ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DO SUBGRUPO ITARARÉ (NEOPALEOZOÍCO) NO LESTE DA BACIA DO PARANÁ, NAS REGIÕES SUL DO PARANÁ E NORTE DE SANTA CATARINA, BRASIL

JOSÉ ROBERTO CANUTO¹, PAULO ROBERTO DOS SANTOS¹ & ANTONIO CARLOS ROCHA-CAMPOS¹

ABSTRACT SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE ITARARÉ SUBGROUP (LATE PALEOZOIC) IN EASTERN PARANÁ BASIN, SOUTHERN PARANÁ AND NORTHERN SANTA CATARINA STATES, BRAZIL. Seven type I third order sequences have been recognized, in which the facies, facies associations, lowstand, transgressive, highstand and glacio-isostatic regressive systems tracts, and bounding and internal surfaces had been identified. These sequences correspond to fining- to coarsening-upward successions. The base of the cycles, which attain 50 to 180 m in thickness, are limited by an unconformity marked by striated bedrock, intraformational striated surfaces and/or glaciotectionized basement.

Each erosional surface, which is considered as representative of one advance of a grounded glacier, is overlain by a subglacial tillite. Higher up the glaciogenic section shows glaciaterrestrial, glaciomarine and marine deposits, controlled by the retreat of the glacier front. The shales are considered as deposited during a post-glacial transgression, while the upper sandstones are interpreted as related to the glacio-isostatic rebound that followed the retreat of the ice margin.

Keywords: Sequence Stratigraphy, Itararé Subgroup, Late Paleozoic Glaciation, Paraná Basin.

RESUMO Sete seqüências de 3ª ordem do tipo I foram identificadas, tendo sido caracterizadas as facies, suas associações, os tratos de sistemas de mar baixo, transgressivos, de mar alto e regressivos glácio-isostáticos, e as superfícies limitantes e internas. As seqüências correspondem, grosso modo, a sucessões do tipo granodecrescentes-granocrescentes ascendentes, com espessuras variando de 50 a 180 m, delimitadas na base por discordância erosiva evidenciada por substrato cristalino estriado, ou superfícies estriadas e/ou substrato glaciotectionizado intraformacional.

O modelo deposicional propõe que cada superfície erosiva representa um avanço glacial aterrado à Bacia do Paraná, através de margem de maré, e é coberta por tilito subglacial. Outras litofácies sobrepostas ao tilito incluem depósitos glácio-terrestres, glácio-marinhos e marinhos, ligados ao recuo do lobo glacial. Os folhelhos formaram-se numa transgressão pós-glacial, e as areias finais sugerem ascensão glácio-isostática, em resposta à desintegração do lobo glacial.

Palavras-chave: Estratigrafia de seqüências, Subgrupo Itararé, Glaciação Neopaleozóica, Bacia do Paraná.

INTRODUÇÃO A ocorrência estratigraficamente repetida de sucessões de estratos, ou "ciclos" estratigráficos, no Subgrupo Itararé, aflorante na margem leste da Bacia do Paraná, foi inicialmente reconhecida por Leinz (1937). Os ciclos, com cerca de 70 a 90 metros de espessura, consistem de sucessões formadas por tilitos separados por intercalações de arenitos flúvio-glaciais e sedimentos argilosos.

Sucessões litológicas similares foram descritas 30 anos depois por Frakes & Figueiredo (1967), compostas por diamictito, sucedido por lamito ou "pelodito", arenito e folhelho intercalados (ou estratos várlicos), e arenito finalizando os ciclos.

França & Potter (1988) identificaram três ciclos sedimentares, compostos, cada um deles, por uma unidade basal arenosa coberta por uma unidade "argilosa". Segundo os autores, o ciclo deposicional inferior inclui a Formação Lagoa Azul, o ciclo médio compreende a Formação Campo Mourão e o ciclo superior a Formação Taciba.

Mais recentemente, ciclos estratigráficos mais espessos e litologicamente complexos foram identificados por Canuto *et al.* (1997), através da análise estratigráfica de afloramentos do Subgrupo Itararé no sul do Paraná e norte de Santa Catarina. As seções analisadas englobam depósitos interpretados como glácio-terrestres, glácio-marinhos e marinhos acumulados sobre a margem epicratônica oriental da Bacia do Paraná.

Os ciclos reconhecidos por Canuto *et al.* (1997) correspondem, grosso modo, a sucessões do tipo granodecrescente-granocrescente ascendente. De modo geral, os ciclos, cujas espessuras variam de 50 a 180 m, seriam delimitados na base por discordância erosiva evidenciada por substrato cristalino estriado, ou superfícies estriadas e/ou substrato glaciotectionizado intraformacionais.

O modelo deposicional propõe que cada superfície erosiva representa um avanço glacial aterrado à Bacia do Paraná, através de margem de maré, e geralmente é coberta por tilito subglacial. Outras litofácies que se sobrepõem ao tilito subglacial, incluem depósitos glácio-terrestres, glácio-marinhos e marinhos, ligados ao recuo do lobo glacial e ao extensivo retrabalhamento e à redeposição dos mesmos. Os folhelhos, alguns com fósseis marinhos (e.g., Ortigueira, Guaraúna e Passinho), formaram-se numa transgressão pós-glacial, e as areias finais sugerem ascensão glácio-isostática, em resposta à desintegração do lobo glacial.

Os ciclos, alguns incompletos devido à erosão, são reconhecidos em depósitos mais proximais em relação à margem da bacia.

Distalmente, a variação de facies é grande, tornando mais complexa a sua delimitação.

Nas sucessões sedimentares identificadas por Canuto *et al.* (1997) foi considerado inicialmente apenas o controle climático, envolvendo variações glácio-eustáticas e glácio-isostáticas do nível do mar, controlados pelos avanços e recuos do manto de gelo de Windhoek (Santos *et al.* 1996). A espessura relativamente grande de cada ciclo e, principalmente, a espessura cumulativa da pilha sedimentar constituída, desde logo representaram uma dificuldade a ser resolvida, no contexto da história da subsidência da Bacia do Paraná, durante o Neopaleozóico.

O mesmo problema afeta a interpretação do controle climático (glácio-eustático e/ou glácio-isostático) de sucessões glacioclásticas descritas no Proterozóico do Canadá (Supergrupos Huronian e Windermere, Eyles 1993 e Grupo Bakoye, no Mali, África ocidental, Proust & Deinoux 1994). Ciclos estratigráficos descritos no Proterozóico do Canadá variam de centenas até 1000 m de espessura e constituem sucessões glacioclásticas granocrescentes e emergentes, contendo diamictitos, relacionados a sucessivos episódios transgressivos e regressivos. Parassequências do Grupo Bakoye formam também sucessões granocrescentes e emergentes, porém de menor espessura (50 m).

Eyles (1993) apresentou vários argumentos contrários ao controle climático, envolvendo repetidas mudanças glácio-eustáticas ou glácio-isostáticas do nível do mar, propostos respectivamente para explicar a gênese das sucessões glacioclásticas do Canadá e Mali. Variações do nível do mar resultantes do crescimento dos mantos de gelo pleistocênicos não ultrapassaram 175 m, o que, segundo Eyles (1993), torna improvável a criação de espaço para acomodar pacotes sedimentares tão espessos. Evidências do Pleistoceno indicam também que a subsidência de bacias, de origem glácio-isostática, tem curta duração, sendo prontamente reajustada ao final do ciclo glacial, com a retirada do peso do gelo. A elevação isostática pós-glacial propicia então a criação de amplas superfícies erosivas.

A acumulação e preservação de sucessões glacioclásticas marinhas espessas dependem, portanto, de contínua subsidência, provavelmente controlada tectonicamente.

É possível, deste modo, que muitos ciclos estratigráficos em sucessões glacioclásticas, reconhecidos na literatura, envolvam uma superimposição de variações climáticas de curta duração glácio-

¹ Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 (Cidade Universitária), CEP 05508-900, São Paulo, Brasil. E-mail: jrcanuto@usp.br, dosantos@usp.br, acrcampos@usp.br.

eustáticas e/ou glácio-isostáticas, e de taxas de subsidência, durante a contínua subsidência tectônica de uma bacia glaciada. Estes fatores podem ter influenciado também a geração dos ciclos estratigráficos do Subgrupo Itararé discutidos na presente contribuição.

Conforme comenta Eyles (1993), a deposição em bacias intracratônicas glaciadas, tal como a Bacia do Paraná, envolve mudanças complexas de nível do mar e suprimento sedimentar gerados pela variação no volume das massas de gelo, efeitos glácio-isostáticos, glácio-eustáticos e tectonismo de cujos efeitos individuais são de difícil desentranhamento. A aplicação dos conceitos de estratigrafia de sequências a essas sucessões sedimentares oferece ferramentas para o esclarecimento dessa importante questão.

A partir do início da década de 80, tem havido um debate contínuo a respeito dos possíveis mecanismos causadores do desenvolvimento de ciclos de 3ª ordem no nível do mar, conforme documentado em Bally (1980).

Cloetingh *et al.* (1985) propuseram um novo mecanismo tectônico para variações relativas do nível do mar, da ordem de 1-10 cm/1000 anos, com magnitude de até algumas centenas de metros. O modelo explica a ocorrência dos ciclos de 3ª ordem no nível do mar, suportada pela presença de esforços horizontais na litosfera devido à ocorrência de mudanças nos campos geradores desses esforços em escalas de tempo de poucos milhões de anos e maiores.

Cloetingh (1988) interpretou as variações relativas do nível do mar, incluindo as sucessões de *onlap* e *offlap*, como expressões decorrentes de processos tectônicos regionais e possivelmente globais, ao contrário de em termos de variações eustáticas. Reconheceu, entretanto, que a variação eustática esteve sempre presente e que uma separação dos dois processos não pode ser possível sem as respectivas evidências independentes que os suportem.

O modelo tectônico proposto por Cloetingh *et al.* (1985) representa a interação entre os esforços intraplacas e as irregularidades da litosfera causadas por sobrecarga sedimentar. Esta interação pode produzir variações relativas do nível do mar superiores a 100 m ao longo de poucos milhões de anos observadas nos flancos das bacias sedimentares.

Por conseguinte, Cloetingh *et al.* (1985) argumentaram que as flutuações glaciais não são o único mecanismo capaz de produzir ciclos de 3ª ordem com uma magnitude e velocidade comparáveis àqueles reconhecidos no registro estratigráfico. O modelo de Cloetingh *et al.* (1985) pode explicar flutuações contemporâneas no nível do mar em bacias sedimentares adjacentes ou próximas.

A ação de esforços horizontais variáveis não se restringe a bacias sedimentares de margens passivas mas, também, causa modificações nos movimentos verticais em bacias intracratônicas e de *foreland*. Este mecanismo tectônico pode fornecer uma explicação para correlações observadas entre as épocas de variações do nível do mar em regiões oceânicas e intracontinentais notadas por Sloss (1979) e Bally (1980).

No Subgrupo Itararé nota-se um grande número de falhas com rejeitos de componentes vertical e horizontal, identificadas em escala regional, no sul do Paraná e no norte e centro-leste de Santa Catarina, que atingem também unidades estratigráficas sobrejacentes, como, por exemplo, o Grupo Passa Dois. As falhas, de direção predominantemente NE, provavelmente correspondem a reativações de estruturas pré-cambrianas, que devem ter atuado ao longo de todo o Fanerozoico, pois tais estruturas são observadas também em sedimentos terciários de bacias sedimentares do Vale do Paraíba (SP).

A persistência desses movimentos tectônicos durante o tempo de evolução deposicional da arquitetura estratigráfica em discussão, favoreceu a criação de espaços para a acomodação da pilha sedimentar em desenvolvimento durante o Neopaleozóico, contribuindo, assim, grandemente, como forma de controle tectônico na formação das sequências.

CONDICIONAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA

Várias evidências indicam que a progressiva subsidência e acumulação dos sedimentos do Subgrupo Itararé foi controlada por falhas e reativação de estruturas antigas do embasamento (Zalán *et al.* 1990, Eyles 1993, Santos *et al.* 1996). Taxas de subsidência calculadas para o Subgrupo Itararé, com base em curvas de retrodenudação (*backstripping*) são, entretanto, ainda pouco confiáveis, por causa da imprecisão da datação paleontológica do intervalo de tempo geológico abrangido pela unidade, e sua interpretação cronológica. Estimativas variam entre 70m/Ma (Oliveira 1987, Zalán *et al.* 1990) e 26 m/Ma

(Quintas *et al.* 1999). Não obstante essas dificuldades, os dados mostram uma nítida aceleração na subsidência tectônica e total da bacia, coincidindo com o início da deposição do Subgrupo Itararé.

Uma visão mais qualitativa da subsidência é obtida pelo exame das seções cronoestratigráficas de Santos *et al.* (1996). Por exemplo, analisando-se o poço 2-UV-1-PR, a aceleração da taxa de subsidência aumenta suavemente do intervalo G (Meso-Neocarbonífero) para os intervalos H_{1-3} , sendo mais intensa ao longo de H_{1-3} , diminuindo para o intervalo I_1 , e diminui um pouco mais, embora suavemente, para os intervalos I_{2-4} como se verifica na curva mostrada na Fig. 1. A referida curva foi obtida através da representação gráfica dos dados de espessura acumulada de sedimentos durante cada intervalo bioestratigráfico, obtidos no "log" do poço 2-UV-1-PR, sem qualquer correção. Trata-se, portanto, de espessura compactada cuja finalidade é ilustrar, à semelhança dos resultados de Clarke (1973) obtidos no estudo da subsidência cenozóica no Mar do Norte, o comportamento da subsidência ao longo do tempo geológico. Não se trata, então, de um modelamento "*backstripping*" que envolve a progressiva remoção e descompactação da estratigrafia atual da bacia para produzir uma sucessão de restaurações palinspásticas. Essa variação na taxa de subsidência é também sugerida pela distribuição estratigráfica das litofácies em subsuperfície (Eyles *et al.* 1993).

A seção estratigráfica estudada, com cerca de 60 km, expõe-se ao longo da BR-116 entre as localidades de Quitandinha (PR) e Itaipópolis (SC) (Fig. 2). Cerca de 700 m de rochas do Subgrupo Itararé compõem a sucessão estratigráfica analisada, incluindo-se nas formações propostas por Schneider *et al.* (1974), denominadas Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, unidades estas aqui adotadas.

Embora os resultados da análise estratigráfica reportem-se a apenas uma seção, os ciclos reconhecidos podem ser consistentemente estendidos a seções vizinhas numa área de cerca de 22.000 km², ao sul do Arco de Ponta Grossa. Trabalhos em andamento permitiram reconhecer os ciclos também em perfis de subsuperfície, em poços perfurados na região pela Petrobras. Os resultados dessa análise mais regional, em andamento, serão apresentados futuramente.

MÉTODOS O estudo fundamentou-se no exame e descrição de afloramentos através de técnicas convencionais de análise de facies, objetivando o reconhecimento de suas associações e tratos de sistemas envolvidos. A seguir, foram identificados e interpretados os processos e ambientes sedimentares, as superfícies limitantes mais expressivas entre as diferentes unidades sedimentares, e feições de abrasão glacial sob a forma de superfícies estriadas formadas sobre o embasamento e intraformacionalmente, de modo que pudessem ser diagnosticadas fases de abaixamento do nível do mar, e superfícies indicativas de inundação marinha, mostrando elevação do nível do mar. Finalmente, foi aplicado o modelo de Estratigrafia de Sequências (Van Wagoner *et al.* 1988), para a definição de sequências de 3ª ordem, com as necessárias adaptações para bacias intracratônicas, com margem em rampa.

FACIES IDENTIFICADAS As diversas facies reconhecidas foram identificadas pelas litologias, texturas, estruturas sedimentares, e, em alguns casos, pela presença de icnofósseis e também microfósseis. Para sua catalogação, foi adotada uma nomenclatura similar à utilizada por Canuto (1993), já aprimorada, com enfoque principalmente de campo (Tabela 1). O termo descritivo diamictito (Flint 1971) é aqui utilizado para denominar rochas caracterizadas por qualquer mistura mal selecionada de clastos, areia e lama, independentemente do seu ambiente deposicional, quer seja glacial, paraglacial, periglacial ou não glacial, terrestre ou subaquoso (Eyles *et al.* 1983).

ASSOCIAÇÕES DE FACIES E SEUS SIGNIFICADOS COM RELAÇÃO ÀS FASES DO CICLO DE VARIAÇÃO RELATIVA DO NÍVEL DO MAR

Com base no estudo da sucessão vertical das litologias e das facies identificadas, foram reconhecidas quatro associações de facies, denominadas A_1 , A_2 , A_3 e A_4 , em sucessão de baixo para cima, e recorrentes na mesma ordem, com o passar do tempo. Foram distinguidas litofácies com ocorrências estratigráficas específicas consideradas como diagnósticas, às quais foi adicionado o símbolo (*). Outras litofácies foram registradas em maior de uma associação, não sendo consideradas, portanto, diagnósticas.

Após a identificação das facies e a caracterização de suas associações, foram avaliadas suas compatibilidades com os tratos de sistemas utilizados na Estratigrafia de Sequências, assim como seus significados

Figura 1 – Curva de subsidência máxima ocorrida na época de deposição do Subgrupo Itararé, borda leste da Bacia do Paraná, durante os intervalos bioestratigráficos G, H₁₋₃, I₁ e I₂₋₄.

Figura 2 – Localização da área do estudo.

com relação às fases do ciclo de variação relativa do nível do mar, tendo em conta suas posições estratigráficas. Discutiu-se, também, a caracterização e a posição estratigráfica das superfícies limitantes entre as associações (Tabela 2).

TRATOS DE SISTEMAS EM BACIAS INTRACRATÔNICAS GLACIADAS

A literatura especializada mostra, para o Fanerozóico, consenso quanto ao caráter episódico, cíclico e sincrônico da deposição em bacias sedimentares, o que tem incentivado a correlação de grandes eventos geológicos, até mesmo em âmbito intercontinental (Sloss 1963, Sloss 1972, Vail *et al.* 1977, Ronov 1994, Vail *et al.* 1991).

Com muita propriedade, Posamentier e James (1993) consideram que antes de se aplicar os conceitos de Estratigrafia de Sequências a

uma bacia sedimentar, as condições locais relacionadas à tectônica, ao fluxo de sedimentos e à fisiografia devem ser avaliadas. A situação é ainda mais complexa no caso de bacias sujeitas a uma glaciação, envolvendo eventos sucessivos de avanço e recuo de geleiras, que, associadamente aos efeitos glácio-isostáticos, afetam a variação do nível do mar e as condições deposicionais.

Nas bacias intracratônicas, o cenário fisiográfico é caracterizado por margem e assoalho em forma de rampa, com mergulhos suaves, geralmente inferiores a um grau (Myers & Milton, 1998). Bacias com esse perfil apresentam, da margem para as partes centrais, linhas de tempo praticamente horizontais e uma história evolutiva com longos períodos de lenta acumulação de sedimentos, intercalados a períodos igualmente longos de soerguimento e erosão, resultando em sucessões sedimentares nas quais são necessários alguns ajustes para que possa ser aplicada a teoria.

Margens em rampa caracterizam-se por lâminas de água relativamente rasas, onde tempestades e processos dominados por correntes podem operar na maior parte da área deposicional. Na linha de praia, o gradiente fluvial passa, bacia adentro, para o de plataforma levemente mais inclinada ou de frente deltaica.

Lindsay *et al.* (1993) aplicaram a Estratigrafia de Sequências a sucessões sedimentares intracratônicas do Proterozóico superior e Paleozóico inferior da Bacia Amadeus, na Austrália central. Com relação aos problemas encontrados em cenários intracratônicos, referem-se eles à forma com que se apresentam as sequências. Afirmam, ainda, que o trato de sistemas de mar baixo é de difícil reconhecimento e, assim, as sucessões sedimentares normalmente configuram tratos de sistemas transgressivos e de mar alto limitados por superfícies de discordância ou paraconformidades, significando que as superfícies de máxima inundação coincidem com os limites das sequências.

Proust & Deinoux (1994) efetuaram trabalho semelhante na Bacia Taoudeni, em Mali ocidental, África ocidental, intracratônica e glaciada, obtendo quatro ordens de ciclos de variação relativa do nível do mar, mostrando ser possível um controle estratigráfico de sedimentos não datados e não fossilíferos, como nos sedimentos glaciais proterozóicos. As hierarquias reconhecidas incluem: a) ciclos com duração de 0,1 Ma, associados a avanços e recuos glaciais elementares; b) ciclos com duração inferior a 1 Ma, ligados a “estágios” glaciais a interglaciais, não relacionados estritamente a qualquer controle climático ou tectônico específico; c) ciclos com duração de poucos Ma, que podem estar relacionados a épocas glaciais, mas que poderiam também ser controlados por esforços intraplacas de alta frequência e deformações; e d) ciclos com durações da ordem até de 10 Ma, desenvolvidos durante a sedimentação glacial do Proterozóico superior no craton, estes também controlados por eventos tectônicos panafricanos.

Contrariamente ao observado na Bacia Amadeus, intracratônica porém não glaciada, Canuto *et al.* (1997) verificaram a formação de grandes espessuras de sedimentos em vários horizontes da coluna litoestratigráfica estudada, atribuíveis a tratos de sistemas de mar baixo, com predomínio da característica progradação, devido à disponibilidade de grande volume de sedimentos liberados pelo derretimento das geleiras. Tal fato mostra a importância do conhecimento do clima para a aplicação do modelo de Estratigrafia de Sequências.

Fatores extremamente importantes e atuantes na época da deposição do Subgrupo Itararé associam-se ao peso exercido por um manto de gelo com alguns quilômetros de espessura, sobre a margem da bacia sedimentar, como ocorre normalmente no caso da presença de geleiras de latitude próximo aos pólos (a Bacia do Paraná situava-se em latitudes ao redor de 60° a 65°, segundo Santos *et al.* 1996), e à dinâmica dos avanços e recuos sucessivos das geleiras. Essas variáveis podem provocar variações tanto no volume e nos tipos de sedimentos da área continental, como variação do nível do mar e influência indireta nas facies sedimentares marinhas, incluindo-se os depósitos glácio-marinhos. Esses fatores exercem efeitos que provocam respostas diferentes, a serem consideradas quando se pretende estabelecer um arcabouço cronoestratigráfico numa bacia intracratônica glaciada. A seguir são apresentados os tratos de sistemas reconhecidos no Subgrupo Itararé, na área do estudo.

Trato de sistemas de mar baixo (TSMB) O avanço da geleira até a borda do corpo de água, bacia a dentro, em área equivalente à plataforma interna (Gravenor *et al.* 1984, Canuto 1985), erodiu, por abrasão, e estriou o substrato, formando o limite inferior de cada sequência então iniciada. Sobre a superfície estriada depositaram-se,

Tabela 1 – Facies sedimentares identificadas na área do estudo.

FACIES	DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO
Compostas de diamictito	
Diamictito maciço, Compactado	Descrição: diamictito maciço, compactado, em corpos descontínuos, espessura inferior a 1 m, extensão lateral de algumas dezenas de metros, prensado em irregularidades do substrato de superfície plana, polida, estriada e glacioteconizada. Próximo da base desenvolve-se foliação fina, ondulada e descontínua subparalela, pseudo-estratificação por cisalhamento, realçada por alinhamento de clastos, <i>slickensides</i> , microfalhas inversas oblíquas e subverticais, inclusões de fragmentos de rocha do substrato, ao longo de espaços desenvolvidos em planos de falha; clastos imbricados. Interpretação: tilito de alojamento subglacial (Boulton 1971, Canuto 1985).
Diamictito maciço, Não compactado	Descrição: diamictito maciço, não compactado, com estratificação localizada, com ou sem lentes descontínuas de arenito, siltito e detritos mal selecionados, às vezes com contatos difusos, podendo estar deformadas, localmente com orientação preferencial de clastos. Formam corpos tabulares extensos, de espessuras até decamétricas. Pode ocorrer diretamente sobre pavimentos estriados. Interpretação: tilito de ablação subglacial (Boulton 1970, Paul & Eyles 1990).
Diamictito tabular	Descrição: diamictito maciço, tabular, espessuras até decamétricas, podendo conter camadas de arenito pouco a bastante deformadas, por vezes dobradas, estiradas, rompidas e falhadas, até mesmo em forma de “bolas”. Os clastos podem apresentar orientação preferencial próximo à base. Interpretação: fluxo coesivo de detritos (Lowe 1982, Postma 1986, Canuto 1993).
Diamictito lenticular	Descrição: diamictito maciço similar ao diamictito maciço tabular, diferenciando-se apenas pela geometria dos corpos preservados, a qual se apresenta em forma de canais amalgamados e superpostos. Pode ocorrer orientação preferencial de clastos paralela ao plano de acamamento. Interpretação: fluxo coesivo de detritos (Lowe 1982, Postma 1986, Canuto 1993).
Diamictito e arenito interestratificados e deformados	Descrição: Lâminas e camadas de diamictito e arenito fino a médio intercalados, às vezes em mistura caótica. Dobras recumbentes, estiradas, e dobras isoladas “em gancho”, cortadas por falhas de escorregamento. Formam corpos extensos, espessos, tabulares, com muitos corpos areníticos. Interpretação: fluxos intercalados de sedimentos (Canuto 1985).
Diamictito laminado rico em clastos	Descrição: Formado por lâminas centimétricas. Ricos em clastos sedimentares, removidos do substrato e extrabaciais. Inclui clastos dispersos com estruturas deformacionais na base, côncavas para cima. As lâminas alternam-se com siltito-argiloso, numa ritmicidade similar à dos varvitos; até dezenas de metros de espessura. Interpretação: fluxo glaciogênico denso; representa modalidade intermediária num espectro que vai de fluxo de detritos a fluxos de turbidez (Gravenor <i>et al.</i> 1984).
Diamictito laminado com lentes de diamictito maciço.	Descrição: diamictito finamente estratificado ou laminado, raros clastos, sobre diamictito maciço, compactado. A laminação dá-se por descontinuidades ou juntas subparalelas, sem variação textural, sendo ondulada e interrompida por falhas verticais ou inclinadas, e falhas de escorregamento, de traço curvo, normais, envolvendo lentes alongadas de diamictito maciço e “bolas” de arenito. Interpretação: fluxo coesivo de detritos (Canuto 1985).
Compostas de arenito	
Arenito tabular	Descrição: apresenta variação granulométrica fina a média, aspecto geral maciço. Ocorre em forma de camadas tabulares, com espessura decimétrica a métrica. Contato basal brusco, com turboglifos; o superior pode gradar para siltito-argiloso. Internamente mostra laminação horizontal, irregular, interrompida ou dobrada. Pode apresentar estratificação cruzada deformada, estruturas “em prato” (dish structures) e outras estruturas de escape d’água, em canais irregulares de tendência vertical. Interpretação: fluxo gravitacional fluidificado (Lowe 1976).
Arenito lenticular	Descrição: arenito fino a médio, lobos lenticulares canalizados, coalescidos e superpostos, largura de seção transversal métrica. Espessuras decimétricas em conjunto. Contatos bruscos; turboglifos na base. Maciço, eventual laminação horizontal interna, irregular, interrompida ou não, até decimétrica. Interpretação: fluxo gravitacional fluidificado (Lowe 1976).
Arenito com estratificação gradacional	Descrição: arenito fino a médio, camadas tabulares decimétricas a métricas, boa continuidade lateral, e horizontes dispostos similarmente à “sequência” de Bouma, em sucessão vertical completa ou não. Interpretação: correspondem a turbiditos (Walker 1992, Shanmugam <i>et al.</i> 1995).

Tabela 1 – Facies sedimentares identificadas na área do estudo (continuação).

FACIES	DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO
Arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente	Descrição: arenito fino, médio, grosso e conglomerático. Estratificação cruzada planar a tangencial na base e plano-paralela horizontal. Granodecrescência ascendente. Marcas onduladas associadas. Interpretação: depositado em planície de lavagem, e/ou depósitos flúvio-deltáicos, prográdantes em corpo d'água, provavelmente marinho, através de vales incisos.
Arenito com Laminação convoluta	Descrição: arenito fino, com lâminas e fragmentos de argilito em forma de anticlinais irregulares, verticais e inclinados; misturas desorganizadas de arenito e argilito; falhas verticais e inclinadas. Interpretação: involuções periglaciais, em solo perenemente congelado (Washburn 1973, Rocha-Campos & Canuto 1984).
Arenito tabular com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos	Descrição: arenito fino, bem selecionado, com camadas tabulares, ocorrendo em forma de bancos decimétricos a métricos em espessura. Apresenta estratificação cruzada em forma de truncamentos oblíquos sucessivos de baixo ângulo; estratos de dimensões decimétricas a métricas. Interpretação: associado a ondas de tempestade; ambiente de antepraia (Okasaki & Matsuda 1995).
Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação de marca ondulada truncada	Descrição: arenito fino a muito fino, bem selecionado, quartzoso, com lâminas de silte, ora com estratificação cruzada planar de baixo ângulo, inferior a 10°, ora com laminação de marca ondulada truncada. Interpretação: formado em zonas de intermarés e antepraia (Okasaki & Matsuda 1995)
Compostas de folhelho	
Folhelho laminado ou maciço	Descrição: folhelho vermelho acastanhado (<i>red marrom</i>) ou cinza escuro. Aspecto maciço, ou com laminação plano-paralela horizontal incipiente, sem ou com raríssimos clastos dispersos. Interpretação: material em suspensão depositado em planície de lama (Reineck & Singh 1980).
Folhelho laminado ou maciço, com clastos dispersos	Descrição: análogo ao anterior; laminação horizontal incipiente; difere pela presença de clastos isolados dispersos até métricos, às vezes em grande quantidade. Interpretação: clastos dispersos caídos de icebergs devido à desagregação da frente da geleira, na borda de corpo d'água (Boulton & Deinoux 1981, Eyles <i>et al.</i> 1985).
Folhelho com intercalação de arenito gradacional	Descrição: aspecto maciço ou com laminação plano-paralela horizontal incipiente, com camadas centimétricas de arenito muito fino. Contato inferior brusco. Exibe laminação gradacional, passando, no topo, a siltito-argiloso. Apresenta estruturas circulares, observadas “em planta”, representativas de icnofósseis em forma de tubos verticais a subverticais, cortando a estratificação. Interpretação: o arenito gradacional corresponde a turbidito distal, atuante em franjas de leques submarinos (Shanmugam & Moiola 1991, Canuto 1993).
Compostas de siltito	
Siltito maciço	Descrição: siltito acinzentado, com aspecto maciço. Interpretação: deposição de material em suspensão. Depositado em zona de transição entre a parte inferior de antepraia e planície de lama (Reineck & Singh 1980).
Siltito maciço com clastos dispersos	Descrição: similar ao anterior, diferencia-se pela presença de clastos dispersos. Interpretação: a presença de clastos caídos de icebergs mostra influência glacial indireta.
Compostas por interlaminação de siltito ou folhelho siltico e arenito muito fino	
Interlaminado	Descrição: siltito e arenito fino alternados, mostrando ciclicidade de siltito e arenito fino, laminação plano-paralela horizontal, laminação cruzada acanalada, corrente unidirecional, laminação lenticular a lenticular conectada e laminação cruzada ondulada. Interpretação: processos de tração e suspensão alternados. Planície de maré (Reineck & Singh 1980).
Compostas por ritmo regular de siltito e argilito	
Ritmo regular	Descrição: repetição cíclica de pares litológicos, de silte laminado, mais claro, coberto, geralmente, em contato brusco, por lâmina de argila escura, delgada, de espessura mais ou menos constante; abundância de clastos dispersos, estruturas cônicas de clásticos mais grossos, mal selecionados, e concentrações irregulares de detritos grossos nas camadas claras. Interpretação: Varvito, originado em áreas de embaçamento (Rocha-Campos & Sundaram 1981, Canuto 1985, Santos <i>et al.</i> 1992).

Tabela 2 – Associações de facies identificadas, suas compatibilidades com os tratos de sistemas considerados na Estratigrafia de Sequências, interpretação das mesmas relativamente a suas posições estratigráficas associadas às fases do ciclo de variação relativa do nível do mar; e os contatos entre as associações. (*) = Litofacies diagnóstica.

ASSOCIAÇÕES DE FACIES	FACIES COMPONENTES	INTERPRETAÇÃO DO SIGNIFICADO DAS ASSOCIAÇÕES DE FACIES
A ₄	<ul style="list-style-type: none"> • interlaminado (*) • arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação de marca ondulada truncada • arenito tabular • arenito lenticular • arenito com estratificação gradacional • arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente • siltito maciço 	Regressão. Transição entre <i>offshore</i> , antepraia, planície de maré, e ambiente flúvio-deltaico. O contato inferior equivale ao superior de A ₃ . Contato superior por novo pavimento estriado, formando a superfície limitante entre A ₄ e A ₁ , esta última recorrente sobre A ₄ . Deformações próximo ao contato superior de A ₄ , causadas pelo glacioteconismo por novo avanço do gelo. Por abrasão, ocorre novo pavimento estriado limitando dois ciclos de abaixamento relativo do nível do mar. O retorno de A ₁ indica a volta do gelo na área e queda do nível do mar. A associação A ₄ reflete um trato de sistemas regressivo, completando um ciclo de variação relativa do nível do mar, em bacia glaciada.
A ₃	<ul style="list-style-type: none"> • folhelho laminado ou maciço (*) • folhelho com intercalação de arenito gradacional (*) • diamictito lenticular • diamictito laminado, rico em clastos • arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente • siltito maciço 	Estabilização relativa do nível do mar, após inundação máxima; instala-se a superfície de máxima inundação em área plataformal, comparando-se às margens passivas, seguida de parassequências em agradação. O limite basal é dado pela superfície de inundação máxima, e o superior ao início da facies interlaminado. Em sua ausência, ou se ocorrer antes a facies de arenitos marinhos costeiros, o contato se dará na base de A ₄ , sobre os folhelhos de A ₃ . A ₃ caracteriza, um trato de sistemas de mar alto.
A ₂	<ul style="list-style-type: none"> • folhelho laminado ou maciço, com clastos dispersos • diamictito lenticular • diamictito e arenito interestratificados e deformados • arenito com estratificação gradacional • arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente • arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e aminação de marca ondulada truncada • arenito tabular • arenito lenticular • arenito tabular com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (*) • siltito maciço com clastos dispersos • ritmito regular 	Sedimentos marinhos costeiros e glácio-marinhos indicando elevação relativa do nível do mar. Sobrepõe-se à associação de facies A ₁ , que é formada, predominantemente, por sedimentos glácio-continentais. O contato inferior, com a associação de facies A ₁ , foi, já, definido acima (corresponde ao contato superior da associação A ₁). O contato superior da associação A ₂ normalmente é considerado onde surgem os primeiros folhelhos marinhos sem clastos, sendo sua base considerada uma superfície de máxima inundação. A associação de facies A ₂ representa um trato de sistemas transgressivos.
A ₁	<ul style="list-style-type: none"> • diamictito maciço, compactado (*) • diamictito maciço, não compactado (*) • diamictito tabular • diamictito lenticular • diamictito laminado com lentes de diamictito maciço (*) • arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente • arenito com laminação convoluta (*) 	Uma massa de gelo atingiu as plataformas marinhas interna e externa (Canuto 1985), em fase de mar baixo. O contato inferior dá-se por superfície erosiva regional de abrasão glacial. O contato superior mostra uma superfície transgressiva entre A ₂ e A ₁ , separando arenitos marinhos costeiros basais de A ₂ de diamictitos do topo de A ₁ . A associação A ₁ caracteriza um trato de sistemas de mar baixo.

em irregularidades do substrato, tills de alojamento. A partir do início de seu recuo, a geleira passou a depositar, por fusão, espessas pilhas de tills de ablação, que, embora colocadas em áreas com inclinação pouco pronunciada, dada a sua condição de total encharcamento, deslizaram declive abaixo em forma de fluxos tabulares e/ou canalizados de detritos de dimensões variáveis.

O degelo em áreas proglaciais permitiu que os detritos abandonados pelo gelo fossem lavados, formando-se um sistema flúvio-deltaico que progradiu rumo à borda da bacia, despejando ali uma grande quantidade de arenitos. Esse material, também encharcado, deslizou declive abaixo, da mesma forma que os diamictitos, porém com menor coesão, caracterizando facies de arenitos tabulares e/ou canalizados fluidificados, e turbiditos, descritas anteriormente. Esses sedimentos que deslizaram rampa abaixo, por sobrepassagem (*bypass*) através de vales incisivos ativos, formaram leques submarinos correspondentes aos leques de talude e de assoalho de bacia, comuns nos tratos de sistemas de mar baixo.

Trato de sistemas transgressivos (TST) A desagregação da geleira, após seu avanço na plataforma interna, teve a característica de perdurar até mais tardiamente e icebergs flutuaram atingindo a região de *offshore*. A grande quantidade de água liberada pelo degelo provocou a elevação do nível do mar, que causou o deslocamento marinho rumo ao continente, instalando-se o trato de sistemas transgressivo. Este é caracterizado pela deposição de areias, siltes e argilas com clastos caídos sobre os sedimentos do trato de sistemas de mar baixo. O contínuo recuo glacial na área terrestre, colocando as frentes das geleiras em posições cada vez mais afastadas da borda do corpo de água, ainda permitiu que os sistemas flúvio-deltaicos continuassem ativos e fornecendo sedimentos, que se intercalaram com os depósitos glácio-marinhos. A remobilização de areias flúvio-deltaicas e diamictitos na margem da bacia, desestabilizados por encharcamento causado pela elevação do nível do mar, resultaram na intercalação desses sedimentos com folhelhos, siltitos e arenitos costeiros.

Trato de sistemas de mar alto (TSMA) Normalmente, o trato de sistemas de mar alto caracteriza-se pela desaceleração da velocidade de elevação relativa do nível do mar, velocidade esta que tem maior aceleração durante a instalação do trato de sistemas transgressivos. Em decorrência do processo de desaceleração, e até que seja atingida uma estabilização relativa, forma-se uma arquitetura sedimentar inicialmente agradacional e, posteriormente, prográdional (Myers & Milton 1998), passando a predominar, nesta última fase, os sedimentos flúvio-deltaicos.

Na Bacia do Paraná, glaciada durante a época de deposição do Subgrupo Itararé, nos sistemas deposicionais formados a partir do início da instalação do TSMA, em sua fase agradacional, os clastos caídos observados nos sedimentos do TST podem ainda ocorrer, embora rarissimamente, tendo em vista que as geleiras, nessa época mais afastadas da costa, eventualmente, avançaram ou recuaram, alternadamente, numa escala de ordem inferior. Desta forma, liberaram raros icebergs, ou mesmo ocorreu que esses corpos flutuantes foram deslocados rumo ao corpo de água marinha através de rios que desembocaram no mesmo, sem que a geleira chegasse a atingir a plataforma interna (Canuto 1985). Por outro lado, areias flúvio-deltaicas e diamictitos acomodados na margem desestabilizaram-se e escorregaram declive abaixo, como ocorreu no TST.

Trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos (TSRGI) Após a instalação da superfície de máxima inundaçã, a desaceleração da velocidade de elevação do nível do mar, característica do TSMA, nas bacias não glaciadas, passa a ter somado à sua característica normal, no caso das bacias glaciadas, um efeito adicional, representado por soerguimento continental causado por resposta glácio-isostática positiva. Este fato relaciona-se ao recuo do manto de gelo, o que causa um enorme alívio de peso sobre o continente. O soerguimento glácio-isostático provoca o desenvolvimento de uma taxa adicional no abaixamento relativo do nível do mar, criando uma situação sedimentar com características diferentes daquelas observadas normalmente no TSMA em bacias não glaciadas.

O contato entre o TSMA e o TSRGI é considerado como transicional, tendo em conta que o TSMA, em bacias não glaciadas, apresenta, em sua fase tardia, um contexto prográdional, como já discutido anteriormente. Nas bacias glaciadas, como é o caso da Bacia

do Paraná durante a deposição dos sedimentos do Subgrupo Itararé, o que seria considerado normalmente como contexto prográdional foi acentuado pela atuação do efeito glácio-isostático que, possivelmente, ter-se-ia iniciando nesta altura do ciclo de variação relativa do nível do mar, fato que pode ser concluído pela presença de sedimentos característicos de fluxos gravitacionais de sedimentos. Para esse conjunto sedimentar com características distintas propõe-se, aqui, a denominação *trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos* (TSRGI), caracterizado pelos sedimentos contidos na Associação de facies A₄.

Como pode ser observado na Fig. 3, a parte inferior da coluna representativa dos tratos de sistemas mostra uma tendência geral para uma ocorrência menos marcante do TSRGI. Esta tendência se deve, provavelmente, ao fato de que no início da Glaciação Neopaleozóica os ciclos de avanço e recuo do gelo foram mais frequentes dada sua maior intensidade de atuação em época francamente glacial. Assim sendo, antes que tenha sido completada a compensação glácio-isostática correspondente a um ciclo anterior, que favoreceu o desenvolvimento do TSRGI, a geleira esteve, já, em nova fase de avanço, atingindo a Bacia do Paraná ainda durante a fase de mar alto do ciclo anterior. Caso tivesse já sido iniciado o processo glácio-isostático com o princípio da instalação do TSRGI, seus sedimentos correspondentes, ainda com pequena espessura, podem ter sido erodidos, pelo menos em parte, próximo à margem da Bacia do Paraná, por abrasão causada pelo novo avanço do gelo.

No caso de bacias intracratônicas, com margem em rampa, o declive é muito pouco acentuado e não causa, pela simples instalação de fase regressiva, que se desenvolve de maneira relativamente suave, a instabilização de sedimentos de forma tão intensa a ponto de provocar a formação de quantidades relativamente grandes de fluxos gravitacionais de detritos. A presença de quantidades relativamente grandes de fluxos gravitacionais de sedimentos, normalmente observados intercalados aos demais sedimentos incluídos no TSRGI, provavelmente representa uma componente da assinatura de litofácies associadas ao "rebound".

CONCLUSÕES A partir da análise estratigráfica elaborada nos itens anteriores, e considerando-se ainda a sucessão dos tratos de sistemas identificados, bem como suas recorrências, foram reconhecidos, através de estudo ao longo das colunas litoestratigráfica e cronoestratigráfica do Subgrupo Itararé, relativas ao Perfil Quitandinha – Campo do Tenente – Itaiópolis (Fig. 3), sete ciclos sedimentares, com espessuras variando na ordem de 50 a 180 m, marcando a atuação de eventos de transgressões e regressões controlados por tectônica e efeitos glácio-isostáticos associados à glaciação neopaleozóica, caracterizando sete seqüências de 3ª ordem.

As características dos tratos de sistemas e suas superfícies limitantes correspondentes, verificadas nas bacias intracratônicas glaciadas, diferem daquelas encontradas nas bacias não glaciadas, e, portanto, a falta de resolução das terminações sísmicas, normalmente observada em bacias não glaciadas, deixa de constituir um problema, pois, nas bacias glaciadas, os tratos de sistemas bem como seus limites parecem ser marcantes.

Arquitetura cronoestratigráfica – seqüências de 3ª ordem Os ciclos identificados incluem as associações de facies denominadas, informalmente, da base para o topo, A₁, A₂, A₃ e A₄, que correspondem, respectivamente, aos tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), trato de sistemas de mar transgressivo (TSMT), trato de sistemas de mar alto (TSMA) e trato de sistemas regressivo glácio-isostático (TSRGI).

As superfícies erosivas ocorrem sobre o embasamento pré-Cambriano na base do Perfil Quitandinha – Campo do Tenente – Itaiópolis e intraformacionalmente ao longo do restante da coluna litoestratigráfica, sobre diferentes níveis de sedimentos a ele sobrepostos. Estas superfícies, formadas por abrasão glacial, indicam avanços glaciais distintos e sucessivos, em condições aterradas na Bacia do Paraná, sendo, na maioria dos casos, cobertas por tilito subglacial. Correspondem a discordâncias equivalentes aos limites de seqüência do tipo I (Van Wagoner *et al.* 1988).

As seqüências de 3ª ordem, identificadas na área do estudo, mostram-se, no geral, cada vez mais espessas, ao longo da coluna estratigráfica do Subgrupo Itararé. Isto pode ser explicado, provavelmente, pelo fato de ter a Bacia do Paraná nessa época assumido gradativamente sua fase de subsidência tectônica, associada à fase

FORMAÇÃO RIO BONITO
MB. TRIUNFO
PARAGUACU

FORMAÇÃO RIO DO SUL

FORMAÇÃO MAFRA

FORMAÇÃO CAMPO DO TENENTE

ARENITO LÁPIDA

km 29

Itaiópolis

km 0

Mafra/Rio Negro (km 0)

km 173

Campo do Tenente

PC

ESCALA VERTICAL

40m

0

TRATOS DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS

TSMB: Trato de sistemas de mar baixo
TST: Trato de sistemas transgressivos
TSMA: Trato de sistemas de mar alto
TSRGI: Trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos

ST: Superfície transgressiva
SMI: Superfície máxima de inundação

Sn: Sequências de 3ª ordem

Legend:

- △-△ Diamictito maciço, compactado
- △ △ Diamictito maciço, não-compactado
- △-△ Diamictito maciço, tabular
- △-△ Diamictito maciço, canalizado
- △-△ Diamictito estratificado por variação textural ou intercalações de outras litologias
- △-△ Diamictito laminado, rico em clastos
- △-△ Diamictito laminado, com clastos raros e inclusões lenticulares de diamictito maciço
- Arenito maciço, tabular
- Arenito maciço, canalizado
- Arenito com estratificação gradacional
- Arenito fino a grosso, localmente conglomerático com estratificações horizontais, cruzada planar e tangencial, com granodecrescência ascendente
- Arenito com laminação convoluta
- Arenito tabular com estratificações cruzada de baixo ângulo associada a truncamento
- Arenito fino com estratificações cruzada planar de baixo ângulo e laminação de marca ondulada truncada
- Folhelho vermelho a cinza escuro, laminado ou maciço
- △ Folhelho vermelho a cinza escuro, laminado ou maciço com clastos dispersos
- Folhelho cinza escuro a preto, intercalado com arenito gradacional
- Siltito maciço
- △ Siltito maciço, com clastos dispersos
- Arenito muito fino intercalado a folhelho siltítico interlaminado
- Riltito regular de silte e argila, de estratificação horizontal
- ~ Marcas onduladas
- ~ Involuções
- Carbonatos
- Microfósseis
- /// Pavimento estriado
- ~ Cisalhamento
- ~ Estratificação cruzada decimétrica a métrica
- ~ Laminação cruzada
- ~ Truncamentos por ondas

Figura 3 – Litoestratigrafia, associações de facies, tratos de sistemas e seqüências de 3ª ordem identificados na área do estudo.

transgressiva da sequência permocarbonífera de 2ª ordem, caracterizada como sincrônica em todas as bacias intracratônicas do Brasil. Assim sendo, há uma tendência crescente de formação de maior espaço de acomodação sedimentar, ao longo do tempo, em épocas correspondentes a cada um dos ciclos relativos às sequências de 3ª ordem, controlados pelos eventos de avanço e recuo glaciais, correspondentes a esta ordem de grandeza.

Embora a Bacia do Paraná se encontrasse em época de franca subsidência, correspondente à fase transgressiva de sequência de 2ª ordem, equivalente a uma sequência de Sloss (Sloss 1963), durante o Neocarbonífero superior ao Eopermiano inferior, ocorreu uma força resultante do balanço subsidência tectônica/soerguimento glácio-isostático (devido ao afastamento definitivo das geleiras) provocando, temporariamente, o desenvolvimento de processo de soerguimento continental. Este fato reforçou a tendência progradacional da sequência, característica esta comum durante a fase tardia do TSMA, bem como concomitante e posteriormente à evolução do TSRGi, com relação à última sequência de 3ª ordem registrada no arcabouço cronoestratigráfico apresentado (S₇). Durante esta fase de tendência resultante ascensional, ocorreu a deposição continental dos sedimentos flúvio-deltaicos do Membro Triunfo da Formação Rio Bonito. Após o término do efeito glácio-isostático retornou o caráter predominantemente subsidente da época, documentado pela transgressão marinha relativa ao Membro Paraguaçu, iniciando-se o desenvolvimento de uma nova sequência de 3ª ordem, já em contexto de bacia não glaciada (S₈).

A Glaciação Gondvânica (Oliveira 1977) é estimada como tendo ocorrido dentro de um intervalo de tempo de 15 a 36 m.a., durante o qual depositaram-se os sedimentos do Subgrupo Itararé (Santos 1987). Desta forma, a duração média de cada ciclo de avanço e recuo glacial inclui-se aproximadamente num período de tempo que varia de 2 a 5 m.a. (Canuto et al. 1997). Este intervalo de tempo equivale ao das sequências de 3ª ordem, compatibilizando-se, portanto, consistentemente com o arcabouço cronoestratigráfico aqui apresentado.

A Fig. 3 apresenta a sucessão sedimentar representativa do Perfil Quitandinha – Campo do Tenente – Itaiópolis, onde são observadas três colunas lateralmente correlatas: a coluna da esquerda representa a sucessão litoestratigráfica, a do meio mostra a sucessão de associações

de facies e a coluna da direita exibe a sucessão de tratos de sistemas deposicionais correspondentes a cada associação de facies. Como pode ser observado, as associações de facies e os tratos de sistemas recorrem estratigraficamente por sete vezes, caracterizando sete ciclos completos representativos das sequências de 3ª ordem, S₁ a S₇.

A sétima sequência (S₇) inicia-se no topo da Formação Rio do Sul, Subgrupo Itararé, e completa-se na base da Formação Rio Bonito, Subgrupo Guatá, no contato entre os Membros Triunfo e Paraguaçu, que corresponde à superfície transgressiva de uma nova sequência de 3ª ordem. A partir desse nível, estrutura-se um contexto de bacia não glaciada, onde, de acordo com informações disponíveis na literatura especializada (por exemplo, Lindsay et al. 1993), a preservação de sedimentos do trato de sistemas de mar baixo é mais restrita, principalmente em se tratando de bacias com margem em rampa, como é o caso da Bacia do Paraná. Note-se que se delineia aqui uma situação complexa e bastante distinta do caso das sequências glaciogênicas, em resposta à mudança de contexto glacial para pós-glacial em progresso. Observa-se, neste caso, a evolução normal do trato de sistemas de mar alto (TSMA) para o trato de sistemas de mar regressivo glácio-isostático (TSRGi), resultante da resposta positiva da crosta ao alívio de carga pela retirada da geleira. Simultaneamente, em consequência do estabelecimento de suprimento sedimentar mais efetivo causado pela grande quantidade de material fornecido por degelo e lavagem do mesmo, acentua-se uma fase progradacional, caracterizada aqui pelos deltas da Formação Rio Bonito. Numa situação normal de evolução de sequências, esta fase representaria um evento progradacional, não muito intenso, desenvolvido na parte superior de um trato de sistemas de mar alto (Posamentier et al. 1988, Vail et al. 1991). Porém, na passagem da fase glacial para a fase pós-glacial ocorrida no Neopaleozóico da Bacia do Paraná, observa-se um cenário correspondente ao resultado da atuação de várias componentes, incluindo subsidência tectônica e glácio-isostasia.

Agradecimentos: À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP, pelo apoio financeiro ao projeto N° 97/13.973-2, aos alunos estagiários de graduação Antonio M. C. Junior, Conrado E. B. Picolo e Marcos R. Araújo, e aos pós-graduandos I. Trosdorf Jr. e A. Tomio, pelo auxílio na preparação das ilustrações.

Referências

- Bally A.W. 1980. Basins and subsidence – summary. In A.W. Bally (ed.) *Dynamics of plate interiors*. American Geophysical Union Geodynamics Series, 1:1-20.
- Boulton G.S. 1970. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *Journal of Glaciology*, 9(56):213-229.
- Boulton G.S. 1971. Till genesis and fabric in Svalbard Spitsbergen. In R.P. Goldthwait (ed.) *Till: a Symposium*. Ohio State University Press, 41-72.
- Boulton G.S. & Deinoux M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, 15(3):397-422.
- Canuto J.R. 1985. *Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé, no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 187 p.
- Canuto J.R. 1993. *Facies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na Região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 164 p.
- Canuto J.R., Rocha-Campos A.C., Santos P.R. 1997. Sequence stratigraphy of the Itararé Subgroup (Late Paleozoic), Paraná Basin, in southern Paraná and northern Santa Catarina, Brazil. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 3. Barra do Garças, Atas, 18-19.
- Clarke R.H. 1973. Cainozoic subsidence of the North Sea. *Earth Planetary Science Letters*, 18:329-332.
- Cloetingh S. 1988. Intraplate stresses: a new element in basin analysis. In K. Kleinspehn & C. Paola (eds.) *New perspectives in basin analysis*. Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 205-230.
- Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K. 1985. On a tectonic mechanism for regional sea-level variations. *Earth Planetary Science Letters*, 75:157-166.
- Daemon R.F. & Quadros L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, Anais, 359-414.
- Eyles N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 35(1/2):1-248.
- Eyles N., Carolyn H.E., Miall A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30:393-410.
- Eyles C.H., Eyles N., França A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40:1-25.
- Flint R.F. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. New York, John Wiley and Sons, 809.
- Frakes L.A. & Figueiredo Filho P.M. 1967. Glacial rocks of the Paraná Basin exposed along the Sorocabá-Itapetininga road. In J.J. Bigarella, R.D. Becker, I.D. Pinto (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, 103-106.
- França A.B. & Potter P.E. 1988. Estratigrafia, Ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte I). *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2:147-192.
- Gravenor C.P., Von Brunn V., Dreimanis A. 1984. Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits. *Earth-Science Reviews*, 20:105-166.
- Leinz V. 1937. *Estudos sobre a glaciação permocarbonífera do sul do Brasil*. DNPM/DIFPM, 53 p. (Boletim 21)
- Lindsay J.F., Kennard J.M., Southgate P.N. 1993. Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus basin, central Australia. In H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, G.P. Allen (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 18:605-632.
- Lowe D.R. 1976. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46:188-199.
- Lowe D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52:279-297.
- Myers K.J. & Milton N.J. 1998. Concepts and Principles of Sequence Stratigraphy. In D. Emery & K.J. Myers (eds.) *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, 11-41.
- Okasaki H. & Matsuda F. 1995. Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. In B.W. Flemming & A. Bartholomä (eds.) *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. Special Publication, 24, International Association of Sedimentologists, Blackwell Science, 275-288.
- Oliveira L.O.A. 1987. *Aspectos da evolução termomecânica da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 179 p.
- Oliveira M.E.C.B. 1977. *Tafoflora Eogondvânica da Camada Irapuá, Formação Rio Bonito (Grupo Tubarão)*. SC. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, Tese de Doutorado, 301 p.
- Quintas M.C.L., Mantovani M.S.M., Zalán P.V. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):217-226.
- Paul M.A. & Eyles N. 1990. Constraints of the preservation of diamict facies (melt-out tills) at the margins of stagnant glaciers. *Quaternary Science Review*, 9:51-69.
- Posamentier H.W. & James D.P. 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, G.P. Allen (eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 18:3-18.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition, I - conceptual framework. In C.D. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.), *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 42:109-124.
- Postma G. 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14:291-294.

- Proust J.N. & Deinoux M. 1994. Marine to non-marine sequence architecture of an intracratonic glacially related basin. Late Proterozoic of the West African platform in western Mali. In M. Deinoux, M.M.G. Miller, E.W. Domack, N. Eyles, I.J. Fairchild, G.M. Young (eds.), *Earth's Glacial Record*, Cambridge University Press, 121-145.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2nd ed. New York, Springer-Verlag, 549 p.
- Rocha-Campos A.C. & Canuto J.R. 1984. Involução e outras feições glaciais do Subgrupo Itararé no norte de Santa Catarina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 56(1):111.
- Rocha-Campos A.C. & Sundaram D. 1981. Geological and palinological observations on Late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin. In: Congresso Latino-Americano de Paleontologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Anais*, 257-275.
- Ronov A.B. 1994. Phanerozoic transgressions and regressions on the continents: a quantitative approach based on areas flooded by the sea and areas of marine and continental deposition. *American Journal of Sciences*, 294:777-801.
- Santos P.R. 1987. *Facies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 128 p.
- Santos P.R., Rocha-Campos A.C., Canuto J.R. 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125:165-184.
- Schneider R.L., Muhlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon R.F., Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, 1: 41-65.
- Shanmugam G., Moiola R.J. 1991. Types of submarine fan lobes: models and implications. *Bulletin of the American Association of Petrologists*, 75:156-179.
- Shanmugam G., Bloch R.B., Mitchell S.M., Beamish G.W.J., Hodgkinson R.J., Damuth J.E., Straume T., Syvertsen S.E., Shields K.E. 1995. Basin floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. Sedimentary facies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79: 477-512.
- Sloss L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74:93-114.
- Sloss L.L. 1972. Synchrony of Phanerozoic sedimentary tectonic events of the North American craton and the Russian platform. In: International Geological Congress, 24, Montreal, Section 6, 24-32.
- Sloss L.L. 1979. Global sea level changes: a view from the craton. In: J.S. Watkins, I. Montadert, P.W. Dickerson (eds.), *Geological and geophysical investigations of continental margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 29:461-468.
- Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubb J.N., Hatlelid W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In C.E. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26:49-212.
- Vail P.R., Audemard F., Bouman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. In G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. New York, Springer-Verlag, 617-659.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol I. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Tulsa, Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 42:39-45.
- Walker R.G. 1992. Turbidites and submarine fans. In R.G. Walker, N.P. James (eds.), *Facies models: response to sea-level change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, 239-263.
- Washburn A.L. 1973. *Periglacial processes and environments*. London, Edward Arnold Ltd, 320 p.
- Zalán P.V., Wolf S., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Conceição J.C.J., Neto E.V.S., Marques A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz (eds.), *Interior Cratonic Basins*, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 51:681-708.

Manuscrito A-1180

Recebido em 25 de agosto de 2000

Revisão dos autores em 15 de janeiro de 2001

Revisão aceita em 20 de janeiro de 2001