

Bacia do Paraná

**Edison José Milani¹, José Henrique Gonçalves de Melo², Paulo Alves de Souza³,
Luiz Alberto Fernandes⁴, Almério Barros França⁵**

Palavras-chave: Bacia do Paraná | Estratigrafia | carta estratigráfica

Keywords: Paraná Basin | Stratigraphy | stratigraphic chart

introdução

A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar do continente sul-americano que inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área que se aproxima dos 1,5 milhão de quilômetros quadrados. A bacia tem uma forma ovalada com eixo maior N-S, sendo seu contorno atual definido por limites erosivos relacionados em grande parte à história geotectônica meso-cenozóica do continente. O flanco leste da bacia, aí compreendido o trecho entre o Sudeste brasileiro e o Uruguai, foi profundamente modelado pela erosão em função do soerguimento crustal associado ao rifte do Atlântico sul, tendo a remoção de seção sedimentar sido estimada em até 2.500 m (Zanotto, 1993). Já o flanco ocidental é definido por uma feição estrutural positiva orientada a norte-sul, um amplo *bulge* flexural relacionado à sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão orogênico andino (Shiraiwa, 1994). Sobre o *bulge* inserem-se a região do Panta-

nal Mato-Grossense e o Arco de Asunción. Para sul-sudoeste, a bacia prolonga-se ao Uruguai e Argentina, enquanto a borda norte-nordeste parece representar um limite deposicional original, o que é sugerido pela natureza persistentemente arenosa das diferentes unidades sedimentares da bacia naquele domínio.

O arranjo espaço-temporal das rochas que preenchem a Bacia do Paraná constitui tema entre os mais presentes na bibliografia geocientífica brasileira, contando-se certamente em alguns milhares os trabalhos já publicados abordando os diferentes aspectos desta questão. Desde o último quarto do século passado, inúmeros pesquisadores envolveram-se com a geologia da bacia, destacando-se o relatório de White (1908), que é considerado o “marco zero” na sistematização estratigráfica da Bacia do Paraná. Na história de investigação geológica da bacia, algumas obras assumiram particular relevância como sínteses de caráter regional, aí incluídos os trabalhos de Sanford e Lange (1960), Northfleet *et al.* (1969), Schneider *et al.* (1974), Soares *et al.* (1978), Almeida (1980), Fulfaro *et al.* (1980) e Zalán *et al.* (1990).

¹ Centro de Pesquisas da Petrobras/P&D de Exploração/Geologia Estrutural & Geotectônica
e-mail: ejmilani@petrobras.com.br

² Centro de Pesquisas da Petrobras/P&D de Exploração/Bioestratigrafia e Paleoecologia

³ Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS/IG) - Porto Alegre - RS

⁴ Universidade Federal do Paraná (UFPR/DG) - Curitiba - PR

⁵ E&P Exploração/Geologia Aplicada a Exploração/Modelagem de Sistema Petrolífero

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná compreende um pacote sedimentar-magmático com uma espessura total máxima em torno dos 7 mil metros, coincidindo geograficamente o depocentro estrutural da sinéclise com a região da calha do rio que lhe empresta o nome. Um sem-número de unidades foram formalizadas neste século de estudos da bacia no intuito de descrever-lhe o arcabouço estratigráfico e compreender seu desenvolvimento geológico. O cumulativo de trabalhos produziu um quadro hoje bem amadurecido em seus aspectos litoestratigráficos. O posicionamento cronoestratigráfico dos sedimentitos da Bacia do Paraná, entretanto, ainda encerra uma série de questões pela falta de efetivos elementos bioestratigráficos de amarração às escalas internacionais de tempo geológico.

Milani (1997) reconheceu no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis unidades de ampla escala ou Superseqüências (Vail *et al.* 1977), na forma de pacotes rochosos materializando cada um deles intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e envelopados por superfícies de discordância de caráter interregional: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três primeiras superseqüências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentitos continentais com rochas ígneas associadas. As unidades formais da litoestratigrafia, quais sejam os grupos, formações e membros comumente utilizados na descrição do arranjo espacial dos estratos da bacia, inserem-se como elementos particularizados neste arcabouço aloestratigráfico de escala regional.

síntese evolutiva

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, no interior cratônico do Gondwana, conviveu com o desenvolvimento de ativos cinturões colisionais a ela adjacentes que definem uma extensa faixa posicionada junto à margem sudoeste do paleocontinente - os Gondwanides (Keidel, 1916), ao longo da qual, durante todo o Fanerozóico, tem tido lugar uma relação de convergência entre o Gondwana e a litosfera

oceânica do Panthalassa. Uma série de episódios orogênicos é reconhecida na história fanerozóica dessa margem (Ramos *et al.* 1986). A geodinâmica da borda ativa do Gondwana influiu decisivamente na história evolutiva paleozóica-mesozóica da Bacia do Paraná. A análise integrada da subsidência da bacia, confrontada às grandes orogêneses acontecidas na borda continental (Milani, 1997), revelou uma relação entre ciclos de criação de espaço deposicional na área intracratônica e os referidos episódios orogênicos. A flexura litosférica por sobrecarga tectônica, propagada continente adentro a partir da calha de antepaís desenvolvida na porção ocidental do Gondwana foi interpretada como tendo sido um importante mecanismo de subsidência durante a evolução da Bacia do Paraná. Outros investigadores interpretaram diferentemente a origem e evolução da bacia: para Zalán *et al.* (1990), a contração térmica que teria sucedido aos fenômenos tectono-magmáticos do Ciclo Brasileiro seria um importante mecanismo ligado à implantação da sinéclise. Já para Fulfaro *et al.* (1982), um conjunto de calhas aulacogênicas orientadas segundo a direção NW-SE teriam sido "as precursoras da sedimentação cratônica".

A implantação da Bacia do Paraná deu-se na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, segundo a trama do substrato pré-cambriano (Milani, 1997). As zonas de fraqueza do embasamento, correspondentes ao arcabouço brasileiro impresso nessa região, foram reativadas sob o campo compressional originado na borda do continente pela Orogenia Oclóyica (Ramos *et al.* 1986), do Neo-Ordoviciano, originando, assim, espaço à acomodação da primeira unidade cratônica da bacia: a Superseqüência Rio Ivaí. O topo desse pacote é assinalado pela discordância neossiluriana, a que se associaram a exposição subaérea das unidades previamente acumuladas, significativa remoção erosiva e o estabelecimento de um vasto e regular peneplano.

Retomada a subsidência, acumulou-se a Superseqüência Paraná, devoniana, um pacote caracterizado por uma notável uniformidade faciológica em toda sua grande área de ocorrência. Sua espessura é variável, uma vez que a porção superior da Superseqüência Paraná foi severamente esculpida por sucessivos eventos erosivos superpostos, ocorridos entre o final do Neodevoniano e o Carbonífero Médio. Estes foram provavelmente pontuados por breves fases de sedimentação no Fameniano terminal e Eocarbonífero, com registros litológicos hoje quase totalmente perdidos por erosão, porém detectáveis por associações de palinomorfos dessas idades, retrabalhados no Gru-

po Itararé. A discordância neodevoniana (“pré-Itararé”) define um notável marco na geologia da Gondwana. Na Bacia do Paraná, demarca uma importante lacuna em sua história tectono-sedimentar, nela estando implícito um hiato de cerca de 70 Ma. Sua origem tem sido interpretada como decorrente primordialmente de fatores tectônicos ligados à Orogenia Herciniana (Zalán, 1991; López-Gamundí e Rossello, 1993). Contudo, a paleoposição em altas latitudes da placa gondwânica durante o Devoniano terminal e Eocarbonífero (Caputo e Crowell, 1985; Caputo *et al.* 2008), com o desenvolvimento intermitente de calotas de gelo em áreas próximas e também sobre parte da Bacia do Paraná, além do grande rebaixamento do nível do mar que deve ter acompanhado o ápice dessas glaciações, certamente constituíram fatores decisivos à atual inexistência de um registro mississipiano na bacia.

Com a migração do Gondwana para norte, a acumulação sedimentar na Bacia do Paraná foi retomada, no final do Westfaliano (Daemon e França, 1993; parte terminal do Moscoviano, de Gradstein *et al.* 2004). A implantação da sedimentação carbonífera sucedeu um tempo de profundas alterações tanto tectônicas quanto climáticas. O pacote que sucede à discordância neodevoniana, a Superseqüência Gondwana I (Milani, 1997), materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo, fruto da invasão e posterior saída do Panthalassa sobre o interior do Gondwana. Sua porção mais inferior corresponde à sedimentação ainda diretamente ligada ao degelo da calota polar, sendo caracterizada por depósitos em que foram importantes os mecanismos ligados a fluxos de massa e ressedimentação. O ciclo sedimentar alcança condições de máxima inundação no Artinskiano e encerra com sistemas deposicionais continentais à entrada do Triássico. A acumulação da Superseqüência Gondwana I foi acompanhada de um progressivo fechamento da Bacia do Paraná às incursões marinhas provenientes de oeste. O caráter de bacia intracratônica vai então paulatinamente sendo assumido, e a bacia acaba sendo aprisionada no árido interior continental do Gondwana mesozóico.

A chegada do Triássico assistiu a uma distensão generalizada na porção sul do paleocontinente Gondwana (Uliana e Biddle, 1988). A Superseqüência Gondwana II da Bacia do Paraná, de ocorrência restrita às porções gaúcha e uruguaia da bacia, insere-se neste contexto regional e parece representar uma sedimentação acumulada em bacias do tipo gráben. O conteúdo fossilífero desses estratos, na forma de uma importante

associação de vertebrados, possui grande identidade com a paleofauna presente em seções sedimentares da Argentina e África do Sul (Barberena *et al.* 1991). Com o continuar do Mesozóico, prosseguiriam as condições de erosão em ampla escala ligadas à abrasão eólica do substrato no interior do Gondwana, refletindo-se na Bacia do Paraná como a mais pronunciada lacuna de seu registro estratigráfico. Sobre a superfície assim estabelecida, acumular-se-iam extensos campos de dunas a partir do final do Jurássico, sucedidas pelas rochas magmáticas eocretácicas relacionadas aos momentos iniciais de ruptura do paleocontinente, no conjunto compondo a Superseqüência Gondwana III.

No Eocretáceo, a crosta terrestre foi submetida a um colossal fendilhamento, associado a magmatismo basáltico de proporções sem similares na história do planeta. Neste evento rompeu-se o megacontinente Gondwana e iniciou-se a evolução do oceano Atlântico Sul. O magmatismo Serra Geral marcou o fim de eventos de sedimentação extensiva na grande área interior do megacontinente. Após a abertura do Oceano Atlântico, a Plataforma Sul-Americana manteve o caráter ascensional generalizado - iniciado ainda ao tempo da sedimentação Botucatu - até que o acúmulo de quase 2.000 m de espessura de lavas basálticas determinasse a inversão deste comportamento, na busca de novo ajuste isostático da porção litosférica onde agora estavam acumulados os derrames Serra Geral. Cessadas as atividades vulcânicas e promovidos os ajustes isostáticos, definiu-se uma depressão sobre o pacote basáltico onde, no Neocretáceo, viria a se acumular a derradeira superseqüência na área ocupada pela Bacia do Paraná. O material siliciclástico proveniente de alteração e erosão de rochas paleozóicas e pré-cambrianas expostas nas bordas alcançou o interior após erosão e transporte por centenas de quilômetros. Fernandes e Coimbra (1996) excluem a seqüência neocretácea do registro sedimentar da Bacia do Paraná por considerá-la acumulada em uma nova bacia, denominada Bacia Bauru.

A sedimentação na Bacia Bauru ocorreu em condições semi-áridas, mais úmidas nas margens e desérticas em seu interior. Na região de Uberaba (MG) preservam-se registros de depósitos mais proximais originais da parte oriental, tais como associações de fácies areno-conglomeráticas, de leques aluviais e sistemas fluviais entrelaçados distributários. O avanço da sedimentação levou ao soterramento progressivo do substrato basáltico por extensa manta de lençóis de areia, com pequenas dunas e lamitos (loesse retido em baixios eventualmente úmidos/aquosos).

Neste contexto, os poucos depósitos fluviais correspondem a fluxos desconfinados de enxurradas de deserto (*wadis*). No eixo central da calha elíptica ajustou-se um sistema regional de drenagem de nordeste para sudoeste, entre as bordas da Bacia Bauru e a periferia do deserto interior Caiuá, quente e seco.

Durante a deposição da Superseqüência Bauru houve dois períodos de maior intensidade de eventos intrusivos de natureza alcalina: 87-80 Ma e 70-60 Ma (Almeida e Melo, 1981). Seu registro é caracterizado por corpos intrusivos que pontuam as molduras da bacia, mais freqüentes nas bordas setentrionais. No interior da bacia essa atividade ígnea foi registrada como sismitos em pacotes sedimentares, assim como na intensa silicificação de arenitos em áreas de intersecção de feições tectônicas regionais de direção SW-NE com o Arco de Ponta Grossa, na porção sul da bacia (Fernandes *et al.* 1993). O único registro de magmatismo extrusivo sinsedimentar conhecido são os analcimitos Taiúva, que ocorrem na borda leste da bacia no Estado de São Paulo.

Superseqüência Rio Ivaí

Rochas sedimentares supostamente pré-devonianas foram primeiramente identificadas na bacia por Maack (1947), em mapeamento do flanco leste no Estado do Paraná. Em subsuperfície, o acompanhamento geológico relatou a presença de um pacote denominado “arenito pré-Furnas” na seção penetrada pelo poço de Alto Garças, em Mato Grosso. Mas somente a partir do final da década de setenta é que sedimentitos pré-devonianos seriam conclusivamente datados e mapeados, inicialmente no flanco norte (Faria e Reis Neto, 1978; Popp *et al.* 1981) e, a seguir, por correlação de dados de subsuperfície (Zalán *et al.* 1987), nas demais porções da Bacia do Paraná.

Ao pacote subjacente à Formação Furnas, uma vez individualizado e mapeado em escala de bacia, tem sido atribuídas diversas denominações em estudos de síntese publicados nos últimos anos. É assim que tanto a Superseqüência Rio Ivaí, de Milani (1997), quanto a Seqüência Ordovício-Siluriana, de Milani *et al.* (1995), a Seqüência Tectonossedimentar Ordovício-Siluriana, de Soares (1991), e o Grupo Rio Ivaí, de Assine *et al.* (1994), correspondem à mesma seção de sedimentitos e às rochas magmáticas associadas, bem representadas no poço de Rio Ivaí, no

noroeste paranaense. O Basalto Três Lagoas (Milani *et al.* 1994) foi amostrado no poço epônimo, perfurado junto ao Rio Paraná na porção central da bacia, e constitui uma singular ocorrência de material ígneo associado aos sedimentitos Rio Ivaí.

Esta unidade, a mais antiga já identificada na Bacia do Paraná, assenta-se diretamente sobre os diversos domínios do embasamento da sinéclise. Seu topo é demarcado por uma superfície de discordância de abrangência regional que justapõe os estratos eossilurianos da porção superior do Grupo Rio Ivaí, quando este exibe seu registro completo àqueles do Eodevoniano, da base da Formação Furnas. O pacote ocorre desde a porção catarinense da bacia até os estados de Mato Grosso e Goiás. Apresenta uma tendência regional de espessamento para oeste, rumo ao Paraguai oriental, onde encontra correspondência litoestratigráfica nos grupos Caacupé e Itacurubi, que lá alcançam uma espessura total em torno dos 1.000 m.

Três unidades constituem o Grupo Rio Ivaí: as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria (Assine *et al.* 1994). A Formação Alto Garças, com espessura máxima da ordem de 300 m, é essencialmente arenosa, podendo incluir um conglomerado basal quartzoso, que passa para arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada. Predominam nessa formação arenitos quartzosos finos a grossos, pouco feldspáticos, que na sua porção superior podem apresentar-se siltico-argilosos e de cor avermelhada. A Formação Alto Garças apresenta icnofósseis do gênero *Skolithos* (Milani, 1997), observados em testemunhos cortados no poço epônimo. Contudo, essa formação ainda não revelou um conteúdo fossilífero significativo que lhe indicasse a idade. Paleocorrentes em estratos cruzados de natureza fluvial, que aparecem na base dessa unidade, em afloramentos no flanco ocidental da bacia, apontam no sentido sudoeste.

A Formação Iapó é constituída por diamictitos de cores diversas, com matriz siltico-arenosa e clastos de natureza variada, cujo persistente posicionamento stratigráfico tanto em superfície quanto em seções de poços empresta-lhe a condição de um notável horizonte de correlação, desde o flanco setentrional da bacia até a porção centro-sul da mesma, já no Estado do Paraná. Seu contato abrupto com os arenitos da Formação Alto Garças denota uma importante descontinuidade na história de sedimentação. Os diamictitos Iapó são sucedidos pelos depósitos da Formação Vila Maria, cujos pelitos fossilíferos representam o marco stratigráfico mais importante de toda a Superseqüência Rio Ivaí.

A Formação Vila Maria foi descrita por Faria (1982) a partir de estudos no sudoeste de Goiás. Para este autor, a denominação referia-se a todo o pacote de sedimentitos cratônicos estratigraficamente soto-posto à Formação Furnas, que na região estudada inclui diamictitos na base, folhelhos fossilíferos e arenitos intercalados a siltitos na porção superior. Posteriormente, Assine *et al.* (1994) redefiniram a unidade pela subtração dos diamictitos, por eles considerados como correspondentes à Formação Iapó. Desse modo, restringiram a Formação Vila Maria ao pacote pelítico sobreposto, que grada para termos arenosos no sentido do topo, no conjunto com poucas dezenas de metros de espessura. Os folhelhos são, em geral, de cor vermelha, micáceos e com aspecto ferruginoso, porém localmente cinza-escuros e bastante fossilíferos. Por sua vez, os arenitos e siltitos da porção superior exibem estratificação cruzada do tipo *hummocky*. Gretas de contração também ocorrem no intervalo superior (Faria, 1982), o que sugere uma eventual exposição subaérea da superfície deposicional.

O conteúdo fossilífero característico faz da Formação Vila Maria e, sobretudo, de sua correspondente paraguaia, a Formação Vargas Peña, um intervalo-chave para a cronoestratigrafia do Siluriano da Bacia do Paraná. Tomadas em conjunto, são registrados nessas unidades megafósseis marinhos como graptólitos, trilobitas, braquiópodos, gastrópodos, bivalvíos e ostracodes (Popp *et al.* 1981; Wiens, 1990; Boucot *et al.* 1991; Melo, 1993; Uriz *et al.* 2008), além de palinomorfos como quitinozoários (Wood e Miller, 1991; Grahn *et al.* 2000; Grahn, 2006), miósporos e acritarcos (Gray *et al.* 1985, 1994). Do ponto de vista bioestratigráfico, os elementos de maior relevância na caracterização da idade são os graptólitos (gêneros *Monograptus* e *Diplograptus*), quitinozoários e miósporos (Mizusaki *et al.* 2002; Mauller *et al.* 2004; Grahn, 2006). Tal associação posiciona o intervalo estratigráfico em questão no Llandovery (Eossiluriano), confirmado também pela datação absoluta (Rb–Sr) de pelitos da Formação Vila Maria ($435,9 \pm 7,8$ Ma, *fide* Mizusaki *et al.* 2002), que corresponderia à transição Aeroniano/Telychiano na escala geocronométrica de Gradstein *et al.* (2004). A mesma idade é indicada pelos graptólitos e palinomorfos da Formação Vargas Peña no Paraguai oriental (Mauller *et al.* 2004; Grahn, 2006; Uriz *et al.* 2008).

A sucessão de fácies no pacote Rio Ivaí documenta o primeiro ciclo transgressivo-regressivo da sedimentação cratônica da Bacia do Paraná. A natureza da sedimentação é predominantemente marinha, com o trecho transgressivo estendendo-se desde a base

da unidade até o nível dos pelitos da Formação Vila Maria, que manifestam a máxima inundação desse ciclo sedimentar. Daí para o topo desenvolve-se a porção regressiva, de pequena expressão em território brasileiro devido à pronunciada remoção erosiva acontecida com o evoluir da discordância “pré-Furnas”. No Paraguai, o trecho regressivo encontra-se bem preservado, correspondendo aos arenitos finos, micáceos e fossilíferos da Formação Cariy.

Superseqüência Paraná

Os sedimentitos devonianos que ocorrem no Sul do Brasil constituem de longa data temas de investigações científicas. Segundo Salamuni e Bigarella (1967), as primeiras descrições relativamente organizadas dos estratos devonianos da Bacia do Paraná são devidas a Derby (1878). Seguiram-se os trabalhos de Kayser (1900), Clarke (1913) e Kozłowski (1913), todos voltados para aspectos sedimentológicos e paleontológicos desse pacote. É atribuída a Oliveira (1912) a pioneira divisão do pacote devoniano da região meridional da bacia em “Grés das Furnas”, “Xistos de Ponta Grossa” e “Grés de Tibagi”. Evans (1894) definiu a “Série Chapada” referindo-se à seção devoniana aflorante no Estado de Mato Grosso.

Desde cedo, foi reconhecida uma divisão natural do pacote devoniano da Bacia do Paraná em duas unidades: um pacote arenoso inferior, a Formação Furnas, e outro pelítico, sobreposto a Formação Ponta Grossa. Mas se um consenso acerca do empilhamento estratigráfico foi logo estabelecido, o mesmo não pode ser dito acerca da nomenclatura desse pacote. Pairem, da mesma forma, importantes debates acerca da natureza da sedimentação Furnas (continental *versus* marinha), de sua idade (mormente a de sua porção inferior, afossilífera), e também quanto à sua relação de contato com a sobrejacente Formação Ponta Grossa (se transicional ou discordante). Dois termos, a “Série Paraná” (Moraes Rêgo, 1931) e a “Série Campos Gerais” (Oliveira, 1927), disputaram a primazia de nomear a seção devoniana da Bacia do Paraná. A partir de Lange e Petri (1967) tem prevalecido a denominação litoestratigráfica de Grupo Paraná, empregada por diversos pesquisadores até os dias atuais. O Grupo Paraná da litoestratigrafia encontra correspondência em denominações de cunho aloestratigráfico tais como Seqüência Tectonossedimentar Devoniana-Mississippiana (Soares,

1991), Seqüência Devoniana (Milani *et al.* 1994) e Superseqüência Paraná (Milani, 1997).

O pacote devoniano da bacia, o Grupo Paraná, apresenta uma espessura máxima em torno dos 800 m, como no poço de Alto Piquiri, perfurado na região oeste do Estado do Paraná. Possança similar é observada no Paraguai oriental, onde a ocorrência de estratos devonianos em subsuperfície, sugerida já por Lange e Petri (1967), foi finalmente comprovada por trabalhos palinológicos efetuados pela Petrobras (inéditos). Na maior parte da bacia, esta superseqüência assenta-se sobre os estratos ordovício-silurianos do Grupo Rio Ivaí, mas também pode ser encontrado diretamente sobre os litotipos do embasamento da sinéclise. A base do pacote devoniano coincide com uma superfície de discordância notavelmente regular e aplainada, de tal sorte que sua geometria regional, em particular a da Formação Furnas, configura um imenso *blanket*, com cerca de 250 m de espessura em toda sua ampla área de ocorrência. O topo do pacote é assinalado por outra discordância regional, desenvolvida no final do Devoniano e sobretudo no Carbonífero. O estabelecimento desta superfície erosiva subtraiu importantes registros sedimentares da Bacia do Paraná, correspondentes ao Devoniano terminal e quiçá ao Eocarbonífero.

A Formação Furnas é representada por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e exibindo estratificações cruzadas de várias naturezas. Próximo à base, são freqüentes leitos conglomeráticos com até 1 m de espessura. Na sua porção intermediária, dominam arenitos de granulometria média, que se intercalam a delgados níveis de siltito e folhelho muscovítico, salientando o aspecto estratificado desse intervalo. Cruzadas do tipo espinha de peixe ocorrem neste nível intermediário da formação (Assine, 1996). Para o topo, arenitos médios a grossos passam a dominar, mas também aparecem camadas de arenitos muito finos com estratificação do tipo *hummocky*. Em subsuperfície, a porção mais superior da Formação Furnas mostra um incremento paulatino nas leituras do perfil de raios gama, o que indica um aumento contínuo de argilidade, evidenciando uma passagem gradacional para a Formação Ponta Grossa. As “camadas de transição” de Petri (1948), um conjunto de fácies com arranjo granodecrescente que inicia na base com o típico “arenito Furnas” e que culmina a algumas dezenas de metros acima nos folhelhos da Formação Ponta Grossa, parece materializar em afloramentos o referido intervalo de gradação indicado nos perfis de poços.

A Formação Ponta Grossa foi descrita inicialmente no Estado do Paraná, onde é representada por três

membros: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos (Lange e Petri, 1967). O inferior, que materializa o afogamento dos sistemas transicionais da porção superior da Formação Furnas, é representado por folhelhos com cerca de 100 m de espessura, contendo lentes de arenito fino com estratificações retrabalhadas por ondas. Nos 20 m superiores desse pacote, ocorre um folhelho preto laminado, carbonoso, que configura um importante marco de correlação estratigráfica em subsuperfície, além de constituir potencial gerador de hidrocarbonetos gasosos em toda sua área de ocorrência, no domínio central da Bacia do Paraná. O Membro Tibagi, areno-siltico, corresponde à porção média da Formação Ponta Grossa, refletindo um contexto regressivo de progradação de sistemas deltaicos provenientes da borda nordeste, onde é bastante expressivo o aporte dos termos arenosos (Andrade e Camarço, 1982). O Membro São Domingos, predominantemente pelítico, documenta nova inundação em ampla escala, que fecha o registro devoniano pré-“struniano” da sinéclise. A Formação Ponta Grossa ultrapassa os 600 m de espessura em subsuperfície, com 300 m remanescentes em afloramentos. Sedimentitos devonianos ocorrem também no Uruguai, onde são reunidos sob a denominação de Grupo Durazno.

Assine (1996) demonstrou que os arenitos Furnas encerram um rico conteúdo icnofossilífero, importante argumento a favor da hipótese de acumulação em plataforma marinha rasa. A datação dessa unidade ainda é problemática no que diz respeito à sua porção inferior, sedimentada talvez ainda no Siluriano terminal. O mesmo não se aplica à porção superior, onde ocorrem – desde o Paraná até Goiás e Mato Grosso – pelitos portadores de plantas continentais do grupo das *Psilophytales*, conhecidas desde Bigarella *et al.* (1966), e hoje posicionadas no Lochkoviano superior não-terminal (Gerrienne *et al.* 2001). Os miósporos associados a essas tafloflóruas, inicialmente datados como praguianos por Dino e Rodrigues (1993), na verdade corroboram a idade Neolochkoviana indicada pelas plantas, e pertencem a palinozona Mórfon *Emsiensis*, de Rubinstein *et al.* (2005). Esta datação, aliada à relação de gradacionalidade entre as formações Furnas e Ponta Grossa em escala de bacia, confirma que o Grupo Paraná tenha se depositado - inteiramente ou na sua quase totalidade - durante o Devoniano.

Quanto às pesquisas bioestratigráficas na Formação Ponta Grossa, o trabalho de Clarke (1913), baseado num abundante acervo coletado em afloramentos no Estado do Paraná, é considerado um marco na classificação dos macrofósseis dessa unidade. Lange (1954)

e Sommer (1954) sintetizaram os conhecimentos acumulados até então sobre a paleofauna e a paleoflora do Devoniano paranaense, respectivamente. Na primeira, predominam invertebrados marinhos como braquiópodos, trilobitas, bivalvíos, gastrópodos, anelídeos e equinodermos. A tafoflora da Formação Ponta Grossa evidencia o sensível avanço evolutivo já alcançado no Devoniano, com representantes de *Psilophytales*, *Lepidodendrales*, *Lycopsidales* e *Hyniales*. Entretanto, foi por meio de zoneamentos palinoestratigráficos, estabelecidos em subsuperfície com base em quitinozoários (Lange, 1967; Grahn *et al.* 2000, 2002; Grahn, 2005; Gaugris e Grahn, 2006) e miósporos (Daemon *et al.* 1967; Loboziak *et al.* 1988, 1995, 1998; Dino *et al.* 1995; Melo e Loboziak, 2003), que se dataram com precisão os estratos Ponta Grossa. Os resultados das investigações mais recentes indicam que o pacote pelítico devoniano, preservado atualmente na Bacia do Paraná, depositou-se do Praguiano ao Neofrasniano não-terminal. Registros mais jovens do Devoniano foram erodidos, mas palinofloras relictas do Fameniano terminal (“Struniano”) foram documentados, possivelmente *in situ*, em diamictitos do poço Ortigueira, no Paraná (Loboziak *et al.* 1995).

Esses diamictitos, aqui informalmente designados segundo o poço de mesmo nome, ocorrem no testemunho nº14 (entre 953-954,5 m) e assentam-se sobre pelitos frasnianos da Formação Ponta Grossa. Foram analisados palinologicamente por Loboziak *et al.* (1995), que os atribuíram a palinozona LN da Europa Ocidental (Streel *et al.* 1987), equivalente à Zona LVa de Melo e Loboziak (2003), constatando ainda a presença de palinomorfos retrabalhados do Givetiano e Frasniano. Sua litologia foi descrita sumariamente por Caputo *et al.* (2008), como sendo diamictitos cinzentos, constituídos por clastos de granulometria variada (desde arenosa até seixos), dispersos numa matriz argilosa a siltica, micácea, maciça. Esse mesmo intervalo fora atribuído por Lange (1967) à Formação Ponta Grossa (Frasniano, intervalo bioestratigráfico D₅), tendo sido posteriormente relacionado por geólogos da Petrobras ao Grupo Itararé (Formação Campo Mourão). Cumpre salientar que é praticamente impossível distinguir litologicamente os diamictitos neocarboníferos dos neofamenianos, estes com reduzida espessura, sendo necessário recorrer-se à palinologia para separá-los. Além disso, é comum o retrabalhamento de palinomorfos “strunianos” nos diamictitos do Grupo Itararé, conforme já salientado por Loboziak *et al.* (1995). Em função dessas ressalvas e até que sua mapeabilidade seja demonstrada, optou-

se, aqui, pela informalidade nomenclatural do “diamictito Ortigueira”.

A Superseqüência Paraná constitui o segundo ciclo transgressivo-regressivo do registro estratigráfico da Bacia do Paraná. O pacote Furnas exibe uma característica assinatura transgressiva que vai culminar nos pelitos da base da Formação Ponta Grossa, estes documentando a primeira grande inundação do ciclo devoniano, durante o Praguiano – Eo-emisiano. Um segundo episódio de expansão marinha seria atingida no Mesodevoniano (transição Eifeliano/Givetiano), que promoveu uma conexão entre as bacias do Paraná e do Parnaíba, evidenciada paleontologicamente por megafósseis e palinomorfos. O afogamento marinho na Bacia do Paraná persistiu até pelo menos o Frasniano, embora não com a magnitude e o desenvolvimento anóxico observados então nas bacias paleozóicas do Norte brasileiro. No seu conjunto, o pacote Ponta Grossa registra condições de mar alto, sendo a seção predominantemente pelítica pontuada localmente por progradações arenosas, a mais significativa delas correspondendo ao Membro Tibagi.

Superseqüência Gondwana I

O pacote gondwânico da Bacia do Paraná, do qual esta unidade constitui a porção predominantemente paleozóica, tem-se constituído em inesgotável acervo para pesquisas há mais de um século. Isso é decorrente do interesse mineiro em função da existência dos leitos de carvão da Formação Rio Bonito, das ocorrências de urânio nesta mesma unidade e do potencial petrolífero - tanto pela presença de rochas geradoras como de rochas-reservatório - que esta superseqüência encerra.

Embora o registro inicial da seção gondwânica remonte a Derby (1878), foi White (1908) quem primeiro agrupou o conjunto de estratos em questão no “Sistema de Santa Catarina”, constituído pela “Série de São Bento” (“eruptivas da Serra Geral, grés de Botucatu e camadas vermelhas do Rio do Rasto”), “Série de Passa Dois” (“rocha calcácea da Rocinha, schistos da Estrada Nova, schisto negro de Iraty”) e “Série de Tubarão” (“schistos de Palermo, grés do Rio Bonito com extractos carboníferos, conglomerados de Orleans, grés amarelos e schistos em solo de granito”).

Em seus traços gerais, tal divisão pioneira mantém-se até hoje, sendo que a visão litoestratigráfica contemporânea do pacote permo-carbonífero da Bacia do Paraná deve-se em grande parte à síntese de Schneider *et al.* (1974). Num enfoque aloestratigráfico, Soares (1991) referiu-se a este pacote como Seqüência Tectonossedimentar Pensilvaniana-Permiana, enquanto Milani *et al.* (1994) designaram-no Seqüência Carbonífera-Eotriássica.

A ausência de fósseis da coluna geocronológica padrão, tais como amonóides e conodontes, e a escassez de datações absolutas - uma vertente de pesquisa que só há poucos anos está sendo praticada para esse pacote - impedem um posicionamento geocronológico mais acurado das seções gondwânicas. As idades atribuídas às unidades dessa superseqüência são baseadas em dados paleontológicos advindos de diversos grupos fósseis, principalmente palinóforos para as unidades dos grupos Itararé, Guatá e base do Passa Dois (Formação Irati), (Daemon e Quadros, 1970; Souza e Marques-Toigo, 2005; Souza, 2006) e vertebrados (tetrápodes da Formação Rio do Rastro, por exemplo Cisneiros *et al.* 2005; Lucas, 2006).

Idades absolutas têm sido obtidas mais recentemente, com relativa convergência de informações até o presente momento apenas para a Formação Irati (Santos *et al.* 2006; Rocha-Campos *et al.* 2007). De qualquer modo, pelo posicionamento estratigráfico relativo das diversas unidades, a obtenção de idades absolutas robustas para o horizonte Irati tem impactado fortemente o ajuste do biozoneamento desta seção à escala de idades absolutas, com alterações da ordem dos 30 Ma em relação aos esquemas anteriormente praticados. Está em curso uma verdadeira releitura da Estratigrafia do Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná, e antecipam-se para os próximos anos novos resultados de forte impacto no tema.

A Superseqüência Gondwana I (Milani, 1997) engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, aflorando num cinturão quase contínuo ao longo do perímetro da sinéclise e exibindo, em subsuperfície, uma espessura total máxima da ordem de 2.500 m. Esta unidade encerra em seu registro atributos sedimentares que refletem uma grande variedade de condições deposicionais sucedendo-se no tempo e evoluindo entre um contexto neocarbonífero de sedimentação com marcada influência glacial até um amplo e árido interior continental com domínio de campos de dunas eólicas já na chegada do Mesozóico.

Esta superseqüência inclui os pacotes sedimentares que, sob a ótica da Litoestratigrafia, caracterizam

individualmente o Grupo Itararé e Formação Aquidauana, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois e formações Pirambóia e Sanga do Cabral. No conjunto, esta grande unidade aloestratigráfica posiciona-se temporalmente entre o Moscoviano (Neocarbonífero) e o Scythiano (Eotriássico).

Durante boa parte do Eocarbonífero, o Gondwana sul-ocidental postou-se a elevadas latitudes e tornou-se o sítio de extensa glaciação continental. A presença de geleiras foi fator inibidor a uma efetiva organização de sistemas deposicionais e à acumulação sedimentar expressiva. Este período reflete-se no registro estratigráfico da Bacia do Paraná como uma significativa lacuna entre os estratos neodevonianos da Formação Ponta Grossa e os neocarboníferos do Grupo Itararé e Formação Aquidauana. Com a progressiva migração do paleocontinente para norte, afastando-se assim do foco da glaciação, a sedimentação - em um contexto periglacial - foi retomada nessa área, no final do Moscoviano.

A porção inferior da Superseqüência Gondwana I é representada pelos depósitos ainda diretamente ligados à fase de degelo dos grandes glaciares mississipianos. Para o Grupo Itararé e Formação Aquidauana, França e Potter (1988) definiram ciclos de sedimentação com afinamento de grão para cima que corresponderiam a mudanças climáticas cíclicas dentro do regime glacial, cada um deles ligado a uma subida do nível relativo do mar. Tais ciclos iniciam em pacotes arenosos que gradam para cima a seções argilosas, nessas últimas sendo comuns intercalações de lamitos seixosos (diamictitos). As maiores espessuras preservadas da seção glaciogênica encontram-se na porção centro-norte da bacia, onde atingem mais de 1.300 m. Para França e Potter (1988), a Formação Aquidauana equivale estratigraficamente ao Grupo Itararé, porém sua ocorrência restringe-se ao domínio setentrional da sinéclise e deste último se diferencia basicamente por sua generalizada oxidação e cor vermelha.

Constituem os depósitos glaciogênicos da Bacia do Paraná diamictitos maciços ou estratificados, com seixos e blocos de múltiplas litologias e áreas-fonte que evidenciam o trabalho das geleiras carreando imenso volume sedimentar para a bacia. As fácies arenosas, maciças, gradadas ou com ondulações unidirecionais totalizam o maior volume sedimentar do pacote glacial e correspondem, segundo Eyles *et al.* (1993), a contextos de sedimentação turbidítica. São comuns corpos arenosos apresentando deformações sinssedimentares ligadas a escape d'água ou dobras diversas. Os pelitos foram associados a processos de decantação quando

maciços, e a sedimentação turbidítica quando finamente laminados. Esses mesmos autores advogaram uma importante contribuição de fluxos gravitacionais na sedimentação glaciogênica da Bacia do Paraná, sendo para eles a presença de fácies de ressedimentação em todos os domínios da bacia uma forte evidência de um substrato acidentado e elevado aporte sedimentar. Dois outros litotipos, embora de ocorrência subordinada, são bastante característicos desse pacote: os “ritmitos” e os tilitos (Rocha-Campos, 1967). Os primeiros incluem os chamados varvitos, originados por variações climáticas sazonais em lagos periglaciais, enquanto os tilitos verdadeiros, de presença muito local no Itararé, relacionam-se a pavimentos estriados impressos no substrato pela ação mecânica da geleira em movimento, geralmente orientando-se a N-S ou NW-SE (Rocha-Campos, 1967; Gesicki *et al.* 1996). Com base nos palinomorfos (Souza, 2006, em parte reinterpretado no presente trabalho), ao Grupo Itararé é atribuída uma idade entre o Moscoviano terminal (Neocarbonífero) e o início do Sakmiano (Eopermiano), ao passo que a Formação Aquidauana - com seu conteúdo palinológico referido à “zona G” de Daemon e Quadros (1970) -, constitui um registro sedimentar exclusivamente neocarbonífero.

A deglaciação trouxe como consequência direta uma subida do nível relativo do mar, conceitualmente identificada como “transgressão permiana” por Lavina e Lopes (1987). Sucederam os estratos glaciogênicos o pacote sedimentar do Grupo Guatá, na porção meridional da bacia, e o das formações Tietê (senso Fulfaro *et al.* 1991) e Tatuí no domínio centro-norte; no Uruguai, equivale à Formação Três Islas. A par de distintas denominações locais, o pacote pós-glacial define uma cunha transgressiva em *onlap* de sul para norte que inicia com os depósitos da Formação Rio Bonito, tradicionalmente interpretados como constituindo um “extenso *front* deltaico” (Northfleet *et al.* 1969). Uma notável ciclicidade sedimentar pode ser observada no pacote Rio Bonito, traduzindo oscilações do nível de base na bacia de acumulação. Em função desta característica, em que se alternam pacotes ora predominantemente arenosos e ora pelíticos, a unidade foi dividida em três membros: Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider *et al.* 1974).

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. A completa seção da Formação Rio Bonito é pontuada por níveis marinhos em grande parte representados por tempestitos (Castro, 1991). A

influência marinha pode manifestar-se como pacotes pelíticos de espessura importante, como é o caso do Membro Paraguaçu, no conjunto traduzindo uma progressiva subida do nível do “mar Palermo” que, a seguir, recobriria por completo a bacia. Localmente, sob condições de restrição lagunar ao longo da franja litorânea, desenvolveram-se turfeiras que deram origem aos carvões do Membro Siderópolis.

A unidade superior da Formação Rio Bonito compreende arenitos finos, siltitos e siltitos carbonosos que se intercalam a camadas de carvão (Bortoluzzi *et al.* 1987). O carvão ocorre na porção meridional da Bacia do Paraná, sendo Bonito, Barro Branco e Candiota, dentre outras, unidades de grande significado na Geologia Econômica da região Sul do País. As camadas de carvão na região de Candiota (RS) arranjam-se num padrão retrogradacional (Alves, 1994), sucedendo-se temporalmente de sul para norte segundo a tendência transgressiva que dominava a sedimentação em maior escala. No domínio norte, a seção correspondente aos intervalos médio e superior da Formação Rio Bonito, em conjunto com a Formação Palermo, são agrupados na Formação Tatuí (Schneider *et al.* 1974).

A Formação Palermo é constituída por siltitos e siltitos arenosos cinza-amarelados, sendo a conspícua bioturbação uma característica onipresente em sua ocorrência pela bacia. Arenitos finos em corpos de geometria lenticular e estratificação do tipo *hummocky* ocorrem localmente no Palermo. Folhelhos cinza-escuros também aparecem, compondo um horizonte de correlação regional relacionado à máxima inundação da Superseqüência Gondwana I (Milani, 1997). Tal horizonte configura igualmente um notável marco bioestratigráfico no zoneamento palinológico de Daemon e Quadros (1970), posicionando-se temporalmente no Artinskiano (Souza, 2006). No seu conjunto, o Grupo Guatá tem idades entre o Sakmiano e o Artinskiano.

Acima, a Formação Irati documenta um momento singular na evolução da bacia: uma efetiva restrição à circulação de águas entre a sinéclise e o oceano Panthalassa culminou por desenvolver um contexto ambiental hipersalino na bacia interior. Sob tais condições, acumularam-se carbonatos e evaporitos na porção norte, e folhelhos betuminosos na porção sul da bacia, estes exibindo um conteúdo orgânico quantitativo que atinge níveis dos mais elevados já registrados em depósitos sedimentares do planeta, da ordem de 23%, qualificando-os como um gerador em potencial para acumulações petrolíferas na área. Singular também é a paleofauna de vertebrados encontrada no Irati, com os gêneros *Mesosaurus* e *Stereosternum*, rep-

teis que permitiram a Du Toit (1927), ainda muito cedo neste século, sugerir a deriva continental como uma possibilidade científica, em função da correlação de tais fósseis com os equivalentes encontrados nos depósitos da Formação Whitehill, na África do Sul. A Formação Irati, ajustada aos esquemas internacionais pela datação geocronológica de zircões nela presentes (cinzas vulcânicas), posiciona-se atualmente no neo-Artinskiano (Santos *et al.* 2006). Na sucessão sedimentar, segue a Formação Serra Alta um pacote de folhelhos cinza-escuros finamente laminados, produto de decantação de argila em um contexto marinho de baixa energia (Gama Jr., 1979) e interpretados como os depósitos relativos ao “afogamento” do “golfo Irati”. Na realidade, a última incursão marinha importante documentada na Bacia do Paraná.

A sedimentação Passa Dois “pós-Serra Alta” desenvolveu-se acompanhando uma definitiva tendência regressiva em grande escala. Sistemas continentais passam a dominar a bacia de acumulação, representando o assoreamento da bacia remanescente. Depósitos predominantemente pelíticos, com estruturas sedimentares ligadas à ação de marés na Formação Teresina, dão lugar a um complexo progradacional de *red beds* incluindo lobos deltaicos, pelitos lacustres, arenitos eólicos e depósitos fluviais (Lavina, 1988) da Formação Rio do Rasto, que se desenvolveram no sentido geral de noroeste para sudeste. No domínio paulista da bacia, a Formação Corumbataí, documentando um amplo sistema de planície de marés, é a equivalente litoestratigráfica da Formação Teresina. A fauna de vertebrados (pareiassaurídeos) da Formação Rio do Rasto, registrada em afloramentos do Paraná e Rio Grande do Sul (Cisneros *et al.* 2005), são referíveis aos faunacrons Gamkano e Hoedemakerano da biocronologia global de tetrápodes permianos de Lucas (2006), cuja idade é Guadalupiana (mesopermiana). Contudo, o maior desenvolvimento em espessura sedimentar da Formação Rio do Rasto em subsuperfície permite especular-se que essa unidade possa atingir o Permiano Superior - Triássico inicial no interior da bacia, em seções não representadas na faixa de afloramentos.

Na porção gaúcha da Bacia do Paraná, uma espessa sucessão flúvio-eólica com até 500 m de possança, como constatado pelo poço de Alegrete, corresponde à Formação Sanga do Cabral, unidade que se prolonga ao Uruguai nos depósitos da Formação Buena Vista. O pacote Sanga do Cabral foi interpretado por Lavina (1988) como um equivalente lateral da Formação Rio do Rasto, que representaria o avanço para norte de sistemas continentais sobre os remanes-

centes lacustres da “Bacia Passa Dois”. Tal interpretação, associada à presença de répteis da biozona de *Lystrosaurus* do Scythiano (Eotriássico) nos estratos da Formação Sanga do Cabral (Lavina, 1988), corrobora o posicionamento da porção terminal da Superseqüência Gondwana I no início do Mesozóico. No domínio setentrional, um contexto sedimentar análogo ao da Formação Sanga do Cabral é conhecido como Formação Pirambóia. Trata-se de depósitos fluviais e eólicos compondo uma cunha que se adelgaça para sudoeste no sentido da porção paranaense da bacia.

Em síntese, no arcabouço aloestratigráfico da Bacia do Paraná, a Superseqüência Gondwana I documenta um ciclo transgressivo-regressivo completo, que se inicia na base do pacote glacial pensilvaniano, atinge condições de máximo afogamento marinho na Formação Palermo no Artinskiano, e encerra em depósitos continentais que colmatariam a sinéclise já no início do Mesozóico.

Superseqüência Gondwana II

O estabelecimento da ocorrência do Sistema Triássico na Bacia do Paraná apresenta um forte vínculo ao pacote pelítico fossilífero da Formação Santa Maria, que ocorre na porção gaúcha da bacia e que, em termos de conteúdo fossilífero, não encontra analogia nos demais domínios da sinéclise. O posicionamento destes *red beds* com restos de vertebrados no arcabouço estratigráfico da bacia, pelo caráter limitado de sua área de ocorrência, tem suscitado controvérsias ao longo de sua história de investigação, iniciada com a definição das “Camadas Santa Maria” por Moraes Rego (1930) *apud* Baptista *et al.* (1984). Além disso, os pelitos Santa Maria ocorrem inseridos numa espessa seção predominantemente arenosa, em grande parte afossilífera, que abarca o intervalo entre o pacote reconhecidamente de idade permiana da Formação Sanga do Cabral e a Formação Botucatu, do Neojurássico-Eocretáceo, de tal sorte que diversos aspectos da estratigrafia desta porção da bacia ainda estão por ser adequadamente equacionados.

A identificação pioneira da presença de restos fósseis de vertebrados na seção sedimentar em questão remonta ao início do século (Woodward, 1907 *apud* Faccini, 1989). Investigações do conteúdo fossilífero da Formação Santa Maria que se tornaram clássicas foram

as de Huene (1928) *apud* Scherer (1994) e Huene (1942) *apud* Bortoluzzi e Barberena (1967), dedicadas ao estudo de répteis e reconhecendo já àquela época a maioria dos grupos presentes (*Dicynodontia*, *Cynodontia*, *Pseudosuchia*, *Rhynchocephalia* e *Saurischia*). Gordon Jr. e Brown (1952) *apud* Bortoluzzi e Barberena (1967), na pesquisa de plantas fósseis; Pinto (1956) *apud* Bortoluzzi e Barberena (1967), observando e descrevendo plantas fósseis e invertebrados (*Crustacea* e *Insecta*), e Price (1946, 1947) *apud* Bortoluzzi e Barberena (1967), igualmente voltada aos vertebrados fósseis.

Mas certamente estes estratos se notabilizaram na bibliografia geocientífica por sua paleoherpetofauna, tendo os estudos sistemáticos dos restos de vertebrados da Formação Santa Maria efetivamente implementados a partir da década de 70. Barberena (1977) mostrou a primeira subdivisão bioestratigráfica para o intervalo sedimentar da Formação Santa Maria, na forma de três cenozonas (*Therapsida*, *Rhynchocephalia* e *Dicroidium*). As duas primeiras baseadas em répteis e dotadas de extensão lateral considerável, ao passo que a última apóia-se em plantas fósseis e tem caráter fortemente local. Esse autor estabeleceu meticulosa correlação entre as zonas de associação e a fauna triássica da Argentina, concluindo por um posicionamento da seção sedimentar da Formação Santa Maria entre o Mesotriássico e o Neotriássico.

Em dados de subsuperfície, observa-se que a seção correspondente à Superseqüência Gondwana II exibe um contato basal nítido, em que depósitos pelíticos sobrepõem-se abruptamente aos arenosos da unidade anterior. Este contato abrupto, na realidade refletindo uma rápida “transgressão lacustre” sobre a superfície de discordância que marca o topo da Superseqüência Gondwana I, poderia ser indicativo de um episódio de afundamento acelerado do substrato e desenvolvimento de uma bacia faminta. O posterior preenchimento por aportes arenosos progradacionais encontra-se documentado nos dados de poços que amostraram essa seção sedimentar. O conjunto pelitos lacustres/progradações arenosas é recoberto em contato abrupto pelos arenitos da Formação Tacuarembó no Uruguai e pelos da Formação Botucatu no Rio Grande do Sul.

Assim, o conjunto de atributos da Superseqüência Gondwana II permite uma interpretação de que a subsidência meso-neotriássica da Bacia do Paraná poderia estar relacionada ao desenvolvimento de grábens distensivos assimétricos, acomodando-se a drenagem fluvial sobre a rampa flexural deste sistema, com mergulho regional do substrato para norte na porção gaúcha e para sul em uma calha uruguaia análoga, en-

quanto que os pelitos lacustres teriam se acumulado junto às porções mais subsidentes. A ciclicidade observada neste pacote, em que se intercalam pelitos lacustres e arenitos fluviais, teria se desenvolvido em resposta a variações do nível de base do lago em função de um controle combinado da tectônica e do clima (Milani *et al.* 1998). A Formação Santa Maria, o clássico registro ladiniano-noriano da região central do Rio Grande do Sul, corresponde à sedimentação lacustre - e fluvial associada - que aconteceu em resposta a um pulso de subsidência nos grábens meso-neotriássicos da Bacia do Paraná. De todo o modo, a pronunciada erosão a que foi submetido este pacote, principalmente durante o desenvolvimento da ampla superfície de deflação eólica ligada à Formação Botucatu, dificulta sobremodo uma reconstituição mais confiável do contexto paleofisiográfico do Meso-Neotriássico da Bacia do Paraná.

Superseqüência Gondwana III

A Superseqüência Gondwana III, denominada como “Seqüência Jurássica-Eocretácica” na concepção de Milani *et al.* (1994), compreende o intervalo do registro estratigráfico da Bacia do Paraná em que se posicionam os sedimentitos eólicos da Formação Botucatu e os magmatitos da Formação Serra Geral. Tal seção, se acrescida do pacote sedimentar suprabasáltico, encontrará correspondência no Grupo São Bento, de Schneider *et al.* (1974). A Superseqüência Gondwana III é amplamente distribuída pela Bacia do Paraná, e seus sedimentitos continentais são representados predominantemente por fácies eólicas. A Formação Botucatu constitui-se quase totalmente, em toda sua ampla área de ocorrência, por arenitos médios a finos de elevada esfericidade e aspecto fosco, róseos, que exibem estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte, numa assinatura faciológica muito característica que possibilita um pronto reconhecimento do “deserto Botucatu” em todos os pontos em que aflora. Junto à base, localmente ocorrem ventifactos (Almeida e Melo, 1981) derivados de um persistente retrabalhamento eólico sobre depósitos fluviais subjacentes ao campo de dunas.

Com mais freqüência na porção norte da bacia, mas também no Rio Grande do Sul, ocorrem elementos sedimentares de origem ligada a fluxos aquo-

tos, na forma de arenitos médios a grossos, em corpos lenticulares exibindo ciclos gradacionais, com arenitos conglomeráticos associados, interpretados como produzidos por episódios torrenciais (Almeida e Melo, 1981), num contexto alúvio-fluvial. Esta fácies repete-se ciclicamente com gradação para a fácies eólica, significando múltiplos eventos e uma certa proximidade a paleomargem do *erg*. Junto ao topo da unidade, e mesmo em lentes sedimentares intercaladas aos derrames basais do Serra Geral, são relatadas ocorrências de sedimentitos lacustres com até 10 m de espessura, na forma de ritmitos com termos argilosos, sílticos e arenosos arranjados segundo uma bem-definida estratificação plano-paralela (Almeida e Melo, 1981). Deve-se ressaltar, as fácies que não a eólica quebram apenas muito localmente o monótono e o amplo domínio dos campos de dunas e interdunas secas que constituem a Formação Botucatu.

Se por um lado inexistem dificuldades na individualização do Botucatu naqueles sítios em que ele é exclusivamente eólico, tornando-se bastante óbvio, nestes casos, o caráter discordante de seu contato basal, alguns embaraços surgem quando ocorrem em sua porção inferior estratos de origem alúvio-fluvial, o que é geralmente o caso na porção paulista da bacia. Fulfaro *et al.* (1980) apontam a dificuldade em se determinar a posição do contato Botucatu-Pirambóia, esta última faciologicamente caracterizada por sedimentitos flúvio-eólicos texturalmente similares aos da primeira. Soares (1972) considera transicional esta relação de contato, e engloba estas duas formações em sua “Sequência Tectonossedimentar Triássico-Jurássico” (Soares, 1991). Caetano-Chang e Wu (1993), inserindo elementos de análise faciológica, argumentam a favor de uma discordância entre estas unidades, sendo a sedimentação Botucatu precedida pelo desenvolvimento de uma superfície de deflação eólica que se associaria a um hiato erosivo “de tempo relativamente curto”. Em subsuperfície, pode-se acompanhar a distribuição da Formação Botucatu em dados de poços, podendo-se perceber um espessamento desta unidade no sentido do domínio norte da Bacia do Paraná.

magmatismo Serra Geral

Dentre as características comuns às bacias cratônicas sul-americanas encontra-se o intenso vul-

canismo fissural que as afetou no Mesozóico, constituindo ampla província magmática que, no conjunto de todas as áreas por ela compreendidas, define a maior manifestação ígnea não-oceânica durante o Fanerozóico e uma importante contribuição à geração da crosta continental do planeta. De alguma forma, a série de episódios magmáticos aí envolvidos está vinculada aos campos tensoriais e fenômenos endógenos que levaram à desagregação do Pangea. Na Bacia do Paraná, o evento traduziu-se como uma espessa cobertura de lavas, uma intrincada rede de diques cortando a inteira seção sedimentar e múltiplos níveis de soleiras intrudidas segundo os planos de estratificação dos sedimentitos paleozóicos. Praticamente nenhuma região da bacia foi poupada pela invasão magmática e, hoje, após mais de 100 Ma de retrabalhamento erosivo, ainda restam cerca de três quartos da área total da bacia recobertos pelas rochas ígneas da Formação Serra Geral, com uma espessura remanescente que se aproxima dos 2.000 m na região do Pontal do Paranapanema (SP).

De maneira generalizada, constituem a Formação Serra Geral termos petrológicos dominados por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, ocorrendo subordinadas quantidades de riolitos e riodacitos (Peate *et al.* 1992). Geoquimicamente, ocorre uma diferenciação destas rochas ao longo da bacia em termos de conteúdo de TiO_2 (Bellieni *et al.* 1984) e de elementos-traço, especialmente Y e Yb (Peate, 1989 *apud* Gomes, 1996). Tais pesquisas conduziram ao reconhecimento de uma distribuição estratigráfica seqüencial entre os termos geoquimicamente diferenciados, interpretada inicialmente por Peate *et al.* (1992) como devida a uma migração da fonte magmática de sul para norte ao longo da bacia. A abordagem geoquímica no estudo das rochas da Formação Serra Geral (Bellieni *et al.* 1984; Mantovani *et al.* 1985) definiu que na porção norte da bacia dominam rochas enriquecidas em TiO_2 , ao passo que no sul prevalecem as pobres neste constituinte, tendo tais autores creditado esta variação a uma composição diferenciada já em nível de fonte primária do magma. O manto sob esta área não seria homogêneo em termos composicionais quando analisado regionalmente. Fodor *et al.* (1989), por seu turno, preferem explicar a variação do teor de TiO_2 por diferentes graus de assimilação crustal pelo magma em seu trânsito até a superfície.

Em termos geocronológicos, com base em determinações pelo método K/Ar, as magmáticas Serra Geral foram assinaladas ao intervalo temporal de

147 a 119 Ma (Amaral *et al.* 1966; Cordani e Vandomos, 1967). A utilização mais recentemente da técnica Ar/Ar tem alterado este quadro. Renne *et al.* (1992), datando rochas coletadas em quatro seções verticais na porção sul da Bacia do Paraná, concluiu ter sido o evento Serra Geral extremamente rápido, a 133 ± 1 Ma e com duração aproximada de 1 Ma. Entretanto, com base na estratigrafia proposta por Peate *et al.* (1992) para as lavas da Bacia do Paraná, percebe-se que a amostragem de Renne *et al.* (1992) centrou-se em dois tipos magmáticos em particular - Gramado e Urubici -, não sendo os resultados de tais datações representativos para a província no seu todo.

Turner *et al.* (1994) apresentaram dados Ar/Ar realizados a partir de amostras coletadas a diferentes níveis estratigráficos dentro do pacote de lavas, selecionadas adequadamente para caracterizar em termos geocronológicos os diversos tipos magmáticos da proposta de Peate *et al.* (1992). Os resultados demonstraram uma distribuição de idades decrescente a partir de $137,8 \pm 0,7$ Ma para níveis da base da capa ígnea, em subsuperfície no Estado de São Paulo, até $126,8 \pm 2,0$ Ma em amostras de superfície do Uruguai. Amostras provenientes da região trabalhada por Renne *et al.* (1992) forneceram resultados similares aos relatados naquele trabalho. Diques com direção NW-SE, incluídos no conjunto do Arco de Ponta Grossa, resultaram em $134,1 \pm 1,3$ Ma e $130,5 \pm 2,8$ Ma, enquanto outros de orientação NE-SW, amostrados ao longo da Rodovia Rio-Santos mostraram idades entre $133,3 \pm 1,7$ Ma e $129,4 \pm 0,6$ Ma. Este conjunto de resultados posiciona o evento Serra Geral entre 137 e 127 Ma.

Superseqüência Bauru

A cobertura pós-basáltica constitui unidade siliciclástica psamítica acumulada em condições semi-áridas a desérticas. Tem espessura máxima preservada de cerca de 300 m e área de ocorrência de 370.000 km², nos Estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Goiás e Mato Grosso, assim como no Nordeste do Paraguai. A Superseqüência Bauru tem contato basal discordante (não-conformidade), sobretudo com basaltos da Formação Serra Geral. Em sua base geralmente ocorre delgado estrato de aspecto brechóide com clastos angulosos de basalto, matriz arenosa imatura. Em termos litoestratigráficos,

a Superseqüência Bauru é formada pelos grupos cronocorrelatos Caiuá e Bauru (passagem lateral gradual e interdigitada). O primeiro compreende as formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. O segundo é composto pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, além de rochas vulcânicas alcalinas intercaladas, os Analcimitos Taiúva (Fernandes e Coimbra 2000; CPRM 2004, 2006).

O Grupo Caiuá corresponde a trato de sistemas eólico interior do Deserto Caiuá (Fernandes, 2006): depósitos de complexos de dunas de cristas sinuosas eólicas de grande porte (*draas*), de região central de *sand sea* (Formação Rio Paraná); depósitos periféricos, de dunas eólicas de porte moderado, de cristas sinuosas, e interdunas úmidas/aquosas (Formação Goio Erê); e depósitos de lençóis de areia, em extensas e monótonas planícies desérticas, marginais do *sand sea*. (Formação Santo Anastácio). A Formação Rio Paraná compreende arenitos quartzosos finos a muito finos (raramente médios a grossos) marrons avermelhados a arroxeados, bem selecionados, supermaturos, com típica estratificação cruzada de médio a grande porte. Apresenta lamitos arenosos maciços intercalados, com menor freqüência. No Pontal do Paranapanema (SP) foram descritas dobras convolutas métricas entre porções não-deformadas, interpretadas como sismitos (Fernandes *et al.* 2007). A Formação Goio Erê é composta por arenitos quartzosos finos a muito finos (algumas vezes médios) marrons avermelhados a cinza-arroxeados, subarcoseanos, mineralogicamente maduros e texturalmente submaturos. Formam camadas tabulares com estratificação cruzada, alternadas com maciças, às vezes com laminação plano-paralela, ondulações de adesão, *climbing ripples* eólicos e pequenas dobras convolutas, todas descontínuas e mal definidas. A Formação Santo Anastácio é constituída por estratos tabulares de espessura decimétrica, de arenitos quartzosos subarcoseanos finos a muito finos, maciços, pobremente selecionados, com fração silto-argilosa subordinada.

O Grupo Bauru corresponde a depósitos de trato de sistemas de clima semi-árido, formado por leques aluviais marginais, lençóis de areia atravessados por sistemas fluviais efêmeros e zona endorrêica paludial, que alimentaram o deserto interior correspondente ao Grupo Caiuá. A Formação Vale do Rio do Peixe compreende estratos tabulares de arenitos finos a finos marrons claros rosados a alaranjado, de seleção moderada a boa. Intercalados com siltitos ou lamitos arenosos de cor creme a marrom, maciços ou com

estratificação plano-paralela pouco definida, fendas de ressecção e feições tubulares (bioturbação). Os arenitos têm aspecto maciço ou estratificação cruzada tabular e acanalada de médio a pequeno porte ou estratificação/laminação plano-paralela grosseira (superfícies onduladas com *climbing ripples* eólicos, ondulações de adesão e planos com lineação de partição). Corresponde a depósitos eólicos de extensas áreas planas de lençóis de areia e campos de dunas baixas, com depósitos de loesse retidos em corpos aquosos efêmeros. No norte do Paraná há ocorrência restrita de conglomerados e arenitos conglomeráticos imaturos, ricos em ventifactos. Denominada Litofácies Mairá, foi interpretada como depósitos de deflação retrabalhados por enxurradas de deserto (*wadis*). A Formação Araçatuba caracteriza-se por estratos tabulares silto-arenosos muito finos, de cor cinza-esverdeado, de aspecto maciço, com estratificação plano-paralela, moldes e pseudomorfos de cristais fibrorradiados (gipsita), marcas onduladas (*climbing ripples*), gretas de ressecção e marcas de raízes. Apresenta freqüente cimentação e crostas carbonáticas paralelas à estratificação. Nas bordas de sua área de exposição ocorrem corpos com contatos e estratificação interna sigmoidal de baixa inclinação e/ou estratificação contorcida mal definida (deslizamentos subaquosos). Acumulou-se em ambiente paludial de águas salinas rasas e pouco agitadas, com períodos de exposição. A Formação Uberaba compreende arenitos muito finos a lamitos siltosos cinza-esverdeados a verde-oliva, com notável quantidade de grãos clásticos de perovskita. Ocorre em estratos tabulares e lenticulares, de estrutura maciça, com estratificação cruzada tabular/acanalada ou laminação plano-paralela. Apresenta intercalações secundárias de argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa. Corresponde a depósitos de sistema fluvial entrelaçado e de fluxos em lençol.

A Formação Marília é composta por três membros: Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã. Os dois primeiros ocorrem apenas no Triângulo Mineiro (MG). Em São Paulo é representada apenas pelo seu Membro Echaporã, que também aflora no Triângulo Mineiro. O Membro Serra da Galga compreende arenitos grossos a finos imaturos, freqüentemente conglomeráticos, amarelo-pálidos a avermelhados, com intercalações secundárias de conglomerados e lamitos. Os arenitos apresentam estratificação cruzada tabular tangencial na base e acanalada, de médio a pequeno porte. Os conglomerados são texturalmente imaturos e polimíticos (quartzo, quartzito, calcedônia, nódulos carbonáticos remobilizados, arenitos, pelitos, fragmentos de basalto e outras possíveis rochas ígneas alteradas,

além de fragmentos de ossos, ventifactos). Tem contato interdigitado complexo e irregular com o Membro Ponte Alta. Em afloramentos tal passagem corresponde a contatos bem definidos, geralmente entre litofácies não cimentadas (Serra da Galga) e litofácies intensamente cimentadas (Ponte Alta). Em termos regionais, o Membro Ponte Alta tem passagens graduais para o Serra da Galga em todas as direções. O Membro Serra da Galga reúne importantes jazigos de ossos de répteis de grande porte da bacia (dinossauros, crocodilos e quelônios), além de invertebrados. O Membro Ponte Alta é formado por unidades detríticas arenosas imaturas, intensamente cimentadas por carbonato de cálcio: calcários arenosos maciços, conglomeráticos de matriz arenosa (conhecidos como casco-de-burro), e calcários finos fragmentados. Os conglomerados são polimíticos (quartzo, quartzito, arenito, pelitos carbonáticos, basalto e fragmentos de outras rochas alteradas), de clastos subangulosos a subarredondados, centimétricos (2-7 cm; até 15 cm). Os calcários finos têm cor levemente esverdeada e textura de mosaico (pseudobrecha), com texturas de crescimento expansivo (*displacive*). Os membros Ponte Alta e Serra da Galga ocorrem intimamente associados. Regionalmente, a passagem entre as duas unidades é gradual, por variação da intensidade de cimentação, e algumas vezes brusca. Fernandes (1998) supôs que a diferenciação foi sobretudo pós-sedimentar, pela formação de zonas de calcretes freáticos (Membro Ponte Alta). Desta forma, ambos correspondem a depósitos de leques aluviais medianos a distais, com sistemas fluviais entrelaçados associados, com eventuais intercalações de depósitos de pequenas dunas eólicas. Nesse contexto, ocorrem ainda depósitos de fluxos densos esporádicos (clastos imersos em lamitos). O Membro Echaporã sustenta planaltos digitiformes, mais expressivos nas regiões de Marília e Echaporã. É constituído por estratos tabulares maciços em geral de 1 m de espessura, de arenitos finos a médios, imaturos, com frações grossas e grânulos em quantidades subordinadas, de cor bege a rosa-pálida. Em geral, os estratos têm maior desenvolvimento de nódulos e crostas carbonáticas no topo. Às vezes, discreta concentração de clastos na base. Raras vezes exhibe estratificação cruzada de médio porte. As litofácies conglomeráticas, de poucos centímetros de espessura, são constituídas por intraclastos centimétricos (carbonáticos e lamíticos) e por extraclastos silicosos (quartzo, quartzito e arenito silicificado, alguns deles ventifactos). São freqüentes intercalações de delgadas lentes de lamitos arenosos de cor marrom de espessuras centimétricas a decimétricas (até 1 m), de base côncava e topo hori-

zontal. O Membro Echaporã encerra em São Paulo a Litofácies Rubião Júnior, de ocorrência restrita às imediações de Botucatu. Corresponde a depósitos mais proximais, correlatos geneticamente aos do Membro Serra da Galga em Minas. É composto por estratos arenosos médios a grossos, de seleção moderada a má, com intensa cimentação carbonáticas, intercalados com conglomerados polimíticos (basalto, dominantes, quartzo, quartzito, milonito, silixito, geodos de quartzo, nódulos carbonáticos remobilizados). O Membro Echaporã formou-se como depósitos de lençóis de areia, onde se desenvolveram calcretes freáticos e pedogenéticos. A Formação São José do Rio Preto compreende arenitos finos a muito finos com frações de areia média e grossa secundárias, de cor marrom claro a bege, com estratificação cruzada acanalada e tabular tangencial na base, freqüentemente conglomeráticos. A formação apresenta intercalações subordinadas de arenitos a siltitos com estratificação plano-paralela, marcas onduladas e lamitos argilosos maciços. Os clastos são nódulos carbonáticos, fragmentos de lamitos e argilitos, seixos silicosos, fragmentos de ossos e outros bioclastos. Exibe cimentação carbonática com freqüência. Corresponde a depósitos arenosos pouco maduros, freqüentemente conglomeráticos, de barras e planícies fluviais de sistemas de canais entrelaçados, amplos e rasos. A Formação Presidente Prudente é composta por arenitos muito finos a finos marrons avermelhados claros a bege e lamitos arenosos marrons escuros. As lentes arenosas exibem estratificação cruzada acanalada e sigmoidal (unidades de corte-e-preenchimento). Os estratos tabulares de arenitos e siltitos exibem estratificação plano-paralela, marcas onduladas, *climbing ripples*, brechas intraformacionais (argilitos, intraclastos carbonáticos, silicosos e fragmentos de ossos). Correspondem a depósitos de sistema fluvial meandrante arenoso fino, de canais rasos com sinuosidade relativamente baixa, composto pela alternância de depósitos de preenchimento de canais amplos, com depósitos de planícies de inundação/rompimento de diques marginais (*crevasse*). Estes últimos podem preservar esqueletos e carcaças menos desarticulados, como cascos de tartarugas. Os Analcimitos Taiúva (não-aflorantes) são rochas extrusivas de natureza alcalina intercaladas na parte superior Formação Vale do Rio do Peixe, com espessura máxima de 15 m. Ocorrem em subsuperfície, a noroeste de Jaboticabal (SP). Apresentam cor marrom claro avermelhado a amarelado, textura afanítica e feições de caráter vulcânico extrusivo (Coimbra *et al.* 1981; Coutinho *et al.* 1982)

referências bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. A. Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, São Paulo: IPT, 1981, v.1, p.46-81. Escala 1:500.000.

ALMEIDA, F. F. M. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo, Paulipetro, 1980. 187 p.

ALVES, R. G. **Correlação estratigráfica de alta resolução aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná na região de Candiota, Rio Grande do Sul**. 1994. 114 p. Tese (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.

AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Oxford, v. 30, n. 2, p. 159-189, 1966.

ANDRADE, S. M.; CAMARÇO, P. E. N. Seqüências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., 1982, Salvador. **Anais do...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 5, p. 2132-2144.

ASSINE, M. L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil**. 1996. 207 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 77-89, 1994.

BARBERENA, M. C. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. **Pesquisas**, Porto Alegre, v. 7. p. 111-119, 1977.

BARBERENA, M. C.; ARAÚJO, D. C.; LAVINA, E. L.; FACCINI, U. F. The evidence for close paleofaunistic affinity between South America and Africa, as indicated by Late Permian and Triassic tetrapods. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7.; 1991, São Paulo. **Proceedings**. São Paulo, Universidade de São Paulo, 1991. p. 455-467.

- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; PICCIRILLO, A. J. R. ROISEMBERG, A. High-and-low-TiO₂ flood basalts from the Paraná Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Mineralogie**, Stuttgart, v. 150, n. 3, p.273-306, 1984.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; MARQUES F. P. L. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, Curitiba, n. 18, 114 p. 1966.
- BIZZI, D. F.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES J. H.; BAARS, F. J.; SANTOS J. O. S.; ABRAM, M.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: sistema de informação geográfica e mapas na escala 1:2.500.000. Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais: Brasília, 2001. 4 CD-ROM.
- BORTOLUZZI, C. A.; AWDZIEJ, J.; ZARDO, S. M. 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.
- BOUCOT, A. J.; MELO, J. H. G.; NETO, E. V. S.; WOLFF, S. First Clarkeia and Heterorthella (Brachiopoda, Lower Silurian) occurrence from the Paraná basin in Eastern Paraguay. **Journal of Paleontology**, Tulsa, v. 65, n. 3, p. 512-514. 1991.
- CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. Bacia do Paraná: Formações Pirambóia e Botucatu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. São Paulo. **Roteiro de excursão ...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, n. 2, p. 1-19.
- CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. A composição faciológica das formações Pirambóia e Botucatu no centro-leste paulista e a delimitação do contato entre as unidades. In: SIMPÓSIO DE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ. 1., 1993, Rio Claro. **Boletim de resumos**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1993, p. 93.
- CAPUTO, M. V.; CROWELL, J. C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, 96, p. 1020-1036, 1985.
- CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G.; STREEL, M.; ISBELL, J. L. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. In: FIELDING, C. R.; FRANK, T. D.; ISBELL, J. L. (Ed.). **Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space**. Boulder: Geological Society of América, 2008. p. 161-173. Special Paper, 441.
- 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.
- 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.
- CLARKE, J. M. **Fósseis devonianos do Paraná**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico Brasileiro, 1913. 353 p.
- COIMBRA, A. M.; COUTINHO, J. M. V.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G. A. Lavas fonolíticas associadas ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. **Atas**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. v. 1, p. 324-327.
- CORDANI, U. G.; VANDOROS, F. Balsatic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER, G. D.; PINTO, I. D. (Ed.). **Problems in Brazilian Gondwana geology**. Curitiba: Mac Roesner, 1967. p. 207-231.
- COUTINHO, J. M. V.; COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G. A. Lavas alcalinas analcimíticas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESO LATINAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., 1982, Buenos Aires. **Actas**. Buenos Aires: Servicio Geologico Nacional, 1982. v. 2, p.185-196.
- DAEMON, R. F.; FRANÇA, A. B. 1993. Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. **Resumos**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1993. p. 36.
- DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. **Anais do...** São Paulo:

- Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p. 359-412.
- DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P.; SILVA, L. C. Devonian palinology and biostratigraphy of the Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 21/ 22, p. 99-132, 1967.
- DERBY, O. A. Geologia da região diamantífera da província do Paraná. In: **Arquivos do Museu Nacional**. Rio de Janeiro: Museu Nacional, 1878. v. 3, p. 89-96.
- DINO, R.; RODRIGUES, M. A. C. Palinologia da Formação Furnas (Eodevoniano) na região de Jaguariaíva (PR). In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. **Resumos**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1993. p. 24-25.
- DINO, R.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STEEMANS, P. Biochronostratigraphic investigations of the Pragian and Emsian stages on the southeastern border of the Paraná Basin. In: SIMPÓSIO DE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., 1995, Porto Alegre. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1995. p. 19-25.
- DU TOIT, A. L. **A geological comparison of South America with South Africa**. Washington: The Carnegie Institution. 1927. 157 p.
- EVANS, J. W. The geology of Matto Grosso, particularly the region drained by the Upper Paraguay. **Quarterly Journal of the Geological Society**, v. 50, n. 2, p. 85-104, 1894.
- EYLES, C. H.; EYLES, N.; FRANÇA, A. B. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. **Sedimentology**, Oxford, v. 40, p. 1-25. 1993.
- FARIA, A.; REIS NETO, J. M. 1978. Nova unidade litoestratigráfica pré-Furnas no sudoeste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais do...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. p. 136-137.
- FARIA, A. Formação Vila Maria - nova unidade litoestratigráfica siluriana da Bacia do Paraná. **Ciências da Terra**, Salvador, v. 3, p. 12-15.
- FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, n. 2, p. 195-205. 1996.
- FERNANDES, L. A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 1998. 216 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- FERNANDES, L. A. Caiuá Desert sedimentary environments and facies (Caiuá Group, Late Cretaceous, Brazil). In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE SEDIMENTOLOGIA, 4.; REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGIA, 11., 2006, San Carlos de Bariloche. **Resúmenes**. San Carlos de Bariloche: Asociación Argentina de Sedimentología; International Association of Sedimentologists. 2006. p. 97.
- FERNANDES, L. A.; CASTRO, A. B.; BASILICI, G. Seismites in continental sand sea deposits of the Caiuá Desert, Bauru Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 199, p. 51-64, 2007.
- FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 4, p. 723-734, 2000.
- FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 19-26, 1993.
- FODOR, R. V.; MCKEE, E. M.; ROISENBERG, A. Age distribution of Serra Geral (Paraná) flood basalts, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 2, p. 343-349, 1989.
- 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, abr./dez. 1988
- FULFARO, V. J.; GAMA JUNIOR, E.; SOARES, P. C. 1980. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. São Paulo: Paulipetro, 167 p.
- FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J.; BARCELOS, J. H. 1991. Formação Tietê: o pós-glacial no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 397-404.
- FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA,

- R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.
- GAMA JUNIOR, E. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati), um modelo geomórfico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 9, n. 1, p. 1-16, 1979.
- GAUGRIS, K. A.; GRAHN, Y. New chitinozoan species from the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil, and their biostratigraphic significance. **Ameghiniana**, Buenos Aires, v. 43, n. 2, p. 293-310, 2006.
- GERRIENNE, P.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, M. A. C.; STEEMANS, P. An Early Devonian flora, including *Cooksonia*, from the Paraná Basin (Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 116, n. 1-2, p. 19-38, 2001.
- GESICKI, A. L. D.; RICCOMINI, C.; BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M. Evidências de avanço glacial na Formação Aquidauana (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) no Estado de Mato Grosso do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais do...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. v. 1, p. 124-127.
- GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; SMITH, A. G. **A geologic time scale**. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 610 p.
- GRAHN, Y. Devonian chitinozoan biozones of Western Gondwana. **Acta Geologica Polonica**, Warszawa, v. 55, n. 3, p. 211-227, 2005.
- GRAHN, Y. Ordovician and Silurian chitinozoan biozones of Western Gondwana. **Geological Magazine**, Cambridge, v. 143, n. 3, p. 509-529, 2006.
- GRAHN, Y.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. Silurian and Lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. **Palynology**, Dallas, n. 24, p. 147-176, 2000.
- GRAHN, Y.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. Middle and Upper Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. **Palynology**, Dallas, n. 26, p. 135-165, 2002.
- GRAY, J.; BOUCOT, A. J.; GRAHN, C. Y.; HIMES, G. T. A new record of Early Silurian-age land plant spores from the Paraná Basin, Paraguay. **Geological Magazine**, Cambridge, v. 129, n. 6, p. 741-752, 1994.
- GRAY, J.; COLBATH, G. K.; FARIA, A.; BOUCOT, A. J.; ROHR, D. M. Silurian-age fossils from the Paleozoic Paraná Basin, Southern Brazil. **Geology**, Boulder, v. 13, p. 521-525.
- KAYSER, F. H. E. Alguns fósseis paleozóicos do Estado do Paraná. **Revista do Museu Paulista**, São Paulo, n. 4, p. 301-311, 1990.
- KEIDEL, J. La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud Africa y los Andes. **Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería**, Buenos Aires, v. 9, n. 3, p. 1-78, 1916.
- KOZŁOWSKI, R. Fossiles devoniens de l'État de Paraná. **Annales de Paléontologie**, Paris, v. 8, p. 105-123, 1913.
- LANGE, F. W.; PETRI, S. The Devonian of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J. J. (Ed.). **Problems in Brazilian Devonian geology**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1967. p. 5-55. (Boletim Paranaense de Geociências, 21/22).
- LANGE, F. W. **Estratigrafia do Estado do Paraná**. Curitiba: Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná, 1954.
- LANGE, F. W. **Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1967, p. 63-98. (Boletim Paranaense de Geociências, 21/22)
- 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.
- LAVINA, E. L. The Passa Dois Group. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7., 1988. São Paulo. **Field excursion guide book**. São Paulo: Instituto de Geociências, 1988. p. 24-30. 1988.

- LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; BURJACK, M. I. A. Miospores du Dévonien moyen et supérieur du bassin du Paraná, Brésil: systématique et stratigraphie. **Sciences Géologiques Bulletin**, Strasbourg, v. 41, n. 3-4, p. 351-377. 1988.
- LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; STEEMANS, P.; BARRILARI, I. M. R. 1995. Miospore evidence for pre-Emsian and latest Famennian sedimentation in the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 67, n. 3, p. 391-392, 1955. (Resumo).
- LOBOZIAK, S.; STEEMANS, P.; BORGHI, L. New miospore evidence of Pragian age for the lower Ponta Grossa Formation (Devonian, Paraná Basin) in the Chapada dos Guimarães area, Mato Grosso State, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 70, n. 2, p. 382, 1988. (Resumo).
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R.; ROSSELLO, E. A. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in Southern South America. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v. 82, p. 136-147, 1993.
- 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, 2006. p. 65-93. (Special Publications, 265).
- MAACK, R. Breves notícias sobre a Geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 2, p. 63-154, 1947.
- MANTOVANI, M. S. M.; MARQUES, L. S.; SOUSA, M. A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INNOCENTI, F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State, southern Brazil. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 26, p.187-209, 1985.
- MAULLER, P. M.; PEREIRA, E.; GRAHN, Y.; STEEMANS, P. Análise bioestratigráfica do intervalo Llandoveryano da Bacia do Paraná no Paraguai Oriental. **Revista Brasileira de Paleontologia**, São Leopoldo, v. 7, n. 2, p. 199-212, 2004.
- MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Devonian – Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 124, n. 3-4, p.131-202, 2003.
- MELO, J. H. G. A paleontologia do Siluriano da Bacia do Paraná: estado-da-arte. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. **Resumos**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1993. p. 6-7.
- MILANI, E. J. **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, 1997.
- MILANI, E. J.; ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; DAEMON, R. F. A Seqüência Ordovício-Siluriana da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n.2-4, p. 257-273, abr./dez. 1995.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, jan./mar. 1994.
- 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. nov. 1998. (Série Científica, n. 29).
- MIZUSAKI, A. M. P.; MELO, J. H. G.; VIGNOL-LELARGE, M. L.; STEEMANS, P. Vila Maria Formation (Silurian, Paraná Basin, Brazil): integrated radiometric and palynological age determinations. **Geological Magazine**, Cambridge, v. 139, n. 4, p. 453-463, 2002.
- MORAES RÊGO, L. F. **A geologia do petróleo no Estado de São Paulo**. Rio de Janeiro: Papelaria Mendes, 1931. 110 p. (Brasil. Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio. Boletim 46).
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p. 291-346, jul./set. 1969.
- OLIVEIRA, E. P. O terreno devoniano do sul do Brasil. **Annaes da Escola Minas de Ouro Preto**, v. 14, p. 31-41, 1912.

- OLIVEIRA, E. P. Geologia e recursos minerais do estado do Paraná. **Monografias do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, v. 6, 172 p. 1927.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORT, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, Berlin, v. 55, p. 119-139, 1992.
- PETRI, S. **Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense**. Rio de Janeiro : Departamento Nacional da Produção Mineral, 1948. 125 p. (Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim 129).
- POPP, M. B.; BURJACK, M. I.; ESTEVES, I. R. Estudo preliminar sobre o conteúdo paleontológico da Formação Vila Maria (pré-Devoniano) da Bacia do Paraná. **Revista Pesquisas**, Porto Alegre, v. 14, p. 169-180, 1981.
- RAMOS, V. A.; JORDAN, T. E.; ALLMENDINGER, R. W.; MPODOZIS, C.; KAY, J. M.; CORTÉS, J. M.; PALMA, M. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. **Tectonics**, Washington, v. 5, n. 6, p. 855-880, 1986.
- RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. Rapid eruption of the Paraná flood volcanism, rifting of southern Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, Washington, v. 258, p. 975-979, 1992.
- ROCHA-CAMPOS, A. C. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J. J. (Ed.). **Problems in Brazilian Devonian geology**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1967. p. 27-102.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A.; SANTOS, P. R. Shrimp U-Pb zircon ages of the late Paleozoic sedimentary sequence, Paraná Basin, Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 4., 2007, Armação de Búzios. **Boletim de Resumos**. [S.l.]: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 2007. p. 33.
- RUBINSTEIN, C.; MELO, J. H. G.; STEEMANS, P. Lochkovian (earliest Devonian) miospores from the Solimões Basin, northwestern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 133, n. 1-2, p. 91-113, 2005.
- SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J. J. The pre-Gondwana basement. In: BIGARELLA, J. J. (Ed.). **Problems in Brazilian Devonian geology**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1967. p. 3-25.
- SANFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 44, n. 8, p. 1316-1370, 1960.
- SANTOS, R. V.; SOUZA, P. A.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, C. G.; ARAÚJO, L. M. Shrimp U-Pb Zircon dating and palinology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research**, Osaka, v. 9, p. 456-463, 2006.
- SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais do...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 1, p. 41-65.
- SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal**. 1994. 85 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- SOARES, P. C. Arenito Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém, **Resumos**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, p. 250-251.
- SOARES, P. C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. 1991. 131 p. Tese para provimento de vaga de Professor Titular, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1991.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 89, n. 2, p. 181-191, 1978.
- SOMMER, F. W. Contribuição à paleofitografia do Paraná. In: LANGE, F. W. (Ed.). **Paleontologia do Paraná**.

Curitiba: Museu Paranaense, Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná, 1954. p. 175-194.

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.

STREEL, M.; HIGGS, K.; LOBOZIAK, S.; RIEGEL, W.; STEEMANS, P. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 50, n. 3, p. 211-229, 1987.

TURNER, S. P.; REGELORES, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40 Ar - 39 Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, p. 333-348, 1994.

ULIANA, M. A.; BIDDLE, K. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, p. 172-190, 1988.

URIZ, N. J.; ALFARO, M. B.; INCHAUSTI, J. C. G. Silurian (Llandovery) monograptids from the Vargas Peña Formation (Paraná Basin, eastern Paraguay). **Geologica Acta**, Barcelona, v. 6, n. 2, p. 181-190, 2008.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 63-81. (AAPG. Memoir, 26).

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

WIENS, F. **Estratigrafia fanerozoica resumida del Paraguay**. Asunción: Geoconsultores, 1990. 6 p.

WOOD, G. D.; MILLER, M. A. Distinctive Silurian chitinozoans from the Itacurubi Group (Vargas Peña shale), Chaco basin, Paraguay. **Palynology**, Dallas, v. 15, p. 181-192, 1991.

ZALÁN, P. V. Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: SIMPÓSIO BOLIVARIANO: EXPLORACIÓN PETROLERA EN LAS CUENCAS SUBANDINAS, 4., 1991, Bogotá. **Memórias**. Bogotá: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, 1991. Trabalho 7.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). **Interior cratonic basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 681-708. (AAPG. Memoir, 51).

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; VIEIRA, I. S.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 242-252, 1987.

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. p. 58.

bibliografia

ROHN, R. Distribuição de fósseis e de fácies no Grupo Passa Dois (Permiano Superior) na borda leste da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., 1995, **Resumos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1995. p. 71-75.

Ma	GEOCRONOLOGIA			NATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS	LITOESTRATIGRAFIA			ESPESSURA MÁXIMA (m)	SEQÜÊNCIAS
	ERA PERÍODO	ÉPOCA	IDADE				GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO		
65	MESOZOICO	CRETÁCEO	NEO	MAASTRICHTIANO	CONT.	ALÚVIO-FLUVIAL EÓLICO		BAURUI/CAIUA	S.J. RIO PRETO	260	BAURUI
				CAMPANIANO					IMAPUÁ		
				SANTONIANO					ARACATUBA		
				CONIACIANO					V. RIO PEIXE		
				TURONIANO					S. LESTE		
100		CRETÁCEO	EO	CENOMANIANO	CONT.	MAGMAT. FISSURAL INTRA CONTINENTAL	EOCRETÁCICA	SERRA GERAL	N. PRATA	1700	GONDWANA III
				ALBIANO					BOTUCATU		
				APTIANO							
				BARREMIANO							
				HAUTERIVIANO							
	VALANGIANO										
150	MESOZOICO	JURÁSSICO	NEO	BERRIASIANO	CONT.	EÓLICO	NEOJURÁSSICA		450	GONDWANA III	
				TITHONIANO							
				KIMMERIDGIANO							
				OXFORDIANO							
				CALLOVIANO							
		MESO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA		SANTA MARIA	300	GONDWANA II		
		BATHONIANO									
		BAJOCIANO									
		ALENÇIANO									
		TOARCIANO									
200	MESOZOICO	TRIÁSSICO	NEO	NORIANO	CONT.	FLÚVIO-LACUSTRE	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				CARNIANO							
				LADINIANO							
				ANISIANO							
				OLENEKIANO							
		INDUANO	MARINHA	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		LOPINGIANO									
		GUADALUPIANO									
		CISURALIANO									
		PERMIANO									
250	MESOZOICO	TRIÁSSICO	MESO	ASSELIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				WUCHIAPINGIANO							
				CAPTANIANO							
				WORDIANO							
				ROADIANO							
		EO	MARINHA	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		KUNGIURIANO									
		ARTINSKIANO									
		SAKMARIANO									
		PERMIANO									
300	MESOZOICO	TRIÁSSICO	EO	PERI-GLACIAL	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RESTRITO							
				PLATAFORMA COSTEIRO							
				PLATAFORMA							
				PERMIANO							
		PERMIANO	MARINHA	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PERI-GLACIAL									
		PERMIANO									
		PERMIANO									
		PERMIANO									
350	MESOZOICO	CARBONÍFERO	MISSISSIPIANO	TOURNAISIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				VISEANO							
				SERPUKHOVIANO							
				BASHKIRIANO							
				MOSCÓVIANO							
		DEVONIANO	MARINHA	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		GLACIAL									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
400	MESOZOICO	DEVONIANO	NEO	FAMENIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				FRASNIANO							
				GIVETIANO							
				EIFELIANO							
				EMSIANO							
		MESO	MARINHA	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA PLATAF. DISTAL									
		FLUV. / COST.									
		FLUV. / COST.									
		FLUV. / COST.									
450	MESOZOICO	DEVONIANO	EO	LOCHKOVIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PRAGUIANO							
				WENLOCK							
				LUDLOW							
				PRIDOLI							
		LIANDOVERY	MARINHA	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA PLATAF. DISTAL									
		GLACIAL									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		PLATAFORMA RASA									
500	MESOZOICO	ORDOVICIANO	NEO	KATIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				SANDBIANO							
				DARRIWILIANO							
				DAPINGIANO							
				FLOIANO							
		MESO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO	TREMADOCIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II	
				PLATAFORMA RASA							
				FLUVIAL-COSTEIRO							
				GLACIAL							
				GLACIAL							
		PRÉ-CAMBRIANO	CONTINENT.	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	SANTA MARIA	300	GONDWANA II			
		PLATAFORMA RASA									
		FLUVIAL-COSTEIRO									
		GLACIAL									
		GLACIAL									
540	MESOZOICO	ORDOVICIANO	EO								

