas por discordâncias, e que representam três estágios distintos de subsidência. O primeiro estágio (Siluro-Devoniana) seria o resultado do peso dos sedimentos depositados no início da

bacia, aliado ao contínuo resfriamento litosférico, devido ao término da Orogênese Brasileira. Esta primeira bacia encerraria seu ciclo de sedimentação com o soerguimento do Arco de Assunção causado pela Orogenia Eoherciniana. A segunda bacia encerraria sua sedimentação com a Orogenia Finherciniana. A terceira e última subsidência da bacia (Neojurássico-Eocretáceo) estaria relacionada ao peso causado pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. A Figura 3.16 (extraída de BIZZI et al., 2003) ilustra a evolução tectônica da bacia com as diversas formas, idades e o tipo de bacia segundo a classificação de Kingston et al. (1993).

O rifteamento continental do Gondwana e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul no Mesozoico (reativação Wealdeniana ou Sul-Atlantiana) foi responsável pela reativação de muitas estruturas do embasamento Precambriano, incluindo a reestruturação de antigas bacias e criação de outras novas (ALMEIDA 1986, 2000; PICCIRILLO et al., 1990; RENNE et al., 1992; BIZZI et al., 2003; entre outros). A Reativação Wealdeniana foi subdividida por Almeida (1983) em três estágios, a saber: o primeiro, correspondente à fase rifte, o segundo estágio, relacionado à fase oceânica, e o terceiro, associado ao desenvolvimento das bacias tafrogênicas costeiras no sudeste brasileiro e ao vulcanismo de natureza alcalina. Segundo Morgan (1981), a ruptura continental teria ocorrido pela fusão parcial da base da crosta, gerada por uma pluma mantélica (atualmente localizada em Tristão da Cunha), e que durante o Mesozoico estaria situada sob a Plataforma Sul-Americana. De acordo com Rostirolla et al. (2000), os efeitos do estiramento litosférico e da ascensão da referida pluma condicionaram atividade ígnea distensional, com geração de volume expressivo de basaltos toleíticos. De acordo com Castro et al. (2003), a região do Arco de Ponta Grossa seria o braço abortado da junção tríplice causada pela pluma de Tristão da Cunha, que não teria evoluído para uma bacia sedimentar, mas funcionando como conduto para ascensão das lavas da Formação Serra Geral.

Figura 3.16 – Evolução tectônica da Bacia do Paraná, de acordo com a classificação de Kingston et al. (1993). FI = Fraturas Interiores (esforços distensivos); DMDI... = Depressão Marginal passando à depressão Interior (obstrução da margem aberta) e DI = Depressão interior (movimentos verticais).

Idade	Tipo de Bacia	
Meso-neo-Cretáceo	DI	Bacia Bauru
Jurássico/Eo-Cretáceo	FI	Bacia Serra Geral
Carbonífero/Permiano	DMDI	Bacia do Paraná
Devoniano		Orogenia Eo-Herciniana
Ordoviciano/Siluriano	FI	Rifte Central (sub-superfície)

Fonte: Bizzi et al. (2003).

O arcabouço estrutural da bacia apresenta três direções estruturais preferenciais: N45-65W, N50-70E e E-W (ZALÁN et al., 1991). As recorrentes reativações de zonas de fraqueza do embasamento durante o Fanerozoico deram origem as orientações NW e NE, sendo estas, portanto, as mais antigas registradas na bacia. A paleogeografia da bacia foi fortemente influenciada pelas contínuas reativações de falhas, bem como o desenvolvimento de estruturas sinsedimentares particulares, incluindo estruturas de liquefação e diversos tipos de sismitos (RICCOMINI et al., 1992, 2005). Os lineamentos E-W foram desenvolvidos a partir do Triássico, durante a separação de Gondwana.

3.2.5 Idades radiométricas

3.2.5.1 Horizontes vulcanogênicos

Horizontes vulcanogênicos (níveis de tufos) coevos estão presentes em várias sucessões estratigráficas de idade permiana nas regiões sul da América do Sul e da África, particularmente em bacias adjacentes à margem da placa (Figs. 3.17 e 3.18). Camadas de tufos e/ou *tonsteins* ocorrem nas formações Del Salto, Yalguaraz e Portezuelo del Cenizo da Bacia Uspallata-Calingasta, na Formação El Imperial e Grupo Cochicó da Bacia San Rafael, na Formação Tunas da Bacia Claromecó, no Grupo Eccá da Bacia do Karoo e no Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná (LÓPEZ-GAMUNDÍ, 2006). As idades radiométricas atribuídas aos níveis de tufos estão restritas entre ca. 260 e 300 Ma. Sua gênese tem sido amplamente relacionada à Província Magmática Choiyoi (Argentina e Chile), e rochas correlatas do Maciço Norte da Patagônia (Argentina) (LÓPEZ-GAMUNDÍ, 2006; ROCHA-CAMPOS et al., 2011; ALESSANDRETTI et al., 2013; RAMOS et al., 2013). Estudos de detalhe em sucessões vulcânicas da Província Choiyoi indicam que tais depósitos foram gerados a partir de erupções explosivas, classificadas como de categoria pliniana a ultrapliniana (ROCHA-CAMPOS et al., 2013). Tais erupções teriam sido capazes de injetar enormes volumes de cinza vulcânica na atmosfera, troposfera e estratosfera, e conseqüentemente sua deposição em bacias adjacentes.

Na Bacia do Paraná, camadas de cinzas vulcânicas e *tonsteins* têm sido documentadas, especialmente em unidades permianas, nas formações Itararé, Rio Bonito e Irati. Cagliari et al. (2016) dataram zircões vulcânicos de um horizonte tufáceo do topo dos depósitos glaciais do Grupo Itararé, e obtiveram idade de $307,7 \pm 3,1$ Ma. Estes mesmos autores dataram um nível de *tonstein* na base da Formação Rio Bonito, com idade de $298,8 \pm 1,9$ Ma. A idade atribuída ao topo da Formação Itararé é similar àquelas obtidas por Visser (1997) (307 Ma) e Bangert et al. (1999) ($302 \pm 3,0$ Ma) para o Grupo Dwyka da Bacia do Karoo. Com base nas idades das camadas vulcanogênicas presentes do Grupo Itararé e na Formação Rio Bonito, Cagliari et al. (2016) sugerem que a base dos depósitos pós-glaciais foi depositada

no limite Carbonífero-Permiano, entre Ghzeliano e o Asseliano. A Formação Rio Bonito conta com uma série de datações, principalmente de *tonsteins* intercalados com camadas de carvão das minas da cidade de Candiota, Rio Grande do Sul. Matos et al. (2001) apresentaram idade U-Pb (IDTIMS) de $267,1 \pm 3,4$ Ma. Utilizando-se da mesma metodologia, Guerra-Sommer et al. (2005) obtiveram idades mais antigas para amostras da mesma localidade geográfica e nível estratigráfico. Os autores apresentaram duas idades: $296,9 \pm 1,4$ Ma e $299,1 \pm 1,6$ Ma. Através da datação de quatro níveis de *tonsteins*, Rocha-Campos et al. (2006, 2007) apresentaram uma idade média (SHRIMP RG/SHRIMP 2) de $298,5 \pm 2,6$ Ma. Mais tarde, Guerra-Sommer et al. (2008a,b) obtiveram idades U-Pb de zircões vulcânicos presentes em *tonsteins* da base e do topo das camadas de carvão. Com base em datações pelo método SHRIMP, Guerra-Sommer et al. (2008a) apresentaram, respectivamente, as seguintes idades: $293,96 \pm 3,83/-4,20$ Ma para o nível da base, e $289,36 \pm 1,84/-1,58$ Ma para o nível do topo. A média das idades é de $290,6 \pm 1,5$ (GUERRA-SOMMER et al., 2008a). Com base na metodologia IDTIMS, aplicada às mesmas amostras, Guerra-Sommer et al. (2008b), obtiveram a idade de $296 \pm 4,2$ Ma para o *tonstein* da base e $296,9 \pm 1,5$ Ma para o nível de cinzas do topo. Recentemente, Mori et al. (2011) dataram zircões pelo método U-Pb LA-MC-ICP-MS, e obtiveram idade de $281,4 \pm 3,4$ Ma. Santos et al. (2006), por meio de datações através do método U-Pb SHRIMP em zircões da Formação Irati, apresentaram idade de $278,4 \pm 2,2$ Ma.

Figura 3.17 – Arcabouço tectônico do sudoeste de Gondwana durante o Permiano, com destaque para as ocorrências de níveis de cinzas vulcânicas em diferentes bacias. (1) Formação Del Salto (Bacia Calingasta-Uspallata), (2) Formações Yalguaraz e Portezuelo del Cenizo (Bacia Calingasta-Uspallata), (3) Formação El Imperial e Grupo Cochicó (Bacia San Rafael), (4) Bacia Carapacha, (5) ignimbritos de Lihué Calel, (6) Formação Tunas, (7) margem sul da Bacia do Paraná (Uruguai), (8) margem oeste da Bacia do Paraná (Paraguai, Formação San Miguel), (9) margem sul da Bacia do Paraná (Formação Rio Bonito), (10) margem leste da Bacia do Paraná (Formação Irati), (11) margem leste da Bacia do Paraná (Formação Tatuí), (12) Bacia Kalahari, (13) base do Grupo Eccá ao longo da margem sul da Bacia do Karoo, (14) base do Grupo Eccá ao longo da margem norte da Bacia do Karoo, e (15) leste das ilhas Malvinas/Falkland.

Fonte: López-Gamundí (2006).

Horizontes ricos em vitroclastos também estão presentes em sequências permianas ao longo das margens da Bacia do Paraná no Brasil, Uruguai e Paraguai (LÓPEZ-GAMUNDÍ, 2006). A ocorrência mais antiga de material tufáceo foi identificada em sedimentos da Formação Rio Bonito. Menos abundantes são os registros presentes nas Formações Tatuí, localizada na região norte da bacia, e na Formação Melo, ao longo da margem sul da bacia no Uruguai (COUTINHO et al., 1991). A Formação Melo é constituída por arenitos e lamitos ricos em esmectita arranjados em fácies heterolíticas, finas camadas micríticas e camadas ricas em glauconita. Os horizontes tufáceos estão presentes nas camadas de granulometria fina (ANDREIS; CLADERA, 1992). A Formação Yaguari, do final do Permiano, é

composta por arenitos, lamitos ricos em esmectita e finas camadas micríticas depositadas em ambiente deltaico (BOSSI; NAVARRO, 1988). Os níveis ricos em esmectita mostram abundante presença de montmorilonita rica em Mg e texturas típicas de vidro vulcânico (ZALBA; MOROSI, 1990), interpretadas como produto de alteração de cinzas vulcânicas em ambiente aquoso (CALARGE et al., 2003). Estudos realizados por Calarge et al. (2003), comparando amostras de camadas bentoníticas equivalentes (Formação Yaguarí, no Uruguai e Formação Rio do Rastro, no Brasil), separadas entre si por 11 km, mostraram que ambas amostras possuem alto grau de cristalinidade e composição química similar de esmectitas, sugerindo condições físico-químicas semelhantes e, portanto, podendo fazer parte de um único depósito de material tufáceo. As composições químicas de ambas as amostras indicam que as cinzas vulcânicas são de natureza riodacítica/dacítica, o que é comum para a maioria dos tufos presentes neste intervalo de tempo nas bacias do Paraná, Claromecó e Karoo.

Figura 3.18 – (A) Camada de tufo intercalada em arenitos e siltitos fluviais da Formação Tunas da Bacia Claromecó. Localidade: Abra del Despeñadero, Sierra de la Ventana, Província de Buenos Aires, Argentina. (B) *Tonstein* intercalado em camadas de carvão da Formação Rio Bonito. Localidade: Jazida do Faxinal, Candiota, Rio Grande do Sul, Brasil. (C) Camadas centimétricas de tufo (amarelo) intercaladas com pelitos da Formação Collingham da Bacia do Karoo. A camada branca é um nível de chert. Localidade: Laingsburg, África do Sul.

Fonte: (A) Acervo do autor, (B) Simas (2008) e (C) Catuneanu et al. (2005).

3.2.5.2 Rochas sedimentares siliciclásticas

As primeiras idades U-Pb (SHRIMP e LA-MC-ICP-MS) em zircões detríticos de unidades neocarboníferas a Eocretácicas da Bacia do Paraná foram apresentadas por Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016). As unidades datadas pelos autores supracitados foram as seguintes: Formação Rio do Sul (Grupo Itararé), Formação Rio Bonito (membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis), Formação Palermo, Formação Irati, Formação Serra Alta, Formação Teresina, Formação Rio do Rasto (membros Serrinha e Morro Pelado) e Formação Botucatu (Grupo São Bento). Foram datados 2350 zircões, com idades variando entre 242 Ma e 3.4 Ga. Todas as unidades apresentaram picos neoarqueanos, mesoproterozoicos, grenvilianos e brasileiro-pan-africanos, refletindo a importância do embasamento pré-cambriano que bordejou a Bacia do Paraná durante o final do Paleozoico. Esse embasamento estaria representado principalmente pelos cinturões Dom Feliciano, Kaoko e Namaqua-Natal (CANILE; BABINSKI; ROCHA-CAMPOS, 2016). Uma importante mudança com relação às áreas-fontes é registrada no Membro Siderópolis da Formação Rio Bonito. Essa unidade apresenta um significativo conteúdo de zircões detríticos permianos, o que não ocorre nas formações sobrepostas, mas persiste nas sotopostas (CANILE; BABINSKI; ROCHA-CAMPOS, 2016). Com base nas assinaturas isotópicas dos zircões permianos, Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016) relacionaram-os com a Província Vulcânica Choiyoi e o Maciço Norte da Patagônia (Somún Cura). Sugerem ainda que tais zircões chegaram à Bacia do Paraná através de transporte subaquático de longa distância, e não somente via aérea, como comumente aceito. Os picos ordovicianos e carboníferos registrados na Formação Palermo e que se mantêm nas unidades sotopostas, são também relacionados com fontes em território argentino.

4 Desenvolvimento e principais resultados

4.1 Introdução

Neste capítulo são apresentados os principais resultados e os resumos dos artigos científicos (publicados e em processo de revisão) resultantes da pesquisa conduzida ao longo desta tese de doutoramento. Nos apêndices os artigos aparecem na íntegra. São também apresentados dados ainda inéditos, que farão parte de manuscritos em preparação. Ainda que não publicados, tais dados são analisados no capítulo Discussão.

4.2 Resultados

Os principais resultados obtidos nesta tese são apresentados nesta seção, que está dividida de acordo com as duas principais metodologias aplicadas: isótopos de carbono e oxigênio e isótopos de U-Pb e Lu-Hf. Os dados são apresentados de maneira expedita, na forma de diagramas, gráficos e tabelas. Após, são abordados em detalhe no capítulo subsequente, denominado “Discussão”, bem como nos artigos que fazem parte dos apêndices, onde são analisados em detalhe. As tabelas com os resultados das análises são apresentadas também como anexos.

4.2.1 Dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos

Foi realizado um total de 527 análises U-Pb em zircões detríticos do Grupo Passa Dois. Desse total de análises, 18 foram em grãos oriundos da Formação Serra Alta, 83 da Formação Teresina e 426 da Formação Rio do Rasto. Nesta última unidade, foram realizadas análises em 190 zircões do Membro Serrinha e 238

zircões do Membro Morro Pelado. Dados de Lu-Hf foram obtidos em 38 zircões da Formação Teresina, 96, do Membro Serrinha e 117, do Membro Morro Pelado.

A amostra PLA-16 da Formação Serra Alta apresenta um pico principal de idade permiana em ca. 268 Ma, e picos neoproterozoicos e grenvillianos subordinados (Fig 4.1).

Figura 4.1 – Diagrama de frequência de idades U-Pb em zircões da Formação Serra Alta.

Fonte: Idades U-Pb obtidas com LA-ICPMS no Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto.

A amostra PLA-08 da Formação Teresina é um arenito de granulação muito fina, maciço, bem selecionado, e interpretado com tendo sido depositado em ambiente de plataforma. Nesta amostra foram analisados 83 zircões detríticos. Essa amostra é caracterizada por picos principais de diferentes idades. Ao observar a figura 4.2, notam-se picos proeminentes em ca. 287 Ma (Permiano), ca. 559, 582 e

669 Ma (Neoproterozoico), e ca. 1043 e 1141 Ma (Mesoproterozoico). Picos secundários correspondem a idades carboníferas (ca. 302 Ma), devonianas (385 Ma), silurianas (ca. 431 Ma), cambrianas (ca. 491 Ma) e neoproterozoica (ca. 775, 816 e 945 Ma). Zircões detríticos paleoproterozoicos e arqueanos ocorrem subordinadamente. Nesta amostra, foram analisados 38 zircões pelo método Lu-Hf (Fig. 4.3). Os zircões grenvillianos possuem majoritariamente valores positivos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, entre +3,4 e +25,9. Os zircões neoproterozoicos podem ser divididos em dois grupos: aqueles com valores positivos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (entre +0,8 e +5,5), e aqueles com valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (entre -2,6 e -19,5). Os dois zircões carboníferos analisados possuem valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (-4,9 e -5,7). Um único zircão siluriano foi analisado, e seu valor de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ é de +0,9.

Figura 4.2 – Diagrama de frequência de idades U-Pb em zircões da Formação Teresina.

Fonte: Idades U-Pb obtidas com LA-ICPMS no Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto.

Figura 4.3 – Diagrama $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ versus tempo dos zircões analisados da Formação Teresina.

Fonte: Assinaturas isotópicas de Lu-Hf em zircões detríticos obtidas com LA-ICPMS no Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto.

A amostra PLA-09 do Membro Serrinha é um arenito cinza, maciço, bem selecionado e de granulação muito fina, interpretado como depositado em um contexto de ambiente costeiro influenciado por ondas (WARREN et al., 2008). Nesta amostra foram analisados 90 zircões detríticos. Ao observar a figura 4.4, nota-se um pico principal de idade permiana ao redor de 273 Ma, e picos secundários em ca. 529, 552 e 604 Ma. Picos subordinados também ocorrem em ca. 339, 365, 405, 471, 765, 940 e 992 Ma, sendo relativamente comuns zircões de idades mesoproterozoicas e neoarqueanas. Nesta mesma amostra, foram analisados 42 zircões pelo método Lu-Hf. O diagrama $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ versus tempo da amostra PLA-09

mostra que os zircões mais antigos, com idades entre 1,6 e 2,4 Ga são caracterizados majoritariamente por valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -0,8 e -7,7 e idades T_{DM} de 2,3 a 2,9 Ga. Um único zircão paleoproterozoico forneceu $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ de +1,6 e idade T_{DM} de 2,7 Ga. O grupo de zircões com idades ao redor de 1,0 Ga é caracterizado principalmente por valores positivos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre +1,6 e +8,3 e idades T_{DM} entre 1,4 e 3,8 Ga. Dois zircões grenvillianos apresentaram valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ de -17,9 e -3,9 e idades T_{DM} de 3,7 e 2,4, respectivamente. Os zircões ediacaranos a criogenianos possuem características distintas: um grupo é caracterizado por valores levemente positivos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre +0,1 e +2,6 e idades modelo entre 1,2 e 1,3; e outro grupo possui valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -2,3 e -7,2 e idades T_{DM} entre 2,2 e 2,5 Ga. Os zircões paleozoicos podem ser divididos em dois grupos: zircões permianos com valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -0,9 e -4,4 e idades T_{DM} entre 1,3 e 1,1 Ga; e zircões devonianos a permianos com valores positivos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre +0,7 e +6,9 e idades T_{DM} entre 1,1 e 1,6 Ga.

A amostra PLA-18 do Membro Serrinha é um arenito cinza, maciço e de granulação fina a muito fina, bem selecionado, e interpretado como tendo sido depositado em ambiente de prodelta (WARREN et al., 2008). Essa amostra é caracterizada por proeminentes picos permianos e neoproterozoicos de ca. 275 e 545-599 Ma, respectivamente. Secundariamente ocorrem picos carboníferos (ca. 303–360 Ma), devonianos (ca. 370–390 Ma), ordovicianos/cambrianos (ca. 462–496 Ma) e mesoproterozoicos (ca. 1105 e 1476 Ma) (Fig. 4.4). Zircões paleoproterozoicos são raros e a idade mais nova aferida é de 269 ± 2 Ma. Quatro zircões paleoproterozoicos apresentaram valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -1,0 e -15,6 e idades modelo (T_{DM}) entre 2,6 e 3,3 Ga; enquanto que para outros dois zircões foram obtidos resultados positivos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (-2,2 e -7,2), com idades T_{DM} de 2,5 e 2,1 Ga). A maioria dos zircões grenvillianos possui valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ positivos entre +0,2 e +10,1 e idades T_{DM} entre 1,3 e 2,2 Ga. Quatro zircões grenvillianos mostraram valores negativos e bastante variados de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, oscilando entre -2,0 e -29,2 e idades modelo entre 1,7 e 3,2 Ga. Os zircões de fontes neoproterozoicas puderam ser divididos em dois grupos: os exemplares com $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ negativo, com valores entre -0,7 e -59,2 e idades T_{DM} entre 1,2 e 4,4 Ga; e os com $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ positivo entre +2,5 e +3,9 e idades modelo restritas ao intervalo entre 1,15 e 1,2 Ga. Apenas um grão de zircão ordoviciano possui $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ de -1,0 e idade T_{DM} de 1,9 Ga ao passo que outro

exemplar siluriano apresentou valor de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ de -0,3 e idade T_{DM} de 1,2 Ga. Os zircões permo-carboníferos exibem valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -0,3 e -51,8 e idades modelo T_{DM} variando entre 1,1 e 3,7 Ga.

Figura 4.4 – Diagramas de frequência de idades dos zircões detríticos do Membro Serrinha.

Fonte: Alessandretti et al. (2016).

A amostra PLA-19 do Membro Morro Pelado é um arenito vermelho, de granulação fina, bem selecionado, com laminação plano-paralela e interpretado como tendo sido depositado em ambiente de planície deltaica (WARREN et al., 2008). A amostra apresenta dois picos principais: um permiano (ca. 261–290 Ma) e outro neoproterozoico (ca. 533 Ma). Outros picos neoproterozoicos ocorrem em ca. 567, 603, 926 e 970 Ma e apenas um pico significativo de zircões grenvillianos ocorre em ca. 1076 Ma. Outros picos correspondem a idades carboníferas (ca. 317 Ma) e ordovicianas (475 Ma). Zircões paleoproterozoicos e neoarqueanos ocorrem de maneira subordinada. Dois zircões neoarqueanos apresentaram valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ de -1,6 e -3,7 e idades T_{DM} de 3,1 e 3,6 Ga. Os zircões paleoproterozoicos apresentam variada gama de valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, entre -12,4 e +5,5, com idades modelo entre 2,4 e 3,1 Ga. A maioria dos zircões grenvillianos apresentou resultados positivos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, entre +1,4 e +11,6, e idades T_{DM} entre 1,2 e 2,1 Ga. Quatro zircões grenvillianos apresentaram resultados negativos para $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, entre -3,6 e -18,1, e idades modelo entre 1,9 e 2,9 Ga. Os zircões neoproterozoicos mostram principalmente valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, entre -0,5 e -16,4, com idades T_{DM} entre 1,2 e 2,4 Ga. Os valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ obtidos em zircões carboníferos são levemente negativos, entre -2,0 e -4,7, e idades modelo T_{DM} entre 1,2 e 1,4 Ga. Todos os zircões permianos analisados apresentaram valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, entre -0,8 e -7,8, com idades modelo restritas ao intervalo entre 1,1 e 1,6 Ga.

A amostra PLA-01 do Membro Morro Pelado é um arenito vermelho, de granulação fina a muito fina, grau de seleção moderado, estratificação planar, e interpretado como tendo sido depositado em planície deltaica (WARREN et al., 2008); em contexto semelhante àquela da amostra PLA-19. Essa amostra apresenta dois picos principais, um neoproterozoico (523–600 Ma) e outro permiano (261–281 Ma). Picos subordinados ocorrem em ca. 317, 348, 409, 465, 641, 765, 820, 874, 917, 1067 e 1890 Ma. Três zircões paleoproterozoicos possuem valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -0,8 e -12,4 e idades T_{DM} entre 2,5 e 3,1 Ga. Os zircões grenvillianos apresentam valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre +4,5 e +9,1 e idades modelo entre 1,4 e 1,8 Ga. Dois zircões mesoproterozoicos (idades U-Pb de 1083 e 1102 Ma) possuem valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ negativos de -15,4 -18,0 e idades T_{DM} de 2,5 e 2,7 Ga. Os zircões neoproterozoicos são caracterizados principalmente por valores negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ com valores entre -0,51 e -34,0 e idades modelo entre 1,4 e 3,7 Ga. Os raros zircões

cambró-ordovicianos possuem valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -1,64 e -6,15 e idades T_{DM} restritas entre 1,3 e 1,6 Ga. Quatro zircões carboníferos variaram entre valores positivos e negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (-2,73 a +4,6). Os zircões permianos possuem idades T_{DM} entre 1,58 e 1,8 Ga e valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -9,79 e -1,87.

Figura 4.5 – Diagramas de frequência de idades dos zircões detríticos do Membro Morro Pelado.

Fonte: Alessandretti et al. (2016).

Figura 4.6 – Diagramas $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ versus tempo dos zircões analisados dos membros Serrinha e Morro Pelado (Formação Rio do Rasto).

Fonte: Alessandretti et al. (2016).

4.2.2 Dados isotópicos de C e O em concreções carbonáticas e diques clásticos

Foram realizadas 74 análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em concreções carbonáticas e diques clásticos cimentados por material carbonático.

Para a Formação Serra Alta, foram obtidas seis análises provenientes de um dique clástico e outras 36 análises em concreções carbonáticas. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos diques clásticos da Formação Serra Alta variam entre -5,74 a -8,28 ‰ PDB (*Pee Dee Belemnite*); e os de $\delta^{18}\text{O}$ situam-se entre -10,53 e -11,48 ‰ PDB. A concreção amostrada na área de Porangaba possui valores de $\delta^{13}\text{C}$ compreendidos entre -5,49 e -7,9 ‰ PDB e valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -6,39 e -7,64 ‰ PDB. Para a concreção da amostra da Serra do Rio do Rastro, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -7,05 e -9,22 ‰ PDB e os de $\delta^{18}\text{O}$, entre -11,88 e -11,32 ‰ PDB (Fig. 4.7).

Figura 4.7 – Diagrama das razões de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de concreções carbonáticas e dique clástico da Formação Serra Alta.

Fonte: Alessandretti et al. (em processo de revisão).

Nas concreções da Formação Rio do Rasto foram efetuadas 32 análises de isótopos estáveis de C e O. Deste total, 25 análises foram realizadas na matriz e outras 7 análises foram feitas em fraturas septarianas de concreções carbonáticas. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para os cimentos da matriz variam entre -3,77 e -4,69 ‰ PDB. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da matriz oscilam entre -7,20 e -12,15 ‰ PDB. Já as

fraturas septarianas apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3,39 e -5,02 ‰ PDB e valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -10,45 e -14,43 ‰ PDB (Fig. 4.8).

Figura 4.8 – Diagrama das razões de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de concreções carbonáticas da Formação Rio do Rasto.

Fonte: Alessandretti et al. (2015).

4.3 Breve introdução acerca dos artigos científicos

O primeiro artigo apresentado como resultado desta tese foi publicado no periódico *Sedimentary Geology* (volume 326) em junho de 2015 e intitula-se “*Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: Birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession*”. Nesta contribuição, concreções carbonáticas e rochas hospedeiras do Membro Serrinha (Formação Rio do Rasto) foram investigadas por intermédio de levantamento de seções colunares, microscopia ótica convencional e eletrônica de

varredura e geoquímica de isótopos estáveis (C e O). A integração das diferentes técnicas e metodologias permitiu elucidar algumas questões a respeito da paleosalinidade e paleoprodutividade do mar epicontinental que recobriu a Bacia do Paraná durante o final do Paleozoico.

O segundo artigo, intitulado “*From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis*”, foi publicado no periódico *Journal of South American Earth Sciences* (volume 70) em junho de 2016. Nesta contribuição, a combinação entre dados de paleocorrentes levantados pelos autores do artigo e datação de zircões detríticos (U-Pb e Lu-Hf) da Formação Rio do Rasto, possibilitou a reconstituição da paleogeografia e padrões de dispersão sedimentar vigentes durante o final do Paleozoico na Bacia do Paraná e áreas adjacentes.

A terceira contribuição foi feita na forma de réplica e intitula-se “*Reply to the comments on ‘From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis’ by Vesely & Schemiko*”. Nesta réplica, o cenário paleogeográfico e os padrões de dispersão sedimentar da região sudoeste de Gondwana durante o Neopermiano, propostos por Alessandretti et al. (2016), são reforçados por uma ampla gama de dados sedimentológicos e geocronológicos da Formação Rio do Rasto, aliados a novos estudos de proveniência sedimentar de unidades cronocorrelatas permianas (vide RAMOS et al., 2013; LINOL ET AL., 2015, PÁNGARO; RAMOS; PAZOS, 2015, ANDERSEN et al., 2016; CANILE; BABINSKI; ROCHA-CAMPOS, 2016).

O quarto manuscrito está em processo de revisão pelos pares (submetido no dia 20 de dezembro de 2016) no periódico *Marine and Petroleum Geology* e intitula-se “*Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil*”. Neste artigo, a partir do levantamento de seções colunares de detalhe e da aplicação da metodologia de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em concreções carbonáticas e diques clásticos da Formação Serra Alta foi possível caracterizar um inédito sistema de exsudação de metano e hidrocarbonetos relacionados aos folhelhos ricos em matéria orgânica da Formação Irati.

5 Discussão

5.1 Proveniência sedimentar

A proveniência sedimentar das unidades permo-carboníferas da Bacia do Paraná começou a ser melhor entendida a partir da publicação das primeiras idades de zircões detríticos obtidas por Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016). Com base em um grande número de análises de isótopos de U-Pb, Lu-Hf e O em zircões detríticos dos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, estes autores iniciaram uma abrangente releitura das idades das unidades Permo-Carboníferas da Bacia do Paraná. Uma das importantes constatações feitas por Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016) é a de que o Membro Siderópolis (Formação Rio Bonito) é a unidade que registra uma importante mudança na(s) fonte(s) dos sedimentos, uma vez que apresenta um proeminente pico de idade permiana. Esse pico não ocorre nas unidades sobrepostas, e se mantém nas unidades sotopostas. Outra relevante informação obtida pelos autores é a importância do transporte sedimentar de longa distância, desde as áreas-fonte até o sítio deposicional. As assinaturas isotópicas (U-Pb-Hf e O) dos zircões ordovicianos a permianos indicaram que as principais áreas-fonte estão localizadas em território atualmente argentino, em diferentes unidades geotectônicas.

Idades U-Pb em zircões detríticos de duas amostras de folhelho da Formação Irati foram obtidas por Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016). Os zircões possuem idades que variam entre 264 Ma e 2,4 Ga. Os dados revelaram um pico principal com idades permianas, seguido de picos meso- e neoproterozoicos subordinados. Os zircões permianos foram interpretados como sendo provenientes do Maciço Norte Patagônico.

Os dados de isótopos de U-Pb de zircões detríticos da Formação Serra Alta, aqui apresentados, foram integrados àqueles introduzidos por Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016). Apesar do pequeno número de zircões datados ($n = 18$), o diagrama de frequência de idades aqui apresentado (Fig. 4.3) é correspondente ao de Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016) ($n = 129$). Ambos os estudos revelaram

que a maioria dos zircões detríticos da Formação Serra Alta são permianos ou proterozoicos. De acordo com as assinaturas isotópicas dos zircões permiano-carboníferos, analisados por Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016) e nesta tese, podem ser relacionados com áreas-fonte localizadas no Maciço Norte Patagônico. Para Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016), assim como também defendido nesta tese, os zircões ordovicianos possuem duas possíveis áreas-fonte: os granitos eo- a meso-ordovicianos das Sierras Pampeanas (DAHLQUIST et al., 2013) e os granitos eo-ordovicianos do embasamento patagônico (PANKHURST et al., 2006). Os zircões neoproterozoicos e cambrianos possuem forte afinidade com as rochas das faixas móveis Damara, no Sudoeste da África e Ribeira/Dom Feliciano (TEDESCHI et al., 2016) e Dom Feliciano (KOESTER et al., 2016), no Sul-Sudeste do Brasil e Uruguai. Portanto, durante a deposição da Formação Serra Alta, considerada a última e mais importante transgressão marinha registrada na Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007, WARREN et al., 2015), foram depositados zircões oriundos tanto de áreas tectonicamente ativas, como do arco magmático Gondwanides, quanto de áreas tectonicamente estáveis, como as faixas móveis do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano.

Os dados de isótopos de U-Pb e Lu-Hf obtidos em zircões detríticos da Formação Teresina, foram comparados aos de Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016) ($n = 170$), e após cuidadosa análise, estes revelaram os mesmos picos permianos, neoproterozoicos e grenvillianos. Os zircões permianos, com valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, são interpretados nesta tese, e também por Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016), como provenientes no Maciço Norte da Patagônia. As áreas-fontes dos zircões neoproterozoicos correspondem às faixas móveis do Ciclo Brasileiro-Pan-Africano, tais como Ribeira, Dom Feliciano e Damara, que bordejavam a margem leste da Bacia do Paraná durante o Permiano (CANILE; BABINSKI; ROCHA-CAMPOS, 2016). Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016) sugeriram diferentes áreas-fontes para os zircões grenvillianos: embasamento dos Andes, Sierras Pampeanas, Patagônia, Terreno Punta del Este e a Faixa Namaqua-Natal.

As paleocorrentes fluviais e os dados de isótopos de U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos da Formação Rio do Rasto apresentados nesta tese, sugerem um sistema complexo de transporte sedimentar com direção principal de sul para norte. Neste

contexto, foram identificadas com precisão as quatro seguintes áreas-fonte: a) O arco magmático Gondwanides (atual Maciço Norte Patagônico), ativo à época de deposição da Formação Rio do Rasto, e localizado na margem ativa de Gondwana, onde prevaleceu uma relação de convergência entre a litosfera oceânica de Panthalassa e o bloco cratônico gondwânico; b) os quartzitos da faixa de dobramentos e cavalgamentos Ventania e os arenitos imaturos da bacia de ante-país Clamorecó, relacionados com o choque do terreno alóctone da Patagônia e o sudoeste de Gondwana cratônico, ambos localizados na porção centro-leste da Argentina; c) áreas exumadas do embasamento granítico-gnáissico do Arqueano-Paleoproterozoico e faixas móveis Neoproterozoicas-Cambrianas e, d) o cinturão Namaqua-Natal da África do Sul e Namíbia. Deste modo, o preenchimento sedimentar da parte sul da Bacia do Paraná durante o Neopermiano envolveu a erosão e transporte de sedimentos em curtas e longas distâncias. Considerando-se o arco magmático Gondwanides, um transporte sedimentar de aproximadamente 1500 km é estimado entre a área-fonte e o ambiente deposicional final (Fig. 5.1).

Os dados aqui obtidos a respeito da proveniência sedimentar dos membros Serrinha e Morro Pelado (Formação Rio do Rasto) estão em consonância com estudos de mesma natureza realizados em outras unidades neopaleozoicas do sudoeste de Gondwana (i.e. Formação Tunas, Grupo Beaufort, Supersequência Sanga do Cabral). Na bacia de ante-país Claromecó, no centro-leste da Argentina, a Formação Tunas (Permiano Superior) possui assinaturas composicionais, estruturais e texturais totalmente distintas das formações sotopostas pertencentes ao Grupo Pillahuincó. O padrão de transporte sedimentar preferencialmente para nordeste e noroeste (REINOSO, 1968; ANDREIS, CLADERA, 1992; LÓPEZ-GAMUNDI, ROSSELLO, 1998), conteúdos moderados a baixos de quartzo associados a abundantes litoclastos de origem metamórfica e vulcânica (LÓPEZ-GAMUNDÍ et al., 1995; ALESSANDRETTI et al., 2013) e as idades de zircões detríticos (RAMOS et al., 2013) indicam que as principais áreas-fontes são o arco magmático Gondwanides e a faixa dobrada Ventania. Integrando dados de testemunhos de sondagem com linhas sísmicas bidimensionais da Bacia Hespérides (Neopermiano-Eotriássico), Pángaro, Ramos e Pazos (2015) descreveram uma enorme cunha sedimentar de aproximadamente 1000 km com progradação preferencial para norte, desde o núcleo do arco magmático Gondwanides. No Grupo Beaufort da Bacia do

Karoo na África do Sul, correlato à Formação Rio do Rasto, Andersen et al. (2016) descreveram um grande número de zircões detríticos de idade neopermiana e também os relacionaram ao arco magmático Gondwanides. Canile, Babinski e Rocha-Campos (2016) demonstraram que o Membro Siderópolis (Formação Rio Bonito) é a unidade da Bacia do Paraná que mostra uma importante mudança na área-fonte dos sedimentos. Esse pico de idade permiana persiste na Formação Palermo e no Grupo Guatá; unidades que estão sobrepostas à Formação Rio Bonito. Com base nos dados isotópicos de U-Pb, Lu-Hf e O dos zircões detríticos de idade permiana, estes autores definiram como áreas-fonte a Província Magmática Choiyoi e rochas correlatas do Maciço Norte Patagônico. De acordo com Zerfass et al. (2003, 2004), a sedimentação de origem continental no sul da Bacia do Paraná está intimamente relacionada com o desenvolvimento do arco magmático Gondwanides durante o Permiano Superior ao Triássico Inferior. Segundo estes autores, a Supersequência Sanga do Cabral (Triássico Inferior) é formada por depósitos gerados em sistemas aluviais de grandes dimensões. Os dados de paleocorrentes apresentados por Zerfass et al. (2004) indicam transporte sedimentar fluvial para norte e nordeste e áreas-fonte localizadas no arco Gondwanides, o que é consistente com a direção de transporte sedimentar para o Permiano proposta por Alessandretti et al. (2016).

Figura 5.1 – Reconstrução paleogeográfica da região sudoeste de Gondwana durante a transição entre o Neopermiano e o Eotriássico. AA – Arco de Assunção; CB – Bacia Claromecó; CB – Bacia do Congo; CPB – Bacia do Chaco-Paraná; HB – Bacia Hesperides; KB – Bacia do Karoo; KLB – Bacia do Kalahari; PB – Bacia do Paraná; TJ – Bacia Tarija; VF – Faixa Dobrada Ventania; CF – Faixa Dobrada do Cabo; PA – Arco Pampeano; PUA – Arco de Puna; WH – Cordilheira de Windhoek; CH – Cordilheira Cargonian.

Fonte: Alessandretti et al. (em processo de revisão).

Figura 5.2 – (A) Complexo de lobos submarinos da Bacia Hespérides, mostrando o transporte sedimentar com direção principal para nordeste. (B) Mapa geológico da região sudoeste de Gondwana, mostrando as paleocorrentes principalmente para norte em diferentes unidades correlatas do Neopermiano-Eotriássico. (C) Modelo paleogeográfico mostrando os sistemas aluviais e eólicos de grande escala desenvolvidos durante o Neopermiano-Eotriássico no sudoeste de Gondwana. (D) Transporte sedimentar preferencial para norte (setas azuis), registrado no Grupo Beaufort da bacia do Karoo.

Fontes: (A) Pángaro, Ramos e Pazos (2015), (B) Linol et al. (2015), (C) Zerfass et al. (2003) e (D) Andersen et al. (2016).

5.2 Geoquímica

Os afloramentos das formações Irati e Serra Alta nas cercanias do município de Porangaba (SP) e na Serra do Rio do Rasto (SC) apresentam abundantes camadas de folhelhos e argilitos ricos em matéria orgânica, concreções carbonáticas e diques clásticos. Devido a estas particularidades, foram escolhidos para a investigação da natureza e evolução dos processos e reações eodiagenéticas atuantes durante o Permiano da Bacia do Paraná. Os dados de isótopos de carbono e oxigênio, obtidos em diques clásticos e concreções carbonáticas da Formação Serra Alta, evidenciaram um sistema de exsudação de metano ativo durante o Permiano da Bacia do Paraná e com origem nos folhelhos ricos em matéria orgânica do Membro Assistência (topo da Formação Irati). O ambiente geotectônico no qual ocorreu tal processo é atípico quando comparado aos *hydrocarbon seep sites* modernos e/ou preservados no registro geológico, já que estes têm sido descritos ao longo de margens ativas ou passivas (CAMPBELL, 2006, Fig. 5.3b). A exsudação de metano ocorrida durante a diagênese da Formação Irati e a deposição da Formação Serra Alta, ocorreu tanto na interface água-sedimento, quanto na subsuperfície do imenso mar epicontinental que recobriu o interior cratônico do sudoeste de Gondwana durante o intervalo Kunguriano-Capitaniano (Fig. 5.3a).

O processo de formação dos diques clásticos presentes na base da Formação Serra Alta se deu pela injeção forçada ascendente de sedimentos fluidificados, possivelmente devido a atividade sísmica intraplaca. Esta por sua vez atribuída a reativações de falhas pré-cambrianas do embasamento da Bacia do Paraná (ROSTIROLLA et al., 2003). Tais reativações estariam, em escala regional, relacionadas à propagação continente adentro dos movimentos de natureza compressiva vigentes na borda sul de Gondwana (RICCOMINI et al., 1992; TURRA, 2009). Sugere-se que, após a injeção dos diques clásticos, estes tenham atuado como condutos para a migração de metano e outros hidrocarbonetos associados.

O empacotamento aberto da matriz, os fósseis de bivalves bem preservados, e as variações isotópicas de carbono e oxigênio do núcleo para a borda das concreções são fortes evidências de que a sua formação ocorreu em pequenas profundidades, pouco abaixo da interface água-sedimento e logo após a deposição

destes últimos. A matriz carbonática das concreções, empobrecida em ^{13}C (valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -5,49 e 9,22 ‰ PDB), indica que os carbonatos são derivados da oxidação anaeróbica do metano combinada com redução de sulfato na zona de transição sulfato-metano. Soma-se, ainda, a presença de agregados de piritas framboidais, com tamanhos médios entre 4 e 13 μm , que sugere nucleação e crescimento em ambiente anóxico-disóxico. Desta maneira, os horizontes com concreções carbonáticas, presentes na Formação Serra Alta, podem ser considerados zonas de transição sulfato-metano “fósseis”.

Com base nas evidências aqui apresentadas, pode-se considerar a exsudação de metano, ocorrida durante o Permiano da Bacia do Paraná, como a mais antiga registrada em bacias paleozoicas da América do Sul. Além disso, considera-se que o processo de exsudação ocorreu em um largo intervalo de tempo (~15 Ma), entre o Kunguriano e o Capitaniano. Corroborando com as interpretações aqui apresentadas, Matos (2016) e Matos et al. (em processo de revisão) identificaram e descreveram em detalhe os bivalves (*Anhembia froesi*, *Tambaquyra camargoi*, *Maackia contorta*) hospedados em concreções, brechas e domos carbonáticos da Formação Serra Alta (Fig. 5.4). Os afloramentos analisados por estes autores foram os mesmos da região de Porangaba (SP) estudados nesta tese. As espécies de bivalves encontradas no interior das concreções carbonáticas possuem tamanhos até dez vezes maiores, quando comparadas aos raros exemplares que ocorrem dispersos em depósitos de pelitos lateralmente contíguos (Simões, informação verbal). Intercalada entre dois níveis concrecionários, Matos et al. (em processo de revisão) descreveram também a ocorrência de brechas carbonáticas com estruturas sedimentares induzidas por atividade de micro-organismos (MISS). Concentrações monoespecíficas de bivalves da espécie *T. camargoi* ocorrem articulados e muito bem preservados na base de estruturas dômicas (MATOS, 2016). Os valores negativos dos isótopos de carbono (~-6,1 a -7,6‰ PDB) dos bivalves, concreções e rochas hospedeiras, levaram os autores a concluir que se tratar possivelmente de uma fauna quimiossimbionte. Os bivalves descritos por Matos (2016) pertencem à classe dos paquidomídeos, um grupo altamente endêmico e infaunal que se desenvolveu na interface água-sedimento do mar epicontinental dos tempos Irati-Serra Alta.

Figura 5.3 – (A) Reconstrução paleogeográfica de Gondwana durante o Permiano, mostrando a localização das exsudações de metano no Permiano da Bacia do Paraná. Notar o posicionamento intraplaca, diferentemente das exsudações de metano clássicas, localizadas preferencialmente em limites de placa. (B) Mapa-múndi mostrando as ocorrências de exsalações hidrotermais e de hidrocarbonetos, com exemplos do Arqueano ao Recente.

Fonte: (A) Alessandretti et al. (em processo de revisão). (B) Campbell (2006).

Figura 5.4 – (A) Diagrama esquemático do sistema de exsudação de metano, domos carbonáticos e fauna associada das formações Irati e Serra Alta. (B)

Fonte: Matos et al. (em revisão).

Recentemente, as estruturas dômicas da Formação Teresina, denominadas com frequência de “geiseritos”, foram alvo de novas investigações, cujos resultados possibilitaram propor um novo modelo para a gênese dos domos (AMARAL, 2016). Tais domos silicosos foram primeiramente descritos por Soares (1972) como estromatólitos. Mais tarde, Yamamoto et al. (2005) propuseram que os domos foram gerados por processo de exsudação do tipo gêiser. Porém, nenhuma das hipóteses apresenta evidências suficientemente sólidas e capazes de sustentá-las. A origem biogênica (SOARES, 1972), relacionada à construção de estruturas estromatolíticas por cianobactérias, pode ser descartada devido a completa ausência de feições diagnósticas como laminações microbiais e células preservadas (YAMAMOTO et al., 2005). A gênese relacionada à exsudação hidrotermal do tipo gêiser proposta por Yamamoto et al. (2005) é atualmente a mais aceita. Porém, para isso é imprescindível a presença de uma fonte térmica; e a única evidência de vulcanismo

relacionado a deposição da Bacia do Paraná durante o Permiano são tufos e *tonsteins* nas formações Irati e Rio Bonito. Face a esta problemática, Amaral (2016) propôs um modelo alternativo para a geração dos famosos “geiseritos” da Formação Teresina, baseado em dados morfológicos de campo, análises petrográficas, microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectrometria RAMAN.

Figura 5.5 – (A) Domos de sílica alinhados segundo a direção N-S. Fotografia com visada para sul. (B) Cilindro central oco dos domos. (C) Detalhe dos poros presentes nos domos. Muitos deles são preenchidos por sílica botrioidal.

Fonte: Extraído de Amaral (2016).

Segundo Amaral (2016), em campo os domos ocorrem preferencialmente alinhados segundo a direção N-S, e, secundariamente, nas direções E-W, NW-SE e NE-SW, sugerindo um condicionante geológico estrutural. Os alinhamentos NW e NE podem estar associados aos lineamentos regionais Tietê e Jacutinga,

respectivamente (SOARES, 1974; CAVALLARO, 2013). Análises de MEV realizadas nas porções microcristalinas das paredes dos domos revelaram a presença de sílica globular, na qual foi detectada a existência de metano e etano em sua estrutura cristalina a partir de espectrometria RAMAN. Tal evidência fornece forte respaldo para sustentar uma nova interpretação para a origem dos “geiseritos” de Anhembi. A gênese dos domos estaria, então, muito mais relacionada à intensa silicificação gerada no modelo de *hydrocarbon seeps* (CAMPBELL, 2006; MIYAJIMA et al., 2016), tal como proposto por Alessandretti et al. (em processo de revisão, Apêndice D), Matos (2016) e Matos et al. (em processo de revisão) para as formações Irati e Serra Alta.

Amaral (2016) também sugere que falhamentos regionais teriam atuado como caminhos para o escape de gases provenientes das formações Irati e Serra Alta, que possuem elevados teores de matéria orgânica (ARAÚJO, 2010; HOLZ et al., 2010). Bactérias anaeróbicas teriam sido responsáveis pela oxidação anaeróbica do metano (OAM) de acordo com a seguinte equação: $\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{-2} \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{HS}^- + \text{H}_2\text{O}$. Como o principal produto da OAM é o bicarbonato (BOROWSKI, PAULL, USSLER, 1999), possivelmente ocorreu um consequente aumento da alcalinidade das águas intersticiais dos sedimentos, localizados na zona de transição sulfato-metano (ZTSM). O aumento da alcalinidade implicou na precipitação de carbonatos na ZTSM na forma de carbonato de cálcio. Esse processo é abordado em detalhe por Alessandretti et al. (em processo de revisão, Apêndice D). O consequente aumento do pH das águas intersticiais presentes nos sedimentos das formações Irati e Serra Alta, certamente favoreceu a dissolução de sílica, e, possivelmente, as camadas de chert do Membro Assistência passaram por processos de dissolução química. As falhas regionais descritas por Amaral (2016) teriam sido responsáveis (neste caso específico de Anhembi) por conduzir os hidrocarbonetos das formações Irati e Serra Alta (possivelmente sujeitas a processos diagenéticos) até a interface água-sedimento do corpo de água, no qual se depositou a Formação Teresina. Com o rebaixamento do pH, a solução de sílica dissolvida foi capaz de precipitar na forma de domos silicosos.

Figura 5.6 – Espectro Raman de sílica globular revelando a presença de hidrocarbonetos, denotada pelos picos de metano (CH_4) e etano (C_2H_6).

Fonte: Amaral (2016).

Com base nos dados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio das concreções carbonáticas do Membro Serrinha (base da Formação Rio do Rasto), nas regiões de Lages e da Serra do Rio do Rastro, foi possível elucidar a gênese de tais estruturas, bem como aportar informações acerca da história eodiagenética do referido membro. Tanto o cimento carbonático presente na matriz das concreções, quanto a calcita poiquilotópica que preenche as fraturas septarianas, que cortam estas estruturas, apresentam valores da razão $\delta^{18}\text{O}$ negativos, entre -2,6 e -14,2‰ PDB. As análises sedimentológicas, integradas com os dados de isótopos de oxigênio, indicaram que o mar epicontinental que recobriu a Bacia do Paraná durante a época de deposição do Membro Serrinha foi constantemente suprido com água meteórica proveniente de sistemas fluviais. Os valores da razão $\delta^{13}\text{C}$ (-0,2 a -5,0‰ PDB) sugerem que os isótopos de carbono derivaram de fontes levemente empobrecidas em ^{13}C , suportando ao menos, em parte, contribuição organogênica, o que é característico de ambientes supridos por água meteórica, nos quais a salinidade da água é (em geral) baixa.

6 Conclusões e considerações finais

Os resultados gerados durante o desenvolvimento desta tese permitiram a elaboração de três artigos científicos (dois publicados e um em processo de revisão) e uma réplica (em processo de revisão). Além destes, foram também gerados dados inéditos, tanto de zircões detríticos quanto das concreções carbonáticas.

A utilização de dados de isótopos de U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto possibilitou a reconstrução do cenário paleogeográfico e dos padrões de dispersão sedimentar vigentes na Bacia do Paraná e em áreas adjacentes no sudoeste de Gondwana, durante o final da Era Paleozoica. A interpretação dos dados geocronológicos e de paleocorrentes possibilitou as seguintes conclusões:

- Os sedimentos depositados na Bacia do Paraná durante o Meso- a Neopermiano derivaram tanto de áreas-fonte proximais quanto distais, implicando em curtas e longas distâncias de transporte;
- Atuaram como áreas-fonte diferentes regiões do sudoeste de Gondwana:
 - O arco magmático Gondwanides, localizado na margem sul de Gondwana, e ativo durante a deposição do Grupo Passa Dois;
 - Os quartzitos cambro-devonianos da Faixa Dobrada Ventania;
 - Os arenitos silurianos da Formação Sierra Grande no Maciço Norte da Patagônia;
 - Os arenitos imaturos da Bacia Claromecó, no centro-leste da Argentina;
 - Áreas exumadas do embasamento Arqueano-Paleoproterozoico e faixas móveis Neoproterozoicas-Eopaleozoicas (cinturões Ribeira, Dom Feliciano e Damara) e
 - O Cinturão Namaqua-Natal na África do Sul e Namíbia.

Cabe aqui ressaltar, que ocorreu reciclagem sedimentar na Faixa Dobrada Ventania e no Maciço Norte da Patagônia, estando os zircões, portanto, no seu segundo ciclo sedimentar.

- Considera-se que um sistema de drenagens antecedentes, instalado anteriormente ao soerguimento do arco magmático Gondwanides, foi

responsável pelo transporte de grande volume de sedimentos para a Bacia do Paraná durante o Neopermiano. Este sistema de origem fluvial teria sido responsável pelo transporte de detritos imaturos oriundos de Gondwanides, bem como pela reciclagem sedimentar da Faixa Dobrada Ventania e do Maciço Norte da Patagônia.

Com base nos dados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio de concreções carbonáticas e diques clásticos da Formação Serra Alta, aliados aos aspectos sedimentológicos e composicionais das rochas hospedeiras, foi possível produzir informações que permitiram às seguintes conclusões:

- O sistema de exsudação de metano que atuou durante o Permiano da Bacia do Paraná (Grupo Passa Dois) ocorreu durante a diagênese da Formação Irati e a deposição da Formação Serra Alta. As exsudações de metano ocorreram em um mar epicontinental em condições anóxicas-disóxicas, e muito provavelmente com conexões restritas, ou mesmo inexistentes com o Oceano Panthalassa;
- O ambiente intraplaca no qual se desenvolveu o sistema de exsudação de metano do Grupo Passa Dois é atípico quando comparado àqueles com ocorrência em margens continentais passivas e ativas, comumente descritos na literatura.
- Atividade sísmica intraplaca associada às reativações de falhas do embasamento, combinada com pressão de hidrocarbonetos, foram responsáveis pela fluidificação dos sedimentos da Formação Serra Alta e posterior intrusão de diques clásticos. Depois de sua intrusão, os diques atuaram como condutos para a migração de metano da Formação Irati para a Formação Serra Alta e
- A nucleação e o crescimento das concreções carbonáticas ocorreram próximo à interface água-sedimento, e foram diretamente induzidas pela oxidação anaeróbica do metano associada à redução de sulfato na zona de transição sulfato-metano.

Os dados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio das concreções carbonáticas do Membro Serrinha (Formação Rio do Rasto), combinados com os dados sedimentológicos das rochas hospedeiras, possibilitaram chegar-se às seguintes conclusões:

- As assinaturas isotópicas dos isótopos de oxigênio indicam que as concreções se desenvolveram em ambiente com forte influência de água meteórica. As análises sedimentológicas sugerem que o mar epicontinental em que o Membro Serrinha foi depositado esteve constantemente suprido por sistemas fluviais e água meteórica, com conexões restritas ou mesmo inexistentes com o Oceano Panthalassa e
- Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das concreções carbonáticas sugerem que os isótopos de carbono derivam de uma fonte levemente empobrecida em ^{13}C , com taxas de redução de sulfato reduzidas, típico de ambientes influenciados por águas meteóricas e de salinidade reduzida.

Referências Bibliográficas

ABOARRAGE, A.M.; LOPES, R.C. 1986. **Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: Integração Geológica e Avaliação Econômica**. Porto Alegre: DNPM/CPRM. 18 vol.

ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S. **Cathodoluminescence**. In: A colour Atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope. 1a . ed. London: Manson Publishing, 1998. p. 168-176.

ALESSANDRETTI, L. et al. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromeóo Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 12-31, 2013.

ALESSANDRETTI, L. et al. Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 326, p. 1-15, 2015.

ALESSANDRETTI, L. et al. From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 70, p. 368-382, 2016.

ALESSANDRETTI et al. Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalverich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil. **Journal of Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam. Em processo de revisão.

ALLEN, P.A.; ARMITAGE, J.J. **Cratonic basins**. In: Busby, C., Perez, A.A. (Ed.), Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Oxford, Wiley-Blackwell, pp.602–620, 2012.

ALLEN, P.A.; ALLEN, J.R. (Ed.). **Basin Analysis: Principles and Applications**, 2nd ed. Oxford: Wiley-Blackwell, pp. 54–60, 2013.

ALMEIDA, F.F.M. 1954. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. **Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, v. 86, p. 1-21.

ALMEIDA, F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1980, Curitiba. **Anais...**Curitiba, 1980, p. 1-20.

ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 13(3), p. 139-158, 1983.

ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, p. 325-349, 1986.

ALMEIDA, F.F.M. et al. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. 1977. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363–391.

ALMEIDA, F.F.M. et al. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 17 (1/2), p. 1-29, 1981.

AMARAL, G. et al. Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Oxford, v. 30, n. 2, p. 159-189, 1966.

AMARAL, M. **Reinterpretação dos domos de Anhembi, SP: evidência de exsudação de metano no Permiano da Bacia do Paraná**. 2016. 34 p. Trabalho de conclusão de curso (Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2016.

ANDERSEN, T. et al. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. **Journal of the Geological Society**, London, v. 166, p. 233–247, 2009.

ANDERSEN, T., et al. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A south African study. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 34, p. 129-148, 2016.

ANDREIS, R.R., CLADERA, G., 1992. Las epiclastitas pérmicas de la cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte I: composición y procedencia de detritos. 4° REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA (LA PLATA), **Actas...**pp. 127–134.

ANELLI, L.E. et al. A new permian bivalve (Megadesmidae, ~ Plesiocyprinellinae) from the serrinha member, Rio do Rasto Formation, Paraná Basin, Brazil. **Geologia USP - Série Científica**. v. 10, p.13-21, 2010.

ARMITAGE, J.J.; ALLEN, P.A. Cratonic basins and the long-term subsidence history of continental interiors. **Journal of the Geological Society**, London, v. 167, p. 61-70, 2010.

ARMSTRONG, H.A., BRASIER, M.D. (Ed.) **Microfossil, stable isotopes and ocean–atmosphere history**. In: Microfossils, 2nd ed. Malden: Blackwell Publishing, USA, 2005. pp. 25–34.

ASSINE, M.L. et al. Sequências tectono-sedimentares meso Paleozoicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. São Paulo, **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, p. 77-89, 1994.

ASTIN, T.R. Septarian crack formation in carbonate concretions from shales and mudstones. **Clay Minerals**, v. 21, p. 617–631, 1986.

BAHLBURG, H.; BREITKREUZ, C. Paleozoic evolution of active margin basins in the Southern Central Andes (Northwestern Argentina and Northern Chile). **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 4(3), p. 171 -188, 1991.

BANGERT, B. Et al. The geochronology and significance of ash fall tuffs in the glacial, Carboniferous-Permian Dwyka Group of Namibia and South Africa. **Journal of African Earth Sciences**, v. 29, p. 33- 49, 1999.

BELLIENI, G. et al. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalts to Rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 55, p. 355-383, 1993.

BIGARELLA, J.L. Paleocorrentes e deriva continental (comparação entre África e América do Sul). **Boletim de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 31, p. 141-224, 1973.

BIZZI, L.A. ET al. (Ed). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. 1ª ed. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2003. 674 p.

BOGGS, S.; KRINSLEY, D., 2006, **Application of cathodoluminescence imaging to study of sedimentary rocks**: Cambridge University Press, 165p.

BONDIOLI J.G et al. The interplay between event and background sedimentation and the origin of fossil-rich carbonate concretions: a case study in Permian rocks of the Paraná Basin, Brazil. **Lethaia**, v. 48(4), p. 522-539, 2015.

BOROWSKI, W.S. et al. Global and local variations of interstitial sulfate gradients in deep-water, continental margin sediments: sensitivity to underlying methane and gas hydrates. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 159, p. 131-154, 1999.

BOSSI, J.; NAVARRO, R. 1991. **Geología del Uruguay**. Montevideo, Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, 970 p

CAGLIARI, J. et al. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircon crystals. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 56, p. 265–277, 2014.

CAGLIARI et al. Age constraints of the glaciation in the Paraná Basin: evidence from new U–Pb dates. **Journal of the Geological Society**, London, v. 173(6), p. 161, 2016.

CALARGE, L.M. et al. A bentonite bed in Aceguá (RS, Brazil) and Melo (Uruguay) areas: a highly crystallized montmorillonite. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 16, p. 187–198, 2003.

CAMPBELL, K.A. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. **Paleogeogr.Paleoclimatol.Paleoecol**, Amsterdam, v. 232, p.362–407, 2006.

CAMPOS, C.W.M. 2001. **Sumário da história da exploração de petróleo no Brasil. ABGP**. Rio de Janeiro. 81p.

CANILE, F.M. et al. U-Pb geochronology of detrital zircons from the White's column, Paraná Basin, State of Santa Catarina, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 9., 2014, São Paulo. **Programs and Abstracts...**São Paulo, 2014, v. 1. p. 205-205.

CANILE, F.M. et al. Provenance of the southeastern Paraná Basin, Brazil, based on U-Pb, Lu-Hf and O isotopic study of detrital zircons and whole rock Sm-Nd and Pb-Pb isotopic signatures. In: IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, 31., 2015, Krakow, Poland. **Abstracts...**Krakow, International Associations of Sedimentology, 2015. p.

CANILE, F. M. **Geocronologia de zircões detríticos (U-Pb, O e Hf) e em rocha total (Sm-Nd, Pb-Pb) das unidades aflorantes ao longo da seção tipo de White: implicações na proveniência sedimentar e evolução geológica da Bacia do Paraná**. 2016. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016. 321p.

CANILE, F.M.; BAINSKI, M.; ROCHA-CAMPOS, A. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U–Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 40, p. 142-169, 2016.

CATUNEANU, O. et al. The Karoo basins of south-central Africa. **Journal of African Earth Sciences**, Amsterdam, v. 43, p. 211-253, 2005.

CAVAGNA et al. Sluggish and steady focussed flows through fine-grained sediments: The methane-derived cylindrical concretions of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy). **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v. 66, p. 1-10, 2015.

CAVALLARO, F. D. A. **Investigação Geofísica do Alto Estrutural de Anhembi - SP**. 2013. 149 p. Ph. D. Thesis – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

CAWOOD, P.A. et al. Linking source and sedimentary basin: detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies. **Earth and Planetary Sciences Letters**, Amsterdam, v. 210, p. 259–268, 2003.

CISNEROS, J.C.; ABDALA, F.; MALABARBA, M.C. Pareiasurids from Rio do Rasto Formation, southern Brazil: Biostratigraphic implications for Permian faunas of the Paraná Basin. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 8 (1), p. 13-24, 2005.

COIRA, B. et al. Tectonic and magmatic evolution of the Andes Northern Argentina and Chile. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 18, p. 303-332, 1982.

COLEMAN D.D.; RISATI J.B.; SCHOELL M. Fractionation of carbon and hydrogen isotopes by methane-oxidizing bacteria. **Geochim. Cosmochim. Acta**, Amsterdam, v. 45, p. 1033–1037, 1981

CORDANI, U.G. et al. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Boletim Ciência-Técnica-Petróleo**, v. 15, 70p, 1984.

CORDANI U.G. et al. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. **American Journal of Science**, 310:1-43, 2010.

COUTINHO, J. M.V. et al. Ash-fall derived vitroclastic tuffaceous sediments in the Permian of the Paraná Basin and their provenance. In: GONDWANA SEVEN, 1991, São Paulo. **Abstracts**...São Paulo: Universidade de São Paulo, 1991. pp. 147-160.

DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. **Bioestratigrafia e Palinologia do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná**: (Relatório Interno nº 384). Ponta Grossa: PETROBRÁS/DESUL, 1969. 1 v.

DAHLQUIST, J.A. et al. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 23, p. 1617-1630, 2013.

DE WIT, M.J., et al. **Geological map of sectors of Gondwana, reconstructed to their disposition c. 150 Ma**. Witwatersrand: American Association of Petroleum Geologists/University of Witwatersrand, 1988. Escala 1:10,000,000.

DE WIT, M.J., RANSOME, I.D. 1992. **Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana**. In: De Wit, M.J., Ransome, I.D. (Eds) Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa. Amsterdam, Balkema, p.23-26.

DALE, A. et al. Time-capsule concretions: unlocking burial diagenetic processes in the Mancos Shale using carbonate clumped isotopes. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 394, p. 30–37, 2014.

DE BOEVER, E. et al. The formation of giant tubular concretions triggered by anaerobic oxidation of methane as revealed by archaeal molecular fossils. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 280, p. 23–36, 2009.

DERITO, R.F. et al. Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 94, p. 141–168, 1983.

DE ROS, L.F. **Compositional controls on sandstone diagenesis**. 1996. 292p. Ph. D. Thesis – Institute of Mineralogy-Petrology, Uppsala University, Uppsala, 1996.

DICKINSON, W.R. et al. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, p. 222–235, 1983.

DUARTE, L.C. et al. Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersiva (EDS) no Estudo de Gemas: Exemplos Brasileiros. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 30, n. 2, p. 3-15, 2003.

DU TOIT, A.L. **A geological comparison of South America with South Africa**. Washington: Publications Carnegie Institute, 1927. 157 p.

EINSELE, G. **Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget**. Berlin: Springer-Verlag, 2000. pp. 574–578.

FAURE, G. **Principles of isotope geology**. New York: John Wiley & Sons, 1986. 589p.

FAURE, G. **Isotopes: Principles and Applications**. 3th ed. New York: John Wiley & Sons, 2005.

FERNANDES L.A.; COIMBRA A.M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68(2), p. 195-205, 1996.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 4, p. 723-734, 2000.

FERNANDES, L. A. Caiuá Desert sedimentary environments and facies (Caiuá Group, Late Cretaceous, Brazil). In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE SEDIMENTOLOGÍA, 4.; REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA, 11., 2006, San Carlos de Bariloche. **Resúmenes...** San Carlos de Bariloche: Asociación Argentina de Sedimentología; International Association of Sedimentologists. 2006. p. 97.

FOREST-GIS. Disponível em <<http://www.forest-gis.com/2009/04/base-de-dados-shapefile-do-brasil-todo.html>>. Acesso em: 25 de julho de 2014.

FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte I). **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 2, p. 147-191, 1988.

FÚLFARO, V.J. et al. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.12, p. 590-611, 1982.

GAMA JR., E. 1979, A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive a Formação Irati), um modelo geomórfico. **Revista Brasileira de Geociências** 9(1): 1-16.

GUERRA-SOMMER, M. et al. 2005. **New radiometric data from ash fall rocks in Candiota coal-bearing strata and the palynostratigraphic framework in southern Paraná Basin (Brazil)**. In: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (Eds.), Abstracts. Gondwana 12, Mendoza, Argentina, p. 89.

GUERRA-SOMMER, M. et al. Radiometric age determination of tonstein and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, Amsterdam, v. 74, p. 13–27, 2008a.

GUERRA-SOMMER, M. et al. U–Pb dating of tonstein layers from a coal succession of the southern Paraná Basin (Brazil): a new geochronological approach. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 14, p. 474–482, 2008b.

GHILARDI, R. P.; SIMÕES, M. G. 2000. Bivalves Fósseis como indicadores da dinâmica sedimentar: um estudo de caso do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, Brasil. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, v. 23(51), p. 3-20, 2000.

GHILARDI, R. P.; SIMÕES, M. G. Foram os bivalves do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Rio do Rasto) moluscos dulcícolas? **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 29, p. 91-92, 2002.

HOEFS, J. **Stable Isotope in Geochemistry**. 5th ed. Berlin: Springer- Verlag, 2004.

HOLZ, M. ET AL. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 29, p. 381-399, 2010.

HOSKIN, P.; SCHALTEGGER, U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, p. 27-62, 2003.

IRWIN, H. et al. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic rich sediments. **Nature**, London, v. 269, p. 209–213, 1977.

JIANG, G. et al. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates: **Nature**, London, v. 426, p. 822–826, 2003.

JOHNSSON M.J. 1993. **The system controlling the composition of clastic sediments**. In: Johnsson M.J. & Basu A. (eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments . Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 284:1-19.

KEIDEL, J. **La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes**. Buenos Aires: Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 1916. Anales, v. XI(3), p. 1-78.

KINGSTON, D.R. et al. Global basin classification. **AAPG Bulletin**, v. 67, p. 2175-2193, 1983.

KOESTER, E. et al. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: The Chácara das Pedras orthogneiss. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 68, p. 155-166, 2016.

KOSLER, J. et al. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 182, p. 605-618, 2002.

KOSLER, J.; SYLVESTER, P.J. 2003: Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. In: Hanchar JM and Hoskin PWO (eds), Zircon. **Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, vol 53, 243-275.

LANGE, F.W.; PETRI, S. The Devonian of Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 21/22, p. 5-55, 1967.

LASH, G.G.; BLOOD, D.R. Geochemical and textural evidence for early diagenetic growth of stratigraphically confined carbonate concretions, Upper Devonian Rhinestreet black shale, western New York. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 206, p. 407-424, 2004a.

LASH, G.G.; BLOOD, D.R. Depositional clay fabric preserved in early diagenetic carbonate concretion pressure shadows, Upper Devonian (Frasnian) Rhinestreet shale, western New York. **Journal of Sedimentary Research**, Darlington, v. 74, p. 110-116, 2004b.

LAVINA, E.L. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo KazanianoeCitiano) da Bacia do Paraná**. 1991. 332 p. Ph. D. Thesis - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.

LEIGHTON, M.W. **Interior cratonic basins; a record of regional tectonic influences**. In: van der Pluijm, B.A. Catacosinos, P.A. (Ed.), Basement and Basins of Eastern North America. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. v. 308, p. 77–93, 1996.

LIMARINO, C.; SPALLETTI, L.A. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: an overview. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 22, p. 134–155, 2006.

LINDSAY, J.F. Supersequences, superbasins, supercontinents – evidence from the Neoproterozoic–Early Palaeozoic basins of central Australia. **Basin Research**, New York, v. 14, p. 207–223, 2002.

LINOL, B. et al. 2015a. Chapter 7: Paleogeography and tectono-stratigraphy of Carboniferous–Permian and Triassic ‘Karoo-like’ sequences of the Congo Basin. In: de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.J.C. (Eds.), **The Geology and Resource**

Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 111–134.

LOBATO, G.; BORGHI, L. Análise Estratigráfica da Formação Furnas (Devoniano Inferior) em afloramentos da Borda Leste da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Petróleo em petróleo e gás. 3., 2005, Salvador. **Anais eletrônicos**...Salvador, 2005. Disponível em: <http://www.portalabpg.org.br/PDPetro/3/trabalhos/IBP0392_05.pdf>. Acesso em 12 de janeiro de 2014.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R., ROSSELLO, E.A., Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. **Geol. Rundsch**, v. 86, p. 819-834., 1988.

LÓPEZ GAMUNDÍ, O.R. et al. The tunas formation (Permian) in the sierras australes foldbelt, east-central argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a variscan foreland basin. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam. V. 8 (2), p. 129-142, 1995.

LÓPEZ-GAMUNDI, O.R. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constraints and common characteristics. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 22, p. 227-238, 2006.

LUCAS, S.G. 2006. **Global Permian tetrapod biostratigraphy and biochronology**. In: Lucas,S.G.; Cassinis,G.; Schneider,J.W. (Ed.). Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. Geological Society, London, Special Publications, 265: 65–93.

MACHADO, F.B. et al. Geologia e litogeoquímica da Formação Serra Geral nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. **Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 4, p. 523-540, 2009.

MAHBOUBI, A. et al. Petrography and geochemical signatures in crack filling calcite sequences in septarian concretions, Sanganeh Formation, Kopet–Dagh Basin, NE Iran. **Journal of Applied Sciences**, p. 1–9, 2010.

MARQUES, A. et al. 1993. Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Curitiba: **PETROBRÁS/ NEXPAR**, 87 p. (relatório interno).

MATOS, S.A. **Tafonomia e Paleoecologia de bivalves permianos em fácies siliciclásticas deficientes em oxigênio: o exemplo das formações Irati e Serra Alta**. 2016. Ph. D. Thesis – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

MATOS, S.A. et al. A possible Late Paleozoic seep deposit and associated bivalve fauna from the Permian Gondwana of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam. Em revisão.

MATOS, S.A. et al. Permian endemic bivalves of the -Irati anoxic event-, Paraná Basin, Brazil: Taphonomical, paleogeographical and evolutionary implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 469, p. 18-33, 2017.

MATOS, S.L.F. et al. Absolute dating of Permian ash-fall in the Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 4, p. 421–426, 2001.

MCCLENNAN, S.M., HEMMING, S., MCDANIEL, D.K., HANSON, G.N. 1993. **Geochemical approaches and tectonics**. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America Special Paper, vol. 284, pp. 20-40.

MEGLHIORATTI, T. et al. . Estratigrafia do grupo Passa Dois na região de Sapopema-Congoinhas/PR (Permiano, Bacia do Paraná). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2005, Niterói. **Abstracts...** 2005 ().

MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin an introduction. In: Piccirillo EM, Melfi AJ (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo, IAG-USP. p. 1-13.

MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. 1997. 2 v. Ph. D. Thesis - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Ed. Becca, p.265-279.

MILANI, E.J., DE WIT, M.J., 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Geological Society Special Publication 294, pp.319–342.

MILANI, J.E. et al. Bacia do Paraná: Possibilidades Petrolíferas da Calha Central. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 4 (1), p. 21-34, 1990.

MILANI, J.E. et al. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG-USP: Série Científica**, São Paulo, v. 29, 1998 p. 125 – 173, 1998.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias Paleozoicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, p. 473-484, 1998.

MILANI, E.J., ZALÁN, P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, v. 22, p. 199–205, 1999.

MILANI, E.J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15(2), p. 265-287, 2007.

MIYAJIMA, Y. et al. A late Miocene methane-seep deposit bearing methane-trapping silica minerals at Joetsu, central Japan. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 455, p. 1–15, 2016.

MORAD, S. et al. Origin of low $\delta^{18}\text{O}$, pre-compactional ferroan carbonates in the marine Sto Formation (Middle Jurassic), offshore WNorway. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v. 13, p. 263–276, 1996.

MORAD, S. et al. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. **AAPG Bulletin**, v. 94, p. 1367-1309, 2000.

MORGAN, W.J., 1981, Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans, in Emiliani, C., ed., The Sea, Volume 7, The Oceanic Lithosphere: New York, Wiley, p. 443- 487.

MORTON, A.C.; HALLSWORTH, C.R. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 90(3–4), p. 241–256, 1994.

MORI, A.L.O. et al. A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: biostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 21, p. 654–669, 2012.

NELSON, D.R. An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U–Pb dating of detrital zircons. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 141-142, p. 37-60, 2001.

NEVES, J.P. et al. Tafonomia de bivalvíos em calcários oolíticos da Formação Teresina (Bacia do Paraná, Permiano Médio, Prudentópolis, PR). **Geologia USP Série Científica**, v. 10 (3), p. 19–36, 2010.

NEVES, J.P. et al. Tafonomia de tempestitos conchíferos amalgamados da Formação Teresina em Rio Preto (Estado do Paraná, Permiano Médio, Bacia do Paraná) e suas implicações paleoambientais. **Geologia USP - Série Científica**, São Paulo, v. 11, p. 131–147, 2011.

NIER, A.O. The isotopic constitution of radiogenetic leads and the measurement of geological time II. **Physical Review**, Cornell, v. 55, p. 153-163, 1939.

NIER, A.O. 1948. Variation in the relative abundance of the isotope of common lead and the measurement of geological time III. **Physical Review**, Cornell, v. 60, p. 112-116.

NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A. E MÜHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p. 291-346, jul./set. 1969.

NYMAN, S.L. et al. Miocene tubular concretions in East Coast Basin, New Zealand: analogue for the subsurface plumbing of cold seeps. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 272, p. 319–336, 2009.

NUDAT – NATIONAL NUCLEAR DATA CENTER. Produced by Alejandro Sonzogni. Disponível em: <<http://www.nndc.bnl.gov/nudat2/>>. Acesso em 23 de fevereiro de 2015.

PÁNGARO, F.; RAMOS V. A. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v. 37, p. 162-183, 2012.

PÁNGARO, F. et al. The Hesperides Basin: a continental-scale upper palaeozoic triassic basin in southern Gondwana. **Basin Research**, New York, v. 27 (2), p. 1-27, 2015.

PANKHURST, R.J. et al. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. **Earth-Sciences Reviews**, Amsterdam, v. 76, p. 235-257, 2006.

PEATE, D.W. et al. Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, New York, v. 55(1-2), p. 119-139, 1992.

PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil, **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 127, p. 1-24, 1996.

PECKMANN, J.; THIEL, V. Carbon cycling at ancient methane-seeps. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 205 (3–4), p. 443–467, 2004.

PERINOTTO, J. A.; LINO, I. C. **Geologia, recursos minerais e passivos ambientais**. s.d. Disponível em: Acesso em: 20 de fevereiro de 2017..

PETRI, S. 1948. **Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense**. Dep. Nac. Prod. Min., Bol. 129:125p.

PETRI, S. Problems in the utilization of the Brazilian code of stratigraphic nomenclatures as related to modern researches. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36(1), p. 203-208, 2006.

PICCIRILLO, E.M. et al. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms in the Ponta Grossa Arch (South East Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes, and genetic relationships from Paraná flood volcanic. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 89, p. 19-48, 1990.

PIETRANIK, A.B. et al. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. **The Geological Society of America**, v. 36(11), p. 875–878, 2008.

PINET, N. et al. Architecture and subsidence history of the intracratonic Hudson Bay Basin, northern Canada. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v.125, p. 1–23, 2013.

PRATT, B.R. Septarian concretions: internal cracking caused by synsedimentary earthquakes. **Sedimentology**, New York, v 48, p. 189–213, 2001.

RAISWELL, R. The growth of Cambrian and Liassic concretions. **Sedimentology**, New York, v. 17, p. 147–171, 1971.

RAISWELL, R. et al. Isotopic constraints on growth conditions of multiphase calcite–pyrite–barite concretions in Carboniferous mudstones. **Sedimentology**, New York, v. 49, p. 237–254, 2002.

RAMOS, V.A. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. **Transactions Geological Society of South Africa**, v. 87 (2), p. 169–179, 1986.

RAMOS, V.A. Patagonia: a paleozoic continent adrift? **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 26, p. 235–251, 2008.

RAMOS, V.A. et al. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. **Journal of Geodynamics**, Amsterdam, v. 50, p. 243-255, 2010.

RAMOS, V.A. et al. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): transient complex sources from western and eastern Gondwana. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 26 (2), p. 719-740, 2013.

RAMOS, V.A.; NAIPAUER, M. 2012. Patagonia: an allochthonous terrane accreted to the Western Gondwana and its contribution to the formation of the paleo-Andes in the late Paleozoic. In: Heredia Carballo, N., Colombo Piñol, F., García Sansegundo, J. (Eds.), *Geology of the Andean Cordillera and its Foreland*. **Geo-Temas**, 13, pp. 1903-1906.

RAPALINI, A. et al. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. **Geológica Acta**, Barcelona, v. 8, p. 349–371, 2010.

RAPALINI, A. et al. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? **Terra Nova**, New York, v. 25, p. 337- 342, 2013.

RENNE, P.R. et al. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, Washington, v. 258, p. 975-978, 1992.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. 1989. 256p. Ph. D. Thesis - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 1995. Associate Professir Thesis - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

RICCOMINI, C. Arcabouço Estrutural e Aspectos do Tectonismo Gerador e Deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 27, p. 153-162, 1997.

RICCOMINI, C. et al. 1991 Tectônica transcorrente na Bacia do Paraná: o exemplo da Zona de Cisalhamento de Paraisolândia, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, p. 181-182.

RICCOMINI, C. et al. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 64(3), p. 210, 1992.

RICCOMINI, C. et al. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permotriássico da Bacia do Paraná. In: SBG, X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics. **Resumos...**Bol Res Exp., Curitiba, PR. p. 18-20, 2005.

RIEDINGER, N. et al. Active and buried authigenic barite fronts in sediments from the eastern Cape Basin. **Earth and Planetary Sciences Letters**, Amsterdam, v. 241, p. 876-888, 2006.

ROBERTS, D.G., BALLY, A.W. 2012. Some remarks on basins and basin classification and tectonostratigraphic megasequences. In: Robers, D.G., Bally, A.W. (Eds.), **Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis**. Elsevier, pp.77–92.

ROCHA-CAMPOS, A.C. et al. **Age of the Paraná flood volcanism**. In: E.M. Piccirillo, A.J. Melfi. (Org.). The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenic and geophysical aspects. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, 1988, v., p. 157-178.

ROCHA-CAMPOS, A.C., BASEI, M.A.S., NUTMAN, A.P., SANTOS, P.R.DOS., 2006. SHRIMP U–Pb Zircon geochronological calibration of the Late Paleozoic Supersequence, Paraná Basin, Brazil. In: Milani, E.J., Pereira, E., Castro, J., Della

Fávera, J.C., Almeida, L.F.B., Bergamaschi, S. (Eds.), 5° South American Symposium on Isotopic Geology (Punta del Este), Uruguay, Short Papers, pp. 298–301.

ROCHA-CAMPOS, A.C., BASEI, M.A.S., NUTMAN, A.P., SANTOS, P.R. DOS, 2007. SHRIMP U–Pb zircons ages of the late Paleozoic sedimentary sequence, Paraná Basin, Brazil. 4° Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Rio de Janeiro, Brasil: Boletim de Resumos, p. 33.

ROCHA-CAMPOS, A.C. et al. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 19, p. 509–523, 2011.

RODRIGUES, G. B.; FAUTH, G. Isótopos estáveis de carbon e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. **Terrae Didactica**, Campinas, v. 9, p. 34-49, 2013.

ROLLINSON, H.R. 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. New York, Wiley e Sons, 352p.

Ross, G.M., 2000, Tectonics of sedimentary basins: A prelude to fluid evolution, Chapter 3 in Kyser, K., ed., Fluids and Basin Evolution: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, v. 28, p. 39-62.

ROSTIROLLA, S.P. et al. O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil, exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de ante-país. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 6(3/4), p.109–122, 1992a.

ROSTIROLLA, S.P. et al. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30(4), p. 639-648, 2000.

SANTOS, R.V. et al. Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 9, p. 456–463, 2006.

SEARS, J.W. et al. Linking the Mesoproterozoic Belt-Purcell and Udzha basins across the west Laurentia-Siberia connection. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 129, p. 291–308, 2004.

SEILACHER, A. Concretion morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 143, p. 41–57, 2001.

SELLÉS-MARTINEZ, J. Concretions morphology, classification and genesis. **Earth Sciences Review**, Amsterdam, v. 41, p. 177–210, 1996.

SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. 1993. Fundamentos de estratigrafia de Sequências. In: Severiano Ribeiro, H.J.P Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações. Editora Unisinos. P. 99-134.

SCHERER, C.M.S.; LAVINA, E.L.C. Stratigraphic evolution of a fluvial–eolian succession: the example of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Guarú and Botucatu Formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 9, p. 475–484, 2006.

SCHNEIDER, R.L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.A., NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1, p. 41-65.

SCHOLLE, P.A.; SCHLUGER, P.R. Aspects of Diagenesis (Ed.) , SEPM Special Publication 26: Tulsa, OK, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 307-317.

SIMAS, M.W. **Origem vulcânica para o tonsteins da Jazida do Faxinal (RS): estudos mineralógicos, petrográficos e de palinofácies**. 2008. 119 p. Master Dissertation – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

SIMÕES, M.G. et al. A new Permian bivalve-dominated assemblage in the Rio do Rasto Formation, Paraná Basin, Brazil: faunal turnover driven by regional-scale environmental changes in a vast epeiric sea. **Journal of South America Earth Sciences**, Amsterdam, v. 64, p.14–26, 2015.

SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, 74:93-114.

SOARES, P. C. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v. 4, p.107-121.

SOARES, P.C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. 1991.148 p. Titular Professor Thesis - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1991.

SOUZA, P.A.; MARQUES-TOIGO, M. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 77(2), p. 353-365, 2005.

SOUZA, P.A. Late Carboniferous palynostatigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. **Review of Paleobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 138, p. 9-29, 2006.

STOLHOFEN, H et al. Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous-Permian southern Namibia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 161, p. 127-150, 2000.

TAYLOR, S.R., MCLENNAN, S.M., 1985. **Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks**. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 312.

TEDESCHI, M. et al. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 68, p. 167-186, 2016.

TOHVER et al. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton, **Geology**, v. 38(3), 2010.

TORQUATO, R.J.; KAWASHITA, K. Metodologias de datação sistema U, Th-Pb. **Revista de Geologia**, São Paulo, v. 9, p. 153-189, 1996.

TURNER, S. P. et al. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, p. 333-348, 1994.

UREY, H.C. 1947. The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances. **Journal of the Chemical Society**, London, v. 69, p. 562-581.

VAIL, P.R. et al. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In C.E. Payton (ed.), **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26:49-212.

VAIL, P.R. et al. 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. In G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.), **Cycles and events in stratigraphy**. New York, Springer-Verlag, 617-659.

VISSER, J.N., 1997. A review of the Permo-Carboniferous glaciation in Africa. In: Martini, I.P. (Ed.), **Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous– Permian and Proterozoic**. Oxford University Press, Oxford, pp. 169–191.

VYSSOTSKI, A.V. et al. Evolution of the West Siberian Basin. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v. 23, p. 93–126, 2006.

VON EYNATTEN, H.; DUNKL, I. Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis. **Earth Science Review**, Amsterdam, v. 115, p. 97–120, 2012.

WANAS, H.A. Calcite-cemented concretions in shallow marine and fluvial sandstones of the Birket Qarun Formation (Late Eocene), El-Faiyum depression, Egypt: Field, petrographic and geochemical studies: Implications for formation conditions. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 212, p. 40-48, 2008.

WARREN, L.V. et al. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38 (2-suplemento), p. 213-217, 2008.

WARREN, L.V. et al. A Formação Serra Alta, Permiano, no centro-leste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná. Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 45(1), p. 109-126, 2015.

WHITE, I.C. 1908. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: **DNPM**, 1988. Parte I, p. 1-300, Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar)

WILKINSON, M. Concretions of the Valtos Sandstone Formation of Skye: geochemical and palaeo-hydrology. **Journal of the Geological Society of London**, London, v. 150, p. 57–66, 1993.

WOO, K.S.; KHIM B.K. Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: types of concretions and formation conditions. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 183, p. 15–30, 2006.

WORDEN, R. H., BURLEY, S. D. (2003). Sandstone diagenesis: from sand to stone.. In S. D. Burley, & R. H. Worden (Eds.), *Clastic diagenesis: recent and ancient*. International Association of Sedimentologists, (Vol. Reprint, pp. 3-44). Blackwells, Oxford.

YEMANE, K.; KELTS, K. Isotopic geochemistry of Upper Permian early diagenetic calcite concretions. Implications for Late Permian waters and surface temperatures in continental Gondwana. **Paleoecology, Paleogeography, Paleoclimatology**, Amsterdam, v. 125, p. 51–73, 1996.

ZALÁN, P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 6 (3), p. 245-257, 1986.

ZALÁN, P.V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: V Mantesso-Neto, A Bartorelli, CDR Carneiro, BB de Brito-Neves (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca Produções Culturais Ltda.

ZALÁN, P.V. et al. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17(3), p. 242-252, 1987.

ZALÁN, P.V. et al. **Bacia do Paraná**. In: *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-164, 1990.

ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C., MARQUES, A., ASTOLFI, M.A.M, VIEIRA, I.S., APPI,V.T. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In:

Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: proceeding. São Paulo, Brazil, p. 83-117.

ZALBA, P. E.; MOROSI, M. E. 1990. Mineralogía de la bentonita permica de la Formación Yaguari, Uruguay. In: ANNUAL MEETING OF THE WORKING GROUP: LATE PALEOZOIC OF SOUTH AMERICA, BUENOS AIRES. **Abstracts...** p. 147-150.

ZERFASS, H. et al. Sequence-stratigraphy of continental strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 161, p. 85– 105, 2003.

ZERFASS, H. et al. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 161, p. 265-292, 2004.

ZIEGLER, A.M.; HULVER, M.L.; ROWLEY, D.B., 1997. Permian world topography and climate. In: Martini, I.P. (Ed.), **Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferousepermian and Proterozoic**. Oxford University Press, Oxford, pp. 111-146.

ZUFFA, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa G.G. (ed.) **Provenance of Arenites**. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co., p. 165-189.

ZUFFA, G.G. 1991. On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks. In: Morton A.C., Todd S.P., Haughton P.D.W. (eds.) **Developments in Sedimentary Provenance Studies**. Geol. Soc. Spec. Publ., 57:23- 29.

Apêndice A

Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: Birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession

(Artigo publicado no periódico *Sedimentary Geology*, v. 326, p. 1-15, 2015)

Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: Birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession

Luciano Alessandretti ^{a,*}, Lucas Veríssimo Warren ^b, Rômulo Machado ^a,
Valdir Felipe Novello ^a, Isaac Jamil Sayeg ^a

^a Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, São Paulo, SP CEP 05508-080, Brazil

^b Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista, Avenida 24-A, Bela Vista, Rio Claro, SP CEP 13506-900, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 2 April 2015

Received in revised form 14 June 2015

Accepted 15 June 2015

Available online 21 June 2015

Editor: B. Jones

Keywords:

Septarian carbonate concretions

Late Permian

Southwestern Gondwana

Paraná Basin

Rio do Rasto Formation

Serrinha Member

ABSTRACT

Between the Late Carboniferous and Early Triassic, the southwestern Gondwana supercontinent was characterized by the development of a huge intracratonic basin. A large confined epeiric sea and the accumulation of a transgressive–regressive sequence were formed by continuous subsidence related to tectonic effects caused by the Sanrafaelic Orogeny and the consequent generation of accommodation space. The Permian Rio do Rasto Formation documents the last progradational cycle related to the complete continentalization of this epeiric sea. The basal member of the Rio do Rasto Formation (Serrinha) is believed to have been deposited in a shallow epicontinental water body subjected to storms and influenced by episodic deltaic incursions. One of the most remarkable characteristics of the Serrinha Member is the presence of carbonate concretions hosted in mudstones and very fine sandstones. Here, we combine sedimentological and petrographic descriptions coupled with geochemical and stable carbon and oxygen isotopic data to elucidate the nature of these carbonate concretions. The non-deformed internal structure, decreasing proportion of carbonate cements relative to detrital grains toward the concretion edges, core-to-rim isotopic variations, and perhaps most importantly, the preservation of a well-developed cardhouse fabric support an early diagenetic origin for these structures at shallow burial depths of tens of meters. Stable isotope analyses of micritic calcite cements and calcites filling the septarian fractures reveal major negative excursions in both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values. Oxygen isotope ratios obtained for the micritic calcite cements vary between -12.1 and -2.6‰ . The calcite filling septarian fractures also exhibit negative values of $\delta^{18}\text{O}$ (-14.2 to -13.8‰), with an average of -14‰ . The $\delta^{13}\text{C}$ values of micritic calcite cements range from -5.0 to -0.2‰ . The carbon isotopic data from the calcite-filling septarian fractures are also negative (-4.4 to -3.3‰). The $\delta^{18}\text{O}$ signatures suggest that the early diagenetic carbonate concretions precipitated in a shallow freshwater environment rather than in a marine setting. The $\delta^{13}\text{C}$ values suggest that the carbon isotopes were derived from a source with slightly depleted ^{13}C , supporting at least a partial organogenic contribution with weak sulfate reduction rates typical of freshwater systems. Sedimentological analysis shows that the epicontinental water body in which the Serrinha Member was deposited was constantly supplied by rivers and meteoric waters, which suggests that an enormous freshwater basin with restricted marine connections to the Panthalassa Ocean once existed.

© 2015 Published by Elsevier B.V.

1. Introduction

Carbonate concretions are typical diagenetic features commonly found in fine-grained sedimentary rocks. These concretions provide substantial information about the progressive chemical evolution of interstitial pore waters and the cementation of mineral phases during the early burial of the sediments (Irwin et al., 1977; Hudson et al., 2001; Seilacher, 2001; McBride et al., 2003; Raiswell, 2002; Mozley and

Davis, 2005; Woo and Khim, 2006; Dale et al., 2014). Although much of the geochemical (Irwin et al., 1977; Curtis et al., 1986; Wilkinson, 1993; Abdel-Wahab and McBride, 2001; Raiswell et al., 2002; Woo and Khim, 2006; Wanas, 2008; Mahboubi et al., 2010; Dale et al., 2014) and textural information (Astin, 1986; Selles-Martinez, 1996; Yemane and Kelts, 1996; Seilacher, 2001) has contributed to our increased knowledge about the genesis of these concretions, the nucleation and growth of these structures are still not fully understood. It is generally accepted that they were formed at burial depths of tens to hundreds of meters via carbonate and/or sulfate cementation as a consequence of geochemical changes in the pore waters (Irwin et al., 1977; Froelich et al., 1979; Curtis et al., 1986; Compton, 1988; Mozley

* Corresponding author at: Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
E-mail address: luciano.geoufrgs@gmail.com (L. Alessandretti).

and Burns, 1993; Dong et al., 2013). The degradation of organic matter by sulfate-reducing bacteria is related to carbonate precipitation and growth of carbonate nodules in organic-rich sediments. The interstitial pore waters in such environments lead to an increase in the carbonate alkalinity and lower the sulfate ion concentration to near zero (Compton, 1988). The concretions have been found in sediments and sedimentary rocks over a wide range of depositional environments, including marine (Abdel-Wahab and McBride, 2001; Woo and Khim, 2006; Wanas, 2008) and non-marine environments (Yemane and Kelts, 1996; Wanas, 2008; Hoareau et al., 2009). Furthermore, these depositional environments have ages ranging from the Precambrian (Goldberg et al., 2006; Dong et al., 2013) through the entire Phanerozoic (Vochten and Geys, 1974; Pirrie and Marshall, 1991; Rabassa, 2006; Woo and Khim, 2006; Wanas, 2008). The concretions are typically sub-spherical to spherical but frequently take on a variety of other shapes including disks, ellipses, continuous or discontinuous bands, grape-like aggregates, coalescent bodies and complex shapes (McBride et al., 1995; Selles-Martinez, 1996; Seilacher, 2001).

The concretions are often cut by one or more generations of fractures also known as septarian cracks/fractures. These fractures are completely or partially filled by carbonate cements and secondary minerals such as silica, phosphates and sulfates. They typically range in shape: sub-vertical lenses, concentric sheets, radial or crosscutting fractures. The processes involved in the formation of septarian cracking have been explained by the following: (i) shrinkage (brittle fracturing) induced by the dehydration of clay minerals or organic matter (Raiswell, 1971); (ii) compaction and overpressure of pore waters (Astin, 1986); (iii) gas generation due to bacterial decay of organic compounds (Irwin et al., 1977); and (iv) syn-depositional earthquake-induced ground motion (Pratt, 2001). Due to the post-depositional origin of the concretions, they have been used as key features for understanding the diagenetic evolution of the sedimentary rocks (Irwin et al., 1977).

The Rio do Rasto Formation is sub-divided into the lower Serrinha and upper Morro Pelado members, and their depositional environments range from offshore settings affected by storms to deltaic and aeolian systems (Warren et al., 2008). Because typical marine fossils (such as echinoderms, bryozoans and brachiopods) are lacking and sedimentological evidence refutes the action of astronomic tides (e.g., tidal bundles, mud/sand pairs, asymmetry in paleocurrents), all of the Permian succession of the Passa Dois Group is considered to have been deposited in a confined interior sea of uncertain salinity (Lavina, 1991).

The presence of Permian-aged carbonate concretions in the Paraná Basin (Fig. 1), particularly in the Rio do Rasto Formation, has been acknowledged for many years, although few studies have been published. On the basis of sedimentological and paleontological evidence (Schneider et al., 1974; Gama Jr., 1979; Rohn, 1994; Warren et al., 2008; Holz et al., 2010), it is impossible to definitively determine if these concretions were formed in a freshwater lacustrine or a marine depositional environment.

In this work, we combine field, petrographic and stable $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic data to elucidate the diagenetic fluid history and the genesis of the carbonate concretions and their septarian fractures in the Late Permian Serrinha Member. Despite the importance for lithification, the origin and growth pattern of these structures during early diagenesis can reveal important environmental information about the immediate stages after the sedimentary deposition.

2. Regional geological context

The Paraná Basin is an enormous intracratonic basin that was located in the southwestern portion of the Gondwana supercontinent during the Phanerozoic eon (Milani, 1997). Its origin and evolution has been associated with several subsidence cycles, presumably caused by lithospheric flexure related to different orogeny cycles that occurred at the marginal portions of southwestern Gondwana (Milani and Ramos, 1998). This portion of the supercontinent was

subjected to the successive amalgamation of several allochthonous terrains that collided against the Gondwana proto-Pacific margin (Ramos, 1984, 1986, 2008; Gohrbandt, 1992; Milani and Ramos, 1998). Ramos (1986) divided the orogenic phases into three major tectono-sedimentary cycles: the Pampean (Neoproterozoic to Early Cambrian), the Famatinian (Ordovician to Devonian) and the Gondwanic (Carboniferous to Triassic). The sedimentary successions that were deposited during the major tectonic subsidence cycles consist of, from the base to the top, the following supersequences: Rio Ivaí (Ordovician–Silurian), Paraná (Devonian), Gondwana I (Carboniferous–Eotriassic), Gondwana II (Meso-Neotriassic), Gondwana III and Bauru (Neocretacic). The first three supersequences represent successions deposited under the influence of transgressive–regressive cycles related to fluctuations of the relative sea level during Paleozoic times. The remaining supersequences (Gondwana II, Gondwana III and Bauru) include continental sedimentary successions associated with the breakup of the Gondwana supercontinent, and the Cretaceous volcanic eruptions related to the Large Igneous Province of the Serra Geral Formation. Each of these supersequences encompasses a time interval of tens of millions of years and is temporally delimited by regional unconformities.

The deposition of the second-order supersequence “Gondwana I” (Pennsylvanian–Eotriassic) is related to a flexural subsidence cycle associated with the subduction of the Panthalassa oceanic lithosphere under the South Gondwana plate, and the subsequent docking of the Patagonia terrane (Ramos, 2008). Due to the lithospheric thickening and the rise of mountain chains along the southwestern Gondwana margin, large-scale marine incursions became restricted in the subsiding basin area, resulting in the formation of a large and confined body of shallow water (Milani, 1997). Between the Late Permian and the Early Triassic, this newly formed basin occupied a vast area and was characterized by the accumulation of a transgressive–regressive succession.

Lithostratigraphically, the Gondwana I supersequence is composed of the Itararé, Guatá and Passa Dois groups. The Itararé Group forms the basal part of the supersequence and consists of diamictites and other glacial-related rocks deposited during the Late Carboniferous and Early Permian on the southern hemispherical Gondwana supercontinent. After the end of the Paleozoic glaciation, a new sedimentary state was established in southern Gondwana in response to drastic climate changes and consequent sea level rise (Limarino et al., 2013), as documented in the chrono-correlated sedimentary units in South America (Fig. 11), South Africa, Namibia, Tanzania, Antarctica, India and Australia (Veevers and Powell, 1987). At the end of the Paleozoic, warm, semi-arid conditions existed in southern Gondwana, which were synchronous with an important progradational cycle. Low subsidence rates associated with a high sediment influx provided the conditions for the deposition of a second-order progradational succession. The deltaic, fluvial, lacustrine and eolian rocks of the Rio do Rasto and Piramboia formations are representative of this marine regression that culminates with the definitive continentalization of the basin during the Permian–Triassic transition (Lavina, 1991; Warren et al., 2008).

2.1. The Rio do Rasto Formation

The Rio do Rasto Formation (Fig. 2) outcrops along the eastern border of the Paraná Basin, mainly in the Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul states. The unit is delimited at the base and at the top by transitional contacts with the Teresina and Piramboia formations, respectively (Milani, 1997; Warren et al., 2008). Lithologically, it is characterized by an alternating 250–300-m-thick succession of sandstones, siltstones and mudstones, supposedly deposited during the Late Permian–Early Eotriassic (Schneider et al., 1974; Lavina, 1991; Warren et al., 2008). The Rio do Rasto Formation represents the upper portion of the Permo-Triassic transgressive–regressive cycle in the Paraná Basin. During this period, the limited or absent marine connection of the Paraná Basin with the Panthalassa Ocean was likely related to orogeny at the Gondwana continental margin, which led to the formation of a large

Fig. 1. Location of the study area and geological map of the eastern portion of the state of Santa Catarina, Brazil, showing the exposed region of the Precambrian basement and the Late Paleozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin. Modified from Schobbenhaus et al. (1984).

hinterland shallow water body surrounded by cratonic Precambrian landmasses and accreted Paleozoic terranes south–southwestward.

The Rio do Rasto Formation was formally subdivided into the Serrinha (lower) and Morro Pelado (upper) members (Gordon Jr. et al., 1947). Its progradational architecture is characterized by the tendency of sandstones to increase in frequency and size to the top. The sediments of the Serrinha Member (Figs. 2, 3) are primarily characterized by the presence of swaley/hummocky, heterolithic and laminated fine sandstones interbedded with pelitic gray-colored facies, suggesting deposition in offshore conditions that was occasionally subject to storm-wave action (Rohn, 1994; Warren et al., 2008). The occurrence of architectural elements with hummocky and swaley structures reinforces the idea that episodic deposition occurred under high-energy combined flow conditions. Fossil concentrations composed of teeth, scales and fish coprolites, here classified as bone beds, also present taphonomic similarities with storm-generated deposits (Rohn, 1994). Lenticular and sigmoidal meter-sized layers of fine sandstones occasionally occur interbedded with this succession and are interpreted as distal deltaic mouth bar deposits (Lavina, 1991; Warren et al., 2008).

Discoid and ellipsoid carbonate concretions are particularly common in the fine-grained sandstone and mudstone beds of the Serrinha Member. From the intermediate portion of the Rio do Rasto succession, the change of gray pelitic facies from red and purple sediments, accompanied by the predominance of deltaic architectural elements, such as basin deposits, inter-distributary channels and crevasse splay lobes is remarkable.

The occurrence of facies associations deposited in different physiographic positions inside a deltaic or lacustrine environment can be expressed by the alternation of nearshore and offshore architectural elements. This particularity can be explained by the strong autocyclic character expected in deltaic depositional systems, which enables the constant migration of channels and consequently the inter-distributary bay areas and deltaic mouths (Warren et al., 2008). On the second stratigraphic third of the Morro Pelado Member, the presence of aeolian architectural elements interbedded with subaqueous sedimentation is evidence of definitive continentalization and a transition to the Pirambóia desert system (Figs. 2, 3) (Lavina, 1991; Rohn, 1994; Warren et al., 2008).

Fig. 2. Block diagrams showing the sedimentary evolution of the Rio do Rasto Formation. Modified from Warren et al. (2008).

3. Methodology

The geometry, shape and size of the concretions were described and sampled at two localities in the southeastern region of the Santa Catarina State, Brazil (Sites 1 and 2). The compositional and textural features of the concretions, as well as the microscopic aspects of the Serrinha Member fine-grained sandstones, were investigated by petrographic analysis with an Olympus BX50 polarizing microscope. The concretion sub-samples used for carbon and oxygen isotopic analysis were extracted from pre-selected polished slabs using a tungsten carbide dental drill coupled to a Sherline 5400 benchtop sampler. The stable isotope analyses were performed at the Laboratório de Isótopos Estáveis, Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGeo) of the Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Based on preliminary petrographic studies, 32 representative microsamples extracted at equal intervals from the edge-to-edge of each concretion and septarian cracks

were selected for stable carbon and oxygen (^{13}C and ^{18}O) isotopic analysis. The concretionary bodies and crack fillings were analyzed separately. The stable oxygen and carbon isotope ratios are expressed in δ notation, the per mil (‰) deviation from the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) standard: $\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O})_{\text{sample}} / ({}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O})_{\text{VPDB}} - 1] \times 1000$ for oxygen and $\delta^{13}\text{C} = [({}^{13}\text{C} / {}^{12}\text{C})_{\text{sample}} / ({}^{13}\text{C} / {}^{12}\text{C})_{\text{VPDB}} - 1] \times 1000$ for carbon. For each measurement, approximately 150 μg of powder was drilled from the sample and analyzed with an automated carbonate preparation system linked to a mass spectrometer (Finnigan Delta Plus Advantage). The analytical error of the carbon and oxygen isotope analysis was less than 0.1‰. We investigated the mineralogical composition and microtextures of the concretions using a scanning electron microscope (SEM) at the Centro de Pesquisas Geocronológicas of the University of São Paulo (VP-ESEM Model QUANTA 250 FEI, operated at EHT 20 kV and 100 Pa pressure). Another aim of the SEM analysis was to produce compositional multi-element

Fig. 3. Simplified stratigraphic column of the Serrinha Member. Adapted from Warren et al. (2008).

maps of the concretions using an SEM X-ray energy-dispersive spectrometer equipped with a dry solid-state silicon detector (Oxford Instruments Ltd.), controlled by INCA software. The samples were coated with a thin layer of carbon to prevent charging.

4. Results

4.1. The host sediment

The Serrinha Member was described by Schneider et al. (1974) as being composed primarily of greenish and purplish siltstones interbedded with shales, very fine-grained sandstones and rare carbonate lenses. The outcrops of the Serrinha Member in the vicinities of Lages city (Site 1) consist of tabular beds of interbedded gray mudstones and siltstones and also very fine-grained grayish sandstone layers (Fig. 4A, B). The outcrops that we studied in the Rio do Rasto Hills (Site 2) contain greenish gray mudstones and siltstones layers

interbedded with massive or laminated very fine to fine-grained sandstones beds (Fig. 5A, B). The host sandstones have a rather uniform composition of monocrystalline quartz (75%), feldspars (15%), heavy minerals (<1%) and undifferentiated clay minerals (10%). The sandstone framework is composed of very fine, rounded to sub-rounded and well-sorted grains.

4.2. Macroscopic characteristics of the concretions

The septarian carbonate concretions were found exclusively in the lower portion of the Rio do Rasto Formation within the sediments of the Serrinha Member. They are hosted in mudstones and very fine-grained sandstones either as isolated concretions (Figs. 4A, B, C, 5C, D, E) or as continuous, flattened, strata-bound layers (Fig. 4B). Deformational synsedimentary structures, such as clastic dykes, liquefaction/dewatering features or load casts, were not observed between the concretions and the surrounding mudstones and sandstones. The

Fig. 4. Septarian carbonate concretions of the Serrinha Member at Site 1. (A) Scattered concretions with poorly-defined level within very fine-grained sandstone. (B) Flattened strata-bound concretion. (C) Disk-shaped concretion. (D) Photograph of vertical section of a concretion containing septarian fractures.

horizontal spacing between individual concretions ranges from fewer than 5 cm to 1 m (Figs. 4A, 5E). The larger concretions were much flatter than the smaller ones, revealing a tendency toward spheroidal form (Fig. 5E). The larger axis of the flattened concretions is typically parallel to the bedding plane. The concretions show a weathered and exfoliated outer skin, and the central portion in which the septarian cracks developed, crosscuts radially toward the edge of the concretions. According to their shapes, we divided the concretions into four types: spherical to sub-spherical, flattened-ellipsoidal, horizontally flattened and tubular.

4.3. Petrography of the concretions

The carbonate concretions entrap and preserve minerals with a sedimentary and authigenic/diagenetic origin. All of the examined concretions are cemented with a mixture of micritic calcite ($<5\ \mu\text{m}$) and mosaics of microspar ($>5\ \mu\text{m}$), with very fine-grained monocrystalline detrital quartz and undifferentiated clay minerals. Clay minerals and carbonate cements are arranged in the concretion matrixes with face-to-face and edge-to-face grain contacts, which form a cardhouse texture (Fig. 6E). The dominant authigenic phases are calcite, barite and apatite (0.03–0.08 mm). A decreasing proportion of carbonate cement relative to detrital grains occurs toward the concretion edges (Fig. 7A). Prominent internal septarian fractures (0.1–2 mm wide) filled with calcite are the widest in the concretionary bodies (Figs. 4D, 5E, 6A, B, C, F, 7A, B). Fracture filling is much more common in the central portion of the concretions, and the fractures do not intercept or cut the concretion surfaces (Figs. 4D, 5F). The septarian fractures are more compacted in the outer portions (edges) of the concretions (Figs. 4B, 6A, B). The calcite

content in the concretions is notably higher than in the host fine-grained sandstone. Calcite is the predominant mineral filling the septarian cracks, followed by the less abundant barite. We found that the barite crystals typically developed perpendicular to the walls of the septarian fractures, with their longest axes ranging from 0.1 to 0.3 mm (Figs. 6F, 8).

Carbonate concretions from Site 1 (varying according to the recrystallization degree) are composed of a framework of randomly distributed domains of micrite ($<5\ \mu\text{m}$) and microspar ($>5\ \mu\text{m}$) cement, which also contains very fine-grained angular monocrystalline detrital quartz with minor amounts of diagenetic apatite (0.03–0.06 mm), barite and undifferentiated clay minerals (Figs. 6, 8). The concretions also show a complex internal structure characterized by fractures (widths between 0.5 and 1 mm) mainly filled with fibrous and granular calcite grains (Fig. 6A, B, C) that do not extend to the concretion edge. Prismatic barite crystals also occur as a secondary mineral in the septarian fractures (Fig. 6F).

The concretions from Site 2 consist mainly of a mixture of sub-angular to angular, very fine-grained monocrystalline quartz grains embedded in a micritic–microspar cement. A horizontal/vertical network of small-scale septarian cracks (0.1–1 mm) filled with calcite cement crosscut the concretion. The calcite cement in the fracture fillings is found in two forms, suggesting two episodes of calcite filling: (i) an earlier phase that consists of druses with very fine-grained calcite crystals that grow toward the interior of the cracks and (ii) a later phase that consists of blocky, very fine-grained euhedral calcite crystals, forming a mosaic of cement between the grains (Fig. 7A, B). The content of detrital terrigenous grains increases from the center to the edge of the concretion (Fig. 7A).

Fig. 5. Septarian carbonate concretions in the Serrinha Member of the Rio do Rasto Formation at Site 2. (A) Exposure of tabular beds of fine-grained sandstones and siltstones of the Serrinha Member at Site 2 in the Rio do Rasto Ridge. (B) Basal portion of the outcrop, where concretions were sampled. (C) Tubular concretion specimen found in the Serrinha Member. Its dimensions are 40 cm × 3 cm. (D) A close-up of the tubular concretion, showing its internal structure. (E) Two typical small spherical concretions (enclosed by the white dashed lines). (F) Slabs for petrographic and isotopic analysis.

4.4. Electron microprobe analysis of authigenic phases within concretions

The geochemical compositions and Mg/Ca ratios of authigenic carbonates are listed in Table 3. The Mg/Ca molar ratio can be used to discriminate the presence of high-Mg carbonates, low-Mg calcite and terrigenous fractions (Bayon et al., 2007). Both matrix cements and septarian fractures in the carbonate concretions of the Serrinha Member display similar Mg/Ca ratios, between 0.49–0.65 and 0.57–0.64, respectively. Scanning electron microscope observations on the Serrinha Member concretions revealed that the fracture fillings are composed of carbonates with low contents of magnesium and manganese (Fig. 8). The matrix cement, composed of a complex framework of micrite/microspar and detrital minerals, presents moderate Al, K and S contents (Fig. 8).

4.5. Carbon and oxygen isotopic signatures

Stable oxygen and carbon isotope values obtained for the powders extracted from the concretion cement and septarian cracks are listed in Table 1. Both the oxygen and carbon isotope data show mainly

negative values, revealing little difference between the values obtained from the cores and rims of the concretions. The range of $\delta^{18}\text{O}$ values is rather wide (–14.4 to –2.6‰ PDB); the range of $\delta^{13}\text{C}$ values is more limited (–5.0–0.2‰ PDB).

In Site 1, the carbon isotope values for the calcite cement range between –5.0 and –3.7‰, with a mean value of –4.4‰ (PDB). For the septarian cracks, the $\delta^{13}\text{C}$ values vary between –4.4 and –3.3‰, with a mean value of –3.9‰ (PDB). The oxygen isotope values for the calcite cement range from –12.1 to –7.1‰ (PDB). For the fracture fillings, the $\delta^{18}\text{O}$ values vary between –14.4 and –13.8‰ (PDB). Despite some scattering, three main clusters are evident when we plot $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 8). Cluster 1 corresponds to matrix cement of sample PC-06 (Site 1), with isotopic signatures ($\delta^{13}\text{C}$: –4.6 to –4.4‰, $\delta^{18}\text{O}$: –10.0 to –7.1‰). Cluster 2 involves matrix cement mainly from samples PC-02 and PC-03. Cluster 3 represents the fracture filling isotopic signatures. In Site 2, $\delta^{13}\text{C}$ values for the matrix cement range from –4.6 to 0.2‰ (PDB), and the oxygen isotopic values vary between –9.1 and –2.6‰ (PDB). When we only consider the oxygen and carbon isotopes, the analyzed concretions do not show significant systematic differences in isotopic composition, suggesting that the fluid sources were very similar.

Fig. 6. Petrographic features of the Site 1 concretions. (A) Micritic calcite matrix and septarian fractures filled with calcite and barite. (B) and (C) Detail of the calcite-filled septarian fractures. (D) Micritic calcite (<5 μm) cements with very fine-grained monocrystalline detrital quartz and undifferentiated clay minerals. (E) Mosaics of microspar (>5 μm) cements with very fine-grained monocrystalline detrital quartz and undifferentiated clay minerals. Note the well-developed cardhouse fabric with face-to-face and edge-to-face contacts between carbonates. (F) Bladed barite crystals filling septarian fractures. Scale bars: For A – 1 mm; for B, C, D and E – 0.5 mm and for F – 0.1 mm.

5. Discussion

Carbonate concretions hosted in sedimentary rocks are typically thought to be formed from cementation promoted by the circulation of interstitial pore waters within sediments during diagenesis (Irwin et al., 1977). Stable $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic signatures of concretions have been used to track shifts in parameters, such as water temperature and composition, salinity, primary productivity and nutrient availability (Rodrigues and Fauth, 2013). Therefore, these isotopic signatures can provide reliable information for paleoenvironmental reconstructions, detection of anoxic events and glacial, interglacial and postglacial periods (Hoefs, 2004).

The septarian carbonate concretions from the Serrinha Member exhibit geochemical and textural features suggestive of an early diagenetic formation within the host rocks. The concretions appear to have been formed during shallow burial by progressive concentric cementation (Irwin et al., 1977; Astin, 1986; Mozley, 1996) as demonstrated by the following geochemical and textural evidence: (i) a decreasing proportion of carbonate cement relative to detrital grains from the concretion center toward the edges, (ii) a high degree of compaction experienced by the septarian fractures close to the concretion edges and (iii) core-to-rim isotopic shifts. The preservation of a cardhouse microtexture within the concretions reflects a shallow depth of carbonate precipitation,

Fig. 8. Compositional maps for the concretion PC-01 obtained by scanning electron microscope observations.

Fig. 9. Cross-plot of $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ for matrix and septarian fractures in the concretions.

greenhouse or interglacial periods have lighter ^{18}O values than those precipitated during glacial epochs (Armstrong and Brasier, 2005).

Both carbonate cement and the subsequent calcite filling fractures of the concretions in the Serrinha Member yield negative $\delta^{18}\text{O}$ values varying between -14.4 and -7.1 ‰ (PDB). Despite some evidence for ash fall deposits in the Paraná Basin sequence (Matos et al., 2001; Guerra-Sommer et al., 2005, 2008a,b; Rocha-Campos et al., 2006, 2007; Santos et al., 2006; Mori et al., 2012; Cagliari et al., 2014), there is no direct evidence for intrabasinal volcanic activity during the Permian Period, permitting us to discard the large-scale chemical interaction between sediments and volcanic materials to explain the negative values of $\delta^{18}\text{O}$ found in the concretions. Likewise, there is no conclusive evidence of hydrothermal or metamorphic processes of percolation of hydrocarbon-rich fluids from the overlying hydrocarbon

source units (i.e., the Rio Bonito and Irati formations; Milani and Zalán, 1999; Araújo et al., 2000). As a result, an interaction between heated fluids and the Serrinha Member sediments cannot be considered the main mechanism responsible for the low $\delta^{18}\text{O}$ values. Finally, we consider that the petrographic evidence presented associated with the low $\delta^{18}\text{O}$ values of the carbonate concretions corroborates the hypothesis of an authigenic and early diagenetic origin with nucleation and growth in the sediment–water interface, possibly in low-saline or fresh-water conditions.

The computational paleotopographic models of Roscher et al. (2011) for the Permo-Triassic boundary show that the Gondwanides orogenic belt reached maximum elevations of approximately 3000 m above sea level, configuring the largest and highest mountain chain in southern Gondwana (Fig. 10). This orographic barrier certainly affected not only the marine connections and incursions into the continent but also the climatic conditions in the central portions of Gondwana. According to paleoclimatic reconstructions of Limarino et al. (2013) and Benton and Newell (2013), the study area experienced a semiarid to arid climatic period between the Middle Guadalupian–Lopingian. These authors attributed this climatic condition to climate continentalization caused by the Gondwanides mountain barrier. Modern-day analogs for this scenario are the Andean Cordillera in South America and the Himalayan Mountains in Asia, of which the high altitude of the cordillera strongly affects the atmospheric circulation and, consequently, the inland climatic patterns. Paleoclimatic data for the Permian–Triassic boundary also indicate warm temperatures in polar regions (Retallack, 1995). The regional evidence for a warm climate suggests that the Serrinha Member was deposited in a basin located in the middle to high latitudes under semi-arid conditions (Kiehl and Shields, 2005) (Fig. 10).

Visser (1995), based on lithological and paleontological data, concluded that the continental surface area covered by water in southwestern Gondwana reached a maximum of 34% during the

Fig. 10. Late Permian paleogeography, showing major geographical and climatic regions. Modified from Ziegler et al. (1997).

Fig. 11. Stratigraphy of the major late Paleozoic basins in southern South America. Modified from Limarino et al. (2013).

Early–Late Permian and decreased to approximately 6‰ at the Permo–Triassic passage. Visser also argued that this huge interior water body reached its maximum extent at the Karoo and Paraná basins during the middle Permian. Yemane (1993) suggested the existence of coeval giant lakes, possibly interconnected throughout southwestern Gondwana during the Late Permian. The absence of typical marine macro- and microfossils (e.g., echinoderms, bryozoans, brachiopods and foraminifera), glauconite deposits and sedimentary structures indicative of tidal influence (such as tidal bundles) suggests a lack of, or restricted, marine influence on the deposition of the Permian–Triassic successions in southwestern Gondwana basins. Supporting this hypothesis, an unusual ichnofossil assemblage associated with freshwater bivalves recently described in the Brenton Loch Formation of the Falkland/Malvinas Islands strongly suggests non-marine conditions for the Late Permian in the Paraná, Falkland and Karoo basins (Fig. 11, Table 2) (Simões et al., 2012). The data presented here and discussed together with other information available in the literature attest to the existence of an epicontinental freshwater body fed by fluvio-deltaic systems in the Paraná Basin during the Late Permian. This premise also favors the idea that the concretions of the Serrinha Member were formed under the influence of meteoric water/freshwater. Furthermore, this scenario suggests that the restricted basin was supplied primarily by meteoric water influxes derived from continental runoff, rivers and rain. In this context, the negative $\delta^{18}\text{O}$ values of the carbonate cement and fracture fills of the Serrinha Member concretions can

also be related to a decrease in water salinity caused by the addition of freshwater in the eperiric water body.

Carbon isotopic signatures provide important information about paleoproductivity and the availability of nutrients in oceans and lakes (Irwin et al., 1977; Curtis and Coleman, 1986). According to Hoefs (2004) and Armstrong and Brasier (2005), marine carbonates are isotopically heavier, with average $\delta^{13}\text{C}$ values of approximately 0‰. However, non-marine carbonates are isotopically lighter, with mean values between 0 and –18‰. The major processes responsible for $\delta^{13}\text{C}$ fractionation in lacustrine and marine environments are (1) primary productivity in the surface water, which removes ^{12}C from the environment and results in more positive $\delta^{13}\text{C}$ values; (2) temperature fluctuations; (3) oxidation due to biological degradation of organic matter, which results in the return of ^{12}C to the water column and lighter $\delta^{13}\text{C}$ values; (4) water recirculation and mixing, which carries ^{13}C to the surface; (5) micro-habitat effects; (6) coal-swamp deposits formed as a result of the increase in primary productivity; (7) the influence of metabolic processes of many different species associated with carbonate precipitation; and (8) diagenetic processes in which interstitial fluids tend to capture ^{12}C , resulting in slightly negative $\delta^{13}\text{C}$ values (Armstrong and Brasier, 2005).

The negative $\delta^{13}\text{C}$ values of the Serrinha Member concretions between –3.7 and 0.2‰ (PDB) suggest low rates of primary productivity in the freshwater body. The absence of interbedded organic carbon-rich sediments in the Serrinha stratigraphic level reinforces the low rate of bioproductivity and the preservation of organic

Table 1

Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) data for the calcite micritic matrix and septarian fractures in the Serrinha Member concretions.

	Sample	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Site 1			
Septarian fracture	PC1-16	−4.23	−11.20
	PC1-15	−5.02	−10.45
	PC1-14	−4.39	−13.80
	PC1-13	−4.46	−13.94
	PC1-12	−3.39	−14.05
	PC1-11	−3.98	−14.43
	PC1-10	−3.90	−14.19
	PC1-09	−3.67	−14.20
	PC1-08	−3.91	−13.86
	PC2-32	−4.49	−11.13
	PC2-31	−4.37	−10.90
	PC2-30	−4.37	−11.20
	PC2-29	−4.44	−11.29
	PC2-28	−4.35	−11.58
Matrix	PC2-27	−4.34	−11.68
	PC2-26	−3.77	−12.15
	PC2-25	−4.32	−11.78
	PC2-24	−4.35	−11.50
	PC3-39	−4.51	−12.02
	PC3-38	−4.29	−12.00
	PC3-37	−4.34	−12.01
	PC3-36	−4.25	−12.01
	PC3-35	−4.20	−11.72
	PC3-34	−4.46	−11.76
	PC3-33	−4.49	−12.04
	PC6-07	−4.63	−10.09
	PC6-06	−4.69	−10.00
	PC6-05	−4.65	−9.32
Site 2	PC6-04	−4.54	−8.84
	PC6-03	−4.66	−8.45
	PC6-02	−4.50	−7.20
	PC6-01	−4.64	−7.20

matter in this interval. Moreover, the negative $\delta^{13}\text{C}$ values also suggest that carbon was derived from a source with slightly depleted ^{13}C , which seems to be partially related to microbial degradation of organic matter with weak sulfate reduction rates typical of freshwater systems. The $\delta^{13}\text{C}$ isotopic fractionation between water bodies and the atmosphere is quite sensitive to temperature changes (Wefer et al., 1999). Lower temperatures result in extensive fractionation, and cold surface waters tend to have high $\delta^{13}\text{C}$ values. Simulations for the Late Permian annual mean sea surface temperatures performed by Kiehl and Shields (2005) reveal paleotemperatures ranging between 16 °C and 24 °C for the Paraná Basin paleolatitudes. Therefore, the negative $\delta^{13}\text{C}$ values of the concretions can also be related to a freshwater body with warm waters. Another possible interpretation for the negative $\delta^{13}\text{C}$ values is the depletion of ^{13}C at the water–sediment interface due to water recirculation and mixing driven by well-recorded storm events in the Serrinha Member (Lavina, 1991; Rohn, 1994; Warren

et al., 2008). Diagenetic processes, such as recrystallization during burial and a later influx of meteoric waters, may also have slightly affected the carbon isotopic signatures and resulted in more negative $\delta^{13}\text{C}$ values. However, the plot of $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ of all isotopic data (Fig. 9) does not reveal a clear covariance between the data, indicating that the original values are preserved and that the diagenetic alteration hypothesis can be refuted.

Research concerning the sedimentology and stable isotopes of distinct concretion-bearing Permian units of the southwestern Gondwana basins is an excellent opportunity to increase our knowledge about the early diagenetic fluid history of such basins. In the same way, studying early diagenetic concretions is important and has helped expand our understanding of the paleobiological and paleoenvironmental reconstructions of the Paraná Basin and its chrono-correlated units across southwestern Gondwana (see Bondioli et al., 2015).

6. Conclusions

Carbonate concretions and subsequent carbonate–sulfate fracture fillings were preserved in mudstones and very fine-grained sandstones of the Late Permian Serrinha Member, Rio do Rasto Formation, Paraná Basin. The mineralogical, geochemical and textural evidence combined with stable carbon and oxygen isotope analyses of such concretions provide additional insights into their origin and the Serrinha Member depositional setting.

The non-deformed internal structure during the early growth, the decreasing proportion of carbonate cement relative to detrital grains toward the concretion edges, the well-preserved cardhouse fabric and the core-to-rim isotopic variations support an early diagenetic origin for these structures. Micrite–microspar cementation occurred at an earlier stage, prior to significant compaction; septarian fracturing occurred during rapid burial and localized overpressuring, as indicated by the presence of neo-formed barite crystals. The early authigenic carbonate-cemented matrix may have helped maintain a closed system in carbonate concretions that prevented further chemical reactions with pore waters from the host sediments. The depleted oxygen isotope composition of the calcite cement and fracture fillings certainly is strong evidence of a freshwater origin for these concretions, indicating an early diagenesis with important effects from meteoric and freshwater pore fluids. According to paleogeographic reconstructions, sedimentological data and the isotopic data presented here, we are able to argue that the Paraná Basin likely had limited or no connections to the Panthalassa Ocean during the deposition of the Serrinha Member and that this basin was covered by a large and shallow freshwater body that was probably interconnected and extended to the chrono-correlated Falklands/Malvinas Islands and the Karoo Basin. The negative $\delta^{13}\text{C}$ values indicate low rates of primary productivity in the Serrinha Member epicontinental, warm, freshwater body.

Table 2

Lithologies and depositional environments from Late Permian units of the major Paleozoic basins in southern South America.

Basin	Unit	Lithologies	Depositional environment	References
Karoo Basin	Fort Brown Fm.	Mudstone, sandstone and siltstone	Prodelta	Johnson (1976)
Malvinas/Falkland Islands	Brenton Loch Fm.	Rhythmic sandstones, siltstones and mudstones	Non-marine, lacustrine, episodic deposition of prodeltaic hyperpycnal flow	Simões et al. (2012)
Claromecó Basin	Tunas Fm.	Sandstones, mudstones and tuffs	Shallow marine at the base to fluvial at the top	Harrington (1980)
Paraná Basin	Rio do Rasto Fm.	Mudstones and fine-grained sandstones	Shallow lakes, sometimes influenced by storm waves or by fluvial incursions	Rohn (1994), Holz et al. (2010), Warren et al. (2008)
Paganzo Basin	Talampaya Fm. (base)	Conglomerates, breccias and sandstones	Alluvial fans and braided rivers	Limarino et al. (2013)
	Talampaya Fm. (middle)	Sandstones	Braided ephemeral fluvial systems and alternating eolian–fluvial	Limarino et al. (2013)
	Talampaya Fm. (top)	Mudstones, evaporites and sandstones	Playa-lake and eolian	Limarino et al. (2013)
Titicaca Basin	Chutani Fm.	Silty dolostone, mudstone, marl, fine-grained sandstone and volcanoclastic sandstone	Semi-arid tidal flat with mixed carbonatic and siliciclastic deposition	Vieira et al. (2004)

Table 3

Chemical compositions of matrix cements and septarian fractures.

	C wt. %	O wt. %	Na wt. %	Mg wt. %	Al wt. %	Si wt. %	P wt. %	S wt. %	K wt. %	Ca wt. %	Ti wt. %	Mn wt. %	Fe wt. %	Ba wt. %	Total wt. %	Mg atomic %	Ca atomic %	Mg/Ca molar
<i>Matrix</i>																		
PC01-01	–	62.35	–	3.30	2.51	13.20	–	0.27	0.68	11.10	0.20	0.37	3.23	–	97.21	2.68	5.48	0.49
PC01-05	13.06	51.34	–	7.07	0.28	1.21	–	0.07	–	21.53	–	3.67	1.49	0.28	100.00	5.51	10.18	0.54
PC01-06	18.61	47.01	0.83	3.00	3.72	12.09	0.25	0.06	–	8.28	–	0.28	3.57	0.39	98.09	2.22	3.72	0.60
PC01-07	16.61	49.07	0.18	1.62	8.51	13.06	0.47	0.07	2.61	4.87	–	0.21	2.21	0.50	99.99	1.20	2.19	0.55
PC01-13	16.68	48.32	0.19	1.66	4.13	17.30	0.26	0.06	4.82	4.77	–	–	1.30	0.33	99.82	1.23	2.15	0.57
PC01-14	14.25	52.16	–	6.18	0.26	1.52	–	0.08	–	19.86	–	3.71	1.54	0.44	100.00	4.74	9.24	0.51
PC01-17	12.65	53.33	–	1.81	0.83	18.95	0.20	0.07	0.27	4.62	0.25	0.22	6.59	0.20	99.99	1.37	2.13	0.64
PC01-18	9.82	42.92	–	2.39	1.21	6.68	0.23	0.10	0.34	6.51	0.65	0.36	28.44	0.36	100.01	2.14	3.53	0.61
PC01-19	16.63	40.02	–	2.64	1.69	6.92	0.29	0.21	0.41	6.68	0.37	0.37	23.18	0.46	99.87	2.20	3.38	0.65
<i>Septarias</i>																		
PC01-08	27.23	48.32	0.19	2.06	6.75	8.48	0.07	0.05	0.15	5.49	–	0.26	0.79	0.15	99.99	1.39	2.25	0.62
PC01-09	17.73	48.48	–	1.44	0.54	26.17	0.17	0.04	0.16	4.09	–	0.24	0.81	0.13	100.00	1.05	1.80	0.58
PC01-10	17.64	51.81	–	1.65	0.32	22.55	0.10	0.08	0.06	4.73	–	0.27	0.78	–	99.99	1.18	2.06	0.57
PC01-11	19.47	51.16	0.13	1.48	0.35	21.66	0.10	0.07	0.07	4.08	–	0.27	0.98	0.19	100.01	1.05	1.76	0.60
PC01-15	17.80	47.93	–	6.18	0.49	2.65	0.05	0.35	0.11	17.87	–	3.17	1.68	1.71	99.99	4.70	8.25	0.57
PC01-16	20.07	49.83	–	6.71	0.53	2.66	0.06	0.07	0.10	17.36	–	1.16	1.12	0.30	99.97	4.88	7.65	0.64

Acknowledgments

The authors wish to thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Brazil), process 142202/2013–4, for financial support and the University of São Paulo for institutional support. L.A. thanks Eduardo Guadagnin and Henrique Frasson for their help during the fieldwork, and R.M. thanks CNPq for the scholarship (Proc. 300423/82–9). The authors greatly acknowledge the thorough comments and suggestions made up by the reviewer John S. Compton and the editor Brian Jones, which contributed substantially to improve the original versions of the manuscript.

References

- Abdel-Wahab, A., McBride, E.F., 2001. Origin of giant calcite-cemented concretions, Temple Member, Qasr El Sagha Formation (Eocene), Faiyum Depression, Egypt. *Journal of Sedimentary Research* 71, 70–81.
- Araújo, L.M., Triguís, J.A., Cerqueira, J.R., Freitas, L.C.S., 2000. The atypical Permian petroleum system of the Paraná Basin, Brazil. In: Melo, M.R., Katz, B.J. (Eds.), *Petroleum Systems of South Atlantic Margin*. AAPG Memoir 73, pp. 377–402.
- Armstrong, H.A., Brasier, M.D., 2005. Microfossil, stable isotopes and ocean–atmosphere history. *Microfossils*, 2nd ed. 4. Blackwell Publishing, Malden, USA, pp. 25–34.
- Astin, T.R., 1986. Septarian crack formation in carbonate concretions from shales and mudstones. *Clay Minerals* 21, 617–631.
- Bayon, G., Pierre, C., Etoubleau, J., Voisset, M., Cauquil, E., Marsset, T., Sultan, N., Le Drezen, E., Fouquet, Y., 2007. Sr/Ca and Mg/Ca ratios in Niger Delta sediments: Implications for authigenic carbonate genesis in cold seep environments. *Mar. Geol.* 241, 93–109.
- Benton, M.J., Newell, A.J., 2013. Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. *Gondwana Research* 25, 1308–1337.
- Bondiolli, J.G., Matos, S.A., Warren, L.V., Assine, M.L., Riccomini, C., Simões, M.G., 2015. The interplay between event and background sedimentation and the origin of fossil-rich carbonate concretions: a case study in Permian rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Lethaia* 45, 1–18.
- Bréhéret, J.G., Brumsack, H.-J., 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology* 130, 205–228.
- Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Tognoli, F.M.W., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2014. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircons crystals. *Journal of South American Earth Sciences* 56, 256–277.
- Compton, J.S., 1988. Degree of supersaturation and precipitation of organogenic dolomite. *Geology* 16, 318–321.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L., Love, L.G., 1986. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 2321–2334.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L., 1986. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. In: Gautier, D.L. (Ed.), *Roles of Organic Matter in Sedimentary Diagenesis*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub. 38, pp. 23–33.
- Dale, A., John, C.M., Mozley, P.S., Smalley, P.C., Mugeridge, A.H., 2014. Time-capsule concretions: unlocking burial diagenetic processes in the Mancos Shale using carbonate clumped isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 394, 30–37.
- Dong, J., Zhang, S., Jiang, G., Li, H., Gaob, R., 2013. Greigite from carbonate concretions of the Ediacaran Doushantuo Formation in South China and its environmental implications. *Precambrian Research* 225, 77–85.
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Daupin, P., Hammond, B., Maynard, V., 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: sub-oxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 1075–1090.
- Gama Jr., E., 1979. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati), um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências* 9 (1), 1–16.
- Gordon Jr., M., 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas preliminares e estudos*, DNP, DGM v. 38 20p.
- Gohrbandt, K.H.A., 1992. Paleozoic paleogeographic and depositional developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana: their importance to hydrocarbon accumulation. *Journal of South American Earth Sciences* 6, 268–287.
- Goldberg, T., Mazumdar, A., Strauss, H., Shields, G., 2006. Insights from stable S and O isotopes into biogeochemical processes and genesis of Lower Cambrian barite–pyrite concretions of South China. *Organic Geochemistry* 37, 1278–1288.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Menegat, R., Basei, M.A.S., 2005. New radiometric data from ash fall rocks in Candiota coal-bearing strata and the palynostratigraphic framework in southern Paraná Basin (Brazil). In: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (Eds.), *Abstracts. Gondwana vol. 12*, p. 89 (Mendoza, Argentina).
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Menegat, R., Mendonça Filho, J.G., 2008a. U–Pb dating of tonstein layers from a coal succession of southern Paraná Basin (Brazil): a new geological approach. *Gondwana Research* 14, 474–482.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Formoso, M.L.L., Basei, M.A.S., Barbosa, E.G., Simas, M.W., 2008b. Geochronological data from Faxinal coal succession in southern Brazil. Preliminary approach combining geochronological U/Pb age and palynostratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 246–256.
- Harrington, H.J., 1980. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina vol. 2. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 967–983.
- Hoareau, G., Odonne, F., Debroas, E.-J., Maillard, A., Monnin, C., Callot, P., 2009. Dolomitic concretions in the Eocene Sobrarbe delta (Spanish Pyrenees): fluid circulation above a submarine slide scar infilling. *Marine and Petroleum Geology* 26, 724–737.
- Hoefs, J., 2004. *Stable Isotope in Geochemistry*. 5th ed. Springer-Verlag, Germany (244 pp.).
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R., 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 381–399.
- Hudson, J.D., Coleman, M.L., Barreiro, B.A., Hollingworth, N.T.J., 2001. Septarian concretions from the Oxford Clay (Jurassic, England, UK): involvement of original marine and multiple external pore fluids. *Sedimentology* 48, 507–531.
- Irwin, H., Curtis, C.D., Coleman, M., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic rich sediments. *Nature* 269, 209–213.
- Johnson, M.R., 1976. *Stratigraphy and Sedimentology of the Cape and Karoo Sequences in the Eastern Cape Province* (PhD Thesis), Rhodes University, South Africa (366 pp.).
- Kiehl, J.T., Shields, C.A., 2005. Climate simulation of the latest Permian: implications for mass extinction. *Geology* 33, 757–760.
- Lavina, E.L., 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano–Citiano) da Bacia do Paraná (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (332 pp.).
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L., 2013. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research* 25, 1396–1421.
- Lowenstein, T.K., Timofeeff, M.N., Brennan, S.T., Hardie, L.A., Demicco, R.V., Lowenstein, T.K., Timofeeff, M.N., Brennan, S.T., Hardie, L.A., Demicco, R.V., 2001. Oscillations in Phanerozoic seawater chemistry: Evidence from fluid inclusions. *Science* v. 294, 1086–1088. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1064280>.
- Magaritz, M., Goldenberg, L., Kafri, U., Arad, A., 1980. Dolomite formation in the seawater–freshwater interface. *Nature (London)* 287, 622–624.

- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Collins, L.B., Muhling, J.R., 2010. Petrography and geochemical signatures in crack filling calcite sequences in septarian concretions, Sanganeh Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Journal of Applied Sciences* 1–9.
- Matos, S.L.F., Yamamoto, J.K., Riccomini, C., Hachiro, J., Tassinari, C.C.G., 2001. Absolute dating of Permian ash-fall in the Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research* 4, 421–426.
- McBride, E.F., Milliken, K.L., Cavazza, W., Cibin Fontana, D., Picard, M.D., Zuffa, G.G., 1995. Heterogeneous distribution of calcite cement at the outcrop scale in Tertiary sandstones, northern Apennines Italy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79, 1044–1063.
- McBride, E.F., Picard, M.D., Milliken, K., 2003. Calcite-cemented concretions in Cretaceous sandstones Wyoming and Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Petrology* 73, 462–483.
- Milani, E.J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica da Gondwana sul-ocidental. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Doctoral Thesis, 255 pp.).
- Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 473–484.
- Milani, E.J., Zalán, P.Y., 1999. An outline of the geology and the petroleum system of the Paleozoic interior basin of South America. *Episodes* 22 (3), 199–205.
- Morad, S., De Ros, L.F., Al-Aasm, I.S., 1996. Origin of low $d^{18}O$, pre-compactional ferroan carbonates in the marine Sto Formation (Middle Jurassic), offshore NW Norway. *Marine and Petroleum Geology* 13, 263–276.
- Mori, A.L.O., de Souza, P.A., Marques, J.C., da Cunha Lopes, R., 2012. A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: biostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. *Gondwana Research* 21, 654–669.
- Mozley, P.S., 1996. The internal structure of carbonate concretions in mudrocks: a critical evaluation of the conventional concentric model of concretion growth. *Sedimentary Geology* 103, 85–91.
- Mozley, P.S., Burns, S.J., 1993. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 73–83.
- Mozley, P.S., Davis, J.M., 2005. Internal structure and mode of growth of elongate calcite concretions: evidence for small-scale, microbially induced, chemical heterogeneity in ground water. *Geological Society of America Bulletin* 117 (11), 1400.
- Pirrie, D., Marshall, J.D., 1991. Field relationships and stable isotope geochemistry of concretions from James Ross Island, Antarctica. *Sedimentary Geology* 71, 137–150.
- Pratt, B.R., 2001. Septarian concretions: internal cracking caused by syndimentary earthquakes. *Sedimentology* 48, 189–213.
- Rabassa, J., 2006. Unusual morphology of calcareous concretions in glaciolacustrine sediments, late Pleistocene, Lago Ghio, Patagonia, Argentina – a short note. *Quaternary International* 147, 113–115.
- Raiswell, R., Bottrell, S.H., Dean, S.P., Marshall, J.D., Carr, A., Hatfield, D., 2002. Isotopic constraints on growth conditions of multiphase calcite–pyrite–barite concretions in Carboniferous mudstones. *Sedimentology* 49, 237–254.
- Raiswell, R., 1971. The growth of Cambrian and Liassic concretions. *Sedimentology* 17, 147–171.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino (Bariolche). *Actas vol. 2*, pp. 311–325.
- Ramos, V.A., 1986. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. *Transactions Geological Society of South Africa* 87 (2), 169–179.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: a paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26, 235–251.
- Retallack, G.J., 1995. Permian–Triassic life crisis on land. *Science* 267, 77–80.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Santos, P.R., 2006. SHRIMP U–Pb Zircon geochronological calibration of the Late Paleozoic Supersequence, Paraná Basin, Brazil. In: Milani, E.J., Pereira, E., Castro, J., Della Fávera, J.C., Almeida, L.F.B., Bergamaschi, S. (Eds.), 5° South American Symposium on Isotopic Geology (Punta del Este), Uruguay, Short Papers, pp. 298–301.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, A.C., Nutman, M.A.S., Santos, P.R., 2007. Shrimp U–Pb zircon ages of the late Paleozoic sedimentary sequence, Paraná Basin, Brazil. *Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná. Armação de Búzios. Boletim de Resumos vol. 4. Sociedade Brasileira de Paleontologia*, p. 33.
- Rodrigues, G.B., Fauth, G., 2013. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terra Didática* 9, 34–49.
- Rohn, R., 1994. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar. Universidade de São Paulo (Doctoral Thesis, 386 pp.).
- Roscher, M., Stordal, F., Svensen, H., 2011. The effect of global warming and global cooling on the distribution of the latest Permian climate zones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 309, 186–200.
- Santos, R.V., Souza, P.A., de Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., de Oliveira, C.G., de Araújo, L.M., 2006. Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research* 9, 456–463.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII, 1974, Porto Alegre. *Anais, Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre vol. 1*, pp. 41–66.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E., 1984. Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM-MME, 501p.
- Seilacher, A., 2001. Concretion morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways. *Sedimentary Geology* 143, 41–57.
- Selles-Martinez, J., 1996. Concretions morphology, classification and genesis. *Earth Sciences Review* 41, 177–210.
- Simões, M.G., Quaglio, F., Warren, L.V., Anelli, L.E., Stone, P., Riccomini, C., Grohmann, C.H., Chamani, M.A.C., 2012. Permian non-marine bivalves of the Falkland Islands and their paleoenvironmental significance. *Alcheringa* 37, 1–13.
- Vieira, C., Iannuzzi, R., Guerra-Sommer, M., Díaz-Martínez, E., Grader, G., 2004. Permian plants from the Chutani Formation (Titicaca Group, Northern Altiplano of Bolivia): I. genera Pecopteris and Asterotheca. *An Acad Bras Cienc* 76, 117–128.
- Vevers, J.J., Powell, C.A., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive–regressive depositional sequences in Euroamerica. *Geological Society of America Bulletin* 98, 475–487.
- Visser, J.N.J., 1995. Post-glacial Permian stratigraphy and geography of southern and central Africa: boundary conditions for climatic modelling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118, 213–243.
- Vochten, R.F.C., Geys, J.F., 1974. Pyrite and calcite in septarian concretions from the Rupelian clay (Oligocene) at Rumst (Antwerpen, Belgium) and their geochemical composition. *Chemical Geology* 14, 123–134.
- Wanas, H.A., 2008. Calcite-cemented concretions in shallow marine and fluvial sandstones of the Birket Qarun Formation (Late Eocene), El-Faiyum depression, Egypt: field, petrographic and geochemical studies: implications for formation conditions. *Sedimentary Geology* 212, 40–48.
- Warren, L.V., Almeida, R.P., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L.F., Steiner, S.S., Chamani, M.A.C., 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 213–227.
- Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J., Fischer, G., 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples From the South Atlantic*. Springer, pp. 1–68.
- Wilkinson, M., 1993. Concretions of the Valtos Sandstone Formation of Skye: geochemical and palaeo-hydrology. *Journal of the Geological Society of London* 150, 57–66.
- Woo, K.S., Kim, B.K., 2006. Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: types of concretions and formation conditions. *Sedimentary Geology* 183, 15–30.
- Yemane, K., 1993. Contribution of Late Permian palaeogeography in maintaining a temperate climate in Gondwana. *Nature* 361, 51–54.
- Yemane, K., Kelts, K., 1996. Isotopic geochemistry of Upper Permian early diagenetic calcite concretions. Implications for Late Permian waters and surface temperatures in continental Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology* 125, 51–73.
- Ziegler, A.M., Hulver, M.L., Rowley, D.B., 1997. Permian world topography and climate. In: Martini, I.P. (Ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous–Permian and Proterozoic*. Oxford University Press, Oxford, pp. 111–146.

Apêndice B

From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis

(Artigo publicado no periódico *Journal of South American Earth Sciences*, v. 70, p. 368-382, 2016)

From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis

Luciano Alessandretti ^{a,*}, Rômulo Machado ^a, Lucas Veríssimo Warren ^b,
Mario Luis Assine ^b, Cristiano Lana ^c

^a Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, São Paulo, SP CEP 05508-080, Brazil

^b Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista, Avenida 24-A, Bela Vista, Rio Claro, SP CEP 13506-900, Brazil

^c Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, MG CEP 35400-000, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 November 2015

Received in revised form

5 June 2016

Accepted 11 June 2016

Available online 16 June 2016

Keywords:

Detrital zircons

U–Pb–Hf isotopes

Paleocurrents

Rio do Rasto Formation

Paraná Basin

SW Gondwana

ABSTRACT

The Late Permian sedimentary succession of the Paraná Basin, southern Brazil, provide a valuable source of information about sediment provenance, tectonic processes and, consequently, the paleogeography of the southwestern Gondwana supercontinent. In order to understand the patterns of sedimentary dispersal and reconstruct the Late Permian source-to-sink dynamic, we report a complete series of U–Pb ages and Hf isotopic compositions of detrital zircons from the Rio do Rasto Formation sandstones allied with detailed paleocurrent and sedimentologic data. Our integrated provenance study reveals a consistent sediment transport from the south to the north and northwest. According to the evaluation of zircon ages and Hf isotopes, it was possible to determine four distinct source areas: (i) a distant Late Paleozoic active magmatic arc located in the southwestern Gondwana margin (i.e. Gondwanides Orogen), corresponding to the North Patagonian Massif; (ii) recycling of orthoquartzites from the uplifted Paleozoic Ventania Fold Belt and immature sandstones from the Claromecó Foreland Basin in central-eastern Argentina and the Silurian–Devonian successions of the southern Paraná Basin (central-northern Uruguay) and North Patagonian Massif; (iii) exhumed areas of the Archean–Paleoproterozoic basement and Neoproterozoic to Early Paleozoic mobile belts of the Damara in southwestern Africa and Ribeira Fold Belt in Uruguay and southern Brazil; and (iv) southeastward provenance of Grenvillian (1.2–1.0 Ga) zircons coming from the mafic to intermediate Mesoproterozoic igneous units of the Namaqua–Natal Belt in South Africa and Namibia. These data allow us to argue that sediments deposited in the Paraná Basin during the Late Permian come from both short- and long-distance source areas. In this context, an important population of Permian detrital zircons comes from the Gondwanides Orogen in the south, probably carried by transcontinental alluvial systems. Close to the source area, antecedent river channels would have eroded older sedimentary rocks of the Ventania Fold Belt, Claromecó and Chaco–Paraná basins and North Patagonian Massif, crosscutting a peripheral bulge and flowing towards the alluvial plain of the intraplate setting to areas further north. Concomitantly, these sediments are reworked by strong winds that even helped carrying the grains to the Paraná Basin depositional site.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The U–Pb ages and Hf isotopic compositions of detrital zircons obtained in clastic sedimentary rocks identifies the isotopic

characteristics of source areas, providing powerful information on paleogeography and sediment-dispersal patterns (Dickinson et al., 1983; Ross et al., 1992; Gehrels et al., 2000; Lindsay, 2002; Cawood et al., 2003; Sears et al., 2004; DeCelles et al., 2007). Although there exists a significant number of isotopic investigations on volcanic zircons from Late Paleozoic tuffaceous beds in the Paraná Basin (Matos et al., 2001; Guerra-Sommer et al., 2005, 2008a, 2008b; Santos et al., 2006; Rocha-Campos et al., 2006,

* Corresponding author.

E-mail address: luciano.geors@gmail.com (L. Alessandretti).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.007>

0895-9811/© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

2007; Mori et al., 2012; Cagliari et al., 2014), little progress was made on the provenance of the sedimentary terrigenous deposits. Historically, the ages of the Permian strata in the Paraná Basin have been determined based on paleontological data obtained especially from palynomorphs assemblages (Daemon and Quadros, 1970; Souza and Marques-Toigo, 2005; Souza, 2006) and tetrapods (Dias da Silva, 2011). Due to the faunal endemism (Simões et al., 1998, 2015) and the lack of worldwide-distributed index fossils, such as ammonoids or conodonts, the age of the Permian strata of the Paraná Basin is poorly constrained. This fact makes this geotectonic unit an especially interesting target for the application of U-Pb geochronology coupled with Lu-Hf method. The abundance of fine-grained deposits can provide ancient detrital zircons that contain valuable information about the source areas and exhumation processes, erosion and transport of sediments and evidences about the tectonic processes that took place in the marginal portions of Gondwana during the Permian times. In this way, as observed by Ramos et al. (2013), geochronologic and provenance studies can provide evidence for the accretion of the Patagonian terrane along the southwestern Gondwana, an issue that has generated intense debate in the last decades (Ramos, 1984, 2008; Kay et al., 1989; Sellés-Martínez, 1989; Cobbold et al., 1991; Kostadinoff and Labudía, 1991; López-Gamundí and Rossello, 1998; Von Gosen, 2003; Chernicoff and Zapettini, 2004; Kostadinoff et al., 2005; Pankhurst et al., 2006; Ramos and Naipauer, 2012; Ramos et al., 2013; Rapalini et al., 2013; Pángaro et al., 2015; among others).

Current studies suggests that the collision of the Patagonian terrane against the southwestern Gondwana margin during the Lower Permian (allochthonous hypothesis of Ramos, 1984, 2008; Naipauer et al., 2010; Ramos et al., 2013) was responsible for the deformation and metamorphism of the Ventania Fold Belt (VFB) (Varela et al., 1986; Buggisch, 1987; López-Gamundí et al., 1995). According to Ramos (1984) hypothesis, Patagonia was an exotic terrane separated from Gondwana by a marine basin before the Carboniferous. Prior to the collision between Patagonia and South America (SW of the Gondwana supercontinent), a north-south subduction would have been responsible for the closure of this oceanic basin. During the subduction stage in the Permo-Triassic, a widespread arc-related magmatism took place in the North Patagonia Massif, while the Patagonia docking produced intense folding and thrusting in the VFB (Ramos, 1984, 2008). Notwithstanding, no outcrops of basic and ultramafic rocks of oceanic crust (ophiolites) have been found; and gravimetric and magnetic anomalies nearby the supposed regional boundary are inconsistent with a belt of high-density rocks (Kostadinoff and Labudía, 1991; Kostadinoff et al., 2005). Rapalini (1998), based on paleomagnetic data from the Sierra Grande Formation of the North Patagonian Massif, suggested that the Patagonian terrane has not subjected to latitudinal displacements since Devonian times. Some authors also propose that the VFB is an intracratonic basin inverted by contraction and strike-slip tectonics related to oblique subduction (Cobbold et al., 1991; López-Gamundí et al., 1994, 1995; Rossello et al., 1997; Gregori et al., 2008). Additionally, Rapalini and Vizán (1993) and Rossello et al. (1993) have interpreted the deformation in the VFB as a result of the intraplate compression. Furthermore, other hypothesis based on paleogeographic and paleoclimatic reconstructions refute Patagonia as an allochthonous terrane (López Gamundí and Rossello, 1998).

Considering any hypothesis cited above, the formation of the Gondwanides Orogen in southern Gondwana in the Upper Permian, promoted closure of the intracratonic basin located to the north, isolating the Paraná Basin Eperiric Sea from the Panthalassa Ocean (Milani, 2007). The formation of a mountain range with altitudes between 1000 and 2000 m (Ziegler et al., 1997) reordered the

whole arrangement of drainages and catchment areas and changed the sedimentary dispersion pattern (Ramos et al., 2013). These paleogeographical modifications resulted in changes in the stratigraphic architecture recorded in the succession of the Rio do Rasto Formation (Warren et al., 2008; Alessandretti et al., 2015).

Here we investigate sediment provenance, dispersion and final deposition (source-to-sink) of upper Permian sequences of the Paraná Basin based on new U-Pb ages ($n = 426$) and Hf isotopic compositions ($n = 194$) of detrital zircons and extensive paleocurrents measurements ($n = 130$). We focus our observations on fluvio-deltaic deposits of the Rio do Rasto Formation that are distributed along a 700 km exposure range in the eastern border of the Paraná Basin (Fig. 1). The samples were collected in the Rio do Rasto Hill and the Lages Dome, a positive anticlinal structure near the homonymous city in Santa Catarina State, southern Brazil. This approach revealed an unexpected pattern of sedimentary dispersion with important implications for the southwestern Gondwana paleogeography at the end of the Paleozoic.

2. Geological setting

The sedimentary succession of the Rio do Rasto Formation comprises the upper portion of a transgressive-regressive cycle developed on the Upper Permian-Early Triassic of the Paraná Basin, southern of South America (Schneider et al., 1974; Lavina, 1991; Warren et al., 2008; Milani, 2007). This unit is about 180–250 m thick and is exposed along a narrow strip in the eastern border of the basin (Fig. 1). The Rio do Rasto Formation stratigraphically corresponds to the upper portion of the Passa Dois Group and is delimited at the base and the top by transitional contacts with the Teresina and Pirambóia formations, respectively (Lavina, 1991; Warren et al., 2008; Holz et al., 2010). Gordon (1947) formally subdivided the unit into the Serrinha (lower) and Morro Pelado (upper) members composed of an alternating succession of gray-to-red sandstones, siltstones and mudstones. The progradational architecture of the succession is attested by the tendency of increase in frequency and size of the sandstones bodies to the top. The sediments of the basal Serrinha Member are characterized by fine sandstone facies with swaley/hummocky stratifications interbedded with heterolithic and laminated pelitic gray-colored facies. This arrangement suggests an alternation of day-by-day sedimentation by suspension with episodic deposition by storms in offshore conditions (Rohn, 1994; Warren et al., 2008). The fossil concentrations (bone beds and rarely coquinas) are mainly composed of teeth, bivalve fragments, scales and fish coprolites and present taphonomic similarities with the storm-generated deposits (Rohn, 1994; Simões et al., 2015). Lenticular and sigmoidal meter-size layers of fine sandstones occasionally occur interbedded with this succession and are interpreted as distal deltaic mouth bars deposits (Lavina, 1991; Warren et al., 2008). A notable change of gray pelitic facies to red and purple colored mudstones occur at the intermediate portion of the Rio do Rasto succession. This variation is accompanied by the appearance of deltaic architectural elements, such as mouth bars, inter-distributary channels and crevasse splay lobes (Warren et al., 2008; Schemiko et al., 2014) pointing to a deposition in different physiographic positions inside a shallow water body. This interpretation is reinforced by the alternation of nearshore and offshore deltaic architectural elements and can be associated with the auto-cyclicity dynamic characteristic of the deltaic depositional environment (Fig. 2); (Warren et al., 2008; Alessandretti et al., 2015). In the Morro Pelado Member, the massive presence of eolian facies is a definitive evidence of the continentalization and the possible transition to the Pirambóia desert system (Lavina, 1991; Rohn, 1994; Warren et al., 2008). Paleocurrent measures previously obtained in fluvial and eolian

Fig. 1. Location map of the Rio do Rasto Formation within the eastern border of the Paraná Basin showing the sampling and paleocurrent stations.

facies of the Morro Pelado Member indicate a sedimentary transport from the southeast to northwest and from the east to west, respectively (Warren et al. (2008)). Sedimentary facies and depositional interpretations of the Rio do Rasto Formation are reported in Table 1.

3. Material and methods

We collected four samples of fine-grained sandstone from the Rio do Rasto Formation at the southeastern flank of the Paraná Basin, near the Lages and Lauro Müller municipalities, Santa Catarina State. The sampling campaign proceeded a systematic reconnaissance of the different Rio do Rasto Formation facies that involved: (1) documentation of vertical and horizontal facies patterns of the Rio do Rasto Formation, (2) analysis of stratigraphic sections, and (3) stratigraphic profiles (1:20-scale) across the Rio do Rasto (present study), Rio do Sul and Espigão hills. At Lages and surroundings, stratigraphic sections were measured, coupled with detailed facies description following Walker's method (1992), acquisition of paleocurrents data according to the Miall's protocol (1999) and interpretations of architectural elements based on Miall (1985, 1996).

The samples from the Serrinha (PLA-09 and PLA-18) and from the Morro Pelado (PLA-01 and PLA-19) members were processed by standard methods for zircon grain separation including heavy liquids, Wilfley table, Frantz isodynamic magnetic separator and manual selection. Zircons grains were handpicked under a

binocular stereo microscope, arranged on double-sided tape, and cast in epoxy mounts. After this first preparation stage, the zircon grains sections were observed with a FEI-QUANTA 250 scanning electron microscope equipped with secondary electron and cathodoluminescence (CL) detectors at the Centro de Pesquisas Geocronológicas (CP-Geo) of the Instituto de Geociências (IGc), Universidade de São Paulo (USP), Brazil. The conditions used in CL analysis were as follows: 20 kV of accelerating voltage, 4 μ m of beam diameter and 200 μ s of acquisition time.

The Pb/U and Pb isotope ratios in zircon grains were measured in Element II LA-SF-ICP-MS coupled to a 213 CETAC laser at the Laboratório de Isótopos at Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP, Brazil), following the analytical procedures presented in Farina et al. (2015) and Takenaka et al. (2015). The analyses were conducted using a laser energy density of ca. 8 J/cm² at a repetition rate of 10 Hz, and a 20 μ m spot diameter. In the U-Pb Laboratory at UFOP, the primary reference material employed was the GJ-1 zircon (608 $\pm$ 0.4 Ma; Jackson et al., 2004) and for quality control, as a secondary standard, the Plešovice zircon (337.1 $\pm$ 0.4 Ma; Sláma et al., 2008). The background data were acquired for 20 s followed by 40 s of laser ablation signal. The relevant isotope ratios ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, where ^{235}U is calculated from ^{238}U counts by abundant natural reason $^{235}\text{U} = ^{238}\text{U}/137.88$) were processed using the Glitter software package and plotting and age calculations were done using the Java-based DensityPlotter program (<http://densityplotter.london-geochron.com>) (Vermeesh, 2012). All U-Pb data were

Fig. 2. Columnar section of wave influenced shoreface deposits of Serrinha Member and deltaic/alluvial deposits of Morro Pelado Member, Rio do Rasto Formation, Serra do Espigão, Santa Catarina State, Brazil. Note the position of the samples collected for detrital zircon analysis.

Table 1
Sedimentary facies and depositional interpretations.

Code	Facies	Description	Depositional process
M	Siliciclastic massive and laminated mudstones	Centimeter to decimeter thick tabular beds of gray, green, yellow and red shales, mudstones and massive or laminated siltstones. Occasionally with <i>Diplocraterion</i> vertical tubes.	Deposition by decantation under oxygenated and calm water without action of bottom currents.
H	Heterolithic bedding	Decimetric tabular thick beds of heterolithic facies characterized by intercalation between quartz very fine sandstone and red to pink siltstone. The sandstone usually presents wave ripples and the pelitic facies is massive.	Facies deposited by alternation of traction currents and decantation
Sm	Massive sandstones	Centimeter to meter thick scale tabular and lenticular beds of very fine to fine massive sandstones. Punctual presence of pelite intraclasts.	The massive structures is related to the lack of granulometry contrast and occasional bioturbation
Sp	Sandstones with planar lamination	Centimeter to meter thick tabular beds of very fine to fine sandstones with planar lamination	Deposition by traction currents (lower flow regime) in horizontal bottom
Sr	Sandstones with climbing ripples	Centimeter to meter tabular thick beds of very fine sandstones with subcritical symmetric to asymmetric climbing ripples. Occasional presence of complex and chevron accretion suggesting deposition by wave orbitals.	Migration of ripples under unidirectional and oscillatory lower-flow regime
Sh	Sandstones with hummocky cross stratification	Fine to very fine sandstones with hummocky cross stratification disposed in centimeter to decimeter thick tabular beds. The concave-convex stratification has centimeter in amplitude and wavelength.	Interaction between storm wave orbitals and unidirectional rip currents in distal conditions.
Ss	Sandstones with swaley cross stratification	Centimeter to decimeter thick tabular beds of fine sandstones with swaley stratification.	Deposition by oscillatory flux and unidirectional rip currents in proximal conditions during storm events
Sl	Sandstones with low-angle cross stratification	Fine to very fine sandstones with low-angle ($<10^\circ$) cross stratification disposed in decimeter to meter-scale thick tabular beds	Deposition by traction currents in a low gradient bed
St	Sandstones with through cross stratification	Decimeter to meter thick, tabular and lenticular beds of very fine to medium sandstones with small to large through cross stratification. The largest stratifications present granular segregation (fine to medium size grains) in the foreset.	Migration of subaqueous sinuous (3D) crested dunes. The sandstones with large through cross stratification are interpreted as a product of migration of eolian dunes

filtered for 10% discordance. Paleozoic zircons are reported from $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages, whereas zircons older than Mesoproterozoic (1000 Ma) rely on $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ages. This procedure is appropriate because to the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages are usually more accurate for younger ages, whereas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ is more precise for older ages. We measured a total of 426 zircon and obtained representative ages for all grains.

Lu, Yb and Hf isotopic data were acquired on a Thermo-Finnigan Neptune multicollector ICP-MS coupled with a Photon-Machines 193 nm laser system at the Universidade Federal de Ouro Preto. The standards used during Hf analysis were GJ1 zircon, Temora zircon and Plešovice zircon. Laser energy of ca. 8 J/cm² with a repetition rate of 10 Hz, in which the ablation of zircon was made in static mode during 60 s of ablation with a laser spot of 40 μm was used for all analyses. Each analysis was driven on the same site dated by the U-Pb method. An Aridus nebulization system was used to introduce nitrogen (~ 0.080 l/min) into the Ar sample carrier gas to improve transport efficiency. The isotopes ^{172}Yb , ^{173}Yb and ^{175}Lu were simultaneously monitored during analysis to allow for correction of isobaric interference of Lu and Yb isotopes on mass 176. The ^{176}Yb and ^{176}Lu concentrations were calculated using a $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ of 0.796218 (Chu et al., 2002) and $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ of 0.02658 (Goethe University of Frankfurt am Main in-house value). The data were corrected for instrumental mass bias using an exponential law

and used the reference $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ value of 0.7325 (Patchett et al., 1981). The mass bias of Yb isotopes commonly differs slightly from that of the Hf isotopes with a typical offset of the $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ of ca. 1.04 to 1.06 when using the $^{172}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ value of 1.35274 from Chu et al. (2002). The mass bias behavior of Lu was assumed to follow that of Yb. Lu-Hf T_{DM} ages for zircon grains were calculated based on a depleted mantle source with $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of 0.0388 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.28325 (Griffin et al., 2000; updated by Andersen et al., 2009). Model ages of individual zircons from mafic and felsic sources were calculated assuming the following parental magma compositions: felsic, Lu/Hf = 0.010; mafic, Lu/Hf = 0.022. The $\epsilon\text{Hf}(t)$ values were calculated assuming chondritic values (CHUR) of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ = 0.0336 and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ = 0.282785 (Bouvier et al., 2008) and the decay constant of $\lambda^{176}\text{Lu}$ ($1.867 \times 10^{-11}/\text{yr}$) of Söderlund et al. (2004). The Hf isotopic measurements were performed for 194 zircon with acceptable concordance. The analytical results are given in the electronic Supplementary material.

4. Results

4.1. Paleocurrents

The paleocurrent data were acquired along the eastern border of

Fig. 3. Paleocurrents of the Morro Pelado Member of the Rio do Rasto Formation. North and northwesterly fluvial paleocurrents indicate sediment-source from south and southeast of the basin, while eolian paleocurrents point to contemporaneous winds reworking fluvial sediments and moving them towards west.

the Paraná Basin in the Rio Grande do Sul, Santa Catarina and Paraná States (Fig. 1). A total of 95 paleocurrent measurements were acquired in alluvial and deltaic facies of the Serrinha and Morro Pelado Members (Fig. 3). Eolian paleocurrents ($n = 35$) were obtained exclusively in the Santa Catarina and Paraná sections from the upper succession of the Morro Pelado Member (Fig. 3).

The alluvial and deltaic paleocurrents were obtained in sandstone facies from deltaic bars in the upper portion of Serrinha Member and in distributary channels of all succession of the Morro Pelado Member. Fluvial paleocurrents show consistent direction of sedimentary transport from the SSE to NNW, indicating that the fluvio-deltaic systems prograded from south-southeast toward north and northwest (Fig. 3). It is important to note that the data

presented by Schemiko et al. (2014) suggest fluvial progradation from W to E. This direction is consistent with the eolian paleocurrents measured in this work (Fig. 3) and probably represents local variations in the direction of fluvial/deltaic distributary channels. The fluvial paleocurrents, measured over 700 km along the outcrop area of the Rio do Rasto Formation, are consistent with the previously paleocurrents measured by Nowatzki et al. (2000) and Warren et al. (2008) and corroborates with the main depositional area of the Paraná Basin during the Upper Permian (Milani and Ramos, 1998; Artur and Soares, 2002). The fluvial sediment transport points to depositional dip towards northwest and sediment-source area in highlands located southeast of the depositional setting in Brazilian territory. In fact, paleogeography data

Fig. 4. U-Pb frequency plot ages from detrital zircons of the fine sandstones of the Rio do Rasto Formation.

from the Hesperides basin in Argentina reinforce the tendency of sedimentary transport from the northern Patagonia volcanic arc to the Paraná Basin (Pángaro et al., 2015).

4.2. U-Pb ages and Hf zircons compositions of the Rio do Rasto Formation

Fluvio-deltaic sandstones of the Rio do Rasto Formation were sampled in two sections in the Santa Catarina State (Fig. 1), and detrital zircons were analyzed in order to identify possible source-areas and provenance, and evaluate how far the sediments were transported before the sink in the Rio do Rasto depositional settings. The complete list of the U-Pb and Hf isotopic data obtained for detrital zircons are given in the Tables 1 and 2 in the electronic supplementary material. All samples show major input from Permian (ca. 261–290 Ma) sources. In addition peaks at ca. 303–339 Ma (Gondwanian), 462–475 Ma (Famatinian), 523–545 Ma (Pampean), 600–878 Ma (Brasiliano), 992–1222 Ma (Grenvillian), ca. 2018 Ma (Transamazonian) are present, albeit in variable proportions. The zircon age spectra for the fine-grained sandstones of the Morro Pelado member are remarkably similar to those of the Serrinha Member. Ages versus probability density diagrams for the four samples are presented in Fig. 4. The Hf isotopes have been analyzed in 96 detrital zircons from the Serrinha Member and 117 from the Morro Pelado Member, in order to trace potential source(s) and understand their nature. In the Morro Pelado Member, 70 zircons have been analyzed from sample PLA-01 and 47 from sample PLA-19 (Fig. 5). A total of 42 zircons were analyzed from sample PLA-09 and 54 from sample PLA-18 from the Serrinha Member.

4.2.1. Sample PLA-09 (Serrinha Member – Lages Dome)

The sample PLA-09 of the Serrinha Member is a greyish, well-sorted, very fine-grained, massive sandstone deposited in the wave influenced coastal system with deltaic influence (Fig. 1). In the Serrinha Member 42 zircons have been analyzed from sample PLA-09. The euhedral and subhedral zircons have grain sizes ranging from 60 to 300 μm , and are rounded to well-rounded grains. A dominant peak at ca. 273 Ma, with subordinate peaks at ca. 529, 552 and 604 Ma, characterizes this sample. Subordinate frequency peaks occur at ca. 339, 365, 405, 471, 765, 940 and 992 Ma with scattered Mesoproterozoic to Neoproterozoic grains is also observed.

The ϵHf_t vs. time diagram for the sample PLA-09 shows that the oldest group of zircons with ages between 1.63 and 2.43 Ga is characterized by mainly negative values between -7.7 and -0.8 and T_{DM} ages from 2.92 to 2.34 Ga. One Paleoproterozoic zircon has an ϵHf_t of $+1.6$ with T_{DM} age of 2.72 Ga. The group of zircon with ages around ca. 1.0 Ga is almost entirely characterized by positive ϵHf_t values ranging between $+1.6$ and $+8.3$ and T_{DM} ages from 3.77 to 1.42 Ga. Two Grenvillian-aged zircons yielded negative values of ϵHf_t of -17.9 and -3.9 and T_{DM} ages 3.77 and 2.46 Ga. The Ediacaran to Cryogenian zircons have variable characteristics, with a group of slightly positive ϵHf_t $+2.6$ and $+0.1$ and model ages between 1.34 and 1.25 Ga; a second group has negative ϵHf_t values between -7.2 and -2.3 and older T_{DM} ages between 2.47 and 2.25 Ga. The Paleozoic source can also be grouped in two clusters: a group of Permian zircons with negative ϵHf_t values (-4.4 and -0.9) and T_{DM} ages between 1.31 and 1.14 Ga; the other group, composed of Devonian, Carboniferous and Permian zircons, has positive ϵHf_t values ($+0.7$ and $+6.9$) and T_{DM} ages (1.64 and 1.09 Ga).

4.2.2. Sample PLA-18 (Serrinha Member – Rio do Rasto Hill)

The sample PLA-18 of the Serrinha Member is a grayish, very fine-to-fine-grained, well-sorted, massive sandstone bed deposited

Fig. 5. Lu-Hf isotope analyses of samples from the Rio do Rasto Formation.

in the prodeltaic depositional system of the upper Serrinha Member. This sample correspond to a very fine-grained sandstone collected in the Rio do Rasto Hill (Fig. 1). The zircon grains are rounded to subrounded, euhedral, subhedral and their sizes vary from 60 to 185 μm . This sample is characterized by prominent Permian (ca. 275 Ma) and Neoproterozoic (ca. 545–999 Ma) prominent age peaks, followed by significant zircon grain populations with Carboniferous (ca. 303–360 Ma), Devonian (ca. 370–390 Ma), Ordovician (ca. 462–496 Ma) and Mesoproterozoic (ca. 1105–1476) age peaks. The data of the Serrinha Member show that Paleoproterozoic zircons are very rare and the youngest zircon yields an age of 269 ± 2 Ma (Late Permian).

Several zircons from distinct sources have been analyzed for Hf isotopes in the sample PLA-18 of the Serrinha Member. Four Paleoproterozoic zircons yielded negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values of -15.6 and -1.0 and model ages between 3.29 and 2.57 Ga; whereas another two yielded positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values of $+7.2$ and $+2.2$ and TDM ages of 2.12 and 2.46 Ga. Almost all Grenville-age zircons yielded positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values from $+0.2$ to $+10.1$ and TDM ages ranging from 2.19 to 1.32 Ga; other four zircons have negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values (-29.2 to -2.0) with age models oscillating between 3.18 and 1.74 Ga. The Neoproterozoic sources can be divided into

negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values from -59.2 to -0.7 with TDM ages between 4.36 and 1.19 Ga; positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values range from $+3.9$ to $+2.5$ and TDM ages restricted between 1.19 and 1.15 Ga. One Ordovician zircon has $\epsilon\text{Hf}(t)$ of -1.0 with a TDM age of 1.88 Ga; another Silurian zircon has $\epsilon\text{Hf}(t)$ of -0.3 with model age of 1.19 Ga. The Permo-Carboniferous source yielded negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values from -51.8 to -0.3 with Hf model ages 3.75 to 1.13 Ga. One Permian zircon (ca. 275 Ma) has an $\epsilon\text{Hf}(t)$ of $+2.2$ with a TDM age of 1.46 Ga.

4.2.3. Sample PLA-19 (Morro Pelado member – Rio do Rasto Hill)

Sample PLA-19 is a reddish, fine-grained and well-sorted sandstone with planar stratification deposited in the deltaic plain setting, characteristic of the upper portion of the Morro Pelado Member (Warren et al., 2008). Zircon grains are rounded, subhedral and their sizes vary from 70 to 175 μm . The probability density plots of the sample PLA-19 collected in the Rio do Rasto Hill section, shows main Permian and Neoproterozoic peaks at approximately 261–290 and 533 Ma, respectively. Another important Neoproterozoic peaks range between ca. 567, 603, 926 and 970 Ma. A significant contribution of Grenvillian-aged zircons also occurs at ca. 1076 Ma associated with rare Paleoproterozoic and Neoproterozoic ages. Carboniferous and Ordovician clusters have approximate ages

of 317 and 475 Ma, respectively.

The scarce Neoproterozoic zircon grains from the sample PLA-19 have $\epsilon\text{Hf}(t)$ values of -3.7 and -1.6 with TDM ages of 3.1 and 3.6 Ga. The Paleoproterozoic zircon grains (U–Pb ages between 1827 and 2076 Ma) show a wider range of $\epsilon\text{Hf}(t)$ values, which vary from -12.4 and $+5.5$, with TDM model ages between 3.08 and 2.41 Ga. The majority of Grenvillian-age zircon grains yielded positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between $+1.4$ and $+11.6$ with TDM ages 2.12 and 1.2 Ga. However, four zircons yielded negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values of -18.1 to -3.6 and Hf model ages varying between 2.86 and 1.96 Ga. The Neoproterozoic zircon grains (U–Pb ages between ca. 520 and 979 Ma) show mainly negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values, which vary from -16.4 to -0.5 , with TDM model ages between 2.39 and 1.2 Ga. The Carboniferous grains show slightly negative and positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values. Three grains yielded negative values between -4.7 and -2.0 , and Hf model ages ranging from -1.40 and -1.22 Ga. The Permian zircon grains, which represent the main peak of this sample, have all negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between -7.8 and -0.8 with TDM model ages restricted between 1.58 and 1.12 Ga.

4.2.4. Sample PLA-01 (Morro Pelado – Lages Dome)

Sample PLA-01 was collected at Lages Dome and corresponds to a reddish very fine-to fine-grained sandstone that is moderately sorted with planar internal stratification deposited in the deltaic plain setting of the Morro Pelado Member. Zircon grains are rounded to subrounded, euhedral, subhedral and their sizes vary between 68 and 273 μm . The sample yielded dominant Neoproterozoic (ca. 523 – 600 Ma) and Permian (ca. 261 – 281 Ma) age peaks. Subordinate age peaks between ca. 1890 , 1067 , 917 , 874 , 820 , 765 , 641 , 465 , 409 , 348 and 317 were also obtained (Fig. 4). Three Paleoproterozoic-age zircons analyzed from sample PLA-01 have negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between -12.4 and -0.8 with TDM ages between 3.08 and 2.46 Ga. The Grenville-source has principally positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between $+9.1$ and $+4.5$ with TDM ages constrained between 1.85 and 1.41 Ga. Two Mesoproterozoic grains (U–Pb ages of 1083 and 1102 Ma) yielded negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values of -18.0 and -15.4 and TDM ages of 2.67 and 2.55 . The Neoproterozoic zircon grains, which represent the main peak in this sample show variable characteristics with a main group with negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between -34.0 and -0.51 with Hf model ages varying from 3.7 to 1.4 Ga. The scarce Cambro-Ordovician zircon grains have $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between -6.15 and -1.64 with TDM ages bracketed between 1.57 and 1.33 Ga. Four carboniferous grains yielded slightly negative and positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values, which vary from $+4.6$ to -2.73 . Permian zircons indicate mainly Meso to Paleoproterozoic model ages (1.58 – 1.18 Ga) with negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values ranging from -9.79 and -1.87 .

5. The SW Gondwana sedimentary dispersion during the Late Permian

The U–Pb ages and Lu–Hf isotopes combined with robust paleocurrent data from the Rio do Rasto Formation indicates variable sedimentary transport distances from the source areas to the final depositional site during the Late Permian. During this period, the main depositional site of the basin was located in the southwestern Gondwana hinterland (Milani, 2007). The depositional dip to the north is suggested by the paleocurrents (Milani and Ramos, 1998; Artur and Soares, 2002) indicating that the intracratonic basin was probably flanked by topographic highs developed on old Archean–Paleoproterozoic cratons and Neoproterozoic–Early Paleozoic mobile belts located at south and east. Compounding the Upper Permian paleogeographic and geotectonic scenario, the allochthonous terrane of Patagonia was being accreted to the south margin of Gondwana (Ramos, 1984; 2008; Ramos et al., 2013).

Paleotopographic models indicate that the orogen that resulted from this collision (the Gondwanides Belt *sensu* Keidel, 1916), reached maximum elevations of about 1000 – 2000 m above the Panthalassa Ocean sea level at the Permo-Triassic limit (Ziegler et al., 1997). This newly uplifted orogen affected the oceanic connections of the Paraná Basin and prevented the marine incursion of the Panthalassa seaways through the continent (Milani, 2007). The orographic barrier also imposed extreme climatic changes characterized by increasing aridity from the Late Permian to Lower Triassic (Limarino et al., 2013). Pángaro et al. (2015) proposed an inter-continental connection (the Hesperides Basin) of the Upper Paleozoic to Lower Triassic southwestern Gondwana basins based on correlation of well log data and 2D seismic lines. This link implies in a huge sedimentary wedge extending from more than 1000 km to the north from the Gondwanides orogen core. Sediment wedge proposed by Pángaro et al. (2015) would have extended from the Gondwanides belt to the southern depositional area of the Paraná Basin.

As shown in the Fig. 3, the paleocurrent data were acquired over 700 km of the eastern border of the Paraná Basin. The paleocurrent readings obtained indicate a consistent sedimentary transport from southeast to northwest, suggesting a depositional dip to northwest and highland areas located to the southeast. Paleocurrents from eolian sand-dune facies indicate a general wind direction from ESE to WNW (Fig. 3). The sedimentary dispersion pattern suggest that the main source areas of the Rio do Rasto Formation were located southeast of the depositional site during the upper Permian, but with important eolian sediment contribution derived from exposed areas located to the east.

5.1. Paleozoic sources: magmatism and sedimentary recycling

The ages here analyzed, reveal that the Rio do Rasto Formation has an expressive contribution of Early Permian-age zircons both in the Serrinha and Morro Pelado members. The dominant peaks at ca. 290 , 275 and 273 Ma found in the Rio do Rasto Formation are similar to those peaks at ca. 291 and 282 Ma found in the Tunas Formation of the Claromecó Basin (Ramos et al., 2013). The upper stratigraphic layers of this Argentinian unit register an abrupt change in the paleogeography and sedimentary dispersal patterns, evidenced by dominant paleocurrents from the southwest to northeast (Andreis and Cladera, 1992; López-Gamundí and Rossello, 1998), volcanic debris (Andreis and Cladera, 1992) and the presence of abundant metamorphic/volcanic lithic fragments (López-Gamundí et al., 1995; López-Gamundí, 2006; Alessandretti et al., 2013) together with magmatic zircons (Ramos et al., 2013). Such drastic depositional dip change is related to the development of a Late Paleozoic magmatic arc located in the actual northern Patagonia, which released the magmatic zircons to the Claromecó Basin and further areas to the north (Ramos et al., 2013). The Gondwanides Orogen and the uplifted Ventania Fold Belt were considered by Ramos et al. (2013) as the main source areas providing immature detritus to the Claromecó Basin. The isotopic data presented by the authors is reinforced by conventional petrographic, geochemical and paleocurrents studies performed by Andreis and Cladera (1992), López-Gamundí and Rossello (1998) and Alessandretti et al. (2013). For the Late Paleozoic of the Karoo Basin in South Africa, Andersen et al. (2016) showed that this succession are also characterized by Permian-age zircons derived from the Gondwanides Orogen and recycling grains derived from older sedimentary rocks (Cape Fold Belt).

The Permian igneous rocks in northern Patagonia along the Somún Cura Massif, have negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values (see Pankhurst et al., 2006), suggesting a strong crustal participation for the genesis of the granitoid rocks. Such values are consistent with the

mostly negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values found in the Permian detrital zircons of the Rio do Rasto Formation, which also revealed a major crustal contribution (Fig. 5). The Late Paleozoic ages coupled with several paleocurrent data from the Rio do Rasto Formation show that the source areas were located to the south and related with igneous and metamorphic rocks of the Somún Cura Massif, considered the core of the Gondwanides belt in southwestern Gondwana (Ramos, 2008).

Another possible (but improbable) alternative as source area is the Permian Choiyoi rhyolitic province in Chile and Argentina (Kleiman and Japas, 2009; Rocha Campos et al., 2011). However, the dominantly northward sediment-routing system evidenced by paleocurrents of the Rio do Rasto Formation allows refuting this hypothesis. The morphologies of the Permian-age zircons in the Rio do Rasto Formation point to magmatic rather than volcanic origin for these grains (see cathodoluminescence images in the electronic Supplementary material).

The Late Carboniferous peaks of ca. 303, 317 and 320 Ma found in the Rio do Rasto Formation are very similar with the 304, 315 and 322 Ma peaks obtained in zircons of the Pillahuincó Group, Claromecó Basin (Ramos et al., 2013). U-Pb-Hf data from detrital zircons of the Claromecó Basin presented by Ramos et al. (2013) indicate a Late Carboniferous source from the northern Patagonia along the Somún Cura Massif. Late Carboniferous A-type granites occur as small scattered plutons in the Sierras Pampeanas of NW Argentina, making this region a potential source area for sediment supply to the Paraná Basin during Permian times. Dahlquist et al. (2013) reported U-Pb ages of 322 ± 3 Ma for the Los Árboles pluton, with and $\epsilon\text{Nd}(t)$ values of -5.6 and -1.2 , respectively. The Early Carboniferous peak at ca. 340 Ma found in the Rio do Rasto Formation can also be correlated with granitic rocks from Sierras Pampeanas. The Zapata granitic complex yielded a U-Pb zircon age of 340 ± 3 Ma, with $\epsilon\text{Hf}(t) = -6.4$ and $\epsilon\text{Nd}(t) = -3.2$ (Dahlquist et al., 2013). For the Cerro de La Gloria pluton, Alasino et al. (2012) obtained a U-Pb zircon SHRIMP age of 349 ± 3 Ma, whereas Dahlquist et al. (2013) presented an U-Pb zircon LA-ICP-MS age of 353 ± 4 Ma. The $\epsilon\text{Hf}(t)$ and $\epsilon\text{Nd}(t)$ yielded values of 1.6 and -0.5 , respectively. Thus, the similarities between Early and Late Carboniferous age peaks in the Rio do Rasto Formation (ca. 317, 322 and 340 Ma) and granitoids in the Sierras Pampeanas, and the complete lack of fluvial and/or deltaic paleocurrents indicating transport from W to E, lead us to discard a direct sedimentary transport for these zircons. Rather, these peaks may reflect a sedimentary recycling of older successions bearing carboniferous zircons, such like the Ventania Fold Belt and the Chaco-Paraná, Paganzo and Paraná basins.

The Rio do Rasto Formation detrital zircon ages yielded Middle-Upper Devonian peaks at ca. 392 Ma and 360 Ma, comparable with the 389 and 375 Ma peaks found in the Tunas Formation sandstones of the Claromecó Basin (Ramos et al., 2013). The Devonian zircons population in the Tunas Formation point to an origin in the Eastern Sierras Pampeanas, where late-to post- orogenic granites yielded U-Pb crystallization ages ranging from 393 ± 5 and 368 ± 2 Ma (Dorais et al., 1997; Stuart-Smith et al., 1999). These ages are suggestive of long distance sedimentary transport from the Sierras Pampeanas to the Claromecó foreland basin (Fig. 6). The Middle-Upper Devonian Achala granite is the most expressive batholith in Sierras Pampeanas and has a U-Pb zircon SHRIMP age of 379 ± 6 Ma and $\epsilon\text{Nd}(t) = -4.0$ (Rapela et al., 2008b). These authors also dated a small scale tonalitic intrusive at 369 ± 6 Ma, with $\epsilon\text{Nd}(t)$ values between -1.3 and -1.9 . The recent work of Dahlquist et al. (2013), presented new U-Pb *in situ* LA-ICP-MS ages of 372 ± 6 , 377 ± 3 , 368 and 366 ± 6 Ma for the granitic rocks of the Achala Batholith. The $\epsilon\text{Hf}(t)$ values for these granitoids are at around -4.8 (Dahlquist et al., 2013). The Devonian detrital zircons with crustal

affinities of the Rio do Rasto Formation yielded negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values at around -3.5 , consistent with those obtained for the Achala Batholith. Over again, the paleocurrent measures presented here and in the works of Warren et al. (2008) and Nowatzki et al. (2000) are not consistent with a direct transport from the Sierras Pampeanas to the intracratonic depositional site. Rather, it seems that the Devonian detrital zircons found in the Rio do Rasto Formation were probably reinserted into the sedimentary cycle mainly by erosion of the uplifted Ventania Fold Belt (Ramos et al., 2013).

The Ordovician age peaks between ca. 462 and 475 Ma found in the Rio do Rasto Formation can be chronocorrelated with the frequency peaks of 469 Ma found in the pre-Carboniferous rocks of the Cape Fold Belt (South Africa) (Fourie et al., 2011), the 478 Ma peak in the Balcarce Formation (Tandilia System) (Rapela et al., 2011) and the 475 Ma peak obtained for the Lolén Formation in the Ventania System, Argentina (Ramos et al., 2013). Recent U-Pb detrital zircon ages from the Devonian Durazno Group (Cerrezeulo and La Paloma formations) in the southern Paraná Basin of Uruguay (Uriz et al., 2016), indicating that the main source areas are Neoproterozoic, with minor contributions derived from Mesoproterozoic and Archean-Paleoproterozoic rocks. It is important to note that the youngest detrital zircons of the Durazno Group are Ordovician-age, defining a maximum sedimentation age of 485 and 484 Ma for the Cerrezeulo and La Paloma formations, respectively (Uriz et al., 2016). These ages are similar to those found in the Upper Devonian Lolén Formation of the Ventania Fold Belt (Ramos et al., 2013), the Balcarce Formation (Rapela et al., 2011) of the Tandilia System and in the Rio do Rasto Formation (this paper). The provenance at this epoch has two candidate source areas: the Early-Middle Ordovician granites from the Sierras Pampeanas and the Early Ordovician granitoids from basement of the Patagonia terrane. Early-Middle Ordovician (Famatinian) calc-alkaline granitoids are widespread in the Sierras Pampeanas of Argentina. They are interpreted as granitoids intruded in an active continental margin (Dahlquist et al., 2013). The available geochronological data indicate ages of 489 ± 4 Ma (Cerro Toro granite), 476 ± 6 Ma (Mazán granite), 466 ± 6 Ma (La Cañada granitic complex) and 464 ± 5 Ma (Valle Fértil granite) (U-Pb LA-ICP-MS ages) (Dahlquist et al., 2013). Pankhurst et al. (2006) reported ages of 478 ± 4 Ma for the Valle Fértil granite, 481 ± 4 Ma for the Cerro Toro granite and 484 ± 3 Ma for the Mazán granite (U-Pb SHRIMP ages). The Cerro Toro granite has $\epsilon\text{Nd}(t)$ and $\epsilon\text{Hf}(t)$ of -6.3 and -14 , respectively. The Mazán granite has $\epsilon\text{Hf}(t) = -10.2$. The La Cañada granite yielded $\epsilon\text{Nd}(t)$ and $\epsilon\text{Hf}(t)$ values of -5.0 and -11.1 . Finally, the Valle Fértil granite has identical $\epsilon\text{Nd}(t)$ and $\epsilon\text{Hf}(t)$ of -5.3 (Dahlquist et al., 2013). The Ordovician detrital zircons in the Rio do Rasto Formation have variable characteristics with a group of negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between -12.8 and -1.3 (samples PLA-01, PLA-18 and PLA-18); only sample PLA-09 yielded positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ between $+34.6$ and $+8.3$. According to Ramos et al. (2013), the paleogeography of southwest Gondwana during the Silurian was characterized by higher mountains in the westward Famatinian Belt with partially eroded Pampean belts surrounding cratonic areas. The similar provenance patterns between the Lolén (Ventania System) and Balcarce (Tandilia System) formations lead Ramos et al. (2013) to attest that the Ordovician Famatinian Belt of Western Sierras Pampeanas was the main source area for both units. Indeed, this is the only region that records plutonic and volcanic rocks of Famatinian age at these latitudes (Ramos et al., 2010). The Ordovician-age detrital zircons from the Rio do Rasto Formation sandstones matches the U-Pb age peaks of the Lolén, Balcarce, Cerrezeulo and La Paloma formations from southwestern Gondwana basins. Once again, the consistent sediment-routing system from south to north points in favor to southward rather than westward source areas. Thus, these evidences reinforce the hypothesis that the

Fig. 6. Provenance of the Rio do Rasto Formation based on paleocurrents, Hf isotopes and detrital zircon ages. With data from Hawkesworth et al. (1986), Unrug (IGCP Project 288) (1996a), Unrug (1996b), DeWitt et al. (1988), Englington (2006), López-Gamundi (2006), Ramos (2008), Warren et al. (2008), Teixeira et al. (2010), Basei et al. (2010), Ramos et al. (2013). PBA – Paraguay-Araguaia Belt; SB – Sunsás Belt; AB – Aguapeí Belt; RB – Ribeira Belt; DB – Damara Belt; NN – Namaqua-Natal Belt; MB – Moçambique Belt; IB – Irumide Belt; BB – Bangweulu Belt; AS – Angolan Shield; KC – Kaapvaal Craton; PB – Paraná Basin; KB – Karoo Basin; SP – Sierras Pampeanas; SCM – Somuncurá massif; SV – Sierra de la Ventania; DM – Deseado Massif.

sedimentary recycling of the Ventania Fold Belt and siliciclastic rocks of the Tandilia System and Durazno Group were responsible for supplying zircons to the Paraná Basin at Late Permian times. Another possible Ordovician source area are the granitoids from the basement of Patagonia, with crystallization ages of 475 ± 6 Ma and 476 ± 4 Ma (Pankhurst et al., 2006), that can be supplied terrigenous material into the sediment-routing system flowing towards the Paraná Basin. The distance of approximately 1500 km between this region and the Paraná Basin also implies long distance of sedimentary transport (Fig. 6).

The presence of Ordovician, Silurian, Devonian, Carboniferous

and Permian-aged detrital zircon grains found in the Late Permian of the Paraná Basin must be carefully interpreted in terms of sedimentary dispersal patterns and its paleogeographic significance for southwestern Gondwana. The morphologies of the Ordovician to Devonian zircons suggest that these grains can be associated with an older sedimentary cycle (see zircon grain morphologies in the [Supplementary material](#)), probably product of a Late Paleozoic reworking of the Upper Cambrian-Devonian meta-sedimentary succession of the Ventania Fold Belt in Argentina and Devonian sedimentary rocks of the Durazno Group in Uruguay. Both units have detrital zircon grains with Ordovician and

Devonian ages. Such argument is strongly corroborated by the absence of paleocurrents indicative of a fluvial sediment-routing system flowing from the west to the Paraná Basin. The old passive margin of Gondwana (Ramos, 2008), preserved in the Ventania Fold Belt, received great volume of sediments derived from Famatina, Cuyania and Pampean terranes during its depositional interval. After the Patagonian collision against the southwestern margin of Gondwana (Ramos et al., 2013), the entire sedimentary succession was deformed and metamorphosed. Tectonic erosion (thrusts) was responsible to remove sediments and re-insert them to the sedimentary cycle. The Permian–Carboniferous ages observed as detrital zircons are in concordance with their derivation from the northern Late Paleozoic magmatic arc proposed by Ramos (2008) in northern Patagonia along the Somún Cura Massif. These grains were most probably carried to the Paraná Basin by antecedent sediment-routing systems flowing northwards.

5.2. Proterozoic sources: South American and African mobile belts and old cratonic terranes

The exhumation of Neoproterozoic–Early Paleozoic igneous and metamorphic rocks of the Damara (southern Africa), Ribeira and Dom Feliciano (central-south Brazil) and Lavalleya (Uruguay) belts may have contributed substantially to the sediment supply of the Rio do Rasto Formation, representing relatively close local sources of detrital zircons with ages ranging between 520 and 650 Ma. Nonetheless, if we consider the reworking of older sedimentary/metasedimentary successions bearing Pampean (520–580 Ma) zircons derived from Sierras Pampeanas, as the Claromecó and Chaco-Paraná basins and the Ventania Fold Belt, it is necessary to consider the possibility that recycling played a key role from the source regions to final sink. The regular sedimentary transport from southern to northern areas recorded in fluvio-deltaic paleocurrents of the Rio do Rasto Formation reinforce that Sierras Pampeanas was not a primarily source area during Permian times of the Paraná Basin.

The Grenville-age zircons around 1.0–1.2 Ga found in the Rio do Rasto Formation (Fig. 5) suggest different potential source areas, both in southern Africa and South America. The lack of paleocurrent data indicative of fluvial and/or deltaic sediment-routing systems flowing from north to southern areas of the Paraná Basin, lead us to discard some possible northward Grenville-age source areas such like as: (i) the <1.21 Ga mafic-ultramafic rocks of the Nova Brasilândia Belt (Teixeira et al., 2010) in Mato Grosso and Rondonia states (Brazil), (ii) the 1110–1112 Ma Rincón de Tigre-Huanchaca Large Igneous Province of the eastern Bolivian SW Amazonian Craton (Teixeira et al., 2015), and (iii) the 1.20–0.95 Ga Sunsás-Aguapeí Province of eastern Bolivia (Teixeira et al., 2010). They are somewhat younger than those derived from the Namaqua-Natal Belt of western Kalahari craton, where juvenile crust formation occurred during two principal periods at ca. 1.4 and 2.2 Ga (Eglington, 2006). For the Ventana Group of the Ventania Fold Belt, Ramos et al. (2013) reported the appearance of Grenville-age zircons in the pattern of provenance and suggested that the Mesoproterozoic basement of Cuyania and/or Pampia was exhumed and supplying zircons to the area during the Silurian–Devonian. For the Rio do Rasto Formation, paleocurrent data obtained by Schemiko et al. (2014) for different regions of the Santa Catarina state reveals fluvial paleodrainages flowing towards east, with divergence to northeast and southeast. However, most of the data presented by the aforementioned authors were acquired along the distal portions of the Rio do Rasto fluvio-deltaic system, situation in which where expected a strong variation in the sedimentary dispersal patterns. Thus, the most potential source areas from such zircon population are the Silurian–Devonian sedimentary recycled

sequences of the Ventania Fold Belt, which bears Grenville-age zircons derived from the Western Sierras Pampeanas in NW Argentina, where ages from 1.0 to 1.2 Ga are common (Escayola et al., 2007).

The Mesoproterozoic zircons grains with ages around 1.2–1.4 Ga, indicates possible transport of sediment from the Gordonia and Natal sub-provinces, where juvenile mafic to intermediate igneous rocks with ages from 1300 to 1200 Ma are common (Eglington et al., 2006). The Rio do Rasto Formation also show uncommon Paleoproterozoic zircons probably coming from the Tijuca Terrane in Uruguay and southernmost Brazil and the Tandilia Belt (2.0–2.2 Ga) in central eastern Argentina (Rapela et al., 2007).

Finally, our data support a scenario of multiple sedimentary origins for the Upper Permian succession of the Paraná Basin, indicating that the sources correspond to Paleozoic terranes docked at the southern Gondwana margin, recycled old sedimentary/metasedimentary successions and Proterozoic basement with adjacent fold belts related to the Brasiliano/Pan-African Orogeny. The geochronologic and paleocurrent information confirm the importance of the African and South American sources and pointing to an existence of transcontinental sediment-routing systems responsible for the detritus transport over long distances. In this way, the alluvial/deltaic system of the Rio do Rasto Formation can represent the end of the sediment saga through the ancient southwestern Gondwana lands.

6. Regional implications and final remarks

The new U–Pb ages and Hf isotopic compositions reveal that the detrital zircons of the Rio do Rasto Formation have similar frequency peaks those obtained by Ramos et al. (2013) for several units in the Paleozoic Ventania Fold Belt and Claromecó Basin of central-eastern Argentina, the Silurian–Devonian successions of the southern Paraná Basin in central-northern Uruguay (Uriz et al., 2016) and Argentinean North Patagonian Massif (Pankhurst et al., 2006; Uriz et al., 2011). These data associated with large number of alluvial paleocurrent measures indicate a consistent sediment-routing system from the south to north, with source areas located to the south and southeast of the Paraná Basin depositional site. All samples evaluated contain zircons grains with equivalent crystallization ages of Permian–Carboniferous igneous rocks from the North Patagonian Massif, indicating rapid exhumation and transport of the immature detritus from the source to the intracratonic basin. It suggests that the existence of an antecedent drainage network active prior to the uplift of the Gondwanides Orogen and the Ventania Fold Belt. This antecedent alluvial system probably run through the rising peripheral bulge located to the north of the orogen (Zerfass et al., 2003) and was the responsible for transport the sediment into the intraplate setting. This implies that both, Permian granites and Silurian–Devonian deposits of the North Patagonian Massif, Paleozoic quartzites and immature sandstones of the Ventania Fold Belt–Claromecó Basin and Silurian–Devonian sandstones of the southern Paraná Basin, were the original long-distance source areas for the Rio do Rasto Formation. Considering the presence of Ordovician to Carboniferous age peaks in the Rio do Rasto Formation and the paleocurrent data, we propose a non-direct provenance from the Sierras Pampeanas in Argentina. As previously observed, the majority of the Proterozoic zircons found in the Rio do Rasto succession coming from the actual West Africa, as Damara (Neoproterozoic–lower Cambrian) and Namaqua–Natal fold belts (Mesoproterozoic) and the Neoproterozoic Ribeira, Dom Feliciano and Lavalleya belts in South America. Based on the evaluation of eolian paleocurrent indicators from the top of the Morro Pelado Member, is also probable that some zircon grains were transported westwards by winds coming from the African terrain.

Paleoproterozoic zircons possibly came from granitic basement units of the Tandilla System in central-eastern Argentina.

Acknowledgments

This research was supported by the National Council of Technological and Scientific Development (CNPq) of the Brazilian Government (process 142202/2013-4 for L.A. and processes 300423/89-9 and 308563/2013-1 for R.M.). Cristiano Lana acknowledges support from FAPEMIG (CRA RDP-00063/10; APQ03943, RDP 0067-10). The helpful and constructive reviews by Eric Tohver and from an anonymous reviewer improved the quality of this paper.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data related to this article can be found at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.007>.

References

- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Larrovere, M., Fanning, C.M., 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: a record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Res.* 22, 992–1008. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2011.12.011>.
- Alessandretti, L., Philipp, R.P., Chemale Jr., F., Brückmann, M.P., Zvirtes, G., Matté, V., Ramos, V.A., 2013. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *J. S. Am. Earth Sci.* 47, 12–31.
- Alessandretti, L., Warren, L.V., Machado, R., Novello, V.F., Sayeg, I.J., 2015. Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession. *Sediment. Geol.* 326, 1–15.
- Andersen, T., Graham, S., Aberg, G., Simonsen, S.L., 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *J. Geol. Soc.* 166, 233–247.
- Andersen, T., Kristoffersen, M., Elburg, M., 2016. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A south African study. *Gondwana Res.* 34, 129–148.
- Andrés, R.R., Cladera, G., 1992. Las epiclastitas pérmicas de la cuenca sauce grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina), parte II: emplazamiento tectónico de las áreas de aporte. 4^o Reunión Argentina de Sedimentología, La Plata. *Actas* 1, 135–142.
- Artur, P.C., Soares, P.C., 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 32 (4), 433–448.
- Basei, M.A.S., Neves, B.B.B., Siga, O., Babinski, M., Pimentel, M.M., Tassinari, C.C.G., Hollanda, M.H.B., Nutman, A., Cordani, U.G., 2010. Contribution of SHRIMP U Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Res.* 183, 112–144.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 48–57.
- Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the sierras australes of the province of buenos aires, Argentina and implications in gondwana correlations. *Zentralblatt Mineral. Geol. Paläontologie* 1, 819–837.
- Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Tognoli, F.M.W., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2014. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircons crystals. *J. S. Am. Earth Sci.* 56, 256–277.
- Cawood, P.A., Nemchin, A.A., Freeman, M., Sircombe, K., 2003. Linking source and sedimentary basin: detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 210, 259–268.
- Chernicoff, J., Zapettini, E., 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. *Gondwana Res.* 7, 1105–1117.
- Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, M., Milton, J.A., 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J. Anal. Atmos. Spectrom.* 17, 1567–1574.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *J. Struct. Geol.* 13, 743–758.
- Daemon, R.F., Quadros, L.P., 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná. In: 24^o Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília. *Anais*, pp. 359–412.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.A., Gaschnig, R.M., Rapela, C.W., Casquet, C., Alasino, P.H., Galindo, C., Baldo, E.G., 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Res.* 23, 1617–1630.
- DeCelles, P.G., Carrapa, B., Gehrels, G.E., 2007. Detrital zircon U–Pb ages provide provenance and chronostratigraphic information from eocene synorogenic deposits in northwestern Argentina. *Geology* 35, 323–326.
- De Wit, M., Jeffery, M., Bergh, H., Nicolaysen, L., 1988. Geological Map of Sectors of Gondwana Reconstructed to Their Disposition –150 Ma. America Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK 74101 scale 1:10,000,000.
- Dias da Silva, S., 2011. Middle–Late permian tetrapods from the Rio do Rasto Formation, southern Brazil: a biostratigraphic reassessment. *Lethaia* 45, 109–120.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 222–235.
- Dorais, M.J., Lira, R., Yadong, Chen, 1997. Origin of biotite–apatite-rich enclaves, achala batholith, Argentina. *Contrib. Mineral. Pet.* 130 (3), 1–46.
- Eglington, B.M., 2006. Evolution of the Namaqua–Natal Belt, southern Africa – A geochronological and isotope geochemical review. *J. Afr. Earth Sci.* 46, 93–111.
- Escayola, M., Pimentel, M., Armstrong, R., 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U–Pb and Sm–Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 36, 495–498.
- Farina, F., Albert, C., Lana, C., 2015. The Neoproterozoic transition between medium- and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). *Precambrian Res.* 266, 375–394.
- Fourie, P.H., Zimmermann, U., Beukes, N.J., Naidoo, T., Kobayashi, K., Kosler, J., Nakamura, E., Tait, J., Theron, J.N., 2011. Provenance and reconnaissance study of detrital zircons of the Palaeozoic Cape Supergroup in South Africa: revealing the interaction of the Kalahari and Rio de la Plata cratons. *Int. J. Earth Sci.* 100, 527–541.
- Gehrels, G.E., Dickinson, W.R., Riley, B.C.D., Finney, S.C., Smith, M.T., 2000. Detrital zircon geochronology of the Roberts mountains allochthon, Nevada. In: Soreghan, M.J., Gehrels, G.E. (Eds.), *Paleozoic and Triassic Paleogeography and Tectonics of Western Nevada and Northern California: Geological Society of America Special Paper* 347, pp. 19–42.
- Gordon Jr., M., 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas preliminares e estudos*. DNPM, DGM 38, 20.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Res.* 14, 429–450.
- Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., van Acherterbergh, E., O'Reilly, S.Y., Shee, S.R., 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM–MC–ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 133–147.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Menegat, R., Basei, M.A.S., 2005. New radiometric data from ash fall rocks in Candiota coal-bearing strata and the palynostratigraphic framework in southern Paraná Basin (Brazil). In: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (Eds.), *Abstracts. Gondwana*, 12, p. 89 (Mendoza, Argentina).
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Menegat, R., Mendonça Filho, J.G., 2008a. U–Pb dating of tonstein layers from a coal succession of southern Paraná Basin (Brazil): a new geological approach. *Gondwana Res.* 14, 474–482.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Formoso, M.L.L., Basei, M.A.S., Barbosa, E.G., Simas, M.W., 2008b. Geochronological data from faxinal coal succession in southern Brazil. Preliminary approach combining geochronological U/Pb age and palynostratigraphy. *J. S. Am. Earth Sci.* 25, 246–256.
- Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Taylor, P.N., Palacz, Z., 1986. Evidence from the Paraná of south Brazil for a continental contribution to dupal basalts. *Nature* 322, 356–359.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R., 2010. A stratigraphic chart of the late carboniferous/permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 381–399.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47–69.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to jurassic silicic magmatism at the gondwana margin: analogy to the middle proterozoic in north America. *Geology* 17, 324–328.
- Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes, vol. XI(3). Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales*, pp. 1–78.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 283–299.
- Kostadinoff, J., Labudía, C.H., 1991. Algunas características del basamento en la desembocadura del Río Negro a partir de datos gravimagnéticos. *Rev. la Asoc. Geol. Argent.* 46, 173–180.
- Kostadinoff, J., Gregori, D.A., Raniolo, L.A., 2005. Configuración geofísica–geológica del sector Norte de la provincia de Río Negro. *Rev. la Asoc. Geol. Argent.* 60, 368–376.
- Lavina, E.L., 1991. Geología sedimentar e paleogeografía do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano–Citiano) da Bacia do Paraná. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto

- Alegre, p. 332.
- Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L., 2013. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Res.* 25, 1396–1421.
- Lindsay, J.F., 2002. Supersequences, superbasins, supercontinents – evidence from the Neoproterozoic–Early Palaeozoic basins of central Australia. *Basin Res.* 14, 207–223.
- López Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J., Powell, C., 1994. South. *S. Am. Geol. Soc. Am. Mem.* 184, 281–330.
- López Gamundí, O.R., Conaghan, P., Rossello, E.A., Cobbold, P.R., 1995. The tunas formation (Permian) in the sierras australes foldbelt, east-central argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a variscan foreland basin. *J. S. Am. Earth Sci.* 8 (2), 129–142.
- López Gamundí, O.R., Rossello, E.A., 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin–Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin–Cape foldbelt (South Africa) revisited. *Geol. Rundsch.* 86, 819–834.
- López-Gamundí, O., 2006. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west gondwana: age constraints and common characteristics. *J. S. Am. Earth Sci.* 22, 227–238.
- Matos, S.L.F., Yamamoto, J.K., Riccomini, C., Hachiro, J., Tassinari, C.C.G., 2001. Absolute dating of permian ash-fall in the Rio Bonito formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Res.* 4, 421–426.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22, 261–308.
- Miall, A.D., 1999. Principles of Sedimentary Basin Analysis, third ed. Springer, p. 616.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin, p. 852.
- Milani, E.J., 2007. The Paraná Basin: a multi-cycle sedimentary and magmatic intracratonic province of W gondwana. In: L. Workshop: Problems in Western Gondwana Geology (Gramado), Extended Abstracts, Porto Alegre, p. 99e107.
- Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências* 28 (4), 473–484.
- Mori, A.L.O., de Souza, P.A., Marques, J.C., da Cunha Lopes, R., 2012. A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a lower permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: biochronostratigraphical and geochronological implications for gondwanan correlations. *Gondwana Res.* 21, 654–669.
- Naipauer, M., Sato, A.M., González, P.D., Chemale Jr, F., Varela, R., Llambías, E.J., Greco, G.A., Dantas, E., 2010. Eopaleozoic Patagonia–East Antarctica Connection: Fossil and U–Pb Evidence from El Jagüelito Formation. 7th South American Symposium on Isotope Geology (Brasília), Extended Abstracts, pp. 602–605.
- Nowatzki, C.H., Klein, C., Granjeiro, M., Bocalon, V.L.S., Nascimento, J.L., 2000. Faciologia da Formação Rio do Rasto na folha de São Leopoldo, Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia* 23 (50), 11–38.
- Patchett, P.J., Kuovo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M., 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contribution Mineral. Petrol.* 78, 279–297.
- Pángaro, F., Ramos, V.A., Pazos, P.J., 2015. The Hesperides Basin: a continental-scale upper paleozoic triassic basin in southern Gondwana. *Basin Res.* 27 (2), 1–27.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Sci. Rev.* 76, 235–257.
- Ramos, V.A., 1984. Patagônia: um continente paleozóico a la deriva? In: Congreso Geológico Argentino, 9, San Carlos de Bariloche, Actas, 2, pp. 311–325.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *J. S. Am. Earth Sci.* 26, 235–251.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *J. Geodyn.* 50, 243–255.
- Ramos, V.A., Naipauer, M., 2012. Patagonia: an allochthonous terrane accreted to the Western Gondwana and its contribution to the formation of the paleo-Andes in the late Paleozoic. In: Heredia Carballo, N., Colombo Piñol, F., García Sansegundo, J. (Eds.), *Geology of the Andean Cordillera and its Foreland*. Geo-Temas, 13, pp. 1903–1906.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M., Pazos, P.J., 2013. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): transient complex sources from western and eastern Gondwana. *Gondwana Res.* 26 (2), 719–740.
- Rapalini, A.E., Vizán, H., 1993. Evidence of intrapangaea movements in west Gondwana. In: Comptes Rendus XII International Congress of Carboniferous–Permian I, pp. 405–434.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Gonzalez-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Sci. Rev.* 83, 49–82.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., 2008b. The Devonian Achaelabolith in the Sierras Pampeanas: F-rich Aluminous A-type granites. San Carlos de Bariloche, Argentina South American Symposium on Isotope Geology, 6th, CDROM, Extended Abstract 53.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D., Baldo, E.G., 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Res.* 20, 673–690.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Santos, P.R., 2006. SHRIMP U–Pb zircon geochronological calibration of the late paleozoic supersequence, Paraná Basin, Brazil. In: Milani, E.J., Pereira, E., Castro, J., Della Fávera, J.C., Almeida, L.F.B., Bergamaschi, S. (Eds.), 5th South American Symposium on Isotopic Geology (Punta del Este), Uruguay, Short Papers, pp. 298–301.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, A.C., Nutman, M.A.S., Santos, P.R., 2007. Shrimp U–Pb zircon ages of the late Paleozoic sedimentary sequence, Paraná Basin, Brazil. Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná. Armação Búzios. Bol. Resumos 4, 33. Sociedade Brasileira de Paleontologia.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, Laura, E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F.M., da Rosa, O.D.C., 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Res.* 19, 509–523.
- Rohn, R., 1994. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar. Universidade de São Paulo, p. 386. Doctoral Thesis.
- Ross, G.M., Parrish, R.R., Winston, D., 1992. Provenance and U–Pb geochronology of the Mesoproterozoic Belt Supergroup (northwestern United States): implications for age of deposition and pre-Panthalassa plate reconstructions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 57–76.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C., Lopez-Gamundi, O.C., Cobbold, P.R., Gapais, D., 1997. Late paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 10, 389–402.
- Santos, R.V., Souza, P.A., de Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., de Oliveira, C.G., de Araújo, L.M., 2006. Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the permian irati formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Res.* 9, 456–463.
- Schemiko, D.C.B., Vesely, F.F., Fernandes, L.A., Sovek, G.A., 2014. Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geol. Usp. Série Científica* 14, 29–46.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII. Porto Alegre. An. Soc. Bras. Geol. Porto Alegre 1, 41–66.
- Sears, J.W., Price, R.A., Khudoley, A.K., 2004. Linking the mesoproterozoic Belt–Purcell and udzha basins across the West Laurentia–siberia connection. *Precambrian Res.* 129, 291–308.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires province, Argentina): an example of folding in a transpressive environment. *J. S. Am. Earth Sci.* 3, 317–329.
- Simões, M.G., Rocha-Campos, A.C., Anelli, L.E., 1998. Paleogeology and evolution of permian pelecypod assemblages (Paraná Basin) from Brazil. In: Johnston, P.A., Haggart, J.W. (Eds.), *Bivalves – An Eon of Evolution: Paleobiological Studies Honoring Norman D. University of Calgary Press*, Newell, Calgary, pp. 443–452.
- Simões, M.G., Matos, S.A., Anelli, L.E., Rohn, R., Warren, L.V., David, J.M., 2015. A new permian bivalve-dominated assemblage in the Rio do Rasto Formation, Paraná Basin, Brazil: faunal turnover driven by regional scale environmental changes in a vast epicritic sea. *J. S. Am. Earth Sci.* 64, 14–26.
- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Pleisovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1–35.
- Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E., 2004. The 176Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 311–324.
- Souza, P.A., Marques-Toigo, M., 2005. Progress on the palynostratigraphy of the permian strata of the Rio grande do sul state, Paraná Basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.* 77, 353–365.
- Souza, P.A., 2006. Late carboniferous palynostratigraphy of the itararé subgroup, northeastern Paraná Basin. *Braz. Rev. Paleob. Palyn.* 138, 9–29.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters, P.E.Y., Black, L.P., 1999. Uranium–lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia–Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper, 336. Colorado, Boulder, pp. 87–114.
- Takenaka, L., Lana, C., Scholz, R., 2015. Optimization of the in-situ U–Pb age dating method via LA–Quadrupole–ICP–MS with applications to the timing of U–Zr–Mo mineralization in the Poços de Caldas Alkaline Complex, SE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 62, 70–79.
- Teixeira, W., M.Cesar, G., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., Vargas-Mattos, G., 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 47–60.
- Teixeira, W., Hamilton, M.A., Lima, G.A., Ruiz, A.R., Matos, R., Ernst, R.E., 2015. Precise ID-TIMS U–Pb baddeleyite ages (1110–1112 Ma) for the Rincón del Tigre–Huanchaca large igneous province (LIP) of the Amazonian Craton: implications for the Rodinia supercontinent. *Precambrian Res.* 265, 273–285.
- Unrug, R., 1996a. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly, scale 1:10.000.000 million, four sheets. *GSA Today* 7 (1), 1–6.
- Unrug, R., 1996b. The assembly of Gondwanaland. *Episodes* 19, 11–20.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr, F., Macambira, M.B., Armstrong, R., 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *Int. J. Earth Sci. Geol. Rundschau* 100, 571–589.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Basei, M.A.S., Blanco, G., Abre, P., Portillo, N.S., Siccardi, A.,

2016. Provenance and paleogeography of the Devonian Durazno Group, southern Parana Basin in Uruguay. *J. S. Am. Earth Sci.* 66, 248–267.
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C., 1986. Estructuras de la Sierra Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Rev. la Asoc. Geol. Argent.* 40 (3–4), 254–261, 1985.
- Vermeesh, P., 2012. On the visualisation of detrital ages distribution. *Chem. Geol.* 312–313, 190–194.
- Von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the north Patagonian Massif (Argentina): implication for a Patagonian plate. *Tectonics* 22, 1005. <http://dx.doi.org/10.1029/2001ITC901039>.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Responses to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, pp. 219–238.
- Warren, L.V., Almeida, R.P., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L.F., Steiner, S.S., Chamani, M.A.C., 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 38, 213–227.
- Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.G.V., Faccini, U.F., Chemale Jr., F., 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sediment. Geol.* 161, 85–105.
- Ziegler, A.M., Hulver, M.L., Rowley, D.B., 1997. Permian world topography and climate. In: Martini, L.P. (Ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous–permian and Proterozoic*. Oxford University Press, Oxford, pp. 111–146.

Apêndice C

Reply to the comments on “From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” [Journal of South American Earth Sciences 70 (2016) 368-382] by Vesely & Schemiko

(Réplica em processo de revisão no periódico *Journal of South American Earth Sciences*)

Reply to the comments on “From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” [Journal of South American Earth Sciences 70 (2016) 368-382] by Vesely & Schemiko

Luciano Alessandretti^{a,*}, Lucas Veríssimo Warren^{b,c}, Mario Luis Assine^{b,c}, Rômulo Machado^{a,c}, Cristiano Lana^{c,d}

^a *Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, São Paulo, SP, CEP 05508-080, Brazil*

^b *Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista, Avenida 24-A, Bela Vista, Rio Claro, SP, CEP 13506-900, Brazil*

^c *Research fellow of the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brazil*

^d *Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, MG, CEP 35400-000, Brazil*

Abstract

The publication of the comments by Vesely & Schemiko (Comment on “From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” by L. Alessandretti, R. Machado, L.V. Warren, M.L. Assine and C. Lana [Journal of South American Earth Sciences 70 (2016) 368-382], Journal of South American Earth Sciences, this issue) on our paper entitled “From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” (L. Alessandretti, R.

Machado, L.V. Warren, M.L. Assine and C. Lana (Journal of South American Earth Sciences 70 (2016) 368-382) provides a worthy opportunity to further clarify our observations and interpretations regarding the provenance of the Late Permian Rio do Rasto Formation and its implications on SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion.

Keywords: Paleocurrents; U-Pb-Hf isotopes; Late Permian; Sedimentary dispersion; Paraná Basin; SW Gondwana paleogeography

“Thus, it is truly tectonics which governs stratigraphy, and the two branches of the geological sciences are inseparable. A structural geologist who is not a stratigrapher is only a geometer, not a geologist; for he reasons about abstract surfaces and volumes, emptied of their history; and a stratigrapher who never concerned himself with tectonics would produce only a dead stratigraphy.” (Gignoux, 1950, p. 3)

Introduction

The authors thank Fernando F. Vesely and Danielle C. B. Schemiko for their interest and fruitful discussion of our recent paper, and to give us the opportunity to reinforce our data and interpretations on the Late Paleozoic stratigraphic record of the Paraná Basin and implications to SW Gondwana paleogeography and sediment dispersion.

The paleogeography of the SW Gondwana has been intensely debated for over a century, since the precursor works of Keidel (1913, 1916) and Du Toit (1927,

1937). More recently, significant contributions provided a range of new data on the tectonic evolution of the southwestern sector of Gondwana, shedding light on some key questions on this issue (Newton *et al.* 2006, Tankard *et al.* 2009, Ramos *et al.* 2013, Linol *et al.* 2015, Pángaro *et al.* 2015, Andersen *et al.* 2016, Alessandretti *et al.* 2016, Canile *et al.* 2016, Uriz *et al.* 2016). Ramos *et al.* (2013) reported a detailed provenance study of the Paleozoic Ventania System of central-eastern Argentina, reinforcing the proposition of the Late Paleozoic collision of Patagonia terrane against the southern Gondwana continental margin. According to these authors, substantial volcanic and plutonic zircons were carried from the Gondwanides Orogen (which currently crop out in the northern Patagonia) and the Ventania Foldbelt to the Claromecó Foreland Basin. Andersen *et al.* (2016) reported a conspicuous Permian age peak coupled with a main fluvial sediment transport towards north during deposition of the straightforward correlated Karoo Supergroup in the Main Karoo Basin, southern Africa. They argue that these deposits are dominated by recycled material derived from older sedimentary units and that the Late Paleozoic age zircons come from the Gondwanides Orogen. In the Paraná Basin, Canile *et al.* (2016) showed that the Siderópolis Member of the Rio Bonito Formation is the Permian unit that shows an impressive change in the source of sediments in the Paraná Basin. According to these authors, the U-Pb and Lu-Hf isotopic signatures show the presence of these Permian age peaks in this unit, which reveals distant Argentinian sources from the North Patagonian Massif and Choiyoi Igneous Province. For the Late Permian to Early Triassic deposits (Sanga do Cabral Supersequence) in the Rio Grande do Sul State (Brazil), Zeffass *et al.* (2003, 2004) described wide alluvial systems flowing from the Gondwanides Orogen towards the intraplate setting. In the offshore of the Pennsylvanian to Lower Triassic Hespérides

Basin of Argentina, Pángaro *et al.* (2015) described a large (hundreds of kilometers) submarine lobe complex that progradated to the NE direction. In this way, our recent published paper (Alessandretti *et al.* 2016) is in complete consonance with the paleogeographic reconstructions proposed by recent works as Pángaro *et al.* (2015) for the Hespérides Basin, Andersen *et al.* (2016) for the Karoo Basin, and Zeffass *et al.* (2003, 2004) and Canile *et al.* (2016) for the Paraná Basin.

Vesely & Schemiko (2016, this issue) criticize the sedimentologic data and provenance interpretation presented by us (Alessandretti *et al.* 2016), putting in question our interpretations of the sedimentary sources and sedimentary dispersal pattern during the Permian of the Paraná Basin. In this reply we show how the comments are not well grounded on robust sedimentological information and a careful examination of key previous studies. Among other serious problems identified in the model proposed by Vesely & Schemiko, we cite the acquisition of paleocurrents in architectural elements propitious to generate dispersion in measures (see Warren *et al.* 2008). Besides, they propose to discuss the paleogeographic scenario of the Permian in the Paraná Basin only based on local sedimentologic information of the Morro Pelado Member, the upper unit of the Rio do Rasto Formation. In sum, we show in this reply how a paleogeographic model based in a very restrict local observations and just one analytic method can be completely flaw. We organize our response to the specific issues following the order of the Vesely & Schemiko comments on our work.

The issues

Stratigraphic framework

The formation of the Gondwanides Orogen (Keidel 1916) in southern Gondwana reordered the whole arrangement of the Late Paleozoic drainage system, catchment areas and, consequently, altered the sediment dispersion pattern. These remarkable paleogeographic modifications resulted in changes in the stratigraphic architecture of the southwestern Gondwana basins during the Late Permian to Early Triassic (Andreis & Cladera 1992, López-Gamundí *et al.* 1995, Zeffass *et al.* 2004, Limarino *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2013, Alessandretti *et al.* 2016). As mentioned by Vesely & Schemiko (this issue), the sedimentary succession of the Rio do Rasto Formation is chronocorrelated and contiguous to the Gai-As Formation in northern Namibia (Stollhofen *et al.* 2000). The bivalve *Leinzia similis*, which is typical of the basal portion of the Serrinha Member, is likewise found in the African unit (Stollhofen *et al.* 2000) suggesting that the Serrinha depositional site exceed the actual eastern margin of the basin (Stollhofen *et al.* 2000, Holz *et al.* 2010, Vesely & Schemiko this issue). Nonetheless, it is important to note that the fluvial, eolian and minor lacustrine deposits of the upper Morro Pelado Member are time-equivalent to several another non-marine clastic successions of the southwestern Gondwana basins (not addressed by Vesely & Schemiko, this issue) as we will demonstrate below.

In the Claromecó Foreland Basin, central-eastern Argentina, the Late Permian Tunas Formation registers significant changes in compositional, structural and textural signatures in comparison with the underlying formations (Reinoso 1968, Andreis & Cladera 1992, López-Gamundí *et al.* 1995, 2013, Alessandretti *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2013). The mainly northward fluvial sedimentary transport (Reinoso 1968, Andreis & Cladera 1992, López-Gamundi & Rossello 1998), moderate to low content of quartz, abundant volcanic and metasedimentary clasts (López-Gamundí *et al.* 1995, Alessandretti *et al.* 2013) and U-Pb ages from detrital zircons (Ramos *et al.*

2013), indicate that the source areas corresponds to a poorly dissected relief (i.e. Gondwanides Orogen) and the uplifted orthoquartzites of the Ventania Foldbelt. Pángaro *et al.* (2015) described a wide sedimentary wedge extending more than 1000 km from the Gondwanides Orogen core towards north, reaching south and offshore of Uruguay. They linked the Hespérides Basin (Argentina) with the Chacoparaná Basin to the west, the Paraná Basin to the north and the Karoo and Kalahari basins to the east. According to Zerfass *et al.* (2004) the Late Permian to Early Triassic continental sedimentation in southern Brazil is straightly related to the Gondwanides Orogen. The aforementioned authors interpreted the Early Triassic Sanga do Cabral Supersequence (Rio Grande do Sul State, Brazil) as corresponding to poorly channelized braided rivers. Their paleocurrent data indicates a northward to east-north-eastward trend of fluvial transport with source areas in the Gondwanides units and uplifted sedimentary terranes to the south and southwest (e.g. peripheral bulge of the Ventania Foldbelt). Our proposed paleogeographic scenario based on sedimentological features, paleocurrent data and detrital zircon isotopic signatures (Alessandretti *et al.* 2016) is analogous to the model presented by Zerfass *et al.* (2004) for the Late Permian to Early Triassic.

Facies interpretation

Vesely & Schemiko (2016, this issue) state that “*Eolian facies of the uppermost Rio do Rasto Formation were misinterpreted as fluvial or deltaic, putting into question the paleocurrent database*”. This statement is merely speculative and obviously cannot be considered as a scientific argument. Our columnar section and table with sedimentary facies and depositional interpretations (Alessandretti *et al.* 2016) of the upper Morro Pelado Member is mainly composed by sandstones with

through cross stratification formed as product of migration of eolian dunes, but interbedded with alluvial facies and representing a good example of interaction of fluvial and eolian processes.

The presence of paleosoil and mud cracks pointed by Vesely and Schemiko (2016, this issue) cannot be considered as a conclusive evidence of eolian deposition. Several outcrops of the upper portion of the Morro Pelado Member in Lages (Santa Catarina State) show calcrete horizons developed in in pelite beds deposited as deltaic interdistributary bays and overbank fines in fluvial plains (Warren *et al.* 2008). Moreover, the presence of mud cracks in the Rio do Rasto Formation is quite controversial (Lavina 1991). Many samples of mud cracks in the entire succession of Rio do Rasto Formation exhibit characteristics of classic seismites or dewatering mud cracks (*sensu* Tanner 1998), such as upward bifurcation, upward injection features intersecting more than one bed and association with synsedimentary faults and clastic dykes (Fig. 1a and b) (see Warren 2006 and Alessandretti *et al.* 2016 for further explanations). The absence of evidences presented by Vesely and Schemiko (2016, this issue) to refute the fluvio-deltaic origin for the upper portion of the Morro Pelado Member, are also considered flaw. Moreover, it is always good to remember that claim for absence of evidence is not a trustable scientific procedure.

The presence of tabular beds of very fine sandstones with climbing ripples (contrary to what was stated by Vesely and Schemiko 2016, this issue) can also result from flow desacceleration in a diversity of situations like in distal inundites and mouth bars (Fig. 1c and d). The occurrence of meter-thick beds of red laminated siltstones interbedded with these deposits in the Rio do Rasto Formation can be also product of deposition in stable water bodies (permanently flooded), and not

necessarily in shallow interdunes that are periodically exposed to subaerial conditions. In addition, the apparent absence of fining-upward facies can be an effect of absolute lack of grain size contrast in the very fine sandstones of the Morro Pelado Member.

A careful analysis of the bibliography reveal that the presence of deltaic/lacustrine/fluvial deposits interbedded with eolian facies was reported by several authors in the upper portion of the Rio do Rasto Formation (Lavina 1991, Rohn, 1994, Warren 2006, Warren *et al.* 2008). This assumption is particularly applicable to the Serra do Espigão and Rio do Rasto sections, where proximal deltaic facies occur together with eolian dunes deposits characterized by large-scale cross-stratification and wind ripple lamination (Warren *et al.* 2016, Vesely and Schemiko 2016, this issue).

Thus, based in solid data we sustain the hypothesis of the deltaic influence in the upper portion of the Morro Pelado Member. Considering the above evidence, we reinforce what was emphasized in the Alessandretti *et al.* (2016) article that all paleocurrents measurements were acquired in very fine sandstones with trough cross-bedding and current ripples deposited in fluvio-deltaic setting, more specifically in a deltaic plain associated with eolian deposits.

Figure 1 – Sedimentary facies and synsedimentary deformation features of the Morro Pelado Member in the Serra do Espigão locality. A – Detail of a clastic dyke within massive siltstone facies. B – Plan view of a clastic dyke showing lateral bifurcation. In this perspective, these structures are easily confused with dissection cracks (see Tanner 1998 and Warren 2006 for further explanation) C – Detail of current ripples in the base of a mouth bar deposit. D – Plan view of a mouth bar deposit showing very good examples of ripple marks. The hammer in A is 27.9 cm long and the pen in B, C and D is 17 cm.

Fluvial paleocurrents

Vesely & Schemiko (2016, this issue) claim that the northward paleocurrent pattern presented by Alessandretti *et al.* (2016) is based on a small amount of data when compared with the dataset of Schemiko *et al.* (2014). Despite this large

dataset, the paleocurrent stations presented by Schemiko *et al.* (2014) are distributed solely along 150 km in the eastern border of the Paraná Basin of the Santa Catarina and Paraná states. Our paleocurrent stations cover a distance of approximately 750 km along the eastern border of the Paraná Basin (Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul states), showing a consistent northward sediment-routing system. Rohn (2007) already highlighted that recent studies indicated that the cross stratifications and laminations of the Morro Pelado Member (except the eolian sandstones) usually indicate a mean sediment transport northwards and not in centripetal orientations.

A remarkable problem in the work of Schemiko *et al.* (2014) is the way that their paleocurrent data were organized and interpreted into single rose diagrams for the described lithofacies. For example, the authors group different lithofacies (St, Sr and Fhr) from the same architectural element (MB, sensu Miall 1985) in a single rose diagram, producing a clearly dispersion. The lack of subdivision/hierarchy in the way to process the data produces this interpretive anomaly. Another problem is that the main paleocurrent direction to southeast, east and northeast presented by Schemiko *et al.* (2014) were also derived from measures made on crevasse splay lobes, mouth bars and lateral accretion point bars. Such data show similar dispersion (but contrary directions) to those presented by Warren (2006) and Warren *et al.* (2008) measured in subaquatic wave ripples with main transport direction to the northwest, and secondarily, to the west.

Moreover, is noteworthy that Schemiko *et al.* (2014) and Vesely & Schemiko (2016, this issue) do not present any sedimentological and/or paleocurrent data from the basal Serrinha Member to support the proposed paleogeographic scenario for the Rio do Rasto Formation. They also argue that “*the main depositional zone*” of the

Paraná Basin “*was filled by sediment from several sources and in a centripetal fashion, a typical characteristic of continental interior basins*”. However, to sustain the hypothesis of a centripetally filled basin, it is necessary a radial pattern of paleocurrents (see Fig. 5 of Vesely & Schemiko *et al.* this issue). Nevertheless, the main SE and E paleocurrent directions present by Schemiko *et al.* (2014) and Vesely & Schemiko *et al.* (this issue) do not support this hypothesis.

Corroborating with our observations in the Rio do Rasto Formation, several Late Permian-Early Triassic units from the southwestern Gondwana basins shows a main northward pattern of fluvial sediment transport. A drastic change of 180° in the paleocurrent directions (south to north) is recorded in the Late Paleozoic deposits of the Claromecó Foreland Basin (central-eastern Argentina). The fluvial paleocurrents to northeastern and northwestern, geochemical fingerprints and detrital zircon ages of the sandstones from the Tunas Formation indicate provenance from this immature magmatic juvenile arc (Ramos *et al.* 2013, Alessandretti *et al.* 2016) situated south from the depositional area. Pángaro *et al.* (2015) based on correlation of exploratory wells and 2D seismic lines, proposed an inter-continental straightforward connection between the Chaco-Paraná, Hespérides, Kalahari and Karoo basins during the Late Paleozoic-Triassic interval. According to these authors, this link implies in a huge sedimentary wedge extending from more than 1000 km from the Gondwanides Orogen to areas further north. The straightforward correlated Upper Ecca and Beaufort groups of the Karoo Basin in southern Africa were deposited with paleocurrents mainly to the N, NE and NW from the rising Cape Foldbelt, ca. 245-278 Ma (Cole 1992, Veevers *et al.* 1994, Newton *et al.* 2006, Tankard *et al.* 2009, Andersen *et al.* 2016). Based on paleocurrents records coupled with detrital zircon geochronology, Andersen *et al.* (2016) suggested that the Gondwanides Orogen was

the source for the Permian zircons; while the Late Mesoproterozoic and Neoproterozoic zircons were derived from sedimentary recycling of the Cape Supergroup, Natal Group and Msikaba Formation of Cape Foldbelt in South Africa. The Late Permian-Early Triassic Sanga do Cabral Supersequence (this unit overlies the Rio do Rasto Formation) of the Paraná Basin in southern Brazil was interpreted by Zeffass *et al.* (2003) as representing deposits of poorly channelized braided rivers flowing towards the intraplate setting (to the north). The paleocurrent data indicate a northward to east-north-eastward trend of fluvial transport with the Gondwanides acting as source area (Zeffass *et al.* 2003, 2004). Finally, our interpreted northward sediment-routing system for the Rio do Rasto Formation is in consonance with paleocurrent measures of coeval Late Permian to Early Triassic units of southwest Gondwana.

Detrital provenance, U-Pb ages and Hf zircon composition

The increasing number of studies combining paleocurrents and U-Pb-Hf data from detrital zircons has significantly improve our understanding of the Paleozoic paleogeographical scenario of the Paraná Basin and adjacent areas of southwestern Gondwana (see Ramos *et al.* 2013, Santos *et al.* 2015, Alessandretti *et al.* 2016, Andersen *et al.* 2016, Canile 2016, Canile *et al.* 2016, Uriz *et al.* 2016). Here, again, we will scrutinize the paleogeographic configuration of the southwestern Gondwana and emphasize the problematic involving the sources of the sediments during the end of Permian.

The sedimentological data presented by Schemiko *et al.* (2014) and Vesely & Schemiko (2016, this issue), led us to don't agree with the sentence "*The interpreted sources for detrital zircon are biased by the paleocurrent results and exclude several*

other areas that expose igneous rocks with same ages than those of the zircon crystals". First, as explained above, all of our paleocurrent data were measured on fluvio-deltaic lithofacies and show a consistent transport direction to northwest and north. Vesely & Schemiko (2016, this issue) also stated that: "*The most suitable paleogeographical setting for the Rio do Rasto Formation and equivalent units includes a main depocenter between the eastern Paraná Basin and western Namibia that was centripetally filled by sediment sourced from different elevated areas flanking the basin*". By assuming main paleocurrent patterns to southeast for the Rio do Rasto Formation (as claimed by Vesely & Schemiko 2016, this issue), how to explain the massive presence of Ordovician to Permian age detrital zircons derived solely from elevated areas flanking the basin? The only sector of southwestern Gondwana that records Ordovician and Devonian plutonic and volcanic rocks is the Sierras Pampeanas, Argentina (Ramos *et al.* 2010). This region was located to the west and southwest of the Paraná Basin during the Late Permian. Thus, the fluvial paleocurrents to the southeast reported by Schemiko *et al.* (2014) and Vesely & Schemiko (2016, this issue) do not explain the Ordovician to Devonian zircons grains found in the Rio do Rasto Formation. The most plausible hypothesis for the sedimentary source is the recycling of the Ordovician to Devonian zircons-bearing old sedimentary successions of the Ventania Foldbelt, North Patagonian Massif and Paraná Basin. Furthermore, the only sectors along southwestern Gondwana with Permo-Carboniferous magmatic units are the Patagonian Massif and the Choiyoi Igneous Province. All sediments and, consequently, detrital zircons coming from northwestern regions were hampered by the Asunción Arch, which acted as a topographic barrier during Late Permian times preventing the eastward transport of detritus from Sierras Pampeanas and the Choiyoi Igneous Province. Thus, a

plausible alternative is to consider a remote source area and a long-distance transport travel from the southernmost Gondwana sectors. In this way, as highlighted by Alessandretti *et al.* (2016) and Canile *et al.* (2016), the Permian age detrital zircons found in the Permian units of the Paraná Basin came from the North Patagonian Massif and were subjected to a long journey to the continental inner portion.

Vesely & Schemiko (2016, this issue) stated of ambiguous way that *“Precambrian rocks now exposed east of the Paraná Basin border (Ribeira, Dom Feliciano and part of the Damara belt) were not exposed during the late Permian and, by consequence, do not operated as sediment-source areas for the Rio do Rasto Formation and equivalent units.”* and then *“Other possible sources for Neoproterozoic to Early Paleozoic detrital zircon may include granitic rocks from the Assunción arc and the Sierras Pampeanas to the west, the Paraguay belt and the Goiás magmatic arc to the north and the Ribeira, Dom Feliciano and Kaoko belts to the east and southeast”*. Canile *et al.* (2016) reported four main detrital-age groups (Neoarchean, mid-Paleoproterozoic, Grenvillian and Brasiliano-Pan African) in the Permian units of the Paraná Basin, showing the importance of Precambrian basement (i.e. Dom Feliciano, Kaoko and Namaqua-Natal belts) bordering the east side of the basin during this period. A provenance and paleogeographic study of the Durazno Group of the Paraná Basin carried by Uriz *et al.* (2016) showed that the Dom Feliciano Belt acted as source area during the Devonian, reinforcing the idea that this mobile belt was a topographic high at least since this period. The globally renowned paleotopographic and paleotectonic map presented by Ziegler *et al.* (1997) shown that parts of the Namaqua-Natal and Damara belts in southern Africa and the

Río de La Plata Craton in southern South America, were also elevated areas during the Permian-Triassic transition.

For the chronocorrelated Karoo Supergroup of the Karoo Basin (southern Africa), Andersen *et al.* (2016) demonstrated that the Late Mesoproterozoic (940-1120 Ma) and Neoproterozoic (470-720 Ma) detrital zircons reflect recycling of older cover sequences, whereas the Permian age (240-280 Ma) grains has a direct provenance from the Gondwanides Belt. They concluded that the “sink” of one sedimentary cycle will act as the “source” in subsequent cycles and that detrital zircon in this context can provide important information on sedimentary process rather than on provenance itself. In our paper (Alessandretti *et al.* 2016) we proposed an analog sedimentary process to explain the provenance patterns found in entire the Rio do Rasto succession. Thus, we suggest that direct provenance from Precambrian and Early Paleozoic mobile belts coupled with recycling of old sedimentary successions from the southwestern Gondwana were the main processes responsible for providing detrital sediments for the Paraná Basin during Late Permian times. Paleoproterozoic, Mesoproterozoic, Neoproterozoic and Ordovician to Devonian detrital zircons have also come from orthoquartzites from the uplifted Paleozoic Ventania Foldbelt, immature sandstones from the Claromecó Foreland Basin in central-eastern Argentina and the Silurian-Devonian successions of the southern Paraná Basin (central-northern Uruguay) and North Patagonian Massif. Based in geochemical evidences and U-Pb and Lu-Hf isotopic signatures we also demonstrate that the Permian plutonic zircons (rather than volcanic crystals, Alessandretti *et al.* 2016) come from the Gondwanides Orogen, more specifically from the North Patagonian Massif (Fig. 2).

Figure 2 – Reconstruction of the Permian-Triassic paleogeography of the SW Gondwana showing the surrounding uplifted areas and the main depositional sites in the Paraná, Karoo and Kalahari basins. Note that the sources of sediment correspond to elevated areas located in the south and the peripheral bulge associated with the Ecua Foreland basin. All data from Cole (1992), Veevers *et al.* (1994), Milani (1997), Warren (2006), Zeffass *et al.* (2004), Lopez-Gamundi (2006), Newton *et al.* (2006), Milani & De Wit (2008) Tankard *et al.* (2009), Ramos *et al.* (2013), Linol *et al.* (2015), Alessandretti *et al.* (2016). AA – Asunción Arch; CB – Claromecó Basin; CB – Congo Basin; CPB – Chaco-Paraná Basin; HB – Hesperides

Basin; KB – Karoo Basin; KLB – Kalahari Basin; PB – Paraná Basin; TJ – Tarija Basin; VF – Ventania Foldbelt; CF – Cape Foldbelt; AA – Assunción Arch; PA – Pampean Arch; PUA – Puna Arch; WH – Windhoek Highlands; CH – Cargonian Highlands

Paleogeographic scenario of SW Gondwana

Vesely & Schemiko (2016, this issue) argue that the Paraná Basin was centripetally filled with sediments from different areas that flanking the depositional site during the Late Permian. This assertive is partially correct, if we consider the exhumed areas of the Archean-Paleoproterozoic basement and Neoproterozoic to Early Paleozoic Damara (Namibia) and Ribeira (Uruguay and southern Brazil) mobile belts. However, the southwestern continental margin of Gondwana experienced a complex geological history during the Paleozoic, involving an active convergent setting between its cratonic block and the oceanic lithosphere of Panthalassa (Coira *et al.* 1982). The successive amalgamation of allochthonous terranes along the southwestern Gondwana (see Ramos *et al.* 1986) margin during the Paleozoic orogenies certainly resulted in the formation of a high altitude cordillera (Lavina 1991, Soares 1992, Milani & Ramos 1998). The paleotopographic reconstitution of the Permo-Triassic limit proposed by Ziegler *et al.* (1997) suggests that the Gondwanides Orogen reached a maximum elevation of about 1000-2000 m above the Panthalassa sea level at the Permo-Triassic limit. Additionally, an inter-continental connection between the Hespérides Basin (an Argentinian offshore basin) with the Chacoparaná basin to west, the Paraná Basin to the north and the Kalahari and Karoo basins to the east was established by Pángaro *et al.* (2015). Pángaro *et al.* (2015) and Alessandretti *et al.* (2016) also showed that strong denudation process removed

large amounts of detritus from the Ventania Foldbelt (and surrounding areas) and the Tandilia System located in southern Buenos Aires province. This paleogeographic scenario implies in a sedimentary wedge extending from more than 1000 km from the Gondwanides Orogen core to areas further north, including the Paraná Basin (Zerfass *et al.* 2004, Pángaro *et al.* 2015, Alessandretti *et al.* 2016). Reinforcing the tendency to the sedimentary dispersion to the north, a depositional dip to northeast is revealed by the isopach map of the Gondwana I Supersequence provided by Milani & Ramos (1998).

It is important to note that, the paleogeographic scenario of the SW Gondwana must have be substantially the same during the interval between the upper Permian and Lower Triassic (Lavina 1991, Zerfass *et al.* 2003, 2004). In the beginning of the Mesozoic, the sedimentation in the Paraná Basin is represented by the Sanga do Cabral Supersequence, a fluvial unit that show sedimentary transport direction to the north and northeast (Zerfass *et al.* 2003). Another units, as Santa Maria Formation (Paraná Basin, southern Brazil) and Talampaya and Tarjado sequences were deposited in analogous context and also present alluvial units with same paleocurrent direction (Zerfass *et al.* 2013).

Following all the evidence cited above and based on the northward paleocurrent pattern and U-Pb-Hf isotopes data from detrital zircons of the Rio do Rasto Formation reported by Alessandretti *et al.* (2016), it can be stated that a transcontinental sediment-routing system from the Gondwanides Orogen coupled to proximal fluvial systems were responsible for the sedimentary input to the Paraná Basin during the Late Permian. Long-distance sedimentary transport is a worldwide recognized phenomenon from both modern and ancient basins. Evidence of transcontinental sedimentary transport was reported by Van Lente (2004), who

observed detrital zircons that were transported from the North Patagonian Massif, to the Permian Tanqua and Laingsburg depocenters (~1500 km) in the Karoo Basin. Dickinson & Gehrels (2003) inferred that transcontinental Permian and Jurassic river systems of Appalachian provenance transported sediments westward across the depressed surface of the Laurentian Craton, North America. Evidence of sediment transport on a continental-scale was also reported by Rösel *et al.* (2013), who obtained U-Pb ages from detrital rutile and zircon from Ordovician sediments of the North Gondwana passive margin (Saxo-Thuringia, Germany). The authors argue that the ca. 950 Ma zircons have no recognizable African sources, and proposed that these crystals are derived from the Rayner Complex-Eastern Ghats regions of Antarctica and India, indicating continental-scale sedimentary transport from central Gondwana to its margins or multiple cycles of sediment reworking and deposition.

Final remarks

The conclusions of Schemiko *et al.* (2014) and Vesely & Schemiko (2016, this issue) fail to explain the paleogeographic scenario of the Late Permian Rio do Rasto Formation, probably due to the limited paleocurrent sampling area or even the wrong decision of the authors to measure and combine paleocurrents of architectural elements that produce considerable dispersion on paleocurrent data. The fact that the authors do not present additional information of the basal Serrinha Member is another key point for the flaw model. Even more, the proposed southeastward fluvial sediment-routing system by Vesely & Schemiko (2016, this issue) contradicts all geological evidence that clearly revealed the importance of long-distance (transcontinental) sedimentary transport from southern elevated areas to the Paraná Basin and other straightforward correlated basins. As shown here, in the last years

several sedimentological and geochronological studies have demonstrated a main northward sedimentary transport direction in the Late Permian deposits of the southwestern sector of Gondwana (Ramos *et al.* 2013, Pángaro *et al.* 2015, Alessandretti *et al.* 2016, Andersen *et al.* 2016, Canile *et al.* 2016). Moreover, our data and interpretations are in consonance with the Permian-Triassic paleogeography of southern South America and Africa proposed by Lavina (1991), Soares (1992), Milani & Ramos (1998), Zeffass *et al.* (2003, 2004), Warren *et al.* (2008), Pángaro *et al.* (2015) and Andersen *et al.* (2016).

We concluded that Vesely & Schemiko (2016, this issue) do not provide any conclusive geological arguments to support their proposed paleogeographic scenario for the Rio do Rasto Formation.

Acknowledgements

We thank Dr. James N. Kellogg for careful editorial assistance.

References

- Alessandretti, L., Machado, R., Warren, L.V., Assine, M.L., Lana, C., 2016. From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis. *Journal of South American Earth Sciences* 70, 368-382.
- Andersen, T., Kristoffersen, M., Elburg, M., 2016. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A south African study. *Gondwana Res.* 34, 129-148.
- Andreis, R.R., Cladera, G., 1992. Las epiclastitas pérmicas de la cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte I: composición y procedencia de detritos. 4° Reunión Argentina de Sedimentología (La Plata), Actas, pp. 127–134.
- Assine, M.L., Zacharias, A.A., Perinotto, J.A.J., 2003. Paleocorrientes, paleogeografía e sequências deposicionais da Formação Tatuí, centro-leste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 33, 33-40.

Canile, F. M. 2016. Geocronologia de zircões detríticos (U-Pb, O e Hf) e em rocha total (Sm-Nd, Pb-Pb) das unidades aflorantes ao longo da seção tipo de White: implicações na proveniência sedimentar e evolução geológica da Bacia do Paraná. PhD Thesis, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.

Canile, F.M., Babinski, M., Rocha-Campos, A.C., 2016. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. *Gondwana Research* 40, 142-169.

Cole DI. (1992). Evolution and development of the Karoo Basin. In: de Wit MJ, Ransome I (eds) *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp 87–99.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes Northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18, 303-332.

Du Toit, A.L., 1927. A geological comparison of South America with South Africa. *Publications Carnegie Institute* v. 381, p. 1-157.

Du Toit, A.L., 1937. *Our wandering continents*. London, Oliver and Boyd, 366 p.

Keidel, J., 1913. Über das Alter, die Verbreitung und die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen tektonischen strukturen in den argentinischen Gebirgen. XII^o Session du Congrès Géologique International, *Compte Rendu* p. 671-687, Toronto.

Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales*, vol. 11. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, pp. 1–78.

Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., Fernandes, L.A., Donatti, L.M., 2004. Paleoventos e paleocorrentes subaquosas do sistema deposicional Pirambóia nos estados de São Paulo e Paraná, Bacia do Paraná: estudo baseado em análise estatística de dados azimutais. *Revista Brasileira de Geociências* 34, 281–292.

Gignoux, M., 1950. *Stratigraphic Geology*. WH. Freeman and Co., San Francisco, 682 pp. (English translation from the Fourth French Edition (1950) by Gwendolyn G. Woodford).

Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R., 2010. A stratigraphic chart of the late carboniferous/perman succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 381-399.

Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* v. XI(3), p. 1-78.

Keidel, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 25: 239-368.

Lavina, E.L., 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano - Citiano) da Bacia do Paraná. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v.

Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L., 2013. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Res.* 25, 1396-1421.

Linol B, de Wit MJ, Milani EJ, Guillocheau F, Scherer C (2015) Chapter 13: New regional correlations between the Congo, Paraná and Cape-Karoo Basins of southwest Gondwana. In: de Wit MJ, Guillocheau, F, de Wit MJC (eds) *The Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 246–268, http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-29482-2_13.

López Gamundi, O.R., Conaghan, P., Rossello, E.A., Cobbold, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (2), 129-142.

López-Gamundi, O., 2006. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west gondwana: age constraints and common characteristics. *J. S. Am. Earth Sci.* 22, 227–238.

López Gamundí, O., Fildani, A., Weislogel, A., Rossello, E.A., 2013. The age of the Tunas Formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 250–258.

Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22, 261-308.

Milani E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2v.

Milani E.J., & Ramos V.A., 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28 (4), 473-484.

Newton AR, Shone RW, Booth PWK. 2006. The cape fold belt. In: Johnson MR, Anhaeusser CR, Thomas RJ (eds) The geology of South Africa. Pretoria, South Africa, Council for Geoscience, pp 521–530

Pángaro, F., Ramos, V.A., Pazos, P.J., 2015. The Hesperides Basin: a continental-scale upper palaeozoic to triassic basin in southern Gondwana. *Basin Res.* 27 (2), 1-27.

Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortez, J., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentina-Chilean Andes. *Tectonics* 5, 855-880.

Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50, 243–255.

Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M., Pazos, P.J., 2013. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): transient complex sources from western and eastern Gondwana. *Gondwana Res.* 26 (2), 719-740.

Rohn, R., 1994. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2v.

Rösel, D.; Boger, S. D.; Möller, A.; Gaitzsch, B.; Barth, M.; Oalmann, J.; Zack, T. 2013. Indo-Artarctic derived detritus on the northern margin of Gondwana: evidence for continental-scale sediment transport. *Terra Nova* 26, 64-71.

Schemiko, D.C.B., Vesely, F.F., Fernandes, L.A., Sowek, G.A., 2014. Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP Série Científica* 14, 29 - 46.

Soares P.C., 1992. Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles. Tese de professor titular, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 148p.

Stollhofen, H., Stanistreet, I.G., Rohn, R. 2000, The Gai-As Lake system, Northern Namibia and Brazil, in E.H. Gierlowski-Kordesch and K.R. Kelts, eds., *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology* 46, 87-108.

Tanner, P.W.G., 1998. Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand filled cracks: a case study from late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland. *Sedimentology* 45, 71-89.

Tankard A, Welsink H, Aukes P, Newton R, Stettler E. 2009. Tectonic evolution of the Cape and Karoo basins of South Africa. *Mar Pet Geol* 26(8):1379–1412.

Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Basei, M.A.S., Blanco, G., Abre, P., Portillo, N.S., Siccardi, A., 2016. Provenance and paleogeography of the Devonian Durazno Group, southern Parana Basin in Uruguay. *J. S. Am. Earth Sci.* 66, 248-267.

Warren, L.V., 2006. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto na região centro-sul do Estado de Santa Catarina. *Master dissertation*, Universidade de São Paulo, 174 p.

Van Lente, B. 2004. Chemostratigraphic Trends and Provenances of the Permian Tanqua and Laingsburg Depocentre, Southwest Karoo Basin, South Africa. Ph.D. thesis, University of Stellenbosch, South Africa.

Veevers, J.J., Cole, D.I., Cowan, E.J., 1994. Southern Africa: Karoo Basin and Cape Fold Belt. In: Veevers, J.J., Powell, C.McA (Eds.), Permian–Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America Memoir 184, pp. 223–280.

Vesely, F.F, Schemiko, D.C.B. 2016. Comment on “From source-to-sink: the Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” (Journal of South American Earth Sciences 2016

Warren, L.V., Almeida, R.P., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L.F., Steiner, S.S., Chamani, M.A.C., 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 38, 213-227.

Zacharias, A.A., 2004. Preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito, nordeste do Paraná. Rio Claro. 99 p. (*Master dissertation*, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista).

Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F., Chemale Jr., F., 2003. Sequence-stratigraphy of continental strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology* 161, 85– 105.

Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F., Chemale Jr., F., 2004. Sequence-stratigraphy of continental strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology* 161, 85– 105.

Apêndice D

Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil

(Artigo em processo de revisão no período *Marine and Petroleum Geology*)

Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil

Luciano Alessandretti^{a,*}, Lucas Veríssimo Warren^{b,c}, Marcello Guimarães Simões^{c,d}, Suzana Aparecida Matos^{a,d}, Rômulo Machado^{a,c}, Claudio Riccomini^{a,c,e}, George Luiz Luvizotto^b, Mario Luis Assine^{b,c}

^a *Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-080, São Paulo, SP, Brazil.*

^b *Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista, Avenida 24-A 1515, 13506-900, Rio Claro, SP, Brazil.*

^c *Research fellow of the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brazil.*

^d *Instituto de Biociências, Departamento de Zoologia, Universidade Estadual Paulista, Distrito Rubião Junior, 18618-000, Botucatu, São Paulo, Brazil.*

^e *Instituto de Energia e Ambiente, Universidade de São Paulo, Av. Prof. Luciano Gualberto 1289, 05508-010, São Paulo, SP, Brazil.*

Abstract

An ancient and long-lived (at least 15 Ma, middle Kungurian to early Capitanian) methane seep system is recorded in the Permian succession (Passa Dois Group) of the eastern margin of the intraplate Paraná Basin. This unique seep system is revealed by a clastic dike swarm coupled with methane-derived fossil-rich carbonate

concretions, which are common in the basal part of the Serra Alta Formation. This paleoseep system developed within black shales and mudstones deposits and was fueled by upward migration of hydrocarbon-rich fluids from the underlying organic-rich shales of the Assistência Member (upper Irati Formation). Several carbonate concretions in the Serra Alta Formation were generated due to subsurface seep activity. These are fossil-rich structures that include high endemic possible chemoautotroph bivalves. It is suggested that the clastic dikes network acted as a possible plumbing system for the methane, conducting the initially diffuse methane seepage. The most probable triggering mechanism for clastic dikes emplacement was the intraplate seismic activity related to the propagation of far-field stress at southwestern Gondwana margin coupled with liquefaction and overpressure in the methane-charged sediments. The loose framework of the bioclastic material, the well-preserved large-bodied bivalves and core-to-rim carbon and oxygen isotopic variations support an early diagenetic (shallow) origin for the concretions. The subtle ^{13}C -depleted carbonate matrix from the Serra Alta concretions suggests formation mediated by microbially-induced anaerobic oxidation of methane coupled with sulfate-reduction at the sulfate-methane transition zone. Furthermore, microbially-induced sedimentary structures are recorded in limestones between the concretion-bearing intervals. Unusually large pyrite framboid clusters (~1.5 mm) along the concretions rims indicate establishment of strongly reducing conditions, most likely associated to the expansion of an oxygen minimum zone triggered by increased primary productivity. The presence of the pyrite framboid clusters with 4 to 13 μm of diameter indicates nucleation and growth under anoxic to lower dysoxic conditions, just below the sediment-water interface. The $\delta^{18}\text{O}$ signatures of the early diagenetic concretions, combined with paleontological and sedimentological data and

paleogeographic reconstructions suggest that the Passa Dois methane seep system developed within a huge intracontinental basin probably with restricted or no marine connections to the south-southwestward Panthalassa. The Middle Permian seep system of the Paraná Basin is the oldest evidence of methane exudation in the Late Paleozoic basins of the South America continent.

Keywords: Shell-rich carbonate concretions, Clastic dikes, C and O stable isotopes, Permian methane seep system, Irati Formation, Serra Alta Formation, Paraná Basin, SW Gondwana

1. Introduction

Early diagenetic carbonate concretions are conspicuous features in clastic rocks, particularly in mudstones (Mozley & Burns, 1993, Marshall & Pirrie, 2013). These structures are frequently related to methane seep systems, where hydrocarbon-charged fluids rise-up through the sedimentary column and eventually seep out in the ocean floor (Campbell 2006). Such unique sedimentary environments have been documented worldwide, since the Neoproterozoic to the Present, and from both active and passive continental margins, as well as lacustrine settings (Kulm *et al.* 1986, Hovland *et al.* 1987, Sakai *et al.* 1992, Neureauter & Roberts, 1994, Torres *et al.* 2002, Jiang *et al.* 2003, Campbell, 2006, Naehr *et al.* 2007, Nyman *et al.* 2010, Lash & Blood, 2014a,b, Cavagna *et al.* 2015, De Boever *et al.* 2015, Hu *et al.* 2016, Lash, 2015, Zwicker *et al.* 2015, Liang *et al.* 2016). There is a consensus that birth and growth of carbonate concretions in such environments are the result of anaerobic oxidation of methane (AOM) at the sulfate-methane transition zone (SMTZ) (Coleman, 1981, Curtis & Coleman, 1986, Raiswell & Fisher, 2000, Valentine, 2002, Hinrichs & Boetius, 2002). In these environments, chemosymbiotic

communities sustained by gas seepage, can also be responsible for authigenic carbonate precipitation (Campbell, 2006). Authigenic microcrystalline carbonates such as aragonite, calcite and dolomite are the most common phases in methane seep sites (Peckmann & Thiel, 2004).

In the Permian succession (Passa Dois Group) of the intraplate Paraná Basin, Brazil, various structures (e.g., mounds and associated features) suggest possible exudation activity recorded in the Irati, Serra Alta (Matos, 2016) and Teresina formations (Yamamoto *et al.* 2005). The rare occurrence of spectacularly preserved mounds interpreted as seep structures in the underlying Irati Formation suggests that the methane exhalation system recorded in the overlying Serra Alta Formation remained active for, at least, 15 million years (middle Kungurian to early Capitanian). This is in accordance with the multistage migrating model for hydrocarbons generated in the context of the organic-rich, mudstone-dominated succession of Irati and Serra Alta formations (Mateus *et al.* 2014). In addition, a high endemic and, at least facultatively chemoautotroph bivalve fauna was recently reported by Bondioli *et al.* (2015), Matos (2016) and Matos *et al.* (submitted) in the same deposits of the Serra Alta Formation. These are gigantic bivalves when compared with coeval species that are found in laterally equivalent, shallow water facies of the Corumbataí Formation. Some are preserved in situ at the base of mound structures preserved at the upper part of silicified, disrupted, brecciated limestones (Matos, 2016). These bivalves are also preserved in shell-rich early diagenetic carbonate concretions in the Serra Alta Formation (Bondioli *et al.* 2015, Simões *et al.* 2016), providing an excellent opportunity to acquire paleoenvironmental information of the seafloor just after the deposition of the sediments. Notably, clastic dikes are also recorded in the same stratigraphic interval of the Serra Alta Formation where large-bodied bivalves,

carbonate concretions and mound structures are found. In this context, the set of unique fossiliferous content and geological structures (i.e., carbonate concretions, clastic dikes, mounds) preserved in the basal portion of the Serra Alta Formation allow the investigation of the relationship between the subsurface and surface seepage of the Irati-Serra Alta seep system. Hence, in this contribution we describe by the first time the recently discovered methane seep system in the Permian succession (Passa Dois Group) of the eastern border of the Paraná Basin, adding key geochemical information. Indeed, the newly available stable isotopic data, plus the meso-, micro- and ultrastructural analysis of concretions and other diagenetic features in association with standard sedimentological and stratigraphic observations, allowed us to elucidate the (a) early diagenetic fluid history, the (b) geochemical conditions to carbonate cementation, the (c) redox conditions during early diagenesis, and the (d) origin of the clastic dikes of the Serra Alta Formation. By combining these informations with those data in Matos (2016) and Matos *et al.* (submitted) the geological history of a unique methane seep system is presented and discussed. This system, that was active during the diagenetic evolution of the Irati Formation and the deposition of the Serra Alta Formation, is the oldest one suggestive of methane exudation of South America continent.

2. Geological setting

The studied methane seep system is recorded in the Permian Passa Dois Group (Milani *et al.* 2007) of the intracratonic Paraná Basin, which covers large areas of the south and southeastern region of the Brazilian territory and areas of neighboring countries. The tectono-sedimentary evolution of the basin is closely related to the successive amalgamation of Paleozoic allochthonous terranes along

the southwestern Gondwana margin (Milani & Ramos, 1998, Milani *et al.* 2007). The complex interaction between the Gondwanic cratonic block and docking of exotic continental blocks is marked by three major orogenic phases (Ramos *et al.* 1986; Milani & Ramos, 1998): the Pampean (Neoproterozoic to Early Cambrian), the Famatinian (Ordovician to Devonian) and the Gondwanic (Carboniferous to Triassic). The Pampean Cycle corresponds to the final assembly of Gondwana, which comprises a complex mosaic of cratonic fragments. The Famatinian Cycle encompasses two compressive deformational events associated with tectono-sedimentary pulses related to the docking of the Cuyania and Chilenia terranes to the Gondwana paleocontinent [Ocloyic and Chanic orogenies according to Ramos (2004)]. The last cycle, called Gondwanic, comprises the Sanrafaelic Orogeny, which involved the subduction of a Pantalhassic slab and the deformation along the proto-Pacific margin due to the amalgamation of the Patagonia terrane against southwestern Gondwana (Ramos, 1984, 2008, Ramos *et al.* 2013).

A drastic paleogeographic change took place in the southwestern Gondwana during Early Permian to Triassic, and was marked by the inversion of basin depocenters, modification of sedimentary dispersal patterns and severe climatic changes (López-Gamundí *et al.* 1995, Warren *et al.* 2008, Alessandretti *et al.* 2013, Limarino *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2013). During the Permian, due to the continuous collisional events throughout most of the Paleozoic, a high altitude cordillera named Gondwanides Belt (Keidel 1916) emerged along the southern Gondwana margin (about 1000-2000 m above the sea level, according to Ziegler *et al.* 1997). This orographic barrier probably restricted the marine connections of the Panthalassic Ocean with the eperiric sea of the Paraná Basin (Fig. 1), as well as promoted a progressive continentalization and aridization of central portions of the Gondwana

(Warren *et al.* 2008, Alessandretti *et al.* 2013, Limarino *et al.* 2013). The orographic barrier to the south precludes the Panthalassic marine incursion, making impossible the access of the marine fauna to the inner areas of the Paraná Basin. This effect helps, in part, to explain the noteworthy presence of high endemic fauna (macro and microfossils) in the Permian succession of the Passa Dois Group (Beurlen, 1954a; Runnegar & Newell, 1971, Maranhão & Petri 1996, Simões *et al.* 1998, 2000, 2012, 2015, Warren *et al.* 2015). The lack of glauconite deposits and tidally influenced sedimentary facies also difficult to sustain the hypothesis of the oceanic connection between the Permian epeiric sea of the Paraná Basin and the Panthalassic Ocean (Warren 2005, Warren *et al.* 2008, Holz *et al.* 2010).

Figure 1 – Late Permian paleogeography of the Gondwana supercontinent showing the location of the Paraná Basin methane seep system. Note the intraplate location of the Passa Dois seep sites, in opposition to the “classical” seep areas that occur along active and passive continental margins. Modified from Ziegler *et al.* (1997).

The occurrence of hydrothermal processes, synsedimentary faults and seismites in the adjacent Teresina, Rio do Rasto, Corumbataí and Pirambóia formations support the evidence of far-field stresses, most probably related to the southwestern Gondwana margin compressional events (Riccomini *et al.* 1992, Rostirolla *et al.* 2000, Yamamoto *et al.* 2005). Several authors, including Sousa (1985) and Warren *et al.* (2015), reported clastic dikes crosscutting the deposits of the Serra Alta Formation in the São Paulo State. The presence of these structures reinforces the occurrence of synsedimentary tectonic activity during the early to mid-Permian (Milani *et al.* 2007, Holz *et al.* 2010). Since the dikes are common in the basal portion of the Serra Alta Formation, they are restricted to an interval of ~3 Ma, probably between the lower Capitanian - 265 Ma - and the lower Wordian - 268 Ma - ages (see Warren *et al.* 2015). It is important to note that these intracratonic strains are closely related to the supposed docking of the Patagonia terrane (Ramos *et al.* 2013), deformation in the Ventania Fold Belt (Von Gosen *et al.* 1991) and propagation of tectonic strengths through the intracontinental areas (Riccomini *et al.* 1992, Rostirolla *et al.* 2003, Turra 2009).

2.1 The Serra Alta Formation

The Late Permian (Wordian) Serra Alta Formation (Schneider *et al.* 1974, Warren *et al.* 2015) crops out along the eastern edge of the Paraná Basin, mainly in

the São Paulo, Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul states (Fig. 2). Despite local erosive discordances (diastems, see Warren *et al.* 2015), the unit is regionally delimited by a transitional contact with the oil-bearing Irati Formation (Maack 1947, Beurlen 1954b). At the upper portion, the unit is also delimited by transitional contact with the Teresina Formation (Sanford & Lange 1969, Hachiro 1996), representing a gradual change from an oxygen-deficient (anoxic to dysoxic) offshore setting (Holz *et al.* 2010, Bondioli *et al.* 2015, Warren *et al.* 2015, Matos, 2016) to increasingly shallow oxygenated waters (Mendes 1984; Sousa *et al.* 1988, Holz *et al.* 2010). The unit comprises a 50-90-meter-thick succession of monotonous mudstones (Fig. 3). The basal part is characterized by metric tabular beds of fine-grained sandstones with trough cross stratification, wave ripples and fossil-rich lag deposits (Warren *et al.* 2015). These deposits are interpreted as dense bioclastic concentrations formed in transition of lower shoreface to offshore settings (Warren *et al.* 2015). Above the basal deposits, a 40-80m thick succession of laminated siltstones, mudstones and black shales occur, occasionally interbedded with centimetric layers of fine sandstones and rare micritic carbonate beds (Holz *et al.* 2010). The Serra Alta succession culminates with decimetric to metric tabular beds of fine sandstones interbedded with red pelitic facies. The color changes and the presence of trace fossils associated with the *Cruziana* ichnofacies indicate the return of sedimentation in a very shallow water, under conditions of siliciclastic-dominated environment (Rohn *et al.* 2003, Warren *et al.* 2015).

Figure 2 – Location map of the studied area showing the narrow strip of the Serra Alta Formation outcrops along the eastern edge of the Paraná Basin. The sampling sites (hand icon) are located in the States of São Paulo and Santa Catarina.

The TOC and hydrogen (H) values from the Serra Alta Formation, vary from minimum and maximum of 0.1 and 3.20%, respectively, indicating a low potential for oil and generation (Teixeira 2014). Stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$) of calcite cement and veins from the Serra Alta shales yielded both negative values (Teixeira 2014) ranging from -8.6 to -2.3‰ (PDB) and from -5.1 to -3.7‰ (PDB), respectively. The fluid inclusions data, evidence an homogenization temperature ranging from 55 to 220°C, eutectic temperature (T_e) from -57.5 and -49.5°C and ice melting temperatures from -2.5 and 1.0°C indicate a low salinity environment with 0 and 4.2 wt. % of NaCl equivalent (Teixeira 2014). The presence of euhedral pyrite crystals

within black shales also indicate an anoxic or poorly oxygenated depositional environment (Meglhioratti 2006, Bondioli *et al.* 2015, Warren *et al.* 2015, Matos 2016).

In the lower portion of the Serra Alta Formation is common the occurrence of fossil-rich early diagenetic carbonate concretions formed immediately after the deposition of the sediment (Bondioli *et al.* 2015). At the lower to intermediate portion of the succession is typical the presence of clastic dikes. In particular, these structures are recorded in strata cropping out in the State of São Paulo and at the Rio do Rasto and Espigão sierras in the State of Santa Catarina (Fig. 2). These metric scale dikes are irregular, vertical bodies commonly filled with fine-grained sandstone, which discordantly cuts the lamination of the mudstones.

The absence of typical marine macro- and microfossils (e.g., echinoderms, bryozoans, brachiopods and foraminifera), tidally-influenced lithofacies and glauconite deposits suggest deposition under conditions of low salinity within an epicontinental sea. The lacking of proximal facies is also suggestive that the offshore deposits of the Serra Alta Formation surpassed the present eastern edge of the basin (Holz *et al.* 2010).

Figure 3 – Simplified stratigraphic column of the Serra Alta Formation at Porangaba and Rio do Rasto sections. Modified from Bondioli *et al.* (2015) and Warren *et al.* (2015).

3. Materials and methods

Carbonate concretions and clastic dikes were collected from two localities, as follows: (i) Rio do Rasto Section, Santa Catarina State and (ii) Porangaba Section,

São Paulo State (Figs. 2 and 3). The concretions and dikes samples were cut into transversal and parallel slabs, which have been used for the preparation of thin sections. The compositional and textural features of the concretions and clastic dikes, as well as the microscopic characteristics of the Serra Alta mudstones, were investigated by petrographic analysis with an OlympusBX50 polarizing microscope. The concretion samples used for carbon and oxygen isotopic analysis, were extracted from pre-selected polished slabs using a tungsten carbide dental drill coupled to a Sherline 5400 benchtop sampler. Concretions sampling was performed at ~1-cm intervals from the margin to the center of each of the transversal sections of the samples. For the analyzed clastic dike (4 cm in width), sampling was performed at ~0.5 cm intervals from margin-to-margin. The stable isotope analysis were performed at the Laboratório de Isótopos Estáveis, Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGeo) of the Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. The stable oxygen and carbon isotope ratios are expressed in δ notation, the per mil (‰) deviation from the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) standard: $\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O})_{\text{sample}} / ({}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O})_{\text{VPDB}} - 1] \times 1000$ for oxygen and $\delta^{13}\text{C} = [({}^{13}\text{C} / {}^{12}\text{C})_{\text{sample}} / ({}^{13}\text{C} / {}^{12}\text{C})_{\text{VPDB}} - 1] \times 1000$ for carbon. For each measurement, approximately 150 μg of powder was drilled from the sample and analyzed with an automated carbonate preparation system linked to a mass spectrometer (Finnegan Delta Plus Advantage). The analytical error of the carbon and oxygen isotope analysis was less than 0.1‰. The final values were corrected based on the international reference materials NBS-18 and NBS-19 and an internal reference material (REI). $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values for the reference material NBS-18 are: $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) ‰ = -5.01 ± 0.04 ; $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) ‰ = -23.20 ± 0.10 . For the NBS-19 reference material, values are the following: $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) ‰ = $+1.95$; $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) ‰ = -2.20 .

The WDS maps were collected at the Departamento of Petrologia, Universidade Estadual Paulista, using a JEOL JXA 8230 superprobe equipped with 5 WDS spectrometers and a Panchromatic cathodoluminescence system (XM-26730PCL). Intensity WDS signals were collected at peak position for As (L), S (Ka), Ba (La) and P (Ka). For Al, Ca, Mg and Na, intensities were collected using EDS. All maps were collected simultaneously, using 20 kV, 20 nA. Step size and dwell time were set to 4 μm and 10 ms, respectively. The size of pyrite framboids was measured directly from a SEM image. A total of 600 pyrite framboids were measured in order to achieve stable size distribution statistics.

4. Results

4.1 The host sediment

The carbonate concretions from the Rio do Rasto and Porangaba sections were found in the lower to intermediate portions of the Serra Alta Formation (Figs. 3, 4 and 5) (Bondioli *et al.* 2015, Warren *et al.* 2015, Simões *et al.* 2016). Both successions are essentially composed of black to coloured pelitic facies interpreted as deposited below the fair weather wave base in low oxygen conditions. The thin sandstone beds and the rare bioclastic rich deposits (bivalve, scale, teeth and rare coprolites) were deposited as distal tempestites (Warren *et al.* 2015, Simões *et al.* 2016).

The columnar section of the Serra Alta Formation in the Porangaba outcrop (Figs. 3 and 4) consist of an 11-m-thick succession of dark-grey laminated mudstones and decimeter-thick siltstone beds in its mid-portion (Bondioli *et al.* 2015, Simões *et al.* 2016). At least three concretion-bearing intervals hosted in massive grey siltstones are recorded on this site. Millimeter-size bivalve shells also occur

randomly dispersed in the siltstones (Matos 2016; Simões *et al.* 2016). A unique chemosymbiotic bivalve-dominated fauna enclosed within concretions (Figs. 4e to 4g) was recently described by Matos (2016). Between the two concretion-bearing intervals a cm-thick brecciated carbonate layer containing vertical structures formed by mud injections with limestone clasts and microbially-induced sedimentary structures is recorded (MISS) (Matos 2016, Simões *et al.* 2016). The presence of endemic (Simões *et al.* 2015) and at least facultatively chemoautotroph bivalve fauna associated with the MISS structures (see Matos 2016) reinforce the hypothesis of the microbial oxidation of methane in the Serra Alta Formation.

The studied outcrop in the Rio do Rasto Section is a 30-m-thick succession of dark gray to black mudstones and siltstones interbedded with rare centimeter to meter-thick sandstone beds (Figs. 4 and 5a). At the basal part, a 2-m-thick black mudstone is covered by a meter-thick sandstone bed with fluidization structures (i.e., clastic dikes). This bed is the parent unit of the sandstone dikes. The concretions are recorded approximately up to 15 meters of the basal part of the section, either as disperse structures or forming discrete concretion-rich levels. To the top, a monotonous intercalation of massive to fine laminated black mudstones with siltstone beds occur. Both clastic dikes and concretions are absent in these uppermost deposits.

Figure 4 – Rocks and fossils of the Serra Alta Formation at the Porangaba Section, State of São Paulo. (A) Mudstones and siltstones with a concretion-bearing interval cropping out at the kilometer 160, SP-280 highway. This concretinary interval persists along approximately 80 meters of the outcrop. (B) Detail of a discoidal calcium carbonate concretion encased by black shales and mudstones. (C) A decimeter-thick clastic dike with poorly-developed ptigmatic folding crosscutting mudstones and siltstones. (D) A clastic dike with its uppermost termination at the

base of a concretion. (E-G) Endemic, possible chemoautotroph bivalves commonly found inside the concretions: *Anhembia froesi* (E); *Tambaquyra camargoi* (F) and *Maackia contorta* (G). Bar scales: For A and C – 50 cm, for E, F and G – 1 cm.

Figure 5 – (A) Outcrop of the Serra Alta Formation at the Rio do Rasto Section composed by thin laminated mudstones interbedded with black shales and rare sandstone beds. (B) An isolated elliptical carbonate concretion hosted in black shales. This concretion was sampled for petrographic and isotopic analyses. (C) Large-bodied bivalves well-preserved within a concretion. (D) Thin section showing a closed articulated bivalve shell immersed in carbonate concretion micritic matrix. The hammer in B is 28 cm long.

4.2 The bivalve-bearing carbonate concretions

The concretions found at the Porangaba section were described in detail by Bondioli *et al.* (2015), Matos (2016), Matos *et al.* (submitted) and Simões *et al.* (2016) in terms of their size, shape, paleontological content and origin. However, until now, detailed petrographic, geochemistry and stable isotope data were missing. The concretions are generally massive, apparently homogeneous and vary in length from 4 to 110 cm (Bondioli *et al.* 2015). The larger axis of the concretions is characteristically parallel to the bedding plane. All the examined concretions show uncompacted texture and are primarily composed of carbonate cement. Large-bodied bivalve shells are often preserved and enclosed by those concretions (Fig. 5d and 5e) and are immersed in a calcite micritic (<5 µm) groundmass.

Petrographic analyses shown that concretions from both localities are composed by minerals of sedimentary and authigenic/diagenetic origin. All the studied concretions are cemented with a mixture of micritic calcite (<5 µm), with rare very-fine grained monocrystalline quartz grains, pyrite framboids and undifferentiated clay minerals (Fig. 6). Scanning electron microscope (SEM) observations on the Serra Alta concretions revealed that the micrite cement is calcitic in composition with

low contents of Na, Fe and Mg (Fig. 7). SEM observations also showed the local presence of spherical clusters of pyrite framboids (~1.5 mm) at the external limits of the concretions (Fig. 7a). The packed spherical clusters of pyrite framboids within the Serra Alta concretions consists of inequigranular micro-crystals, which range from 1.1 to 35.1 μm . Each framboid cluster consists of hundreds to thousands of individual pyrite framboids. Framboids have a mean diameter of 9.5 μm . Most of the framboids present sieve (=diablastic) texture with substantial concentrations of Ca, Si and Mg (Fig. 7). A representative histogram and a pie diagram with distinct intervals of framboid sizes are given in Fig. 8.

Figure 6 – (A) Petrographic detail of carbonate concretion composed of micritic calcite cement (<5 μm) with sparse grains of very fine detrital quartz and undifferentiated clay minerals. (B) Disarticulated bivalve shell immersed in the micritic calcite cement.

Figure 7 – (A) Scanning electron microscope (SEM) image of a large framboidal pyrite cluster (~1.5 mm) at the concretion margin. Pyrite framboids range in diameter from 1.1 to 35.1 μm . This image was used for framboids diameter size counting. (B) Detail of a framboidal pyrite with a sieve (= diablastic) texture. Compositional maps for iron (C), sulfur (D), calcium (E), silica (F), magnesium (G) and sodium (H) from a pyrite framboid immersed within the calcium carbonate matrix.

Figure 8 – (A) Histogram showing size distribution frequency of pyrite framboids from the Serra Alta carbonate concretions. (B) Diameter size intervals of framboids. (C) Mean diameter versus standard deviation of framboid size distributions. The oblique

dashed line is the threshold for oxic-dysoxic bottom-water conditions according to Wilkin *et al.* (1996).

4.3 The clastic dikes

A clastic dike swarm occurs in the lowermost section of the Serra Alta Formation at Porangaba and Rio do Rasto sections (Figs. 3, 4c, 4d and 9). They appear stratigraphically below and nearby carbonate concretions as subvertical to vertical discordant bodies with sharp contacts with host sediments. The dikes have thicknesses and lengths up to 1.5 and 5 meters, respectively. Well-developed, cm-scale ptigmatic folding is observed in some dikes. They are originated in sandstone beds (basal parent unit) and can be vertically tracked for more than three meters (Fig. 9a). At least, two types of discordant clastic dikes were identified: (i) dikes with its uppermost termination ending immediately below carbonate concretions (Fig. 4d) and (ii) dikes disrupted by concretionary growth (Fig. 9c). The dikes are filled by monocrystalline very-fine to fine-grained and poorly-sorted quartz grains embedded in carbonate cement (see also Sousa, 1985). It is noteworthy the flat-packing (perpendicular to the dikes walls) of the clay minerals both at field and microscopic scales (Figs. 10a and 10b).

Figure 9 – Macroscopic features of clastic dikes at the Rio do Rasto Section, Santa Catarina State. (A) A meter-scale clastic dike with poorly-developed ptigmatic folding crosscutting mudstones and sandstones. Note the base of the dike at the top of parental sand bed unit. (B) A clastic dike gently folded to the right, with sharp and roughly stepped margins and decreasing thickness to the top. (C) Clastic dike intersected and disrupted by a carbonate concretion. (D) A cm-thick clastic dike with well-developed ptigmatic folding caused by latter compaction. (E) Sharp contact between clastic dike and host mudstones. Note the parallel alignment of mudstone clast (white arrow). After emplacement, clastic dikes underwent latter compaction and labile clasts were fully rearranged horizontally. (F) Three small-scale clastic dikes crosscutting the Serra Alta black shales. Note the ptigmatic folding in the central and left dikes. The poorly developed folding in the dike at the right probably relates to the low angle of injection. Note that the upper termination of the clastic dike coincides with concretion (top right of the photograph). The hammer in C and D is 30 cm in length.

Figure 10 – Meso- and microscopic characteristics of the investigated clastic dikes. (A) Thin-section of a clastic dikes showing rearrangement of the clay minerals due to latter compaction during burial. (B) Photomicrograph of clastic dike exhibiting the injected material composed of very-fine to fine-grained quartz grains and clay size particles. These grains are immersed in a clayey micritic matrix. Note the parallelism between clay minerals, perpendicular to the clastic dike wall due to rearrangement during latter compaction. (C) Strongly deformed matrix of a ptygmatic folded clastic dike due to latter compaction. The scale bars in A is 0.5 cm and 0.1 mm in B and C.

4.4 Carbon and oxygen stable isotopes

Table 1 summarizes the stable carbon and oxygen isotope values for the studied carbonate concretions and clastic dikes cement. Note that both, the carbon and oxygen isotope data, show mainly negative values. The carbon isotope values in calcitic cement from concretions found in the Rio do Rasto Section range from -9.22 to -6.92 ‰, with a mean value of -8.00‰ (PDB). The oxygen isotope values range from -14.32 to -11.88‰, with a mean value of -13.23‰ (PDB). The $\delta^{18}\text{O}$ values for samples acquired in the Porangaba section vary from -7.64 to -6.39‰ (PDB) and the $\delta^{13}\text{C}$ values from -7.79 to -5.49‰ (PDB) (Fig. 11). In the Porangaba section, carbonate concretions exhibit an increase in $\delta^{13}\text{C}$ values from the center to rim, ranging from -7.02 to -5.49‰ (PDB). The $\delta^{18}\text{O}$ values show a well-developed U-shaped pattern from the center to rim, with extreme values of -6.82 and -6.39‰ and inflection point at -7.61‰ (PDB). From the top to the base of the concretions, both $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values show convex shape, with very similar extreme values. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values for the concretions of the Rio do Rasto Section presented an oscillatory pattern, with similar values for the top and the base of -8.28 to -7.76‰ and

-13.58 and -13.13‰ (V-PDB), respectively. From the core to rim, $\delta^{13}\text{C}$ values also show a remarkably oscillatory pattern, ranging from -8.05 to -7.05 ‰ (V-PDB). It is important to note that despite the distance of the sampled areas (around 800 km), the concretions of Porangaba and Rio do Rasto Section show very similar pattern of variation for the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ trends. As observed in the Fig. 12 the variation curves from core to rim show significantly different values but similar configuration, suggesting a comparable origin.

Both carbon and oxygen isotope values for clastic dikes vary slightly. The $\delta^{13}\text{C}$ values range between -6.2 and -5.7 ‰ (V-PDB), whereas the $\delta^{18}\text{O}$ values vary between -11.4 and -10.5 ‰ (V-PDB) (Fig. 11 and Table 1).

Figure 11 – Cross-plot of $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ for carbonate cement from the concretions and clastic dikes of the Rio do Rasto and Porangaba sections.

Figure 12 – Sketches of the concretions cross sections indicating where the stable isotope analyses were performed. The diagrams show the variation of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ trends from the center to the edge and from the top to the base of the concretions samples, respectively. See text for detailed explanation.

5. The birth and growth of the Serra Alta concretions

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the carbonate concretions allied with detailed sedimentological data and biomarker evidence of the Irati (Holz *et al.* 2010, Calça & Fairchild 2012) and Serra Alta formations (Schneider *et al.* 1974, Araújo *et al.* 2001, Holz *et al.* 2010, Warren *et al.* 2015, Matos 2016, Matos *et al.* submitted,

Alessandretti *et al.* in this paper) provide some insights into the methane-related diagenesis of these mid-Permian fine grained sediments deposited within the intracratonic Paraná Basin.

Syndiagenetic and early diagenetic carbonate concretions are commonly found in fine-grained sediments and sedimentary rocks, providing key paleobiological and paleoenvironmental information (Irwin *et al.* 1977, Hudson *et al.* 2001, McBride *et al.* 2003, Raiswell 2002, Mozley & Davis 2005, Woo & Khim 2006, Dale *et al.* 2014, Bondioli *et al.* 2015). There is a general consensus that they are formed as a product of carbonate cementation due to the geochemical modifications in interstitial pore waters at shallow burial depths, commonly just below the sediment-water interface, or even within the sedimentary column (Irwin *et al.* 1977, Froelich *et al.* 1979, Curtis *et al.* 1986, Compton 1988, Mozley & Burns 1993, Dong *et al.* 2013). For the Serra Alta concretions, the most reliable evidences for early diagenetic formation at shallow burial depth are: (i) the massive presence of well-preserved large bivalve shells (see Bondioli *et al.* 2015 for a detailed explanation), (ii) uniform deformation of the surrounding strata of the host rock (this evidence suggest that the concretions were rigid objects during the diagenetic compaction) and (iii) an edge to center gradual decrease for $\delta^{13}\text{C}$ values. Such decrease supports the classical model of formation for the Serra Alta concretions, in which the center of the concretion is formed prior to the outer part.

The $\delta^{13}\text{C}$ isotopic signature of carbonates has been widely used to track primary productivity, availability of nutrients and the source of carbon (Hoefs 2004). These isotopic signatures can also provide reliable information for paleoenvironmental reconstructions, detection of anoxic events and glacial, interglacial and postglacial periods (Hoefs 2004). Modern seep systems produce

methane-derived carbonate structures characterized by extreme negative $\delta^{13}\text{C}$ values, commonly less than -30‰ (Campbell 2006), and in some cases as low as -50‰ (Jonk *et al.* 2003). The modestly depleted carbon isotope composition of the carbonate cement of the Serra Alta concretions is apparently incompatible with the typical high depleted ^{13}C values associated with microbial methanogenesis. However, several studies on Phanerozoic seep deposits revealed methane-derived carbonates with a wide range of ^{13}C values, varying between -30 to +24‰ (see Kauffmann *et al.* 1996, Martens *et al.* 1999, Stakes *et al.* 1999, Greinert *et al.* 2001, Peckmann *et al.* 2002, Reitner *et al.* 2005, Wirsig *et al.* 2012, Cavagna *et al.* 2015, Lash *et al.* 2015, Liang *et al.* 2016). Thus, a plausible methane source in the Irati Formation is compatible with the modestly ^{13}C -depleted carbonate cements from the Serra Alta concretions and clastic dikes. Considering that methanogenesis seems to increase exponentially with increasing temperature (Mikucki *et al.* 2003; Gu *et al.* 2011), burial and diagenesis of the Irati Formation would have been accompanied by a prominent increase in methane generation.

In marine settings, once the ascension of methane within the sedimentary column meets downward sulfate migration from the seawater and above layers, methane is mainly consumed by consortia of sulfate-reducing bacteria mediating the anaerobic oxidation of methane (AOM), according to the following chemical reaction (Hoehler *et al.* 1994): $\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{HS}^- + \text{H}_2\text{O}$. The increase in the carbonate alkalinity and decrease in sulfate concentration to near zero within the tiny sulfate-methane transition zone (SMTZ) is a key chain reaction of AOM, leading to the formation of ^{13}C -depleted authigenic carbonate and pyrite (Borowski *et al.* 2000, Peckmann *et al.* 2001).

In the sulfate-methane transition zone (SMTZ) of anoxic marine settings, the anaerobic oxidation of methane occurs in a thin interval characterized by methane- and sulfate-depleted pore waters (Campbell 2006). Furthermore, AOM coupled with bacterial sulfate reduction can stimulate sulfur isotopic enrichments in different solid phases including pyrite (Lash & Blood 2014, Cavagna *et al.* 2015, Lash 2015, Lin *et al.* 2016). The negative carbon isotopic values of the carbonate cements from the Serra Alta concretions are here interpreted as a result of microbially-induced, anaerobic oxidation of methane coupled with sulfate-reduction at the sulfate-methane transition zone. Methane sources in the Irati Formation driven by anaerobic oxidation of methane and associated authigenic carbonate and pyrite precipitation.

Stable $\delta^{18}\text{O}$ signatures of authigenic carbonates have been extensively used to constrain fluid composition and temperature at the time of carbonate precipitation (Longstaffe 1987, Hoefs 2004). Several processes can explain negative $\delta^{18}\text{O}$ values for early diagenetic carbonates, such as: (i) meteoric water input, (ii) oxidation of organic matter in the sulfate-reduction zone, (iii) chemical interaction between water-sediments and volcanogenic or juvenile materials, (iv) ascension of hot fluids, and (v) increasing temperature and recrystallization at deep burial (Mozley & Burns, 1993). However, oxygen isotopes derived from seep carbonates are more difficult to interpret than carbon isotopes (Zwicker *et al.* 2015). The Serra Alta carbonate concretions have light oxygen isotope ratios around -10‰ PDB. These depleted values can be associated to influx of meteoric water by deltaic and/or fluvial (continental) systems, but the deposition of the unit in a distal condition (below storm wave base) seem to invalidate this hypothesis. The influence of volcanic rocks or juvenile waters that could justify depleted ^{18}O values is also not a reasonable explanation. The intracratonic nature of the sedimentary succession and the

complete absence of volcanogenic rocks in the Serra Alta Formation allow us to refute this hypothesis. On the other hand, low $\delta^{18}\text{O}$ values are commonly found in carbonates associated with the decay of the organic matter (Irwin *et al.* 1977, Curtis *et al.* 1986, Compton 1988, Sass *et al.* 1991, Raiswell *et al.* 2002). Thus, the relatively low ^{18}O isotopic values of the Serra Alta concretions may reflect the anaerobic oxidation of methane. The geochemical, paleontological and sedimentological evidence (as the lack of fully marine fossils, glauconite and tidally-influenced marine facies) suggest that AOM occurred close to the sediment-water interface of a shallow body of water, possibly in low-saline or brackish conditions (Runnegar & Newell, 1971). Another plausible hypothesis to explain the negative $\delta^{18}\text{O}$ values of the concretions may be related with the paleogeographical location of the Serra Alta seep system. Between the Cisuralian and Lopingian, the Paraná Basin underwent a postglacial to semiarid-arid climatic stages (Limarino *et al.* 2013). Carbonates that precipitated in warm waters have a tendency to incorporate more ^{16}O than ^{18}O , resulting in lower $\delta^{18}\text{O}$ values (Armstrong & Brasier 2005). In addition, the recent finding of small domical structures (mounds) located immediately above the concretion-bearing intervals (Matos 2016, Matos *et al.* submitted), is another evidence for seepage activity and reinforces the shallow depth origin for the carbonate concretions.

Not to scale

Legend

Parent unit		Clastic dykes
Serra Alta Fm.		Seismic activity
Irati Fm.		Bivalve shells
Sulfate influx		Carbonate concretions
Methane influx		Sulfate-methane transition zone
Methane influx by fault	$\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{HS}^- + \text{H}_2\text{O}$	

Figure 13 – Schematic diagrams showing the conceptual model for the origin of carbonate concretions and clastic dikes of Serra Alta Formation. (A) Deposition of the organic-rich shales of the Irati Formation during the middle Permian within the intracratonic Paraná Basin. (B) At this stage, decomposition of organic matter by bacterial activity produced diffuse upward input of methane from the Irati Formation to the Serra Alta black shales and mudstones. A high endemic large-bodied bivalve fauna flourished at the paleoseafloor (Matos, 2016; Matos *et al.* submitted). Downward input of sulfate from the epicontinental sea. (C) Intracratonic reactivation of medium-angle reverse faults in the underlying Precambrian basement propagated upward to high-angle strike-slip and oblique-slip normal faults in the Permian sedimentary cover of the Paraná Basin (Rostirolla *et al.* 2003). At this stage, methane input to the Serra Alta fine-grained sediments occurred both by faults and diffusely within sediments. (D) Seismic activity coupled with overpressurized sediments triggered emplacement of clastic dikes, which functioned as high permeability methane conduits. Nucleation and growth of carbonate concretions within the sulfate-methane transition zone (SMTZ). (E) Growing of carbonate concretions within the SMTZ. (F) Ptygmatic folding of clastic dikes due to latter compaction.

6. The Permian Passa Dois Group seep system

The understanding of the complex interplay between rocks and fluid migration in sedimentary basins are an issue of environmental and economic interest (Berndt 2005). For ancient sedimentary basins, such fluid migration is an important phenomenon due to the input of greenhouse gases into the paleo-oceanic/atmospheric system (Judd *et al.* 1992) and to the establishment of

chemosymbiont-dependent communities, which are sustained by the seepage of fluids and gases (Campbell 2006). Evidence for fluid flow in ancient and modern sedimentary basins are described either on seafloor (mud volcanoes, pockmarks, mounds, craters) and subsurface (clastic dikes, pipes, tubular concretions, Berndt *et al.* 2005, Duranti & Mazzini 2005, Campbell 2006). The present study suggests that the oil shale beds of the Irati Formation were the source rocks responsible for the methane generation (see also Matos, 2016). Subsequent migration of methane to the Serra Alta fine-grained sediments occurred both bypassing diffusely into mudstones and shales and through high-permeability clastic dikes. These issues will be discussed in detail below.

6.1. The hydrocarbon (methane) source

The Irati Formation is sub-divided into the Taquaral (lower) and Assistência (upper) members, both characterized by mudstones with high organic matter content (Milani & De Wit 1998) interbedded with thin carbonate beds (Hachiro 1996). Geochemical data indicate that the organic-rich shales in the Assistência Formation (Hachiro 1996) are the major potential oil-prone rocks in the Paraná Basin (Zalán *et al.* 1990). Total organic carbon (TOC) of the Irati shale in the State of São Paulo and Paraná ranges from 0.43 and 17.41% (Oliveira 2012), making the unit a potential oil- and gas-source. Estimated homogenization temperatures (T_h) between 100° and 150° C, reaching values up to 300°C, suggest that the Irati shales reached the ideal timing and temperatures to the oil and gas generation (Oliveira 2012, Mateus *et al.* 2014). However, there is a consensus that such temperatures cannot be reached by simple sedimentary burial, requiring an additional heat source from the Lower Cretaceous Serra Geral basic magmatism (Araújo *et al.* 2000, Souza *et al.* 2008,

Thomaz-Filho *et al.* 2008, Sousa *et al.* 1997, Santos *et al.* 2009). However, Mateus *et al.* (2014) showed evidences of multistage migration of hydrocarbons during the Permo-Triassic interval of the Paraná Basin. The migration events were directly associated with the period of hydrocarbon maturation of the organic-rich sediments of the Assistência Member promoted by a relatively high geothermal gradient. Warren *et al.* (submitted) have described an impressive silicified Permian mound camp in the upper portion of the Irati Formation, few meters above the contact with the overlying Serra Alta Formation. These authors associate the origin of mounds to the hydrocarbon-rich fluids migration and methane seepage during the sedimentation of the Irati (upper) and Serra Alta (lower) formations, suggesting the existence of a long-lived methane seep system. Similar mounds were also described by Matos (2016), including giant chemosymbiont bivalves preserved in situ, in the basal portion of the Serra Alta Formation. The mounds were also interpreted as structures produced by methane seepage. The $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) negative values of the organic-C rich sediments of the Irati Formation (exceptionally ranging from -20 to -24‰, see Faure & Cole 1999) can be related with the addition of negative C to the basin during the methane hydrates exudation. Additionally, cocoidal cyanobacteria microfossils were recognized in early diagenetic silex in the basal portion of the Assistência Member suggesting that the presence of microbial mats during the deposition of the pelites (Calça & Fairchild, 2005). Such evidence reinforces the idea of microbial decomposition of organic matter and anaerobic oxidation of methane by cyanobacteria in the upper portion of the Irati Formation.

Finally, an alternative hypothesis for the large-scale methane release event in the Paraná Basin, during the mid-Permian, is a mid-sized impact event. The Araguinha impact structure in the northern Paraná Basin, Mato Grosso and Goiás

states (central portion of Brazil), was recently dated at 254.7 ± 2.5 Ma (see Tohver *et al.* 2012, 2013). According to these authors, the geological evidence for seismic and carbon isotope perturbation indicates that the Araguainha event affected areas up to 1100 km distant from the impact crater (Tohver *et al.* 2013). Oil-rich rocks of the Irati and Corumbataí formations were the youngest targets for the Araguainha bolide (Tohver *et al.* 2013). The combined seismic effects from the impact and the post-impact collapse of the crater would result in large magnitude earthquakes ($M_w 9.3$ – 10.5) and associated high energy events (i.e., tsunamis) in the epeiric sea of the Paraná Basin (Tohver *et al.* 2013), which may have acted as triggering mechanisms of methane release.

6.2. The methane seepage in the Serra Alta epeiric sea

Different processes can explain pathways for upward fluid migration at hydrocarbon seep systems, including: (i) sand injections (Cosgrove, 2001, Schwartz *et al.* 2003, Duranti & Mazzini 2005, Hurst *et al.* 2011), (ii) faults (Moore *et al.* 1990, Ogawa *et al.* 1996), (iii) seepage structures (Cavagna *et al.* 2015, De Boever *et al.* 2011, 2015, Zwicker *et al.* 2015, Liang *et al.* 2016, among others), (iv) hydraulic fracturing (Mazzini *et al.* 2003a, 2003b) and (v) submarine erosion (Campbell *et al.* 2002).

Several studies have demonstrated that the relationships between clastic dikes, tubular concretions and mineralized conduits as the potential plumbing system for methane seep sites (Mazzini *et al.* 2003, Duranti & Mazzini, 2005, Minisini & Schwartz, 2007, Blumenberg *et al.* 2015, Cavagna *et al.* 2015, De Boever *et al.* 2015, Wirsig *et al.* 2015, Zwicker *et al.* 2015). The pioneering work of Jenkins (1930) points to a Paleogene oil migration from the older Moreno Shale to the Kreyenhagen

Formation (California) by sandstone dikes acting as high-permeability conduits. In the last years, a multi-proxy studies from both subsurface and outcrops have potentially increased the knowledge on hydrocarbon migration within ancient and recent sedimentary basins. Based on the morphology, chemistry of fluid inclusions, $\delta^{13}\text{C}$ isotopic signatures and petrographic characteristics from clastic dikes, concretions and cemented bioturbation burrows of the South Viking Graben (North Sea), Duranti & Mazzini (2005) provided evidences for gas-driven dikes emplacement and coeval methane seepage. They suggest that gas influx in deep water sandstones increased pore fluid pressures during early diagenesis and decreased the grain framework instability, inducing liquefaction and clastic dikes emplacement. Minisini & Schwartz (2007) described an ancient seep system in the Panoche and Tumey Hills of Central California composed of several clastic dikes and authigenic carbonate structures. Based on stratigraphic relationships and stable isotope compositions of authigenic carbonates and clastic dikes, Minisini & Schwartz (2007) demonstrated the contemporaneity between these structures and conclude that the dikes controlled the distribution of the seeps. Cavagna *et al.* (2015) and others, reported methane-derived carbonate rocks, including both seafloor and sub-seafloor products in the Cenozoic succession of the Piedmont Basin of NW Italy. These authors argue that cylindrical concretions formed just below the seafloor are the result of carbonate precipitation around fluid conduits and record a long period of stable and slow methane seepage. Mazzini *et al.* (2003) studying Tertiary hydrocarbon reservoirs in the North Sea, verified the occurrence of several fractures associated with clastic dikes and attested that fluid scape from reservoirs through hydraulic fracturing, clastic dikes and seepage structures.

Considering the prominent clastic dikes and their intimal association with the carbonate concretion-bearing horizons of the basal part of the Serra Alta Formation, we suggest a link between the dikes network and upward migration of CH₄- rich fluids. As previously mentioned, the clastic dikes in the Serra Alta Formation are restricted to the lower 20-30 m and the crosscutting relationship between concretions and clastic dikes indicate that they are probably contemporaneous. The local incidence of disrupted dikes by concretions (Fig. 9c) is a strong evidence for a contemporaneity between these early diagenetic structures. Additionally, the uppermost termination of several clastic dikes coincides with the occurrence of concretions (Fig. 5d). The well-developed ptygmatic folding of the dikes (Fig. 9d) reinforce that emplacement occurred prior to lithification of the host mudstones and black shales, reinforcing the hypothesis of the dikes acted as highly-permeable methane-conduits carrying the hydrocarbon-rich fluids and gases from the underlying Irati Formation.

As pointed by Huuse *et al.* (2007), three major conditions are essential for clastic injections, including: (i) occurrence of unconsolidated sediments wrapped in low-permeability mudstones, (ii) overpressure due to one or more mechanisms and (iii) a triggering event. Overpressure in the Serra Alta sediments most probably occurred in response to migration of basinal fluids (methane) into the sealed sandstone beds (parent unit). Mazzini *et al.* (2003) highlighted that fluid scape in subsurface environments can take place through a network of fractures and sand injections. Fluid overpressures producing the pathways for fluid escape through hydraulic fracturing were also mentioned by Cosgrove (2001). In this way, the methane generation in the organic-rich black shales from the underlying Irati Formation may have elevated the overpressure of the unconsolidated sediments of

the overlying Serra Alta Formation. This can also have triggered the fluidization of the thin sandstone layers of the Serra Alta Formation.

6.3. Paleo-redox conditions

The occurrence of framboidal pyrites formed within modern and ancient sediments can be helpful for the knowledge of their burial history and diagenesis of associated organic matter. In this way, several studies have demonstrated that pyrite framboid size distribution is an effective proxy of (paleo) environmental information, providing important measures on the oxygen availability from distinct depositional settings (Wilkin *et al.* 1996, 1997, Wignall & Newton 1998, Bond & Wignall 2010, Wignall *et al.* 2010, Lash & Blood 2014, Lin *et al.* 2016, Wei *et al.* 2016). An important advance regarding this issue was made by Wignall & Newton (1998), who documented a clearly correspondence between the size distribution of pyrite framboids and oxygen-restricted biofacies from British Jurassic black shales. Subsequently, Bond & Wignall (2010) and Lash & Blood (2014) refined the method, introducing framboid size criteria to define redox conditions. The occurrence of pyrite framboids in the Serra Alta concretions and their size distributions (1.1 to 35.1 μm , mean diameters of 9.5 μm , and standard deviation of 4.72) are akin to those reported in ancient/modern marine sediments formed under anoxic to lower dysoxic conditions (Bond & Wignall 2010, Lash & Blood 2014), which are in accordance with the paleontological data in Matos (2016).

6.4. The triggering mechanism for clastic dikes emplacement

A syndepositional tectonism is the most plausible triggering mechanism responsible for the genesis of the clastic dikes in the Serra Alta Formation. Indeed,

evidence of hydrothermalism and the presence of soft-sediment deformational structures (as seismites and synsedimentary faults) in the Serra Alta (Warren *et al.* 2015), Teresina, Rio do Rasto (Warren *et al.* 2008), Corumbataí (Riccomini *et al.* 1992, Turra 2009, Tohver *et al.* 2013) and Pirambóia formations strongly suggest that the Paraná Basin was subjected to active tectonism during the Permian. These seismic-induced structures are interpreted as the result of intraplate syndepositional tectonism in the southern Gondwana margin (Riccomini *et al.* 1992, Rostirolla *et al.* 2003, Yamamoto *et al.* 2005, Warren 2005). Based on the geographic alignment between the Permian-Triassic seismites following the ENE direction of the Jacutinga Shear Zone in the state of São Paulo, Turra (2009) interpreted that earthquakes were the result of reactivation of Precambrian basement faults. Additionally, he suggested that these events are possibly related to far-field propagation of compressional stresses originated along the southern Gondwana margin during the Late Paleozoic, recorded in the Cape and Ventania fold belts of South Africa and Argentina, respectively. In the southwestern portion of the Ventania Fold Belt, where the Precambrian basement crops out, thrusts associated with low grade metamorphism were dated by K-Ar between 282 and 260 Ma (Varela *et al.* 1986, Buggish 1987). Warren *et al.* (2015), based on a compilation of palynological data and biozones of vertebrate fossils, delimited the depositional age of the Serra Alta Formation between 268 and 265 Ma. Thus, it is plausible that the tectonic event mentioned above and its consequent strain propagation across continental interior lead to reactivation of basement faults, inducing fluidization and liquefaction of the Capitanian to Wordian sediments of the Serra Alta Formation. In this way, reactivation of the Itajaí-Perimbó and Major Gercino shear zones in the State of Santa Catarina, during the Permian, was the most probable cause for the paleoearthquakes that triggered the genesis of

faults and soft-sediment deformation structures in the Serra Alta Formation (Rostirolla *et al.* 2003). Rostirolla *et al.* (2003) described high-angle strike-slip and oblique-slip normal faults in the Permian rocks of the Paraná Basin that propagate upward from medium-angle reverse faults in the underlying Precambrian basement. They argue that fault reactivation along the Perimbó Shear Zone was also produced by strain propagation from the Ventania Fold Belt toward the intracratonic setting.

Upward fluid migration in seep systems through faults was reported by Moore *et al.* (1990) and Ogawa *et al.* (1996). The Permian normal faults described by Rostirolla *et al.* (2003) in the Paraná Basin can be an alternative explanation to methane migration from the organic-rich sediments of the Irati Formation to those of the overlying Serra Alta Formation. These authors emphasized that the Itajaí-Perimbó shear zone is strongly marked in the Irati and Serra Alta formations but loses its continuity towards the Teresina and Rio do Rasto formations. Thus, it is plausible that upward migration of methane from the Irati Formation also took place throughout normal faults.

Finally, we argue that the clastic dikes crosscutting the rocks of the Serra Alta Formation are synsedimentary structures and were formed by an interplay between liquefaction induced by seismicity coupled with overpressure generated by methane release from the underlying Irati Formation. After clastic dikes emplacement, such structures operated as high-permeability conduits, pumping methane from the Irati oil shales to the 'barren' deposits of the Serra Alta Formation.

7. Conclusions

The newly proposed methane seep system in the Permian Passa Dois Group is quite distinct from those "classic" ones recorded in the literature. This system is

related to organic-rich sediments that were deposited in an intraplate setting (i.e., the Paraná Basin) and is directly related to the upward migration of hydrocarbon-rich (i.e., methane) fluids and gases generated by the oil-prone Irati Formation. Middle Permian intracratonic seismic activity combined with overpressure within methane-charged sediments triggered fluidization of sediments and clastic dike emplacement within the black shales and mudstones of the Serra Alta Formation. The most plausible origin of the seismic activity is fault reactivation within Precambrian basement due stress propagation from the plate margin to continental interior. After dikes emplacement, these acted as high-permeability conduits plumbing methane into the bottoms of the Serra Alta epicontinental sea. Nucleation and growth of the Serra Alta fossil-rich carbonate concretions and pyrite precipitation occurred just below the water-sediment interface (see also Bondioli *et al.* 2015) and were induced by anaerobic oxidation of methane (AOM) coupled to sulfate reduction at the sulfate-methane transition zone (SMTZ) diminished sedimentation/burial rate (Fig. 13).

As discussed above, mudstones and black shales of the basal portion of the Permian Serra Alta Formation, cropping out the Rio do Rasto and Porangaba areas offer us an excellent opportunity to investigate the nature and evolution of an ancient hydrocarbon seep system generated by a complex interplay between deposition of organic-rich sediments, intracratonic seismic activity, emplacement of clastic dikes, migration of methane, chemoautotroph benthic bivalve fauna (Matos, 2016; Matos *et al.* submitted) and the formation of early diagenetic carbonate concretions.

Acknowledgements

The authors thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Brazil), grants 142202/2013-4 and 444070/2014-1, for funding

and the University of São Paulo for institutional support. R.M. thanks CNPq for the scholarship (grant 300423/82-9). Special thanks to Alyne da Silva Barros (LIE-CPGeo, USP) for assistance with the stable isotope analysis. L.A. thanks Eduardo Guadagnin for the help during the fieldwork at the Rio do Rasto Section, State of Santa Catarina, southern Brazil.

References

- Alessandretti, L., Warren, L.V., Machado, R., Novello, V.F., Sayeg, I.J., 2015. Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession. *Sedimentary Geology*, 326, 1-15.
- Araújo L.M., Trigüis J.A., Cerqueira J.R., Freitas L.C.S., 2000. The atypical Permian petroleum system of the Paraná Basin, Brasil. *In*: Melo M.R. & Katz B.J. (eds). *Petroleum systems of South Atlantic margin*, **73**:377-402.
- Armstrong, H.A., Brasier, M.D., 2005. Microfossil, stable isotopes and ocean–atmosphere history. *Microfossils*, 2nd ed. 4. Blackwell Publishing, Malden, USA, pp. 25–34.
- Berndt, C., 2005. Focused fluid flow in passive continental margins. *Philos. Trans. R. Soc., A* 363, 2855–2871.
- Beurlen, K. 1954a. As faunas de lamelibrânquios do Sistema Gonduânico no Paraná. *In*: Lange, F.W. (ed.) *Paleontologia do Paraná, Volume Comemorativo do 1º Centenário do Estado do Paraná*, 107–136. Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná, Curitiba.
- Beurlen K. 1954b. Horizontes fossilíferos das Camadas Serra Alta do Paraná. *Boletim DNPM*, **152**:1-30.
- Blumberg M., Walliser Eric-Otto., Taviani M., Seifert R. 2015. Authigenic carbonate formation and its impact on the biomarker inventory at hydrocarbon seeps - A case study from the Holocene Black Sea and the Plio-Pleistocene Northern Apennines (Italy). *Marine and Petroleum Geology* 66, 532-541.
- Boetius, A., Ravensschlag, K., Schubert, C.J., Rickert, D., Widdel, F., Gleseke, A., Amann, R., Jorgensen, B.B., Witte, U., Pfannkuche, O., 2000. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature* 407, 623–626.
- Bond, D.P.G., Wignall, P.B., 2010. Pyrite framboid study of marine Permo-Triassic

boundary sections: a complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction. *Geol. Soc. Am. Bull.* 122, 1265-1279.

Bondioli J.G., Matos S.A., Warren L.V., Assine M.L., Riccomini C., Simões M.G. 2015. The interplay between event and background sedimentation and the origin of fossil-rich carbonate concretions: a case study in Permian rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Lethaia*, **48**(4):522-539.

Borowski, W.S., Hoehler, T.M., Alperin, M.J., Rodriguez, N.M., Paull, C.K., 2000. Significance of anaerobic methane oxidation in methane-rich sediments overlying the Blake Ridge gas hydrates. In: Paull, C.K., Matsumoto, R., Wallace, P.J., Dillon, W.P. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 164, pp. 87-99.

Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes of the Province of Buenos Aires, Argentina and implications in Gondwana correlations. *Zentralblatt Mineralogie Geologie Paläontologie* 1, 819–837.

Calça C.P. & Fairchild T.R. 2012. Petrographic approach to the study of organic microfossils from the Irati Subgroup (Permian, Paraná Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **35**(9):51-61.

Campbell K.A., Farmer J.D., Des Marais D. 2002. Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments. *Geofluids*, **2**:63–94.

Campbell, K.A. 2006. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* **232**:362–407.

Cavagna, S., Clari, P., Dela Pierre, F., Martire, L., Natalicchio, M., 2015. Sluggish and steady focussed flows through fine-grained sediments: the methane-derived cylindrical concretions of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy). *Mar. Petrol. Geol.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.04.013>.

Coleman D.D., Risati J.B., Schoell M. 1981. Fractionation of carbon and hydrogen isotopes by methane-oxidizing bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 1033–1037.

Compton J.S. 1988. Degree of supersaturation and precipitation of organogenic dolomite. *Geology*, **16**:318– 321.

Cosgrove, J.W., 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: a factor in the dewatering of low permeability sediments. *AAPG Bulletin* 85 (4), 737–748.

Curtis, C.D., Coleman, M.L., 1986. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. In: Gautier, D.L. (Ed.), *Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, pp.

23–33.

Curtis C.D., Coleman M.L., Love L.G. 1986. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**:2321–2334.

Dale A., John C.M., Mozley P.S., Smalley P.C., Muggeridge A.H. 2014. Time-capsule concretions: Unlocking burial diagenetic processes in the Mancos Shale using carbonate clumped isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, **394**:30-37.

De Boever, E., Birgel, D., Thiel, V., Muchez, P., Peckmann, J., Dimitrov, L., Swennen, R. 2009. The formation of giant tubular concretions triggered by anaerobic oxidation of methane as revealed by archaeal molecular fossils (Lower Eocene, Varna, Bulgaria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280, 23-26.

Dong J., Zhanga S., Jiang G., Li H., Gaob R. 2013. Greigite from carbonate concretions of the Ediacaran Doushantuo Formation in South China and its environmental implications. *Precambrian Research*, **225**:77-85.

Duranti D., Mazzini, A. 2005. Large-scale hydrocarbon-driven sand injection in the Paleogene of the North Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 239:327– 335.

Faure, K., Cole, D., 1999. Geochemical evidence for lacustrine microbial blooms in the vast Permian Main Karoo, Paraná, Falkland Islands and Huab basins of southwestern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 189–213.

Froelich P.N., Klinkhammer G.P., Bender M.L., Luedtke N.A., Heath G.R., Cullen D., Daupin, P., Hammond B., Maynard V. 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: sub-oxic diagenesis. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **43**:1075-1090.

Greinert, J., Bohrmann, G., Suess, E., 2001. Gas hydrate-associated carbonates and methane-venting at Hydrate Ridge: classification, distribution, and origin of authigenic lithologies. In: Paull, C.K., Dillon, P.W. (Eds.), *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection*, Geophysical Monograph, vol. 124. American Geophysical Union, pp. 99– 113.

Hachiro J. 1996. *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 196p.

Hinrichs, K.U., Boetius A. 2002. The anaerobic oxidation of methane: new insights in microbial ecology and biogeochemistry. In: G. Wefer, D. Billett, D. Hebbeln *et al.* (eds) *Ocean Margin Systems*. Springer-Verlag, Berlin, p 457–477

Himmler, T., Freiwald, A., Stollhofen, H., Peckmann, J., 2008. Late Carboniferous hydrocarbon-seep carbonates from the glaciomarine Dwyka Group, southern Namibia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 257, 185–197.

Hoefs J. 2004. *Stable Isotope in Geochemistry*. Springer-Verlag. Germany. 5° ed. 244 p.

Hoehler, T.M., Alperin, M.J., Albert, D.B., Martens, C.S., 1994. Field and laboratory studies of methane oxidation in an anoxic marine sediment: evidence for a methanogen sulphate reducer consortium. *Global Biogeochemical Cycles* 8, 451–463.

Holz M., França, A.B., Souza P.A., Iannuzzi R., Rohn R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:381–399.

Hovland, M., Talbot, M.R., Qvale, H., Olaussen, S., Aasberg, L., 1987. Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea. *J. Sediment. Petrol.* 57, 881–892.

Hu, Y., Feng, D., Liang, Q., Xia, Z., Linying, C., Chen, D. 2016. Impact of anaerobic oxidation of methane on the geochemical cycle of redox-sensitive elements at cold-seep sites of the northern South China Sea. *Deep-Sea Research II* XX, XX-XX.

Hudson J.D., Coleman M.L., Barreiro B.A., Hollingworth N.T.J. 2001. Septarian concretions from the Oxford Clay (Jurassic, England,UK): involvement of original marine and multiple external pore fluids. *Sedimentology*, **48**:507–531.

Huuse, M.J., Cartwright, J.A., Hurst, A., Steinsland, N., 2007. Seismic characterization of large-scale sandstone intrusions. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 21–35.

Hoehler, T.M. *et al.*, 1994. Field and laboratory studies of methane oxidation in an anoxic marine sediment: Evidence for a methanogen-sulfate reducer consortium. *Global Biogeochemical Cycles*, pp.451–463.

Irwin H., Curtis C. D., Coleman M. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic rich sediments. *Nature* 269,209–213.

Jenkins, O.P. 1930. Sandstone dikes as conduits for oil migration through shales. *AAPG Bulletin*, 14, 411–421.

Jiang, G., Kennedy, M.J., Christie-Blick, N. 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature* 426, 18-25.

Judd, A.G., Hovland, M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Cont. Shelf Res.* 12, 1081–1095.

Kauffman, E. G., Arthur, M. A., Howe, B., and Scholle, P. A., 1996, Widespread venting of methane-rich fluids in Late Cretaceous (Campanian) submarine springs (Tepee Buttes), Western Interior seaway, U.S.A.: *Geology*, v. 24, n. 9, p. 799–802.

Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes, vol. XI (3). Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales, pp. 1-78.

Kiel, S., Birgel, D., Campbell, K.A., Crampton, J.S., Schiøler, P., Peckmann, J., 2013. Cretaceous methane-seep deposits from New Zealand and their fauna. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 390, 17–34.

Kulm, L., Suess, E., Moore, J.C., Carson, B., Lewis, B.T., Ritger, S.D., Kadko, D.C., Thornburg, T.M., Embley, R.W., Rugh, W.D., Massoth, G.J., Langseth, M.G. Cochrane, G.R., Scamman, R.L., 1986. Oregon subduction zone: venting, fauna, and carbonates. *Science* 231, 561–566.

Yamamoto, J. K., Fairchild, T. R.; Boggiani, P. C., Montanheiro, T. J., Araújo, C. C., Kiyohara, P. K., Matos, S. L. F., Soares, P. C. 2005. A record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil. *Nature*, 438, 205-207.

Lash, G.G., Blood, D.R., 2004a. Geochemical and textural evidence for early diagenetic growth of stratigraphically confined carbonate concretions, Upper Devonian Rhinestreet black shale, western New York. *Chemical Geology* 206, 407-424.

Lash, G.G., Blood, D.R., 2004b. Depositional clay fabric preserved in early diagenetic carbonate concretion pressure shadows, Upper Devonian (Frasnian) Rhinestreet shale, western New York. *Journal of Sedimentary Research* 74, 110-116.

Lash, G.G. 2015. Authigenic barite nodules and carbonate concretions in the Upper Devonian shale succession of western New York e A record of variable methane flux during burial. *Marine and Petroleum Geology* 59, 305-319.

Liang, H., Chen, X., Wang, C., Zhao, D., Weissert, H. 2016. Methane-derived authigenic carbonates of mid-Cretaceous age in southern Tibet: Types of carbonate concretions, carbon sources, and formation processes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115, 153–169.

Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L. 2013. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research* 25, 1396-1421.

Longstaffe F.J. 1987. Stable isotopic studies of diagenetic processes. *In*: Kyser T.K. (Ed.). *Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids: Mineralogical*, Association of Canada, Short Course 13, p. 187–257.

López Gamundi, O.R., Conaghan, P., Rossello, E.A., Cobbold, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (2), 129-142.

Maack R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia* (IBPT), 11:63-154.

Marshall, J.D., Pirrie, D. 2013. Carbonate concretions explained. *Geology Today* 29, 53–62.

Matos, S.A., 2016. Tafonomia e paleoecologia de bivalves permianos em facies siliciclasticas deficientes em oxigênio: o exemplo das formações Irati e Serra Alta, Bacia do Paraná, Brasil. Ph.D. Dissertation Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Mazzini A., Jonk R., Duranti D., Parnell J., Cronin B., Hurst A. 2003. Fluid escape from reservoirs: implications from cold seeps, fractures and injected sands Part I. The fluid flow system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 232, 362–407.

Maranhão M.S.A.S & Petri S. 1996. Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológicos e bioestratigráficos. *Revista do Instituto Geológico*, 17(1-2):33-54.

Mateus A., Riccomini C., Ferreira E.J.E.C.B., Tassinari C.C.G., 2014. Permian-Triassic maturation and multistage migration of hydrocarbons in the Assistência Formation (Irati Subgroup), Paraná Basin, Brazil: implications for the exploration model. *Brazilian Journal of Geology*, 44: 355-360.

Mazzini, A., Duranti, D., Jonk, R., Parnell, J., Cronin, B.T., Hurst, A., Quine, M., 2003a. Palaeo-carbonate seep structures above an oil reservoir, Gryphon Field, Tertiary, North Sea. *Geo-Marine Letters* 23, 323–339.

Mazzini, A., Jonk, R., Duranti, D., Parnell, J., Cronin, B.T., Hurst, A., 2003b. Fluid escape from reservoirs: implications from cold seeps, fractures and injected sands Part I. The fluid flow system. *Journal of Geochemical Exploration* 78–79, 293–296.

McBride E.F., Picard M.D., Milliken K. 2003. Calcite-cemented concretions in Cretaceous sandstones Wyoming and Utah, U.S. *American Journal of Sedimentary Petrology*, 73(3):462–483.

Meghlhioratti T. 2006. Estratigrafia de seqüências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano da Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. MS Dissertation, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 129 p.

Mendes J.C. 1984. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto Geológico*, **5**(1-2):15-24.

Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* **28**, 473-484.

Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro. **15** (2), 265–287.

Minisini, D., and H. Schwartz, 2007, An early Paleocene cold seep system in the Panoche and Tumey Hills, Central California (United States), in A. Hurst and J. Cartwright, eds., *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir 87*, p. 185– 197.

Moore J.C., Orange D.L., Kulm L.D. 1990. Inter-relationship of fluid venting and structural evolution: Alvin observations from the frontal accretionary prism, Oregon. *Journal of Geophysical Research*, **95**:8795-8808.

Mozley P.S. & Burns S.J. 1993. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**:73–83.

Mozley P.S. & Davis J.M. 2005. Internal structure and mode of growth of elongate calcite concretions: Evidence for small scale, microbially induced, chemical heterogeneity in ground water. *Geological Society of America Bulletin*, **117**(11):1400-1412.

Naehr, T.H., Eichhubl, P., Orphan, V.J., Hovland, M., Paull, C.K., Ussler III, W., Lorenson, T.D. & Greene, H.G. 2007. Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: a comparative study. *Deep-Sea Research II*, **54**, 1268–1291.

Neurauter, T.W., Roberts, H.H. 1994. Three generations of mud volcanoes on the Louisiana continental slope: *Geo-Marine Letters*, v. **14**, p. 120–125.

Ogawa Y., Fujikura K., Iwabuchi Y., Kaiho Y., Izumi N., Inoue A., Nogi Y., Taira K., Kikuma T., Lee I.T., Kodera K., Nagai S., Okano H., Ikegami A., Fujioka K., Kuwano T. 1996. Dive report of “Shinkai 6500” 1995 cruise at the northern Japan Trench landward slope (Dives 272-277) - Geomorphology, geology and biology of the Sanriku Escarpment, *JAMSTEC Journal of Deep Sea Research*, **12**:1–22.

Oliveira A.F. 2012. Paleotemperaturas e paleofluidos da Formação Irati na borda leste da Bacia do Paraná: implicações para a geração e migração de hidrocarbonetos. Master dissertation, São Paulo University, 115 p.

Peckmann, J., Thiel, V., 2004. Carbon cycling at ancient methane-seeps. *Chemical Geology* **205** (3–4), 443–467.

Peckmann, J., Reimer, A., Luth, U., Luth, C., Hansen, B., Heinicke, C., Hoefs, J., Reitner,

J., 2001. Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the north-western Black Sea. *Mar.Geol.* 177,129–150.

Peckmann, J., Goedert, J.L., Thiel, V., Michaelis, W., Reitner, J., 2002. A comprehensive approach to the study of methane-seep deposits from the Lincoln Creek Formation, western Washington State, USA. *Sedimentology* 49, 855-873.

Peckmann, J., Goedert, J.L., Heinrichs, T., Hoefs, J., Reitner, J., 2003. The Late Eocene 'Whiskey Creek' methane-seep deposit (western Washington state). Part II: petrology, stable isotopes, and biogeochemistry. *Facies* 48, 241-254.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, pp. 110-124.

Raiswell, R., 1988. Chemical model for the origin of minor limestone-shale cycles by anaerobic methane oxidation. *Geology* 16, 641-644.

Raiswell, R., Fisher, Q.J., 2000. Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. *J. Geol. Soc. London* 157, 239–251.

Raiswell R., Bottrell S.H., Dean S.P., Marshall J.D., Carr A., Hatfield D. 2002. Isotopic constraints on growth conditions of multiphase calcite–pyrite–barite concretions in Carboniferous mudstones. *Sedimentology*, **49**:237–254.

Ramos V.A. 1984. Patagônia: um continente paleozóico a la deriva? In: Congreso Geológico Argentino, 9, San Carlos de Bariloche, Actas, 2: 311-325.

Ramos, V.A., 1986. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. *Transactions Geological Society South Africa* 87 (2), 169-179.

Ramos, V.A., 2004. La Plataforma Patagónica y sus relaciones con la Plataforma Brasileira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Ré Carneiro, C.D., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano*, pp. 371-381. Sao Paulo.

Ramos V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26:235–251.

Ramos V.A., Chemale F., Naipauer M., Pazos P.J. 2013. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana, *Gondwana Research*, 26 (2):719–740.

Reitner, J., Peckmann, J., Reimer, A., Schumann, G., Thiel, V., 2005. Methane-derived carbonate build-ups and associated microbial communities at cold seeps on the lower Crimean shelf (Black Sea). *Facies* 51, 66-79.

Riccomini C., Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64(3):210.

Rohn R., Lourenço A.T.A., Meghioratti T. 2003. As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no furo de sondagem SP-23-PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). In: 2º Congresso Brasileiro de Pesquisa & Desenvolvimento em Petróleo e Gás, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. Resumos, p. 40.

Roscher, M., Stordal, F., Svensen, H., 2011. The effect of global warming and global cooling on the distribution of the latest Permian climate zones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 309, 186–200.

Rostirolla S.P., Assine M.L., Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do Domo de Quatuaú. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):639-648.

Rostirolla S.P., Mancini, F., Rigoti, A., Kraft, R.P. 2003. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 287-300.

Runnegar, B., Newell, N.D., 1971. Caspian-like relict molluscan fauna in the South America Permian. *Bulletin of the American Museum of Natural History*. 146, 1–66.

Sakai, H., Gamo, T., Ogawa, Y., and Boulegue, J., 1992, Stable isotopic ratios and origins of the carbonates associated with cold seepage at the eastern Nankai trough: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 109, p. 391–404.

Sanford R.M. & Lange F.W. 1960. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. *AAPG Bulletin*, 44:1316-1370.

Santos R.V., Dantas E.L., Oliveira C.G., Alvarenga C.J.S., Anjos C.W.D., Guimarães E.M., Oliveira F.B. 2009. Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Irati Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, 28:14–24.

Sass E., Bein A., Almogi-Labin A. 1991. Oxygen-isotope composition of diagenetic calcite in organic-rich rocks: Evidence for $\delta^{18}\text{O}$ depletion in marine anaerobic pore water. *Geology*, 19:839-842.

Schneider R.L., Mühlmann H., Tommasi, E., Medeiros R.A., Daemon R.F., Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. *Anais*, v. 1, p. 41-65.

Schwartz H., Sample J., Weberling K.D., Minisini D., Moore J.C. 2003. An ancient linked fluid migration system: cold-seep deposits and sandstone intrusions in the Panoche Hills, California, USA. *Geo-Marine Letters*, **23**(3):340-350.

Simões M.G., Torello F.F., Mello L.H., Ghilardi R.P. 2000. O conteúdo fossilífero de novos afloramentos do Grupo Passa Dois (Neopermiano), nas porções centro sul e nordeste do Estado de São Paulo: implicações bioestratigráficas e paleoecológicas. *Acta Geológica Leopoldensia*, **23**:61–90.

Simões M.G., Quaglio F., Warren L.V., Anelli L.E., Stone P., Riccomini C., Grohmann C.H., Chamani M.A.C. 2012. Permian non-marine bivalves of the Falkland Islands and their paleoenvironmental significance. *Alcheringa*, **37**:1-13.

Simões, M.G., Matos, S.A., Warren, L.V., Assine, M., Riccomini, C., Bondioli, J.G. 2016. Untold muddy tales: Paleoenvironmental dynamics of a “barren” mudrock succession from a shallow Permian epeiric sea. *Journal of South American Earth Sciences*, 2016, Doi 10.1016/j.jsames.2016.08.002

Soares P.C. Estruturas estromatolíticas do Permiano no estado de São Paulo. Res. Comun. Sess. Técnic. 1, 249 (Congresso Brasileiro de Geologia 26, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, 1972).

Sousa, S.H.M. 1985. Facies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo, 142 pp. Unpublished Masters Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

Sousa, S.H.M.E., Suguio, K., Castro, J.C. 1988. Sedimentary facies of the Estrada Nova and Corumbataí formations (Late Paleozoic of the Paraná Basin) in the State of São Paulo, Brazil. 7° International Gondwana Symposium, Proceedings, 161–172.

Sousa J.J.F., Vugman N.V., Costa Neto C. 1997. Free radical transformations in the Irati oil shale due to diabase intrusion. *Organic Geochemistry*, **26**:183-189.

Souza I.V.A.F., Mendonça Filho J.G., Menezes T.R. 2008. Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas em um horizonte potencialmente gerador da Bacia do Paraná: Formação Irati. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(2): 138-148.

Stakes D.S., Orange D., Paduan J.B., Salamy K.A., Mahler N. 1999. Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California. *Mar Geol* 159:93–109

Teixeira C.A.S. 2014. *Evolução térmica e paleofluidos dos folhelhos da Formação Serra Alta na borda leste de Bacia do Paraná*. Master dissertation, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 80 p.

Thomaz Filho A., Mizusaki A.M.P., Antonioli L. 2008. Magmatism and petroleum exploration in the Brazilian Paleozoic basins. *Marine and Petroleum Geology*, **25**:143–151.

Torres, M.E., McManus, J., Huh, C.-A., 2002. Fluid seepage along the San Clemente Fault scarp: basin-wide impact on barium cycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 181–194.

Tohver, E., Lana, C., Cawood, P.A., Fletcher, I., Sherlock, S., Jourdan, F., Rasmussen, B., Trindade, R.I.F., Yokoyama, E., Souza Filho, C.R., Marangoni, Y., 2012. Geochronological constraints on a Permo–Triassic impact crater: U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results from the 40 km Araguinha crater of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 86, 214–227.

Tohver, E., Cawood, P., Riccomini, C., Lana, C., Trindade, R. I. F. 2013. Shaking a methane fizz: Seismicity from the Araguinha impact event and the Permian-Triassic global carbon isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387, 66-75.

Turra B.B. 2009. Diques clásticos da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, no contexto da tectônica permotriássica do Gondwana ocidental. Master dissertation, São Paulo University, 96p.

Valentine D., 2002. Biogeochemistry and microbial ecology of methane oxidation in anoxic environments: a review. *Anton Leeuwenhoek Int J G* 81: 271-282

Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C., 1986. Estructuras de la Sierra Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40 (3–4), 254–261. 1985

Von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implication for a Patagonian plate. *Tectonics* 22, 1005.

Warren L.V. 2005. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 174.

Warren L.V., Almeida R.P., Hachiro J., Machado R., Roldan L.F., Steiner S.S., Chamani M.A.C. 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:213-227.

Warren L.V., Assine M.L., Simões M.G., Riccomini C., Anelli L.E. 2015. A Formação Serra Alta, Permiano, no Centro-Leste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **45**:127-142.

Wignall, P.B., Newton, R., 1998. Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *Am. J. Sci.* 298, 537-552.

Wignall, P.B., Bond, D.P.G., Kuwahara, K., Kakuwa, Y., Newton, R.J., Poulton, S.W., 2010. An 80 million year oceanic redox history from Permian to Jurassic pelagic

sediments of the Mino-Tamba terrane, SW Japan, and the origin of four mass extinctions. *Glob. Planet. Chang.* 71, 109–123.

Wirsig, C., Kowsmann, R.O., Miller, D.J., Godoy, J.M.O., Mangini, A. 2012. U/Th-dating and post-depositional alteration of a cold seep carbonate chimney from the Campos Basin offshore Brazil. *Marine Geology* 329-331, 24-33.

Woo K.S., & Khim B.K. 2006. Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: types of concretions and formation conditions. *Sedimentary Geology*, **183**:15–30.

Yamamoto J.K., Fairchild T.R., Boggiani P.C., Montanheiro T.J., Araújo C.C., Kiyohara P.K., Matos S.L.F., Soares P.C. 2005. A record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil. *Nature*, **438**:205-207.

Zalán P.V., Wolff S., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Conceição J.C.J., Appi V.T., Neto E.V.S., Cerqueira J.R., Marques A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz J.J. Eidel (eds.) Interior cratonic basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 51, p. 681-708.

Ziegler, A.M., Hulver, M.L., Rowley, D.B., 1997. Permian world topography and climate. In: Martini, I.P. (Ed.), Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous–Permian and Proterozoic. Oxford University Press, Oxford, pp. 111–146.

Zwicker, J., Smrzka, D., Gier, S., Goedert, J.L., Peckmann, J. 2015. Mineralized conduits are part of the uppermost plumbing system of Oligocene methane-seep deposits, Washington State (USA). *Marine and Petroleum Geology*, 66:616-630.

Anexo A

Submissão da réplica “Reply to the comments on ‘From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis’ by Vesely & Schemiko”

Ref: SAMES_2016_6

Title: Comment on “From source to sink: the late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” by Alessandretti *et al.* (2016)

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Dr. Alessandretti,

Thank you for your review for the above-referenced manuscript. I greatly appreciate the commitment of your time and expertise. Without the dedication of reviewers like you, it would be impossible to manage an efficient peer review process and maintain the high standards necessary for a successful journal.

When a final decision has been reached regarding this manuscript you will be able to view this decision, as well as reviews submitted by any other reviewers, at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAMES. You can also access your review comments here, at any time.

I hope that you will consider Journal of South American Earth Sciences as a potential journal for your own publications in the future.

Kind regards,

James Kellogg

Editor-in-Chief

Journal of South American Earth Sciences

Anexo B

Submissão do artigo "Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil"

Ms. Ref. No.: JMPG-D-16-00958

Title: Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil
Marine and Petroleum Geology

Dear Mr. Alessandretti,

Your submission "Unravelling an unique Permian methane seep system through bivalve-rich carbonate concretions and clastic dikes: a case study from the Passa Dois Group, Paraná Basin, Brazil" will be handled by Associate Editor Sven O. Egenhoff, Ph.D..

You may check the progress of your paper by logging into the Elsevier Editorial System as an author at <http://ees.elsevier.com/jmpg/>.

Your username is: luciano.geors@gmail.com

If you need to retrieve password details, please go to:
http://ees.elsevier.com/jmpg/automail_query.asp

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Anexo C

Tabela com a localização das amostras e respectivas análises realizadas.

Amostra/Localidade	Formação	Litologia	mE	mN	U-Pb	Lu-Hf	C/O
<i>Domo de Lages</i>							
PLA-01	Rio do Rasto	Arenito	560945	6927176	x	x	
PLA-09	Rio do Rasto	Arenito	570379	6930910	x	x	
PC-01	Rio do Rasto	Concreção	570379	6930910			x
PC-02	Rio do Rasto	Concreção	570379	6930910			x
PC-03	Rio do Rasto	Concreção	570379	6930910			x
<i>Serra do Rio do Rastro</i>							
PLA-016	Serra Alta	Arenito	647928	6859075	x		
SA-01	Serra Alta	Concreção Dique	647928	6859075			x
DC-01	Serra Alta	clástico	647928	6859075			x
PLA-08	Teresina	Arenito	570743	6931537	x	x	
PLA-018	Rio do Rasto	Arenito	646187	6858952	x	x	
PLA-019	Rio do Rasto	Arenito	645351	6858699	x	x	
<i>Porangaba</i>							
SAP-01	Serra Alta	Concreção					x

Anexo D – Dados isotópicos de U-Pb e Lu-Hf em zircões detríticos

Tabela 1. Sumário das análises U-Pb em zircões detríticos da amostra PLA-16 (Formação Serra Alta), obtidas por LA-MC-ICP-MS.

Nº análise	Raios isotópicos					Idades (Ma)								% Conc.
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1 σ	Rho	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
PABC027	1.819	0.056	0.176	0.002	0.437	0.075	0.002	1048	13	1052	20	1063	62.76	100
PABC028	0.307	0.006	0.042	0.000	0.513	0.052	0.001	268	2.6	272	4.6	305	44.97	99
PABC029	1.581	0.020	0.160	0.002	0.757	0.072	0.001	959	8.5	963	7.8	972	27.2	100
PABC030	0.346	0.006	0.042	0.000	0.536	0.060	0.001	265	2.6	301	4.9	590	42.09	86
PABC031	1.849	0.029	0.179	0.002	0.629	0.075	0.001	1061	9.6	1063	10	1069	33.15	100
PABC032	1.241	0.014	0.047	0.000	0.867	0.190	0.002	298	2.8	819	6.3	2743	20.4	-75
PABC033	0.296	0.021	0.042	0.001	0.257	0.051	0.004	266	4.6	264	16	242	155.88	101
PABC034	0.285	0.014	0.040	0.001	0.296	0.052	0.003	251	3.5	255	11	295	108.52	98
PABC035	2.543	0.028	0.220	0.002	0.859	0.084	0.001	1284	11	1285	8	1286	22.86	100
PABC036	1.581	0.021	0.160	0.002	0.742	0.072	0.001	959	8.8	963	8.3	972	28.41	100
PABC037	0.690	0.013	0.086	0.001	0.584	0.059	0.001	529	5.4	533	7.6	549	40.8	99
PABC038	0.310	0.004	0.043	0.000	0.665	0.052	0.001	271	2.5	274	3.5	306	34.29	99
PABC039	2.371	0.054	0.211	0.003	0.535	0.082	0.002	1234	14	1234	16	1234	45.44	100
PABC040	0.591	0.020	0.076	0.001	0.363	0.056	0.002	475	5.5	471	13	455	74.05	101
PABC041	0.928	0.017	0.110	0.001	0.586	0.062	0.001	670	6.9	667	9.1	657	40.77	101
PABC042	0.742	0.035	0.091	0.001	0.276	0.059	0.003	560	7	563	21	576	102.01	99
PABC043	0.862	0.015	0.103	0.001	0.600	0.061	0.001	631	6.2	631	8	632	37.92	100
PABC044	0.641	0.029	0.081	0.001	0.322	0.058	0.003	501	7.1	503	18	511	100.8	100

Tabela 2. Sumário das análises U-Pb em zircões detríticos da amostra PLA-08 (Formação Teresina), obtidas por LA-MC-ICP-MS.

Spot number	Isotope ratios						Ages (Ma)						% Conc	
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1σ	Rho	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	
PLA08														
1.sSMPABC001	0.681	0.007	0.085	0.001	0.879	0.058	0.001	524	5	527	4	543	25	99
4.sSMPABC002	0.674	0.007	0.085	0.001	0.888	0.057	0.001	527	5	523	4	510	25	101
4.sSMPABC003	0.681	0.007	0.085	0.001	0.886	0.058	0.001	527	5	527	4	529	25	100
4.sSMPABC004	0.411	0.005	0.055	0.001	0.789	0.054	0.001	343	3	349	4	391	28	98
4.sSMPABC007	0.416	0.005	0.055	0.001	0.797	0.054	0.001	348	3	353	4	389	28	98
4.sSMPABC008	0.684	0.007	0.086	0.001	0.879	0.058	0.001	529	5	529	4	530	25	100
4.sSMPABC009	0.676	0.007	0.085	0.001	0.878	0.057	0.001	528	5	525	4	509	25	101
4.sSMPABC010	0.581	0.008	0.070	0.001	0.743	0.061	0.001	433	4	465	5	626	29	93
4.sSMPABC011	0.825	0.027	0.100	0.001	0.370	0.060	0.002	612	7	611	15	607	72	100
4.sSMPABC012	0.330	0.007	0.045	0.001	0.496	0.053	0.001	285	3	290	6	331	52	98
4.sSMPABC013	2.028	0.034	0.194	0.002	0.612	0.076	0.001	1143	11	1125	11	1090	35	102
4.sSMPABC014	0.771	0.012	0.087	0.001	0.647	0.064	0.001	538	5	581	7	750	34	92
4.sSMPABC015	4.653	0.085	0.313	0.004	0.654	0.108	0.002	1757	18	1759	15	1762	34	100
4.sSMPABC016	2.083	0.085	0.195	0.003	0.410	0.078	0.003	1148	18	1143	28	1135	82	100
4.sSMPABC017	0.782	0.015	0.093	0.001	0.527	0.061	0.001	572	6	587	9	645	44	97
4.sSMPABC018	0.912	0.012	0.109	0.001	0.725	0.061	0.001	667	6	658	6	627	30	101
4.sSMPABC019	0.670	0.033	0.085	0.001	0.332	0.057	0.003	528	8	521	20	489	110	101
4.sSMPABC020	0.679	0.007	0.085	0.001	0.878	0.058	0.001	524	5	526	4	536	25	100
4.sSMPABC021	0.680	0.007	0.085	0.001	0.877	0.058	0.001	527	5	527	4	526	25	100
4.sSMPABC022	0.670	0.007	0.085	0.001	0.878	0.057	0.001	525	5	521	4	503	25	101
4.sSMPABC023	0.710	0.015	0.076	0.001	0.496	0.068	0.002	472	5	545	9	861	47	85
4.sSMPABC025	1.225	0.014	0.134	0.001	0.824	0.066	0.001	813	7	812	7	811	26	100
4.sSMPABC026	0.620	0.009	0.079	0.001	0.705	0.057	0.001	490	5	490	5	489	33	100
4.sSMPABC028	1.899	0.096	0.136	0.003	0.420	0.101	0.005	822	16	1081	34	1647	95	69
4.sSMPABC029	1.720	0.054	0.170	0.002	0.432	0.073	0.002	1013	13	1016	20	1023	65	100
4.sSMPABC030	1.244	0.015	0.128	0.001	0.796	0.071	0.001	775	7	821	7	948	26	94
4.sSMPABC031	1.892	0.022	0.183	0.002	0.846	0.075	0.001	1082	10	1078	8	1070	24	100
4.sSMPABC033	0.666	0.007	0.083	0.001	0.858	0.058	0.001	515	5	518	4	532	26	99
4.sSMPABC034	0.692	0.007	0.085	0.001	0.875	0.059	0.001	526	5	534	4	572	25	98
4.sSMPABC035	0.670	0.008	0.085	0.001	0.851	0.057	0.001	523	5	521	5	509	26	100

4.sSMPABC036	0.676	0.007	0.085	0.001	0.885	0.058	0.001	524	5	524	4	525	25	100
4.sSMPABC037	0.676	0.007	0.085	0.001	0.881	0.058	0.001	525	5	524	4	522	25	100
4.sSMPABC038	0.679	0.007	0.084	0.001	0.864	0.058	0.001	521	5	526	4	546	25	99
4.sSMPABC040	0.934	0.013	0.109	0.001	0.708	0.062	0.001	665	6	670	7	687	31	99
4.sSMPABC041	1.243	0.015	0.135	0.001	0.798	0.067	0.001	816	7	820	7	830	26	100
4.sSMPABC042	0.924	0.021	0.091	0.001	0.504	0.073	0.002	563	6	665	11	1025	47	82
4.sSMPABC043	2.064	0.022	0.195	0.002	0.892	0.077	0.001	1149	10	1137	7	1115	22	101
4.sSMPABC044	2.147	0.023	0.201	0.002	0.899	0.077	0.001	1183	10	1164	7	1128	22	102
4.sSMPABC045	1.221	0.048	0.131	0.002	0.384	0.068	0.003	793	11	810	22	858	82	98
4.sSMPABC046	1.211	0.024	0.137	0.001	0.589	0.064	0.001	826	8	806	10	750	38	102
4.sSMPABC047	1.741	0.018	0.173	0.002	0.896	0.073	0.001	1027	9	1024	7	1017	23	100
4.sSMPABC048	1.098	0.012	0.103	0.001	0.854	0.077	0.001	632	6	753	6	1131	24	81
4.sSMPABC049	0.681	0.009	0.084	0.001	0.786	0.059	0.001	522	5	527	5	549	29	99
4.sSMPABC050	0.682	0.009	0.084	0.001	0.749	0.059	0.001	523	5	528	5	552	30	99
4.sSMPABC051	0.674	0.007	0.084	0.001	0.870	0.058	0.001	522	5	523	4	529	26	100
4.sSMPABC053	0.517	0.010	0.068	0.001	0.552	0.055	0.001	422	4	423	7	430	44	100
4.sSMPABC054	1.161	0.018	0.121	0.001	0.638	0.069	0.001	739	7	782	8	908	34	94
4.sSMPABC056	0.474	0.012	0.052	0.001	0.445	0.066	0.002	328	4	394	8	802	55	80
4.sSMPABC057	0.289	0.005	0.036	0.000	0.655	0.058	0.001	227	2	258	4	546	33	87
4.sSMPABC059	0.361	0.012	0.048	0.001	0.377	0.054	0.002	304	4	313	9	379	78	97
4.sSMPABC063	-0.081	0.750	-0.008	0.022	0.234	0.071	0.822	-54	144	-86	816	944	4134	41
4.sSMPABC064	0.618	0.023	0.104	0.001	0.540	0.043	0.001	636	8	489	11	-155	45	123
4.sSMPABC065	0.859	0.019	0.095	0.001	0.550	0.065	0.001	586	7	629	10	788	44	93
4.sSMPABC066	0.589	0.015	0.065	0.001	0.472	0.066	0.002	406	5	471	10	797	55	84
4.sSMPABC067	2.180	0.046	0.201	0.002	0.568	0.079	0.002	1182	13	1175	15	1162	43	101
4.sSMPABC068	1.960	0.022	0.177	0.002	0.828	0.080	0.001	1051	9	1102	7	1203	24	95
4.sSMPABC069	0.605	0.009	0.070	0.001	0.629	0.063	0.001	436	4	480	6	700	35	90
4.sSMPABC071	3.609	0.048	0.274	0.003	0.715	0.095	0.001	1562	13	1551	11	1537	27	101
4.sSMPABC072	0.669	0.007	0.084	0.001	0.855	0.058	0.001	520	5	520	4	520	26	100
4.sSMPABC073	0.680	0.007	0.086	0.001	0.862	0.058	0.001	529	5	527	5	517	25	100
4.sSMPABC074	0.669	0.007	0.084	0.001	0.864	0.058	0.001	521	5	520	4	517	26	100
4.sSMPABC075	3.009	0.038	0.242	0.002	0.761	0.090	0.001	1397	12	1410	9	1430	26	99
4.sSMPABC076	1.780	0.020	0.175	0.002	0.861	0.074	0.001	1042	9	1038	7	1031	24	100

4.sSMPABC077	1.823	0.029	0.180	0.002	0.660	0.073	0.001	1069	10	1054	10	1022	33	101
4.sSMPABC080	7.437	0.078	0.417	0.004	0.917	0.129	0.001	2248	18	2165	9	2088	19	104
4.sSMPABC081	1.394	0.022	0.152	0.002	0.637	0.066	0.001	914	9	886	9	817	35	103
4.sSMPABC082	0.367	0.013	0.045	0.001	0.379	0.059	0.002	284	4	317	10	570	79	88
4.sSMPABC083	1.760	0.022	0.176	0.002	0.793	0.073	0.001	1046	9	1031	8	1000	26	101
4.sSMPABC084	1.860	0.034	0.181	0.002	0.596	0.074	0.001	1075	11	1067	12	1052	38	101
4.sSMPABC085	0.763	0.013	0.093	0.001	0.610	0.060	0.001	573	6	576	7	586	38	100
4.sSMPABC086	0.734	0.012	0.090	0.001	0.600	0.059	0.001	558	5	559	7	564	38	100
4.sSMPABC087	0.952	0.046	0.111	0.002	0.349	0.062	0.003	677	11	679	24	687	104	100
4.sSMPABC088	2.027	0.061	0.193	0.003	0.473	0.076	0.002	1140	15	1125	21	1095	62	101
4.sSMPABC091	1.625	0.021	0.151	0.002	0.781	0.078	0.001	909	9	980	8	1144	26	92
4.sSMPABC095	0.677	0.008	0.084	0.001	0.868	0.058	0.001	522	5	525	5	540	26	99
4.sSMPABC096	0.672	0.007	0.084	0.001	0.864	0.058	0.001	522	5	522	5	522	26	100
4.sSMPABC097	0.666	0.007	0.084	0.001	0.856	0.057	0.001	520	5	518	5	510	25	100
4.sSMPABC098	1.865	0.020	0.178	0.002	0.877	0.076	0.001	1054	9	1069	7	1098	23	99
4.sSMPABC099	0.535	0.014	0.062	0.001	0.464	0.062	0.002	389	5	435	9	688	57	88
4.sSMPABC100	3.820	0.044	0.269	0.003	0.852	0.103	0.001	1536	13	1597	9	1678	22	96
4.sSMPABC101	20.463	0.215	0.650	0.006	0.943	0.228	0.003	3227	25	3113	10	3041	18	104
4.sSMPABC102	0.350	0.007	0.036	0.000	0.552	0.070	0.001	230	2	304	5	925	42	68
4.sSMPABC103	0.794	0.009	0.091	0.001	0.854	0.063	0.001	560	5	593	5	722	25	94
4.sSMPABC105	1.945	0.023	0.186	0.002	0.831	0.076	0.001	1100	10	1097	8	1091	25	100
4.sSMPABC106	2.500	0.026	0.207	0.002	0.921	0.088	0.001	1214	11	1272	8	1372	21	95
4.sSMPABC108	0.457	0.006	0.061	0.001	0.759	0.054	0.001	384	4	382	4	373	30	100
4.sSMPABC109	1.587	0.018	0.160	0.002	0.880	0.072	0.001	956	9	965	7	985	23	99
4.sSMPABC111	12.837	0.136	0.534	0.005	0.909	0.174	0.002	2758	22	2668	10	2600	19	103
4.sSMPABC112	0.352	0.008	0.049	0.001	0.484	0.052	0.001	309	3	306	6	287	53	101
4.sSMPABC113	1.898	0.024	0.187	0.002	0.789	0.074	0.001	1106	10	1080	8	1029	26	102
4.sSMPABC114	0.795	0.009	0.095	0.001	0.863	0.061	0.001	584	5	594	5	633	25	98
4.sSMPABC117	0.732	0.010	0.091	0.001	0.700	0.058	0.001	560	5	558	6	547	32	100
4.sSMPABC118	0.672	0.008	0.085	0.001	0.845	0.058	0.001	523	5	522	5	516	26	100
4.sSMPABC119	0.681	0.008	0.084	0.001	0.853	0.059	0.001	520	5	527	5	558	26	99
4.sSMPABC120	0.670	0.007	0.085	0.001	0.857	0.057	0.001	524	5	521	5	510	26	100
4.sSMPABC121	0.766	0.016	0.085	0.001	0.545	0.066	0.001	524	6	578	9	794	46	90

4.sMPABC122	0.676	0.008	0.074	0.001	0.810	0.066	0.001	459	4	525	5	820	26	86
4.sMPABC123	1.428	0.016	0.141	0.001	0.889	0.074	0.001	848	8	901	7	1032	23	94
4.sMPABC124	0.370	0.009	0.046	0.001	0.452	0.058	0.002	289	3	320	7	546	57	90
4.sMPABC125	20.520	0.196	0.577	0.006	0.975	0.258	0.003	2938	23	3116	9	3233	16	94
4.sMPABC126	0.765	0.013	0.073	0.001	0.613	0.076	0.001	455	5	577	8	1090	37	73
4.sMPABC127	1.327	0.033	0.140	0.002	0.484	0.069	0.002	842	9	857	14	897	52	98
4.sMPABC130	0.374	0.005	0.039	0.000	0.786	0.070	0.001	245	2	322	4	928	26	68
4.sMPABC131	1.313	0.014	0.127	0.001	0.888	0.075	0.001	772	7	851	6	1063	23	90
4.sMPABC133	1.639	0.021	0.159	0.002	0.747	0.075	0.001	951	8	985	8	1061	28	96
4.sMPABC134	0.346	0.006	0.046	0.000	0.636	0.055	0.001	289	3	302	4	401	37	96
4.sMPABC136	1.812	0.019	0.175	0.002	0.906	0.075	0.001	1041	9	1050	7	1068	22	99
4.sMPABC137	0.618	0.009	0.080	0.001	0.664	0.056	0.001	493	5	489	6	467	35	101
4.sMPABC138	1.603	0.022	0.157	0.002	0.742	0.074	0.001	943	9	971	8	1037	28	97
4.sMPABC139	0.394	0.014	0.047	0.001	0.387	0.061	0.002	295	4	337	10	645	75	85
4.sMPABC140	0.964	0.016	0.113	0.001	0.640	0.062	0.001	688	7	685	8	678	35	100
4.sMPABC141	0.690	0.008	0.085	0.001	0.853	0.059	0.001	529	5	533	5	549	26	99
4.sMPABC142	0.683	0.008	0.085	0.001	0.845	0.058	0.001	527	5	529	5	536	26	100
4.sMPABC143	0.679	0.008	0.085	0.001	0.843	0.058	0.001	528	5	526	5	520	26	100
4.sMPABC144	0.704	0.010	0.087	0.001	0.666	0.059	0.001	539	5	541	6	551	34	100
4.sMPABC145	0.915	0.014	0.112	0.001	0.723	0.059	0.001	682	7	660	7	583	30	103
4.sMPABC146	1.706	0.020	0.168	0.002	0.848	0.073	0.001	1004	9	1011	7	1026	24	99
4.sMPABC147	0.884	0.014	0.105	0.001	0.642	0.061	0.001	646	6	643	8	632	35	100
4.sMPABC149	0.796	0.016	0.099	0.001	0.544	0.058	0.001	608	6	595	9	546	46	102
4.sMPABC150	0.683	0.008	0.048	0.000	0.884	0.104	0.001	301	3	529	5	1690	21	24
4.sMPABC151	1.968	0.022	0.190	0.002	0.887	0.075	0.001	1120	10	1105	7	1075	23	101
4.sMPABC152	3.072	0.038	0.252	0.003	0.817	0.088	0.001	1448	13	1426	9	1393	24	102
4.sMPABC153	2.001	0.022	0.193	0.002	0.880	0.075	0.001	1139	10	1116	7	1071	23	102
4.sMPABC156	0.767	0.011	0.095	0.001	0.689	0.059	0.001	585	6	578	6	550	33	101
4.sMPABC157	4.969	0.075	0.334	0.004	0.715	0.108	0.002	1859	17	1814	13	1762	29	102
4.sMPABC158	0.860	0.011	0.054	0.001	0.807	0.116	0.002	338	3	630	6	1892	24	14
4.sMPABC159	0.925	0.014	0.108	0.001	0.691	0.062	0.001	663	6	665	7	671	32	100
4.sMPABC161	1.641	0.021	0.166	0.002	0.775	0.071	0.001	992	9	986	8	971	27	101
4.sMPABC162	3.148	0.041	0.225	0.002	0.773	0.101	0.001	1309	12	1444	10	1649	25	90

4.sSMPABC164	0.674	0.008	0.085	0.001	0.848	0.057	0.001	527	5	523	5	508	26	101
4.sSMPABC165	0.681	0.008	0.085	0.001	0.845	0.058	0.001	523	5	527	5	544	26	99
4.sSMPABC166	0.673	0.008	0.085	0.001	0.839	0.058	0.001	525	5	523	5	512	26	100
4.sSMPABC168	0.550	0.008	0.070	0.001	0.697	0.057	0.001	434	4	445	5	500	32	98
4.sSMPABC169	1.507	0.024	0.156	0.002	0.659	0.070	0.001	937	9	933	10	924	34	100
4.sSMPABC171	0.887	0.016	0.092	0.001	0.585	0.070	0.001	570	6	645	9	918	39	87
4.sSMPABC175	3.225	0.047	0.259	0.003	0.718	0.090	0.001	1483	14	1463	11	1434	29	101
4.sSMPABC176	0.787	0.012	0.098	0.001	0.665	0.058	0.001	601	6	590	7	546	35	102
4.sSMPABC178	1.988	0.030	0.194	0.002	0.694	0.074	0.001	1145	11	1112	10	1047	31	103
4.sSMPABC179	0.833	0.012	0.095	0.001	0.727	0.063	0.001	587	6	615	6	719	30	95
4.sSMPABC180	0.756	0.016	0.090	0.001	0.526	0.061	0.001	558	6	572	9	625	46	98

Tabela 3. Sumário das análises U-Pb em zircões detríticos da amostra PLA-19 (Membro Morro Pelado), obtidas por LA-MC-ICP-MS.

N° análise	Razões isotópicas					Idade (Ma)					% Conc			
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1 σ	Rho	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
4.sMPABC004	0.403	0.005	0.054	0.001	0.819	0.054	0.001	339	3	344	3	378	27	99
4.sMPABC005	0.406	0.005	0.055	0.001	0.821	0.054	0.001	344	3	346	3	360	27	99
4.sMPABC006	0.685	0.007	0.086	0.001	0.878	0.058	0.001	530	5	530	4	527	25	100
4.sMPABC007	1.641	0.018	0.172	0.002	0.851	0.069	0.001	1025	9	986	7	901	24	104
4.sMPABC008	0.645	0.009	0.081	0.001	0.678	0.058	0.001	503	5	505	6	516	33	100
4.sMPABC009	0.731	0.009	0.089	0.001	0.784	0.060	0.001	549	5	557	5	591	28	98
4.sMPABC010	11.976	0.149	0.497	0.005	0.854	0.175	0.002	2603	23	2603	12	2602	21	100
4.sMPABC011	0.304	0.004	0.043	0.000	0.755	0.051	0.001	272	3	269	3	244	30	101
4.sMPABC012	0.751	0.010	0.093	0.001	0.724	0.059	0.001	571	5	569	6	560	30	100
4.sMPABC013	0.591	0.008	0.075	0.001	0.703	0.057	0.001	465	4	471	5	505	31	99
4.sMPABC014	0.335	0.006	0.046	0.000	0.504	0.053	0.001	291	3	294	5	317	46	99
4.sMPABC015	1.874	0.019	0.180	0.002	0.907	0.075	0.001	1069	9	1072	7	1078	22	100
4.sMPABC016	0.357	0.006	0.051	0.001	0.550	0.051	0.001	318	3	310	5	247	43	103
4.sMPABC020	0.379	0.007	0.052	0.001	0.555	0.053	0.001	326	3	327	5	328	44	100
4.sMPABC021	0.588	0.009	0.066	0.001	0.630	0.064	0.001	414	4	469	6	751	35	87
4.sMPABC022	0.342	0.007	0.045	0.000	0.512	0.055	0.001	285	3	299	5	412	46	95
4.sMPABC023	0.692	0.009	0.084	0.001	0.763	0.059	0.001	522	5	534	5	583	28	98
4.sMPABC024	0.328	0.005	0.045	0.000	0.595	0.052	0.001	286	3	288	4	301	39	99
4.sMPABC025	0.469	0.006	0.058	0.001	0.773	0.059	0.001	362	3	391	4	565	29	92
4.sMPABC026	0.722	0.010	0.088	0.001	0.686	0.059	0.001	545	5	552	6	580	32	99
4.sMPABC027	0.834	0.010	0.099	0.001	0.809	0.061	0.001	608	5	616	5	647	26	99
4.sMPABC028	0.849	0.012	0.102	0.001	0.676	0.061	0.001	624	6	624	7	623	33	100
4.sMPABC029	0.944	0.019	0.108	0.001	0.523	0.063	0.001	663	7	675	10	717	44	98
4.sMPABC033	0.393	0.004	0.053	0.001	0.838	0.053	0.001	334	3	336	3	350	27	99
4.sMPABC034	0.394	0.004	0.052	0.000	0.844	0.055	0.001	329	3	338	3	394	26	98
4.sMPABC035	0.335	0.005	0.045	0.000	0.680	0.054	0.001	284	3	293	4	364	34	97
4.sMPABC036	0.667	0.009	0.084	0.001	0.739	0.058	0.001	520	5	519	5	514	30	100
4.sMPABC037	0.746	0.015	0.092	0.001	0.512	0.059	0.001	570	6	566	9	550	47	101
4.sMPABC038	11.440	0.134	0.476	0.005	0.891	0.174	0.002	2511	22	2560	11	2599	20	98
4.sMPABC039	1.754	0.024	0.142	0.001	0.741	0.090	0.001	854	8	1029	9	1422	27	80
4.sMPABC040	1.520	0.025	0.157	0.002	0.608	0.070	0.001	938	9	938	10	939	35	100
4.sMPABC041	1.124	0.039	0.147	0.002	0.515	0.056	0.002	882	11	765	14	438	47	113
4.sMPABC042	0.364	0.005	0.048	0.000	0.671	0.055	0.001	304	3	315	4	402	34	96
4.sMPABC043	1.985	0.028	0.188	0.002	0.713	0.076	0.001	1112	10	1111	9	1107	29	100
4.sMPABC044	0.741	0.023	0.086	0.001	0.403	0.062	0.002	535	6	563	13	680	68	95
4.sMPABC045	0.700	0.014	0.086	0.001	0.527	0.059	0.001	533	5	539	8	564	44	99
4.sMPABC046	0.364	0.007	0.051	0.001	0.518	0.052	0.001	319	3	316	5	289	47	101

4.sMPABC047	0.325	0.014	0.045	0.001	0.347	0.053	0.002	282	4	286	11	312	98	99
4.sMPABC048	0.382	0.007	0.051	0.001	0.525	0.054	0.001	320	3	328	5	384	45	98
4.sMPABC049	0.786	0.011	0.081	0.001	0.724	0.070	0.001	505	5	589	6	928	29	83
4.sMPABC050	0.854	0.021	0.090	0.001	0.474	0.068	0.002	558	6	627	11	883	52	88
4.sMPABC052	0.576	0.010	0.076	0.001	0.595	0.055	0.001	473	5	462	6	410	39	102
4.sMPABC053	0.458	0.006	0.014	0.000	0.942	0.242	0.003	88	1	383	4	3132	18	-235
4.sMPABC054	1.051	0.011	0.103	0.001	0.923	0.074	0.001	633	6	730	5	1038	22	85
4.sMPABC058	1.669	0.017	0.163	0.002	0.912	0.074	0.001	976	9	997	7	1044	22	98
4.sMPABC059	1.591	0.016	0.156	0.001	0.936	0.074	0.001	932	8	967	6	1046	21	96
4.sMPABC060	0.646	0.008	0.080	0.001	0.745	0.059	0.001	495	5	506	5	555	30	98
4.sMPABC062	1.773	0.020	0.175	0.002	0.832	0.074	0.001	1039	9	1036	7	1029	24	100
4.sMPABC063	1.666	0.019	0.162	0.002	0.847	0.075	0.001	968	9	995	7	1057	24	97
4.sMPABC064	0.767	0.011	0.076	0.001	0.693	0.074	0.001	470	4	578	6	1029	30	77
4.sMPABC065	8.664	0.234	0.419	0.007	0.588	0.150	0.004	2257	30	2303	25	2345	48	98
4.sMPABC066	0.859	0.012	0.101	0.001	0.712	0.062	0.001	620	6	630	7	665	31	98
4.sMPABC067	0.579	0.011	0.054	0.001	0.550	0.078	0.002	336	3	464	7	1158	40	62
4.sMPABC068	1.864	0.029	0.186	0.002	0.647	0.073	0.001	1097	10	1068	10	1009	33	103
4.sMPABC069	0.855	0.022	0.098	0.001	0.440	0.063	0.002	601	6	627	12	722	55	96
4.sMPABC070	0.346	0.008	0.046	0.000	0.460	0.055	0.001	287	3	302	6	421	53	95
4.sMPABC071	0.645	0.010	0.080	0.001	0.628	0.059	0.001	496	5	506	6	549	36	98
4.sMPABC072	1.070	0.013	0.078	0.001	0.749	0.099	0.001	486	4	739	6	1606	25	48
4.sMPABC073	1.097	0.015	0.114	0.001	0.719	0.070	0.001	698	6	752	7	915	29	92
4.sMPABC074	32.078	11.396	0.388	0.195	0.239	0.599	1.775	2115	906	3553	1802	4506	1920	32
4.sMPABC075	0.363	0.009	0.048	0.001	0.423	0.055	0.001	303	3	315	7	398	60	96
4.sMPABC076	2.138	0.025	0.203	0.002	0.828	0.076	0.001	1192	10	1161	8	1103	25	103
4.sMPABC077	1.278	0.019	0.142	0.001	0.667	0.065	0.001	853	8	836	8	790	32	102
4.sMPABC081	1.415	0.015	0.108	0.001	0.846	0.095	0.001	664	6	895	6	1520	22	65
4.sMPABC082	1.186	0.056	0.079	0.002	0.421	0.108	0.005	492	9	794	26	1774	89	39
4.sMPABC083	0.618	0.016	0.077	0.001	0.446	0.058	0.002	477	5	489	10	545	56	97
4.sMPABC086	0.501	0.007	0.054	0.001	0.762	0.067	0.001	340	3	412	4	841	28	79
4.sMPABC087	1.138	0.021	0.123	0.001	0.574	0.067	0.001	749	7	772	10	839	40	97
4.sMPABC088	0.901	0.021	0.104	0.001	0.482	0.063	0.002	636	7	652	11	709	51	97
4.sMPABC089	0.731	0.022	0.051	0.001	0.474	0.104	0.003	321	4	557	13	1693	57	27
4.sMPABC090	0.308	0.014	0.041	0.001	0.323	0.055	0.003	258	4	273	11	402	102	94
4.sMPABC091	2.178	0.042	0.204	0.002	0.557	0.077	0.002	1198	12	1174	14	1129	40	102
4.sMPABC092	1.664	0.018	0.162	0.002	0.866	0.075	0.001	967	9	995	7	1058	24	97
4.sMPABC094	1.033	0.013	0.095	0.001	0.812	0.079	0.001	586	6	720	6	1166	25	77
4.sMPABC096	1.745	0.019	0.175	0.002	0.883	0.072	0.001	1038	9	1025	7	999	23	101
4.sMPABC097	0.674	0.011	0.083	0.001	0.636	0.059	0.001	514	5	523	6	563	34	98

4.sMPABC098	4.856	0.051	0.328	0.003	0.912	0.107	0.001	1827	15	1795	9	1757	20	102
4.sMPABC099	0.692	0.013	0.086	0.001	0.560	0.058	0.001	534	5	534	8	532	42	100
4.sMPABC100	1.943	0.023	0.188	0.002	0.830	0.075	0.001	1111	10	1096	8	1066	25	101
4.sMPABC104	1.005	0.016	0.103	0.001	0.644	0.070	0.001	635	6	706	8	941	34	89
4.sMPABC106	2.499	0.032	0.191	0.002	0.741	0.095	0.001	1129	10	1272	9	1522	26	87
4.sMPABC107	0.694	0.011	0.087	0.001	0.636	0.058	0.001	535	5	535	7	536	36	100
4.sMPABC108	0.312	0.006	0.046	0.000	0.517	0.049	0.001	292	3	276	5	145	47	105
4.sMPABC110	0.519	0.007	0.044	0.000	0.795	0.086	0.001	276	3	425	5	1342	25	46
4.sMPABC111	0.646	0.010	0.077	0.001	0.712	0.061	0.001	478	5	506	6	635	31	94
4.sMPABC112	1.875	0.022	0.183	0.002	0.820	0.074	0.001	1083	10	1072	8	1050	25	101
4.sMPABC113	1.081	0.018	0.086	0.001	0.631	0.091	0.002	534	5	744	9	1442	33	61
4.sMPABC117	0.405	0.005	0.055	0.001	0.745	0.053	0.001	348	3	345	4	331	31	101
4.sMPABC118	0.400	0.005	0.055	0.001	0.749	0.053	0.001	343	3	342	4	333	31	100
4.sMPABC119	0.346	0.005	0.045	0.000	0.663	0.056	0.001	283	3	302	4	455	34	93
4.sMPABC121	0.756	0.012	0.067	0.001	0.662	0.082	0.001	418	4	572	7	1241	32	63
4.sMPABC122	0.742	0.009	0.093	0.001	0.799	0.058	0.001	571	5	563	5	531	28	101
4.sMPABC123	0.407	0.010	0.045	0.001	0.446	0.065	0.002	284	3	346	7	790	55	78
4.sMPABC124	0.652	0.014	0.082	0.001	0.504	0.057	0.001	511	5	510	9	507	50	100
4.sMPABC125	0.644	0.012	0.089	0.001	0.524	0.053	0.001	549	5	505	8	309	45	108
4.sMPABC126	0.735	0.008	0.057	0.001	0.898	0.094	0.001	355	3	559	5	1509	21	43
4.sMPABC127	1.510	0.018	0.154	0.002	0.801	0.071	0.001	922	8	934	7	963	26	99
4.sMPABC128	0.539	0.010	0.068	0.001	0.534	0.057	0.001	426	4	437	7	499	45	97
4.sMPABC129	1.958	0.031	0.187	0.002	0.656	0.076	0.001	1104	11	1101	11	1096	33	100
4.sMPABC130	0.638	0.016	0.081	0.001	0.446	0.057	0.001	502	5	501	10	497	57	100
4.sMPABC131	6.562	0.067	0.380	0.004	0.929	0.125	0.001	2077	17	2054	9	2032	19	101
4.sMPABC132	0.552	0.017	0.062	0.001	0.391	0.064	0.002	389	5	446	11	753	66	85
4.sMPABC133	0.598	0.011	0.081	0.001	0.572	0.054	0.001	500	5	476	7	361	41	105
4.sMPABC134	0.483	0.007	0.064	0.001	0.665	0.055	0.001	397	4	400	5	417	34	99
4.sMPABC135	1.538	0.021	0.145	0.001	0.754	0.077	0.001	873	8	946	8	1120	28	92
4.sMPABC136	0.754	0.033	0.093	0.001	0.358	0.059	0.003	573	8	570	19	558	88	101
4.sMPABC137	0.691	0.012	0.087	0.001	0.578	0.057	0.001	539	5	533	7	508	40	101
4.sMPABC138	0.294	0.009	0.041	0.000	0.390	0.052	0.002	260	3	262	7	272	70	100
4.sMPABC143	0.383	0.004	0.053	0.001	0.834	0.053	0.001	332	3	329	3	308	27	101
4.sMPABC144	0.416	0.007	0.048	0.001	0.652	0.063	0.001	303	3	353	5	695	35	84
4.sMPABC145	1.617	0.018	0.164	0.002	0.859	0.071	0.001	979	9	977	7	971	24	100
4.sMPABC146	1.814	0.031	0.159	0.002	0.626	0.083	0.001	952	10	1050	11	1261	35	90
4.sMPABC147	1.743	0.027	0.171	0.002	0.651	0.074	0.001	1020	9	1025	10	1034	32	100
4.sMPABC148	0.544	0.009	0.071	0.001	0.635	0.055	0.001	444	5	441	6	426	38	101
4.sMPABC149	1.972	0.039	0.189	0.002	0.536	0.076	0.002	1116	11	1106	13	1086	42	101

4.sMPABC150	0.337	0.008	0.047	0.000	0.446	0.052	0.001	293	3	295	6	306	55	99
4.sMPABC151	1.016	0.016	0.116	0.001	0.656	0.064	0.001	706	7	712	8	729	34	99
4.sMPABC155	1.603	0.020	0.155	0.002	0.789	0.075	0.001	926	8	971	8	1075	26	95
4.sMPABC156	0.791	0.013	0.091	0.001	0.629	0.063	0.001	562	6	591	8	708	36	95
4.sMPABC157	0.744	0.014	0.090	0.001	0.568	0.060	0.001	553	6	565	8	611	41	98
4.sMPABC158	0.631	0.045	0.080	0.002	0.290	0.057	0.004	494	10	497	28	508	155	100
4.sMPABC159	2.121	0.041	0.202	0.002	0.567	0.076	0.002	1188	12	1156	13	1095	40	103
4.sMPABC160	1.007	0.047	0.124	0.002	0.380	0.059	0.003	756	11	708	21	557	81	106
4.sMPABC161	0.804	0.012	0.098	0.001	0.688	0.060	0.001	603	6	599	7	585	32	101
4.sMPABC162	0.812	0.016	0.089	0.001	0.598	0.066	0.001	549	6	604	9	813	40	90
4.sMPABC163	0.966	0.015	0.096	0.001	0.666	0.073	0.001	589	6	686	8	1018	33	84
4.sMPABC164	0.720	0.014	0.082	0.001	0.556	0.064	0.001	507	5	550	8	734	40	91
4.sMPABC165	0.939	0.020	0.111	0.001	0.509	0.062	0.001	677	7	672	11	657	47	101
4.sMPABC166	0.687	0.008	0.086	0.001	0.837	0.058	0.001	529	5	531	5	539	27	100
4.sMPABC167	0.683	0.008	0.085	0.001	0.836	0.058	0.001	529	5	529	5	528	27	100
4.sMPABC168	0.683	0.008	0.085	0.001	0.837	0.058	0.001	527	5	529	5	536	27	100

Tabela 4. Sumário das análises U-Pb em zircões detríticos da amostra PLA-01 (Membro Morro Pelado), obtidas por LA-MC-ICP-MS.

N° análise	Raios isotópicos					Idades (Ma)								% Conc.
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1σ	Rho	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	
PABC006	1.941	0.035	0.187	0.002	0.567	0.075	0.001	1103	10	1095	12	1081	38	101
PABC007	1.889	0.037	0.180	0.002	0.539	0.076	0.002	1067	10	1077	13	1098	41	99
PABC008	1.744	0.030	0.170	0.002	0.583	0.075	0.001	1010	9	1025	11	1058	37	98
PABC009	1.986	0.036	0.189	0.002	0.571	0.076	0.001	1116	10	1111	12	1101	38	100
PABC010	0.282	0.016	0.039	0.001	0.304	0.052	0.003	249	4	252	12	282	126	99
PABC011	0.720	0.019	0.089	0.001	0.417	0.058	0.002	552	6	551	11	546	60	100
PABC012	0.777	0.025	0.095	0.001	0.379	0.060	0.002	583	7	584	15	589	72	100
PABC013	0.910	0.036	0.094	0.001	0.372	0.070	0.003	579	8	657	19	935	82	87
PABC014	0.726	0.017	0.092	0.001	0.456	0.057	0.001	567	6	554	10	501	53	102
PABC015	1.688	0.075	0.191	0.003	0.352	0.064	0.003	1125	16	1004	28	747	94	111
PABC016	0.690	0.008	0.085	0.001	0.734	0.059	0.001	524	5	533	5	574	29	98
PABC017	0.680	0.008	0.086	0.001	0.724	0.058	0.001	530	5	527	5	513	30	101
PABC018	0.636	0.009	0.082	0.001	0.676	0.057	0.001	505	4	500	5	476	32	101
PABC019	0.325	0.012	0.045	0.001	0.355	0.052	0.002	284	4	286	9	300	82	99
PABC020	2.025	0.029	0.192	0.002	0.670	0.077	0.001	1130	10	1124	10	1112	30	101
PABC021	2.026	0.030	0.163	0.002	0.661	0.090	0.001	975	9	1124	10	1426	30	85
PABC022	5.494	0.170	0.347	0.006	0.517	0.115	0.004	1922	27	1900	27	1876	58	101
PABC023	0.684	0.029	0.086	0.001	0.339	0.058	0.003	530	7	529	18	527	95	100
PABC024	0.891	0.015	0.106	0.001	0.584	0.061	0.001	648	6	647	8	643	37	100
PABC025	0.820	0.107	0.100	0.003	0.259	0.059	0.008	616	20	608	60	581	267	101
PABC026	3.094	0.049	0.251	0.003	0.635	0.090	0.002	1442	13	1431	12	1416	32	101
PABC027	3.044	0.077	0.239	0.003	0.508	0.092	0.002	1384	16	1419	19	1472	50	97
PABC028	0.632	0.021	0.079	0.001	0.381	0.058	0.002	493	6	498	13	520	75	99
PABC029	0.362	0.012	0.049	0.001	0.371	0.053	0.002	311	4	314	9	337	78	99
PABC030	5.131	0.069	0.339	0.003	0.728	0.110	0.002	1884	16	1841	11	1793	26	102
PABC031	0.311	0.007	0.044	0.000	0.441	0.052	0.001	275	3	275	6	275	55	100
PABC032	0.737	0.017	0.091	0.001	0.465	0.059	0.001	560	6	560	10	564	52	100
PABC033	0.887	0.028	0.103	0.001	0.401	0.062	0.002	634	8	645	15	682	69	98
PABC034	0.350	0.020	0.048	0.001	0.305	0.053	0.003	304	5	305	15	312	130	100
PABC035	0.805	0.015	0.081	0.001	0.558	0.072	0.001	500	5	600	8	999	39	80

PABC036	0.296	0.020	0.042	0.001	0.291	0.052	0.004	264	5	264	16	263	153	100
PABC037	1.408	0.029	0.147	0.002	0.518	0.070	0.002	883	9	892	12	916	44	99
PABC038	1.379	0.017	0.145	0.001	0.733	0.069	0.001	875	8	880	7	892	28	99
PABC039	0.568	0.013	0.076	0.001	0.469	0.055	0.001	469	5	457	8	393	51	103
PABC040	0.636	0.014	0.080	0.001	0.490	0.058	0.001	496	5	500	8	520	49	99
PABC041	0.659	0.012	0.083	0.001	0.529	0.058	0.001	513	5	514	8	518	43	100
PABC042	1.122	0.030	0.125	0.001	0.440	0.065	0.002	760	8	764	14	774	58	100
PABC043	0.918	0.013	0.108	0.001	0.638	0.062	0.001	662	6	661	7	659	34	100
PABC044	1.937	0.108	0.190	0.004	0.373	0.074	0.004	1122	21	1094	37	1039	113	102
PABC046	0.811	0.018	0.099	0.001	0.472	0.059	0.001	608	6	603	10	584	51	101
PABC047	0.733	0.021	0.091	0.001	0.413	0.059	0.002	559	6	558	12	553	65	100
PABC048	0.512	0.012	0.066	0.001	0.451	0.056	0.001	412	4	420	8	460	56	98
PABC050	0.589	0.024	0.075	0.001	0.355	0.057	0.002	464	6	470	15	498	90	99
PABC051	0.602	0.047	0.066	0.002	0.318	0.066	0.005	411	10	479	30	816	161	84
PABC052	0.663	0.008	0.083	0.001	0.721	0.058	0.001	517	5	516	5	515	30	100
PABC053	0.673	0.009	0.084	0.001	0.709	0.058	0.001	522	5	522	5	526	30	100
PABC054	0.674	0.009	0.084	0.001	0.707	0.058	0.001	520	5	523	5	536	31	99
PABC055	0.803	0.012	0.097	0.001	0.608	0.060	0.001	599	5	598	7	598	36	100
PABC056	0.596	0.011	0.077	0.001	0.537	0.056	0.001	476	4	474	7	467	43	100
PABC057	0.579	0.009	0.074	0.001	0.626	0.056	0.001	463	4	464	6	469	35	100
PABC058	0.300	0.011	0.042	0.001	0.338	0.052	0.002	266	3	267	8	273	83	100
PABC060	0.766	0.011	0.084	0.001	0.649	0.066	0.001	520	5	578	6	811	32	89
PABC061	0.986	0.029	0.114	0.001	0.398	0.063	0.002	696	8	697	15	698	64	100
PABC062	1.931	0.032	0.184	0.002	0.602	0.076	0.001	1090	10	1092	11	1095	35	100
PABC063	-0.009	0.020	0.028	0.001	0.281	-0.002	0.003	178	5	-10	15	#NÚM!	139	205
PABC064	0.712	0.038	0.088	0.001	0.306	0.059	0.003	544	9	546	23	554	117	100
PABC065	38.038	2.561	0.465	0.030	0.947	0.594	0.045	2460	130	3721	67	4493	107	49
PABC066	6.189	0.121	0.352	0.004	0.616	0.128	0.003	1942	20	2003	17	2067	36	97
PABC067	5.044	0.127	0.314	0.004	0.532	0.117	0.003	1758	21	1827	21	1906	47	96
PABC071	0.296	0.008	0.041	0.000	0.402	0.052	0.001	260	3	264	6	296	62	99
PABC072	0.366	0.010	0.050	0.001	0.383	0.053	0.002	316	3	317	8	320	65	100
PABC073	0.775	0.032	0.095	0.001	0.348	0.059	0.003	583	8	583	19	583	92	100
PABC075	0.621	0.009	0.082	0.001	0.694	0.055	0.001	509	5	491	5	405	31	104

PABC076	0.684	0.009	0.084	0.001	0.702	0.059	0.001	520	5	529	5	568	31	98
PABC077	0.660	0.009	0.085	0.001	0.697	0.057	0.001	523	5	515	5	478	31	102
PABC078	0.742	0.014	0.091	0.001	0.539	0.059	0.001	563	5	563	8	565	42	100
PABC079	0.294	0.009	0.041	0.000	0.381	0.052	0.002	260	3	262	7	282	68	99
PABC080	5.663	0.082	0.351	0.004	0.704	0.117	0.002	1940	17	1926	13	1911	28	101
PABC081	0.831	0.027	0.102	0.001	0.388	0.059	0.002	624	8	614	15	580	72	102
PABC082	0.518	0.026	0.078	0.001	0.354	0.048	0.002	483	7	424	15	115	80	112
PABC083	0.301	0.015	0.042	0.001	0.298	0.052	0.003	267	4	267	12	270	112	100
PABC084	0.320	0.011	0.045	0.001	0.347	0.052	0.002	281	3	282	9	286	80	100
PABC085	2.125	0.078	0.189	0.003	0.422	0.082	0.003	1114	16	1157	25	1239	74	96
PABC086	0.845	0.024	0.093	0.001	0.470	0.066	0.002	571	7	622	12	813	52	91
PABC087	0.728	0.028	0.089	0.001	0.351	0.059	0.002	552	7	556	17	569	85	99
PABC088	0.669	0.009	0.084	0.001	0.696	0.058	0.001	520	5	520	5	520	31	100
PABC089	0.667	0.009	0.085	0.001	0.694	0.057	0.001	526	5	519	5	488	32	101
PABC090	0.661	0.009	0.084	0.001	0.696	0.057	0.001	523	5	515	5	482	32	101
PABC091	1.931	0.166	0.183	0.005	0.322	0.077	0.007	1084	28	1092	57	1109	167	99
PABC092	0.518	0.016	0.069	0.001	0.375	0.054	0.002	431	5	424	11	386	71	102
PABC093	0.903	0.016	0.107	0.001	0.554	0.061	0.001	656	6	653	9	646	40	100
PABC094	6.613	0.154	0.389	0.005	0.584	0.123	0.003	2118	25	2061	21	2005	43	103
PABC095	5.491	0.080	0.345	0.004	0.695	0.116	0.002	1910	17	1899	13	1888	28	101
PABC096	0.679	0.038	0.080	0.001	0.330	0.062	0.004	495	9	526	23	664	120	94
PABC097	0.830	0.019	0.098	0.001	0.469	0.061	0.002	605	6	614	11	645	52	99
PABC099	1.139	0.030	0.127	0.001	0.448	0.065	0.002	769	9	772	14	780	57	100
PABC100	1.075	0.014	0.121	0.001	0.718	0.064	0.001	739	6	741	7	749	29	100
PABC101	0.392	0.016	0.043	0.001	0.349	0.065	0.003	274	4	336	11	788	84	78
PABC102	0.864	0.023	0.104	0.001	0.437	0.061	0.002	635	7	632	12	623	58	100
PABC103	0.827	0.015	0.097	0.001	0.542	0.062	0.001	598	6	612	9	664	42	98
PABC104	0.348	0.016	0.043	0.001	0.307	0.059	0.003	270	4	303	12	563	103	88
PABC105	0.903	0.016	0.105	0.001	0.553	0.062	0.001	645	6	653	9	683	40	99
PABC106	0.895	0.014	0.096	0.001	0.618	0.067	0.001	593	5	649	7	848	34	91
PABC108	0.683	0.014	0.083	0.001	0.504	0.060	0.001	515	5	529	8	587	46	97
PABC109	1.731	0.037	0.170	0.002	0.510	0.074	0.002	1011	10	1020	14	1040	45	99
PABC110	1.718	0.024	0.173	0.002	0.671	0.072	0.001	1029	9	1015	9	985	31	101

Tabela 5. Sumário das análises U-Pb em zircões detríticos da amostra PLA-18 (Membro Serrinha), obtidas por LA-MC-ICP-MS.

N° análise	Razões isotópicas					Idade (Ma)					% Conc			
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1 σ	Rho	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
PABC013	6.670	0.080	0.386	0.003	0.729	0.125	0.002	2105	16	2069	11	2033	24	102
PABC015	0.312	0.008	0.044	0.000	0.771	0.052	0.001	276	3	276	6	274	60	100
PABC016	0.417	0.008	0.051	0.000	0.691	0.059	0.001	322	3	354	5	565	42	90
PABC018	7.047	0.075	0.403	0.004	0.695	0.127	0.002	2181	16	2117	9	2056	21	103
PABC019	1.631	0.017	0.138	0.001	0.430	0.086	0.001	834	7	982	6	1331	23	82
PABC020	0.304	0.014	0.043	0.001	0.385	0.052	0.003	270	4	270	11	270	109	100
PABC021	0.795	0.026	0.089	0.001	0.518	0.065	0.002	550	6	594	15	768	71	92
PABC022	0.312	0.021	0.044	0.001	0.380	0.052	0.004	276	5	276	16	277	149	100
PABC026	0.898	0.015	0.106	0.001	0.412	0.061	0.001	650	6	651	8	652	38	100
PABC027	0.739	0.018	0.093	0.001	0.432	0.058	0.001	574	6	562	10	515	51	102
PABC029	0.711	0.013	0.088	0.001	0.715	0.058	0.001	546	5	545	8	545	42	100
PABC030	0.317	0.022	0.044	0.001	0.494	0.052	0.004	279	5	279	17	285	155	100
PABC031	2.006	0.024	0.189	0.002	0.379	0.077	0.001	1116	9	1117	8	1120	26	100
PABC032	1.872	0.023	0.170	0.002	0.378	0.080	0.001	1015	8	1071	8	1188	26	94
PABC033	4.315	0.046	0.287	0.002	0.788	0.109	0.001	1625	12	1696	9	1785	22	96
PABC034	6.560	0.076	0.385	0.003	0.392	0.124	0.002	2099	16	2054	10	2009	23	102
PABC035	0.577	0.007	0.074	0.001	0.595	0.056	0.001	462	4	463	5	467	31	100
PABC036	1.524	0.018	0.157	0.001	0.553	0.071	0.001	938	8	940	7	944	27	100
PABC037	1.947	0.025	0.185	0.002	0.864	0.076	0.001	1095	9	1097	9	1101	29	100
PABC038	0.871	0.022	0.104	0.001	0.364	0.061	0.002	639	7	636	12	625	55	100
PABC039	0.810	0.025	0.098	0.001	0.348	0.060	0.002	601	7	603	14	609	68	100
PABC040	1.855	0.040	0.179	0.002	0.677	0.075	0.002	1063	11	1065	14	1069	45	100
PABC041	0.350	0.009	0.048	0.000	0.375	0.052	0.001	305	3	305	7	307	62	100
PABC042	1.931	0.022	0.168	0.001	0.498	0.084	0.001	999	8	1092	8	1283	25	91
PABC043	0.880	0.012	0.104	0.001	0.307	0.061	0.001	638	5	641	7	654	32	99
PABC044	0.713	0.015	0.088	0.001	0.409	0.059	0.001	546	5	547	9	550	48	100
PABC051	0.270	0.008	0.041	0.000	0.638	0.048	0.001	258	3	242	6	93	59	106
PABC052	0.351	0.012	0.043	0.001	0.341	0.059	0.002	273	3	305	9	558	73	88
PABC053	1.283	0.036	0.138	0.002	0.489	0.067	0.002	835	9	838	16	845	60	100
PABC054	4.325	0.046	0.283	0.002	0.316	0.111	0.001	1607	12	1698	9	1812	22	94

PABC055	1.181	0.015	0.130	0.001	0.765	0.066	0.001	789	7	792	7	799	29	100
PABC057	2.171	0.048	0.200	0.002	0.671	0.079	0.002	1175	12	1172	15	1165	46	100
PABC058	0.634	0.019	0.080	0.001	0.681	0.057	0.002	497	5	499	12	505	67	100
PABC061	0.985	0.032	0.099	0.001	0.725	0.073	0.002	606	7	696	16	1000	68	85
PABC062	0.794	0.024	0.096	0.001	0.457	0.060	0.002	592	7	594	14	599	68	100
PABC064	4.204	0.048	0.286	0.003	0.397	0.107	0.001	1622	13	1675	9	1741	23	97
PABC065	1.038	0.031	0.118	0.001	0.423	0.064	0.002	720	8	723	16	732	66	100
PABC066	4.867	0.088	0.314	0.003	0.546	0.112	0.002	1761	16	1797	15	1838	35	98
PABC067	1.292	0.023	0.139	0.001	0.519	0.067	0.001	840	8	842	10	847	38	100
PABC068	5.571	0.056	0.340	0.003	0.673	0.119	0.001	1889	14	1912	9	1937	21	99
PABC072	0.314	0.009	0.044	0.000	0.732	0.051	0.002	279	3	277	7	260	70	101
PABC073	0.328	0.013	0.044	0.001	0.723	0.054	0.002	280	4	288	10	350	93	97
PABC074	1.720	0.024	0.170	0.002	0.574	0.073	0.001	1013	9	1016	9	1023	30	100
PABC075	0.377	0.007	0.044	0.000	0.613	0.062	0.001	281	3	325	5	657	44	84
PABC077	0.589	0.018	0.076	0.001	0.496	0.056	0.002	471	5	471	12	470	71	100
PABC078	0.681	0.013	0.086	0.001	0.723	0.058	0.001	530	5	527	8	515	44	101
PABC079	0.323	0.012	0.045	0.001	0.453	0.052	0.002	283	3	284	10	294	88	100
PABC080	0.907	0.024	0.107	0.001	0.717	0.062	0.002	653	7	655	13	663	57	100
PABC081	0.398	0.026	0.055	0.001	0.599	0.052	0.004	346	6	340	19	299	149	102
PABC082	0.422	0.012	0.058	0.001	0.728	0.053	0.002	362	4	358	9	332	68	101
PABC083	1.879	0.022	0.178	0.002	0.722	0.076	0.001	1058	9	1074	8	1105	25	99
PABC085	0.264	0.011	0.044	0.001	0.499	0.044	0.002	276	3	238	9	-124	77	114
PABC086	0.925	0.015	0.108	0.001	0.740	0.062	0.001	659	6	665	8	685	37	99
PABC087	1.795	0.028	0.176	0.002	0.501	0.074	0.001	1047	9	1044	10	1037	34	100
PABC088	0.632	0.017	0.080	0.001	0.428	0.058	0.002	494	5	497	10	514	60	99
PABC089	1.466	0.022	0.147	0.001	0.602	0.072	0.001	883	8	916	9	997	32	96
PABC090	0.748	0.028	0.084	0.001	0.537	0.064	0.002	522	6	567	16	750	79	91
PABC091	1.451	0.030	0.146	0.001	0.536	0.072	0.002	878	8	910	12	990	44	96
PABC095	0.716	0.035	0.089	0.001	0.624	0.058	0.003	549	8	548	20	546	106	100
PABC096	5.780	0.067	0.351	0.003	0.463	0.120	0.002	1938	15	1943	10	1950	23	100
PABC097	2.205	0.047	0.199	0.002	0.738	0.081	0.002	1168	12	1183	15	1210	44	99
PABC098	6.151	0.080	0.363	0.003	0.408	0.123	0.002	1995	15	1998	11	2000	26	100
PABC099	1.928	0.025	0.184	0.002	0.513	0.076	0.001	1090	9	1091	9	1093	29	100

PABC100	0.682	0.014	0.088	0.001	0.470	0.057	0.001	541	5	528	8	474	48	102
PABC101	1.602	0.017	0.152	0.001	0.799	0.076	0.001	914	7	971	7	1102	24	94
PABC103	0.684	0.011	0.076	0.001	0.566	0.065	0.001	473	4	529	7	779	37	88
PABC104	1.205	0.034	0.151	0.002	0.504	0.058	0.001	906	10	803	13	527	43	111
PABC105	2.053	0.026	0.184	0.002	0.725	0.081	0.001	1089	9	1133	9	1219	27	96
PABC106	0.475	0.012	0.048	0.001	0.452	0.072	0.002	303	3	394	8	976	52	70
PABC107	0.432	0.011	0.050	0.001	0.428	0.062	0.002	317	3	365	8	681	54	85
PABC108	1.971	0.058	0.181	0.002	0.457	0.079	0.002	1070	13	1106	20	1176	60	97
PABC109	1.215	0.020	0.125	0.001	0.585	0.070	0.001	760	7	807	9	941	35	94
PABC110	0.478	0.015	0.062	0.001	0.397	0.056	0.002	390	5	397	10	438	71	98
PABC111	0.848	0.021	0.101	0.001	0.423	0.061	0.002	619	6	624	12	642	56	99
PABC112	0.750	0.013	0.086	0.001	0.546	0.063	0.001	531	5	568	8	720	39	93
PABC113	0.565	0.011	0.058	0.001	0.511	0.071	0.002	362	4	455	7	954	43	74
PABC114	0.670	0.013	0.081	0.001	0.519	0.060	0.001	504	5	521	8	596	44	97
PABC119	1.271	0.017	0.128	0.001	0.673	0.072	0.001	775	7	833	8	990	30	93
PABC120	0.325	0.009	0.044	0.000	0.408	0.054	0.002	275	3	286	7	381	62	96
PABC121	1.815	0.022	0.175	0.002	0.735	0.075	0.001	1041	9	1051	8	1072	27	99
PABC122	0.629	0.012	0.079	0.001	0.498	0.058	0.001	492	5	496	8	514	46	99
PABC123	5.287	0.066	0.335	0.003	0.732	0.115	0.002	1862	15	1867	11	1872	25	100
PABC124	0.895	0.011	0.103	0.001	0.723	0.063	0.001	633	5	649	6	706	28	97
PABC125	0.322	0.005	0.043	0.000	0.574	0.054	0.001	271	2	283	4	381	38	96
PABC126	0.808	0.012	0.096	0.001	0.613	0.061	0.001	590	5	602	7	646	34	98
PABC127	0.866	0.010	0.097	0.001	0.750	0.065	0.001	595	5	634	6	773	27	94
PABC128	1.945	0.042	0.173	0.002	0.496	0.082	0.002	1029	10	1097	14	1234	44	93
PABC129	1.913	0.024	0.181	0.002	0.723	0.076	0.001	1075	9	1085	8	1107	27	99
PABC130	0.697	0.015	0.090	0.001	0.453	0.056	0.001	554	5	537	9	467	51	103
PABC131	0.800	0.010	0.089	0.001	0.717	0.065	0.001	552	5	597	6	771	29	92
PABC132	0.310	0.005	0.043	0.000	0.599	0.053	0.001	269	2	274	4	318	38	98
PABC133	0.939	0.012	0.111	0.001	0.728	0.061	0.001	679	6	672	6	649	29	101
PABC134	1.971	0.026	0.183	0.002	0.722	0.078	0.001	1084	9	1106	9	1149	28	98
PABC135	0.348	0.013	0.045	0.001	0.336	0.057	0.002	281	3	304	9	478	81	92
PABC136	0.325	0.006	0.044	0.000	0.499	0.053	0.001	278	3	285	5	346	46	97
PABC141	1.765	0.022	0.172	0.002	0.740	0.075	0.001	1022	9	1033	8	1056	27	99

PABC142	0.458	0.009	0.060	0.001	0.501	0.056	0.001	374	4	383	7	437	47	98
PABC143	2.391	0.063	0.239	0.003		0.072	0.002	1383	15	1240	19	1000	55	110
PABC145	0.891	0.026	0.100	0.001	0.428	0.064	0.002	617	7	647	14	754	63	95
PABC146	1.539	0.025	0.158	0.002	0.602	0.071	0.001	945	9	946	10	948	35	100
PABC147	1.615	0.032	0.148	0.002	0.537	0.079	0.002	888	9	976	12	1180	41	90
PABC148	2.045	0.041	0.192	0.002	0.536	0.077	0.002	1131	11	1131	14	1131	42	100
PABC149	5.493	0.121	0.343	0.004	0.556	0.116	0.003	1901	20	1899	19	1898	41	100
PABC150	0.349	0.014	0.044	0.001	0.454	0.058	0.002	276	4	304	10	523	87	90
PABC151	2.030	0.026	0.191	0.002	0.709	0.077	0.001	1125	10	1126	9	1126	28	100
PABC152	1.462	0.017	0.153	0.001	0.765	0.070	0.001	915	8	915	7	914	26	100
PABC153	1.484	0.024	0.139	0.001	0.590	0.077	0.001	839	7	924	9	1133	32	90
PABC155	3.279	0.052	0.257	0.003	0.624	0.092	0.002	1475	13	1476	12	1477	32	100
PABC156	0.783	0.019	0.095	0.001	0.463	0.059	0.002	588	6	587	11	585	55	100
PABC157	4.515	0.057	0.309	0.003	0.738	0.106	0.001	1734	14	1734	10	1734	25	100
PABC158	1.964	0.023	0.158	0.001	0.783	0.090	0.001	946	8	1103	8	1427	24	83
PABC159	0.396	0.011	0.054	0.001	0.408	0.053	0.002	338	4	339	8	340	65	100
PABC160	1.559	0.033	0.159	0.002	0.513	0.071	0.002	954	10	954	13	954	45	100
PABC161	0.780	0.016	0.095	0.001	0.470	0.059	0.001	586	6	585	9	584	47	100

Tabela 6. Sumário das análises U-Pb em zircões detríticos da amostra PLA09 (Membro Serrinha).

Nº análise	Raios isotópicos					Idades (Ma)					% Conc.			
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1σ	Rho	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	
PABC006	1.941	0.035	0.187	0.002	0.567	0.075	0.001	1103	10	1095	12	1081	38	101
PABC007	1.889	0.037	0.180	0.002	0.539	0.076	0.002	1067	10	1077	13	1098	41	99
PABC008	1.744	0.030	0.170	0.002	0.583	0.075	0.001	1010	9	1025	11	1058	37	98
PABC009	1.986	0.036	0.189	0.002	0.571	0.076	0.001	1116	10	1111	12	1101	38	100
PABC010	0.282	0.016	0.039	0.001	0.304	0.052	0.003	249	4	252	12	282	126	99
PABC011	0.720	0.019	0.089	0.001	0.417	0.058	0.002	552	6	551	11	546	60	100
PABC012	0.777	0.025	0.095	0.001	0.379	0.060	0.002	583	7	584	15	589	72	100
PABC013	0.910	0.036	0.094	0.001	0.372	0.070	0.003	579	8	657	19	935	82	87
PABC014	0.726	0.017	0.092	0.001	0.456	0.057	0.001	567	6	554	10	501	53	102
PABC015	1.688	0.075	0.191	0.003	0.352	0.064	0.003	1125	16	1004	28	747	94	111
PABC016	0.690	0.008	0.085	0.001	0.734	0.059	0.001	524	5	533	5	574	29	98
PABC017	0.680	0.008	0.086	0.001	0.724	0.058	0.001	530	5	527	5	513	30	101
PABC018	0.636	0.009	0.082	0.001	0.676	0.057	0.001	505	4	500	5	476	32	101
PABC019	0.325	0.012	0.045	0.001	0.355	0.052	0.002	284	4	286	9	300	82	99
PABC020	2.025	0.029	0.192	0.002	0.670	0.077	0.001	1130	10	1124	10	1112	30	101
PABC021	2.026	0.030	0.163	0.002	0.661	0.090	0.001	975	9	1124	10	1426	30	85
PABC022	5.494	0.170	0.347	0.006	0.517	0.115	0.004	1922	27	1900	27	1876	58	101
PABC023	0.684	0.029	0.086	0.001	0.339	0.058	0.003	530	7	529	18	527	95	100
PABC024	0.891	0.015	0.106	0.001	0.584	0.061	0.001	648	6	647	8	643	37	100
PABC025	0.820	0.107	0.100	0.003	0.259	0.059	0.008	616	20	608	60	581	267	101
PABC026	3.094	0.049	0.251	0.003	0.635	0.090	0.002	1442	13	1431	12	1416	32	101
PABC027	3.044	0.077	0.239	0.003	0.508	0.092	0.002	1384	16	1419	19	1472	50	97
PABC028	0.632	0.021	0.079	0.001	0.381	0.058	0.002	493	6	498	13	520	75	99
PABC029	0.362	0.012	0.049	0.001	0.371	0.053	0.002	311	4	314	9	337	78	99
PABC030	5.131	0.069	0.339	0.003	0.728	0.110	0.002	1884	16	1841	11	1793	26	102
PABC031	0.311	0.007	0.044	0.000	0.441	0.052	0.001	275	3	275	6	275	55	100
PABC032	0.737	0.017	0.091	0.001	0.465	0.059	0.001	560	6	560	10	564	52	100
PABC033	0.887	0.028	0.103	0.001	0.401	0.062	0.002	634	8	645	15	682	69	98
PABC034	0.350	0.020	0.048	0.001	0.305	0.053	0.003	304	5	305	15	312	130	100
PABC035	0.805	0.015	0.081	0.001	0.558	0.072	0.001	500	5	600	8	999	39	80

PABC036	0.296	0.020	0.042	0.001	0.291	0.052	0.004	264	5	264	16	263	153	100
PABC037	1.408	0.029	0.147	0.002	0.518	0.070	0.002	883	9	892	12	916	44	99
PABC038	1.379	0.017	0.145	0.001	0.733	0.069	0.001	875	8	880	7	892	28	99
PABC039	0.568	0.013	0.076	0.001	0.469	0.055	0.001	469	5	457	8	393	51	103
PABC040	0.636	0.014	0.080	0.001	0.490	0.058	0.001	496	5	500	8	520	49	99
PABC041	0.659	0.012	0.083	0.001	0.529	0.058	0.001	513	5	514	8	518	43	100
PABC042	1.122	0.030	0.125	0.001	0.440	0.065	0.002	760	8	764	14	774	58	100
PABC043	0.918	0.013	0.108	0.001	0.638	0.062	0.001	662	6	661	7	659	34	100
PABC044	1.937	0.108	0.190	0.004	0.373	0.074	0.004	1122	21	1094	37	1039	113	102
PABC046	0.811	0.018	0.099	0.001	0.472	0.059	0.001	608	6	603	10	584	51	101
PABC047	0.733	0.021	0.091	0.001	0.413	0.059	0.002	559	6	558	12	553	65	100
PABC048	0.512	0.012	0.066	0.001	0.451	0.056	0.001	412	4	420	8	460	56	98
PABC050	0.589	0.024	0.075	0.001	0.355	0.057	0.002	464	6	470	15	498	90	99
PABC051	0.602	0.047	0.066	0.002	0.318	0.066	0.005	411	10	479	30	816	161	84
PABC052	0.663	0.008	0.083	0.001	0.721	0.058	0.001	517	5	516	5	515	30	100
PABC053	0.673	0.009	0.084	0.001	0.709	0.058	0.001	522	5	522	5	526	30	100
PABC054	0.674	0.009	0.084	0.001	0.707	0.058	0.001	520	5	523	5	536	31	99
PABC055	0.803	0.012	0.097	0.001	0.608	0.060	0.001	599	5	598	7	598	36	100
PABC056	0.596	0.011	0.077	0.001	0.537	0.056	0.001	476	4	474	7	467	43	100
PABC057	0.579	0.009	0.074	0.001	0.626	0.056	0.001	463	4	464	6	469	35	100
PABC058	0.300	0.011	0.042	0.001	0.338	0.052	0.002	266	3	267	8	273	83	100
PABC060	0.766	0.011	0.084	0.001	0.649	0.066	0.001	520	5	578	6	811	32	89
PABC061	0.986	0.029	0.114	0.001	0.398	0.063	0.002	696	8	697	15	698	64	100
PABC062	1.931	0.032	0.184	0.002	0.602	0.076	0.001	1090	10	1092	11	1095	35	100
PABC063	-0.009	0.020	0.028	0.001	0.281	-0.002	0.003	178	5	-10	15	#NÚM!	139	205
PABC064	0.712	0.038	0.088	0.001	0.306	0.059	0.003	544	9	546	23	554	117	100
PABC065	38.038	2.561	0.465	0.030	0.947	0.594	0.045	2460	130	3721	67	4493	107	49
PABC066	6.189	0.121	0.352	0.004	0.616	0.128	0.003	1942	20	2003	17	2067	36	97
PABC067	5.044	0.127	0.314	0.004	0.532	0.117	0.003	1758	21	1827	21	1906	47	96
PABC071	0.296	0.008	0.041	0.000	0.402	0.052	0.001	260	3	264	6	296	62	99
PABC072	0.366	0.010	0.050	0.001	0.383	0.053	0.002	316	3	317	8	320	65	100
PABC073	0.775	0.032	0.095	0.001	0.348	0.059	0.003	583	8	583	19	583	92	100
PABC075	0.621	0.009	0.082	0.001	0.694	0.055	0.001	509	5	491	5	405	31	104

PABC076	0.684	0.009	0.084	0.001	0.702	0.059	0.001	520	5	529	5	568	31	98
PABC077	0.660	0.009	0.085	0.001	0.697	0.057	0.001	523	5	515	5	478	31	102
PABC078	0.742	0.014	0.091	0.001	0.539	0.059	0.001	563	5	563	8	565	42	100
PABC079	0.294	0.009	0.041	0.000	0.381	0.052	0.002	260	3	262	7	282	68	99
PABC080	5.663	0.082	0.351	0.004	0.704	0.117	0.002	1940	17	1926	13	1911	28	101
PABC081	0.831	0.027	0.102	0.001	0.388	0.059	0.002	624	8	614	15	580	72	102
PABC082	0.518	0.026	0.078	0.001	0.354	0.048	0.002	483	7	424	15	115	80	112
PABC083	0.301	0.015	0.042	0.001	0.298	0.052	0.003	267	4	267	12	270	112	100
PABC084	0.320	0.011	0.045	0.001	0.347	0.052	0.002	281	3	282	9	286	80	100
PABC085	2.125	0.078	0.189	0.003	0.422	0.082	0.003	1114	16	1157	25	1239	74	96
PABC086	0.845	0.024	0.093	0.001	0.470	0.066	0.002	571	7	622	12	813	52	91
PABC087	0.728	0.028	0.089	0.001	0.351	0.059	0.002	552	7	556	17	569	85	99
PABC088	0.669	0.009	0.084	0.001	0.696	0.058	0.001	520	5	520	5	520	31	100
PABC089	0.667	0.009	0.085	0.001	0.694	0.057	0.001	526	5	519	5	488	32	101
PABC090	0.661	0.009	0.084	0.001	0.696	0.057	0.001	523	5	515	5	482	32	101
PABC091	1.931	0.166	0.183	0.005	0.322	0.077	0.007	1084	28	1092	57	1109	167	99
PABC092	0.518	0.016	0.069	0.001	0.375	0.054	0.002	431	5	424	11	386	71	102
PABC093	0.903	0.016	0.107	0.001	0.554	0.061	0.001	656	6	653	9	646	40	100
PABC094	6.613	0.154	0.389	0.005	0.584	0.123	0.003	2118	25	2061	21	2005	43	103
PABC095	5.491	0.080	0.345	0.004	0.695	0.116	0.002	1910	17	1899	13	1888	28	101
PABC096	0.679	0.038	0.080	0.001	0.330	0.062	0.004	495	9	526	23	664	120	94
PABC097	0.830	0.019	0.098	0.001	0.469	0.061	0.002	605	6	614	11	645	52	99
PABC099	1.139	0.030	0.127	0.001	0.448	0.065	0.002	769	9	772	14	780	57	100
PABC100	1.075	0.014	0.121	0.001	0.718	0.064	0.001	739	6	741	7	749	29	100
PABC101	0.392	0.016	0.043	0.001	0.349	0.065	0.003	274	4	336	11	788	84	78
PABC102	0.864	0.023	0.104	0.001	0.437	0.061	0.002	635	7	632	12	623	58	100
PABC103	0.827	0.015	0.097	0.001	0.542	0.062	0.001	598	6	612	9	664	42	98
PABC104	0.348	0.016	0.043	0.001	0.307	0.059	0.003	270	4	303	12	563	103	88
PABC105	0.903	0.016	0.105	0.001	0.553	0.062	0.001	645	6	653	9	683	40	99
PABC106	0.895	0.014	0.096	0.001	0.618	0.067	0.001	593	5	649	7	848	34	91
PABC108	0.683	0.014	0.083	0.001	0.504	0.060	0.001	515	5	529	8	587	46	97
PABC109	1.731	0.037	0.170	0.002	0.510	0.074	0.002	1011	10	1020	14	1040	45	99
PABC110	1.718	0.024	0.173	0.002	0.671	0.072	0.001	1029	9	1015	9	985	31	101

PABC111	0.679	0.009	0.085	0.001	0.690	0.058	0.001	525	5	526	5	532	32	100
PABC112	0.637	0.009	0.082	0.001	0.693	0.056	0.001	509	5	501	5	464	31	102
PABC113	0.665	0.009	0.085	0.001	0.685	0.057	0.001	527	5	518	5	477	32	102
PABC114	0.756	0.017	0.088	0.001	0.475	0.062	0.001	546	6	572	10	675	51	95
PABC115	0.713	0.019	0.089	0.001	0.421	0.058	0.002	550	6	546	11	532	61	101
PABC116	0.962	0.034	0.094	0.001	0.391	0.074	0.003	579	8	684	17	1046	72	82
PABC117	0.737	0.014	0.090	0.001	0.526	0.060	0.001	553	5	561	8	593	43	99
PABC118	1.004	0.017	0.109	0.001	0.575	0.067	0.001	664	6	706	9	841	38	94
PABC119	5.764	0.094	0.364	0.004	0.659	0.115	0.002	2001	18	1941	14	1878	31	103
PABC120	0.701	0.025	0.084	0.001	0.360	0.060	0.002	522	6	540	15	614	78	97
PABC121	0.801	0.012	0.097	0.001	0.637	0.060	0.001	594	5	597	7	610	34	99
PABC122	4.109	0.062	0.286	0.003	0.676	0.104	0.002	1623	15	1656	12	1699	29	98
PABC123	5.513	0.076	0.323	0.003	0.727	0.124	0.002	1804	16	1903	12	2012	26	95
PABC124	0.614	0.014	0.079	0.001	0.464	0.056	0.001	490	5	486	9	468	53	101
PABC125	1.705	0.034	0.166	0.002	0.532	0.075	0.002	989	10	1010	13	1056	43	98
PABC126	0.421	0.015	0.045	0.001	0.369	0.068	0.002	281	4	357	10	881	73	73
PABC127	0.311	0.012	0.043	0.001	0.341	0.052	0.002	272	3	275	9	295	86	99
PABC128	0.806	0.017	0.093	0.001	0.490	0.063	0.001	571	6	600	10	713	48	95
PABC129	0.718	0.021	0.088	0.001	0.408	0.059	0.002	546	6	550	13	565	66	99
PABC130	0.777	0.016	0.092	0.001	0.499	0.061	0.001	565	6	584	9	656	47	97
PABC131	0.337	0.010	0.045	0.001	0.403	0.054	0.002	286	3	295	7	365	65	97
PABC132	0.407	0.008	0.056	0.001	0.523	0.053	0.001	349	3	347	6	331	45	101
PABC133	0.491	0.009	0.063	0.001	0.529	0.056	0.001	395	4	406	6	469	44	97
ABC134	0.691	0.009	0.086	0.001	0.683	0.059	0.001	530	5	534	6	550	32	99
PABC135	0.677	0.009	0.085	0.001	0.678	0.058	0.001	526	5	525	6	522	32	100
PABC136	0.702	0.010	0.086	0.001	0.688	0.059	0.001	530	5	540	6	580	31	98
PABC138	1.498	0.021	0.152	0.001	0.685	0.071	0.001	914	8	930	8	967	30	98
PABC141	1.489	0.023	0.154	0.002	0.625	0.070	0.001	922	8	926	10	935	34	100
PABC142	0.721	0.012	0.090	0.001	0.574	0.058	0.001	556	5	551	7	530	40	101
PABC143	1.344	0.025	0.137	0.001	0.563	0.071	0.001	825	8	865	11	967	39	95
PABC144	0.424	0.009	0.058	0.001	0.486	0.053	0.001	362	4	359	6	336	49	101
PABC145	0.853	0.019	0.098	0.001	0.483	0.063	0.002	600	6	626	11	721	49	96
PABC146	0.362	0.015	0.045	0.001	0.337	0.059	0.002	283	4	313	11	550	89	89

PABC147	0.345	0.012	0.042	0.001	0.366	0.059	0.002	266	3	301	9	581	76	87
PABC148	0.503	0.015	0.065	0.001	0.399	0.056	0.002	407	5	414	10	451	69	98
PABC149	1.901	0.030	0.181	0.002	0.624	0.076	0.001	1070	10	1081	11	1105	34	99
PABC150	2.287	0.057	0.209	0.003	0.488	0.079	0.002	1224	14	1208	18	1180	51	101
PABC151	0.758	0.025	0.086	0.001	0.391	0.064	0.002	534	6	573	14	731	70	93
PABC152	0.959	0.024	0.110	0.001	0.451	0.063	0.002	673	7	683	13	716	55	99
PABC153	0.723	0.016	0.092	0.001	0.475	0.057	0.001	570	6	552	10	482	52	103
PABC154	0.860	0.016	0.097	0.001	0.551	0.065	0.001	595	6	630	9	759	41	94
PABC155	0.710	0.017	0.090	0.001	0.458	0.057	0.001	553	6	545	10	509	54	102
PABC156	0.776	0.027	0.096	0.001	0.374	0.059	0.002	591	7	583	16	552	78	101
PABC157	0.938	0.066	0.102	0.002	0.333	0.067	0.005	628	14	672	35	822	147	93
PABC158	1.113	0.027	0.127	0.001	0.474	0.064	0.002	771	8	759	13	727	52	101
PABC160	1.553	0.025	0.154	0.002	0.614	0.073	0.001	926	9	952	10	1011	34	97
PABC161	5.240	0.082	0.338	0.004	0.663	0.112	0.002	1878	17	1859	13	1838	30	101
PABC163	0.692	0.010	0.085	0.001	0.669	0.059	0.001	526	5	534	6	570	32	98

Tabela 7. Sumário das análises Lu-Hf em zircões detríticos da amostra PLA19 (Membro Morro Pelado).

PLA19		Amostra (razões isotópicas atuais)				Amostra (razões isotópicas iniciais)			T _{DM}
Nº análise	Idade U-Pb (Ma)	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(t)	σHf(t)	Ga
1	548	34	0.282430	21	0.00266	10439.80380	0.282402	-1.3	1.38
2	2602	26	0.281108	5	0.00079	10037.77511	0.281069	-1.6	3.06
3	272	44	0.282599	58	0.00693	14990.85789	0.282564	-1.8	1.17
4	571	23	0.282396	16	0.00219	13689.88161	0.282372	-1.9	1.42
5	464	23	0.282487	10	0.00136	4509.03937	0.282475	-0.6	1.27
6	293	24	0.282538	10	0.00148	16485.50582	0.282530	-2.5	1.23
7	1069	20	0.282316	16	0.00098	112084.92134	0.282297	6.7	1.39
8	326	20	0.282722	12	0.00202	28332.48255	0.282709	4.6	0.89
9	286	23	0.282587	7	0.00108	5754.15218	0.282581	-0.8	1.14
10	544	19	0.282361	9	0.00143	21295.19103	0.282346	-3.4	1.48
11	607	16	0.282638	5	0.00069	60261.73616	0.282630	8.1	0.94
12	624	14	0.281930	1	0.00013	99861.12287	0.281928	-16.4	2.21
13	662	29	0.282577	5	0.00047	78223.81520	0.282571	7.2	1.03
14	520	24	0.282642	7	0.00111	40435.46434	0.282631	6.2	0.96
15	569	18	0.282436	4	0.00052	1250.13766	0.282431	0.2	1.32
16	2510	18	0.281133	8	0.00131	22940.59602	0.281070	-3.7	3.10
17	938	22	0.282296	9	0.00136	18247.07831	0.282272	2.9	1.48
18	1112	27	0.281993	5	0.00074	24652.78241	0.281977	-3.6	1.96
19	533	23	0.282452	13	0.00188	3721.66945	0.282433	-0.5	1.32
20	319	29	0.282531	4	0.00054	15484.81868	0.282527	-2.0	1.22
21	282	30	0.282517	11	0.00167	22610.65636	0.282508	-3.5	1.27
22	1038	21	0.282314	4	0.00063	42029.98515	0.282302	6.2	1.39
23	620	22	0.282246	4	0.00053	38617.63538	0.282240	-5.4	1.65
24	496	17	0.282552	8	0.00117	17155.32708	0.282541	2.4	1.14
25	1037	19	0.282290	6	0.00087	34389.52556	0.282273	5.1	1.44
26	514	18	0.282438	12	0.00164	9854.52185	0.282423	-1.4	1.35
27	1827	21	0.281753	7	0.00110	21551.64896	0.281715	3.4	2.18
28	534	20	0.282508	6	0.00093	10920.42260	0.282498	1.8	1.20
29	1111	19	0.282417	3	0.00043	75536.99054	0.282408	11.6	1.16
30	534	18	0.282434	3	0.00014	12603.62796	0.282433	-0.6	1.33

31	1082	24	0.282179	7	0.00114	12276.39129	0.282156	2.0	1.64
32	571	20	0.282390	14	0.00183	14740.54406	0.282370	-1.9	1.43
33	510	19	0.282456	10	0.00128	5189.95868	0.282444	-0.7	1.31
34	922	18	0.282362	9	0.00106	45217.43842	0.282344	5.0	1.35
35	1103	18	0.282263	5	0.00079	36449.26872	0.282247	5.7	1.47
36	502	23	0.282503	6	0.00090	6275.60627	0.282494	0.9	1.22
37	2076	21	0.281638	4	0.00068	34818.04884	0.281612	5.5	2.27
38	396	21	0.282740	11	0.00165	43631.84787	0.282727	6.8	0.83
39	573	31	0.282361	2	0.00023	23444.79837	0.282359	-2.3	1.45
40	539	18	0.282309	6	0.00091	32843.54562	0.282300	-5.1	1.57
41	260	21	0.282596	8	0.00129	7221.38521	0.282590	-1.1	1.13
42	979	18	0.282356	4	0.00069	38539.73058	0.282343	6.3	1.33
43	1019	16	0.281950	4	0.00052	60229.69742	0.281940	-7.1	2.06
44	443	20	0.282370	9	0.00133	36088.58838	0.282359	-5.2	1.49
45	1116	22	0.282134	6	0.00089	8528.55933	0.282116	1.4	1.70
46	293	22	0.282511	7	0.00103	22033.34712	0.282505	-3.4	1.27
47	706	17	0.282589	10	0.00132	66031.56919	0.282572	8.2	1.01
48	1102	18	0.281663	3	0.00057	94250.37260	0.281652	-15.4	2.55
49	1009	18	0.282344	4	0.00060	49332.46854	0.282333	6.6	1.34
50	248	18	0.282483	4	0.00060	34460.21907	0.282481	-5.2	1.33
51	551	18	0.282266	2	0.00004	323309.60859	0.282266	-6.1	1.62
52	582	26	0.281459	3	0.00038	301216.54852	0.281455	-34.1	3.07
53	283	22	0.282536	31	0.00160	54928.13189	0.282527	-2.8	1.24
54	1130	21	0.282207	4	0.00059	29369.79009	0.282195	4.5	1.55
55	1921	17	0.281526	5	0.00068	16052.83503	0.281502	-2.0	2.53
56	529	22	0.282340	5	0.00082	26225.41170	0.282332	-4.2	1.51
57	648	22	0.282188	4	0.00059	51654.11809	0.282181	-6.9	1.75
58	615	25	0.282339	2	0.00041	13691.59038	0.282334	-2.2	1.48
59	1441	28	0.282124	6	0.00102	50486.99725	0.282096	8.1	1.62
60	492	18	0.282437	6	0.00093	10309.47669	0.282429	-1.6	1.35
61	310	27	0.282619	7	0.00114	5263.02902	0.282612	0.8	1.07
62	275	24	0.282444	5	0.00078	41050.40081	0.282440	-6.1	1.40
63	559	21	0.282394	5	0.00085	10804.50780	0.282385	-1.7	1.40

64	634	22	0.282318	12	0.00186	21165.07990	0.282296	-3.1	1.54
65	304	20	0.282520	5	0.00064	20118.17879	0.282516	-2.7	1.25
66	263	28	0.282471	8	0.00117	39555.48748	0.282465	-5.5	1.36
67	882	19	0.281879	6	0.00073	101455.57378	0.281867	-12.8	2.24
68	760	17	0.282286	7	0.00113	8132.43654	0.282270	-1.3	1.55
69	661	16	0.282339	9	0.00092	13711.40045	0.282328	-1.4	1.47
70	607	27	0.282341	6	0.00102	16037.81711	0.282329	-2.6	1.49
71	412	24	0.282542	18	0.00255	946.72986	0.282522	-0.1	1.20
72	464	20	0.282437	10	0.00107	20860.57788	0.282427	-2.3	1.36
73	598	14	0.282395	1	0.00014	4497.21905	0.282393	-0.5	1.38
74	462	17	0.282447	6	0.00071	14706.56181	0.282441	-1.9	1.33
75	696	20	0.282185	4	0.00057	38125.56795	0.282178	-5.9	1.74
76	1090	23	0.282391	11	0.00190	55502.14925	0.282352	9.1	1.28
77	545	27	0.282345	4	0.00058	23074.60708	0.282339	-3.6	1.49
78	260	19	0.282447	6	0.00086	41886.69490	0.282443	-6.3	1.40
79	316	21	0.282621	4	0.00069	6694.58955	0.282617	1.1	1.06
80	582	20	0.282334	6	0.00083	22123.30154	0.282325	-3.3	1.51
81	563	23	0.282321	7	0.00115	27180.79337	0.282309	-4.3	1.54
82	259	20	0.282553	7	0.00119	16506.17983	0.282548	-2.6	1.21
83	1939	16	0.281231	5	0.00090	76327.63979	0.281198	-12.4	3.08
84	623	27	0.282324	27	0.00120	65631.98150	0.282310	-2.9	1.52
85	266	30	0.282404	8	0.00115	52482.47674	0.282398	-7.8	1.48
86	281	19	0.282558	4	0.00062	11411.80793	0.282555	-1.9	1.19
87	552	17	0.282331	7	0.00107	26331.05575	0.282320	-4.1	1.52
88	1083	25	0.281596	2	0.00036	111206.53496	0.281589	-18.1	2.68
89	431	18	0.282444	7	0.00095	19010.91972	0.282437	-2.7	1.35
90	655	21	0.282422	5	0.00087	8556.29278	0.282411	1.4	1.32
91	1909	20	0.281563	3	0.00054	4898.89153	0.281543	-0.8	2.46
92	604	21	0.282414	4	0.00063	528.23991	0.282406	0.1	1.35
93	769	20	0.282440	4	0.00050	34401.79976	0.282433	4.7	1.24
94	738	17	0.282520	5	0.00084	40902.10251	0.282508	6.7	1.12
95	635	23	0.282465	2	0.00029	18754.08367	0.282462	2.7	1.24
96	644	29	0.282166	28	0.00198	118062.84780	0.282142	-8.4	1.82

97	1010	20	0.282297	7	0.00084	39009.37690	0.282281	4.8	1.44
98	1029	17	0.282295	13	0.00142	42983.83263	0.282268	4.8	1.45
99	549	26	0.282273	5	0.00079	39447.37398	0.282265	-6.2	1.63
100	552	25	0.282305	10	0.00138	39694.12916	0.282291	-5.2	1.58
101	594	17	0.282323	0	0.00004	19086.50084	0.282323	-3.1	1.51
102	489	19	0.282317	11	0.00156	45455.60504	0.282303	-6.2	1.58
103	272	18	0.282345	9	0.00148	59919.28965	0.282337	-9.8	1.59
104	545	21	0.282329	26	0.00144	79930.25149	0.282314	-4.5	1.54
105	348	25	0.282706	9	0.00151	28901.93641	0.282696	4.6	0.90
106	913	23	0.281861	8	0.00078	134779.70104	0.281848	-12.7	2.26
107	922	27	0.282635	7	0.00091	112210.84801	0.282619	14.8	0.84
108	556	23	0.282266	8	0.00111	48411.46811	0.282255	-6.4	1.64
109	362	23	0.282426	3	0.00054	30490.25954	0.282423	-4.8	1.40
110	406	23	0.282406	11	0.00139	39734.10801	0.282395	-4.7	1.44
111	1069	20	0.282344	10	0.00151	50060.58399	0.282313	7.3	1.36
112	1224	18	0.282225	6	0.00101	43106.70446	0.282202	6.9	1.51
113	672	26	0.282321	8	0.00093	15644.08175	0.282309	-1.8	1.50
114	553	23	0.282362	7	0.00114	18790.58237	0.282350	-3.1	1.47
115	591	23	0.282116	4	0.00048	83979.27976	0.282111	-10.7	1.89
116	770	24	0.282088	3	0.00052	47113.27076	0.282081	-7.7	1.89
117	1877	19	0.282378	6	0.00094	169708.62430	0.282345	26.9	0.98

Tabela 8. Sumário das análises Lu-Hf em zircões detríticos da amostra PLA01 (Membro Morro Pelado).

PLA19		Amostra (razões isotópicas atuais)				Amostra (razões isotópicas iniciais)			T _{DM}
Nº análise	Idade U-Pb (Ma)	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(t)	σHf(t)	Ga
1	1102	18	0.281663	3	0.00057	94250.37260	0.281652	-15.4	2.55
2	1009	18	0.282344	4	0.00060	49332.46854	0.282333	6.6	1.34
3	248	18	0.282483	4	0.00060	34460.21907	0.282481	-5.2	1.33
4	551	18	0.282266	2	0.00004	323309.60859	0.282266	-6.1	1.62
5	582	26	0.281459	3	0.00038	301216.54852	0.281455	-34.1	3.07
6	283	22	0.282536	31	0.00160	54928.13189	0.282527	-2.8	1.24
7	1130	21	0.282207	4	0.00059	29369.79009	0.282195	4.5	1.55
8	1921	17	0.281526	5	0.00068	16052.83503	0.281502	-2.0	2.53
9	529	22	0.282340	5	0.00082	26225.41170	0.282332	-4.2	1.51
10	648	22	0.282188	4	0.00059	51654.11809	0.282181	-6.9	1.75
11	615	25	0.282339	2	0.00041	13691.59038	0.282334	-2.2	1.48
12	1441	28	0.282124	6	0.00102	50486.99725	0.282096	8.1	1.62
13	492	18	0.282437	6	0.00093	10309.47669	0.282429	-1.6	1.35
14	310	27	0.282619	7	0.00114	5263.02902	0.282612	0.8	1.07
15	275	24	0.282444	5	0.00078	41050.40081	0.282440	-6.1	1.40
16	559	21	0.282394	5	0.00085	10804.50780	0.282385	-1.7	1.40
17	634	22	0.282318	12	0.00186	21165.07990	0.282296	-3.1	1.54
18	304	20	0.282520	5	0.00064	20118.17879	0.282516	-2.7	1.25
19	263	28	0.282471	8	0.00117	39555.48748	0.282465	-5.5	1.36
20	882	19	0.281879	6	0.00073	101455.57378	0.281867	-12.8	2.24
21	760	17	0.282286	7	0.00113	8132.43654	0.282270	-1.3	1.55
22	661	16	0.282339	9	0.00092	13711.40045	0.282328	-1.4	1.47
23	607	27	0.282341	6	0.00102	16037.81711	0.282329	-2.6	1.49
24	412	24	0.282542	18	0.00255	946.72986	0.282522	-0.1	1.20
25	464	20	0.282437	10	0.00107	20860.57788	0.282427	-2.3	1.36
26	598	14	0.282395	1	0.00014	4497.21905	0.282393	-0.5	1.38
27	462	17	0.282447	6	0.00071	14706.56181	0.282441	-1.9	1.33
28	696	20	0.282185	4	0.00057	38125.56795	0.282178	-5.9	1.74
29	1090	23	0.282391	11	0.00190	55502.14925	0.282352	9.1	1.28
30	545	27	0.282345	4	0.00058	23074.60708	0.282339	-3.6	1.49

31	260	19	0.282447	6	0.00086	41886.69490	0.282443	-6.3	1.40
32	316	21	0.282621	4	0.00069	6694.58955	0.282617	1.1	1.06
33	582	20	0.282334	6	0.00083	22123.30154	0.282325	-3.3	1.51
34	563	23	0.282321	7	0.00115	27180.79337	0.282309	-4.3	1.54
35	259	20	0.282553	7	0.00119	16506.17983	0.282548	-2.6	1.21
36	1939	16	0.281231	5	0.00090	76327.63979	0.281198	-12.4	3.08
37	623	27	0.282324	27	0.00120	65631.98150	0.282310	-2.9	1.52
38	266	30	0.282404	8	0.00115	52482.47674	0.282398	-7.8	1.48
39	281	19	0.282558	4	0.00062	11411.80793	0.282555	-1.9	1.19
40	552	17	0.282331	7	0.00107	26331.05575	0.282320	-4.1	1.52
41	1083	25	0.281596	2	0.00036	111206.53496	0.281589	-18.1	2.68
42	431	18	0.282444	7	0.00095	19010.91972	0.282437	-2.7	1.35
43	655	21	0.282422	5	0.00087	8556.29278	0.282411	1.4	1.32
44	1909	20	0.281563	3	0.00054	4898.89153	0.281543	-0.8	2.46
45	604	21	0.282414	4	0.00063	528.23991	0.282406	0.1	1.35
46	769	20	0.282440	4	0.00050	34401.79976	0.282433	4.7	1.24
47	738	17	0.282520	5	0.00084	40902.10251	0.282508	6.7	1.12
48	635	23	0.282465	2	0.00029	18754.08367	0.282462	2.7	1.24
49	644	29	0.282166	28	0.00198	118062.84780	0.282142	-8.4	1.82
50	1010	20	0.282297	7	0.00084	39009.37690	0.282281	4.8	1.44
51	1029	17	0.282295	13	0.00142	42983.83263	0.282268	4.8	1.45
52	549	26	0.282273	5	0.00079	39447.37398	0.282265	-6.2	1.63
53	552	25	0.282305	10	0.00138	39694.12916	0.282291	-5.2	1.58
54	594	17	0.282323	0	0.00004	19086.50084	0.282323	-3.1	1.51
55	489	19	0.282317	11	0.00156	45455.60504	0.282303	-6.2	1.58
56	272	18	0.282345	9	0.00148	59919.28965	0.282337	-9.8	1.59
57	545	21	0.282329	26	0.00144	79930.25149	0.282314	-4.5	1.54
58	348	25	0.282706	9	0.00151	28901.93641	0.282696	4.6	0.90
59	913	23	0.281861	8	0.00078	134779.70104	0.281848	-12.7	2.26
60	922	27	0.282635	7	0.00091	112210.84801	0.282619	14.8	0.84
61	556	23	0.282266	8	0.00111	48411.46811	0.282255	-6.4	1.64
62	362	23	0.282426	3	0.00054	30490.25954	0.282423	-4.8	1.40
63	406	23	0.282406	11	0.00139	39734.10801	0.282395	-4.7	1.44

64	1069	20	0.282344	10	0.00151	50060.58399	0.282313	7.3	1.36
65	1224	18	0.282225	6	0.00101	43106.70446	0.282202	6.9	1.51
66	672	26	0.282321	8	0.00093	15644.08175	0.282309	-1.8	1.50
67	553	23	0.282362	7	0.00114	18790.58237	0.282350	-3.1	1.47
68	591	23	0.282116	4	0.00048	83979.27976	0.282111	-10.7	1.89
69	770	24	0.282088	3	0.00052	47113.27076	0.282081	-7.7	1.89
70	1877	19	0.282378	6	0.00094	169708.62430	0.282345	26.9	0.98

Tabela 9. Sumário das análises Lu-Hf em zircões detríticos da amostra PLA18 (Membro Serrinha).

PLA19		Amostra (razões isotópicas atuais)				Amostra (razões isotópicas iniciais)			T _{DM}
Nº análise	Idade U-Pb (Ma)	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(t)	σHf(t)	Ga
1	1116	0.282301	66	0.00084	7	61550.64401	0.282283	7.3	1.39
2	938	0.282238	521	0.00098	15	17856.33106	0.282221	1.1	1.57
3	1095	0.282381	27	0.00018	4	196997.62552	0.282377	10.1	1.23
4	639	0.280735	22	0.00206	20	567709.05936	0.280711	-59.2	4.36
5	600	0.282530	22	0.00122	12	39187.64964	0.282517	3.9	1.15
6	1062	0.282312	24	0.00051	4	53709.80542	0.282302	6.7	1.38
7	840	0.282129	21	0.00068	5	36981.47872	0.282119	-4.8	1.80
8	1888	0.281822	540	0.00106	10	82909.56679	0.281784	7.2	2.03
9	1012	0.281371	22	0.00270	59	643554.18443	0.281319	-29.2	3.18
10	470	0.282471	19	0.00130	8	6621.58208	0.282460	-1.0	1.30
11	530	0.282306	21	0.00073	5	38929.99953	0.282298	-5.4	1.57
12	283	0.282481	20	0.00065	5	34397.77438	0.282478	-4.6	1.33
13	653	0.282087	35	0.00081	6	83841.29487	0.282077	-10.5	1.93
14	346	0.282535	31	0.00097	7	9886.41053	0.282529	-1.4	1.21
15	1058	0.282343	20	0.00108	7	46197.74932	0.282322	7.3	1.34
16	659	0.282338	93	0.00146	16	20065.19106	0.282320	-1.7	1.49
17	1046	0.282246	25	0.00203	13	19537.64900	0.282206	3.0	1.56
18	493	0.282450	17	0.00099	6	7808.59114	0.282441	-1.2	1.32
19	549	0.282545	25	0.00171	10	19016.59546	0.282527	3.1	1.15
20	1937	0.281372	26	0.00040	4	62776.89069	0.281358	-6.8	2.79
21	1167	0.281611	24	0.00198	23	193459.27960	0.281567	-16.9	2.69
22	1995	0.281102	24	0.00081	6	111585.53169	0.281071	-15.6	3.29
23	1089	0.282258	20	0.00169	10	28526.52209	0.282223	4.5	1.52
24	389	0.282543	19	0.00144	9	1824.12379	0.282532	-0.3	1.19
25	618	0.282510	24	0.00033	3	31792.85348	0.282506	3.9	1.16
26	1040	0.282311	24	0.00097	7	42179.30476	0.282292	5.9	1.41
27	491	0.282360	31	0.00094	7	33766.72013	0.282352	-4.4	1.49
28	1861	0.281543	46	0.00131	10	28943.94816	0.281497	-3.6	2.57
29	589	0.282321	20	0.00195	12	26073.43877	0.282299	-4.0	1.55
30	1074	0.282149	29	0.00190	11	1267.61017	0.282110	0.2	1.73

31	268	0.282541	33	0.00120	9	21096.99642	0.282535	-2.9	1.23
32	679	0.282344	29	0.00063	13	14369.01370	0.282336	-0.7	1.45
33	1084	0.281808	34	0.00054	4	81996.23406	0.281797	-10.7	2.30
34	1022	0.282252	20	0.00160	14	25497.67259	0.282221	3.0	1.54
35	945	0.282301	33	0.00269	27	23577.90458	0.282253	2.3	1.51
36	1130	0.282302	23	0.00056	4	54924.65087	0.282290	7.8	1.38
37	1115	0.281564	33	0.00421	25	131182.54837	0.281475	-21.4	2.87
38	915	0.282346	26	0.00159	14	36482.55943	0.282318	4.0	1.40
39	1475	0.282213	20	0.00108	8	85009.38537	0.282183	11.9	1.44
40	1733	0.281794	17	0.00154	10	15377.00077	0.281743	2.2	2.16
41	338	0.282557	29	0.00150	11	6213.24764	0.282548	-0.9	1.18
42	953	0.282146	26	0.00118	10	17450.88791	0.282125	-2.0	1.74
43	585	0.282223	22	0.00062	9	101216.60416	0.282216	-7.1	1.70
44	2104	0.281441	31	0.00075	6	7476.24164	0.281411	-1.0	2.63
45	276	0.282105	37	0.00092	6	115876.47572	0.282100	-18.1	2.01
46	275	0.282685	24	0.00190	13	15096.07591	0.282676	2.2	0.97
47	650	0.282281	32	0.00213	18	35431.64686	0.282255	-4.2	1.61
48	304	0.282595	31	0.00199	18	3079.52651	0.282584	-0.3	1.13
49	637	0.282035	28	0.00216	14	85585.62615	0.282009	-13.2	2.06
50	545	0.282528	28	0.00152	10	16995.63018	0.282512	2.5	1.18
51	835	0.281573	25	0.00086	6	161865.98420	0.281559	-24.7	2.81
52	788	0.282476	23	0.00141	12	51520.03264	0.282455	6.0	1.19
53	337	0.282185	14	0.00042	3	88044.74570	0.282182	-13.8	1.85
54	337	0.281114	33	0.00075	5	349707.61446	0.281109	-51.8	3.75
55	337	0.282460	27	0.00062	5	31259.76268	0.282456	-4.1	1.35

Tabela 10. Sumário das análises Lu-Hf em zircões detriticos da amostra PLA09 (Membro Serrinha).

PLA19		Amostra (razões isotópicas atuais)				Amostra (razões isotópicas iniciais)			T _{DM}
Nº análise	Idade U-Pb (Ma)	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(t)	σHf(t)	Ga
1	555	19	0.282307	0	0.00001	28452.68011	0.282307	-4.5	1.55
2	636	30	0.282463	4	0.00059	16474.24420	0.282456	2.6	1.25
3	267	35	0.282560	17	0.00214	19424.60537	0.282549	-2.4	1.20
4	1639	33	0.281700	7	0.00107	16493.55272	0.281667	-2.6	2.34
5	1982	44	0.281565	13	0.00182	5508.28270	0.281496	-0.8	2.52
6	552	27	0.282237	4	0.00026	102931.26931	0.282235	-7.2	1.68
7	338	24	0.282783	16	0.00265	42488.58256	0.282766	6.9	0.78
8	1117	28	0.282327	9	0.00135	52416.10358	0.282298	7.8	1.37
9	2433	21	0.281219	5	0.00071	8810.95410	0.281186	-1.3	2.92
10	2021	23	0.281591	9	0.00140	10185.56461	0.281538	1.6	2.43
11	523	24	0.282463	4	0.00053	746.54937	0.282458	0.1	1.28
12	981	28	0.282284	19	0.00216	24677.03776	0.282244	2.8	1.52
13	948	27	0.282100	11	0.00136	30403.19254	0.282076	-3.9	1.84
14	1025	23	0.282204	3	0.00042	14439.33685	0.282196	2.1	1.59
15	2802	23	0.282001	9	0.00088	340610.54581	0.281954	34.6	1.32
16	999	25	0.282400	8	0.00077	89626.85024	0.282386	8.3	1.25
17	344	25	0.282601	20	0.00184	8086.82241	0.282590	0.7	1.10
18	479	20	0.282414	6	0.00093	16867.00747	0.282406	-2.7	1.39
19	603	24	0.282288	0	0.00002	28893.04163	0.282288	-4.1	1.57
20	1356	29	0.281939	4	0.00054	325.61660	0.281925	0.0	1.97
21	273	24	0.282524	12	0.00158	26992.76278	0.282515	-3.5	1.26
22	257	27	0.282600	11	0.00127	8851.22092	0.282594	-1.0	1.12
23	276	20	0.282512	7	0.00101	25304.16480	0.282507	-3.7	1.28
24	263	36	0.282580	16	0.00234	12850.62424	0.282569	-1.8	1.17
25	1915	29	0.281399	11	0.00146	56327.41687	0.281345	-7.7	2.82
26	287	27	0.282584	8	0.00114	6248.82704	0.282578	-0.9	1.14
27	1213	24	0.282115	22	0.00172	28034.42856	0.282076	2.2	1.74
28	280	19	0.282497	4	0.00073	25457.92037	0.282493	-4.1	1.30
29	275	27	0.282499	7	0.00106	28508.98032	0.282493	-4.2	1.30
30	1051	35	0.282332	10	0.00157	42791.97695	0.282301	6.5	1.38

31	270	28	0.282673	11	0.00178	11306.67857	0.282664	1.7	0.99
32	364	31	0.282749	5	0.00068	48567.75996	0.282744	6.7	0.81
33	936	21	0.282302	7	0.00101	23013.37767	0.282284	3.2	1.46
34	611	22	0.282415	4	0.00067	1894.05765	0.282408	0.3	1.34
35	943	18	0.282256	8	0.00129	10522.44476	0.282233	1.6	1.55
36	254	32	0.281918	10	0.00072	348455.00702	0.281915	-25.1	2.35
37	597	29	0.282282	6	0.00091	31563.55322	0.282272	-4.8	1.60
38	473	26	0.282431	7	0.00106	14632.14007	0.282422	-2.3	1.37
39	1076	21	0.282214	5	0.00069	22997.79065	0.282200	3.4	1.56
40	1086	24	0.281614	7	0.00111	110116.11785	0.281591	-17.9	2.67
41	612	28	0.282446	6	0.00071	11267.44632	0.282438	1.4	1.29
42	268	17	0.282498	7	0.00112	28197.12721	0.282492	-4.4	1.31

Tabela 11. Sumário das análises Lu-Hf em zircões detríticos da amostra PLA-08 (Formação Teresina).

PLA19		Amostra (razões isotópicas atuais)				Amostra (razões isotópicas iniciais)			T _{DM}
Nº análise	Idade U-Pb (Ma)	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(t)	σHf(t)	Ga
1	611	20	0.282495	11	0.00083	39322.33555	0.282486	3.1	1.20
2	284	28	0.282323	8	0.00084	95978.74434	0.282318	-10.2	1.62
3	1142	21	0.282302	6	0.00092	49506.44593	0.282282	7.8	1.39
4	1756	23	0.282410	5	0.00049	248408.28646	0.282394	25.9	0.94
5	1147	18	0.282335	6	0.00084	64796.85305	0.282317	9.2	1.32
6	666	34	0.282175	7	0.00073	67275.39986	0.282166	-7.1	1.77
7	527	29	0.282373	9	0.00122	24389.29370	0.282361	-3.2	1.46
8	812	21	0.282025	6	0.00093	58089.91470	0.282011	-9.2	2.00
9	1027	32	0.282423	7	0.00086	74335.21099	0.282407	9.6	1.20
10	421	24	0.282558	12	0.00166	6220.29901	0.282545	0.9	1.16
11	1045	60	0.282460	7	0.00110	75551.38523	0.282439	11.2	1.13
12	1074	22	0.282362	6	0.00086	61676.38411	0.282345	8.5	1.30
13	573	21	0.282359	6	0.00090	18226.33689	0.282350	-2.6	1.46
14	557	18	0.282366	16	0.00268	20785.17092	0.282338	-3.4	1.49
15	676	18	0.282385	2	0.00040	4707.28999	0.282380	0.8	1.37
16	1140	24	0.281754	10	0.00167	76823.99146	0.281718	-12.2	2.42
17	1054	25	0.282231	10	0.00088	37438.47333	0.282213	3.4	1.55
18	1099	20	0.282289	5	0.00060	54698.02798	0.282277	6.7	1.41
19	383	27	0.282417	11	0.00179	30907.46065	0.282404	-4.9	1.43
20	956	20	0.282311	9	0.00146	23797.33162	0.282285	3.7	1.45
21	308	22	0.282434	6	0.00079	45965.44200	0.282429	-5.7	1.41
22	583	41	0.281881	16	0.00118	263687.03493	0.281868	-19.5	2.33
23	560	26	0.282479	9	0.00067	17943.47250	0.282471	1.4	1.25
24	842	29	0.282421	5	0.00084	33607.15501	0.282408	5.5	1.26
25	1041	27	0.282331	9	0.00132	43111.03400	0.282305	6.3	1.38
26	493	23	0.282469	8	0.00073	4763.97438	0.282462	-0.4	1.29
27	687	24	0.282428	10	0.00071	34390.58391	0.282419	2.4	1.30
28	539	24	0.282383	13	0.00119	28471.27492	0.282371	-2.6	1.44
29	1003	23	0.282297	11	0.00141	32638.68983	0.282270	4.3	1.46
30	645	24	0.281982	7	0.00067	142354.80812	0.281974	-14.3	2.12

31	1119	27	0.282223	4	0.00064	32861.75457	0.282210	4.7	1.53
32	1447	19	0.282170	9	0.00097	90527.50920	0.282144	9.9	1.53
33	585	20	0.282487	1	0.00014	16936.69638	0.282486	2.5	1.21
34	663	28	0.282104	8	0.00101	77691.86915	0.282091	-9.7	1.90

Anexo E

Dados isotópicos de C e O em concreções carbonáticas e diques clásticos da Formação Serra Alta.

SPE	AMOSTRA	Litologia	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	Erro Propagado $\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰	Erro Propagado $\delta^{18}\text{O}$ ‰
95627	SA-01-1	Concreção carbonática	Carbonato	-7.05	0.08	-11.88	0.07
95628	SA-01-2	Concreção carbonática	Carbonato	-7.89	0.06	-13.15	0.07
95629	SA-01-3	Concreção carbonática	Carbonato	-7.59	0.07	-12.98	0.06
95630	SA-01-4	Concreção carbonática	Carbonato	-8.22	0.06	-13.67	0.06
95631	SA-01-5	Concreção carbonática	Carbonato	-7.51	0.05	-13.98	0.05
95632	SA-01-6	Concreção carbonática	Carbonato	-8.93	0.08	-14.15	0.07
95633	SA-01-7	Concreção carbonática	Carbonato	-9.21	0.07	-14.23	0.07
95634	SA-01-8	Concreção carbonática	Carbonato	-9.22	0.06	-14.32	0.05
95635	SA-01-9	Concreção carbonática	Carbonato	-8.24	0.07	-13.55	0.05
95636	SA-01-10	Concreção carbonática	Carbonato	-8.05	0.09	-13.36	0.08
95637	SA-01-11	Concreção carbonática	Carbonato	-7.76	0.08	-13.13	0.08
95638	SA-01-12	Concreção carbonática	Carbonato	-7.50	0.06	-12.79	0.05
95639	SA-01-13	Concreção carbonática	Carbonato	-8.38	0.06	-11.93	0.04
95640	SA-01-14	Concreção carbonática	Carbonato	-7.69	0.05	-12.74	0.05
95641	SA-01-15	Concreção carbonática	Carbonato	-7.56	0.06	-12.92	0.05
95642	SA-01-16	Concreção carbonática	Carbonato	-6.92	0.06	-12.49	0.06
95643	SA-01-17	Concreção carbonática	Carbonato	-8.01	0.09	-13.24	0.06
95644	SA-01-18	Concreção carbonática	Carbonato	-8.28	0.09	-13.58	0.08
95645	SAP-01-1	Concreção carbonática	Carbonato	-5.49	0.04	-6.39	0.04
95646	SAP-01-2	Concreção carbonática	Carbonato	-5.95	0.05	-6.95	0.03
95647	SAP-01-3	Concreção carbonática	Carbonato	-6.61	0.06	-7.42	0.05
95648	SAP-01-4	Concreção carbonática	Carbonato	-7.33	0.06	-7.64	0.04

95649	SAP-01-5	Concreção carbonática	Carbonato	-7.42	0.06	-7.61	0.04
95650	SAP-01-6	Concreção carbonática	Carbonato	-7.79	0.06	-7.64	0.05
95651	SAP-01-7	Concreção carbonática	Carbonato	-7.75	0.07	-7.43	0.05
95652	SAP-01-8	Concreção carbonática	Carbonato	-7.42	0.06	-7.14	0.04
95653	SAP-01-9	Concreção carbonática	Carbonato	-7.30	0.05	-7.12	0.04
95654	SAP-01-10	Concreção carbonática	Carbonato	-7.02	0.05	-6.82	0.04
95655	SAP-01-11	Concreção carbonática	Carbonato	-7.43	0.07	-7.48	0.04
95656	SAP-01-12	Concreção carbonática	Carbonato	-6.70	0.08	-6.75	0.05
95657	SAP-01-13	Concreção carbonática	Carbonato	-6.45	0.08	-6.61	0.05
95658	SAP-01-14	Concreção carbonática	Carbonato	-6.04	0.05	-6.63	0.04
95659	SAP-01-15	Concreção carbonática	Carbonato	-6.08	0.05	-6.74	0.04
95660	SAP-01-16	Concreção carbonática	Carbonato	-6.22	0.07	-6.61	0.03
95661	SAP-01-17	Concreção carbonática	Carbonato	-6.56	0.06	-6.71	0.04
95662	SAP-01-18	Concreção carbonática	Carbonato	-7.04	0.06	-7.20	0.04
95664	DC-02 H38	Dique clástico	Carbonato	-6.05	0.07	-11.48	0.06
95665	DC-03 H38	Dique clástico	Carbonato	-5.74	0.07	-11.27	0.07
95666	DC-04 H38	Dique clástico	Carbonato	-5.80	0.08	-10.53	0.06
95667	DC-05 H38	Dique clástico	Carbonato	-6.24	0.07	-11.03	0.06
95668	DC-06 H38	Dique clástico	Carbonato	-5.81	0.08	-11.05	0.07
95669	DC-07 H38	Dique clástico	Carbonato	-5.85	0.07	-10.97	0.07

NOTAS:

SPE: número de laboratório

Valores convertidos da escala V-PDB para a escala V-SMOW segundo Coplen T.B. (1983), Nature, 302, 236-238

Precisão instrumental para: $\delta^{13}\text{C}$ - 0.05‰ e $\delta^{18}\text{O}$ - 0.07‰

OBS: Os valores finais foram corrigidos pelos valores dos padrões internacionais (NBS-18 e NBS-19) e interno (REI)

Valores padrão NBS-18: $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰ = -5.01 ± 0.04 ; $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰ = -23.20 ± 0.10 e $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) ‰ = $+6.99$

Valores padrão NBS-19: $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰ = $+1.95$; $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰ = -2.20 e $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) ‰ = $+28.64$

Anexo F

Dados isotópicos de C e O em concreções carbonáticas e diques clásticos do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto.

SPE	AMOSTRA	Litologia	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰	Erro Propagado $\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰	Erro Propagado $\delta^{18}\text{O}$ ‰
62692	PC3-37	Concreção carbonática	Carbonato	-4.34	0.09	-12.01	0.04
62691	PC3-36	Concreção carbonática	Carbonato	-4.25	0.09	-12.01	0.04
62690	PC3-35	Concreção carbonática	Carbonato	-4.20	0.09	-11.72	0.04
62689	PC3-34	Concreção carbonática	Carbonato	-4.46	0.09	-11.76	0.04
62688	PC3-33	Concreção carbonática	Carbonato	-4.49	0.09	-12.04	0.04
62687	PC2-32	Concreção carbonática	Carbonato	-4.49	0.09	-11.13	0.04
62686	PC2-31	Concreção carbonática	Carbonato	-4.37	0.09	-10.90	0.04
62685	PC2-30	Concreção carbonática	Carbonato	-4.37	0.09	-11.20	0.04
62684	PC2-29	Concreção carbonática	Carbonato	-4.44	0.09	-11.29	0.04
62683	PC2-28	Concreção carbonática	Carbonato	-4.35	0.09	-11.58	0.04
62682	PC2-27	Concreção carbonática	Carbonato	-4.34	0.09	-11.68	0.04
62681	PC2-26	Concreção carbonática	Carbonato	-3.77	0.09	-12.15	0.04
62680	PC2-25	Concreção carbonática	Carbonato	-4.32	0.09	-11.78	0.04
62679	PC2-24	Concreção carbonática	Carbonato	-4.35	0.09	-11.50	0.04
62678	PC6-23	Concreção carbonática	Carbonato	-3.04	0.09	-2.64	0.04
62677	PC6-22	Concreção carbonática	Carbonato	-4.59	0.09	-5.47	0.04
62676	PC6-21	Concreção carbonática	Carbonato	-2.15	0.09	-6.25	0.04
62675	PC6-20	Concreção carbonática	Carbonato	0.28	0.09	-6.06	0.04
62674	PC6-19	Concreção carbonática	Carbonato	-1.85	0.09	-6.49	0.04
62673	PC6-18	Concreção carbonática	Carbonato	-2.90	0.09	-9.13	0.04

62672	PC6-17	Concreção carbonática	Carbonato	-4.67	0.09	-4.42	0.04
62671	PC1-16	Concreção carbonática	Carbonato	-4.23	0.09	-11.20	0.04
62670	PC1-15	Concreção carbonática	Carbonato	-5.02	0.09	-10.45	0.04
62669	PC1-14	Concreção carbonática	Carbonato	-4.39	0.09	-13.80	0.04
62668	PC1-13	Concreção carbonática	Carbonato	-4.46	0.09	-13.94	0.04
62667	PC1-12	Concreção carbonática	Carbonato	-3.39	0.09	-14.05	0.04
62666	PC1-11	Concreção carbonática	Carbonato	-3.98	0.09	-14.43	0.04
62665	PC1-10	Concreção carbonática	Carbonato	-3.90	0.09	-14.19	0.04
62664	PC1-09	Concreção carbonática	Carbonato	-3.67	0.09	-14.20	0.04
62663	PC1-08	Concreção carbonática	Carbonato	-3.91	0.09	-13.86	0.04
62662	PC5-07	Concreção carbonática	Carbonato	-4.63	0.09	-10.09	0.04
62661	PC5-06	Concreção carbonática	Carbonato	-4.69	0.09	-10.00	0.04
62660	PC5-05	Concreção carbonática	Carbonato	-4.65	0.09	-9.32	0.04
62659	PC5-04	Concreção carbonática	Carbonato	-4.54	0.09	-8.84	0.04
62658	PC5-03	Concreção carbonática	Carbonato	-4.66	0.09	-8.45	0.04
62657	PC5-02	Concreção carbonática	Carbonato	-4.50	0.09	-7.20	0.04
62656	PC5-01	Concreção carbonática	Carbonato	-4.64	0.09	-7.20	0.04

NOTAS:

SPE: número de laboratório

Valores convertidos da escala V-PDB para a escala V-SMOW segundo Coplen T.B. (1983), Nature, 302, 236-238

Precisão instrumental para: $\delta^{13}\text{C}$ - 0.05‰ e $\delta^{18}\text{O}$ - 0.07‰

OBS: Os valores finais foram corrigidos pelos valores dos padrões internacionais (NBS-18 e NBS-19) e interno (REI)

Valores padrão NBS-18: $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰ = -5.01 ± 0.04 ; $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰ = -23.20 ± 0.10 e $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) ‰ = $+6.99$

Valores padrão NBS-19: $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰ = $+1.95$; $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰ = -2.20 e $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) ‰ = $+28.64$