



**IDENTIFICAÇÃO DE CHARCOAL EM NÍVEL DE ROOF SHALE NO
AFLORAMENTO QUITÉRIA, FORMAÇÃO RIO BONITO, PERMIANO
DA BACIA DO PARANÁ, E SUAS CONSEQUÊNCIAS PARA O
PASSADO, PRESENTE E FUTURO**

Odimar Lorini da Costa

Lajeado, janeiro de 2013.

Odimar Lorini da Costa

**IDENTIFICAÇÃO DE CHARCOAL EM NÍVEL DE ROOF SHALE NO
AFLORAMENTO QUITÉRIA, FORMAÇÃO RIO BONITO, PERMIANO
DA BACIA DO PARANÁ, E SUAS CONSEQUÊNCIAS PARA O
PASSADO, PRESENTE E FUTURO**

Dissertação apresentada no Programa de Pós-Graduação em Ambiente e Desenvolvimento, do Centro Universitário Univates, como parte das exigências para a obtenção do grau de Mestre em Ambiente e Desenvolvimento, Área de Concentração Espaço, Ambiente e Sociedade, Linha de Pesquisa Ecologia.

Orientador: Prof. Dr. André Jasper

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Périco

Lajeado, 14 de janeiro de 2013.

Odimar Lorini da Costa

**IDENTIFICAÇÃO DE CHARCOAL EM NÍVEL DE ROOF SHALE NO
AFLORAMENTO QUITÉRIA, FORMAÇÃO RIO BONITO, PERMIANO
DA BACIA DO PARANÁ, E SUAS CONSEQUÊNCIAS PARA O
PASSADO, PRESENTE E FUTURO**

A Banca examinadora abaixo aprova a Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ambiente e Desenvolvimento, do Centro Universitário Univates, como parte da exigência para a obtenção do grau de Mestre em Ambiente e Desenvolvimento, na Área de Concentração Espaço, Ambiente e Sociedade, Linha de Pesquisa Ecologia:

Prof. Dr. André Jasper – Orientador
Centro Universitário Univates

Prof. Dr. Eduardo Périco – Coorientador
Centro Universitário Univates

Prof. Dr. Odorico Konrad
Centro Universitário Univates

Prof^a. Dr^a. Claucia F. Volken de Souza
Centro Universitário Univates

Prof. Dr. Atila Augusto Stock da Rosa
Universidade Federal de Santa Maria

Lajeado, 14 de janeiro de 2013.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para o meu crescimento seja ele intelectual, profissional ou, não menos importante, pessoal. Minha família, única na habilidade de ser e agir. Aos estimados colegas e professores do Programa de Pós Graduação em Ambiente e Desenvolvimento em especial o meu Orientador Prof. Dr. André Jasper, indispensável para a conclusão desta etapa, e ao meu Coorientador Prof. Dr. Eduardo Périco, sempre bem disposto, possuidor de uma alegria e sorriso contagiantes.

Agradecimento mais que especial a Danielle Kionka, por partilhar comigo dos momentos difíceis e alegres, sempre me encorajando a prosseguir, demonstrando muita dedicação, carinho, companheirismo e amizade, não poderia deixar de dividir com você estes louros. Dani, muito obrigado, te amo!

RESUMO

As mudanças ambientais alteram a dinâmica dos sistemas e, consequentemente, afetam as atividades desenvolvidas pelo ser humano. Na tentativa de estabelecer cenários futuros para a identificação de mudanças do ambiente, estudos em todo o planeta estão sendo conduzidos utilizando-se marcadores ambientais para verificar as modificações climáticas que a Terra já enfrentou. Tais marcadores ilustram o comportamento do fogo baseando-se em seus registros, entre eles o carvão vegetal macroscópico fóssil. Estes vestígios permitem as análises da atmosfera ou do ambiente ao longo do tempo, para que seja efetuada uma comparação concisa do cenário atual com o passado, a fim de auxiliar na construção de modelos eficientes de tendências climáticas globais. Evidências de incêndios diferem em quantidade e temporalidade em cada região analisada, pois para que possa existir fogo é necessária a presença de três componentes básicos: comburente, energia e combustível, que resulta em gases, cinzas e carvão. A existência do fogo poderia alterar a proporção dos gases da atmosfera e consequentemente nos fluxos entre os reservatórios dos elementos que os formam. O presente estudo apresenta o resultado da análise de amostras contendo carvão vegetal macroscópico na Bacia do Paraná, mais especificamente no Afloramento Quitéria no Estado do Rio Grande do Sul. Efetuou-se, primeiramente, exame do material em laboratório utilizando parâmetros específicos, onde foram analisados fragmentos com características de carvão vegetal macroscópico, os quais foram separados e avaliados sob Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Dessa forma foi possível identificar a ocorrência de incêndios na camada da fácies Sm de *roof-shale* para o Afloramento Quitéria, ampliando a distribuição de ocorrência de incêndios para o Permiano.

Palavras-chave: Carvão Vegetal Macroscópico. Bacia do Paraná. Rio Grande do Sul. Paleoclima. Paleoambientes.

ABSTRACT

Environmental changes modify systems dynamics and, therefore, affect activities developed by the human being. On the attempt to establish future scenarios to identify these changes, studies are being conducted around the world using environmental markers to verify climatic changes that the Earth has been through. These markers illustrate the fire behavior over time based on its traces, being among them the macroscopic fossil charcoal. These traces allow atmospheric or environmental analysis over time, so a concise comparison between current and past scenarios can be done, supporting the construction of efficient models of global climatic trends. In each analyzed region the evidences of palaeowildfires are different, because in order to be fire, the presence of three basic components is necessary: oxidizing agent (oxygen), energy (ignition) and fuel, resulting in gases, ashes and charcoal. The existence of fire could change the proportion of atmospheric gases, consequently, changing the flow among the reservoirs of the composing elements. This study presents the analytic results of samples containing macroscopic charcoal from the Paraná Basin, Quitéria Outcrop, Rio Grande do Sul. The fragments that presented characteristics of macroscopic charcoal were separated and analyzed by Scanning Electron Microscope (SEM). Thus, it was possible to identify the occurrence of palaeowildfires at the Sm Facies of roof-shale layer for the Quitéria Outcrop, extending the distribution zone of palaeowildfires for the Permian.

Keywords: Charcoal. Paraná Basin. Rio Grande do Sul. Palaeoclimate. Palaeoenvironments.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Níveis atuais estimados de concentração de oxigênio na atmosfera para que ocorram incêndios.	10
Figura 2 – Inter-relação dos elementos formadores do triângulo do fogo.	14
Figura 3 - Biozonas e datações absolutas do Período Permiano.	17
Figura 4 – Ilustração da Bacia do Paraná com indicação dos limites das supersequências e profundidade do embasamento.	21
Figura 5 – Carta estratigráfica com as unidades do Carbonífero, Permiano e Triássico da Bacia do Paraná.	25
Figura 6 – Mapa simplificado da Bacia do Paraná (A), em destaque Afloramento Quitéria, local de origem das amostras analisadas (B).	27
Figura 7 – Perfil estratigráfico do Afloramento Quitéria. A seta indica a localização das amostras analisadas.	28
Figura 8 – Vista geral do Afloramento Quitéria, com destaque para o nível <i>de roof-shale</i> (entre as linhas tracejadas).	30
Figura 9 – Amostras de mão contendo carvão vegetal macroscópico, apresentando coloração preto-listrada e brilho levemente lustroso/sedoso. As setas vermelhas indicam a localização do mesmo nas amostras. A) corresponde a amostra tombada com código Pbu820 e B) a amostra tombada com código Pbu804.	31
Figura 10 – Imagem sob MEV de fragmentos de carvão vegetal macroscópico provenientes do nível <i>de roof-shale</i> do Afloramento Quitéria. A) porção de elemento de vaso com pontoações preservadas; B) porções de tecido parenquimatoso e de elementos de vaso; C) detalhe de “B”; D) detalhe de “B” demonstrando a homogeneização das paredes celulares (seta).	32

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	7
2. REFERENCIAL TEÓRICO.....	13
2.1. O Fogo, a Atmosfera e o Carbono	13
2.2. Evento do Permiano	16
2.3. Atualidade	19
2.4. Contexto Geológico.....	20
3. MATERIAL E MÉTODOS	26
4. RESULTADOS.....	30
5. DISCUSSÃO	33
6. CONCLUSÕES.....	37
7. REFERÊNCIAS	38

1. INTRODUÇÃO

As mudanças ambientais de âmbito global são, de uma maneira geral, um dos maiores desafios da humanidade na atualidade, sendo a modificação do ambiente natural um dos principais pontos de discussão em diferentes áreas da ciência (CHAMLEY, 2003). Todavia, sendo aceito que os ambientes evoluem mesmo sem a interferência humana, a capacidade de estabelecer cenários futuros, relativos às mudanças ambientais, torna-se uma ferramenta fundamental para a gestão sustentável da relação Ambiente e Desenvolvimento (COSTA et al., 2011).

Segundo Jasper et al. (2011), uma das formas de se estabelecer cenários ambientais futuros é efetuando estudos de eventos pretéritos, focando, principalmente, em suas causas e consequências para, em um primeiro momento, tentar compreender e explicar as modificações pelas quais o planeta já passou. Na tentativa de estabelecer políticas globais eficientes em matéria de proteção ambiental atual e evitar os possíveis desastres futuros, os estudos de eventos pretéritos podem, além de consolidar modelos, contribuir para a criação de normas que visem à regulamentação de políticas globais de proteção ambiental (SOROKHTIN et al., 2007; JASPER et al., 2011a). Desta forma, é fundamental que políticas de prevenção e/ou correção de distorções decorrentes de atividades humanas, admitam, também, a influência de eventos naturais sem conexão direta com a ação antrópica (FONSECA, 2007).

De acordo com Gastaldo et al. (1996) e Sorokhtin et al. (2007), uma das modificações ambientais mais importantes, na atualidade, refere-se à mudança

climática global. Esses autores defendem que, até o momento, não há uma definição com relação à origem da modificação climática pela qual o planeta está passando. A discussão está concentrada na definição da origem da mesma: se consequência de modificações antrópicas efetuadas em curto período de tempo, ou reflexo de uma tendência de modificação vinculada à evolução natural do sistema global como um todo. Considerando que a segunda possibilidade está baseada na ideia de ciclicidade dos sistemas (SOROKHTIN et al., 2007), a qual permite considerar que eventos ocorridos no passado podem vir a se repetir em espaços de tempo variáveis, estudos de eventos pretéritos poderiam auxiliar no debate sobre a mudança do clima global (JASPER; UHL, 2011).

No que se refere à construção de modelos para as tendências climáticas globais, as pesquisas de Scott (2010) e Scott e Damblon (2010) defendem que somente uma análise da evolução de longo prazo acerca das condições ambientais/atmosféricas, permitiria a construção de modelos mais confiáveis, no que se refere às consequências globais das mudanças climáticas. Gastaldo et al. (1996) são enfáticos em afirmar que previsões só podem ser efetuadas se for possível realizar comparação do cenário atual com o passado, dando-se atenção específica aos eventos de igual envergadura.

Segundo Pinto (2001) os estudos pontuais de eventos pretéritos dão uma cobertura apenas de uma pequena fração da história do clima da Terra, promovendo uma perspectiva inadequada na evolução do mesmo na atualidade. Uma longa perspectiva na variabilidade do clima pode ser obtida por meio de estudo de fenômenos naturais dependentes ou relacionada ao mesmo por aproximação. Na flutuação climática, a possibilidade de identificar causas e mecanismos nas suas variações é aumentada. Assim, os dados promovem a base para testes de hipóteses sobre as causas de suas mudanças. Somente quando as causas da variação passada forem compreendidas será possível prever antecipadamente o clima do futuro (PINTO, 2001).

Gastaldo et al. (1996) destacam que a única vez na história da Terra em que houve uma transição de longo prazo, de um sistema glacial (*icehouse*) para um sistema com domínio de grandes massas de vegetação (*greenhouse*), semelhante ao que se espera que aconteça em um futuro próximo, conforme previsões do

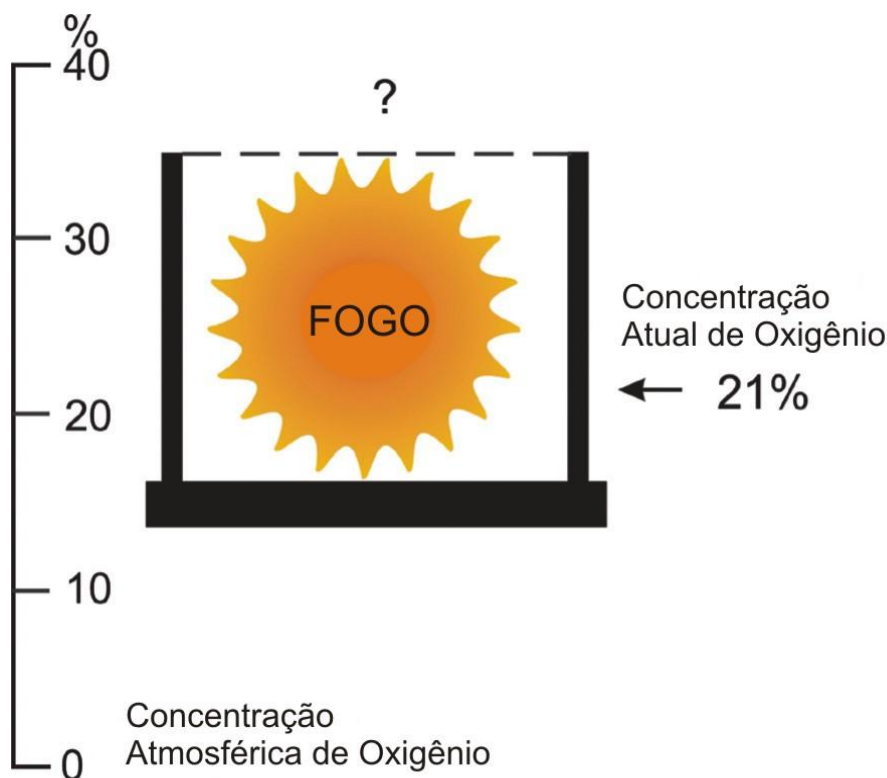
International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP, 2007), foi durante o final da Era Paleozóica e início da Era Mesozóica [no Intervalo Permo-Triássico (há aproximadamente 250 m.a. atrás)]. Os mesmos autores destacam que, assim, somente uma análise detalhada daquele evento, em todos os seus níveis, permitirá apresentar um quadro mais realista do que se tenta inferir sobre a dinâmica da evolução, ou mudança ambiental global, neste caso específico, a mudança do clima pelo efeito estufa.

Uma das formas de avaliação das condições paleoambientais predominantes ao longo do tempo (incluindo o Permo-Triássico) é a análise das variações florísticas, tendo em vista que as plantas são excelentes marcadores ambientais (BEERLING, 2006). Entre as diferentes ferramentas utilizadas para tal propósito, uma das que pode ser aplicada é o estudo da dinâmica do fogo, a qual representa, ainda na atualidade, uma importante fonte de modificação de ecossistemas (SCOTT; STEA, 2002; PRESTON; SCHMIDT, 2006; BOWMAN et al., 2009; FLANNINGAN et al., 2009).

O fogo como fenômeno natural aparece no registro geológico justo com o surgimento das plantas terrestres, influenciando padrões e processos de distribuição e estrutura vegetacional, interferindo no ciclo do carbono e no clima (BOWMAN et al., 2009). Desta forma, pode-se supor que o fogo também desempenhou um papel comparável durante períodos passados da história da Terra (JASPER et al., 2008a). Afetado e, conseqüentemente refletindo, diferentes condições do paleoambiente. É importante salientar que o fogo depende diretamente das condições paleoambientais vigentes em determinada área para que possa ocorrer.

Conforme Bowman et al. (2009), os vestígios dos incêndios podem ser utilizados para inferir tais condições, caracterizando-se como uma relação consequência/reflexo. Assim, com base na ocorrência de eventos de incêndio, tanto atuais quanto pretéritos, além de elementos mais subjetivos, é possível definir condições veiculadas, a concentração de O₂ na atmosfera (FIGURA 1); características do combustível e; fontes de ignição (COLAÇO, 2005; COTTRELL, 1989; GUTSELL; JOHNSON, 2007; BOWMAN et al., 2009; SCOTT; GLASSPOOL, 2006).

Figura 1 – Níveis atuais estimados de concentração de oxigênio na atmosferamincêndios. .



Fonte: modificado de Uhl e Jasper (2011).

Evidências de paleoincêndios vegetacionais, em forma de *charcoal* (carvão vegetal) macroscópico fóssil [*sensu* SCOTT (2010) e, doravante, denominado de “carvão vegetal macroscópico” para fins de fluência do texto (JASPER et al., 2011a)], são amplamente aceitos pela ciência como indicadores diretos destes eventos (SCOTT; GLASSPOOL, 2007), ocorrendo em abundância a partir do Siluriano (GLASSPOOL et al., 2004), até o Quaternário (MACDONALD et al., 1991; SCOTT, 1989; 2000; SCOTT; GLASSPOOL, 2006; FLANNIGAN et al., 2009). Esses dados apoiam a ideia de que os incêndios ocorreram mais ou menos regularmente em diferentes ecossistemas durante toda a história da Terra a partir do advento da vegetação terrícola (GLASSPOOL et al., 2004).

Estudos sobre a ocorrência de paleoincêndios, evidenciados por carvão vegetal macroscópico, são abundantes em alguns períodos e áreas, sendo raros para os outros (GLASSPOOL et al., 2004; MACDONALD et al., 1991; SCOTT, 1989; 2000; SCOTT; GLASSPOOL, 2006; FLANNIGAN et al., 2009). Um exemplo deste

fato é a discrepância entre as informações sobre os incêndios no final do Paleozóico nos hemisférios Sul e Norte. Existem vários artigos publicados sobre paleoincêndios do Hemisfério Norte, com estudos aprofundados, principalmente sobre a importância da anatomia e paleoambientais de carvão vegetal macroscópico. Como exemplos podem-se citar os artigos para a Europa (UHL; KERP, 2003; UHL et al., 2004; UHL et al., 2008), América do Norte (SANDER, 1987; SANDER; GEE, 1990; DIMICHELE et al., 2004) e China (WANG; CHEN, 2001). Já para o Hemisfério Sul os estudos desta natureza são recentes e estão concentrados em poucos pesquisadores atuando principalmente na América do Sul mais especificamente na Bacia do Paraná (JASPER et al., 2006, 2007, 2008a, 2008b, 2011a, 2011b, 2011c).

Ainda considerando a escala da temporalidade, outro exemplo da discrepância das informações sobre incêndios ocorridos no passado distante pode ser observado para o Paleozóico. Para o Carbonífero Superior existe uma quantidade considerável de trabalhos relatando a ocorrência desses eventos (FALCON-LANG, 1998; FALCON-LANG; SCOTT, 1998; SCOTT, 2001; UHL et al., 2004). Todavia, poucos estudos sobre a ocorrência de carvão vegetal macroscópico como indicador de paleoincêndios durante o Permiano, na parte sul-americana de Gondwana estão disponíveis.

Inicialmente, alguns estudos petrográficos de carvão relataram a ocorrência de carvão putativos do Permiano da América do Sul e a maior parte destas se concentrou sobre as sequências de carvão da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul (HOLZ et al., 2002; KALKREUTH et al., 2006). Somente recentemente Jasper et al. (2007, 2008, 2011a, 2011b, 2011c) descreveram fragmentos de carvão vegetal macroscópico provenientes desta área em maior detalhe, os quais estavam, também, associados às sequências de carvão.

Após este primeiro registro detalhado de carvão vegetal macroscópico para toda a região, a pesquisa sobre paleoincêndios na parte sul-americana da Gondwana durante o Paleozóico tem aumentado, e mais material foi encontrado recentemente. Jasper et al. (2009, 2011a, 2011b, 2011c, 2012 *in press*) confirmaram que o carvão vegetal macroscópico é um elemento relativamente comum nas sequências do Permiano da Bacia do Paraná. Assim, a primeira ideia sobre uma potencial lacuna na preservação do carvão vegetal na região deve ser reconsiderada

e mais estudos são necessários para se inferir melhor sobre o fogo-ecologia de ecossistemas do Permiano para a região.

Neste contexto, o presente trabalho tem por objetivo determinar o registro do carvão vegetal macroscópico para o período do Permiano em um nível de *roof-shale* vinculado a níveis de carvão da Bacia do Paraná, utilizando-o como ferramenta que possa auxiliar na elucidação do evento associado à sua formação e permitindo a inferência de cenários ambientais futuros.



2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1. O Fogo, a Atmosfera e o Carbono

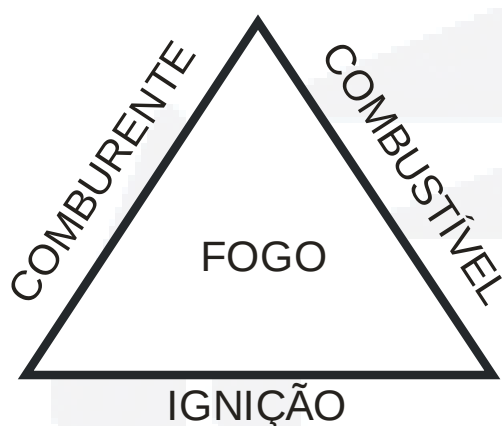
O fogo é uma reação química rápida e persistente, que combina combustível e oxigênio para produzir calor e luz (COLAÇO, 2005). Normalmente é necessária uma fonte de ignição (externa ou interna) para desencadear a reação (COTTRELL, 1989). Trata-se, portanto, de um processo de autoperpetuação de combustão caracterizada pela emissão de calor e acompanhada por chamas ou fumaça (WRIGHT; BAYLEY, 1982). Segundo Gutsell e Johnson (2007), para que exista combustão é necessária a presença de três elementos básicos: oxigênio (comburente), energia (ignição) e material combustível (triângulo do fogo, FIGURA 2). Entretanto, o processo de queima só ocorre se a concentração de oxigênio no ambiente for maior que 13% (BOWMAN et al., 2009; SCOTT; GLASSPOOL, 2006).

Segundo Wright e Bayley (1982) os produtos gasosos, liberados para a atmosfera a partir do processo de combustão são principalmente CO, CO₂ e H₂O, enquanto os resíduos sólidos são as cinzas e carvão. Além desses ocorre a liberação de calor para o meio. Contudo, outros traços de diferentes gases e partículas de fuligem também são produzidos (WRIGHT; BAYLEY, 1982).

Dentre os elementos de maior concentração na atmosfera, o mais importante que é liberado com a queima é o Carbono (CO e CO₂) (WRIGHT; BAYLEY, 1982), o qual é importante do ponto de vista de estruturação da vida como

é conhecida. Este elemento possui, basicamente, duas formas, uma orgânica, presente, principalmente, nos organismos vivos (ou mortos e não decompostos), e outra, inorgânica, presente nas rochas nos mares e na atmosfera. O carbono circula no planeta por um grande ciclo biogeoquímico, podendo ser dividido em dois tipos: o ciclo "lento" ou geológico, e o ciclo "rápido" ou biológico (BERNER; LASAGA, 1989).

Figura 2 – Inter-relação dos elementos formadores do triângulo do fogo.



Fonte: modificado de Gutsell e Johnson (2007).

Segundo Pinto-Coelho (2000) e Pacheco e Helene (1990), a maior parte do carbono da biosfera encontra-se sob a forma de carbonatos dissolvidos na água dos mares profundos. Além destes, o carbono pode estar estocado em grandes quantidades nos sedimentos marinhos que formam os precursores do petróleo (querogênio). Pinto-Coelho (2000) estabelece, ainda, que existem consideráveis quantidades de carbono orgânico e particulado nas águas dos oceanos. Todo esse carbono é continuamente reciclado dentro da cadeia planctônica (fitoplâncton, zooplâncton), envolvendo também o nécton, que o devolve ao compartimento inorgânico via respiração. Os carbonatos podem, ainda, ser liberados para a atmosfera e vice-versa (PINTO-COELHO, 2000).

O processo de transferência de carbono de um reservatório para outro pelos processos biogeoquímicos é conhecido como fluxo de carbono. O fluxo ocorre entre os três reservatórios principais, tendo a atmosfera um papel intermediário; em primeira aproximação, as trocas diretas entre biomassa continental e oceanos são

negligenciáveis e todas as trocas entre esses dois reservatórios se produzem pelo intermédio da atmosfera (PACHECO; HELENE, 1990).

O CO₂ é o composto inorgânico de Carbono mais abundante na atmosfera e, sendo solúvel em água, é trocado entre a atmosfera e a hidrosfera por processo de difusão. Na ausência de outras fontes, a difusão de CO₂ continua em outro sentido até o estabelecimento de um equilíbrio entre a quantidade de CO₂ na atmosfera acima da água e a quantidade de CO₂ na água (PACHECO; HELENE, 1990).

Uma das entradas do CO₂ no ciclo biológico é por meio da fotossíntese, onde ocorre a fixação do mesmo nas plantas, além da síntese de compostos orgânicos constituídos de C, H, O, a partir de CO₂ e água, e energia proveniente da luz (PACHECO; HELENE, 1990). Dessa forma o Carbono acaba sendo utilizado, e armazenado nas plantas, participando do processo de formação e desenvolvimento das mesmas.

O ciclo do carbono é um dos ciclos biogeoquímicos que possui maior possibilidade de ser influenciado por atividades dos mais diferentes tipos, entre elas as antrópicas (ICCP, 2007). A principal forma de interferência é através da queima de matéria orgânica; combustíveis fósseis e de florestas (ICCP, 2007; CARVALHO et al., 2010).

Devido às suas características intrínsecas, a Terra pode ser considerada um planeta inflamável, pela existência de uma capa de vegetação rica em carbono, climas sazonalmente secos, atmosfera abundante em oxigênio, iluminação generalizada e erupção de vulcões (BOND et al., 2004; BOWMAN et al., 2009). Segundo Wright e Bayley (1982) a proteção excessiva contra o fogo pode ser prejudicial, pois sem o controle de fogo existiria o acúmulo de combustível natural e outros componentes também naturais que influenciam negativamente o ecossistema. Desta forma, como define Flannigan et al. (2009), o fogo, apesar de muitas vezes considerado um problema, é um elemento importante em certos ecossistemas, contribuindo, em alguns casos, para a sua efetiva manutenção/evolução.

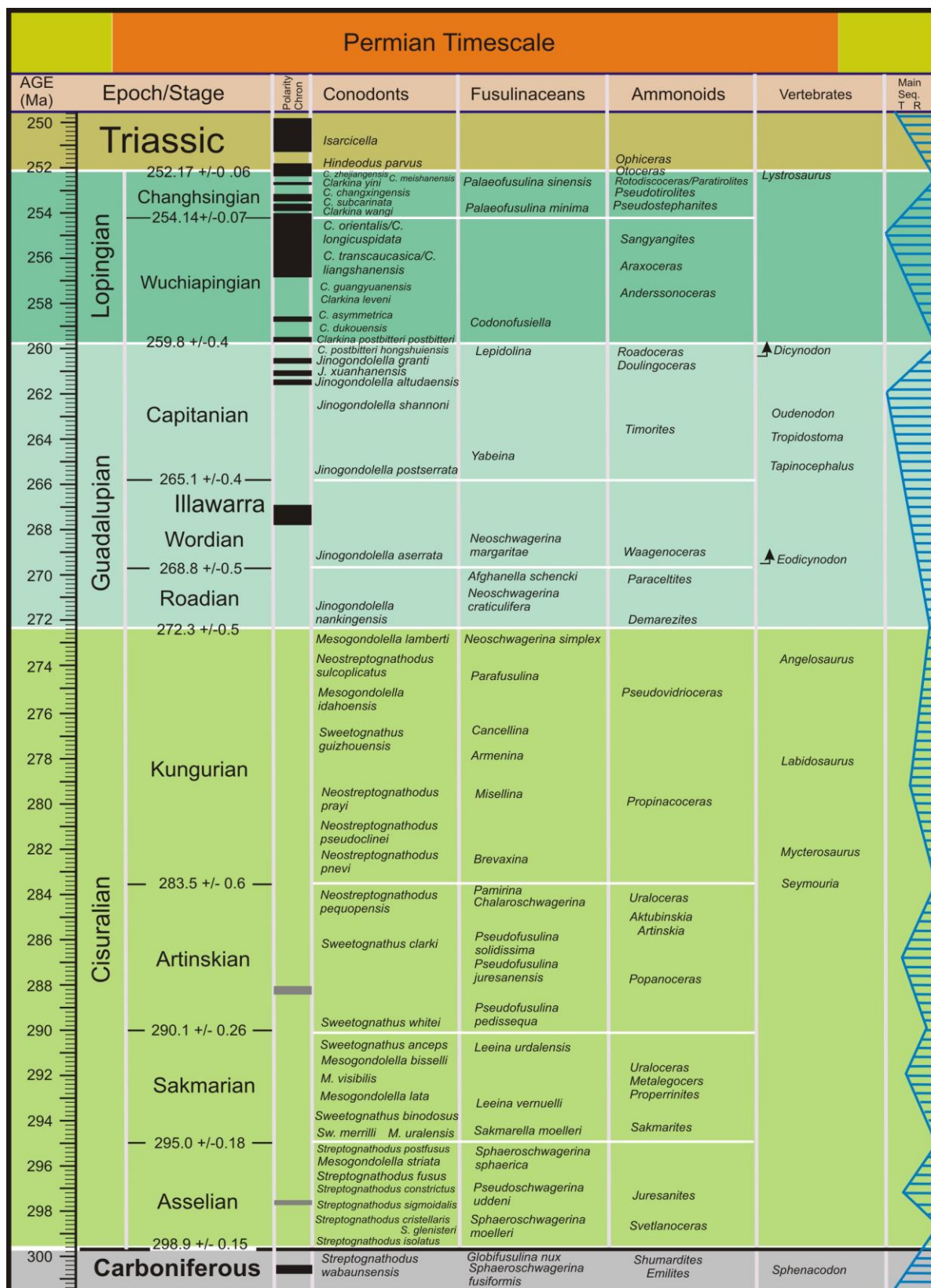
2.2. Evento do Permiano

Ao longo dos últimos 250 milhões de anos, o planeta Terra variou entre uma “grande geleira” e “um imenso jardim”. Os dados paleoclimáticos indicam que o Permiano foi uma época de grandes variações climáticas de cunho global, variando de um período de *icehouse* a um de *greenhouse* (SAUNDERS; REICHOW, 2009; RETALLACK, 1995; CHUMAKOV; ZHARKOV, 2003). Esta alteração ambiental culminou, de acordo com autores como Kakuwa (2008), Payne et al. (2004), e Svensen et al. (2009), com um dos eventos de maior perda de biodiversidade registrada no planeta, a Extinção em Massa do Final do Permiano (Figura 3).

Acredita-se que tal perda se deu, principalmente, pela perturbação ou alteração do ciclo biogeoquímico de pCO_2 (dióxido de carbono da paleoatmosfera) (SVENSEN et al., 2009; SAUNDERS; REICHOW, 2009), ocasionado pela a injeção adicional de pCO_2 na paleoatmosfera (SAUNDERS; REICHOW, 2009). Tais eventos podem, portanto, ser a principal causa para a extinção em massa registrada no período (FRAISER; BOTTJER, 2007; RAUP; SEPKOSKI, 1982; BAMBACH et al., 2004).

A vida sempre teve um papel importante na manutenção do paleoclima da Terra, induzindo, de certa forma, às mudanças paleoclimáticas. Os controladores paleoclimáticos mais importantes eram os organismos que absorviam o carbono paleoambiental e o utilizam no processo de desenvolvimento (RAVEN et al., 2005). O aumento da concentração de pCO_2 na paleoatmosfera e consequente diminuição de pO_2 (oxigênio da paleoatmosfera), pode ter influenciado na distribuição e ocorrência de paleoincêndios (UHL et al., 2012), contribuindo dessa forma para a diminuição do incremento do pCO_2 na paleoatmosfera, reforçando a teoria da ciclicidade dos eventos naturais (MARENGO, 2006).

Figura 3 - Biozonas e datações absolutas do Período Permiano.



Fonte: ISC (2013).

De acordo com Raven et al. (2005), as águas superficiais dos oceanos são ligeiramente alcalinas e o dióxido de carbono desempenha um importante papel na regulação do pH da água do mar. Quando o pCO_2 se dissolve no oceano, próximo à superfície, chegando ao ponto de saturação do carbonato de cálcio, ocorre a formação de um ácido fraco, chamado ácido carbônico, que é neutralizado, em parte, pela água do mar (RAVEN et al., 2005). Entretanto, caso o processo continue e a saturação de pCO_2 não seja revertida, o impacto geral ocasionado, ao longo do tempo, é a acidificação significativa dos oceanos do paleoambiente (KNOLL et al., 1996; RAVEN et al., 2005; PELEJERO et al., 2010).

Em um sistema de “Reação em Cadeia”, a mudança do pH das águas paleoceânicas, alterou a dinâmica do mesmo, interferindo diretamente na cadeia trófica, afetando ciclos de vida de diferentes organismos (KNOLL et al., 1996; RAVEN et al., 2005; PELEJERO et al., 2010). Dentre as alterações com possibilidade de ocorrência as mais importantes estão ligadas à fisiologia de uma ampla variedade de organismos marinhos (PELEJERO et al., 2010), consequentemente, a alteração dos processos fotossintético e de calcificação, onde ocorre o aprisionamento do paleocarbono, sendo, possivelmente, este o mais grave impacto da acidificação das águas paleoceânicas (HINGA, 2002; RAVEN et al., 2005).

Com esta acidificação, o fitoplâncton, responsável por produzir o pO_2 existente no planeta, foi diretamente afetado, chegando ao ponto de reduzir drasticamente a sua população. Com a redução da população, ocorreu a diminuição na produção de pO_2 e a consequente fixação de pCO_2 , o que levou a uma redução das taxas de concentração de pO_2 na atmosfera. A princípio, os oceanos não absorvem convenientemente o pCO_2 extra na atmosfera na mesma velocidade em que o mesmo é emitido. Então, se houve um aumento de 10% nas emissões de pCO_2 , os paleoceanos foram capazes de incorporar apenas 1% deste montante. Além disso, com o aquecimento das águas superficiais do oceano, o mesmo perde a capacidade de assimilação de pCO_2 (TOGNOLLI, 2007).

Como grande parte do planeta Terra é água e toda a vida no planeta depende da água, a relação entre as mudanças globais e a água é direta, imediata,

progressiva e em cadeia e essas mudanças podem trazer graves consequências ambientais (BEYRUTH, 2008).

2.3. Atualidade

A ciclicidade de eventos naturais, inclusive de aquecimento e resfriamento global, está presente no processo evolutivo da Terra (MARENGO, 2006). A liberação de carbono para a atmosfera, que ocorria de forma natural por meio de processos diversos [e.g. vulcânicos (WIGNALL, 2001), queimadas (JASPER et al., 2008, 2011a; BOWMAN et al., 2009; FLANNIGAN et al., 2009) e biológicos (RAVEN et al., 2005)] vem sendo maximizadas pela ação antrópica. O aumento da concentração deste elemento na atmosfera altera seu processo biogeoquímico, levando o ambiente global ao colapso (PACHECO; HELENE, 1990; YAPP et al., 2010; SCHULTINK, 2000).

Por outro lado, a Terra sempre passou por ciclos naturais de aquecimento e resfriamento, da mesma forma que períodos de intensa atividade geológica lançaram à superfície grandes quantidades de gases que formaram, de tempos em tempos, um efeito estufa natural (WIGNALL, 2001; MARENGO, 2006). Ocorre que, atualmente, a atividade humana pode afetar o clima terrestre na sua variação natural (MARENGO, 2006; PACHECO; HELENE, 1990; YAPP et al., 2010; SCHULTINK, 2000), o que pode implicar em um fator determinante para a manutenção da biodiversidade (PACHECO; HELENE, 1990; FONSECA, 2007).

Desde 1750, início da Revolução Industrial, a concentração atmosférica de carbono aumentou 31%, e mais da metade desse crescimento ocorreu nos últimos 50 anos (SOROKHTIN et al., 2007). Durante os primeiros séculos da Revolução Industrial, entre 1760 e 1960, os níveis de concentração de CO₂ atmosférico aumentaram de uma estimativa de 277 partes por milhão (ppm) para 317ppm, um aumento de 40ppm (MARENGO, 2006). Já durante as quatro décadas posteriores

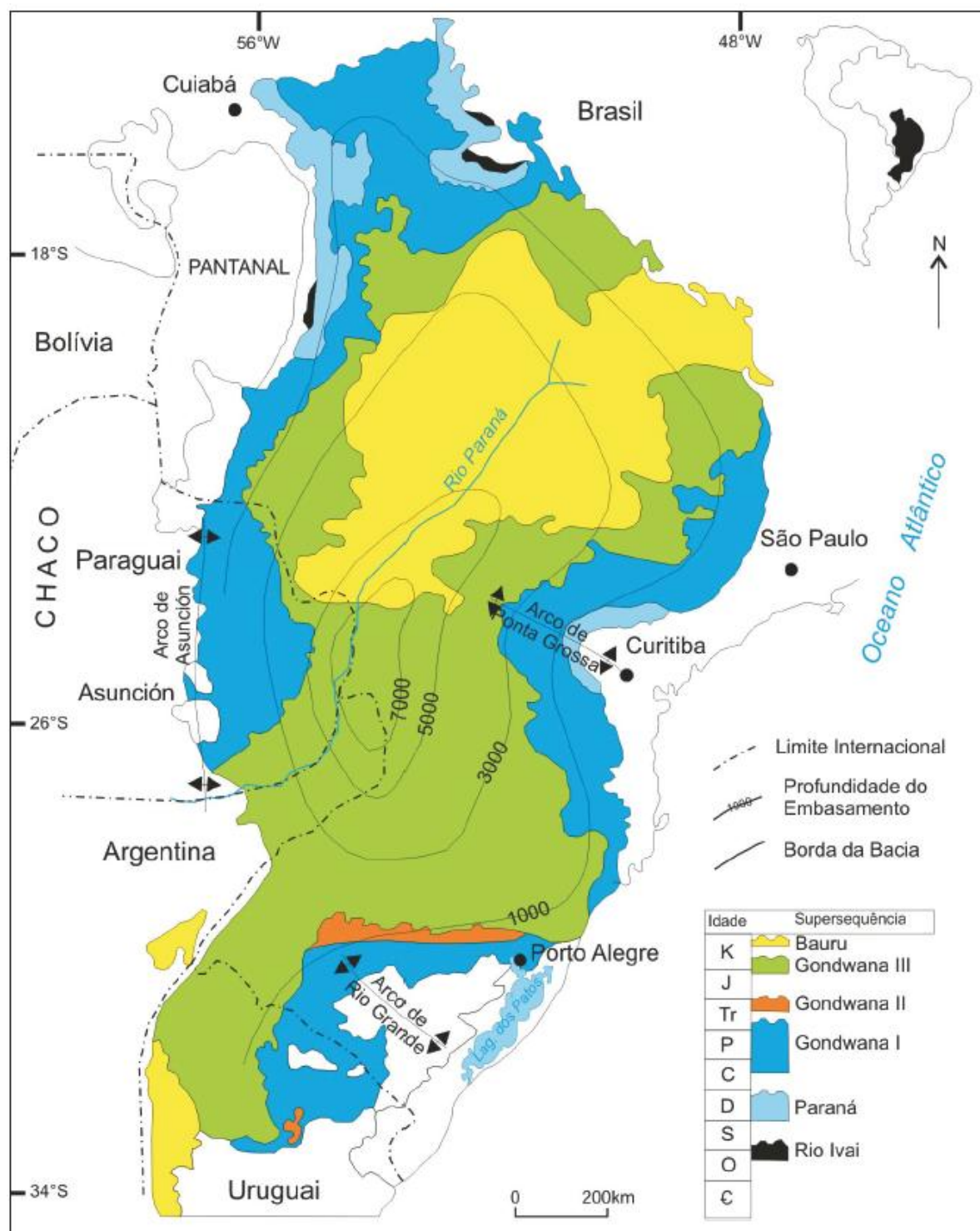
(1960 até 2001), a concentração de CO₂ aumentou de 317ppm para 371ppm, um acréscimo de 54ppm (MARENGO, 2006).

Todavia, as reconstruções de temperatura durante os últimos 1.000 anos indicam que as mudanças da temperatura global não estão ligadas exclusivamente a causas naturais, mas estão intimamente ligadas a elas, mesmo considerando as grandes incertezas dos registros paleoclimáticos (MARENGO, 2006; FONSECA, 2007). O aumento de quase 0,6°C durante o século passado é pequeno se comparado com as projeções de aquecimento para o próximo século, sendo previsto que o aumento pode variar entre 1,4 e 5,8 °C para o ano de 2100 (MARENGO, 2006).

2.4. Contexto Geológico

A Bacia do Paraná (Figura 4) é uma ampla região sedimentar intracratônica, preenchida com rochas sedimentares e vulcânicas, que cobre aproximadamente 1.600.000km² do continente sul-americano e que inclui porções territoriais do Brasil sulino, leste do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (MILANI et al., 1998; MILANI et al., 2007; JASPER et al., 2011a, 2011c; PROVENCIO, 2007). A porção situada em território brasileiro apresenta cerca de 1.100.000km², compreendendo os estados do Mato Grosso, Paraná, São Paulo, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, e parte dos estados de Minas Gerais e Goiás (PROVENCIO, 2007).

Figura 4 – Ilustração da Bacia do Paraná com indicação dos limites das supersequências e profundidade do embasamento.



Fonte: modificado de Wildner e Lopes (2010).

Seu contorno atual está definido por limites erosivos relacionados, em grande parte, à história geotectônica paleo-cenozóica do continente (MILANI et al.,

2007). A porção leste da bacia, que compreende o trecho entre o Sudeste do Brasil e o Uruguai, foi profundamente alterada pela erosão, em função da elevação da crosta associado ao afastamento da placa tectônica do Atlântico sul, tendo a remoção de seção sedimentar sido estimada em até 2.500m (ZANOTTO, 1993). Já, o lado oeste é definido por uma feição estrutural positiva dirigida de Norte – Sul (MILANI et al., 2007; SHIRAIWA, 1994).

Segundo Milani et al. (2007) o registro estratigráfico da Bacia do Paraná possui espessura máxima de aproximadamente 7.000m, coincidindo geograficamente com o local de máxima deposição da bacia. Os mesmos autores informam que ainda existe uma série de questões não elucidadas, com relação ao posicionamento cronoestratigráfico dos sedimentitos da Bacia do Paraná, principalmente, pela falta de elementos bioestratigráficos de ligação às escalas de tempo geológico.

Apesar disto, são conhecidas seis unidades para o registro estratigráfico da Bacia do Paraná (MILANI, 1997; MILANI et al., 2007), todas de ampla escala ou Supersequências (VAIL et al., 2001), estando as mesmas organizadas na forma de pacotes rochosos, consolidando cada um deles a um intervalo de tempo conhecido: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Segundo Milani et al. (2007), as três primeiras Supersequências são identificadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos atrelados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentitos continentais com rochas ígneas associadas.

De todas as Supersequências nos ateremos a Gondwana I, onde, devido a ausência de fósseis da coluna geocronológica padrão, como amonóides e conodontes, e a escassez de datações absolutas impedem o posicionamento geocronológico mais preciso das seções gondwânicas (MILANI, 1997; MILANI et al., 2007). As idades atribuídas às unidades dessa supersequência são baseadas em dados paleontológicos advindos de diversos grupos de fósseis (DAEMON; QUADROS, 1970; SOUZA; MARQUES-TOIGO, 2005; SOUZA, 2006; CISNEIROS et al., 2005; LUCAS, 2006).

Das seis Supersequências identificadas por Milani (1997) a Gondwana I é a que possui o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007), apresentando, em subsuperfície, uma espessura aproximada de 2.500m. Compartimentaliza, desta forma, em seu registro, atributos sedimentares que refletem uma grande variedade de condições deposicionais, com marcada influência glacial até um amplo e árido interior continental com domínio de campos de dunas eólicas (MILANI et al., 2007).

Segundo Milani et al., (2007), o Gondwana sul-oeste tornou-se o sítio de extensa glaciação continental. A presença de geleiras inibiu de maneira significativa a organização de sistemas deposicionais e a acumulação sedimentar expressiva (MILANI, 1997; MILANI et al., 2007). Este período aparece no registro estratigráfico da Bacia do Paraná como uma expressiva lacuna (MILANI et al., 2007). Com o deslocamento do paleocontinente para norte, afastando-se dessa forma da glaciação, a sedimentação foi retomada, enquanto que a porção inferior da Supersequência Gondwana I é representada por depósitos diretamente ligados à fase de degelo dos grandes glaciares mississipianos (MILANI et al., 2007).

Mudanças ambientais climáticas aconteciam conjuntamente enquanto o paleocontinente se deslocava, tanto que França e Potter (1988) definiram ciclos de sedimentação que corresponderiam a mudanças paleoclimáticas cíclicas dentro do regime glacial, cada um deles ligado a uma subida do nível relativo do paleomar (MILANI et al., 2007). A deglaciação influenciou diretamente no nível dos paleomares, identificada como “transgressão permiana” por Lavina e Lopes (1986). A influência marinha pode manifestar-se como pacotes de lamias com espessura importante, representando uma progressiva subida do nível do “mar Palermo” que, recobriria por completo a bacia (CASTRO, 1991; MILANI et al, 2007). Localmente, sob condições de restrição lagunar, ao longo da franja litorânea, desenvolveram-se turfeiras que dariam origem aos carvões (MILANI, 1997; MILANI et al., 2007), que, na atualidade, possuem grande significado econômico para a região Sul do País (MILANI et al., 2007).

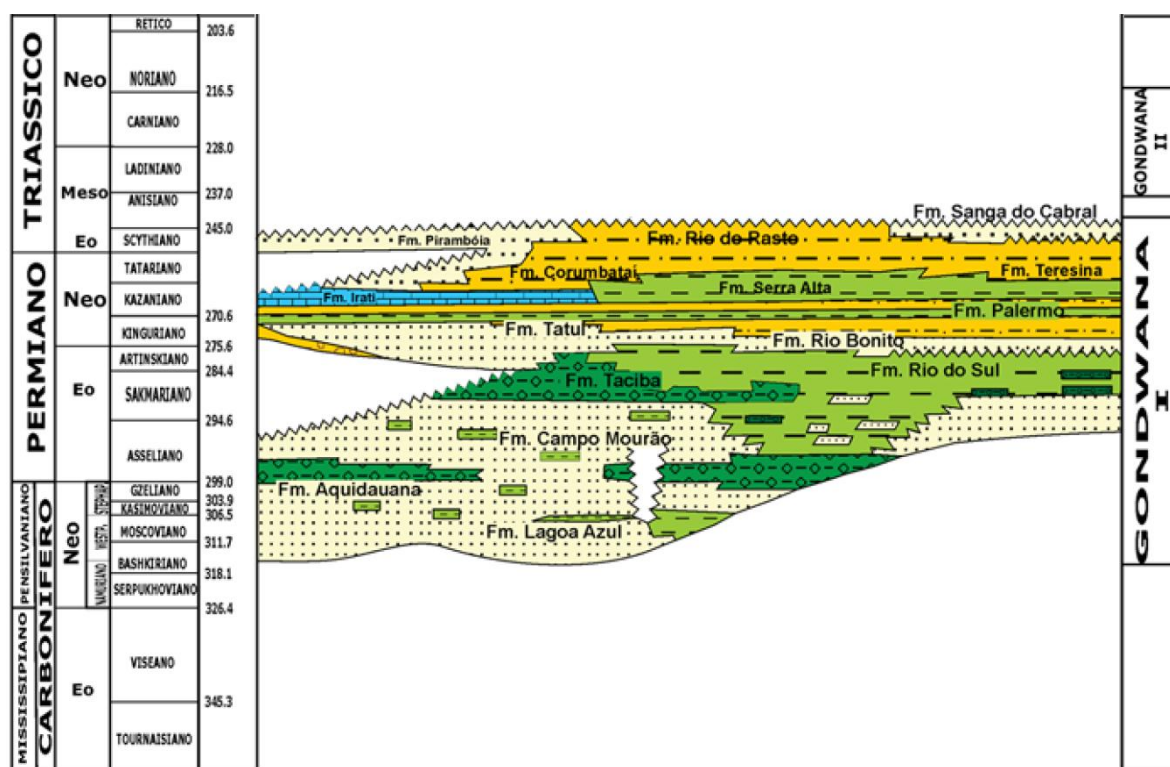
Segundo Wildner e Lopes (2010), o registro da acumulação sedimentar da Supersequência Gondwana I no Rio Grande do Sul inicia com as rochas relacionadas aos depósitos do final da glaciação carbonífera, representadas na

Formação Taciba (Grupo Itararé) por paraconglomerados (diamictitos), arenitos muito finos, siltitos, argilitos e ritmitos (varvitos) de idade permiana (Asseliano). A partir desse momento, a sucessão de camadas registra um episódio de transgressão (Transgressão de Lavina e Lopes, 1987) representado por arenitos, pelitos, pelitos carbonosos e camadas de carvão de deposição em ambiente litorâneo da Formação Rio Bonito, sucedidos por heterolitos e arenitos de deposição em ambiente marinho da Formação Palermo, ambos de idade sakmanriana, e por folhelhos, calcários e folhelhos pirobetuminosos da Formação Irati (Artinskiano), alcançando seu máximo de inundação ou máxima expansão da bacia representada pelos folhelhos, argilitos e siltitos marinhos da Formação Serra Alta (Artinskiano-Kunguriano).

A deposição do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito foi influenciada inicialmente pela fase de subsidência atribuída à sobrecarga das geleiras continentais, seguida pelo peso dos sedimentos depositados durante o ciclo transgressivo-regressivo subsequente (Zalán et al., 1987). Zacharias (2004) apresenta um modelo de deposição inicial da Formação Rio Bonito relacionado ao preenchimento de vales incisos e desenvolvimento de um sistema estuarino e culmina com depósitos marinhos rasos (Figura 5).

Na Formação Palermo é possível verificar a presença de siltitos e siltitos arenosos cinza-amarelados (MILANI, 1997; MILANI et al., 2007). Os arenitos finos em corpos de geometria lenticular e estratificação do tipo *hummocky* ocorrem localmente no Palermo (MILANI et al., 2007). Folhelhos cinza-escuros também aparecem, compondo um horizonte de correlação regional relacionado à máxima inundação da Supersequência Gondwana I (MILANI, 1997).

Figura 5 – Carta estratigráfica com as unidades do Carbonífero, Permiano e Triássico da Bacia do Paraná.



Fonte: modificado de Milani (2004).

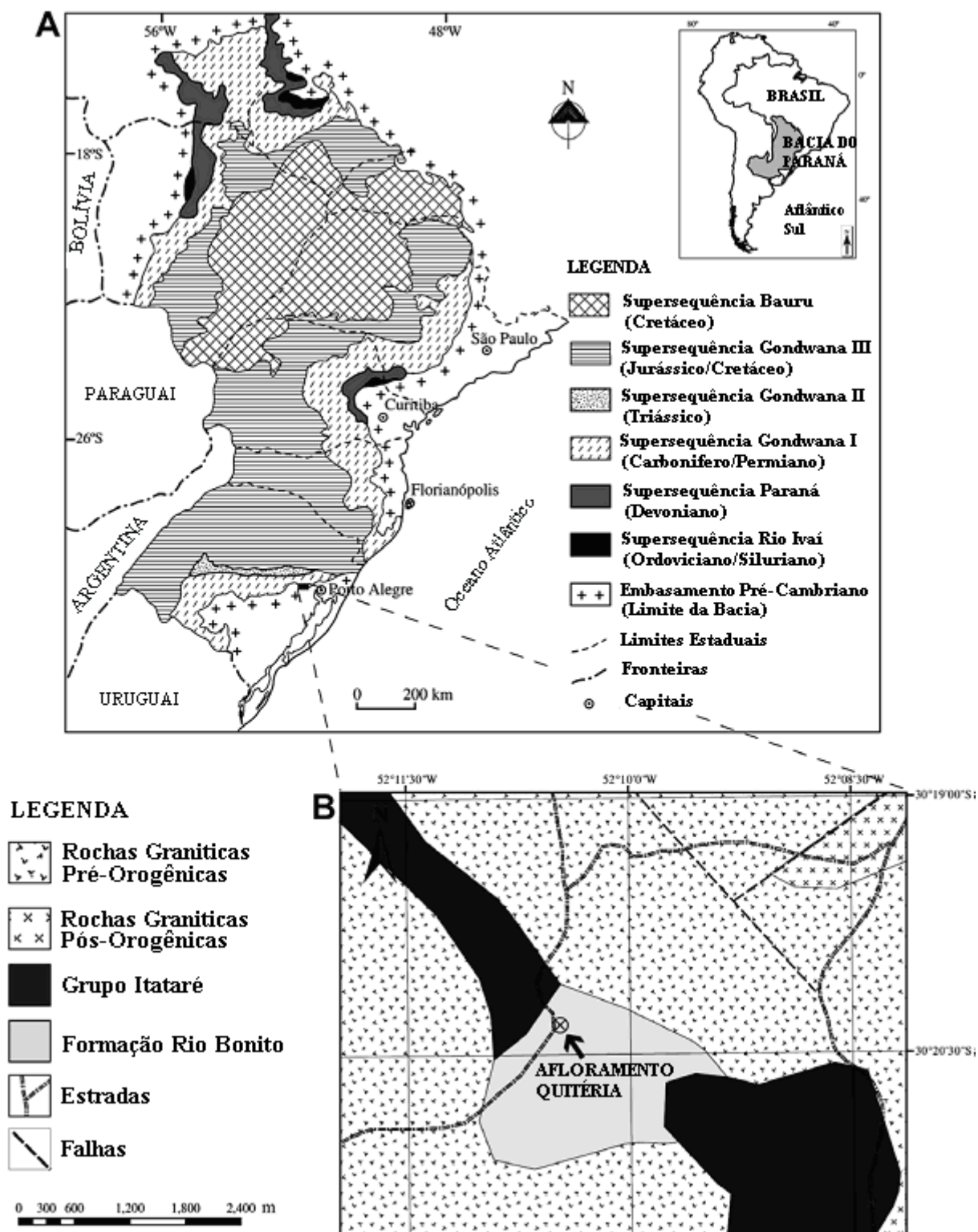
3. MATERIAL E MÉTODOS

O presente estudo foi desenvolvido com a utilização de amostras oriundas do Afloramento Quitéria, o qual representa um sistema formador de camadas de carvão do Permiano da Bacia do Paraná, no Rio Grande do Sul (FIGURA 6).

A área de estudo está situada na porção sudeste da Formação Rio Bonito da Bacia do Paraná, sul do Brasil (JASPER et al., 2008b). As nove sucessões verticais de fácies (FS) identificadas no afloramento por Jasper et al. (2006) representam ciclos de variações relativas do nível de água em uma laguna (FIGURA 7). Desta forma, de acordo com Jasper e Guerra-Sommer (1999), o sistema de deposição pode ser identificado como sendo de deposição costeira associada a uma restrita laguna protegida por barreira/ilha, onde as Fácies são intercaladas com matriz suportadas por conglomerados (Gmc e fácies Gmco) de origem alóctone, podendo ser interpretada como aluvial distal.

Segundo Jasper et al. (2008b) a ingressão de material arenoso em terras baixas inundadas mudou a ecologia do meio, gerando de um solo arenoso clástico. A transição de turfa para um ambiente clástico no Afloramento Quitéria é representada por uma interface de turfa-clástica peculiar e está preservada sob a forma de um *roof-shale* (Fácies Sm).

Figura 6 – Mapa simplificado da Bacia do Paraná (A), em destaque Afloramento Quitéria, local de origem das amostras analisadas (B).



Fonte: modificado de Guerra-Sommer et al. (2008).

[illegible]

O substrato de várzea clástica, desenvolvido após a cessação da formação de turfa, foi colonizada por uma comunidade pioneira, a qual está preservada em um nível *roof-shale*. Os principais elementos da flora ali preservados são *Brasilodendron*

pedroanum (licófitas arborescentes), *Cori cladus quiteriensis* (coníferas arborescentes) e espécies de sub-bosque como *Botrichyopsis plantiana*, *Lycopodites riograndensis*, *Rubidgea* sp. e *Cordaite* sp. (JASPER; GUERRA-SOMMER, 1998, 1999; JASPER et al., 2006, 2007; GUERRA-SOMMER et al., 2008; SALVI et al., 2008).

O presente estudo foi efetuado considerando-se uma possível restrição metodológica em avaliações paleoflorísticas anteriores do afloramento, onde a presença de carvão vegetal macroscópico possa ter sido negligenciada. Foram analisadas 14 amostras oriundas do nível de *roof-shale* do afloramento. Em laboratório, com auxílio de um estereomicroscópio (Modelo Leica MS5, aumentos 10 – 40 vezes) os fragmentos que apresentavam características típicas de carvão vegetal macroscópico [*sensu* SCOTT, (2010) – “coloração preto-listrada” e “brilho levemente lustroso/sedoso”] foram separados mecanicamente, não sendo realizado tratamento químico para retirada de impurezas.

Os fragmentos foram montados em *stubs*, sendo levados ao Instituto Tecnológico em Ensaios e Segurança Funcional (ITT Fuse) na Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos), para, após processo de metalização, efetuar investigação por Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (ZEISS EVOLS15). Foram analisadas características anatômicas de cada uma das amostras do carvão vegetal macroscópico, sendo as mesmas descritas para o presente estudo.

4. RESULTADOS

Baseado nos critérios de identificação propostos por Jones e Chaloner (1991) e Scott (2000; 2010), foi possível definir a presença de carvão vegetal macroscópico no nível de *roof-shale* (camada Sm) do Afloramento Quitéria (FIGURA 8). Esse material é visível a olho nu, com dimensões que variam entre 2,66 – 7,52 mm de comprimento, 2,02 – 5,28 mm de largura e 1,0 – 2,0 mm de espessura. Os fragmentos apresentam bordos retos ou denteados, estando apenas levemente desgastados (FIGURA 9).

Figura 8 – Vista geral do Afloramento Quitéria, com destaque para o nível de *roof-shale* (entre as linhas tracejadas).



Figura 9 – Amostras de mão contendo carvão vegetal macroscópico, apresentando coloração preto-listrada e brilho levemente lustroso/sedoso. As setas vermelhas indicam a localização do mesmo nas amostras. A) corresponde a amostra tombada com código Pbu820 e B) a amostra tombada com código Pbu804.

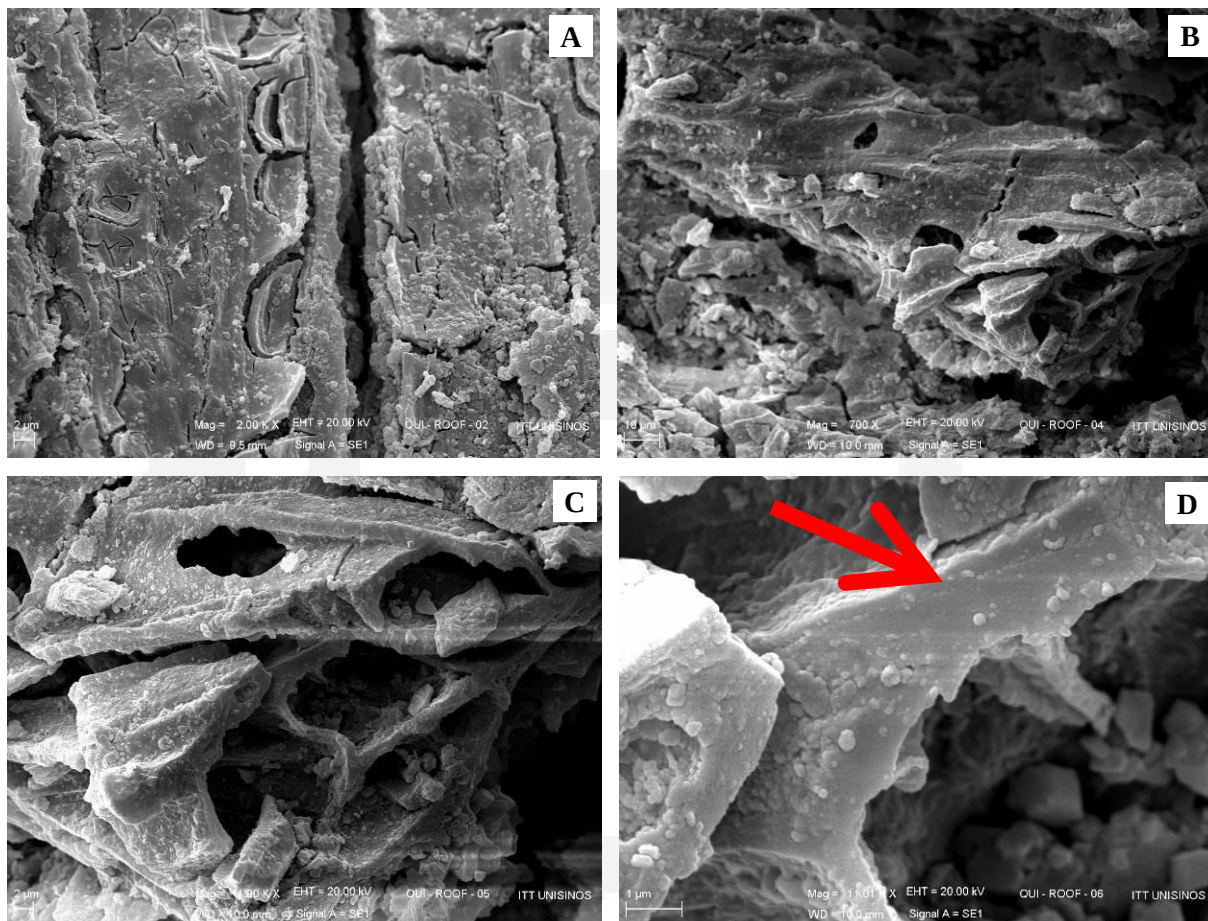


A partir da análise sob MEV foi possível identificar que os tecidos dos lenhos foram macerados (FIGURA 10), provavelmente comprimidos durante o processo diagenético, o que impossibilitou a observação de características histológicas completas que permitissem uma conexão taxonômica específica do material. Todavia, foi possível descrever um morfotipo de lenho, aqui chamado de QRS 01 (QRS de Quitéria – *Roof-Shale*) o qual, apesar de estar associado a amostras de mão distintas, pode representar estágios de crescimento de uma mesma planta.

Morfotipo QRS 01:

Lenho picnoxílico secundário apresentado traqueídeos em plano longitudinal radial com 10,0 – 11,0 μm de largura. Os traqueídeos exibem pontoações uni-seriadas (FIGURA 10; A e B). As aberturas das pontoações seus e bordos são ovais com 4,0 – 5,0 μm de diâmetro. As paredes celulares estão homogeneizadas e têm 1,2 – 3,0 μm de espessura (FIGURA 10; C e D). Feixes, traços foliares, anéis de crescimento não são visíveis.

Figura 10 – Imagem sob MEV de fragmentos de carvão vegetal macroscópico provenientes do nível de *roof-shale* do Afloramento Quitéria. A) porção de elemento de vaso com pontuações preservadas; B) porções de tecido parenquimatoso e de elementos de vaso; C) detalhe de “B”; D) detalhe de “B” demonstrando a homogeneização das paredes celulares (seta).



5. DISCUSSÃO

A partir das análises das características anatômicas do material estudado, não foi possível determinar um taxa que correspondesse ao material proveniente da formação analisada. Todavia, devido à presença de elementos de vaso, os fragmentos, possivelmente, pertençam ao grupo das gimnospermas, podendo, portanto, ser material de origem autóctone. Esta inferência se deve ao fato de que os fragmentos de carvão não possuem bordos desgastados (JASPER et al., 2008a). Em caso de transporte, os bordos dos fragmentos celulares seriam arredondados (BLONG; GILLESPIE, 1978).

Apesar das poucas informações taxonômicas, o registro de carvão vegetal macroscópico no nível de *roof-shale* do Afloramento Quitéria é inédito e de grande importância para interpretações paleoambientais. Até o momento, este tipo de material havia sido registrado exclusivamente para o nível inferior do afloramento, estando associado a ambientes com grande deposição de matéria orgânica (JASPER et al., 2008a).

Jasper et al. (2008b) descreveram a ocorrência de três morfotipos de carvão vegetal em três das fácies do afloramento (Gmc, Gmco e Shc). Dois dos morfotipos descritos estão associados a gimnospermas (Tipo 1 e Tipo 2), enquanto um associado a licófitas (Tipo 3).

Para Jasper et al. (2006) as Fácies Gmc, Gmco e Shc representariam níveis associados a ciclos sucessivos de um sistema lagunar. Desta forma, o material ali preservado seria de origem alóctone (Fácies Gmc e Gmco) e parautóctone (Fácies

Shc). Já a Fácies Sm, objeto do presente estudo, representaria um ambiente costeiro plano, com uma fina camada de solo pobre que teria permitido a preservação *in situ* de uma flora típica de áreas de colonização inicial, com predomínio de licófitas arborescentes (*Brasilodendron pedroanum*) associadas a uma vegetação herbáceo-arbustiva (*Botrichyopsis plantiana*, *Lycopodites riograndensis*, *Rubidgea* sp. e *Cordaites* sp.).

A presença de carvão vegetal macroscópico autóctone na Fácies Sm indica que a vegetação que ali se desenvolvia estava sujeita a eventos de paleoincêndios, mesmo sendo típica de borda de sistema lagunar e, conseqüentemente, de alta umidade. Flannigan et al. (2009) determinaram que ambientes de turfeira, com elevado índice de umidade, também podem sofrer incêndios, desde que haja uma estação seca que permita a redução da umidade a tal ponto que o fogo possa ocorrer.

Considerando que as características anatômicas observáveis no material estudado, as quais o aproximam de gimnospermas, pode-se considerar que os grupos preservados em nível de macrofósseis (*Cori cladus quiteriensis*) foram os atingidos pelos eventos de incêndio. Além disso, a ocorrência deste tipo de evento em sistemas específicos, como é o caso de um sistema lagunar, sugere que, durante o Permiano, as condições para ignição, propagação e manutenção do fogo eram bastante favoráveis nos sistemas circundantes às turfeiras formadoras dos níveis de carvão da Bacia do Paraná.

Essa afirmação contradiz o que defendem autores como Falcon-Lang (1998), Hunt (1989), Taylor et al. (1989), Hower et al. (2011) e Richardson et al. (2012), os quais não concordam com a premissa de que, mesmo no Gondwana, durante o Permiano, os paleoincêndios vegetacionais foram comuns. Esses autores afirmam que, devido às baixas concentrações de pO_2 na atmosfera e às condições úmidas das turfeiras, tais eventos não seriam possíveis. Tal afirmação está, também, baseada na alta concentração de inertinitas nos carvões do Gondwana, as quais, em alguns casos, chega a mais de 50%. Estas concentrações seriam, de acordo com esses autores, resultado de outros eventos (e.g. decomposição bacteriana da matéria orgânica) que não o fogo.

Caso aceita a proposição de Falcon-Lang (1998), Hunt (1989), Taylor et al. (1989), Hower et al. (2011) e Richardson et al. (2012), o Gondwana permiano apresentaria baixa concentração de pO_2 , com uma fisionomia semelhante a um amplo sistema pantanoso, o qual, por consequência, apresentaria altas concentrações de carbono em sua paleoatmosfera. Todavia, com os dados aqui apresentados, é possível afirmar que, ao menos em algumas áreas, os ambientes, além de ricos em combustível, apresentavam plenas condições de inflamabilidade.

É importante salientar que o Período Permiano culminou com a maior Extinção em Massa conhecida na história da Terra (KAKUWA, 2008; PAYNE et al., 2004; SVENSEN et al., 2009). Diferentes fatores são apresentados como causas deste evento, estando, entre eles, uma drástica redução dos níveis de pO_2 , resultante de uma “reação em cadeia” associada ao aumento dos níveis de pCO_2 .

Autores como Heydari et al. (2008), Kakuwa (2008) e Pelejero et al. (2010), propuseram que, durante o Permiano, os altos níveis de pCO_2 teriam criado um, assim chamado, “gêmeo do mal” do aquecimento global. Para esses autores, a redução do pH da água dos paleoceanos, gerada pela difusão passiva de pCO_2 atmosférico em sua superfície (FRAISER; BOTJER, 2007), poderia desestabilizar os ecossistemas marinhos, afetando, entre outros, o fitoplâncton. Considerando que tais organismos eram os responsáveis pela efetiva produção de pO_2 liberado na atmosfera, a sua concentração poderia ser reduzida de forma significativa.

Somado a isso, Gastaldo et al. (1996) reforçam que o único momento da história da Terra em que a biodiversidade foi submetida a uma transição de longo prazo, passando de um sistema glacial (*icehouse*) para um sistema com domínio de grandes massas de vegetação (*greenhouse*), foi no Permiano, sendo similar ao que a Terra irá passar em um futuro próximo, caso sejam confirmado as previsões do ICCP (2007). Dessa forma, os autores afirmam que a comparação entre o presente e os registros passados, provavelmente, identificariam um quadro mais realista do que estimativas baseadas em previsões sobre a dinâmica de alterações da biodiversidade durante um período mundial de *icehouse* para *greenhouse*.

Esta teoria é reforçada pelos estudos de Pelejero et al. (2010) que, para entenderem a extinção em massa, ocorrida no final do Permiano, concentraram suas

análises no processo de acidificação da água do paleomar. Considerando-se que a acidificação é ligada a altos níveis de concentração de CO_2 (pCO_2), os resultados podem ser aplicados diretamente à realidade atual, confirmando que a reconstrução paleoambiental é uma importante ferramenta para compreender as mudanças ambientais.

Conforme Marengo (2006), após a Revolução Industrial, a concentração do CO_2 na atmosfera tem aumentado significativamente, devido ao desenvolvimento dos mais diferentes processos resultantes da ação humana. O lançamento e concentração excessiva de CO_2 na atmosfera poderia ocasionar a acidificação das águas dos Oceanos, intervindo diretamente na estratégia de vida de inúmeras formas de vida marinhas, alterando ou interferindo no processo de reciclagem que ocorrem dentro da cadeia planctônica, principalmente do fitoplâncton. Consequentemente, a alteração de processos, fotossintético e de calcificação, onde ocorre o aprisionamento do Carbono, sendo, possivelmente, este o mais grave impacto da acidificação das águas oceânicas (HINGA, 2002; RAVEN et al., 2005). Com esta acidificação, o fitoplancton, responsável por produzir o O_2 existente no planeta, é afetado diretamente, podendo reduzir drasticamente a sua população, acarretando na diminuição da produção de oxigênio e a consequente fixação de CO_2 , o que levaria a uma redução das taxas de concentração de O_2 na atmosfera (TOGNOLLI, 2007).

6. CONCLUSÕES

Com base nos dados aqui apresentados e a partir da discussão desenvolvida é possível concluir que:

1. Está confirmada, por meio do registro de carvão vegetal macroscópico, a ocorrência de paleoincêndios vegetacionais para o nível de *roof-shale* (Fácies Sm) do Afloramento Quitéria.
2. Apesar das deformações causadas pelos processos diagenéticos, foi possível identificar, a partir de estruturas presentes, um único morfotipo, sendo, possivelmente, de origem gimnospérmica (QRS 01).
3. O carvão vegetal macroscópico encontrado na Fácies Sm é de origem autóctone.
4. Os paleoincêndios ocorriam em áreas próximas às bordas ou mesmo em áreas de elevado grau de umidade, semelhante a um ambiente de turfeira.
5. Apesar dos altos níveis de $p\text{CO}_2$ presente na atmosfera Permiana, a produção de oxigênio não foi comprometida, permitindo níveis mínimos para a ocorrência de paleoincêndios (13-15% de $p\text{O}_2$).
6. É possível utilizar o exemplo dos eventos ocorridos durante o Permiano para inferência de futuros eventos globais vinculados às mudanças climáticas advindas do acúmulo de carbono na atmosfera.

7. REFERÊNCIAS

- BAMBACH, R.K.; KNOLL, A.H.; WANG, S. Origination, extinction, and mass depletions of marine diversity, **Paleobiology** 30: 522–542. 2004.
- BEERLING, D. **The Emerald Planet**. Oxford. 2006.
- BERNER, R.A.; LASAGA, A. C. Modelling the Geochemical Carbon Cycle. **Scientific American**, vol 260; n° 3, March 1989.
- BEYRUTH, Z. Água, Agricultura e as Alterações Climáticas Globais. **Revista Tecnologia & Inovação Agropecuária**, 74-89. 2008.
- BLONG, R.J.; GILLESPIE, R. Fluvially transported charcoal gives erroneous ^{14}C ages for recent deposits. **Nature** 271: 739–741. 1978.
- BOND, W. J.; WOODWARD, F. I.; MIDGLEY, G. F. The global distribution of ecosystems in a world without fire. **New Phytologist**. 165: 525–538. 2005.
- BOWMAN, D.M.J.S.; BALCH, J.K.; ARTAXO, P.; BOND, W.J.; CARLSON, J.M.; COCHRANE, M.A.; D'ANTONIO, C.M.; DEFRIES, R.S.; DOYLE, J.C.; HARRISON, S.P.; JOHNSTON, F.H.; KEELEY, J.E.; KRAWCHUK, M.A.; KULL, C.A.; MARSTON, J.B.; MORITZ, M.A.; PRENTICE, I.C.; ROOS, C.I.; SCOTT, A.C.; SWETNAM, T.W.; VAN DER WERF, G.R.; PYNE, S.J. Fire in the Earth System. **Science** 324 481-484. 2009.
- CARVALHO, T.R.; IGLESIAS, R.; KETZER, J. M.; HEEMANN, R. Estudo de modelagem numérica de fluxo e transporte em rochas selo de camadas de carvão na Formação Rio Bonito aplicado ao armazenamento geológico de carbono. **In: XI Salão de Iniciação Científica – PUCRS**, 09 a 12 de agosto de 2010.
- CASTRO, J. C. **A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Membro Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná**. 1991. 147 p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 1991.

CESAR, J.G.; PEREIRA, J.F.P. **Ecologia**. Mercado Aberto, POA, 1983.

CHAMLEY, H. **Geoscience, Environment and Man**. Vol. 1. Amsterdam: Elsevier. 527 pp. 2003.

CHUMAKOV, N.M.; ZHARKOV, M.A. Climate during the Permian–Triassic Biosphere Reorganizations. Article 2. Climate of the Late Permian and Early Triassic: General Inferences. **Stratigraphy and Geological Correlation** 11 (4): 361–375. 2003.

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

COLAÇO, M. C. A. **Prevenção de Incêndios Florestais: Um estudo sobre a formação dos técnicos florestais**. Universidade de Santiago de Compostela. Departamento de Teoría e Historia da Educación. Programa Interuniversitario de Educación Ambiental. 2005. 117p.

CONTI, J. B. Considerações Sobre as Mudanças Climáticas Globais. **Revista do Departamento de Geografia**, 16 (2005) 70-75. DOI: 10.7154/RDG.2005.0016.0007

COSTA, O. L. da; JASPER, A.; PÉRICO, E. Paleoincêndios do Permiano para Geração de Modelo Indicador de Mudanças Climáticas Globais. In: Anais da I Mostra de trabalhos do PPGAD / Neli Teresinha Galarce Machado, Noeli Juarez Ferla, Simone Stülz (Orgs.). --Lajeado : UNIVATES, 2011.

COTTRELL Jr, W. H., **The Book of Fire**. Mountain Press Publishing Company. USA. 1989.

DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. Anais do CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. São Paulo: **Sociedade Brasileira de Geologia**, p. 359-412. 1970.

DIMICHELE, W.A.; HOOK, R.W.; NELSON, W.J.; CHANEY, D.S. An unusual Middle Permian flora from the Blaine Formation (Pease River group: Leonardian-Guadalupian series) of King County, West Texas. **Journal of Paleontology** 78 765-782. 2004.

FALCON-LANG, H.J.; SCOTT, A.C. Upland ecology of some Late Carboniferous cordaitalean trees from Nova Scotia and England. **Palaeo** 156 225-242. 2000.

FALCON-LANG, H.J. The impact of wildfire on an Early Carboniferous coastal environment, North Mayo, Ireland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* **Palaeoecol.** 139 121-138. 1998.

FLANNIGAN, M.D.; KRAWCHUK, M.A.; GROOT, W.J.; WOTTON, B.M. e GOWMAN, L.M. Implications of changing climate for global wildland fire. **Int. Jou. Wildland Fire** 18 483-507. 2009.

FONSECA, F.E. A convergência entre a proteção ambiental e a proteção da pessoa humana no âmbito do direito internacional. **Rev. bras. Política Internacional**. vol.50, n.1, pp. 121-138. 2007.

FRAISER, M. L.; BOTTJER, D. J. Elevated atmospheric CO₂ and the delayed biotic recovery from the end-Permian mass extinction. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 252 164–175. 2007.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 2, n.2-4, p. 147-191, 1988.

GASTALDO, R.A.; DIMICHELE, W.A.; PFEFFERKORN, H.W. Out of the Icehouse into the Greenhouse: a Late Paleozoic analog for modern global vegetation change. **GSA Today** 6(10) 1-7. 1996.

GLASSPOOL, I.J.; EDWARDS, D.; AXE, L. *Charcoal* in the Silurian as evidence for the earliest wildfire. **Geology** 32 381-383. 2004.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; JASPER, A.; KALKREUTH, W.; MENEGAT, R.; BARBOZA, E.G. Paleoecological patterns at the coal-roof shale transition in an outcrop of the Permian Brazilian Gondwana. **Revista Brasileira de Paleontologia** 11, 11–26. 2008.

GUTSELL, S. L.; JONHSON, E. A. Wildfire and Tree Population Processes. In: JONHSON, E. A.; MIANISHI, K. *Plant Disturbance Ecology: The Process and the Response*. Amsterdam: Editora Elsevier, 2007. 698 p.

HEYDARI, E.; ARZANI, N.; e HASSANZADEH, J. Mantle plume: the invisible serial killer — Application to the Permian–Triassic boundary mass extinction. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 264 147–162. 2008.

HINGA, K.R., Effects of pH on coastal marine phytoplankton. **Marine Ecology. Progress Series** 238, 281–300. 2002.

HOLZ, M.; KALKREUTH, W.; BANERJEE, I. Sequence Stratigraphy of paralic coalbearing strata: an overview. **International Journal of Coal Geology** 48 147-179. 2002.

HOWER, J.C.; O'KEEFE, J.M.K; EBLE, C.F.; RAYMOND, A.; VALENTIN, B.; VOLK, T.J.; RICHARDSON, A.R.; SATTHERWHITE, A.B.; HATCH, R.S.; STUCKER, J.D.; WATT, M.A. Notes on the origin of inertinite macerals in coal: Evidence for fungal and arthropod transformations of degraded macerals. **International Journal of Coal Geology** 86, 231-240. 2011.

HUNT, J.W. Permian coals of eastern Australia: geological control of petrographic variation. **International Journal of Coal Geology** 12, 589-634. 1989.

ICCP. International Committee for Coal and Organic Petrology. The XVI International Congress on the Carboniferous and Permian (ICCP 2007). Nanjing, China, June 21–24, 2007. Disponível em: <http://www.episodes.co.in/www/backissues/304/300-302%20Conf-Nanjing.pdf>. Acessado em: 13 de março de 2011.

ISC. International Stratigraphy Commission. Disponível em: <http://www.stratigraphy.org/upload/PermianTimeScaleHigh2012.jpg>. Acessado em 05 de março de 2013.

JASPER, A.; UHL, D. Using the Late Paleozoic/Early Mesozoic icehouse/greenhouse transition to understand the actual climate change. **In:** GOAL Meeting 2011 - Geo-risk management - a German Latin American approach, 2011, Heidelberg. Abstracts of GOAL Meeting 2011 (in Freiburger Forschungshefte - Geowissenschaften). Freiberg: Universität Freiberg, v. C 538. p. 95-99. 2011.

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M. Licófitas cormofíticas arborescentes do Afloramento Quitéria – Formação Rio Bonito (Bacia do Paraná), RS. **Revista Pesquisas** 25 (1), 43–60. 1998.

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M. Licófitas arborescentes in situ como elementos importantes na definição de modelos deposicionais (Formação Rio Bonito–Bacia do Paraná–Brasil). **Revista Pesquisas** 26 (1), 49–58. 1999.

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M.; ABU HAMAD, A. M.B.; BAMFORD, M.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C.; TEWARI, R.; UHL, D. The burning of Gondwana: Permian fires on the southern continent – a palaeobotanical approach, **Gondwana Research**, 2012 *in press*.

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M.; MENEGAT, R.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; BRANCO, F. S. R. T.; SALVI, J. Afloramento Quitéria, Encruzilhada do Sul, RS - Sedimentos lagunares com singular associação fitofossilífera da Formação Rio Bonito. **In:** WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; SOUZA, C. R. G.; FERNANDES, A. C. S.; BERBERT-BORN, M.; QUEIROZ, E. T.; (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 05/08/2008 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio008/sitio008.pdf>

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M.; UHL, D.; SALVI, J.; KAUFFMANN, M.; OSTERKAMP, I.C.; e GONÇALVES, C.V. A ocorrência de incêndios vegetacionais durante o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. **In:** CARVALHO I, CASSAB RCT, SCHWANKE C, CARVALHO MA, FERNANDES ACS, RODRIGUES MAC, CARVALHO MSS, ARAI M e OLIVEIRA MEQ (Ed.). Paleontologia: Cenários de Vida. 1 14-25. 2007.

JASPER, A.; MENEGAT, R.; GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; SOUZA, P. A. de. Depositional cyclicity and paleoecological variability in the outcrop of Rio Bonito formation, Early Permian, Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 21. 276–293. 2006.

JASPER, A.; SECCHI, M. I.; MACHADO, N. T. G.; e UHL, D. The Late Permian/Early Triassic charcoal gap as a model to understand the actual global wildfire dynamics. **In:** XII International Specialised Conference on Watershed and River Basin

Management, Recife 2011. Anais da XII International Specialised Conference on Watershed and River Basin Management, Recife 2011c.

JASPER, A.; UHL, D.; GUERRA-SOMMER, M.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M.E.C.; MACHADO, N.T.G. The Late Paleozoic charcoal remains from South America: multiple evidence of fire events in the coal-bearing strata of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 306, 205-218. 2011b.

JASPER, A.; UHL, D., MACHADO, N.T.G.; GONÇALVES, C.V.; GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG. Late Paleozoic wildfires in the South American part of the Gondwana realm. **Abstracts of the Lateinamerika Kolloquium 2009**. Göttingen, Germany. 146-147. 2009.

JASPER, A.; UHL, D.; GUERRA-SOMMER, M.; MOSBRUGGER, V. Palaeobotanical evidence of wildfires in the Late Palaeozoic of South America (Gondwana) – Early Permian, Rio bonito Formation, Parana Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil. **J South Am Earth Scien.** 26 435-444. 2008b.

JASPER, A.; UHL, D.; GUERRA-SOMMER, M.; ABU HAMAD, A.M.B.; MACHADO, N.T.G. Palaeowildfires in Gondwana: Remains from a tonstein in the Faxinal coalfield, a Lower Permian coal succession in Southern Paraná Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciência** 83, 471-481. 2011a.

JONES, T.P.; CHALLONER, W.G. Fossil charcoal, its recognition and palaeoatmospheric significance. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** (Global and Planetary Change Section) 97: 39–50. 1991.

KAKUWA, Y. Evaluation of palaeo-oxygenation of the ocean bottom across the Permian–Triassic boundary. **Global and Planetary Change** 63 40–56. 2008.

KALKREUTH, W.; HOLZ, K.M.; MACHADO, G.; MEXIAS, A.; SILVA, M.B.; WILLETT, J.; FINKELMAN, R. e BURGER, H. Petrology and chemistry of Permian coals from the Paraná Basin: 1. Santa Terezinha, Leão-Butiá and Candiota Coalfields, Rio Grande do Sul, **Brazil. Intern J Coal Geology.** 68 79-116. 2006.

KNOLL, A.H.; BAMBACH, A.K.; CANFIELD, D.E.; GROTZINGER, J.P.; Comparative Earth history and Late Permian mass extinction. **Science** 273, 452–457. 1996.

LAVINA, E. L.; LOPES, R. C. 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, 1986.

LESSIN, R. C. e GHINI, R. Efeito do aumento da concentração de CO₂ atmosférico sobre o oídio e o crescimento de plantas de soja. **Trop. plant pathol.** [online], vol.34, n.6, pp. 385-392. ISSN 1982-5676. 2009.

LUCAS, S. G. Global Permian tetrapod biostratigraphy and biochronology. **In:** LUCAS, S. G.; CASSINIS, G.; SCHNEIDER, J. W. (Ed.). Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology. London: Geological Society, p. 65-93. 2006.

MACDONALD, G.M.; LARSEN, C.P.S; SZEICZ, J.M. e MOSER, K.A. The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments-a comparison of *charcoal*, pollen, sedimentological, and geochemical indexes. **Quaternary Science Reviews** 10 53-71. 1991.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século**. Brasília: MMA, 2006.

MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M. S.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG-USP**, São Paulo, p. 125-173. 1998.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G. de; SOUZA, P. A. de; FERNANDES, L. A.; e FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **B. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287. 2007.

MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, RS, Porto Alegre, 255 p. 1997.

MOLER, Y.F.V.D. **CEB, Currículo de Estudo de Biologia, Ecologia**. EPU, S.P., 1981.

ODUM, E.P. **Ecologia**. Interamericana, R.J., 1985, 434pp.

PACHECO, M. R. P. dos S.; HELENE, M. E. M. Atmosfera, fluxos de carbono e fertilização por CO₂. **Estudos Avançados**. vol.4, n.9, pp. 204-220, São Paulo, 1990.

PAYNE, J.L.; LEHRMANN, D.J.; WEI, J.; ORCHARD, M.J.; SCHRAG, D.P.; e KNOLL, A.H. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. **Science** 305, 506–509. 2004.

PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 63-81. 1977.

PELEJERO, C.; CALVO, E.; HOEGH-GULDBERG, O. Paleo-perspectives on ocean acidification. **Trends in Ecology and Evolution**: 10.1016/j.tree.2010.02.002. 2010.

PINTO, J. E. S. de S. A Importância da Paleoclimatologia para os Estudos Arqueológicos. Canindé, **Xingó**, nº 1, 2001.

PINTO-COELHO, R.M. **Fundamentos em ecologia: Ciclo do Carbono**. Porto Alegre: Artemed, 2000. 252 p.

PRESTON, C.M.; SCHMIDT, M.W.I. Black (pyrogenic) carbon: a synthesis of current knowledge and uncertainties with special consideration of boreal regions. **Biogeosciences** 3 397-420. 2006.

PROVENCI, M. **Caracterização dos Fósseis da Formação Irati, Neopermiano (Kazaniano) da América do Sul.** Monografia de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2007.

RAUP, D.M.; SEPKOSKI, J.J. Mass extinctions in the marine fossil record. **Science** 215, 1501–1503. 1982.

RAVEN, J.; CALDEIRA, K.; ELDERFIELD, H.; HOEGH-GULDBERG, O.; LISS, P.; RIEBESELL, U.L.F.; SHEPHERD, J.; TURLEY, C.; WATSON, A. **Ocean Acidification due to Increasing Atmospheric Carbon Dioxide.** The Royal Society, 2005.

RETALLACK, G.J., Permian–Triassic life crisis on land. **Science** 267, 77–81. 1995.

RICHARDSON, A.L.; EBLE, C.F.; HOWER, J.C.; O'KEEFE, J.M.K. A critical re-examination of the petrology of the No. 5 Block coal in eastern Kentucky with special attention to the origin of inertinite macerals in the splint lithotypes. **International Journal of Coal Geology**. 98: 41-49. 2012.

RICKLEFS, R.E. **A Economia da Natureza.** Guanabara, RJ, 1996, 470pp.

ROBINSON, J.W. Phanerozoic atmospheric reconstructions: a terrestrial perspective. **Palaeo** 3. 97 51-62. 1991.

ROBINSON, J.W. Phanerozoic O₂ variation, fire and terrestrial ecology. **Palaeo** 3. 75 223-240. 1989.

SALVI, J.; JASPER, A.; RICARDI-BRANCO, F.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M.E.C.; GUERRA-SOMMER, M.; Record of the genus *Lycopodites* in the Lower Permian of Paraná Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 80 (3), 553–563. 2008.

SANDER, P.M.; GEE, C.T. Fossil *charcoal*: techniques and applications. **Rev. Palaeobot. Palynol.** 63: 269-279. 1990.

SANDER, P.M. Taphonomy of the Lower Permian Geraldine bonebed in Archer County, Texas. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** 61: 221-236. 1987.

SAUNDERS, A. D.; e REICHOW, M. K. The Siberian Traps and the end-Permian mass extinction: A critical review. **Chin. Sci. Bull.** 54, 20-37 (2009).

SCHULTINK, G. Critical environmental indicators: performance indices and assessment models for sustainable rural development planning. **Ecological Modelling** 130 47–58. 2000.

SCOTT, A.C. *Charcoal* recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. **Paleo** 3 291: 11-39. 2010.

SCOTT, A.C.; DAMBLON, F. *Charcoal*: Taphonomy and significance in geology, botany and archaeology. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. 291: DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.03.044. 2010.

SCOTT, A.C.; GLASSPOOL, I. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. **International Journal of Coal Geology**. 70: 53-66. 2007.

SCOTT, A.C.; GLASSPOOL, I. The Diversification of Paleozoic fire systems and fluctuation in atmospheric oxygen concentration. **Proceedings of the National Academy of Sciences USA**. 103 (29): 10861-10865. 2006.

SCOTT, A.C.; STEA, R. Fires sweep across the Mid-Cretaceous landscape of Nova Scotia. **Geoscientist** 12 (1) 4-6. 2002.

SCOTT, A.C. Observations on the nature and origin of fusain. **Int. J. Coal Geol.** 12: 443-475. 1989.

SCOTT, A.C. The pre-quaternary history of fire. **Palaeo** 164: 281-329. 2000.

SCOTT, A.C. The preservation of woods in pyroclastic flows and surges. **Abstr., Annu Meet-Geol. Soc. Am.** A68. 2001.

SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SOROKHTIN, O. G., CHILINGAR, G. V., e KHILYUK, L. F. **Global Warming and Global Cooling. Evolution of Climate on Earth**. Amsterdam: Elsevier, 313 pp. 2007.

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

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

SVENSEN, H.; PLANKE, S.; POLOZOV, A. G.; SCHMIDBAUER, N.; CORFU, F.; PODLADCHIKOV, Y. Y.; JAMTVEIT, B. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. **Earth Planet. Sci. Lett.** 277, 490-500. 2009.

TAYLOR, G. H.; LIU, S. Y.; DIESSEL, C. F. K. The cold climate origin of inertinite-rich Gondwana coals. **International Journal of Coal Geology**, 11: 1-22. 1989.

TOGNOLLI, C. J. Vingança da Terra? **Mediação**, 78-86, 2007.

UHL, D.; KERP, H. Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe – The Zechstein (Upper Permian) of NW – Hesse (Germany). **Palaeo** 199: 1-15. 2003.

UHL, D.; JASPER, A. Und es brannte doch! Fossile Holzkohle als Nachweis von Bränden in Perm und Trias – ein Gelehrtenstreit?. **Paläontologie aktuell – Berichte aus Forschung und Wissenschaft**. 106 – 111. 2011.

UHL, D.; JASPER, A.; HAMAD, A. M. B. A.; MONTENARI, M. Permian and Triassic wildfires and atmospheric oxygen levels. **In:** Complete articles from the 1st WSEAS International Conference on Environmental and Geological Science and Engineering (EG'08). Malta. 179-188. 2008.

UHL, D.; JASPER, A.; SCHINDLER, T.; WUTTKE, M. Evidence of Paleowildfire in The Early Middle Triassic (Early Anisian) Voltzia Sandstone: The Oldest Post-Permian Macroscopic Evidence of Wildfire Discovered so Far. **Palaios**, v. 25, p. 837–842. 2010.

UHL, D.; LAUSBERG, S.; NOLL, R.; STAPF, K.R.G. Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe – an overview of the Rotliengend (Upper Carboniferous – Lower Permian) of the Saar – Nahe Basin (SW – Germany). **Palaeo** 207: 23-35. 2004.

VAIL, P. R., MITCHUM Jr, R. M.; THOMPSON III, S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 3. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. Section 2. **In:** Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, Pages 63 – 81. 1977.

WANG, Z.Q.; CHEN, N.S. Traces of arborescent lycopsids and dieback of the forest vegetation in relation to the terminal Permian mass extinction in North China. **Review of Palaeobotany and Palynology** 117, 217–243. 2001.

WIGNALL, P. Large igneous provinces and mass extinctions. **Earth-Science Reviews** 53, 1–33. 2001.

WRIGHT, H. A.; BAILEY, A. W. **Fire Ecology**. United States and Canadá. New York, John Wiley e Sons, Inc. 1982.

YAPP, G.; WALKER, J.; THACKWAY, R. Linking vegetation type and condition to ecosystem goods and services. **Ecological Complexity**. 7 292–301. 2010.

ZANOTTO, O. A. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de reflectância da vitrinita. **In:** SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5., 1993, Curitiba. Resumos. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993.

WILDNER, W.; LOPES, R. da C. Evolução Geológica: do Paleoproterozoico ao Recente. **In:** VIERO, A. C.; SILVA, D. R. A. da. Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul – Porto Alegre: CPRM, 2010.

ZACHARIAS, A. A. **Preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito, Nordeste do Paraná**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da UNESP, Rio Claro, 99p. 2004.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. **In:** Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, Atas , 1: 441-477. 1987.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **In:** MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, p.265-279. 2004.

