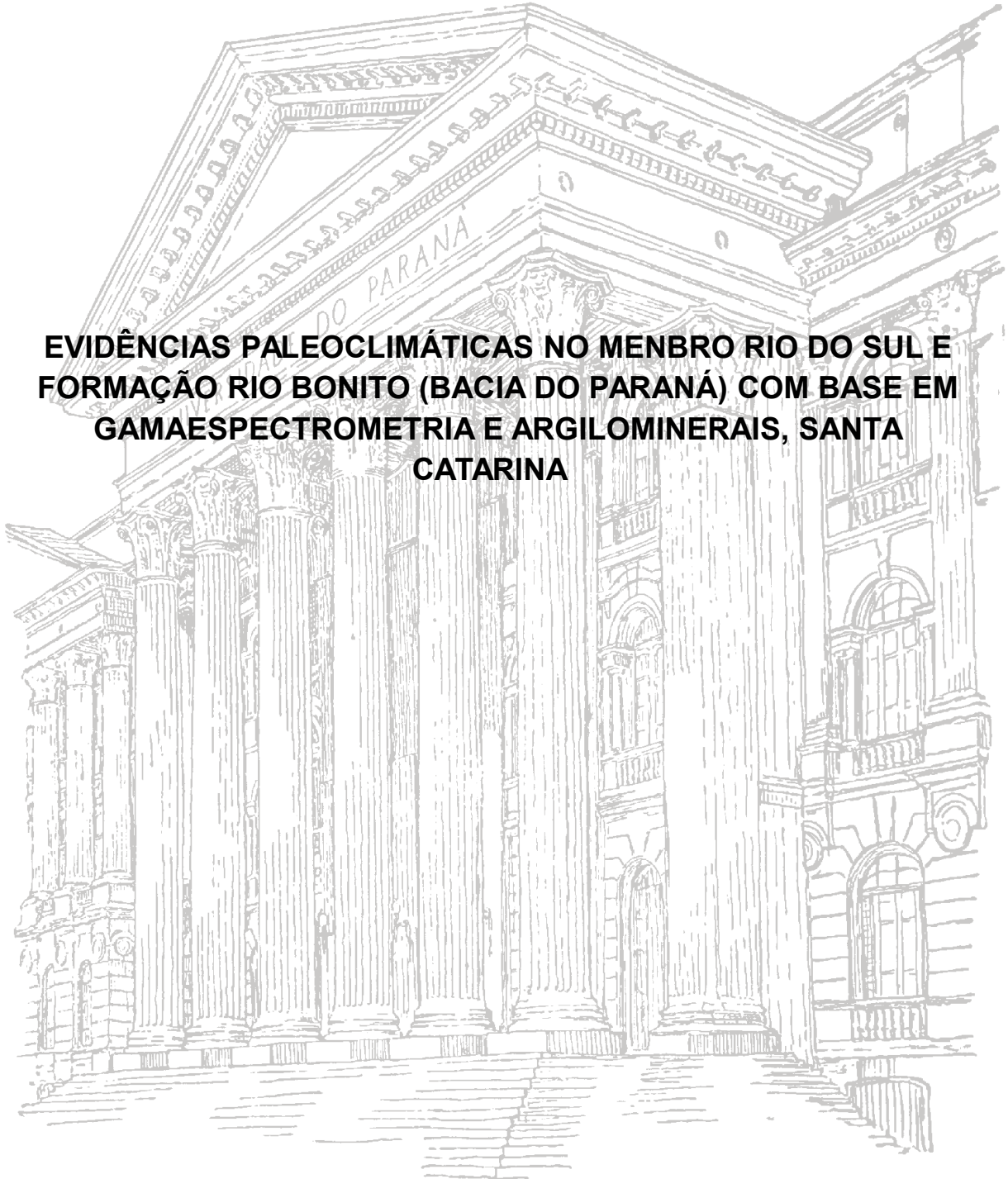


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

HÉRLON DA SILVA COSTA

**EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS NO MEMBRO RIO DO SUL E
FORMAÇÃO RIO BONITO (BACIA DO PARANÁ) COM BASE EM
GAMAESPECTROMETRIA E ARGILOMINERAIS, SANTA
CATARINA**



CURITIBA

2017

HÉRLON DA SILVA COSTA

EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS NO MEMBRO RIO DO SUL E
FORMAÇÃO RIO BONITO (BACIA DO PARANÁ) COM BASE EM
GAMAESPECTROMETRIA E ARGILOMINERAIS, SANTA
CATARINA

Dissertação de mestrado apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Mestre, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Dr. Marivaldo Santos
Nascimento – UFSC

Co-orientador: Dr. Francisco J. Fonseca
Ferreira - UFPR

CURITIBA

2017

C837e

Costa, Hérlon da Silva

Evidências paleoclimáticas no membro Rio do Sul e formação Rio Bonito (Bacia do Paraná) com base em gamaespectrometria e argilominerais, Santa Catarina / Hérlon da Silva Costa. – Curitiba, 2017.
63 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2017.

Orientador: Marivaldo Santos Nascimento.
Coorientador: Francisco J. Fonseca Ferreira.

1. Geologia. 2. Gamaespectrometria. 3. Rochas sedimentares. 4. Bacia do Paraná. I. Universidade Federal do Paraná. II. Nascimento, Marivaldo Santos. III. Ferreira, Francisco J. Fonseca. IV. Título.

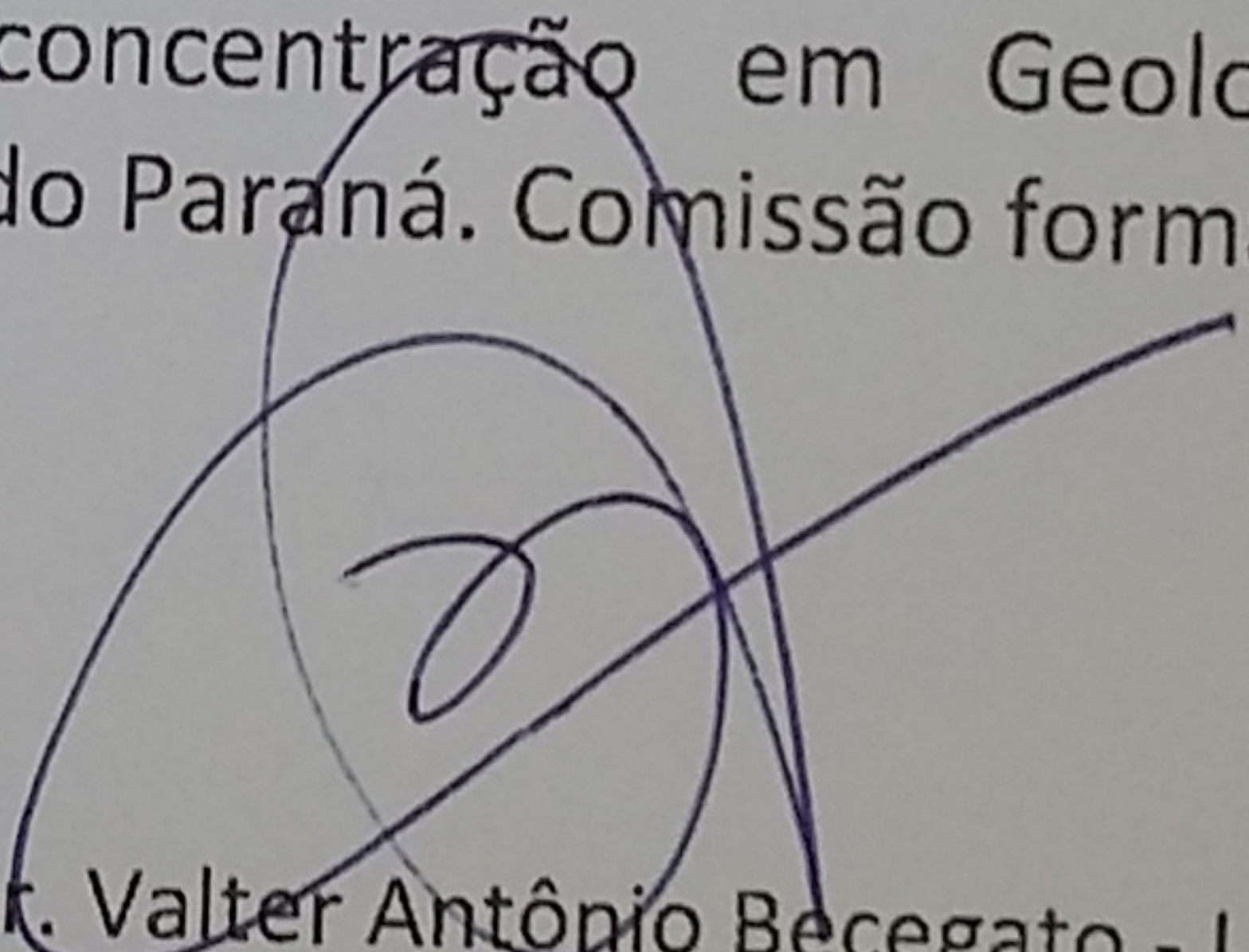
CDD: 551

TERMO DE APROVAÇÃO

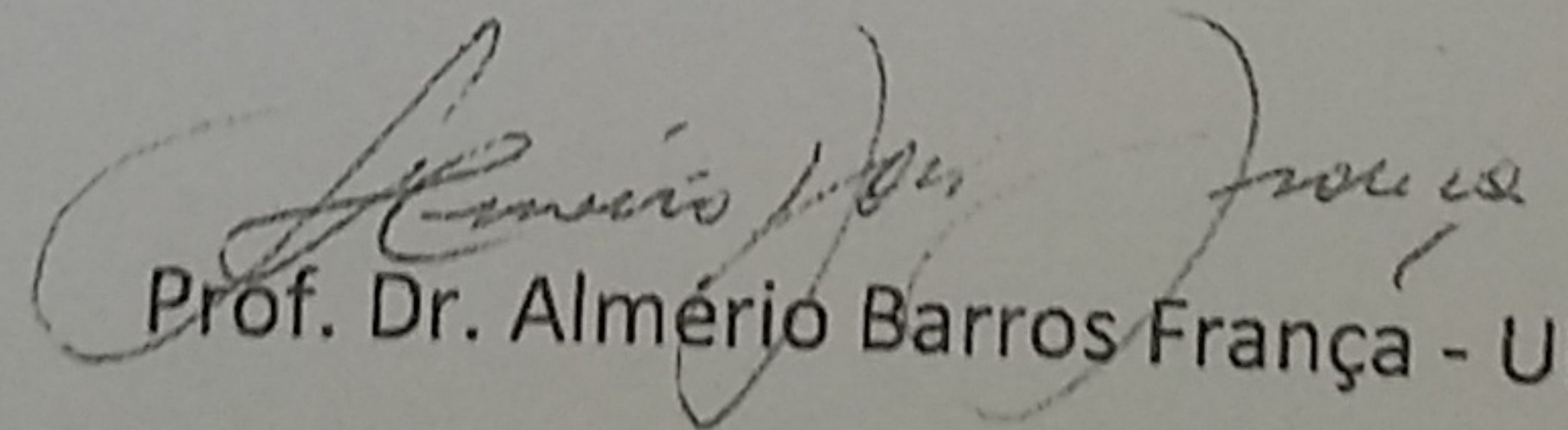
HÉRLON DA SILVA COSTA

“Evidência paleoclimática nas formações Taciba e Rio Bonito (Bacia do Paraná) com base em gamaespectrometria e argilominerais, Santa Catarina, Brasil.”

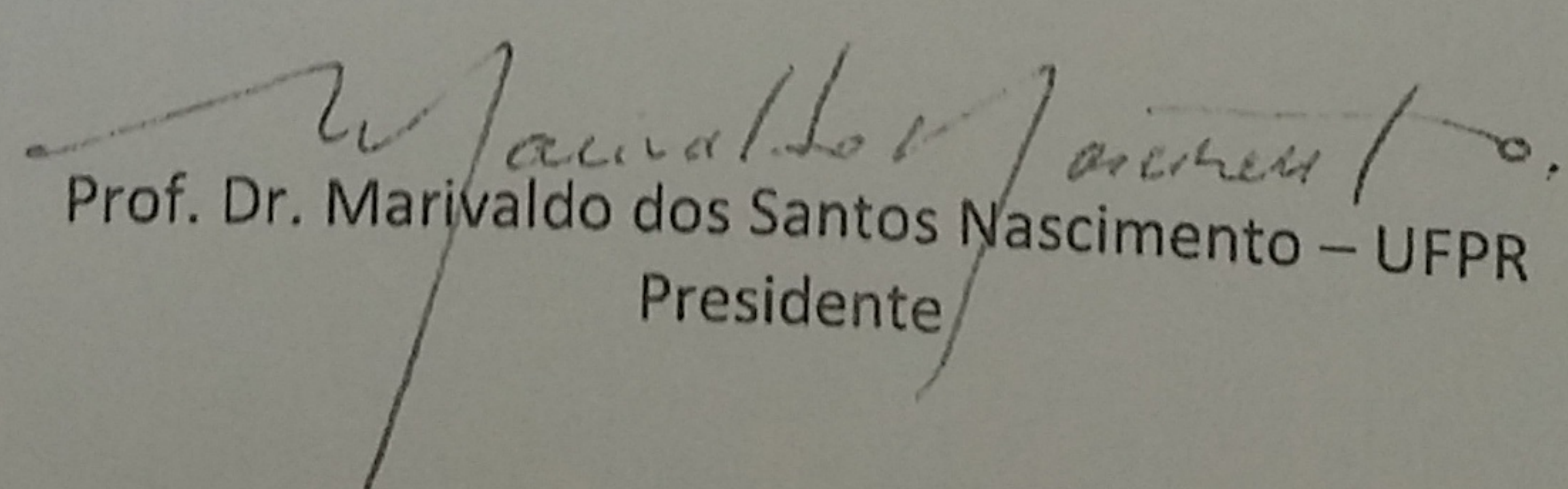
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Valter Antônio Becegato - UDESC



Prof. Dr. Almerio Barros França - UFPR



Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento – UFPR
Presidente

Curitiba, 31 de março de 2017.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar ao Eterno pela direção e inspiração em cada novo caminho e projeto que realizo. Ele é o princípio, motivo e razão de todas as coisas.

À minha família pelo apoio e orações, e em especial, à minha amada noiva, Tatielli Machado, por todo amor, paciência, e dedicação a mim.

Aos meus orientadores, Dr. Marivaldo Nascimento e Dr. Francisco Ferreira pelo aporte de conhecimento, discussões, sugestões para o crescimento do projeto, e, sobretudo, ao apoio oferecido nos momentos de dificuldades.

Aos professores Maria Cristina de Souza, Luiz Alberto Fernandes, Leonardo Cury pelas sugestões.

Aos geólogos Jéssica Weihermann, André Bianchi e a todo o Grupo do ANBA/UFSC, que fizeram parte dessa equipe.

À ITAIPU Binacional pelo empréstimo do gamaespectrômetro usado durante a coleta de dados.

Em especial ao LAMIR, pelo apoio nas análises de DRX.

Ao Laboratório Central de Microscopia Eletrônica (LCME) da UFSC.

A CAPES pelo apoio financeiro.

E a todos que, de alguma forma, contribuíram para o andamento desta pesquisa.

RESUMO

A sequência sedimentar permo-carbonífera da Bacia do Paraná é marcada por mudanças ambientais relacionadas a flutuações paleoclimáticas ocorridas durante a deriva do Supercontinente Gondwana do polo sul para região equatorial. Sucessões flúvio-deltaicas glacio-influenciadas do Membro Rio do Sul (Grupo Itararé) e fluvio-deltaicas da Formação Rio Bonito (Grupo Guatá), desenvolvidas durante este período, afloram na região de Rancho Queimado (SC) e incluem, especialmente, folhelhos e arenitos. Este trabalho apresenta evidências de variações paleoclimáticas nos estratos superiores da Formação Taciba (Membro Rio do Sul) e estratos superiores da Formação Rio Bonito, integrando assinatura gamaespectrométrica e análise de argilominerais. A microscopia eletrônica de varredura (MEV) e difração de raios-X (DRX) revelam, principalmente, a presença de illita detrítica, que representa cerca de 50 a 60 % da assembleia de argilominerais nas amostras. A vermiculita, quartzo, clorita, dentre outros minerais ocorrem de forma esporádica. O hábito placóide da illita atesta sua origem detrítica. A perfilagem gamaespectrométrica em quatro afloramentos, totalizando uma seção de 28 m, evidenciam concentrações variáveis de K (%), eU (ppm), eTh (ppm) e contagem total (CT, em ppm de eU). As baixas razões eTh/K e eTh/eU, o domínio de illita detrítica nos estratos do Membro Rio do Sul, indicam o domínio de clima frio e seco durante a deposição. O contraste entre o aumento significativo das razões eTh/K e eTh/U, e a significativa diminuição na quantidade de illitas para o topo da Formação Rio Bonito, indica a evolução para condições climáticas, progressivamente, quentes e úmidas. A ciclicidade nestas razões sugere variações sazonais na temperatura, favorecendo a lixiviação de K e U. Os baixos valores de CIA (Índice de Alteração Intempérica) nestes estratos indicam pouca influência do intemperismo químico na área-fonte, e que os processos deposicionais pouco influenciaram na distribuição dos espécimes de argilominerais nas sucessões litoestratigráficas investigadas.

ABSTRACT

The Late Permian sedimentary sequence of the Paraná Basin records environmental changes related to paleoclimatic fluctuations during the drift of the Gondwana Supercontinent from the South Pole to the equatorial region of the earth. The Taciba Formation, also known as the Rio do Sul Formation, and the Rio Bonito Formation were deposited during this period and crop out in the Rancho Queimado region, Santa Catarina State, Brazil. The paleoclimatic variations in the transition from the upper strata of the Taciba Formation to the lower strata of the Rio Bonito Formation have been assessed by clay mineral analysis and gamma-spectrometric patterns of outcrops. Both scanning electron microscopy and X-ray diffraction data indicate that detrital illite content makes up approximately 50 to 60 % of the clay mineral assemblage. Vermiculite, quartz, and chlorite, among other minerals, are sporadic in occurrence. The chemical index alteration from these successions indicates minimal influence of chemical weathering in the source area. The gamma-spectrometric data in 28 m of continuous section show a variable concentration of K, eU, eTh and total count (TC). The low eTh/K and eTh/eU ratios and the detrital illite in the strata of the Rio Bonito Formation indicate a change from a cold to dry climate during deposition. The contrast between the increase in eTh/K and eTh/eU ratios and the decrease in the illite content toward the top of the Rio Bonito Formation suggests progressively warmer and humid climatic conditions. The cycling in the eTh/K and eTh/eU ratios clearly indicate seasonal variations in temperature and leaching of K and eU.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: (A) Localização da Bacia do Paraná na América do Sul; (B) Área de estudo no leste de Santa Catarina e (C) Mapa geológico simplificado da área de afloramentos indicando os pontos perfilados com gamaespectrometria (BP09, BP67, BP72 e BP73). Fonte: GEOBAN.....	3
Figura 2: Assinatura gamaespectrométrica de alguns litotipos sedimentares (Sowek et al., 2013).....	6
Figura 3: Diagrama mostrando a relação de ilita e caulinita com K, U e Th em função do clima (modificado de Pinho, 2014).....	7
Figura 4: Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Paraná destacando em vermelho os grupos Irararé e Guatá nos quais estão incluídas as formações Taciba e Rio Bonito, objeto de estudo. Modificado de Milani (2007).....	16
Figura 5: Fluxograma representando as etapas desenvolvidas durante a pesquisa.....	17
Figura 6: (A) Lâminas de arenitos e folhelhos das formações Taciba e Rio Bonito; (B) Equipamento de Microscopia Eletrônica de Varredura; (C) Equipamento de Difração de Raio-X; (D) Gamaespectrômetro.....	22

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: <i>Janelas energéticas e fótópicos de potássio, urânio e tório (modificado de IAEA, 2003)</i>	21
---	----

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	. APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS.....	1
1.2	. OBJETIVOS.....	2
1.3	. LOCALIZAÇÃO.....	2
2	. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	3
2.1	. GAMAESPECTROMETRIA.....	3
2.2	. K, U E TH EM ROCHAS SEDIMENTARES.....	5
2.3	. GAMAESPECTROMETRIA E ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS.....	6
2.4	. ARGILOMINERAIS.....	8
2.5	. GEOLOGIA REGIONAL.....	10
2.5.1.	. A BACIA DO PARANÁ.....	10
2.5.2.	. FORMAÇÕES TACIBA E RIO BONITO.....	12
3	. MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
3.1	. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	17
3.2	. DIFRATOMETRIA DE RAIO-X (DRX).....	19
3.3	. LEVANTAMENTO GAMAESPECTROMÉTRICO.....	20
4.	ARTIGO.....	23
1.	. INTRODUCTION	24
2.	. GEOLOGICAL SETTING AND STRATIGRAPHY	25
3.	. MATERIAL AND METHODS.....	28
4.	. SEDIMENTARY FACIES OF THE RIO DO SUL FORMATION.....	28
5.	. SEDIMENTARY FACIES OF THE RIO BONITO FORMATION.....	29
6.	. MINERAL COMPOSITIONS.....	30
7.	. CLAY MINERAL ASSEMBLAGE.....	33
8.	. GAMMA-RAY SIGNATURE FROM THE RIO DO SUL FORMATION.....	34
9.	. SPECTRAL GAMMA-RAY SIGNATURE FROM THE RIO BONITO FORMATION.....	38
10.	. PALEOCLIMATIC AND PROVENANCE IMPLICATIONS.....	39
11.	. CONCLUSIONS.....	42
5.	CONCLUSÕES.....	46
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	47

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS

A Glaciação Fanerozoica mais prevalente ocorreu durante o Carbonífero-Permiano no hemisfério sul do Supercontinente Gondwana. Sedimentos oriundos deste período são registrados nos estratos do Membro Rio do Sul e na Formação Rio Bonito da Bacia do Paraná que apresentam evidências das últimas fases de glaciação e deglaciação. Na Bacia do Paraná, a correlação direta de eventos de glaciação e deglaciação com a evolução do clima têm sido abordadas especialmente com base em reconstituições paleoambientais (Medeiros & Thomaz 1973; Milani, 1997; Vesely & Assine 2004, Vesely et al., 2005; Carneiro & Costa, 2006; e D'Avila, 2009; Zielinski & Nascimento 2015).

Sucessões sedimentares do Membro Rio do Sul e da Formação Rio Bonito afloram excepcionalmente nas regiões de Alfredo Wagner e Ituporanga, leste de Santa Catarina (Figura 1) e são constituídos de arenitos e pelitos que registram a passagem de um ciclo deposicional regressivo-transgressivo do Oceano Panthalassa sobre o Supercontinente Gondwana, influenciado por flutuações climáticas que controlaram o padrão da sedimentação na Bacia do Paraná (Milani et al., 2007). Nesta região, o Membro Rio do Sul é representado por estratos acumulados em ambiente deltaico-marinho raso, glacio-influenciado, que são sucedidos por estratos flúvio-deltaico estuarinos, pós-glaciais da Formação Rio Bonito (Zielinski & Nascimento 2015).

A perfilagem gamaespectrométrica de afloramentos é um método eficiente e prático que tem sido, amplamente, utilizado no estudo de rochas sedimentares (North & Boering, 1999; Ehrenberg & Svana, 2001). Este método se baseia no princípio de que a radiação média nestas rochas, especialmente, as argilosas, está relacionada à abundância de K, eU e eTh, sendo por isso utilizada em caracterização estratigráfica, estudos paleoambientais e paleotectônicos de bacias sedimentares, e paleoclimáticos (Ruffell & Worden, 2000; Doveton & Merriam, 2004; Ghasemi-Nejad et al., 2010). No Brasil, os trabalhos mais recentes de gamaespectrometria de afloramentos foram realizados nas formações Ponta Grossa e Rio do Rasto da Bacia do Paraná (Ferreira *et al.*, 2010; Soweck *et al.*, 2013).

A análise dos argilominerais e da radiação gama nas camadas que marcam a passagem entre estas duas formações permitem investigar as características

paleoclimáticas contemporâneas à formação destes depósitos em um contexto paleogeográfico ainda pouco compreendido da Evolução da Bacia do Paraná. O presente trabalho aborda mudanças paleoclimáticas durante a passagem do Membro Rio do Sul para a Formação Rio Bonito, no leste de Santa Catarina, utilizando a análise integrada dos padrões das razões eTh/K e eTh/U e distribuição dos espécimes de argilominerais como indicadores paleoclimáticos nestas unidades.

1.2. OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é a interpretação paleoclimática com base na análise de argilominerais e gamaespectrometria do Membro Rio do Sul e da Formação Rio Bonito, que afloram na região leste de Santa Catarina, próximo à cidade de Rancho Queimado.

Para alcançar este objetivo principal, foram delineados os seguintes objetivos específicos:

- Definir as razões Th/K e Th/U nos argilitos;
- Identificar os espécimes argilominerais nas seções analisadas;
- Discutir o efeito do intemperismo químico nos litotipos estudados.

1.3. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se na faixa de afloramentos do Membro Rio do Sul (Grupo Itararé) e Formação Rio Bonito (Grupo Guartá), entre as cidades de Rancho Queimado e Ituporanga, leste de Santa Catarina (Figura 1).

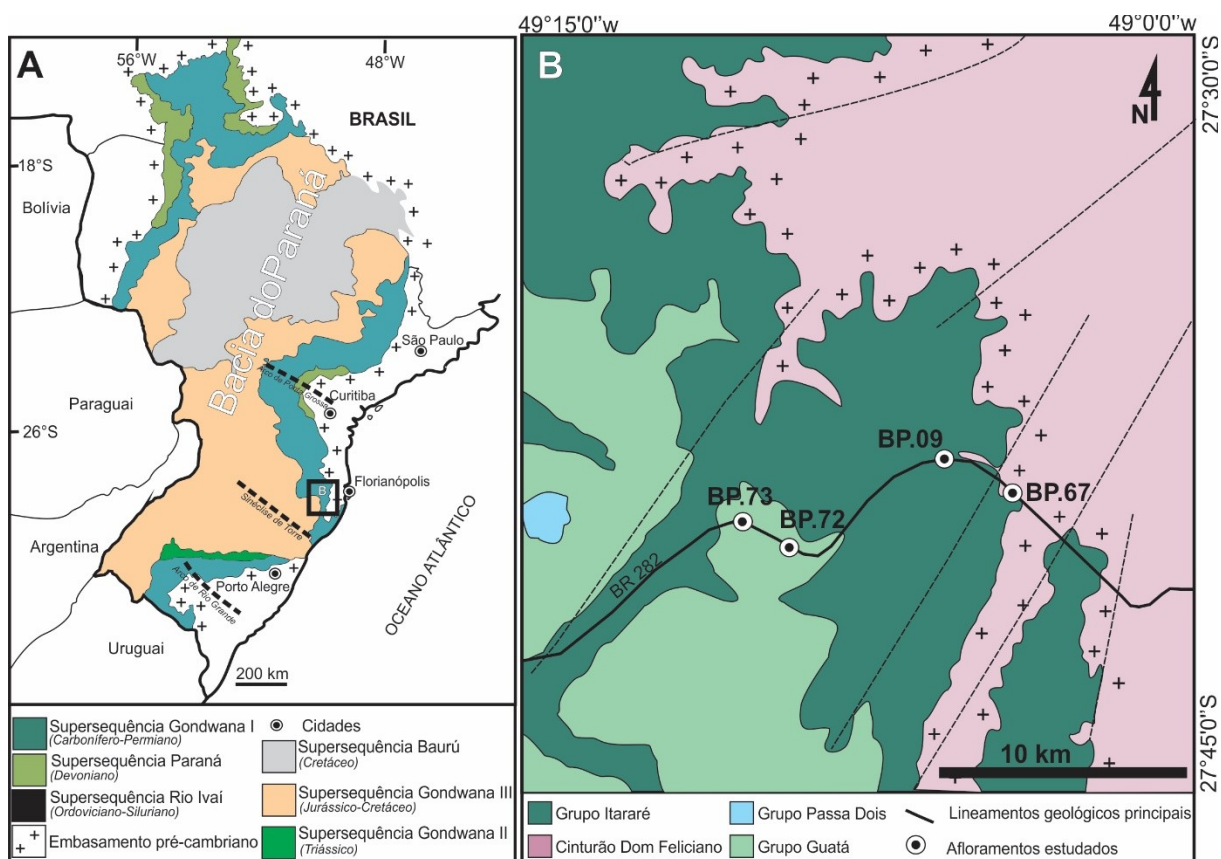


Figura 1: (A) Localização da Bacia do Paraná no sul da América do Sul; (B) Área de estudo no leste de Santa Catarina indicando os pontos perfilados com gamaespectrometria (BP09, BP67, BP72 e BP73). Adaptado de GEOBAN/CPRM (2015).

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. GAMAESPECTROMETRIA

A gamaespectrometria quer seja aérea, terrestre ou de poço, tem como base os princípios da geofísica nuclear (Parasnis, 1997). Os núcleos instáveis de substâncias radioativas emitem, normalmente, três tipos de partículas: α , que são fluxos de partículas carregadas positivamente, compostas por dois nêutrons e dois prótons (núcleos de hélio), que embora sejam muito ionizantes, possuem pouca penetração; β , que são fluxos de partículas da mesma natureza dos elétrons orbitais, oriundas da desintegração de nêutrons do núcleo, que por sua vez são menos ionizantes que partículas α , porém, mais penetrantes e, por fim, raios γ , que são ondas eletromagnéticas, sendo assim, a mais penetrativa das radiações. Os

raios γ são objeto dos estudos gamaespectrométricos, pois não são desviados por campos elétricos ou magnéticos como as demais partículas, por não apresentarem carga elétrica. A unidade das medidas gamaespectrométricas é o elétronvolt (eV), definido como a energia adquirida por um elétron através da aplicação de uma diferença de potencial de um volt (Parasnis, 1997). Em gamaespectrometria são utilizadas unidades derivadas, como milhões de elétronsvolts (MeV), ou quiloelétrons-volts (KeV).

Segundo Ellis & Singer (2008) a detecção dos raios gama se processa em duas etapas. Primeiramente os raios gama ao entrarem em contato com o detector, são parcial ou totalmente convertidos em radiação ionizante (elétrons), ocorrendo então os principais processos de interação com a matéria: efeito fotoelétrico, onde o raio gama é completamente absorvido e transfere sua energia para um elétron periférico, o qual é expelido do átomo, sendo considerado um processo de absorção característico de baixos níveis energéticos (menores que 100 KeV); o espalhamento Compton, que ocorre em níveis energéticos moderados havendo uma interação dos raios gama com os elétrons, na qual um fóton perde parte de sua energia para um elétron e é desviado segundo um ângulo relacionado à sua direção original de incidência.

A produção de par consiste na absorção do fóton incidente pelo núcleo, resultando, deste modo, em um par elétron-pósitron com energia equivalente ao fóton original, ocorrendo em níveis superiores a 1,02 MeV em materiais de número atômico maior que 30. Na segunda etapa, a energia dos elétrons é transformada em sinais. A maioria dos materiais naturais, como solos e rochas, objeto de medidas gamaespectrométricas, possui número atômico baixo, entre 10 e 20, e energias médias, deste modo, o processo que predomina no detector é o espalhamento Compton (Ellis & Singer, 2008).

Na gamaespectrometria são medidas as contagens/concentrações da CT, K, eU e eTh em rochas, sedimentos e solos através da detecção dos raios gama emitidos durante o decaimento radioativo natural destes elementos, em particular os seguintes: ^{40}K , que representa 0,01167% do K total (^{39}K e ^{41}K , não são radioativos e representam, respectivamente, 93,2581% e 6,7302% do K total), ^{238}U (99,9743% do U total), ^{235}U (0,7200% do U total), ^{234}U (0,0057% do U total), e ^{232}Th (praticamente 100% do Th total) (Ferreira *et al.*, 2010).

Cada um desses elementos emite radiações gama com energias distintas. O ^{40}K é medido diretamente, através de um único pico de energia, de 1,46 MeV, e decai para o argônio ^{40}Ar . Como urânio e tório não emitem radiação gama, na série do U se utiliza o pico de 1,76 MeV, que corresponde a energia do bismuto (Bi^{214}), já na série do Th, a emissão de 2,62 MeV está relacionada ao tálio (Tl^{208}) (Schlumberger, 1987).

2.2. K, U E TH EM ROCHAS SEDIMENTARES

Segundo Ruffell & Worden (2000), a abundância e meias-vidas do potássio (K), urânio (U) e tório (Th) tornam esses elementos as principais fontes de detecção de raios gamas nas rochas, tanto em afloramentos como em subsuperfície.

Traços de minerais radioativos são encontrados em todos os litotipos, podendo ser detectados também em rios, hidrocarbonetos e matéria orgânica (Sowek et al., 2013). Dos principais elementos que são detectados pelo gamaespectrômetro, o potássio é o de maior ocorrência e solubilidade, em relação ao urânio e ao tório, sendo medido em %, enquanto U e Th, de menor ocorrência e solubilidade, são registrados em ppm.

O potássio é muito comum em micas, feldspatos potássicos, sais e argilas (Rider, 1990; Ellis & Singer, 2008) o microclínio e o ortoclásio são os feldspatos que apresentam potássio em sua constituição, em média 16% e 14%, respectivamente. Do grupo das argilas, as que encerram mais potássio são a illita e a glauconita. Argilas como a esmectita e a caolinita apresentam pouco ou nenhum potássio. Sowek (2013) cita que os sais de potássio são fontes de radiação gama podendo apresentar, por exemplo, na silvita, mais de 50% de K. Urânio e tório, além dos minerais argilosos e feldspatos, estão associados a fosfatos, minerais pesados e matéria orgânica (Chamberlain, 1984; Myers, 1987; Myers & Bristow, 1989; Slatt et al., 1992).

Em rochas sedimentares é comum encontrar Th e U em minerais pesados (monazita, zircão, esfeno, apatita), mas a adsorção destes pelas argilas e matéria orgânica, certamente, é o fator predominante que controla seus níveis de radioatividade (Sowek et al., 2013). A Figura 2 apresenta os principais litotipos sedimentares e suas respectivas assinaturas nas unidades API e em concentrações (Th e U em ppm, e K em %).

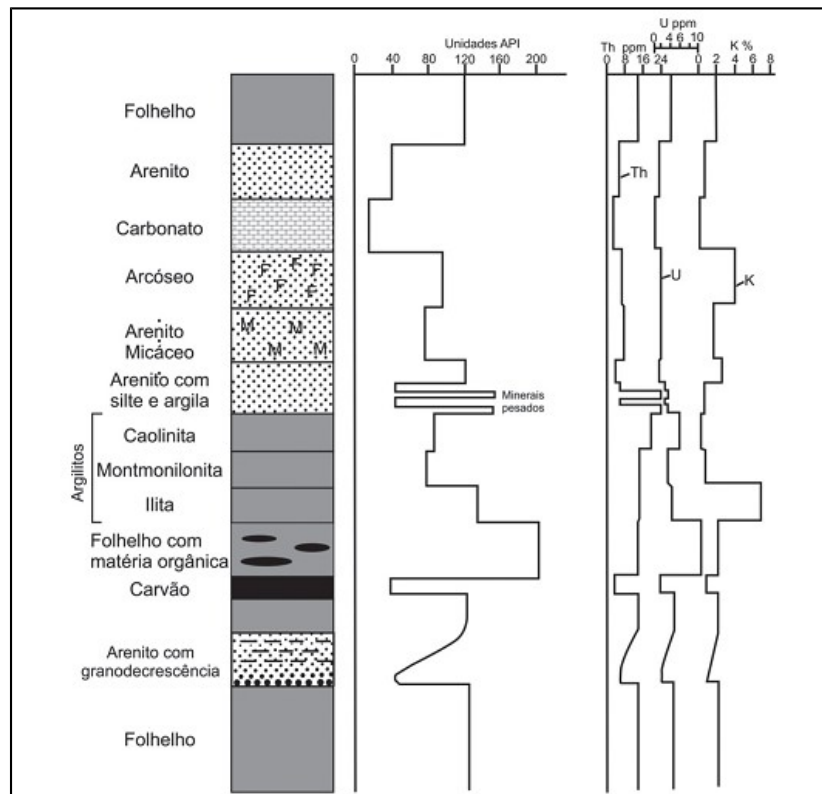


Figura 2: Assinatura gamaespectrométrica de alguns litotipos sedimentares (Sowek et al., 2013).

2.3. GAMAESPECTROMETRIA E ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS

A gamaespectrometria, por constituir um método rápido e simples, vem sendo usado ao longo dos anos em sedimentologia e estratigrafia, assim como na caracterização de reservatórios, diagênese, determinação mineralógica e estudos de áreas-fonte, dentre outros (Schnyder et al., 2006). Estas aplicações, entretanto, dependem da mineralogia dos litotipos analisados, uma vez que K, U e Th estão associados a determinados minerais, como já citado anteriormente.

O potássio normalmente é lixiviado de feldspatos e muscovita, sob ação de climas quentes e úmidos, formando a caulinita, enquanto o tório é considerado parcialmente insolúvel e tende a concentrar-se durante o intemperismo (Osmond & Ivanovich, 1992; Parkinson, 1996). O urânio também é considerado mais móvel que o tório durante o intemperismo. Segundo Osmond & Ivanovich (1992), em condições de oxidação em solos e rochas, o urânio pode assumir a valência $+6$ e formar íons complexos solúveis. Já ambientes redutores fazem com que o urânio assumira a

valência $+4$ e se torne insolúvel. Osmond & Ivanovich (1992) consideram que o desequilíbrio em solos modernos das séries de U e Th reflete o distúrbio geoquímico dos minerais, ao contrário de um “sistema fechado”, onde é mantido o equilíbrio radioativo. Deste modo, K e U podem ser removidos dos solos, enquanto, teoricamente, o Th é concentrado.

Myers (1987) e Parkinson (1996) sugeriram que estas modificações que ocorrem no K, no U e no Th, mediante ações intempéricas, são preservadas nos processos de erosão, transporte, deposição e até mesmo em estágios iniciais da diagênese. Como decorrência, Ruffell & Worden (2000) sugerem que as mudanças climáticas relativas aos padrões de intemperismo podem ser registradas nas rochas sedimentares, principalmente nas frações argilosas, podendo, portanto, ser detectadas a partir de raios gama espectrais. Deste modo, as razões Th/K e Th/U podem ser usadas como indicadores paleoclimáticos, onde elevado conteúdo de Th, em relação ao K, pode indicar um paleoclima úmido em que o K foi lixiviado, por ser mais móvel, concentrando o Th (Figura 3). Schnyder et al. (2006) consideram os pelitos intemperizados como os materiais detríticos mais propensos para discriminar as razões Th/K e Th/U, uma vez que as partículas de argila apresentam alta capacidade de troca catiônica (CTC) durante o intemperismo, e propriedades impermeáveis quando depositadas.

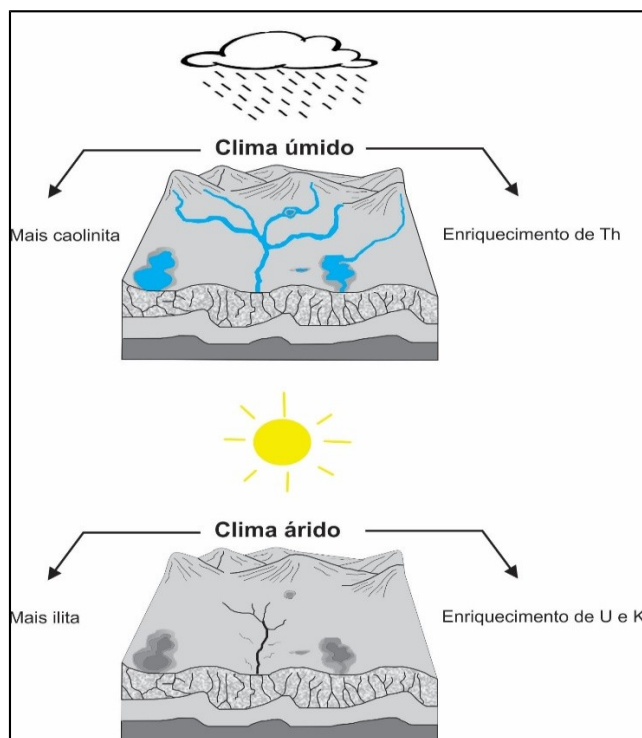


Figura 3: Diagrama mostrando a relação de illita e caulinita com K, U e Th em função do clima (modificado de Pinho, 2014).

2.4. ARGILOMINERAIS

Os minerais de argila estão entre os mais abundantes da superfície terrestre, de acordo com Velde (1992). Normalmente são formados pelo intemperismo dos silicatos, sendo um dos constituintes mais importantes dos solos, rochas sedimentares siliciclásticas continentais e sedimentos de fundo oceânico. Semelhante aos demais filossilicatos, são compostos por duas unidades estruturais fundamentais, folhas (do grego *phylon* = folha) tetraédricas e octaédricas. Estas folhas se formam pelo compartilhamento de três dos quatro oxigênios de cada tetraedro, sobrando um oxigênio apical, usado nas ligações entre as folhas. Um plano ideal de tetraedros apresenta simetria hexagonal, onde o principal cátion é o Si^{+4} , porém este pode ser parcialmente substituído por Al^{+3} e Fe^{+3} . Segundo Scapin (2013), os ápices das folhas octaédricas são ocupados por hidroxilas contendo cátions bivalentes (2+) ou trivalentes (3+), que formam estruturas denominadas trioctaédrica, $[\text{Al}_3(\text{OH})_6]$, ou dioctaédrica $[\text{Mg}_2(\text{OH})_6]$. Estas folhas são formadas pelo compartilhamento das arestas dos octaedros pelos cátions Al^{+3} e Mg^{+2} , mas podem estar presentes também Fe^{+2} ou Fe^{+3} ou outros elementos de transição, e Li. Velde (1995) afirma ainda que a distância entre dois átomos apicais de oxigênio das folhas tetraédricas é semelhante à distância entre as hidroxilas das folhas octaédricas, o que torna possível a formação de ligações regulares entre os dois tipos de folhas.

Segundo Bailey (1984), os argilominerais são estruturas constituídas pelo empilhamento de folhas de tetraedros (T) e octaedros (O). A ligação de uma folha de tetraedro com uma folha de octaedro origina o grupo de argilominerais com camadas 1:1 (tipo T-O), onde estão os grupos da caulinita, das serpentinas e dos argilominerais ferríferos. O plano não compartilhado de ânions da folha de octaedro, nestas camadas, basicamente consiste de grupos de OH^- . Os grupos de argilominerais com camadas 2:1 (tipo T-O-T), onde se encontram o talco (silicato de magnésio hidratado) e a pirofilita (silicato de alumínio hidratado), geralmente denominados, de forma conjunta, como minerais do grupo do talco, as micas, as esmectitas, as vermiculitas, as cloritas e as paligorskitas, são originados pela ligação de duas folhas de tetraedros a uma folha de octaedro. Para que a ligação do tipo 2:1

ocorra, deve haver a inversão do tetraedro superior, para que os oxigênios apicais possam então ser compartilhados com o octaedro inferior.

Bailey (1984) afirma ainda que se as camadas 1:1 ou 2:1 não forem eletrostaticamente neutras, o excesso de cargas negativas é neutralizado por diferentes constituintes intercamadas, que podem ser cátions individuais, cátions hidratados ou folhas hidroxiladas octaédricas. As quatro dezenas de argilominerais existentes, distribuem-se por estes dois tipos de estruturas.

De acordo com Suguio (1998), os minerais de argila, compostos basicamente de Si, Al e Mg, são de granulação muito fina, menor que 5 microns, mas que muitas vezes apresentam diâmetros inferiores a 2 microns. Com exceção da paligorskita e da sepiolita, que se apresentam em forma de bastão, os outros argilominerais, normalmente, exibem hábito placóide.

Suguio (1998) cita ainda que devido a semelhança de propriedades ópticas, tamanho reduzido e frequente mistura de tipos, tais fatores dificultam ou até mesmo impossibilitam a identificação óptica de argilominerais pelos métodos convencionais.

As argilas fazem parte da composição mineralógica dos solos e são considerados minerais secundários, formados por ação do intemperismo na rocha fonte. Deste modo, adquirem a capacidade de trocar íons, fixando-os em sua superfície, entre as camadas e no interior dos canais do retículo cristalino (Luna & Schuchardt 1999, conforme Abreu Neto 2012).

Segundo Scapin (2013), a classificação dos argilominerais está relacionada com a disposição dos átomos de silício em sua estrutura cristalina, que apresenta dimensões da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos raios-X, possibilitando a ocorrência da difração dos raios-X sobre a estrutura desses minerais. As distâncias interplanares “d”, perpendiculares ao eixo “c” (001), são características para cada tipo de argilomineral, permitindo distinguir-se e classificá-los. Entretanto, são comuns os argilominerais formados pela alternância de camadas de diferentes filossilicatos, formando estruturas interestratificadas, as quais podem ser ordenadas onde as camadas distintas se repetem em intervalos regulares, ou turboestráticas, onde a repetição não segue padrão definido.

A diferença das micas, que também pertencem à família dos filossilicatos, está no tipo de ligação entre os conjuntos de planos estruturais. Nos argilominerais, as ligações entre os planos são feitas por forças de Van Der Waals, onde sua baixa intensidade dão ao mineral baixa dureza e untuosidade ao tato. Já nas micas, os

planos estruturais são interligados por cátions (normalmente K⁺), cuja intensidade de ligação é maior, refletindo em maior dureza e ausência da untuosidade.

2.5. Geologia regional

2.5.1. A BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica com início de sua sedimentação no Neo-Ordoviciano e evolução até o Neo-Cretáceo (Milani *et al.*, 2007). A bacia possui formato alongado na direção NNE/SSW, com 1.750 km de comprimento e 900 km de largura em média. Abrange uma área de cerca de 1,5 milhões de km², ocupando cerca de 1.100.000 km² do território brasileiro, essencialmente em sua porção meridional (Bortoluzzi *et al.*, 1987), além da porção oriental do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai.

A origem da Bacia deve estar relacionada ao fim do Ciclo Brasileiro (Ordoviciano Superior), que deixou exposto um expressivo volume de crosta continental recém-agrupada. Provavelmente o arrefecimento dos esforços, juntamente com o “esfriamento” da crosta, foram suficientes para a subsidência que levou à deposição da Sequência Siluriana (Zalán *et al.*, 1987).

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área do então recém-formado continente Gondwana, composto de vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e granitogreenstone) rodeados por cinturões móveis orogênicos (rochas metassedimentares dobradas, granitos e faixas de crátons isotopicamente remobilizados) dispersamente cobertos por remanescentes de bacias de antepaís de natureza molássica formadas no Ciclo Brasileiro (Zalán *et al.*, 1987).

Para Milani (1997), a deposição da primeira sequência da Bacia do Paraná está relacionada a resposta transtensiva em zonas de fraqueza do interior cratônico reativadas na orogenia Oclóyica. Salientam ainda que o principal mecanismo de criação de espaço para acomodação dos sedimentos durante a formação da bacia foi a flexura litosférica por sobrecarga tectônica, propagada continente adentro a partir da calha de antepaís.

A espessura máxima das rochas que compõem a Bacia do Paraná está em torno de 5.000 m, representando a superposição de pacotes depositados no mínimo em três ambientes tectônicos, decorrentes da dinâmica de placas, resultando em seis principais sequências deposicionais (Zalán *et al.*, 1987). Milani (1997) destacam seis superseqüências, todas limitadas por discordâncias regionais: Rio Ivaí

(Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Figura 05).

A Supersequência Gondwana I compõe o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, aflorando em uma estreita faixa ao longo de toda sua borda leste com uma espessura máxima de aproximadamente 2.500m (Milani et al., 2007). Esta supersequência foi depositada após um hiato de aproximadamente 70 Ma no registro estratigráfico da bacia. Milani et al. (2007) relaciona a causa deste hiato a fatores tectônicos, ao desenvolvimento intermitente de calotas de gelo em áreas próximas e também na Bacia do Paraná, devido a posições em altas latitudes da placa gondwânica durante o período, e do grande rebaixamento do nível do mar que deve ter acompanhado o ápice dessas glaciações. Após um período de alterações tectônicas e climáticas, devido à migração do Gondwana para o norte, a sedimentação é retomada no Westfaliano, resultando em depósitos formados por fluxo de massa e processos de ressedimentação relacionados diretamente ao degelo (Milani et al., 2007).

Vários ambientes deposicionais são registrados, desde uma sedimentação fortemente influenciada por regime glacial até um amplo e árido interior continental com domínio de extensos campos de dunas eólicas próximo ao Mesozoico (Figura 4). A porção basal da Supersequência Gondwana I registra, de forma expressiva, a grande glaciação gondwânica, com pico no Mississipiano (Carbonífero inferior). A deglaciação, do Westfaliano (Carbonífero Superior) até o Permiano Inferior, produziu vastos depósitos glaciais (Milani et al., 2007). Constam em seu espesso pacote sedimentar, da base para o topo, os seguintes grupos: Itararé, Guatá e Passa Dois.

O Grupo Itararé (Gordon Jr., 1947), localizado na base da Supersequência Gondwana I, tem sua deposição influenciada pela glaciação permocarbonífera, a qual percorreu boa parte do paleocontinente Gondwana e controlou o preenchimento sedimentar da Bacia do Paraná. Apesar da influência glacial, o Grupo Itararé é rico em arenitos, especialmente na porção centro-norte da bacia, onde perfaz até 80% da coluna estratigráfica (Milani et al., 2007). Inicialmente estes depósitos foram interpretados como produto da sedimentação glacial e proglacial direta em ambiente continental por Leinz (1937). Entretanto, registros de processos subaquáticos ligados a fluxos gravitacionais no Grupo Itararé tem sido descrito por diversos

autores (p.e. Salamuni et al., 1966; Castro, 1991; Gama Jr. et al., 1992; Vesely & Assine 2004, Vesely et al., 2005; Carneiro & Costa, 2006; e D'Avila, 2009).

Schneider et al. (1974), reuniu dados de mapeamentos e de subsuperfície obtidos pela Petrobras e propôs uma subdivisão do Grupo Itararé, nos estados do Paraná e Santa Catarina, em formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. Segundo esta subdivisão, a base do Grupo Itararé é correspondida pela Formação Campo do Tenente, caracterizada predominantemente por depósitos lamíticos, e diamictitos de matriz arenosa e ritmitos subordinados. A Formação Mafra corresponde a porção intermediária, com depósitos essencialmente arenosos, desde arenitos finos até médios e grossos com estruturas de tração, e secundariamente diamictitos, conglomerados, ritmitos e argilitos. A Formação Rio do Sul encerra depósitos essencialmente argilosos que ocorrem no topo do Grupo Itararé, incluindo o Folhelho Lontras.

França & Potter (1988), por sua vez, reconhecem três ciclos deposicionais associados a mudanças climáticas e variações no nível do mar e propõem uma nova subdivisão, em subsuperfície, para o Grupo Itararé. De acordo com os ciclos deposicionais identificados pelos autores, três formações foram propostas, da base para o topo: Formação Lagoa Azul (ciclo inferior), Formação Campo Mourão (ciclo intermediário) e Formação Taciba (ciclo superior).

O Grupo Guatá (Gordon Jr., 1947) sucede os estratos glaciogênicos do Grupo Itararé. De acordo com Milani et al. (2007), a deglaciação trouxe como consequência direta uma elevação relativa do nível do mar, conhecida como “transgressão permiana” (Lavina & Lopes, 1986). Milani et al. (2007) ainda afirmam que a tendência transgressiva da sedimentação pós-glacial se manifesta desde a base do Grupo Guatá, sendo comuns retrabalhamentos dos lobos deltaicos por ação de marés. Pertencem a este grupo estão as seguintes formações: Rio Bonito, com os membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis; e Palermo. Segundo Bortoluzzi et al. (1987), o Grupo Guatá é constituído por siltitos cinza esverdeados, bioturbados e por arenitos com intercalações de camadas de carvão e folhelhos carbonosos.

2.5.2. FORMAÇÕES TACIBA E RIO BONITO

A Formação Taciba, a qual pertence parte dos afloramentos estudados neste trabalho, segundo França & Potter (1988) constitui o terceiro grande ciclo de

granodecrescência ascendente do Grupo Itararé, e engloba da base para o topo, os membros Rio Segredo (arenito) formado em ambiente marinho profundo, Chapéu do Sol (diamictito) e Rio do Sul (ritmito, siltito e folhelho), também interpretado como tendo sido depositado em ambiente profundo. Posteriormente, Milani et al. (1994) reposicionaram o Membro Rio Segredo para a Formação Campo Mourão.

Bortoluzzi et al. (1987) caracterizaram a Formação Taciba em Santa Catarina, apresentando em sua porção inferior folhelhos e argilitos cinza escuros a pretos, localmente com aspecto várvido, designados de folhelhos Lontras. Sua presença é marcante ao longo da faixa de afloramentos, ocorrendo excelentes exposições na região da área-tipo, Rio do Sul – Trombudo Central. Sua espessura oscila entre 50 e 60 metros. Seguem-se diamictitos acinzentados, escuros, com matriz arenosa, que gradam ou intercalam-se com arenitos finos e muito finos, que na área-tipo compõem um pacote com cerca de 200 m de espessura, que por sua vez é recoberto por folhelhos, frequentemente várvidos, ritmitos, argilitos e siltitos, cinza escuros a avermelhados, às vezes com laminação *flaser*. Esta sequência constitui a parte superior da formação, que em conjunto com a inferior, totaliza 350 m de espessura na região de Rio do Sul, onde alcança seu máximo desenvolvimento (Bortoluzzi et al., 1987). O contato inferior da Formação Taciba com a Formação Mafra é concordante, da mesma forma que o superior, com a Formação Rio Bonito. Dados de campo e sondagens evidenciam que a Formação Taciba, por transgressão, assenta em discordância, em grande parte do Estado, sobre rochas cristalinas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e rochas eopaleozoicas vulcanossedimentares do Grupo Itajaí (Bortoluzzi et al., 1987).

Segundo Bortoluzzi et al. (1987) o ambiente de deposição desta formação é essencialmente marinho profundo para a porção basal, onde os sedimentos não foram influenciados por ondas e correntes de marés. A porção superior apresenta características de deposição em águas rasas, sob influência de marés, e eventualmente em condições continentais. Estes autores sugerem ainda que a ocorrência de ritmitos, diamictitos e arenitos é relativamente abundante em consequência do transporte de massa para o interior da bacia, através de geleiras.

A Formação Rio Bonito, a qual pertence parte dos afloramentos estudados neste trabalho, está inserida no Grupo Guatá e foi assim denominada por White (1908) para caracterizar um conjunto de arenitos e pelitos contendo camadas de carvão, que ocorrem entre Lauro Müller - Guatá - São Joaquim, em Santa Catarina.

Segundo Milani et al. (2007), uma notável ciclicidade sedimentar pode ser observada no pacote Rio Bonito, traduzindo oscilação do nível de base na bacia de acumulação. Devido a alternância de deposição, ora predominantemente arenosa, ora pelítica, a unidade foi dividida em três membros: Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider et al., 1974). A Formação Rio Bonito corresponde a um pacote sedimentar depositado sobre o Grupo Itararé, constituído de uma seção basal arenosa, uma porção média essencialmente argilosa e uma superior, areno-argilosa, contendo os principais leitos de carvão explorados na Bacia do Paraná (Bortoluzzi et al., 1987). Refere-se à unidade basal do Grupo Guatá, Supergrupo Tubarão, distribuindo-se desde o Rio Grande do Sul até o nordeste de São Paulo (Schneider et al., 1974).

O Membro Triunfo, porção basal da Formação Rio Bonito, encerra arenitos esbranquiçados, finos a médios, localmente grosseiros, argilosos, micáceos, regularmente selecionados, grãos geralmente subarredondados. Secundariamente ocorrem arenitos muito finos, siltitos, argilitos, folhelhos carbonosos, leitos de carvão (mais frequentes nas unidades do topo da formação) e conglomerados cinza-claros. As principais estruturas sedimentares são representadas por estratificações paralelas, cruzadas, tabulares e acanaladas (Bortoluzzi et al., 1987).

O contato inferior do Membro Triunfo é normalmente concordante com a Formação Taciba. A sudeste do Estado de Santa Catarina, entretanto, assenta discordantemente sobre rochas do embasamento cristalino (Bortoluzzi et al., 1987). O ambiente de deposição é fluvio-deltáico, a julgar pelas características litológicas e sedimentares. O Membro Triunfo registra o início da progradação de clásticos mais grosseiros de origem deltaica (delta inicial) sobre os sedimentos finos de talude e plataforma rasa da Formação Rio do Sul (Bortoluzzi et al., 1987).

O Membro Paraguaçu é essencialmente pelítico. É constituído por siltitos escuros, folhelhos cinza médio a esverdeados com níveis de carbonatos argilosos, geralmente silicificados em superfície e camadas de carvão. O contato inferior do Membro Paraguaçu é concordante com o Membro Triunfo, assim como o superior, com o Membro Siderópolis (Bortoluzzi et al., 1987). A sedimentação ocorreu inicialmente em ambiente marinho transgressivo, que recobriu os depósitos fluvio-deltáicos do Membro Triunfo. Em Santa Catarina, desenvolveu-se localmente rochas carbonáticas em áreas de pequeno afluxo de clásticos, originadas possivelmente por atividades de organismos algálicos (Bortoluzzi et al., 1987). A denominação Membro

Siderópolis provém do município homônimo, localizado no sudeste de Santa Catarina, onde se situa a seção-tipo, que pode ser observada nas minas de carvão mineradas a céu aberto (Bortoluzzi et al., 1987).

O Membro Siderópolis compreende essencialmente arenitos finos, cinza escuros, duros, com intercalações de camadas de siltitos cinza, siltitos carbonosos, leitões e camadas de carvão. Constitui a parte superior da Formação Rio Bonito, englobando o pacote areno-siltico que contém as camadas de carvão mais importantes da bacia. Seu limite inferior é a camada de carvão Bonito (Bortoluzzi et al., 1987).

Esta sequência foi depositada em um ambiente litorâneo que progradiu sobre a sequência marinha do Membro Paraguaçu. Os arenitos representam depósitos de barras e barreiras, com interdigitações de sedimentos fluvio-deltáicos, tendo os sedimentos carbonosos sido originados em lagunas e mangues costeiros, posteriormente recobertos por areias litorâneas (Medeiros & Thomaz, 1973).

Com o declínio das condições glaciais, ocorre uma transgressão marinha e tem início a geração de folhelhos, siltitos e arenitos em ambiente de plataforma marinha rasa, os quais constituem as formações Palermo e Tatuí (Milani et al., 2007). No Permiano Superior tem origem a Formação Irati, representada por folhelhos betuminosos e calcários depositados em ambiente marinho restrito.

A Formação Irati também é uma potencial geradora de petróleo e mundialmente famosa por conter a fauna de répteis *Mesosaurus brasiliensis*, e *Stereosternum tumidum*, que permitiu a correlação da mesma com a Formação Whitehill, da Bacia do Karoo, na África do Sul, suportando assim a hipótese da deriva continental (Milani et al., 2007). O topo desta sequência marca o fim da fase marinha da Bacia do Paraná, ainda com a deposição da Formação Serra Alta, e o início da continentalização, com a deposição das formações Teresina, Corumbataí, Rio do Rasto, Sanga do Cabral e Pirambóia (Milani et al., 2007).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho foi desenvolvido com base em pesquisas bibliográficas, etapas de campo, análises de rochas e minerais em laboratórios, integração e interpretação dos dados (Figura 5). A pesquisa bibliográfica foi desenvolvida durante o transcorrer do trabalho para embasar o conhecimento e a aplicação dos métodos. Ao todo foram realizadas 4 etapas de campo, onde foram feitas as medidas gamaespectrométricas, sessões colunares, descrição litológica e coleta das amostras para análises. Com a aquisição das amostras, seguiu-se a etapa de análises em laboratórios, realizadas na Universidade Federal do Paraná e Universidade Federal de Santa Catarina. O detalhamento dos principais métodos utilizados (Figura 5) está descrito no fluxograma abaixo. A figura 6 apresenta os equipamentos utilizados para a obtenção dos dados.

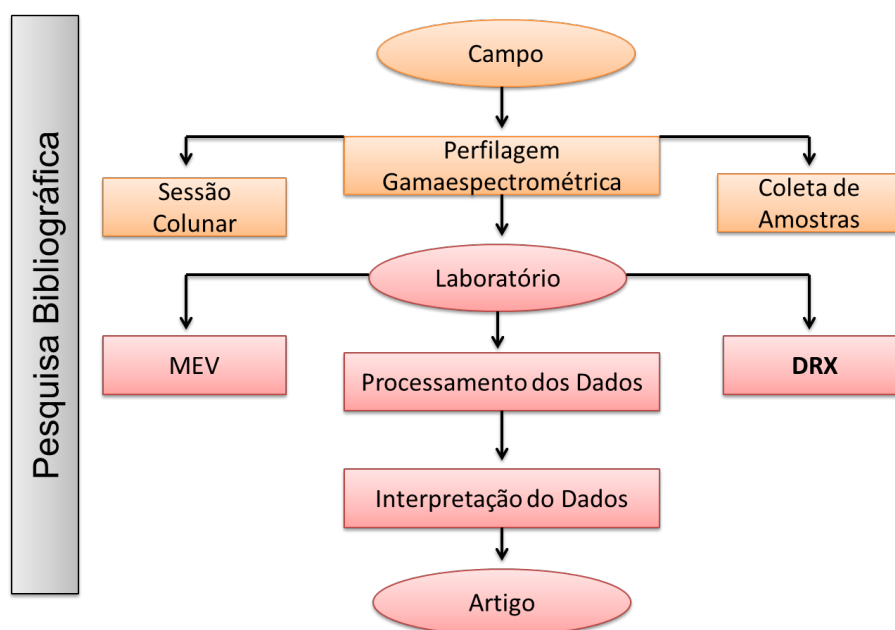


Figura 5: Fluxograma representando as etapas desenvolvidas durante a pesquisa.

3.1. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) foi empregada neste trabalho para caracterizar a origem das argilas, se detríticas ou diagenéticas, uma vez que, as modificações ocorridas nas rochas sedimentares durante a diagênese, podem

influenciar o registro das assinaturas gamaespectrométricas (Ruffell & Worden, 2000) e, deste modo, as interpretações nelas baseadas.

O Microscópio Eletrônico de Varredura utiliza um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra, ponto a ponto, por linhas sucessivas, e transmitir o sinal do detector a uma tela catódica cuja varredura está perfeitamente sincronizada com aquela do feixe incidente (Dedavid et al., 2007). O feixe pode então ser orientado a varrer a superfície da amostra segundo uma malha retangular. O sinal de imagem é então gerado devido à interação do feixe incidente com a superfície da amostra. O detector recolhe o sinal que é usado para modular o brilho do monitor, o que permite a observação. Na maioria dos instrumentos, o filamento utilizado é o de tungstênio (W) aquecido, como fonte de elétrons. O feixe é acelerado pela alta tensão criada pelo filamento e o ânodo. Ele é, em seguida, focalizado sobre a amostra por uma série de três lentes eletromagnéticas por um *spot* menor que 54nm. O feixe interagindo com a amostra produz elétrons e fótons que podem ser coletados por detectores adequados e convertidos em sinal de vídeo (Dedavid et al., 2007).

Para serem detectadas, as partículas e/ou os raios eletromagnéticos resultantes da interação do feixe eletrônico com a amostra devem retornar à superfície da amostra e daí atingirem o detector. A profundidade máxima de detecção, portanto a resolução espacial depende da energia com que estas partículas ou raios atingem o detector, ou são capturadas pelo mesmo. Diferentes sinais podem ser emitidos pela amostra. Dentre os sinais emitidos, os mais utilizados para obtenção da imagem são originários dos elétrons secundários e/ou dos elétrons retroespalhados (Dedavid et al., 2007).

O microscópio utilizado neste trabalho pertence à Universidade Federal do Paraná (UFPR). Foram separadas 12 amostras de arenitos e folhelhos da Formação Taciba e 7 da Formação Rio Bonito. Inicialmente as amostras foram fragmentadas em pequenas parcelas de aproximadamente 1 cm³ com auxílio de um gral e pistilo de cerâmica. Em seguida foram colocadas em lacas de Petri devidamente identificadas e então conduzidas à estufa localizada no Laboratório de Sedimentologia (LABSED) da Universidade Federal de Santa Catarina, permanecendo por 48 horas a uma temperatura de 35°C. Após a retirada da estufa, as amostras foram armazenadas em sacos plásticos individuais. A etapa seguinte de preparação ocorreu no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), da

UFPR, onde 19 amostras foram selecionadas de modo a abranger base, porção intermediária e topo dos perfis levantados. Utilizando um gral e pistilo de ágata, as amostras foram novamente reduzidas, desta vez a poucos milímetros (aproximadamente 5 mm). Sobre as lâminas delgadas foram aplicadas fita adesiva dupla face de modo a fixar as amostras. As mesmas foram metalizadas com ouro e paládio pelo metalizador DENTON VACUUM DESK V com auxílio do aparelho ADIXEN PASCAL 2005 SD, responsável por criar vácuo no equipamento. Após serem metalizadas, as amostras foram submetidas à análise no microscópio eletrônico de varredura, modelo JEOL JSM – 6010LA, com o objetivo de reconhecer os aspectos texturais e feições diagenéticas nos argilominerais. A aquisição das imagens geradas pelo microscópio foi realizada através do software In Touch Scape versão 1.0.5.

As imagens adquiridas são suplementadas por análises de espectrometria por dispersão de energia (EDS). Este método consiste na resposta característica de cada elemento químico à emissão do feixe de elétrons, capaz de retirar elétrons das camadas menos energéticas dos átomos (mais próximas ao núcleo) e fazer com que esta lacuna seja ocupada por um elétron mais energético (mais distante do núcleo). A sobra de energia no trânsito destas partículas é emitida na forma de fótons na faixa dos raios-X com comprimentos de onda específicos para cada elemento químico, possibilitando assim, a sua identificação.

Adicionalmente, foram confeccionadas doze lâminas de amostras da Formação Taciba e sete da Formação Rio Bonito, afim de observar as características diagenéticas e composição dos grãos do arcabouço.

3.2. DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX)

Segundo Albers et al. (2002), a difratometria de raios-X é uma das principais técnicas para a determinação da estrutura cristalina. Na maioria dos sólidos (cristalinos), os átomos se ordenam em planos orientados e separados entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos raios-X. Ao incidir um feixe de raios-X em um cristal, o mesmo interage com os átomos presentes, originando o fenômeno da difração (Albers et al., 2002). A difração de raios-X é expressa segundo a Lei de Bragg (EQUAÇÃO 1), que estabelece a relação

entre o ângulo de difração θ de Bragg e a distância (d) entre os planos que a originam:

$$2d\sin(\theta)=\lambda \quad (1)$$

De acordo com a Lei de Bragg, há interferência construtiva que ocasiona picos de difração, sendo que a intensidade de cada pico é proporcional a quantidade de planos - com interferência construtiva - do cristal. As condições de interferência construtiva correlatas a ângulos de Bragg diferentes são relacionadas ao caráter aleatório de pequenas regiões (cristalitos) no sólido. Albers et al. (2002) considera que são os cristalitos que geralmente são os responsáveis pela obtenção do caráter estrutural da rede cristalina em um difratograma, quanto maior o cristalito maior o grau de cristalinidade do cristal. O tamanho do cristalito médio é determinado pela equação de Scherrer (EQUAÇÃO 2):

$$\beta_{1/2} = \frac{0,9\lambda}{d_g \cos\theta_{Bragg}}$$

As análises de difração de raios-X (DRX) na forma de pó foram realizadas em um difratômetro PANalytical modelo Empyrean, com detector X'Celerator, tubo de cobre; software para análise mineralógica qualitativa X'Pert Highscore Plus, marca PANalytical, com banco de dados PDF-2. As amostras foram medidas entre ângulos 2θ de 3° a 70° , com passos de aproximadamente $0,05^\circ$ e tempo de contagem de 100 s por passo. Todas as medidas foram feitas em temperatura ambiente. A análise de dados foi feita usando a Lei de Bragg e considerando a posição de máximo dos picos dos padrões de difração.

3.3. LEVANTAMENTO GAMAESPECTROMÉTRICO

Embora uma das principais aplicações da gamaespectrometria em sedimentologia seja na definição da variação da argilosidade das unidades estratigráficas siliciclásticas, muitos trabalhos têm utilizado esta ferramenta para estudos paleoclimáticos (Myers, 1987; Hesselbo, 1996; Ruffell & Worden, 2000; Schnyder et al. (2006); Hesselbo et al., 2009), uma vez que este método se baseia no princípio de que a radiação média está relacionada à abundância de K, eU e eTh em rochas sedimentares.

Como o K e o U são considerados mais solúveis que o Th, estes podem ser removidos dos solos durante intenso intemperismo enquanto o Th, teoricamente, é concentrado. Ruffell & Worden (2000) explicam que as mudanças climáticas relativas aos padrões de intemperismo podem ser registradas nas rochas sedimentares, principalmente nas frações argilosas, e podem ser detectadas a partir da gamaespectrometria pela comparação de K e U com Th. Deste modo, as razões Th/K e Th/U podem ser usadas como indicadores paleoclimáticos.

Através dos perfis de raios gama é possível medir a radioatividade natural das rochas. Nas rochas sedimentares, esses perfis normalmente são mais significativos na análise dos finos, uma vez que os elementos radioativos tendem a se concentrar nos minerais de argila.

Raios gama são ondas eletromagnéticas e apresentam alta penetrabilidade. A gamaespectrometria registra a energia dos raios gama em elétronvolts (eV), sendo 1 eV a energia adquirida por um elétron no decaimento, através de uma diferença de potencial de um volt (Parasnis, 1997). Em gamaespectrometria são utilizadas unidades derivadas, como milhões de elétrons (MeV), ou quiloelétrons-volts (KeV) (Sowek *et al.*, 2013). As janelas de aquisição da contagem total (CT), potássio, urânio e tório são baseadas em energias de nuclídeos específicos. Como urânio e tório não emitem radiação gama natural, são empregados o bismuto e o tálio, respectivamente (Tabela 1).

Tabela 1: Janelas energéticas e fotopicos de potássio, urânio e tório (modificado de IAEA, 2003).

Elemento	Intervalo Energético (MeV)	Fotopico (MeV)	Isótopo
Potássio	1.37-1.57	1.46	⁴⁰ K
Urânio	1.66-1.86	1.76	²¹⁴ Bi
Tório	2.41-2.81	2.61	²⁰⁸ Tl
Contagem Total	0.41-2.81	-	-

O medidor de radiação utilizado neste trabalho é o gamaespectrômetro portátil modelo RS-230, fabricação *Radiation Solutions*, Canadá, devidamente calibrado, pertencente à Itaipu Binacional e cedido ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR). O aparelho possui um detector com cristal de óxido de germanato de bismuto (BGO) de alta sensibilidade (6.3 polegadas cúbicas). As leituras são em contagem por minuto (cpm), as quais são automaticamente

convertidas em ppm de equivalente de urânio (Ueq), para a contagem total (CT), % de potássio e ppm de urânio e tório.

Em campo, foi levantado um perfil no afloramento BP67, medindo cerca de 5,5 m; dois perfis paralelos no afloramento BP09, medindo ao todo 11,3 m; um perfil no afloramento BP72, medindo 6 m; e um perfil no afloramento BP73, medindo 4 m. Todos os perfis foram executados no Membro Rio do Sul, Grupo Itararé (ver Figura 1).

As medidas foram realizadas com um espaçamento de 10 cm (diâmetro do sensor do aparelho) e tempo de integração de 120 s. Parasnis (1997) salientou que o gamaespectrômetro consegue captar a radioatividade de cerca de 40 a 50 cm da rocha. Por isso, as leituras foram realizadas com o aparelho posicionado perpendicularmente à superfície dos estratos, evitando, deste modo, áreas irregulares que pudessem causar possíveis erros de leitura. Os dados medidos em campo são armazenados no próprio aparelho e transferidos para o computador através do programa RS-Analyst, permitindo a manipulação destes no programa Excel, e, em seguida, confeccionados os perfis gamaespectrométricos.

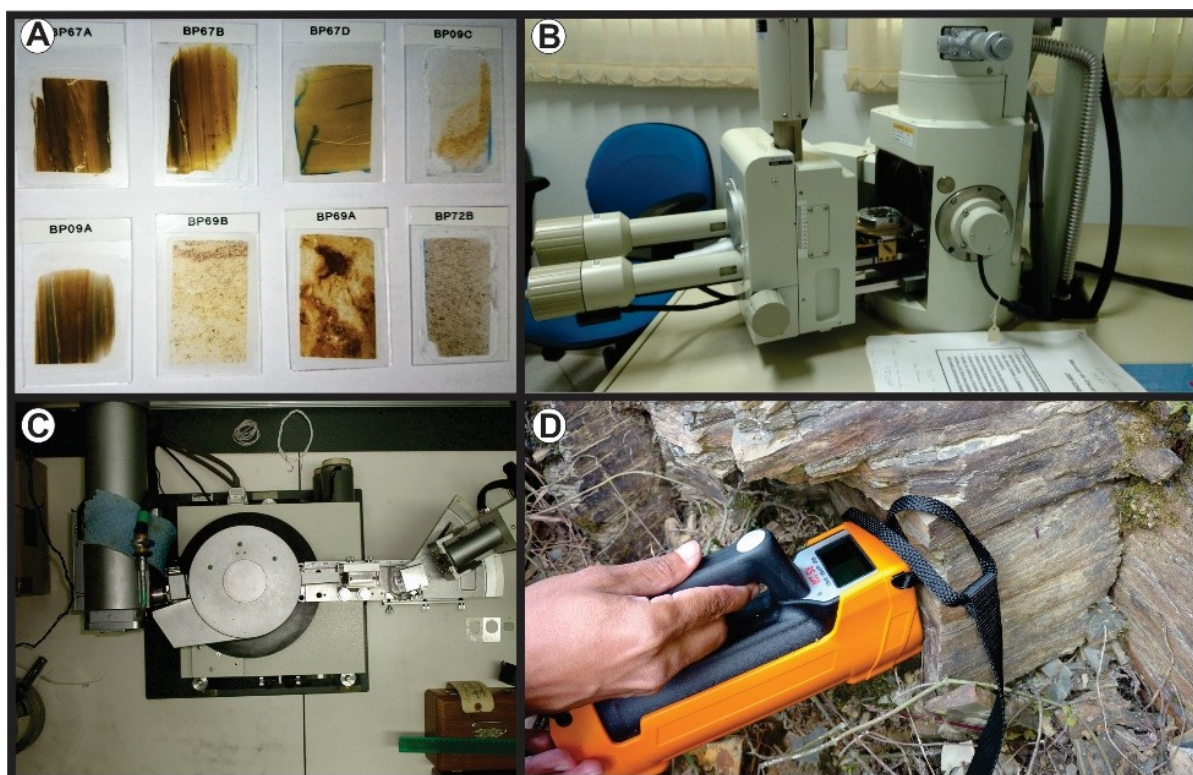


Figura 6: (A) Lâminas de arenitos e folhelhos das formações Taciba e Rio Bonito; (B) Equipamento de Microscopia Eletrônica de Varredura; (C) Equipamento de Difração de Raio-X; (D) Gamaespectrômetro.

4. ARTIGO

4.1 Paleoclimatic record in Late Permian sedimentary sequences: evidence from clay minerals and gamma-ray spectrometry (Paraná Basin), Santa Catarina, Brazil

Hérton S. Costa

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics. Sedimentary Basin and Reservoir Characterization Research Group. Address: Avenida Francisco H. dos Santos, 100, Centro Politécnico, P.O. Box 19045, Postal Code 81531-980, Curitiba, PR, Brazil. E-mail: herlonhr@gmail.com

Marivaldo S. Nascimento*

Federal University of Santa Catarina, Department of Geoscience, Sedimentary Basin and Reservoir Characterization Research Group. Address: Cidade Universitária Reitor João David Ferreira Lima, Bairro Trindade, Florianópolis, SC, Brazil, Postal Code 88040-900. E-mail: marivaldo.nascimento@ufsc.br

Francisco J. F. Ferreira

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics. Address: Avenida Francisco H. dos Santos, 100, Centro Politécnico, P.O. Box 19045, Postal Code: 81531-980, Curitiba, PR, Brazil. E-mail: francisco.ferreira@ufpr.br

André B. Mattos

Federal University of Santa Catarina, Sedimentary Basin and Reservoir Characterization Research Group. Address: Cidade Universitária Reitor João David Ferreira Lima, Bairro Trindade, Florianópolis, SC, Brazil, Postal Code: 88040-900. E-mail: mattos646@gmail.com

Jhonata V. Oliveira

Federal University of Santa Catarina, Sedimentary Basin and Reservoir Characterization Research Group. Address: Cidade Universitária Reitor João David Ferreira Lima, Bairro Trindade, Florianópolis, SC, Brazil, Postal Code: 88040-900. E-mail: jhonatavo@gmail.com

ABSTRACT

The Late Permian sedimentary sequence of the Paraná Basin records environmental changes related to paleoclimatic fluctuations during the drift of the Gondwana Supercontinent from the South Pole to the equatorial region of the earth. The Taciba Formation, also known as the Rio do Sul Formation, and the Rio Bonito Formation were deposited during this period and crop out in the Rancho Queimado region, Santa Catarina State, Brazil. The paleoclimatic variations in the transition from the upper strata of the Taciba Formation to the lower strata of the Rio Bonito Formation have been assessed by clay mineral analysis and gamma-spectrometric patterns of outcrops. Both scanning electron microscopy and X-ray diffraction data indicate that detrital illite content makes up approximately 50 to 60 % of the clay mineral assemblage. Vermiculite, quartz, and chlorite, among other minerals, are sporadic in occurrence. The chemical index alteration from these successions indicates minimal influence of chemical weathering in the source area. The gamma-spectrometric data in 28 m of continuous section show a variable concentration of K, eU, eTh and total count (TC). The low eTh/K and eTh/eU ratios and the detrital illite in the strata of the Rio Bonito Formation indicate a change from a cold to dry climate during deposition. The contrast between the increase in eTh/K and eTh/eU ratios and the decrease in the illite content toward the top of the Rio Bonito Formation suggests progressively warmer and humid climatic conditions. The cycling in the eTh/K and eTh/eU ratios clearly indicate seasonal variations in temperature and leaching of K and eU.

Keywords: Gamma-ray spectrometry; Clay mineral; Paleoclimatic record; Paraná Basin.

1. Introduction

The sedimentary stratigraphic record suggests that glaciations have occurred episodically throughout the earth's history (Crowell, 1999). One of those glaciations affected the Gondwana Supercontinent during the late Paleozoic and constituted the longest period of continuous glaciation in the Phanerozoic (Eyles, 1993). Carboniferous to Early Permian glaciogenic sedimentary rocks have been identified on all subcontinents of Gondwana, such as, South America (Buatois and Mangano, 1995; López-Gamundí, 1997; Archanjo et al., 2006), Africa (Scheffler et al., 2003), India (Maejima et al., 2004), Australia (Scheffler et al., 2003), and Antarctica (Collinson et al., 1994; Isbell et al., 2003). This glacial age is subdivided into three episodes (López-Gamundí, 1997): glacial episode I (Late Devonian-Earliest Carboniferous), glacial episode II (Late Carboniferous), and glacial episode III (Late Carboniferous-Early Permian) (Fig. 1A).

Sedimentological and stratigraphic studies of Permo-Carboniferous sedimentary rocks in the Paraná Basin (Fig. 1B) have suggested a transition of the glacial period to the subsequent global warming that controlled the deep paleoenvironmental change caused by transgression-regression of the Panthalassa at the western edge of the Gondwana Supercontinent. Climate change during late deposition of the Rio do Sul Formation (Itararé Group) and early deposition of the Rio Bonito Formation (Guatá Group) has been insufficiently studied. Most of the studies on climate records in the Itararé and Guatá Groups (Fig. 1B and 1C) were based on paleoenvironmental and stratigraphic data (Goldberg, 2001; Holz and Kalkreuth, 2002; Slonski, 2002; Cacula, 2008).

This work presents gamma-spectrometric patterns of eTh/K , eTh/U ratios and clay minerals to investigate the paleoclimatic signature during the late sedimentation of the Taciba/Rio do Sul Formation and the early sedimentation of the Rio Bonito Formation in the eastern portion of the Paraná Basin (Fig. 1C). Gamma ray spectrometric data reveal important information on paleoclimatic changes (Ruffell and Worden, 2000), and petrographic data may reveal sedimentary provenance in different tectonic environments (Dickinson, 1985).

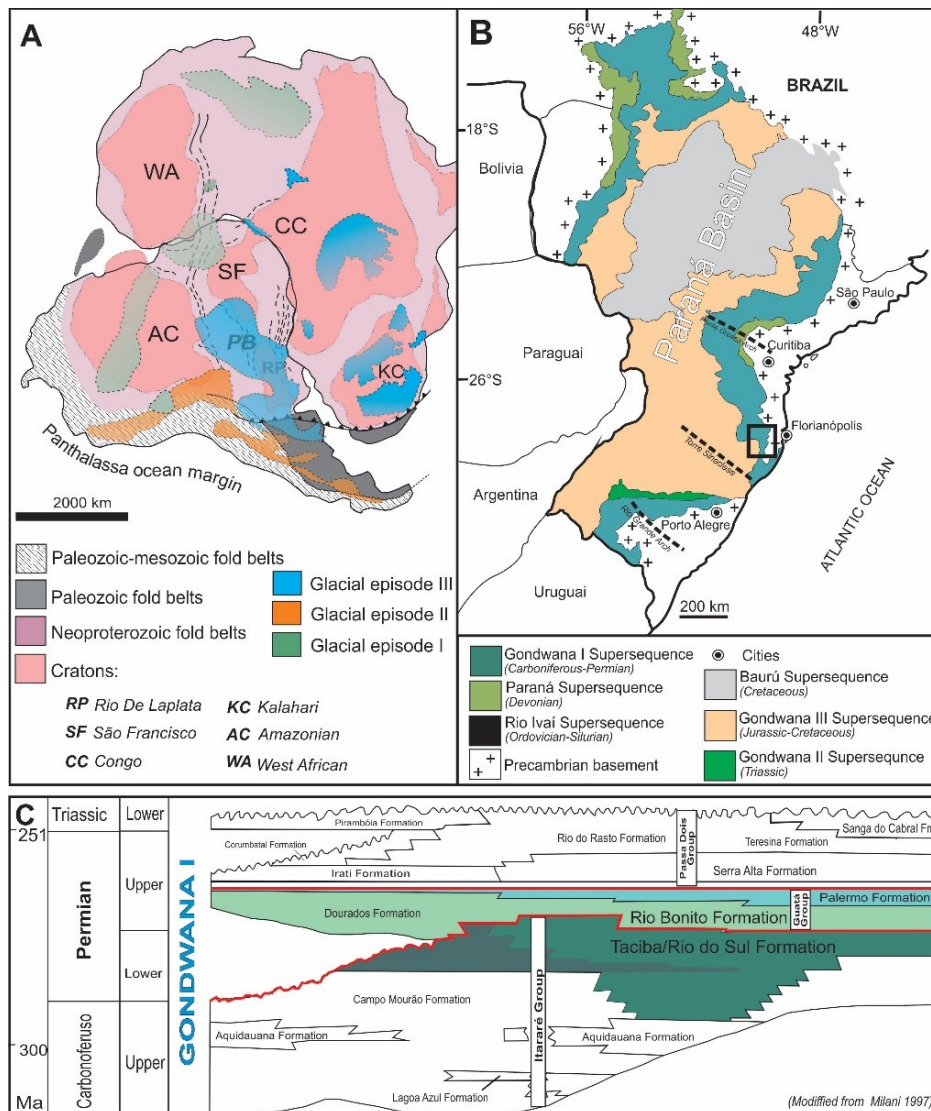


Fig. 1. (A) Western Gondwana with glacial episodes (adapted from Powell and Li, 1994; Isbell et al., 2003b; Lawver et al., 2011), with location of the Paraná Basin (PB); (B) Simplified geological map of the Paraná Basin with location of studied outcrops; (C) Chronostratigraphic chart of the Gondwana I Supersequence, showing the position of the studied stratigraphic interval (adapted from Milani, 1997).

2. Geological setting and stratigraphy

The Paraná Basin is located in the southwestern region of the South American continent and has an area of approximately 1,500,000 km² (Bortoluzzi et al., 1987; Fig. 1B). The origin of the Paraná Basin is related to the tectonic processes at the end of the Brasiliano Cycle, which controlled the exposure and expressive erosion of the continental crust and deposition of widespread sedimentary sequences (Zalán et al., 1987). The stratigraphic framework of the Paraná Basin comprises six supersequences more than 5,000 m thick (Zalán et al., 1987; Milani, 1997; Milani, 2007). The Gondwana I Supersequence comprises the

Itararé, Guatá and Passa Dois groups (Fig. 2C), represents the largest sedimentary volume of this basin (approximately 2,500 m thick), and overlies the Paraná Sequence and a 70 Ma hiatus caused by the development of ice caps on the Gondwana Supercontinent (Milani, 2007).

The glaciogenic sedimentary successions of the Itararé Group include sandstones, diamictites, black shales, and carbonates. Previous studies indicate that these rocks represent continental glacial and proglacial sedimentation (Leinz, 1937). The Itararé Group encompasses the lowermost sedimentary successions of the Gondwana I Supersequence, comprising the Lagoa Azul, Aquidauana, Campo Mourão and Taciba Formations (França and Potter, 1988; Fig. 2C). The Guatá Group rests on the glaciogenic deposits of the Itararé Group, a deglaciation sequence formed during the Permian Transgression (Lavina and Lopes, 1986; Milani et al., 2007). This group includes the Rio Bonito Formation, consisting of greenish-gray, bioturbated siltstones and fine- to coarse-grained sandstones with coal layers and carbonaceous shales, and the fine- to medium-grained sandstones of the Palermo Formation (Bortoluzzi et al., 1987).

The **Rio do Sul Formation** (Itararé Group) comprises a 350 m thick sequence of dark, fine-grained sandstones, black shale and siltstones (informally known as Lontras Shales), as well as siltstones, diamictites, rhythmites and fine-grained sandstones that display wave ripples and flaser bedding in the upper part of the succession (Schneider et al., 1974). The Rio do Sul Formation includes the Rio Segredo, Chapéu do Sol and Rio do Sul Members (Bortoluzzi et al., 1987; France and Potter, 1988). The Rio Segredo Member comprises graded to massive claystone and turbidite sandstones. Some evidence of shallow water, such as wave ripples, have been record in cores from the northern part of the basin. The Chapéu do Sol Member consists of massive to stratified diamictites, interpreted as rain-out deposits (mudstones with ice-rafted clasts), locally modified by resedimentation processes. The diamictites are dark gray, clay-rich sandstones with graded or intercalated very fine-grained sandstones succeeded by black shales, varvites, and dark gray to reddish siltstones (Bortoluzzi et al., 1987). In the southern part of the basin, these diamictites interfinger with dropstone-rich marine shales of the Rio do Sul Member. In the study area, the Taciba Formation rests directly on rocks of the Dom Feliciano Belt (Bortoluzzi et al., 1987; Menezes and Nascimento, 2015).

The **Rio Bonito Formation** (Guatá Group) comprises fluvial to deltaic sandstones and shales, as well as coal layers (Medeiros and Thomaz, 1973). This formation represents a depositional cycle from the base to the top that encompasses the Triunfo, Paraguaçu and Siderópolis Members (Schneider et al., 1974; Milani et al., 2007). The Triunfo Member is

composed of medium- to coarse-grained micaceous and poorly sorted sandstone, very fine-grained sandstone, and coal layers, as well as intraformational conglomerate (Bortoluzzi et al., 1987). The lower contact with the Taciba Formation is concordant, sometimes resting directly on the Precambrian basement. The Rio Bonito Formation marks the beginning of a deltaic development on the continental shelf and slope. The Paraguaçu Member includes intraformational pellets, sandstone and conglomerate, dark gray, medium gray or greenish gray clayey carbonate layers, and transgressive layers of coal and overlies the fluvial-delta deposits of the Triunfo Member. The lower and upper contacts with the Triunfo Member and Siderópolis Member are concordant. The Siderópolis Member comprises dark gray fine sandstone, interlayered gray siltstone, carbonaceous siltstone, and charcoal bed and includes sandy-packages in the most important coal layers of the basin (Bortoluzzi et al., 1987).

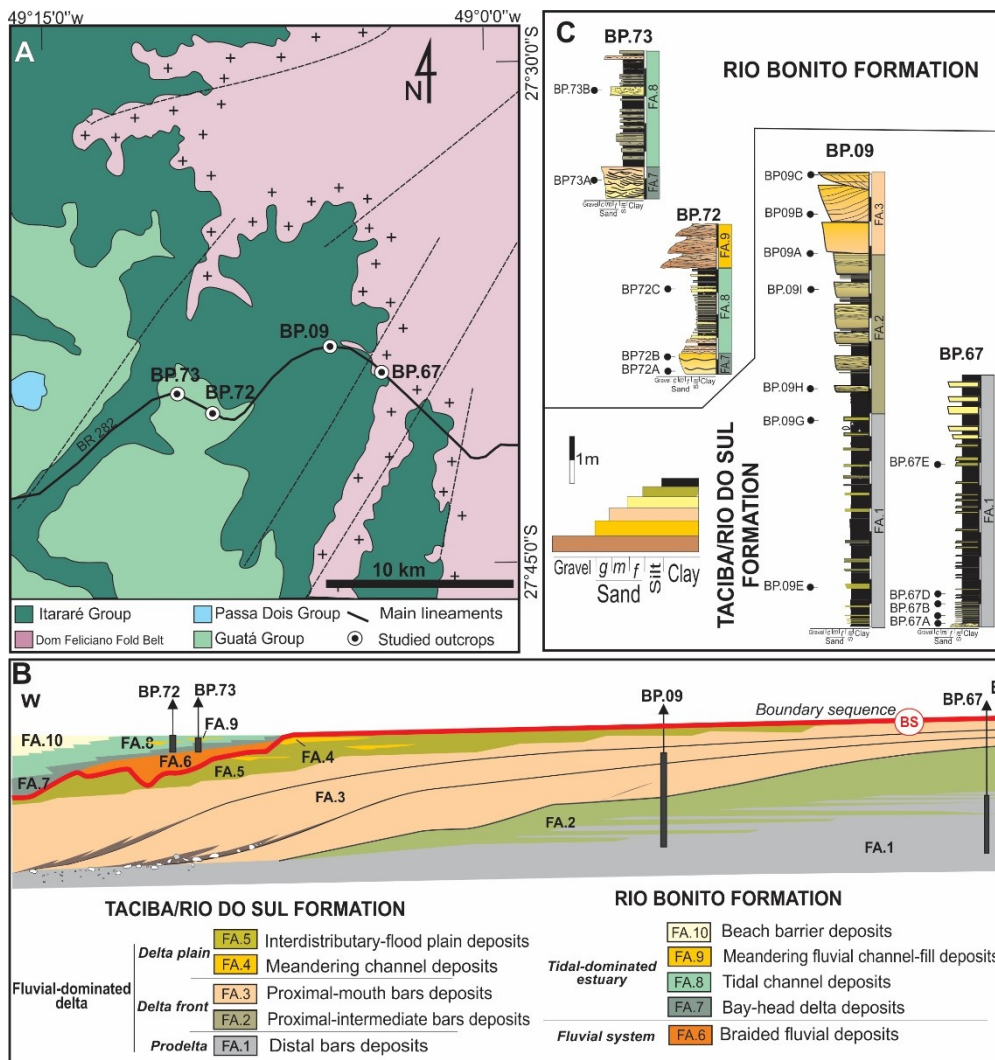


Fig. 2. (A) Geological map of the study area in the Rancho Queimado region, with location of outcrops; (B) Schematic stratigraphic section demonstrating the main facies association relationships and related paleoenvironments; (C) Logged sections of the outcrops with position of the analyzed samples.

3. Material and methods

The stratigraphic sections of the Rio do Sul and Rio Bonito Formations were examined and logged at four localities of the Rancho Queimado region (Fig. 2). The exposures were at road cuttings along the BR-282 (Fig. 2A). The study outcrops have a wide lateral (> 30 m) and vertical (5 to 15 m) exposure and include the uppermost portion of the Rio do Sul Formation (BP09 and BP67) and the lowermost portion of the Rio Bonito Formation (BP72 and BP73) in this region. Four stratigraphic sections on the studied outcrops (BP67, BP09, BP72 and BP73; Fig. 2) were made.

Twelve sandstone thin sections from the Rio do Sul Formation and seven thin sections from the Rio Bonito Formation were analyzed under an optical microscope at the Sedimentary Basin Laboratory (LABAC/UFSC). The diagenetic constituents and clay minerals were studied using a scanning electron microscope (JEOL JSM 6010LA) at both the Central Laboratory of Scanning Electron Microscopy (LCME/UFSC) and Laboratory of Minerals and Rocks (LAMIR/UFPR). Four samples of shales were taken from each formation to analyze clay mineral associations using X-ray diffraction (XRD) on a PANalytical model X'PertPRO-MPD (LAMIR/UFPR) equipped with a vertical goniometer of 240 mm and a linear detector with a 2,122° opening (Xcelerator).

The spectral gamma-ray signatures were obtained using the RS-230 portable radioscope (Radiation Solutions, Canada) from the Applied Geophysics Research Laboratory (LPGA) at UFPR. The equipment has a detector with a bismuth germanium oxide (BGO) crystal with 6.3 in³ (103 cm³) sensitivity. The readings were obtained in counts per minute (cpm) for each element and total count (TC) in parts per million (ppm) for uranium (eU), % for potassium (K) and ppm for uranium (eU) and thorium (eTh). The data were acquired with spacing of 10 in 35.4 cm (sensor diameter) and an integration time of 120 s. The readings were performed with the apparatus positioned perpendicular to the surface of the strata. The measured data were stored in the apparatus and transferred to a computer for analysis using RS-Analyst software.

4. Sedimentary facies of the Rio do Sul Formation

In the study area, the Rio do Sul Formation comprises a fluvial-glacial delta system composed of a siltite and fine-grained sandstone succession (prodelta deposits at the base), which grades to a medium- to coarse-grained sandstone succession (delta front deposits at the top) (Fig. 3A). The prodelta deposits include tabular rhythmite (siltite and fine-grained

sandstone) with plane-parallel lamination, massive and tabular medium- to fine-grained sandstone, fine-grained sandstone with symmetrical ripples, tabular and massive shales, very fine-grained sandstone with symmetrical lamination, and laminated shales (Fig. 3D, G). The delta front deposits (Fig. 3B) encompass moderately sorted sandstones with tangential cross stratification, low-angle cross stratification, tabular cross stratification, symmetrical ripples, and asymmetrical cross laminations. The contact between these deposits is considered a basal surface of forced regression (Fig. 3B, C). It occurs during stages of sea-level fall when the shoreline is forced to regress by the falling base sea-level irrespective of sediment supply.

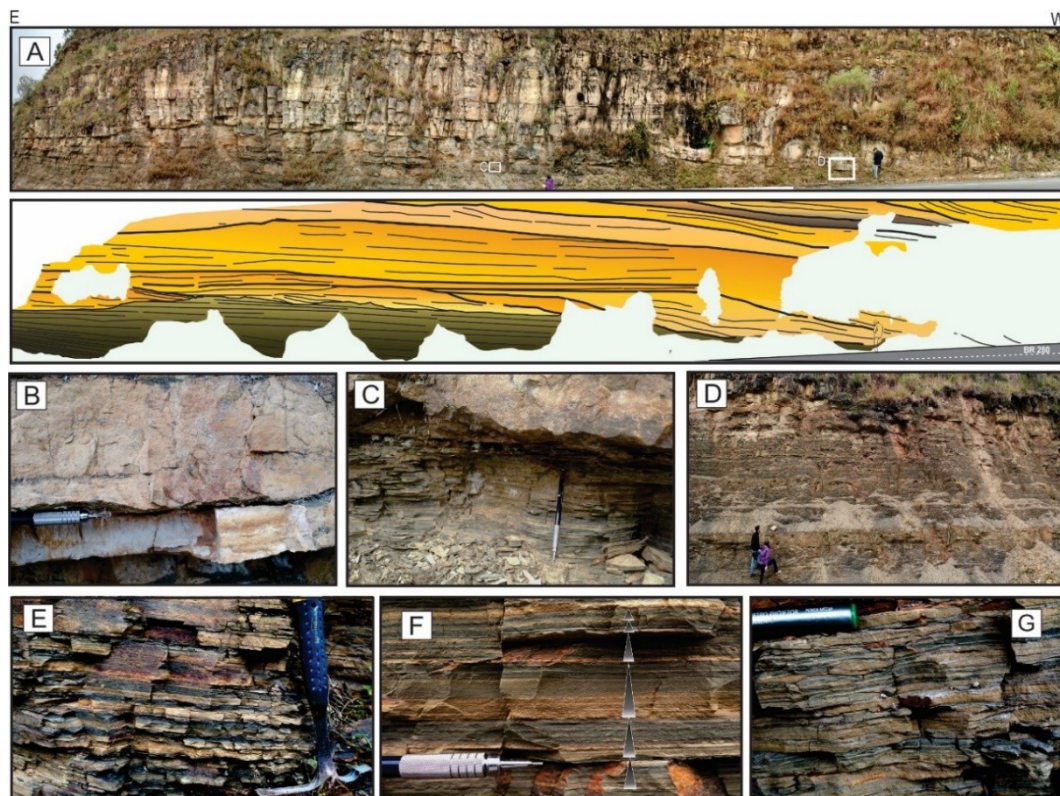


Fig.3. Facies and depositional architecture of the Rio do Sul Formation (BP.67 and BP.09): (A) panoramic view of the delta-front deposits and prodelta deposits; (B) sandstone of the mouth bar deposits; (C) contact between mouth bar and prodelta deposits; (D) a panoramic view of the prodelta deposits; and (E-G) fining-upward cycles in the lowermost portion of the prodelta deposits.

5. Sedimentary facies of the Rio Bonito Formation

In the study area, the Rio Bonito Formation comprises 1) a braided fluvial system at the base and 2) an estuarine-lagoon delta at the top. The braided fluvial deposits (Triunfo Member) rest directly on the Rio Bonito Formation and are limited at the base by a sequence boundary (SB) and at the top by a transgressive surface (TS). It is 20 m thick and laterally

extends to 30 m of coarse-grained, massive and stratified sandstones. The estuarine delta consists of a sequence of bay delta, central bay fill, estuarine channel and tide bars to delta deposits and composes a succession approximately 15 m thick by 250 m wide (Fig. 11). This estuarine sequence presents considerable facies variability, marked at the base by an intercalation of fine-grained sandstone and heterolithic central bay fill deposits. It is succeeded by a fine-grained sandstone and by fine-grained intraformational conglomerates from the tidal channel (Fig. 4).

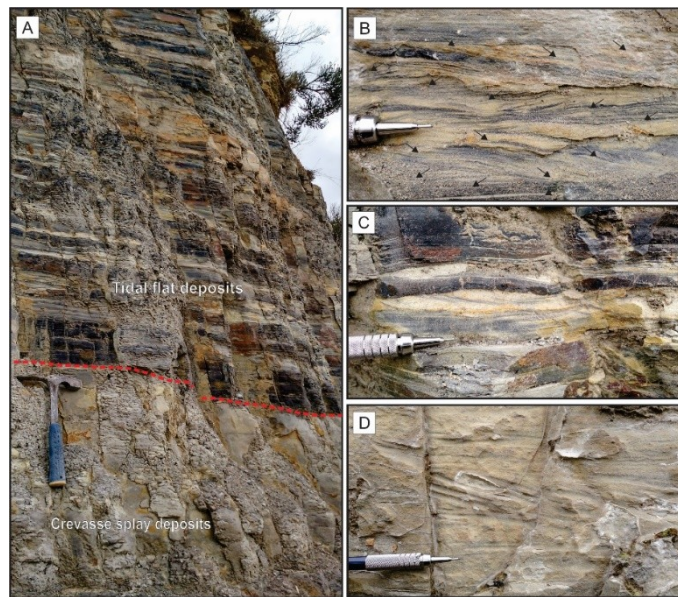


Fig.4. Sedimentary facies of the Rio Bonito Formation (outcrop BP.73): (A) crevasse splay deposits in tidal flat environment; (B) cross lamination (arrows) with mud drapes, and plane parallel lamination; (C) details of wavy bed and cross lamination structures with mud drapes; and (D) detail of low-angle cross lamination and undulated lamination in crevasse splay deposits.

6. Mineral compositions

The Rio do Sul Formation includes medium- to very-fine-grained sandstone consisting of angular to subangular monocrystalline quartz with straight extinction and polycrystalline quartz. The plagioclase has a prismatic tabular form and exhibits albite Carlsbad twinning. The framework grains exhibit concave-convex to sutured contacts (Fig. 5E). The matrix usually represents less than 5 % of the volume of the rock and includes monocrystalline quartz and mica. The feldspar grains exhibit albite overgrowth and intra-stratal dissolution. The muscovite shows mechanical deformation. Syntaxial overgrowth silica cement is abundant, and carbonate cement occurs due to grain replacement. Vermiculite occurs in only the uppermost portion of this succession and is in booklet form (Fig. 6).

The sandstones of the Rio Bonito Formation are thin- to medium-grained, well to poorly sorted, with quartz, feldspar and lithic angular grains. Point, long, sutured and concave-convex contacts occur (Fig. 5). Monocrystalline quartz presents anhedral angular to subangular form, with straight to undulating extinction. Polycrystalline quartz generally displays subrounded to rounded shapes. Microcline, orthoclase and plagioclase grains are angular in form, and present polysynthetic and Carlsbad twins, and alteration to kaolinite. Metamorphic and pelite fragments sometimes occur as pseudomatrix. The diagenetic features include mechanical infiltration of clay, iron oxide films, grain crushing, concave-convex to sutured contacts, silica overgrowth cement, carbonate cement, replacement of feldspar to kaolinite, cement dissolution and iron oxide-hydroxide precipitation in secondary porosity.

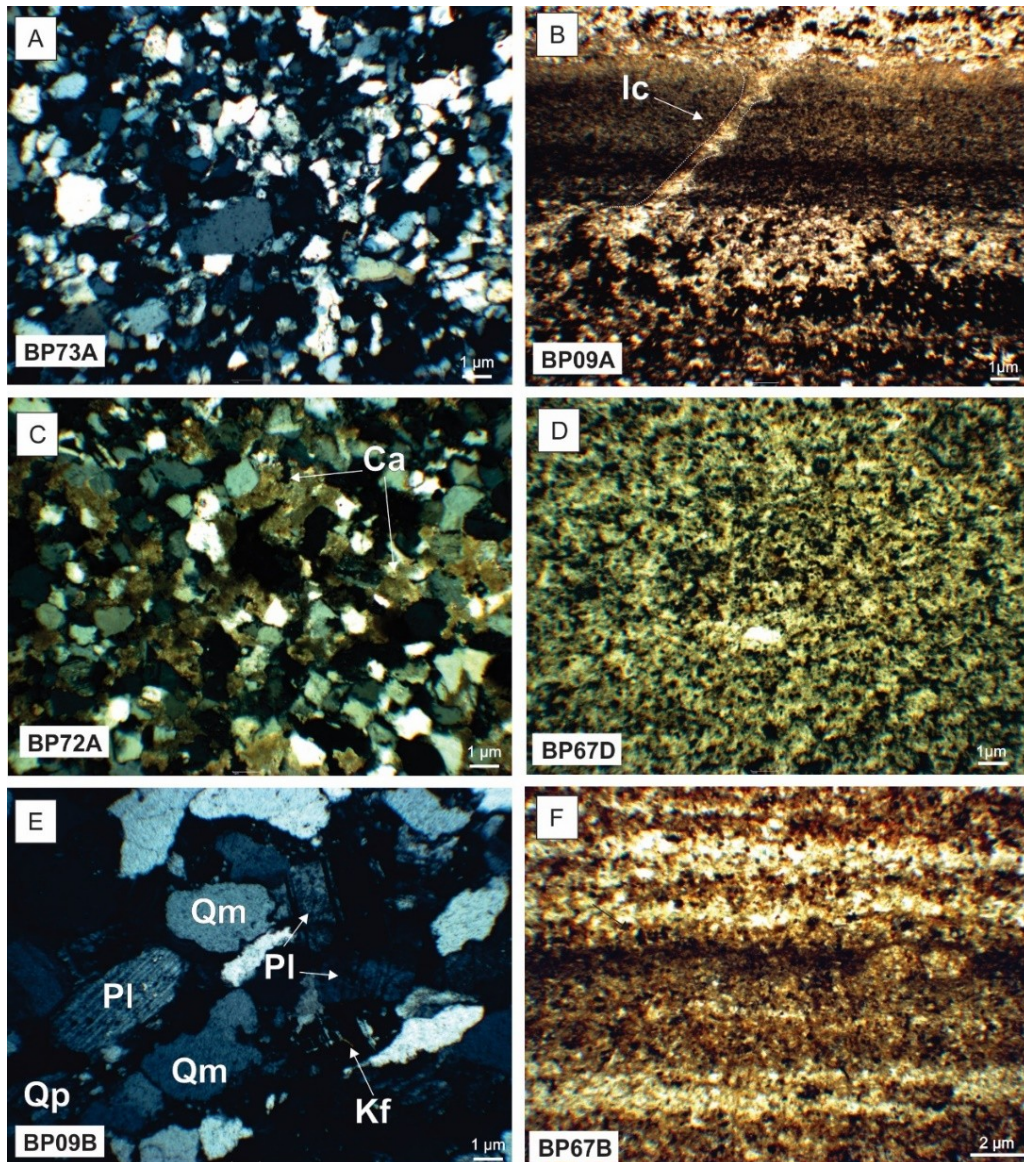


Fig. 5. Micrography under plane-polarized light (PPL) and crossed-polarized light (XPL) of sandstones of the Rio do Sul and Rio Bonito Formations: (A) XPL micrograph of fine-

grained, quartz-rich monocrystalline quartz sandstone; (B) PPL micrograph of laminated rhythmite showing ichnofossils (Ic); (C) XPL micrograph of fine-grained, quartz-rich sandstone of the Rio Bonito Formations with carbonate cement (Ca); (D) PPL micrograph of massive siltstone; (E) XPL micrograph arkose with quartz, plagioclase (Pl), and K-feldspar (Kf) grains with concave-convex- to sutured contacts; and (F) PPL micrograph of laminated fine-grained siltstone.

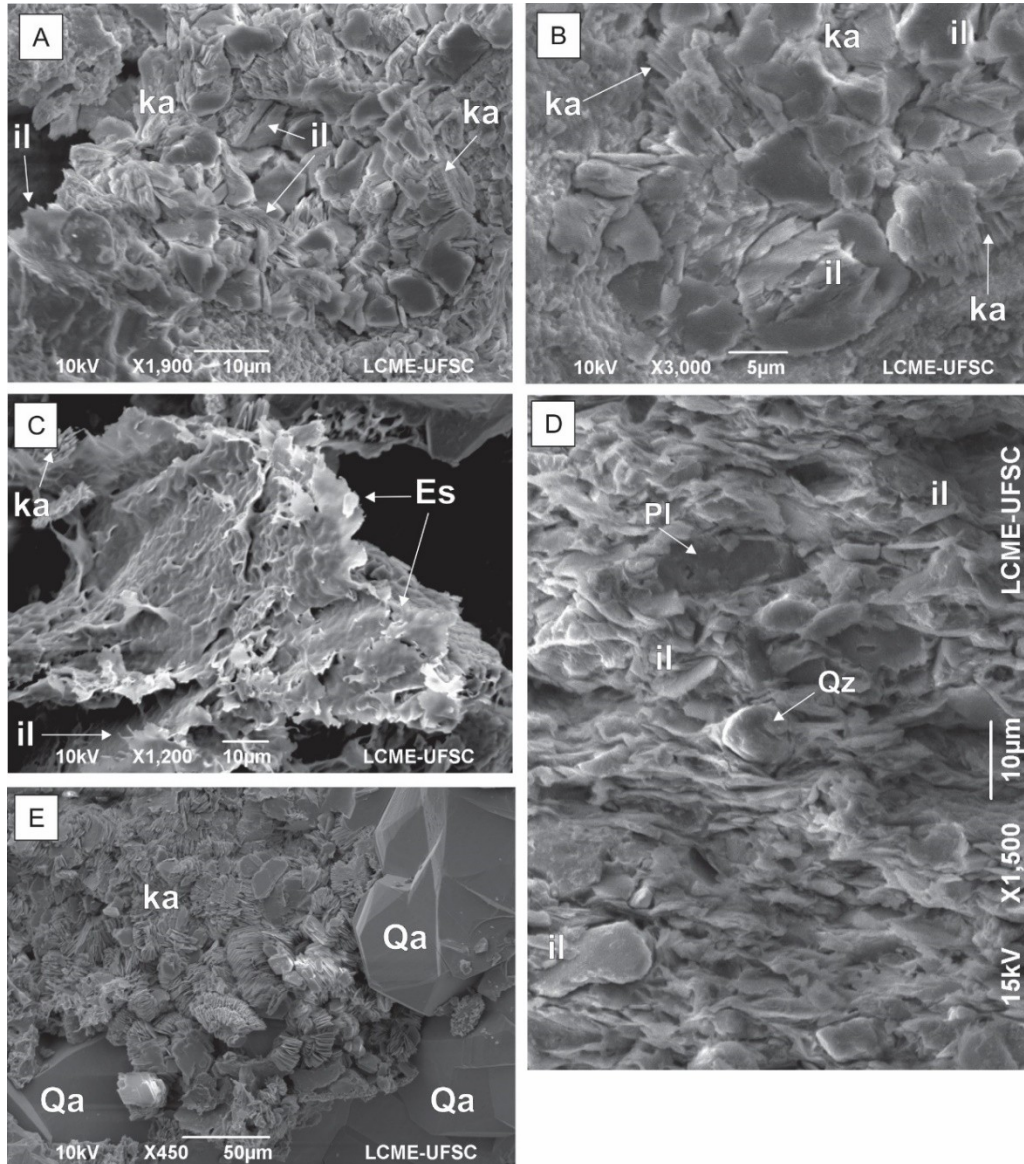


Fig. 6. SEM micrography of the Rio do Sul and Rio Bonito Formations: (A-B) illite (il), quartz grains (Qz) and booklet kaolinite (ka) in sandstones; (C) smectite (Sm) and illite; (D) illite parallel to the lamination, contouring the silty-quartz (Qz) and plagioclase (Pl); and (E) booklet kaolinite and authigenic quartz (Qa).

7. Clay mineral assemblage

The clay minerals in the Rio do Sul and Rio Bonito Formations include illite, vermiculite, and interlayered illite-smectite and chlorite (Fig. 6, 7). The illite was identified by

reflections at 10 Å. The vermiculite was identified by reflections at 4.3 Å. Octahedral smectite and quartz traces occur. The illite occurs in all samples of the Rio do Sul Member and was not identified in the Rio Bonito Formation (Fig. 7). The illite-smectite interlayers generally occur with associated illite crystals. Illite ($K_{1-1.5}Al_4[Si_{7-6.5}Al_{1.5}O_{20}](OH)_8$) is the main clay mineral in the Rio do Sul Formation, constituting 50 to 60 % of the assemblage, and SEM micrographs show dioctahedral-trioctahedral illite (Fig. 6). Vermiculite ($Mg_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2Mg_{0.5}(H_2O)_4$) constitutes 20 % of the clay mineral assemblage in the middle to upper portions of the Rio do Sul Formation. Illite-smectite interlayers represent approximately 1 % of the assemblage. Chlorite ($(Mg,Al,Fe)_{12}[(Si,Al)_8O_{20}](OH)_{16}$) was found in only the Rio Bonito Formation (Fig. 7: BP73).

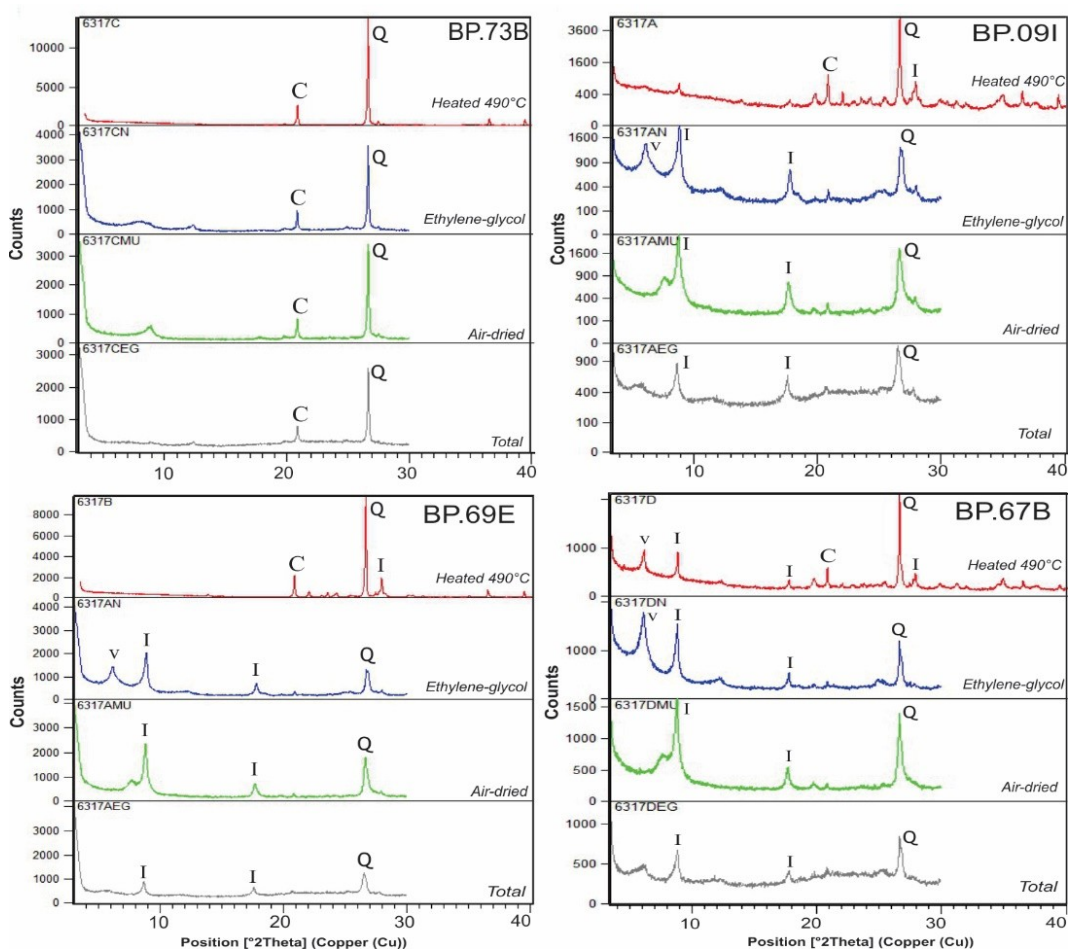


Fig. 7. XRD traces of main clay minerals (air-dry, ethylene glycol-solvated and heated to 450°C) of the Rio do Sul and Rio Bonito Formations. Illite (I), vermiculite (v), quartz (Q) and chlorite (C).

8. Gamma-ray signature from the Rio do Sul Formation

Gamma-ray spectrometry is a valuable technique to combine with fieldwork to recognize the effect of climatic control on sedimentation. The eU, eTh and K patterns and eTh/K and eTh/eU ratios in the Rio do Sul Formation were interpreted in two profiles, as shown in Figure 8A. Correlation coefficients for K, eU and eTh against counts per minute (cpm) were produced to verify the calibration of the gamma spectrometer. TC concentrations, K (%), eU (ppm) and eTh (ppm) are listed in Table 01.

Table 2. Spectral gamma-ray data from sandstone and shale of the Rio do Sul and Rio Bonito Formation.

Rio do Sul Formation	Sandstones (16 samples)				Shales (153 samples)			
Elements	TC (ppm)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	TC (ppm)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)
Mean	2240.82	1.60	9.77	38.65	1855.87	3.70	6.02	24.80
Standard deviation	248.82	0.30	2.62	3.32	249.53	0.40	1.55	3.75
Variation coefficient	0.11	1.18	0.26	0.08	0.13	0.10	0.25	0.15
Maximum	2945.20	2.40	17.90	45.90	3302.20	4.90	14.30	48.30
Minimum	1919.70	1.20	7.10	31.30	1532.50	2.10	3.60	19.20
Rio Bonito Formation	Sandstones (38 samples)				Shales (63 samples)			
Elements	TC (ppm)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	TC (ppm)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)
Mean	1693.01	1.84	10.70	19.90	1677.07	3.06	7.70	19.50
Standard deviation	681.60	0.40	8.00	6.00	336.29	0.63	3.10	2.30
Variation coefficient	0.40	0.21	0.74	0.30	0.20	0.20	0.40	0.11
Maximum	3166.00	2.60	28.60	30.90	2177.30	4.20	14.70	23.50
Minimum	923.30	1.20	2.30	11.50	1140.00	1.80	3.00	14.20

Spectral gamma-ray logs of the sandstones have lower K concentrations (BP09 top), ranging from 1.2 to 2.4 %. In contrast, eU presents values approximately 17.9 ppm, having a minimum value of 7.1 ppm, and eTh presents the highest value in this lithofacies (31 to 45.9 ppm). The eU and eTh have values of 14 and 40 ppm, respectively. In these two lithofacies, TC values show direct correlation with eU and eTh concentrations.

The shales show decrease in K-concentrations toward the top of the profile BP.67. In profile BP.09, these concentrations are inverse and increase to the top (Figure 8A). In these lithofacies, the values range between 2.1 % and 4.9 % (Table 01). The eU and eTh show values between 3.6 and 14.3 ppm and between 19.2 and 48.3 ppm, respectively. In general, this result indicates that the concentrations of these radionuclides present a gradual increase from the base (BP.09) to the top (BP.67) of the session. The TC curves are similar to the curves of K, eU and eTh, showing the relationship with these three elements.

The character of the gamma-ray log through the investigated sections shows an upward increase in the concentrations of these radionuclides, illustrating consistency with TC data. However, there is no significant variation in the eTh/K and eTh/eU ratios since growth is equivalent to the K, eU and eTh concentrations. The K has a small decrease in concentration, as observed at the top of profile BP67 to the base of profile BP09. Toward the top, the K values increase again and equate with the values measured at the base of profile BP09, which corresponds to the base of the investigated session. The other radionuclides show gradual growth from the base to the top of the session, as already mentioned. The eTh/K and eTh/eU ratios from bottom to top of the session show low and relatively homogeneous values (7 for eTh/K, 2 and 8 for eTh/eU). However, the sandstones at the top of profile BP.09 have a considerable increase in eTh/K ratios, remaining relatively constant (2 to 6) compared to the eTh/eU ratios.

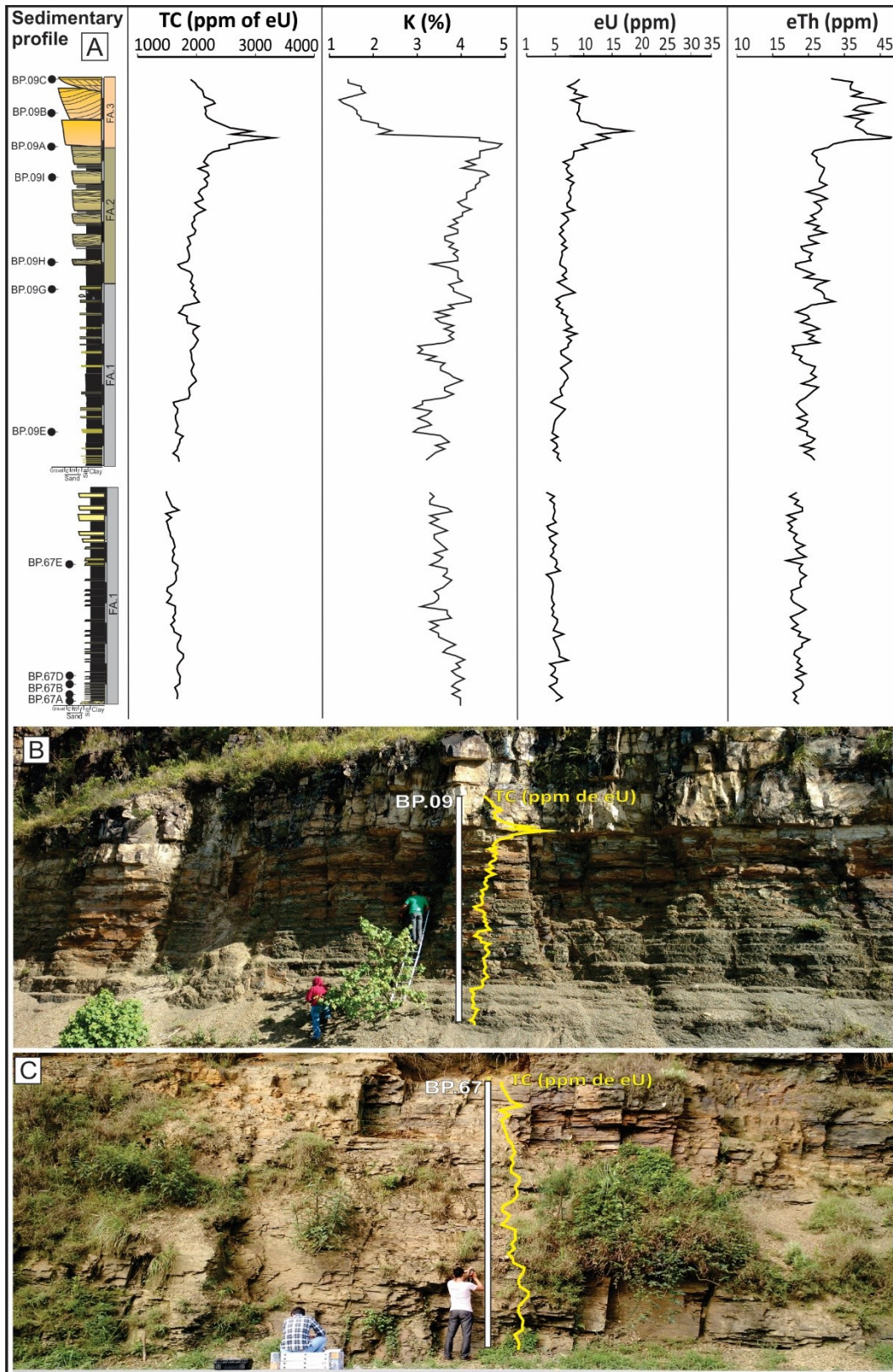


Fig. 8. (A) Sedimentary logs with facies associations (AF), including sample locations and gamma-ray signatures (TC, K, eU and eTh); and (B and C) Field photographs of the outcrops in the Rio do Sul Formation (BP09 and BP67, respectively).

9. Spectral gamma-ray signature from the Rio Bonito Formation

Two gamma-ray profiles were measured in the Rio Bonito Formation (Fig. 9A), and data from each lithofacies, including TC, K, eU and eTh concentrations, are listed in Table 01. In the sandstones at the base and top portions of this stratigraphic unit (BP73 and BP72), the K values range from 1.2 to 2.6 %, and the eU signatures have values from 2.3 to 28.6 ppm. In the log from BP72, the eU values range from 1.5 to 5 ppm, with a progressive increase upward. The sandstones at the base of the BP73 profile produce eTh values that gradually increase toward the top of the section. In contrast, the sandstones at the base of the log from BP72 show values ranging from 12 to 17 ppm from the bottom to the top. The CT data are similar to curves of eU and eTh, indicating the influence of these radionuclides on the CT values.

The pelites of the Rio Bonito Formation exhibit K contents from 1.8 to 4.2 % (in the lower portion of the BP73 profile) and from 2.6 to 3.2 % (in the upper portion of the BP72 profile). The eU measurements are similar to the K measurements, with 14.7 ppm at the base to 3.0 ppm in the upper portion of the section. At the base of the secession, the eTh values range from 14.2 to 23.5 ppm and strongly correlate with eTh from the upper portion. The TC data have similar patterns to K, eU and eTh, indicating the influence of these radionuclide concentrations. The gamma-spectrophotometric data of the Rio Bonito Formation show a significant upward decrease in the radionuclides concentration, which is more evident in to TC data. Anomalous values of eU and eTh in the sandstones cause the displacement of the curves to the right, increasing the contrast with the K concentration. The shales present high-K concentrations with respect to eU and eTh. The variations in the eTh/K and eTh/eU ratios are not expressive (~ 5), but with peaks at ~ 7 . The increase in eTh/K ratios is noted mainly in the sandstones (14 to 25 ppm) but not accompanied by the eTh/eU ratios, which show a small decrease (~ 2) in relation to the general pattern (~ 2.5 to 7). The low eTh/eU ratio results from the relative increase in eU concentration in this sedimentary facies.

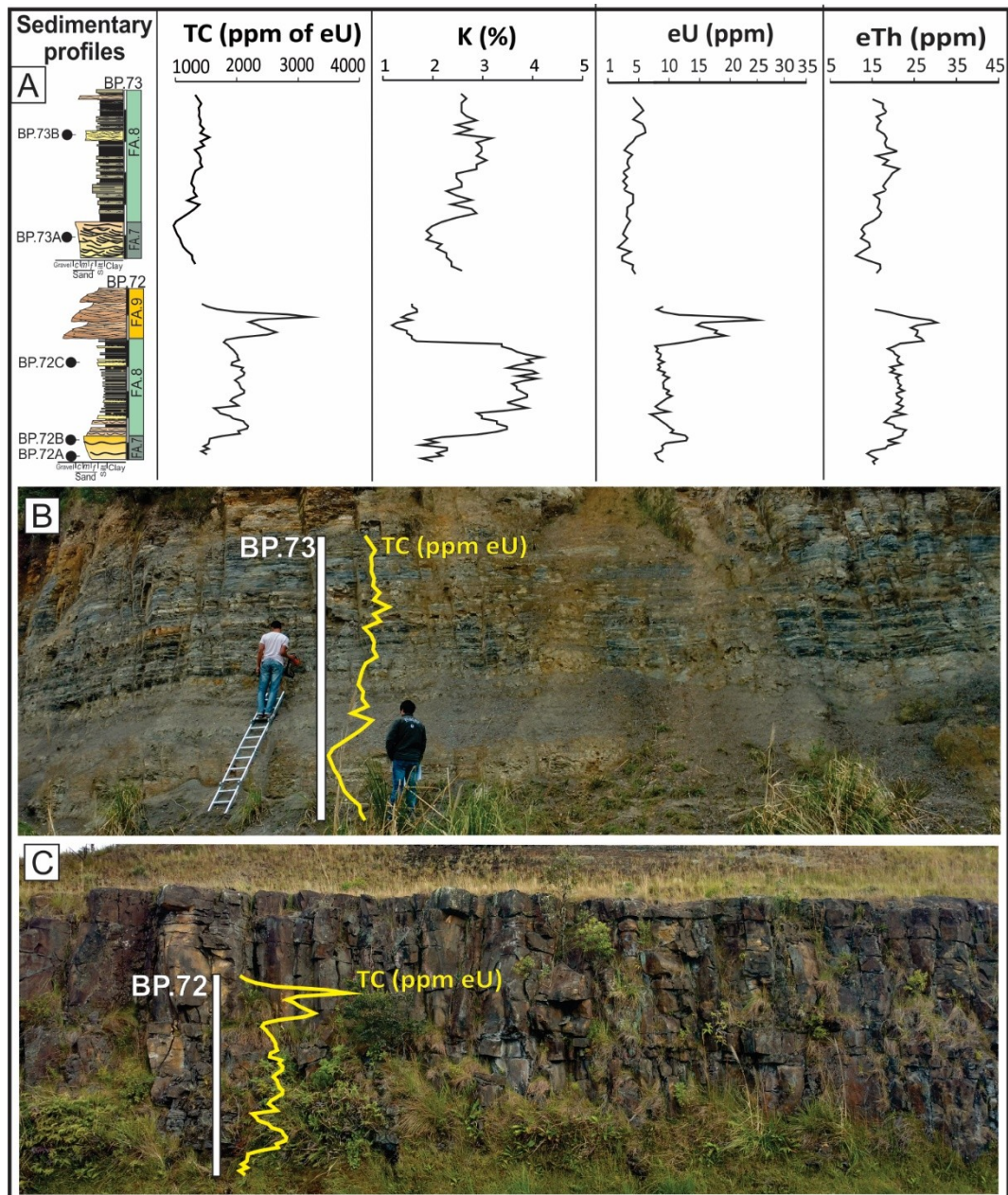


Fig. 9. (A) Sedimentary logs with facies associations (FA), sampled levels and gamma-ray data (TC, K, eU and eTh) of the Rio Bonito Formation; and (B, C) Field photographs of the outcrops (BP72 and BP73).

10. Paleoclimatic and provenance implications

Clay minerals are a main product of weathering of primary minerals (feldspars and micas) or preexisting rock fragments (volcanics or shales). The clay mineral assemblage is a significant indicator of paleoclimatic regimes, paleotectonic processes and diagenetic processes. Detrital or authigenic clay minerals are widely used to determine the climatic conditions during sediment deposition (Parry and Reeves, 1968; Singer, 1984; Chamley 1989;

Tucker, 2001; Gonçalves et al., 2006). The clay minerals identified in the Rio do Sul and Rio Bonito Formation include illite, vermiculite and mixed layer clay minerals (Fig. 7).

Illite is the main clay mineral in the Rio do Sul Formation and is ca. 50 to 60 % of the assemblage, especially in the rhythmites and fine-grained sandstones. According to Velde (1995), the illite formation includes slow weathering processes, even in an environment with high-K availability. In the Rio do Sul Formation, the illite indicates provenance from Precambrian granitoid and metamorphic rocks (Dom Feliciano Belt), as well as older sedimentary rocks. The lack of occurrence of smectite in these formations suggests a detrital origin of the illite. According to Hower et al. (1976), a 5,000 m depth is required for 75 % of the smectic layers of the clay fraction to transform into illite. However, Ibrahim (2008) considers that even under deep burial conditions, the illitization of the smectite is not intense. The rich Na^+ - K^+ environments aid in the formation of mixed layers and micas. Vermiculite has a structure similar to smectite, although it is less expandable (Tucker, 2001), indicating leaching of K-feldspar (Kf) during diagenesis or weathering of muscovite under good drainage and low-pH conditions that are very abundant in both fine-grained sandstone and rhythmites.

The detrital illite indicates deposition in cold weather, with a tendency toward warmer weather conditions. The depositional context of the Rio do Sul Formation in the studied area involves the movement of the Gondwana Supercontinent from the South Pole to the equatorial region, implying significant climatic and tectonic changes (Milani et al., 2007). In this paleogeographic context, temperatures progressively increased, favoring the formation of clay minerals in increasingly hot and humid climatic conditions, accompanied by transgressive processes (Fig. 11). In addition, Chemical Index Alteration (CIA: not yet published) from analyzed samples show low values (6 and 7.5), indicating minimal chemical weathering in the source area.

The gamma-ray patterns from shales of the Rio do Sul Formation show low eTh/K (5 to 7) and eTh/eU (2 to 6) ratios from the base to the top of the studied profiles. However, in the sandstones at the top of the succession, the eTh/K ratios are markedly high (> 35), indicating the influence of high eU and eTh concentrations. According to Ruffell and Worden (2000), potassium is especially common in feldspars, micas and clay mineral. In contrast, uranium and thorium are common in clay minerals, feldspars, heavy minerals, phosphates, and organic matter. Although heavy minerals may contain uranium and thorium, the main factor controlling the presence of the radionuclides is their adsorption by organic matter and clays.

According to Menezes and Nascimento (2015), the arkose sandstones of the sections studied have rich-feldspar and mica matrix. Therefore, these mineralogical features can influence the K, eU and eTh concentrations in shales. Anomalous values of K, eU and eTh recorded in the sandstones (above) and shales (at the base) interface (see Figure 10), resulting from the leaching of these radionuclides from the upper strata, which tend to concentrate at the interface of the shales. Shales exhibit high eTh/K and eTh/eU ratios because they have low permeability, which limits the intra-stratal dissolution and allows the preservation of these elements (Schnyder et al., 2006). Thus, the eTh/K and eTh/eU ratios from shales can be used as paleoclimatic indicators (Ruffell and Worden, 2000).

Although eTh/K and eTh/eU ratios from the base (< 5) to the top (> 7) of the Rio do Sul Formation indicate a tendency toward arid to cold conditions, it is considered that the progressive increase in these ratios could also indicate a gradual increase in temperature, favoring the remobilization of potassium, uranium, and thorium concentrations. The eTh/K and eTh/eU ratios in the Rio Bonito Formation (6 to 7.3 at the base to ca. 5 at the top) indicate an increase and then decrease in temperature (Ruffell and Worden, 2000). Low eTh/K and eTh/eU ratios indicate cooler weather conditions; thus, the ratios indicate that the temperatures became progressively hotter and wetter, alternated by cycles of aridization of the environment.

The high eTh/K ratios (ca. 25) recorded in the lower portion of the Rio Bonito Formation are influenced by the adsorption capacity of the clays in the shales. According to Rider (1990), values above 3,000 ppm indicate high uranium and thorium content. In the Rio Bonito Formation, the anomalous values of the eTh/K ratios are related to the coalbeds of this unit.

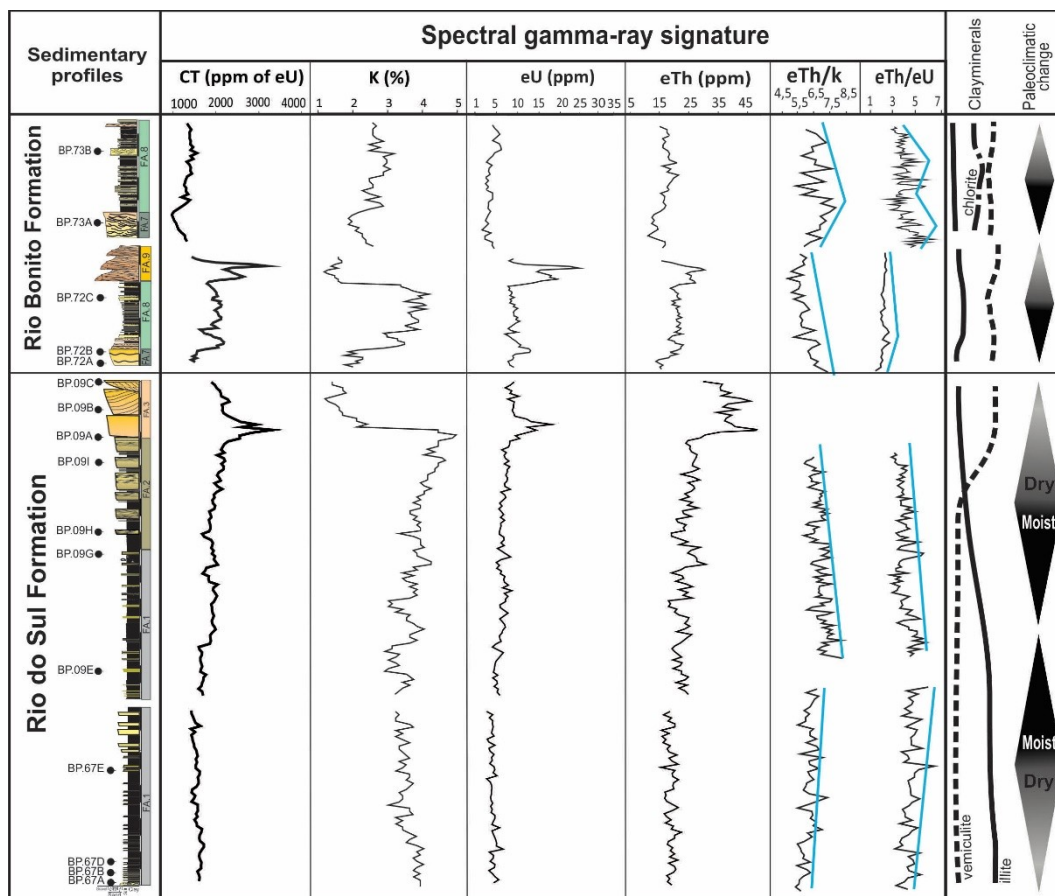


Fig. 10. Paleoclimatic interpretation of the Rio do Sul Member and Rio Bonito Formation from gamma-ray spectrometry and clay minerals mineralogy.

11. Conclusions

Clay mineral assemblages through the Rio do Sul and Rio Bonito are predominantly composed of illite, with subsidiary quantities of random illite-smectite mixed layers. The occurrence of vermiculite is only locally important in the Rio Bonito Formation and can be recognized from SEM observations and the degree of crystallinity from XRD trace examination.

Changes in illite content are mirrored by eTh/K ratios recorded in the spectral gamma-ray log. Vermiculite has no impact on the eTh/K ratios, allowing the spectral gamma-ray log to be used in conjunction with XRD analysis; for example, the XRD indication of high kaolinite/illite ratio combined with the low spectral gamma-ray eTh/K ratio.

Clay mineralogy through these formations indicates alternating humid and arid phases. The abrupt climate change toward a more arid environment is supported by the dataset of the present paper. This aridity coincides with a cold interval, suggesting a relationship between cold and arid conditions during the late Permian.

The eTh/K and eTh/U ratios suggest an arid and cold climate during deposition of the base of the Taciba Formation, as indicated by detrital illite. The progressive increase in the eTh/K and eTh/U ratios toward the top indicates greater K and eU leaching with respect to eTh, suggesting more humid and hot climates.

The eTh/K and eTh/U ratios of the Rio Bonito Formation indicate a temperature increase toward the top of this formation. However, the oscillations in these ratios suggest momentary enrichment in K and eU with respect to eTh, which is also indicated by the variations in the eTh/K and eTh/U ratios.

Acknowledgments

This study was supported by: 1) PFRH240-PB-UFSC; and 2) National Council for Scientific and Technological Development of Brazil (306978/2015-6). We are very grateful to Almério Barros França, Leonardo Cury and Valter Becegato for their expert and invaluable suggestions and assistance in the laboratory at LAMIR/UFPR, and to Itaipu Binacional for their support in the gamma spectrometry analyses.

References

- Archanjo, C.J., Silva, M.G., Castro, J.C., Launeau, P., Trindale, R.I.F., Macedo, J.W.P., 2006. AMS and grain shape fabric of the late Paleozoic diamictites of the southeastern Parana Basin, Brazil. *Journal of the Geological Society London* 163, 95–106.
- Bortoluzzi, C. A., Awdziej, J., Zardo, S. M., 1987. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: Silva, L. C., Bortoluzzi, C. A. (Eds.), *Textos básicos de Geologia e recursos minerais de Santa Catarina: Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Texto explicativo e mapa, Escala 1:500.000*. Florianópolis, Departamento Nacional de Produção Mineral, 1, 135-167.
- Buatois, L.A., Mangano, M.G., 1995. The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine Mermia ichnofacies: An archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. *Ichnos* 4, 151–161.
- Cacela, A.S.M., 2008. Paleoclima e dinâmica costeira como fatores controladores da distribuição de arenitos em sistemas paráliticos – Um estudo para reservatórios análogos no Eopermiano da Bacia do Paraná. *Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil*.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, 623.

- Collinson, J.W., Isbell, J.L., Elliot, D.H., Miller, M.F., Miller, J.M.G., 1994. Permian–Triassic Transantarctic Basin, In: Veevers, J.J., and Powell, C.McA. (Eds.), Permian–Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland. Geological Society of America Memoir 184, 173–222.
- Crowell, J. C., 1999. Pre-Mesozoic ice ages: Their bearing on understanding the climate system. Geological Society of America Memoir 192.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Eds.), Provenance of Arenites. Reidel Publ., Dordrecht, 333 – 361.
- Eyles, C.H., Mory, A.J., Eyles, N., 2003. Carboniferous-Permian facies and tectono-stratigraphic successions of the glacially influenced and rifted Carnarvon Basin, western Australia. *Sedimentary Geology* 155, 63–86.
- França, A.B. Potter, P.E., 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobras* 2, 147-191.
- Gonçalves, D.F.; Rossetti, D.F.; Truckenbrodt, W.; Mendes, A. C., 2006. Argilominerais da Formação Codó (Aptiano Superior), Bacia de Grajaú, Nordeste do Brasil. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 13, 59-75.
- Goldberg, K., 2001. The Paleoclimatic Evolution of the Permian of the Paraná Basin in southern Brazil. Ph.D. Dissertation, Department of Geophysical Sciences, University of Chicago, 267 pp.
- Holz, M., Kalkreuth, W., 2002. Sequence Stratigraphy and Coal Petrology applied to the Early Permian coal-bearing Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geology, Special Publication*, 45-56.
- Hower, J., E.V. Eslinger, M.E. Hower, E.A. Perry., 1976. Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of American Bulletin* 87, 725-737.
- Ibrahim, L., 2008. Argilominerais da porção basal da Formação Corumbataí (Bacia do Paraná) na região de Rio Claro/SP. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Estado de São Paulo, 136 p.
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A., 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems?, In: Chan, M.A., and Archer, A.A., (Eds.), *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*. Geological Society of America Special Paper 370, 5-24.

- Lavina, E. L., Lopes, R. C., 1986. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. Paula Coutiana, Porto Alegre 1, 51-103.
- Lawver L.A., Gahagan L.M., Norton I., 2011. Palaeogeographic and tectonic evolution of the Arctic region during the Palaeozoic. Geological Society, London, Memoirs 35, 61-77.
- Leinz, V., 1937. Estudos sobre a glaciação carbonífera no sul do Brasil. Boletim DNPM/DFPM 21, 1-47.
- López-Gamundí, O.R., 1997. Glacial-postglacial transition in the late Paleozoic basins of southern South America, in Martini, I.P., (Eds.), Late Glacial and Postglacial Environmental Changes. Oxford, UK, Oxford University Press, 147-168.
- Maejima, W., Das, R., Pandya, K.L., Hayashi, M., 2004. Deglacial control on sedimentation and basin evolution of Permo-Carboniferous Talchir Formation, Talchir Gondwana Basin, Orissa, India. Gondwana Research 7, 339-352.
- Medeiros, R. A., Thomaz, F. A., 1973. Fácies e Ambientes Depositionais da Formação Rio Bonito, Congresso Nacional de Geologia, 27, Aracajú. Anais, Aracajú, SBG 3, 3-12.
- Menezes, M.T.F., Nascimento, M.S., 2015. Petrografia e diagênese de arenitos permianos da Bacia do Paraná, região de Alfredo Wagner, Santa Catarina IX SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA. Florianópolis, Santa Catarina. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo RS/SC. Boletim de resumos, p.15.
- Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B., 2007. Bacia do Paraná. In: Milani E.J., Rangel H.D., Bueno G.V., Stica J.M., Winter W.R., Caixeta J.M., Pessoa Neto O.C., (Eds.), Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 15(2): 265-287.
- Milani, E. J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. 1997. 2 v. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Parry, W.T., C.C., Reeves, 1968. Clay mineralogy of pluvial lake sediments, Southern High Plain, Texas. Journal of Sedimentary Petrology 38, 516-529.
- Powell, C.M., Li, Z.X., 1994. Reconstruction of the Panthalassan margin of Gondwanaland, in Veevers, J.J., and Powell, C.M., (Eds.), Permian – Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America Memoir 184, 5-9.
- Rider, M. H., 1990. Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. In: A. Hurst, M.A. Lovell, A.C. Morton. Geological Society

- Special Publication 48. Geological applications of wireline logs. London, The Geological Society.
- Ruffell, A., Worden, R., 2000. Palaeoclimate analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France. *Palaeogeogr. Palaeocl.*, 155(3-4), 265-283.
- Scheffler, K., Hoernes, S., Schwark, L., 2003. Global changes during Carboniferous–Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies. *Geology*, 31(7), 605-608.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, Porto Alegre 1, 41-65.
- Schnyder, J., Ruffell, A., Deconinck, J.F., Baudin, F., 2006. Cojuntive use of spectral gamma – ray logs and clay minerals in drilling Late Jurassic to early Cretaceous paleoclimate change (Dorset, U.K.). *Paleo. Paleo. Paleo.* 229, 303-320.
- Singer, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-a review. *Earth Science Reviews* 21, 251-293.
- Slonski, G.T., 2002. Interpretação paleoclimática do Permiano Inferior da Bacia do Paraná em Santa Catarina, Brasil (Formação Rio Bonito). Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Santa Catarina, Brasil.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3rd edition, Oxford, Blackwell, 262 pp.
- Velde, B., 1995. *Origin and mineralogy of clay minerals*. Springer, Berlin. 334p.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto A.O., 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia 3, Curitiba. Atas... SBG 1: p. 441-473.

5. CONCLUSÕES

- A partir da integração das informações dos dados de gamaespectrometria e identificação e quantificação dos argilominerais (usando o MEV e DRX) dos depósitos flúvio-deltaicos glacio-influenciados do Membro Rio do Sul e flúvio-deltaicos de vales incisos da Formação Rio Bonito, aflorantes no leste de Santa Catarina, pôde-se chegar as seguintes conclusões preliminares:
- A utilização da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) foi fundamental para a identificação das illitas nas Formações Taciba e Rio Bonito, que são predominantemente detríticas e somam cerca de 50 a 60% dos minerais identificados por DRX nos pelitos e folhelhos, seguidas de fazes cristalinas secundárias como quartzo, vermiculita e clorita;
- As análises das imagens obtidas com a microscopia eletrônica de varredura e a difração de raio X nas amostras, sugerem uma origem detríticas para a illita, uma vez que, normalmente os grãos deste mineral ocorre envolvendo grãos de quartzo e feldspatos, bem como associados a palhetas de micas, dispostas de modo paralelo ao acamamento. A forma esgaçada e bordas levemente crenuladas também indicam transporte destes argilominerais. Sua fonte pode ser associada a produto do intemperismo de rochas-fonte cristalinas que contêm feldspato e micas, e/ou a contribuição de rochas sedimentares pré-existentes ou paleossolos, transportadas por sistemas fluvio-deltaicos que depositaram, por exemplo, a Formação Taciba, na área investigada.
- As baixas razões eTh/K e eTh/U sugerem que os depósitos da base da sessão pertencente ao Membro Rio do Sul foram formados sob condições de climas áridos e frios, corroborados pela abundância de illitas detríticas. O progressivo aumento destas razões em direção ao topo da sessão indica que houve uma maior lixiviação de K e eU em relação ao eTh, influenciando no aumento das razões eTh/K e eTh/U, sugerindo condições climáticas progressivamente mais úmidas e quentes, em relação a base desta sessão;
- A Formação Rio Bonito também mostra o progressivo aumento das razões eTh/K e eTh/U, indicando o aumento da temperatura em direção ao topo destes depósitos. Entretanto, as oscilações nas razões nesta unidade podem sugerir momentos de maior enriquecimento de K e eU em relação ao eTh, e momentos de empobrecimento destes em relação a este último. Tal comportamento, indicado pela ciclicidade nas razões eTh/K e eTh/U, sugerem variações sazonais na temperatura, ora mais fria e seca, ora mais quente e úmida;
- De modo geral as razões eTh/K e eTh/U obtidas para estes estratos, sugerem uma temperatura mais fria e seca durante a deposição dos estratos do Membro Rio do Sul, evidenciada pela abundância de illitas detríticas, gradando para temperaturas mais quentes e úmidas em direção ao topo da

Formação Rio Bonito, sustentada pela progressiva diminuição deste argilomineral em direção ao topo dos perfis estudados.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU NETO, J. C. DE. 2012. Análise textural e geoquímica dos argilominerais do talude continental do oeste do Ceará. 77 f. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

ALBERS, A. P. F., et al. 2002. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X. *Cerâmica*. n. 48. 2002.

ARCHANJO, C.J., SILVA, M.G., CASTRO, J.C., LAUNEAU, P., TRINDALE, R.I.F., AND MACEDO, J.W.P. 2006. AMS and grain shape fabric of the late Paleozoic diamictites of the southeastern Parana Basin, Brazil: *Journal of the Geological Society [London]*, v. 163, p. 95–106, doi: 10.1144/0016-764904 -155.

BAILEY, S. W. 1984. Structures of layer silicates. In: Brindley, G. W.; Brown, G. (Orgs.). *Crystal structures of clay minerals and their X-ray diffraction*. 2. ed. London: Mineralogical Society, 1984. Monograph n.5, 1984. p. 249-304.

BARRON, E. J. & FAWCETT, P. J. 1995. The climate of Pangea: A review of climate model simulations of the Permian, In: Scholle, P. A., Peryt, T. M., and Ulmer-Scholle, D. S., editors, *The Permian of Northern Pangea: v. 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*: New York, Springer-Verlag, p. 37–52.

BORTOLUZZI, C. A.; AWDZIEJ, J.; ZARDO, S. M. 1987. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: SILVA, L. C.; BORTOLUZZI, C. A. (Ed.). *Textos básicos de Geologia e recursos minerais de Santa Catarina: Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Texto explicativo e mapa –Escala 1:500.000*. Florianópolis: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1987. n. 1, p. 135-167.

BUATOIS, L.A., AND MANGANO, M.G. 1995. The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine Mermia ichnofacies: An archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage: *Ichnos*, v. 4, p. 151–161, doi: 10.1080/10420949509380122.

CACELA, A.S.M. 2008. *Paleoclima e dinâmica costeira como fatores controladores da distribuição de arenitos em sistemas paralíticos – Um estudo para reservatórios análogos no Eopermiano da Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.

CARNEIRO, C. D. R., COSTA, F. G. D. 2006. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin sedimentar no Subgrupo Itararé. *Terrae Didática* 2(1): p. 34-43.

CASTRO, J.C. 1991. *A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltáico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 212p.

CHAMBERLAIN, A. K. 1984. Surface gamma-ray logs: A correlation tool for frontier areas. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68(8), 1040-1043.

- CHAMLEY, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, 623 pp.
- COLLINSON, J.W., ISBELL, J.L., ELLIOT, D.H., MILLER, M.F., AND MILLER, J.M.G. 1994. Permian–Triassic Transantarctic Basin, in Veevers, J.J., and Powell, C.McA., eds., *Permian–Triassic Pangean Basins and Foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland: Geological Society of America Memoir 184*, p. 173–222.
- d'AVILA, R.S.F. 2009. *Sequências Depositionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e Cercanias, Santa Catarina, Brasil*. Tese de Doutorado - Universidade do Vale do Rio dos Sinos–UNISINOS Porto Alegre, 192p.
- DEDAVID, B. A., GOMES, C., MACHADO, G. 2007. *Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras - Materiais Poliméricos, metálicos e semicondutores - Porto Alegre: Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, EDIPUCRS*.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Eds.), *Provenance of Arenites*. Reidel Publ., Dordrecht, 333 – 361.
- DOVETON, J.H., MERRIAM, D.F. 2004. Borehole petrophysical chemostratigraphy of Pennsylvanian black shales in the Kansas subsurface. *Chemical Geology*, 206: 249-258.
- EHRENBERG, S.N., SVANA, T.A. 2001. Use of spectral gamma-ray signature to interpret stratigraphic surfaces in carbonate strata; an example from the Finnmark carbonate platform (Carboniferous-Permian), Barents Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 295-308.
- ELLIS, D. V., SINGER, J. M. 2008. *Well Logging for Earth Scientists*. Springer, The Netherlands, Second Edition.
- EYLES, C.H., MORY, A.J., AND EYLES, N. 2003. Carboniferous-Permian facies and tectono-stratigraphic successions of the glacially influenced and rifted Carnarvon Basin, western Australia: *Sedimentary Geology*, v. 155, p. 63–86, doi: 10.1016/S0037-0738(02)00160-4.
- FERREIRA, F. J. F, CANDIDO, A. G., ROSTIROLLA, S. P. 2010. Correlação gamaespectrométrica de afloramentos e poços: estudo de caso na Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil). *Revista Brasileira de Geofísica*, 28(3), 371-396.
- FRANÇA, A.B. & POTTER, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2, p147-191.

GAMA JR., E.G.; PERINOTTO, J.A.J.; RIBEIRO, H.J.P.S.; PADULA, E.K. (1992). Contribuição ao estudo da ressedimentação no Grupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, 22, p228-236.

GEOBANK/CPRM. 2015. Mapas geológicos estaduais. Disponível em <http://geobank.cprm.gov.br/>. Acessado em 23 de junho de 2015.

GHASEMI-NEJAD, E., POURESLAMI ARDAKANI, E., RUFFELL, A.H. 2010. Palaeoclimate change recorded in Upper Cretaceous (Albian–Cenomanian) Kazhdumi Formation borehole spectral gamma-ray logs, South Pars Gas Field, Persian Gulf. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291,338–347.

GIBBS, M. T.; REES, P. M.; KUTZBACH, J. E.; ZIEGLER, A. M.; BEHLING, P. J.; AND ROWLEY, D. B. 2002. Simulations of Permian climate and comparisons with climate sensitive sediments. *J. Geol.* 110:33–55.

Goldberg, K. 2001. *The Paleoclimatic Evolution of the Permian of the Paraná Basin in southern Brazil*. Ph.D. Dissertation, Department of Geophysical Sciences, University of Chicago, 267 pp.

GONÇALVES, D.F.; ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; MENDES, A. C. 2006. Argilominerais da Formação Codó (Aptiano Superior), Bacia de Grajaú, Nordeste do Brasil. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 13: 59-75.

GORDON Jr., M.J. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, 38,1-20.

HESSELBO, S .P.1996. Spectral gamma-ray logs in relation to clay mineralogy and sequence stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic margin, offshore New Jersey. In: Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W. & Twit chell, D.C. (Eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program; Scientific Results*, 150 . Ocean Drilling Program, College Station, TX, 411 –422.

HESSELBO, S.P., DECONINCK, J.F., HUGGETT, J.M., MORGANS BELL, H.S. 2009. Late Jurassic palaeoclimatic change from clay mineralogy and gamma-ray spectrometry of the Kimmeridge Clay, Dorset, UK. *Journal of the Geological Society, London* 166, 1123–1133.

Holz, M., Kalkreuth, W., 2002. Sequence Stratigraphy and Coal Petrology applied to the Early Permian coal-bearing Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geology, Special Publication*, 45-56.

HOWER, J., E.V. ESLINGER, M.E. HOWER & E.A. PERRY. 1976. Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of American Bulletin*, 87:725-737.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. IAEA-TECDOC-1363, Vienna.

IBRAHIM, L. 2008. *Argilominerais da porção basal da Formação Corumbataí (Bacia do Paraná) na região de Rio Claro/SP*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Estado de São Paulo, 136 p.

ISBELL, J.L., MILLER, M.F., WOLFE, K.L., AND LENAHER, P.A. 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems?, in Chan, M.A., and Archer, A.A., eds., *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*: Geological Society of America Special Paper 370, p. 5–24.

JONES, A.T., AND FIELDING, C.R. 2004. Sedimentological record of the late Paleozoic glaciation in Queensland, Australia: *Geology*, v. 32, p. 153–156, doi: 10.1130/G20112.1.

LAVINA, E. L.; LOPES, R. C. 1986. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula Coutiana*, Porto Alegre, n. 1, p. 51-103.

LEINZ, V. 1937. Estudos sobre a glaciação carbonífera no sul do Brasil. *Boletim DNPM/DFPM*, v. 21, 1-47.

LENTZ, D.R. 2003. *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral deposit-forming*. Geological Associations of Canadá. 184p.

LIMARINO, C.O., CÉSARI, S.N., NET, L.I., MARENSSI, A., GUITIERREZ, R.P., AND TRIPALDI, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): Facies and stratigraphic significance: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 445–460, doi: 10.1016/S0895-9811(02)00048-2.

LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.R. 1997. Glacial-postglacial transition in the late Paleozoic basins of southern South America, in Martini, I.P., ed., *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes*: Oxford, UK, Oxford University Press, p. 147–168.

MAEJIMA, W., DAS, R., PANDYA, K.L., AND HAYASHI, M. 2004. Deglacial control on sedimentation and basin evolution of Permo-Carboniferous Talchir Formation, Talchir Gondwana Basin, Orissa, India: *Gondwana Research*, v. 7, p. 339–352.

MEDEIROS, R. A. & THOMAZ, Fº. A., 1973. Fácies e Ambientes Depositionais da Formação Rio Bonito, Congresso Nacional de Geologia, 27, Aracajú. *Anais, Aracajú, SBG*, v. 3, p. 3-12.

MENEZES, M.T.F., NASCIMENTO, M.S. 2015. Petrografia e diagênese de arenitos permianos da Bacia do Paraná, região de Alfredo Wagner, Santa Catarina IX

SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA. Florianópolis, Santa Catarina. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo RS/SC. Boletim de resumos. p.15.

MILANI EJ, MELO JHG, SOUZA PA, FERNANDES LA & FRANÇA AB. 2007. Bacia do Paraná. In: MILANI EJ, RANGEL HD, BUENO GV, STICA JM, WINTER WR, CAIXETA JM & PESSOA NETO OC (Eds.). Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 15(2): 265-287.

MILANI, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MYERS, K.J., WIGNALL, P.B., 1987. Understanding Jurassic organic-rich mudrocks —new concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. In: Legget, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), Marine Clastic Environments: Concepts and Case Studies. Graham and Trotman, London, pp. 175 – 192.

MYERS, K.J. & BRISTOW, C.S. 1989. Detailed sedimentology and gamma-ray log characteristics of a Namurian deltaic succession. II: Gamma-ray logging *In*: Whateley, M.K.G. & Pickering, K.T. (Eds) Deltas: Sites and traps for Fossil Fuels: Geological Society, London, Special Publications, 41, pp. 81-88.

NESBITT, H.W., YOUNG, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 199, 715-717.

NORTH, C.P., BOERING, M. 1999. Spectral gamma-ray logging for facies discrimination in mixed fluvial-eolian successions: A cautionary tale. *AAPG Bulletin* 83(1): 155–169.

OSMOND, J.K., IVANOVICH, M. 1992. Uranium-series mobilization and surface hydrology. In: Ivanovich, M., Harmon, R.S. (Eds.), Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences. Clarendon Press, Oxford, pp. 259 – 289.

PARASNIS, D. S. (1997). Principles of applied geophysics. Chapman & Hall, London.

PARKINSON, D.N. 1996. Gamma-ray spectrometry as a tool for stratigraphical interpretation: examples from the western European Lower Jurassic. In: Hesselbo, S.P., Parkinson, D.N. (Eds.), Sequence Stratigraphy in British Geology, Geological Society Special Publication, vol. 103, pp. 231 – 255.

PARRY, W.T & C.C. REEVES. 1968. Clay mineralogy of pluvial lake sediments, Southern High Plain, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38:516-529.

PINHO, A.J. (2014). Análise paleoclimática e paleoambiental com base em espectrometria de raios-gama das formações Itaparica e Água Grande: implicações nas características dos reservatórios na porção nordeste da Bacia do Recôncavo. Trabalho de conclusão de curso. Faculdade de Geologia, Universidade Federal da Bahia, 76pp.

Powell, C.M., Li, Z.X. 1994. Reconstruction of the Panthalassan margin of Gondwanaland, in Veevers, J.J., and Powell, C.M., (Eds.), Permian – Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America Memoir 184, 5-9.

REES, P.M., ZIEGLER, A.M., GIBBS, M.T., KUTZBACH, J.E., BEHLING, P.J., AND ROWLEY, D.B. 2002. Permian phytogeographic patterns and climate data/model comparisons: *Journal of Geology*, v. 110, p. 1–31.

RIDER, M. H. 1990. Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. In: A. Hurst, M.A. Lovell & A.C. Morton. Geological Society Special Publication 48: Geological applications of wireline logs. London: The Geological Society.

RUFFELL, A., WORDEN, R. 2000. Palaeoclimate analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France. *Palaeogeogr. Palaeocl.*, 155(3-4): 265-283.

SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P.L.; SOBANSKI, A.C. 1966. Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro-PR e Mafrasc. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 15, p1-19, 1966.

SCAPIN, M. 2013. Aplicação da difração e fluorescência de raios X (WDXRF): ensaios em argilominerais. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de São Paulo, 73 pp.

SCHEFFLER, K., HOERNES, S., SCHWARK, L. 2003. Global changes during Carboniferous–Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies. *Geology*, 31(7), 605-608.

SCHLUMBERGER. 1987. Log interpretation-principles/application. N.Y., Schlumberger Ltda. 198p.

SCHNEIDER, R.L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.A. & NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, Porto Alegre, 1, 41-65.

SCHNYDER, J., RUFFELL, A., DECONINCK, J.F., AND BAUDIN, F. 2006. Cojuntive use of spectral gamma – ray logs and clay minerals in drilling Late Jurassic to Early Cretaceous paleoclimate change (Dorset, U.K.), *Paleo. Paleo. Paleo.*, vol. 229, pp. 303-320.

SINGER, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-a review. *Earth Science Reviews*, 21:251-293.

SLATT R. M., JORDAN D, W., D' AGOSTINO, A., GILLESPIE, R.H. 1992. Outcrop gamma-ray logging to improve understanding of subsurface well log correlations. In: Hurst, A., Griffith, C. M., Worthington, P.F. (Eds.), *Geological Application of Wireline Logs II: Geological Society Special Publication 65*, pp. 3-19.

SLONSKI, G.T. 2002. *Interpretação paleoclimática do Permiano Inferior da Bacia do Paraná em Santa Catarina, Brasil (Formação Rio Bonito)*. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Santa Catarina, Brasil.

SOWEK, G. A., FERREIRA, F. J.F., VESELY, F. F., BERTON, F. 2013. Assinatura gamaespectrométrica de depósitos fluviais: estudo de caso na Formação Rio do Rasto, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP. Série Científica*, v. 13, p. 83-98.

SUGUIO, K. 1998. *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1222 pp.

Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3rd edition, Oxford, Blackwell, 262 pp.

VELDE, B. 1992. *Introduction to clay minerals. Chemistry, origins, uses and environmental significance*. Chapman Hall, London. 198 p.

VELDE, B. 1995. *Origin and mineralogy of clay minerals*. Springer, Berlin. 334p.

VESELY F.F., ASSINE M.L., ROSTIROLLA S.P. 2005. Deformação penecontemporânea no Grupo Itararé, Bacia do Paraná: estilos estruturais, dinâmica sedimentar e implicações paleogeográficas In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, 2005. Anais. Curitiba: SBG núcleo PR. (CD-ROM).

VESELY, F.F., ASSINE, M.L. 2004. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, 219-230.

WHITE, I. C. 1908. *Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil*. Rio de Janeiro: Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. 300 p.

ZALÁN PV, WOLFF S, CONCEIÇÃO JCJ, ASTOLFI MAM, VIEIRA IS, APPI VT & ZANOTTO AO. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba. Atas... SBG, 1: p. 441-473.

ZIELINSKI, J.P.T., NASCIMENTO, M.S. 2015. Estratigrafia de sequências sedimentares permianas da borda sudeste da Bacia do Paraná, Santa Catarina. IX

Simpósio Sulbrasileiro de Geologia. Florianópolis, Santa Catarina. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo RS/SC. Boletim de resumos. p.9.