

2166184

syno=

## AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DA BACIA DO CAMAQUÃ, EO-PALEOZOICO DO RIO GRANDE DO SUL\*



Ernesto Luiz Lavina\*\*

Ubiratan Ferrucio Faccini\*\*\*

Paulo Sérgio Gomes Paim\*\*\*\*

Antônio Romalino Fragoso Cesar\*\*\*\*\*

### ABSTRACT

The clastic deposits that fill up the Camaquã Basin may be classified into two main units: (1) Lower Sequence which, in the eastern border, is made up of rudites prograding westwards onto marine deposits (tempestites and turbidites) related to the evolution of coastal fans. At the west margin, the conglomerates are subordinated, being associated to facies of inundites, tempestites and shoreface deposits. The lithofacies of the Lower Sequence are united under the name of Marica Formation; (2) Upper Sequence, comprising the continental deposits of Guaritas Formation that includes facies of braided alluvial plains, lacustrine deltas and eolian plains. This sequence is discordantly superimposed to the Lower Sequence.

\* Contribuição ao projeto "Cambro-Ordovician Developments in Latin America" do International Geological Correlation Program da UNESCO (IGCP 192).

\*\* Centro de Investigação do Gondwana (CIGO-IG-UFRGS); Av. General Vitorino, 255 — Porto Alegre — 90.000 — RS

\*\*\* Curso de Pós-Graduação em Geociências (IG-UFRGS); Av. Osvaldo Aranha, 218 — Porto Alegre — 90.000 — RS

\*\*\*\* Fundação Universidade de Rio Grande (DG-FURG); Novo Campus, Av. Itália, Km 8 — Rio Grande — RS — 96.200 — CxP. 474

\*\*\*\*\* Universidade de São Paulo (DGG-IG-USP); CxP 20899 — São Paulo — 01498 — SP

During the initial sedimentary phases of the Basin, compressive efforts and strong seismicity, principally at the eastern border, are indicated by the presence of seismoturbidites, intraformational discordances, resedimentation processes and intense deformation. The Upper Sequence deposits, on the other hand, constitute evidence of the weaken of the tectonic activity in the latter phases of the evolution of the Basin, since they only show features produced under a system of distensive efforts.

### RESUMO

Os depósitos clásticos que preenchem a Bacia do Camaquã podem ser divididos em duas grandes unidades: (1) Seqüência Inferior, constituída, na borda leste da bacia, por ruditos que programam para oeste sobre depósitos marinhos (tempestitos e turbiditos) relacionados à evolução de leques costeiros. Na margem oeste, os conglomerados são subordinados, ocorrendo associados às facies de inunditos, tempestitos, turbiditos e depósitos praiais. As litofacies da Seqüência Inferior são reunidas sob a denominação de Formação Maricá (*sensu* Fragoso Cesar *et alii*, 1985); (2) Seqüência Superior, correspondendo aos depósitos continentais da Formação Guaritas, incluindo facies de planície aluvial de canais entrelaçados, deltas lacustrinos e planícies eólicas, discordantemente sobrepostos à Seqüência Inferior.

O registro de seismoturbidites, discordâncias intraformacionais, processos de resedimentação e intensa deformação das camadas da Seqüência Inferior, indicam a presença de esforços compreensivos e acentuada sismicidade durante as fases iniciais de preenchimento da bacia, principalmente em sua borda leste. Os depósitos da Seqüência Superior, por sua vez, evidenciam o arrefecimento da atividade tectônica nos estágios finais de sua evolução, registrando apenas feições sob regime de esforços distensionais.

### INTRODUÇÃO

A espessa cobertura sedimentar e vulcânica do Escudo do Rio Grande do Sul, discordantemente disposta entre o embasamento metamórfico Pré-Cambriano e a seqüência Gondwânica, tem sido definida como molassica e relacionada a enérgica erosão de um sistema montanhoso do Ciclo Brasiliano, desde o trabalho de Almeida (1969). Posteriormente, verificou-se que esta cobertura ocupava uma antefossa molassica, marginal à uma faixa orogê-

nica do Ciclo Brasiliano no sul do Brasil e Uruguai (Cinturão Dom Feliciano) e transgressiva sobre o Cráton do Rio de La Plata, cuja borda, então reativada, foi foco de plutonismo e vulcanismo de caráter cratogênico, associados à sedimentação (Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et alii*, 1982, 1984 e 1985).

A estratigrafia destas molassas foi originalmente proposta por Carvalho (1932), tendo sido modificada substancialmente em revisões posteriores (Leinz *et alii*, 1941; Goñi *et alii*, 1962; Robertson, 1966; Tessari & Picada, 1966; Ribeiro *et alii*, 1966; Ribeiro, 1970; Ribeiro & Fantinel, 1978; Santos *et alii*, 1978). Trabalhos recentes dos presentes autores (Fragoso Cesar *et alii*, 1984, 1985) tem sugerido um retorno ao conceito original, reunindo no Grupo Camaquã, a "Série Camaquan" e as intercalações vulcânicas da "erupção de andesito" e "tufos vulcânicos", propostas prioritariamente por Carvalho (1932). De acordo com esta redefinição, o Grupo Camaquã é composto pelas formações Maricá, Guaritas e Acampamento Velho, que ocupam duas (sub)bacias, limitadas pelo alto de Caçapava do Sul: a Bacia do Camaquã, disposta entre este alto, a oeste, e os contrafortes do Cinturão Dom Feliciano, a leste (Fig. 1); e a Bacia Santa Bárbara — Ramada, transgressiva sobre a borda cratônica. Além das bacias, vulcanitos deste grupo ocorrem no interior cratônico, como exemplificado na região de Dom Pedrito.

Considerações sobre os ambientes de sedimentação das molassas são ainda incipientes, restringindo-se a sugestões genéricas (e.g. Robertson, 1966; Ribeiro, 1970) ou a estudos de relativo detalhe em áreas reduzidas (e.g. Gonzalez & Teixeira, 1980; Becker & Fernandes, 1982) e síntese regionais (Fragoso Cesar *et alii*, 1984). Para suprir em parte esta lacuna, é objetivo do presente trabalho, uma caracterização mais pormenorizada dos ambientes deposicionais da Bacia do Camaquã, baseada em reconhecimento regional, perfis estratigráficos e estruturais na porção setentrional da bacia, trabalhos de detalhe em áreas chaves e levantamento de seções colunares em afloramentos representativos das facies identificadas.

### ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO CAMAQUÃ

A bacia do Camaquã, uma calha tectônica de orientação NE-SW, situada na porção centro-oeste do Escudo do Rio Grande do Sul, ocorre ao longo do limite entre o Cinturão Dom Feliciano e

o Craton do Rio de La Plata. Desta forma, seus depósitos molássicos ocorrem discordantemente, em parte por contato tectônico, tanto sobre metamorfitos do Ciclo Brasiliano (Grupo Porongos), na borda oriental da bacia, quanto sobre metamorfitos do Ciclo Transamazônico, que constituem o embasamento cratônico na borda ocidental.

O Grupo Camaquã, nesta bacia, é representado apenas pelas formações Maricá (Neo-Vendiano a Eo-Cambriano) e Guaritas (Cambriano), não ocorrendo a Formação Acampamento Velho (Fragoso Cesar *et alii*, 1985). O contato entre estas formações dá-se através de uma importante discordância angular, que, em sentido ao interior cratônico (Bacia Santa Bárbara — Ramada), passa para sub-concordante a concordante.

A Formação Maricá, que na Bacia de Camaquã tem recebido diversas denominações (Formação Maricá facies leste, Robertson, (1966); Formação Arroio dos Nobres e Membro Hilário da Formação Crespos, Tessari & Picada, (1966); Ribeiro *et alii*, (1966); Ribeiro *et alii*, (1966); Grupo Bom Jardim indiviso, Ribeiro, (1970); Formação Cerro dos Martins, Santos *et alii*, (1978); Formações Vargas e Hilário, Ribeiro & Fantinel, (1978), é constituída pelos membros Mangueirão, Vargas e Hilário (Fig. 2), não tendo sido ainda reconhecido nesta bacia o Membro Pessegueiro, aparentemente condicionado ao interior cratônico, na Bacia Santa Bárbara, Ramada (Fragoso Cesar *et alii*, 1985).

A Formação Guaritas, termo criado por Robertson (1966), aqui equivalente ao que este autor denominou de Grupo Camaquã, é constituída por várias litofacies sedimentares e um membro vulcânico (Membro Rodeio Velho), restrito às suas porções basais.

### AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DA BACIA CAMAQUÃ

A análise das texturas, estruturas primárias, composição, cores, paleocorrentes, espessuras, geometria e relações de contato das associações de facies que constituem as unidades da Bacia do Camaquã, permitem interpretá-las como tendo evoluído em condições marinhas e, devido a soerguimento regional e consequente evento regressivo, passando a condições continentais. A inversão paleoambiental foi marcada por importante discordância regional, que também reflete o encerramento de uma fase deformacional na história da bacia e representa um significativo evento

erosivo, separando a Formação Maricá, marinha e costeira, da Formação Guaritas, continental.

### AMBIENTES MARINHOS E COSTEIROS DA FORMAÇÃO MARICÁ

Grande parcela dos pesquisadores que estudaram a Formação Maricá, independentemente da denominação então utilizada, interpretaram seu ambiente deposicional como marinho ou marinho e costeiro (e. g. Robertson, 1966; Ribeiro, 1970; Tessari & Picada, 1966). Já outros, no entanto, advogam uma origem continental, interpretando seus depósitos como lacustres ou flúvio-lacustres. Entre estes, Altamirano (1981), em face a dados geoquímicos de boro na região do Cerro dos Martins (Fig. 1), interpretou como flúvio-lacustre seu ambiente nesta região. Entretanto, não subestimando este argumento geoquímico, outras evidências apontam favoravelmente para um ambiente marinho e costeiro: associação de facies, espessura, caracterização petrotectônica e, como discutido em Ribeiro & Fantinel (1978), a presença de alterações metassomáticas nos derrames subaquosos estruturados em "pillow-lavas" por influência da água do mar, envolvendo trocas de elementos tais como sódio, cálcio, ferro e magnésio, dando um caráter espilítico a estas lavas.

Em nossos trabalhos (e. g. Fragoso Cesar *et alii*, 1984 e 1985), entendemos que os depósitos sedimentares e vulcânicos da Formação Maricá formaram-se em uma bacia marinha interior assimétrica, mais profunda na borda oriental, junto a uma cadeia de montanhas emergentes (Cinturão Dom Feliciano), e mais rasa na margem ocidental, onde transgredia sobre uma borda cratônica reativada (Craton do Rio de La Plata).

Na Bacia do Camaquã, a Formação Maricá é representada por (1) depósitos marinhos, profundos a rasos, do Membro Mangueirão, (2) depósitos de leques costeiros do Membro Vargas e (3) intercalações vulcânicas do Membro Hilário, condicionadas aos ambientes deposicionais dos membros associados.

### 1. DEPÓSITOS MARINHOS, PRAIAIS E COSTEIROS DO MEMBRO MANGUEIRÃO

Os ritmitos e arenitos do Membro Mangueirão, em função de suas características internas, podem ser diferenciados em vários tipos de depósitos, que refletem condições distintas de sedimentação.

## 1.1 — FACIES DE TURBIDITOS

Encontra-se melhor representada no Vale da Piquirí e Rincão dos Bravos, ocorrendo também na borda ocidental da bacia (BR 153), sempre associada a depósitos de leques costeiros do Membro Vargas, correspondendo as porções intermediárias e distais destes leques (Figs. 1 e 2).

Três tipos litológicos básicos de turbiditos foram reconhecidos: arenosos, areno-pelíticos e pelíticos. As características marcantes destes depósitos são a tabularidade, a tendência de cada camada, independente da espessura, constituir um ciclo grano-camada, decrescente e, a sucessão vertical das estruturas primárias, compatíveis com aquelas encontradas no modelo de Bouma (1962). Os arenitos grossos ou conglomerados de grânulos e seixos, quando presentes na base, ou mesmo constituindo toda a camada, apresentam apenas graduação normal (divisão A; Bouma, 1962). Cabe destacar que em alguns locais, no Vale do Piquirí, são encontradas megacamadas de turbiditos conglomeráticos (0,4 a 15 m de espessura), cujo significado tectônico será abordado ao final deste trabalho. Já os arenitos finos são maciços (divisão A) ou, mais freqüentemente, apresentam laminação plano-paralela (divisão B) e/ou laminação cruzada cavalgante (divisão C). Quando os arenitos finos tendem a predominar, as intercalações pelíticas (divisão D/E) passam a ser freqüentes nestas seqüências (Fig. 3). Por vezes, podem ocorrer espessos pacotes de turbiditos pelíticos, com apenas raras intercalações de arenitos (e.g. Rincão dos Bravos). Esporadicamente, no Vale do Piquirí, intercalados nos pelitos foram encontradas camadas de porcelanitos, com até 0,5 m de espessura.

Os depósitos de turbiditos são fruto da atuação de correntes de densidade de baixa concentração (= correntes de turbidez), onde o principal mecanismo de suporte da suspensão teria sido a turbulência fluida (Middleton & Hampton, 1973). A baixa concentração do fluxo permitiu a movimentação por tração/suspensão, propiciando, num primeiro estágio, a rápida deposição de grãos por suspensão, junto com escape da água presa nos poros (divisão A) e, num segundo estágio, a geração de estruturas como laminação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante, que representam a migração de areia na forma de camadas planas (regime de fluxo superior) e ondulações ("climbing-ripples"; regime de fluxo inferior), respectivamente (cf. Walker,

1978). Os níveis pelíticos dos turbiditos representam os finos colados em suspensão pelo fluxo gravitacional (terceiro estágio).

A ocorrência restrita de níveis de porcelanitos intercalados nas seqüências de turbiditos parecem refletir estágios de tranquilidade da bacia, marcando hiatos entre os eventos geradores das correntes de turbidez.

Nos depósitos de turbiditos, a ausência de retrabalhamento por ondas sugere que a sedimentação ocorreu abaixo do nível de ação das ondas de tempestade, caracterizando, portanto, uma facies de águas profundas (cf. Einsele & Seilacher, 1982).

## 1.2 — FACIES DE TEMPESTITOS

São encontradas em vários locais da bacia, estando melhor representadas na borda oeste, em particular na Picada dos Tocos (Fig. 1). Também ocorrem no Vale do Piquirí, intercaladas com depósitos de turbiditos.

Da mesma forma que os depósitos de turbiditos, os tempestitos caracterizam-se pela tabularidade das camadas, diminuição do tamanho de grão da base para o topo e, sucessão vertical de estruturas primárias indicativas de diminuição do regime de fluxo. Porém, em relação aqueles, apresentam algumas diferenças fundamentais, quais sejam a granulometria mais fina, melhor seleção textural e a presença de estruturas relacionadas a ação de ondas.

De um modo geral, as camadas de tempestitos de pequena espessura iniciam, na base, com arenitos finos maciços (divisão A) ou com laminação plano-paralela e/ou ondulada (divisão B) que, em sentido ao topo, gradam para laminação truncada por ondas\*, com laminação cruzada cavalgante e acamadamento flaser associados (divisão C; Fig. 5). No topo das camadas ocorrem, sistematicamente, marcas de ondulações simétricas com 1 a 5 cm de comprimento de onda. Nas camadas mais espessas (0,4 — 0,8 m), a divisão C pode apresentar estratificação cruzada "hummocky", com 1 a 8 m de comprimento de onda. Os pelitos intercalados com os arenitos (divisão D/E) são em geral maciços, mas, podem apresentar

\* Utiliza-se aqui a expressão laminação truncada por ondas para definir os truncamentos com comprimento de onda menor que 1 m (aproximadamente sinônimo de estratificação micro-hummocky; Dott & Bourgeois, 1982). Para truncamentos com comprimento de onda maior que 1 m adota-se a designação de estratificação cruzada "Hummocky" (sensu Harms *et alii*, 1975).

acamadamento lenticular (lentes milimétricas de arenito muito fino) e, mais raramente, laminação plano-paralela.

Nas facies de tempestitos, a interestratificação de arenitos e pelitos indica que, após cada episódio de aporte de areia estabeleciam-se condições tranquilas, com deposição de finos por suspensão. Deste modo, o intervalo em questão parece ter-se depositado abaixo do nível de ação das ondas normais, em condições de costa afora ("offshore"). As delgadas camadas de arenitos muito finos do intervalo inferior do perfil (cf. Fig. 4), com laminação plano-paralela e ondulada, assim como pelitos com acamadamento lenticular, podem ser interpretadas como depósitos de tempestade (cf. Reineck & Singh, 1972), onde a areia era transportada em suspensão devido a agitação das ondas (Raaf *et alii*, 1977).

As camadas areníticas mais espessas, que dominam dos 10 aos 37 m da seção (Fig. 4), apresentam estruturas primárias (laminação truncada, por ondas, estratificação cruzada "hummocky" e marcas de ondulações simétricas) que são diagnósticas de ação de ondas (fluxo oscilatório; Raaf *et alii*, 1977; Hunter & Clifton, 1982; Harms *et alii*, 1982). Entre estas, as estratificações cruzadas "hummocky", modernamente, tem sido vinculadas à ação de ondas de tempestade (Harms *et alii*, 1975, 1982; Bourgeois, 1980; Dott & Bourgeois, 1982). Nestas camadas de arenito, a tabularidade, a base plana sugerindo baixo poder erosivo, a tendência à grano-decrescência e a diminuição do regime de fluxo da base para o topo (laminação plano-paralela passando superiormente a laminação truncada) são parâmetros que, tomados em conjunto, sugerem transporte na forma de correntes de densidade. Deste modo, os depósitos em questão foram definidos como tempestitos (sensu Seilacher, 1982a).

Em suma, os tempestitos acima discutidos foram depositados acima do nível base das ondas de tempestade e abaixo do nível base das ondas normais.

Já a parte superior desta litofacies (35-100 m; Fig. 4), onde os pelitos começam a ficar bastante subordinados e os tempestitos passam a ser amalgamados, marcando a transição para a facies praial (arenitos finos laminados), deve representar deposição acima do nível base das ondas normais, possivelmente na parte inferior da praia infra marés ("shoreface" inferior).

Portanto, a facies de tempestitos, devido a abundância de estruturas primárias vinculadas a ação de ondas, constitui uma facies marinho de águas mais rasas que aquela dos turbiditos (cf. Einsele & Seilacher, 1982).

### 1.3 — FACIES DE PRAIA

Corresponde a uma espessa seqüência de arenitos finos, protoquartzíticos, muito bem selecionados, com mais de 100 m de espessura, que afloram na região da Picada dos Tocos (Fig. 1). Porém, neste local, as litologias encontram-se muito alteradas por intemperismo, não permitindo um melhor detalhamento e, por esta razão, apenas os 20 m inferiores, melhor preservados, foram incluídos no perfil da Fig. 4.

A laminação plano-paralela, definida por pequena variações na granulometria do sedimento (muitas vezes com lineação por corrente associada) ou pela presença de níveis com mica branca, é a estrutura primária predominante nesta facies. Truncando as camadas com laminação ocorrem superfícies de erosão de formato côncavo, regulares (=catenárias) ou irregulares, com até 50 cm de profundidade e até 15 m de extensão. Algumas vezes, estas superfícies de erosão marcam a base de ciclos que iniciam com delgadas acumulações de intraclastos pelíticos (1 a 3 cm de espessura) e gradam superiormente a arenitos finos com estratificação cruzada "hummocky" (cf. Fig. 4). Localmente também ocorrem laminação truncada por ondas e estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte.

O posicionamento estratigráfico desta facies, acima dos depósitos de tempestitos de costa afora e, a ausência de litologias pelíticas, sugerem deposição em águas bastante rasas, sob constante agitação por ondas. Espessas seqüências de arenitos protoquartzíticos com laminação plano-paralela, são usualmente referidos como depositados na zona de praia ("foreshore + shoreface"; Elliott, 1980; Galloway & Hobday, 1983).

Neste ambiente, os arenitos nos quais a laminação plano-paralela encontra-se associada com lineação por corrente, sugerindo altas velocidades de fluxo, podem representar deposição na zona de praia inter-marés ("foreshore"; Galloway & Hobday, 1983). Já as laminações marcadas por planos de micas, indicando sedimentação por suspensão, e as demais estruturas primárias desta facies, sugerem deposição em condições de praia infra-marés

("shoreface"). Neste caso, as estratificações cruzadas acanaladas representam a migração de formas de leito de crista sinuosa ("megaripples" lunadas), geradas por correntes induzidas por ondas na região da crista das barras ("bar crest") do "shoreface" superior (Elliott, 1980), enquanto as superfícies de erosão e as estratificações cruzadas "hummocky" representam, respectivamente, erosão e deposição de sedimentos associados a ondas de muito alta energia, por ocasião de grandes tormentas (cf. Walker, 1979; Gal loway & Hobday, 1983).

#### 1.4 — FACIES DE INUNDITOS

Inunditos (sensu Seilacher, 1982a) foram reconhecidos pela primeira vez na Bacia do Camaquã por Della Fávera (1984), que sob esta designação incluiu os depósitos de turbiditos que apresentavam fendas de ressecamento, por exposição subaérea, no intervalo pelítico "D/E" (cf. Seilacher, 1982a, b; Della Fávera, 1984). Nossas observações mostraram que, além dos inunditos acima citados, onde a divisão "C" é formada por laminação cruzada cavalcante, ocorrem outros nos quais a divisão "C" é formada por laminação truncada por ondas e marcas de ondulações simétricas (por vezes com menos de 1 cm de comprimento de onda), sendo, portanto, semelhantes a um tempestito (Fig. 6).

Os depósitos de inunditos são abundantes na região das minas do Camaquã e na borda oeste da bacia. Como exemplo, ao longo da rodovia BR 153, ocorrem excelentes afloramentos de inunditos. Em particular, no Km 15, estes exibem, além das características fendas de ressecamento, também impressões de pingos de chuva nos pelitos da divisão D/E.

Um inundito, sensu Seilacher (1982a), é, basicamente, um depósito de corrente de densidade que desenvolve-se em águas suficientemente rasas para permitir o crescimento da vegetação (válido somente a partir do Devoniano) e, que eventualmente, podem secar, possibilitando o aparecimento de gretas de contração nos pelitos associados (aplicável ao nosso caso). Da mesma forma, os inunditos com estruturas de onda são, em verdade, tempestitos gerados em águas muito rasas.

Della Fávera (1984) relacionou os inunditos do Membro Manguirão com a progradação dos leques do Membro Vargas.

Nossas observações concordam com as daquele autor quanto a relação com os leques e, a partir dos estudos detalhados que desenvolvemos na região da Picada dos Tocos, verificamos que estes depósitos podem estar diretamente sobrepostos a seqüência marinha (Fig. 4). Infelizmente, apesar da proximidade entre os afloramentos de inunditos e a seqüência marinha, não conseguimos verificar a sua continuidade física. Se estudos mais detalhados nesta região vierem demonstrar que a continuidade existe, então, os inunditos podem representar a progradação de leques em corpos d'água bastante rasos (lagunares), separados do mar aberto por uma ilha de barreira (neste caso, os arenitos da facies praial). É interessante referir que, um dos modelos de gêneses de inunditos, apresentados por Seilacher é exatamente este (cf. Seilacher, 1982a; Fig. 1; p. 334).

#### 2. LEQUES COSTEIROS DO MEMBRO VARGAS

Podem ser encontrados no Vale do Piquiri, onde apresentam espessuras aflorantes superiores a 5000m, Passo da Capela, Rincão dos Bravos, Mina do Camaquã e na BR 153 (Figs. 1 e 7). São caracterizados pela textura grosseira, imaturidade mineralógica e textural, e, angulosidade dos clastos, podendo ocorrer como ruditos desorganizados ou organizados (mais comuns). Os primeiros formam grandes corpos com geometria possivelmente lenticular, com espessura observada superior a 50 m. Os clastos do arcabouço encontram-se imersos em matriz heterogênea (de pelitos e arenitos grossos), sendo normalmente angulosos e variando de grânulos a matações. Os ruditos desorganizados não apresentam acamadamento ou qualquer evidência de estruturas primárias.

Lateral e verticalmente, na medida em que os componentes do arcabouço dos ruditos diminuem de tamanho, observa-se uma crescente organização nestas litologias (Fig. 8), a qual inicia com um incipiente acamadamento (espessuras em torno de 3 a 9 m), até o aparecimento de camadas nitidamente tabulares (0,1 a 1 m de espessura), com mais de 200 m de extensão lateral (e. g. Mina do Camaquã). O arcabouço dos ruditos organizados é constituído por grânulos e seixos, esporadicamente blocos e matações, angulosos e pouco arredondados. As camadas com organização baixa (em geral as de maior espessura) apresentam internamente acamadamento gradacional normal e inverso (Fig. 9).

Os ruditos do Membro Vargas associam-se sempre a grandes falhamentos regionais e são monoclinalmente estruturados. Estas características, somadas as anteriormente referidas e as grandes espessuras, geometria e relações de contato com as demais unidades da Formação Maricá, levam a caracterizar o Membro Vargas como formado por depósitos de leques costeiros superpostos. Estes leques foram construídos(1) a partir da erosão de uma cadeia de montanhas que alçava-se a sudeste, representados pela cunha rudítica da ala oriental da bacia e, (2) pela reativação tectônica e vulcânica da borda cratônica, representados pelas lentes rudíticas ocorrentes na porção ocidental.

Os ruditos desorganizados, que formam escassas lentes dentro do Membro Vargas, representam os depósitos da região superior do leque ("upper fan"), no interior dos canais alimentadores (Walker, 1978; Normark, 1978), transportados por suspensão na forma de fluxo de detritos ("debris flow"). A suspensão, neste caso, é mantida principalmente pela coesão e densidade da matriz, embora possa, atuar, secundariamente, outros mecanismos de sustentação do movimento, tais como pressão dispersiva, escape de fluidos e alguma turbulência fluída (Middleton & Hampton, 1973).

Nos ruditos organizados (Figs. 8 e 9), a crescente tabularidade das camadas e a melhor seleção granulométrica dos clastos do arcabouço sugerem um gradativo desconfinamento do fluxo, refletindo, possivelmente, deposição nas porções mais distais dos canais alimentadores e nos lobos proximais dos leques. Neste ponto, a seqüência estudada difere do modelo proposto por Walker (1978), pois, para este autor, os ruditos organizados estariam também condicionados ao interior dos canais alimentadores. Nestes ruditos, os clastos apresentam mobilidade suficiente para serem segregados devido a diminuição da coesão da matriz (Lowe, 1982). O choque de grãos (pressão dispersiva gerando gradação inversa) e a turbulência fluída (gerando gradação normal) são os principais responsáveis pela manutenção da suspensão nestas correntes de densidade de alta concentração (Middleton & Hampton, 1973). Na medida em que o lobo se expande, a relação choque de grãos/turbulência fluída tende a diminuir. Paralelamente, a tabularidade das camadas e a seleção granulométrica aumentam, marcando a transição dos leques para as facies marinhas do Membro Mangueirão.

Verifica-se, portanto, que os leques do Membro Vargas, nas regiões estudadas, desenvolveram-se predominantemente em águas relativamente rasas, devido a sua associação com tempestitos e inunditos (e. g. Passo da Capela, BR 153 e Mina do Camaquã). Por sua vez, os leques de Rincão dos Bravos, associados com espessas seqüências de turbiditos, desenvolvem feições semelhantes às descritas por Walker (1978) para leques submarinos (deposição abaixo do nível de ação das ondas de tempestades). Já o grande sistema de leques do Vale do Piquirí, interdigita-se tanto com tempestitos quanto com turbiditos, indicando que a sedimentação, devido a variações na espessura da lâmina d'água (possivelmente em consequência de movimentações tectônicas que modificavam a profundidade do assoalho da bacia), ocorria ora acima, ora abaixo do nível base das ondas de tempestade.

### AMBIENTES CONTINENTAIS DA FORMAÇÃO GUARITAS

A análise das facies e associações de facies da Formação Guaritas permitem definí-la como tendo uma origem continental, em consonância com praticamente todos os autores que nela trabalharam (e. g. Leinz *et alii*, 1941; Robertson, 1966; Ribeiro, 1970; Becker & Fernandes, 1982; Fragoso Cesar, 1983). Nesta unidade, freqüentemente referida como "red beds", foram reconhecidos os seguintes ambientes deposicionais: (1) leque e planície aluvial de canais entrelaçados ("braided alluvial plain"); (2) planície eólica e (3) deltas lacustres. As intercalações vulcânicas (Membro Rodeio Velho) ocorrem associadas independentemente do ambiente.

De um modo geral, as facies de leques e planícies aluviais dispõem-se próximas as margens da bacia, enquanto as facies eólica e deltaica tendem a ser predominantes em sua parte média.

#### 1. FACIES DE LEQUE E PLANÍCIE ALUVIAL DE CANAIS ENTRELAÇADOS

Consiste em uma espessa seqüência de conglomerados e arenitos, estando os pelitos representados de forma bastante subordinada (Fig. 10), tendo sido referida como Associação de Arenitos e Ruditos em Fragoso Cesar *et alii*, (1985).

Próximo as margens da bacia, ocorrem paraconglomerados (arcabouço suportado pela matriz arenosa ou areno-pelítica) desorganizados, com clastos polimodais e angulosos, variando de

grânulos a matações. Como no caso dos paraconglomerados do Membro Vargas, acompanhando a diminuição do diâmetro dos clastos do arcabouço, estes depósitos gradam, lateral e verticalmente, para ruditos mais organizados. A diferença reside na geometria das camadas, que tornam-se lenticulares, e no aparecimento de abundante imbricação nos clastos do arcabouço (Fig. 11). Desta forma, os paraconglomerados transicionam para ortoconglomerados, onde o arcabouço é constituído predominantemente por seixos e grânulos, subarredondados e arredondados, em geral com baixa seleção granulométrica. Podem formar acumulações decimétricas ou atingir grandes espessuras (mais de 40 m) devido a superposição de várias camadas, interrompidas apenas por breves intercalações de arenitos grossos ou médios (0,1 a 1 m de espessura). Quando incluídos nos arenitos, os conglomerados são francamente lenticulares. O contato inferior, com arenitos ou mesmo com conglomerados mais finos, é sempre erosivo.

Os arenitos, por sua vez, podem variar de finos a grossos, com predominância dos últimos, sendo sempre lenticulares, com espessuras de até 5 m. A superposição de camadas arenosas, da mesma forma que os conglomerados, pode ultrapassar 40 m de espessura (Fig. 10). As estruturas primárias mais comuns nos arenitos são as estratificações cruzadas acanaladas, de pequeno a grande porte, ocorrendo, subordinadamente, estratos cruzados tabulares. Arenitos maciços são relativamente raros. Os contatos entre as litologias arenosas podem ser erosivos ou gradacionais, sendo os primeiros os mais comuns.

Medidas de paleocorrentes efetuadas nos estratos cruzados mostram que, ao longo das rodovias BR 153 e BR 392, estas são predominantemente de nordeste para sudeste (embora possa ocorrer inversões de sentido na BR 153), ou seja, paralelas ao eixo da bacia. Contudo, observou-se que junto as margens da bacia, estas são aproximadamente perpendiculares ao eixo, ocorrendo o transporte de sedimento, na margem ocidental, de noroeste para sudeste e, na margem oriental, de este para oeste. Na região de Rincão dos Mouras (margem oriental), o padrão de paleocorrentes aponta consistentemente de sudoeste para noroeste.

As litologias pelíticas, na facies fluvial, são muito pouco freqüentes, apresentando-se sempre em finas camadas lenticulares (alguns centímetros de espessura), com pequena extensão lateral (menos de 10 m).

Tomadas em conjunto, as características acima referidas são compatíveis com depósitos formados em canais fluviais, associados, nas facies marginais da bacia, a leques aluviais (cf. Miall, 1982; Galloway & Hobday, 1983). Os paraconglomerados correspondem a depósitos de fluxo de detritos, nas partes mais proximais dos leques, onde o material é transportado em um meio de baixa viscosidade e de elevada competência (cf. Galloway & Hobday, 1983). Conforme o diâmetro do material do arcabouço diminui e o grau de arredondamento dos clastos aumenta, começam a ocorrer clastos imbricados, sugerindo o retrabalhamento dos depósitos por tração, associada a processos fluviais.

Com relação ao padrão dos paleocanais do sistema fluvial podemos, de imediato, descartar o tipo meandriforme, principalmente devido a pequena participação de litologias pelíticas, alta concentração de conglomerados e ausência de ciclos granodecrescentes bem definidos (do tipo "fining-upward"; Allen, 1965). Ao contrário, as características acima são mais compatíveis com aquelas apresentadas pelos sistemas de canais entrelaçados (= "braided"; Schumm, 1968; Miall, 1977; Selley, 1970).

Os processos sedimentares atuantes durante a deposição da facies fluvial são extensamente abordados em outro trabalho dos presentes autores (Lavina, *et alii*, em preparação), de modo que aqui faremos apenas um breve resumo daqueles mais comumente encontrados. Os espessos pacotes de conglomerados podem ser relacionados a uma superposição de barras longitudinais (sensu Miall, 1977), normalmente de difícil individualização, enquanto as lentes imersas em arenitos correspondem a barras relativamente pouco modificadas. Na fração arenosa, o predomínio de estratificações cruzadas acanaladas sugere que a deposição ocorreu principalmente associada a dunas subaquosas (Harms & Fahnestock, 1965; Miall, 1977). Também importantes são as estratificações cruzadas tabulares, geradas pela migração de barras transversais (sensu Smith, 1971). As litologias pelíticas estão relacionadas com sedimentação por suspensão em águas tranqüilas e, devido a sua pequena espessura e extensão lateral, possivelmente foram depositadas no interior de canais abandonados.

## 2. FACIES DE PLANÍCIES ÉOLICA

Encontrada ao longo da rodovia BR 392 (Fig. 2; perfil B-B') e entre os arroios do Angico e Irapuá (Fig. 2; perfil A-A'), tendo sido

anteriormente referida, para a Bacia do Camaquã, em Becker & Fernandes (1982) e Fragoso Cesar *et alii* (1984). Esta facies corresponde a Associação de Arenitos com Estratificação Cruzada de Grande Porte de Fragoso Cesar *et alii* (1985).

Apresenta-se constituída por camadas lenticulares de arenitos com espessuras individuais de até 5m. Texturalmente, os arenitos finos, bem selecionados, são predominantes. Os arenitos médios, quando ocorrem, distribuem-se em lâminas que se intercalam com as de arenito fino, com contato plano-nítido. Neste caso, cada lâmina é sempre muito bem selecionada e o arenito apresenta marcada bimodalidade.

As estratificações cruzadas são as estruturas primárias mais freqüentes, variando de porte muito grande (mais de 3 m de altura) a pequeno, de tipo acanalado ou cunha-planar, estes últimos apresentando as lâminas tangenciais na base do set (Fig. 12). Os estratos cruzados tem inclinação máxima de 30°. No interior dos sets, as lâminas predominantes são do tipo queda de grãos ("grain fall"), mais delgadas e melhor selecionadas granulometricamente, ocorrendo também lâminas de fluxo de grãos ("grain flow"), mais espessas (até 3cm) e muitas vezes com graduação inversa (granocrescentes). Raramente, são encontradas marcas de ondulações assimétricas, com até 4cm de comprimento de onda, no plano das lâminas frontais dos estratos cruzados. Medidas de paleocorrentes mostraram, para esta facies, um padrão bastante constante, de nordeste para sudoeste, que contrasta com o padrão altamente variável das facies fluviais. A laminação plano-paralela também é outra estrutura primária relativamente comum nesta facies, em geral no interior de camadas tabulares de até 0,2 m de espessura. Associada com a laminação, pode ocorrer lineação por corrente e horizontes com marcas de ondulações assimétricas, de cristas com baixa sínusidade, bifurcadas, e até 5 cm de comprimento de onda.

Em alguns locais, na base dos estratos cruzados existem abundantes lâminas de argilas recurvadas (= "curllets"; Reineck & Singh, 1973). Os "curllets" são também encontrados no contato entre os arenitos finos laminados e os pelitos com fendas de ressecamento de facies deltaica (Fig. 13).

O grande porte dos estratos cruzados, com ângulos de mergulhos moderados e altos, a textura fina dos arenitos e a excelente seleção granulométrica das lâminas, são elementos que, aliados a associação com sedimentos de origem continental, levaram os au-

tores a concluir por uma deposição a partir de processos eólicos para as litologias da facies em questão. Neste ambiente, os arenitos com estratificações cruzadas dispostas em camadas lenticulares, correspondem a depósitos de dunas ("paleoergs"; Figs. 14 e 15), enquanto os arenitos laminados, dispostos em camadas tabulares, podem ser vinculados com depósitos de interdunas (cf. Ahlbrandt & Fryberger, 1982).

Quanto a morfologia das dunas, a presença de estratos cruzados acanalados e cunha-planar configura cortes transversais e longitudinais, respectivamente, em dunas do tipo barcana. As lâminas granulometricamente bem selecionadas, que formam as camadas frontais destas dunas, são relacionadas a processos de queda de grãos (Hunter, 1977; Kokurek & Dott, 1981), que tendem a ficar preservados quando o mergulho dos "foresets" não é suficientemente íngreme para provocar avalanches (Galloway & Hobday, 1983). Já os fluxos de grãos são originados pela avalanche da areia sobre a face das camadas frontais (Hunter, 1977). As marcas de ondulação que eventualmente ocorrem preservadas próximas a base das camadas frontais são formadas pela ação do vento ("wind ripples").

Por sua vez, as lâminas de argila preservadas na base de alguns estratos cruzados, sugerem deposição por suspensão em condições subaquosas, relacionada a delgados e efêmeros corpos d'água na base das dunas (regiões de interdunas úmidas; Ahlbrandt & Fryberger, 1981). A propósito, a presença de "curllets" inteiros e em posição original, na base de muitas camadas de arenitos finos são, a nosso ver, mais um elemento indicativo da origem eólica destas litologias. As correntes fluviais, quando atuam sobre pelitos ressecados, os retrabalham, formando níveis de intraclastos (conglomerados intraformacionais) na base do pacote arenoso. Já o vento, devido a sua menor competência, tende a preservá-los. Desta forma, as camadas de arenitos finos laminados, bem selecionados e sem intraclastos, que ocorrem associadas aos pelitos com fendas de ressecamento e abundantes "curllets", nas baias interdistributárias do sistema deltaico (próxima facies a ser descrita), devem ter sido depositadas por processos eólicos.

### 3. FACIES DE DELTAS LACUSTRES

Foram identificadas ao longo do perfil B-B' (Figs. 1 e 2), nas proximidades do Arroio Caldeirão, estratigraficamente próximas

ao topo da Formação Guaritas, ocupando a porção axial de uma ampla e suave sinclinal; e também próximas ao arroio Olaria.

A facies deltaica é composta, comumente, por uma intercalação de camadas de arenitos (desde finos até grossos) e pelitos, com razão bastante variável (Fig. 16). As camadas de arenitos finos podem ser sigmoidais (*sensu* Della Fávera, 1984) ou possuírem tabularidade bastante acentuada (Fig. 17). As primeiras apresentam dimensões variáveis entre 0,1 e 0,7 m de espessura, por até 20 m de comprimento. O formato sigmoidal destas camadas é observado apenas em cortes aproximadamente paralelos à direção do fluxo. Em cortes transversais são lenticulares ("olho da sigmoide"; Della Fávera, 1984). Já os arenitos tabulares possuem espessuras variáveis de 1 a 30 cm e apresentam-se maciços ou com laminação plano-paralela na base, gradando superiormente a laminação cruzada cavalcante. Em geral, os arenitos tabulares distribuem-se em ciclos onde a freqüência e a espessura das camadas aumenta para o topo. Na parte superior destes ciclos algumas vezes encontramos camadas lenticulares de arenitos médios e finos (0,3 a 2 m de espessura), com delgadas acumulações de ruditos intra e extraformacionais na base, que apresentam estratos cruzados acanalados de pequeno e médio porte (Figs. 16 e 18).

Quanto às direções relativas de paleocorrentes, observou-se que nos arenitos sigmoidais estas são, em geral, concordantes com as obtidas nos arenitos com estratificações cruzadas acanaladas. Com relação a estes últimos, as paleocorrentes dos arenitos tabulares podem ser concordantes ou se disporem em ângulos de aproximadamente 90°.

Os pelitos desta facies são maciços ou podem exibir acamamento lenticular. Em alguns afloramentos ocorre, nestas litologias, um grande número de horizontes com fendas de ressecamento. Em geral, os arenitos sigmoidais associam-se aos pelitos que não apresentam fendas de ressecamento, enquanto os tabulares ocorrem indistintamente em pelitos com e sem fendas. Também ocorrem, nos pelitos da facies deltaica, níveis com muitas lâminas de argila recurvadas ("curllets"), quando em contato com arenitos da facies eólica.

Em conjunto, estes depósitos, referidos à Associação de Arenitos e Pelitos em Fragoso Cesar *et alii* (1985), representam o avanço dos depósitos fluviais mais distais dentro de corpos lacustres (Fig. 16).

No ambiente deltaico, as litologias pelíticas representam deposição por suspensão em águas calmas (prodelta e baías interdistributárias). As camadas de arenitos finos sigmoidais, inclusas nos pelitos, indicam a ação de correntes unidireccionais esporádicas, carreando material para o interior dos corpos d'água. O formato e o posicionamento dentro da seqüência deltaica permitem relacionar as camadas sigmoidais com barras de foz de distributários (barras de desembocadura; cf. Elliot, 1980). Estas barras (frente deltaica) formam-se pela expansão lateral e desaceleração que sofre o fluxo fluvial, com perda de competência, quando penetra em um corpo d'água (Elliott, 1980; Della Fávera, 1984).

As lentes de arenitos médios e finos com estratificação cruzada acanalada, delgadas acumulações rudíticas na base e apresentando contato inferior erosivo com as litologias mais finas, associam-se com canais fluviais. A pequena largura e profundidade dos canais, além do seu posicionamento proximal em relação às barras de desembocadura, permitem relacioná-los com canais distributários. Já as camadas pelíticas com muitos níveis de fendas de ressecamento (exposição subaérea) podem ser referidas a depósitos de baías interdistributárias. Tanto os canais distributários quanto as baías interdistributárias são usualmente considerados como fazendo parte da planície deltaica (Elliott, 1974).

Nesta planície deltaica houve, possivelmente, importante atividade eólica, conforme atesta a ocorrência de abundantes "curllets" sobre pelitos com fendas de ressecamento sotopostos a arenitos finos, laminados, bem selecionados e sem intraclastos pelíticos.

No contexto da sedimentação deltaica ocorrem, ainda, camadas tabulares de arenitos finos com graduação normal e estruturas relacionadas com fluxo desacelerante (laminação plano-paralela e laminação cruzada cavalcante). Pelas características apontadas, estas camadas devem ser vinculadas com deposição a partir de correntes de turbidez. As camadas associadas com os pelitos ricos em fendas de ressecamento (= inunditos; Seilacher, 1982b), parecem relacionar-se com rompimentos de diques marginais ("crevasse splay" Elliott, 1974). Já os arenitos tabulares associados com camadas sigmoidais e pelitos sem fendas de ressecamento, podem ser considerados como turbiditos de frente deltaica. Estas interpretações são, também, condizentes com os dados de paleocorrentes pois, no primeiro caso, elas formam um ângulo qua-

se reto com a direção dos canais distributários; no segundo, são concordantes com estes.

Portanto, apesar dos poucos elementos disponíveis, dois tipos de fluxos de saída ("out flow") foram reconhecidos nos depósitos de frente deltaica: fluxo homopicnal e hiperpicnal (terminologia segundo Bates, 1953). O primeiro, caracterizado pelas camadas sigmoidais, origina frentes deltaicas do tipo Gilbert e, o segundo, frentes deltaicas turbidíticas ("flysch-like delta-front"; Flores, 1975).

Quanto a natureza do meio receptor, a interdigitação com depósitos eminentemente continentais, sua posição estratigráfica na Formação Guaritas (próximo ao topo desta) e a ausência de retrabalhamento por ondas ou marés, permite inferir condições lacustres com águas calmas e rasas. A ausência de feições de retrabalhamento dos depósitos também é um forte indicador de deltas dominados por processos fluviais (Wright, 1977).

### SEDIMENTAÇÃO E TECTÔNICA CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise da distribuição faciológica da seqüência inferior da Bacia do Camaquã (Formação Maricá) permite supor que sua evolução tenha sido fortemente condicionada pelo comportamento tectônico diferenciado de suas bordas, que, por este motivo, apresentam depósitos sedimentares com características bastante distintas. A espessa cunha rudítica (Membro Vargas), que programada a partir do bordo leste sobre depósitos turbidíticos de águas profundas (Membro Mangueirão), atingindo espessuras superiores a 5.000 m, não encontra correspondência na borda oeste, onde os conglomerados ocorrem em proporções bem mais restritas, associados a depósitos de águas rasas (tempestitos e inunditos) (Fig. 19). Tais observações sugerem uma bacia assimétrica, cuja porção oriental, pelo menos em parte, comportou-se como uma bacia profunda associada a uma margem com intensa atividade tectônica, enquanto a borda ocidental apresenta facies sedimentares com características plataformais que indicam deposição em ambientes mais rasos e de maior estabilidade tectônica. Esta interpretação é reforçada pela presença de várias camadas espessas de turbiditos (0,4 a 15 m), irregularmente espessadas, que ocorrem no extremo nordeste da bacia (Vale do Piquirí), correspondendo a "Megaturbiditos", sensu Mutti *et alii* (1984), e que devem representar o registro sedimentar de abalos sísmicos de elevada magnitude (= sismoturbiditos). A identificação de sismoturbiditos é im-

portante por assinalar áreas de ativa paleossismicidade e também por indicar bacias que canibalizam suas margens através de processos de resedimentação (Mutti *et alii*, 1984). Na bacia do Camaquã, este último, item é representado, em alguns locais, pela abundância de clastos intraformacionais, angulosos, derivados da seqüência turbidítica do Membro Mangueirão, constituindo o arca-bouço dos ruditos do Membro Vargas. Miall (1978) atribui esta feição ao progressivo rejuvenescimento do relevo, através de falhamentos inversos, que expõem porções mais distais da seqüência, transformando-as em novas áreas fontes de sedimentos que são, a seguir, reconduzidos ao interior da bacia. A programação de um sistema de leques gerando espessos ciclos granocrescentes, associados a discordâncias intraformacionais e a deformações sindesposicionais, sugerem um rígido controle da tectônica sobre a sedimentação. Estas características são compatíveis com bacias de caráter comprehensivo e comuns em antefossas molássicas (Miall, 1978).

Em direção ao centro da bacia, os ruditos do Membro Vargas, representativos das porções proximais de leques costeiros, gradam para uma interdigitação entre turbiditos e tempestitos. Os primeiros representam as fases de desenvolvimento e construção dos lobos mais distais dos leques, depositados na forma de correntes de turbidez de baixa concentração que chegavam a atingir regiões profundas da bacia (abaixo do nível de ação das ondas de tempestade), gerando ciclos de "turbiditos clássicos". Os depósitos de tempestitos, por sua vez, são relacionados a períodos de desativação do sistema e abandono destes lobos, cujas porções proximais, depositadas em condições de águas rasas ou mesmo subáreas, seriam parcialmente destruídas e retrabalhadas por tempestades de grande magnitude que depositariam as frações silte-areia fina sob ação de ondas.

Na borda oeste da Bacia do Camaquã, os depósitos conglomeráticos da seqüência inferior são bem menos espessos e associam-se a falhas normais, relacionadas a episódios de reativação tectônica de características tracionais. Espessas seqüências de tempestitos e depósitos praiais intercalam-se entre as cunhas dos leques costeiros, refletindo prolongados períodos de estabilidade tectônica, com duração suficiente para permitir a deposição de pacotes de arenitos finos, bem selecionados e ricos em quartzo, com espessuras superiores a 100 m. Neste contexto, elevações do nível

do mar, compensadas por pronunciado aporte sedimentar, poderiam ser responsáveis pela geração de seqüências praiais de grande espessura.

A seqüência superior da Bacia do Camaquã (Formação Guaritas) marca a continentalização definitiva da bacia, registrada pela presença de depósitos de leques e planícies aluviais de canais entrelaçados, associados a deltas lacustres e planície eólica, discordantemente sobrepostos aos sedimentos da Formação Maricá (seqüência inferior) (Fig. 19).

Contrariamente ao verificado na seqüência inferior, o registro sedimentar da Formação Guaritas não evidencia mudanças expressivas na configuração paleotopográfica de seu embasamento. A associação de facies e a tipologia dos depósitos indicam, isto sim, uma importante modificação no comportamento tectônico da bacia, sugerindo uma acentuada diminuição de sua sismicidade, quando comparada com a da seqüência inferior. Durante esta fase final da história evolutiva da bacia, a atividade tectônica parece restringir-se a falhas normais e/ou reativações de sistemas transcurrentes, gerando basculamentos e suaves e amplos dobramentos relacionados à instalação de grabens ou semi-grabens (Fragoso Cesar *et alii*, 1984). As ocorrências restritas de fluxos de detritos e depósitos de talus, correlacionáveis a ação tectônica, confinados a zonas de falhas próximas às bordas da bacia, são argumentos favoráveis a esta hipótese.

Os conglomerados desorganizados da Formação Guaritas em sua maioria, correspondem às facies proximais de leques aluviais, e gradam para conglomerados organizados, depositados a partir de processos fluviais e construídos, principalmente, pela superposição de barras longitudinais, com lentes de areia intercaladas. Mais para o centro da bacia, possivelmente em função do fracionamento da carga fluvial, provocada pelo abrandamento do gradiente paleotopográfico, passam a predominar depósitos mais arenosos, com pequenas contribuições conglomeráticas, relacionados às porções distais da planície aluvial. A interação deste sistema fluvial com corpos d'água lacustres, permitiu o desenvolvimento de seqüências deltaicas, materializadas pela presença de arenitos sigmoidais e lenticulares, imersos em pelitos, que ocorrem nas regiões mais centrais da bacia.

A este conjunto associam-se ainda depósitos de planície eólica, os quais ocorrem em vários níveis da seqüência, tanto vincu-

lados aos sedimentos fluviais, quanto aos deltaicos e lacustres. O registro de depósitos eólicos em posições variáveis da coluna sugere que, durante os períodos de estiagem, os ventos retrabalharam as porções arenosas da planície aluvial, recobrindo, indistintamente, extensas áreas da bacia. A progradação de dunas eólicas sobre sedimentos deltaicos e lacustres apontam episódios de restrição ou mesmo dessecação completa destes lagos. Com a reativação do sistema fluvial e a restauração dos corpos lacustres, nos períodos de inundação, grande parte da planície eólica seria retrabalhada pelos rios e ressedimentada. Este caráter episódico da sedimentação, evidenciado pela recorrência vertical das facies, explicaria a relativamente pequena distribuição dos depósitos eólicos, tendo em vista o maior potencial de preservação das facies depositadas por processos mais enérgicos. Neste sentido, a íntima associação entre os arenitos eólicos e os depósitos fluviais mais distais pode ser indicativa de que a preservação destas facies de mais baixa energia deve-se, presumivelmente, ao abrandamento do poder erosivo do sistema fluvial, nas regiões mais centrais da bacia.

Tais características sugerem que a sedimentação da Formação Guaritas teve lugar em um ambiente cujas condições predominantes eram desérticas ou semi-desérticas.

## A GRADECIMENTOS

Os autores expressam seu profundo agradecimento aos Profs. Carlos Henrique Nowatzki e Milton Antônio Araujo dos Santos pela concessão das fotografias que ilustram este trabalho e pelas profícias discussões sobre os ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã. Agradecem também ao Prof. Dr. Mário Costa Barberena o apoio e incentivo dispensados e ao CNPq pelo suporte financeiro.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHLBRANDT, T. & FRYBERGER, S. 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. *In: Ethridge, F. & Flores, R. (ed.) Recent and ancient nonmarine depositional environ-*

- ments: models for exploration. **Special Publ.**, Soc. Econ. Pa-leont. Min., **31**: 293-314.
- \_\_\_\_ & \_\_\_\_\_. 1982. Eolian deposits. In: SCHOLLE, P. & SPEARING, D. (ed.) **Sandstone depositional environments. Memoir**, Am. Ass. Petrol. Geol., **31**: 11-47.
- ALLEN, J.R.L. 1965. Fining-upwards cycles in alluvial succession. **Geol. J.**, **4**: 229-246.
- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Bra-sileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23., Salvador, 1969. **Anais**, Salvador, SBG, v.1, p. 29-46.
- ALTAMIRANO, J.A.F. 1981. **Contribuição à gênese das ocorrências cupríferas estratiformes do Cérro dos Martins, R.S.** Porto Alegre, UFRGS, Curso de Pós-Graduação. Dissertação Mestrado, Geociências (inédito).
- BATES, C.C. 1953. Rational theory of delta formation. **Am. Ass. Pe-trol. Geol. Bull.**, **37**(9): 2119-62.
- BECKER, M.R. & FERNANDES, L.A. 1982. Caracterização faciológica de uma seqüência vulcão-sedimentar Eo-Paleozóica na fo-lha de Passo do Tigre (RS). **Acta Geológica Leopoldensia**, **13**(6): 287-321.
- BOURGEOIS, J. 1980. A transgressional shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Up-per Cretaceous), southwestern Oregon. **J. Sed. Petrol.**, **50**: 681-702.
- BOUMA, A.H. 1962. **Sedimentology of some flysh deposits, a gra-phic approach to facies interpretation**. Amsterdam, Elsevier, 168p.
- CARVALHO, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. **Bol. Inst. Geol. Min. Brasil**, Rio de Janeiro, **66**: 1-72.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.1, p. 489-501.
- DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. **Geol. Soc. Am. Bull.**, **93**: 663-80.
- EINSELE, G. & SEILACHER, A. 1982. A Paleogeographic significance of tempestites and periodites. In: EINSELE, G. & SEILACHER, A.

- \_\_\_\_ (ed.) **Cyclic and event stratification**. Berlin, Springer-Verlag, p. 531-36.
- ELLIOTT, T. 1974. Interdistributary bay sequences and their genesis. **Sedimentology**, **21**: 611-22.
- \_\_\_\_\_. 1980. Deltas. In: READING, H. G. (ed.) **Sedimentary environments and facies**. London, Blackmell Scientific Publications, p. 97-142.
- FLORES, R. M. 1975. Short-headed stream delta: model for Pennsyl-vanian Haymond Formation, west Texas. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, **59**: 2288-3001.
- FERNANDES, L.A.D. & BECKER, M.R. 1981. **Geologia da Faixa II**. Porto Alegre, UFRGS, Inst. Geoci. Trabalho de Graduação, Geociências, 290p. (inédito).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cin-turão Dom Feliciano no Estudo Uruguai — Sul Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., Camboriu, 1980. **Anais...** Camboriu, SBG., v.5, p. 2879-92.
- \_\_\_\_\_. 1983. Evolução paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã (RS): uma introdução. Porto Alegre, UFRGS, Cur-so de Pós-Graduação. Dissertação de Mestrado, Geociências (inédito).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.; LAVINA, E.L. ALTAMIRANO, J.A.F. 1985. Revisão da Estratigrafia das molas-sas do Ciclo Brasiliano no Rio Grande do Sul. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2., Florianópolis, 1985. **Anais...**, Flor-ianópolis, SBG, p. 477-91.
- FRAGOSO CESAR; A.R.S.; LAVINA, E.L.; PAIM, P.S.; FACCINI, U.F. 1984. A antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no Es-cudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geolo-gia, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais ...**, Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3272-83.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI Jr., E. 1982. Asso-ciações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Pla-taforma Sul-Americanana). In: Congresso Brasileiro de Geolo-gia, 32., Salvador, 1982. **Anais**, Salvador, SBG, v. 1, p. 1-12.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. 1983. **Terrigenous Clastic depo-sitional systems**. New York, Springer-Verlag, 423p.
- GOÑI, J.G.; GOSO, H.; ISSLER, R.S. 1962. Estratigrafia e Geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguai. **Avulso**, Escola de Geologia, UFRGS, **3**: 1-105.

- GONZALEZ, M. & TEIXEIRA, G. 1980. Considerações sobre estratigrafia e ambiente de sedimentação na região das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., Camboriú, 1980. *Anais*, Camboriú, SBG, v. 3, p. 1513-24.
- HARMS, J.C. & FAHNESTOCK, R.K. 1965. Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In: MIDDLETON, G.V. (ed.) Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Special Publ.*, Soc. Econ. Paleont. Min., **12**: 84-115.
- \_\_\_\_\_, SOUTHARD, J.B.; SPEARING, D.R.; WALKER, R.B. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Short Course nº 2*, Soc. Econ. Paleont. Min., 161p.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_; WALKER, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *Short Course nº 9*, Soc. Econ. Paleont. Min., 249p.
- HOWELL, D.G. & NORMARK, W.R. 1982. Submarine fans. In: SCOLE, P.A. & SPEARING, D. (ed.) Sandstone depositional environments. *Memoir*, Am. Ass. Petrol. Geol., **31**: 365-404.
- HUNTER, R. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**: 361-87.
- \_\_\_\_\_, CLIFTON, H.E. 1982. Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *J. Sed. Petrol.*, **52**(1): 127-43.
- JOPLING, A.V. & WALKER, R.G. 1968. Morphology and origin of ripple drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sed. Petrol.*, **38**(4): 971-84.
- KOKUREK, G. & DOTT, R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *J. Sed. Petrol.*, **51**: 579-95.
- KOLLING, S.L. 1979. *Projeto Cerro da Árvore*. Companhia Brasileira de Cobre, Relatório Interno.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.T.; TEIXEIRA, E.A. 1941. Mapa Geológico Caçapava — Lavras. *Bol. Div. Prod. Min.*, Secret. Agric. Ind. Com. R.S., **90**: 1-39.
- LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, **52**(1): 279-97.

- MIALL, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, **13**: 1-62.
- \_\_\_\_\_. 1978. Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. *Can. J. Earth. Sci.*, **15**: 1613-32.
- \_\_\_\_\_. 1982. *Analysis of fluvial depositional systems. Education Course Note Series*. Am. Ass. Petrol. Geol., 75 p.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (ed.) Turbidites and deep water sedimentation. *Short Course*, Soc. Econ. Paleont. Min., p. 1-38.
- MUTTI, E.; RICCI LUCCHI, F.; SEGURET, M. & ZANZUCCHI, G. 1984. Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. *Mar. Geol.*, **55**: 103-16.
- NORMARK, W. R. 1978. Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **62**(6): 912-31.
- PACIOS, V.M. & BORGES, W.R. 1979. *Geologia da faixa II*. Porto Alegre, UFRGS, Inst. Geoci. Trabalho de Graduação, Geociências (inédito).
- RAAF, J.F.; BOERSMA, J.R.; GELDER, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**: 451-83.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1972. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, **18**: 123-8.
- RIBEIRO, M. 1970. Geologia da folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bol. Div. Geol. Miner. Bras.*, Rio de Janeiro, **247**: 1-142.
- \_\_\_\_\_, BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO Fº, P.M.; TESSARI, R.I. 1966. Geologia da quadricula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Bol. Div. Fom. Prod. Min. Bras.*, Rio de Janeiro, **127**: 1-232.
- \_\_\_\_\_, FANTINEL, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo sul-riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, Porto Alegre, FZB, *Ser. Geol.*, **5**: 19-54.
- \_\_\_\_\_, LICHTENBERG, G. 1978. Síntese da geologia do Escu-

- do do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. *Anais*, Recife, SBG, v.6, p. 2451-63.
- ROBERTSON, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rocks units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Esc. Geol.*, UFRGS, Porto Alegre, 1(2): 41-54.
- SANTOS, E.L.; BECKEL, J.; MACEDO, P.M.; GONZALEZ Fº F.; CHABAM, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. *Anais*, Recife, SBG, v.2, p. 670-84.
- SCHUMM, S.A. 1968. Speculation concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 1573-88.
- SEILACHER, A. 1982a. Distinctive features of sandy tempestites. In: Ein Sele, G. & Seilacher, A. (ed.) *Cyclic and event stratification*. Berlin, Springer-Verlag, p. 333-49.
- \_\_\_\_\_. 1982b. General remarks about event deposits. In: Ein Sele, G. & Seilacher, A. (ed.) *Cyclic and event stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, p. 161-174.
- SELLEY, R.C. 1970. *Ancient sedimentary environments*. London, Chapman & Hall, 273p.
- SMITH, N.D. 1971. Transverse bars and braiding in the lower Platte river, Nebraska. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82(12): 3407-20.
- TEIXEIRA, G.; GONZALEZ, A.P.; GONZALEZ, M.; LICHT, O. 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito Minas do Camaquã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. *Anais*, Recife, SBG, v. 6, p. 1644-54.
- TESSARI, R.I. & PICADA, R.S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bol. Div. Fom. Prod. Min.*, DNPM, Rio de Janeiro, 124: 1-147.
- WALKER, R.G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 62(6): 932-66.
- \_\_\_\_\_. 1979. Shallow marine sands. In: Walker, R.G. (ed.) *Facies Models. Reprint Series*, Geosc. Canada, 1: 75-90.
- WRIGHT, L.D. 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 857-68.

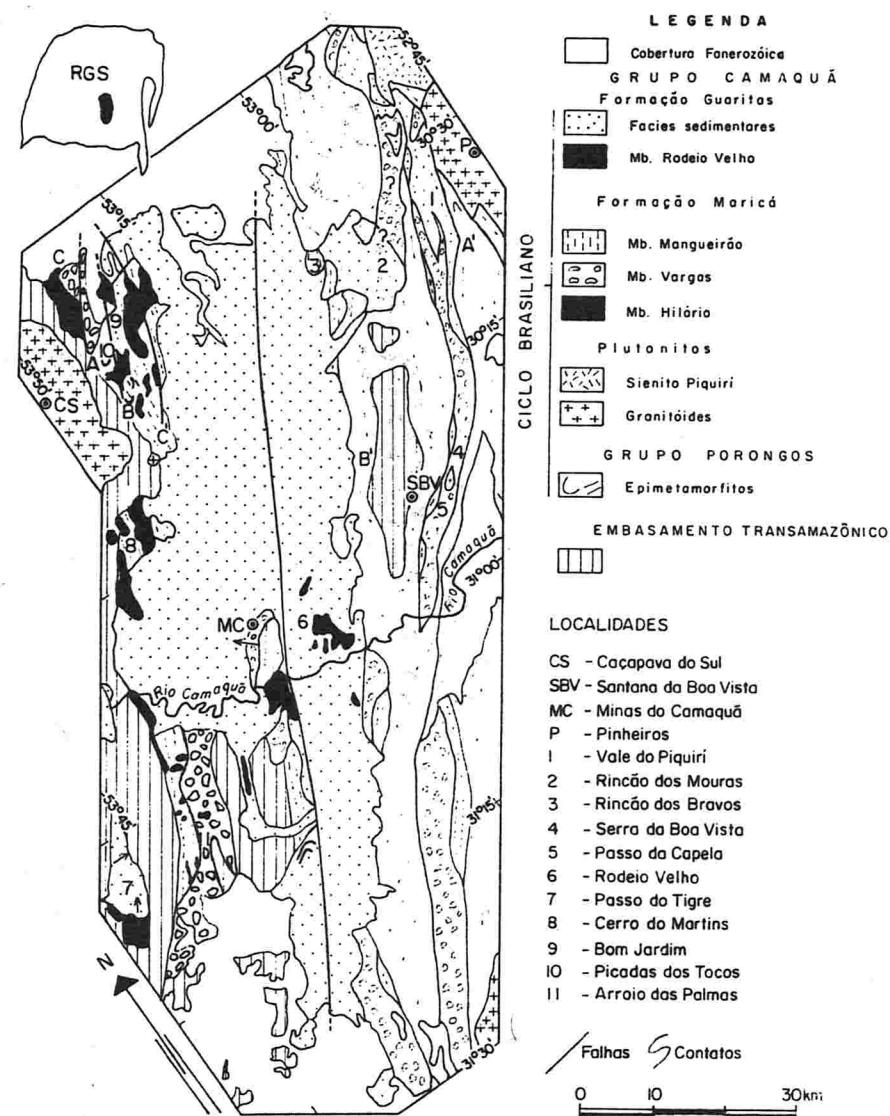


Fig. 1 — Esboço geológico e mapa de localização da Bacia do Camaquã A-A', B-B' e C-C': perfis estratigráficos e estruturais (vide fig. 2).

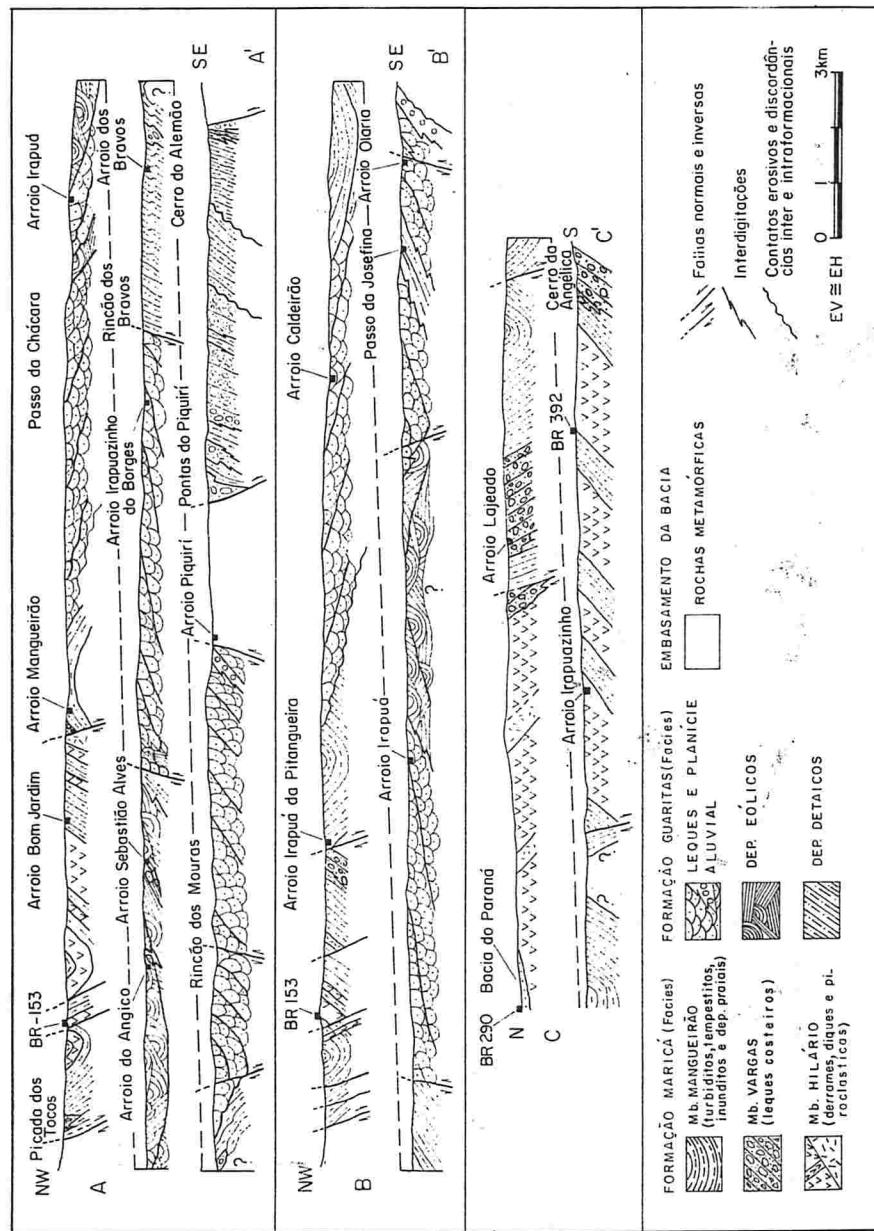


Fig. 2 — Perfis estratigráficos e estruturais na bacia do Camaquá. Vide localização (Fig. 1).

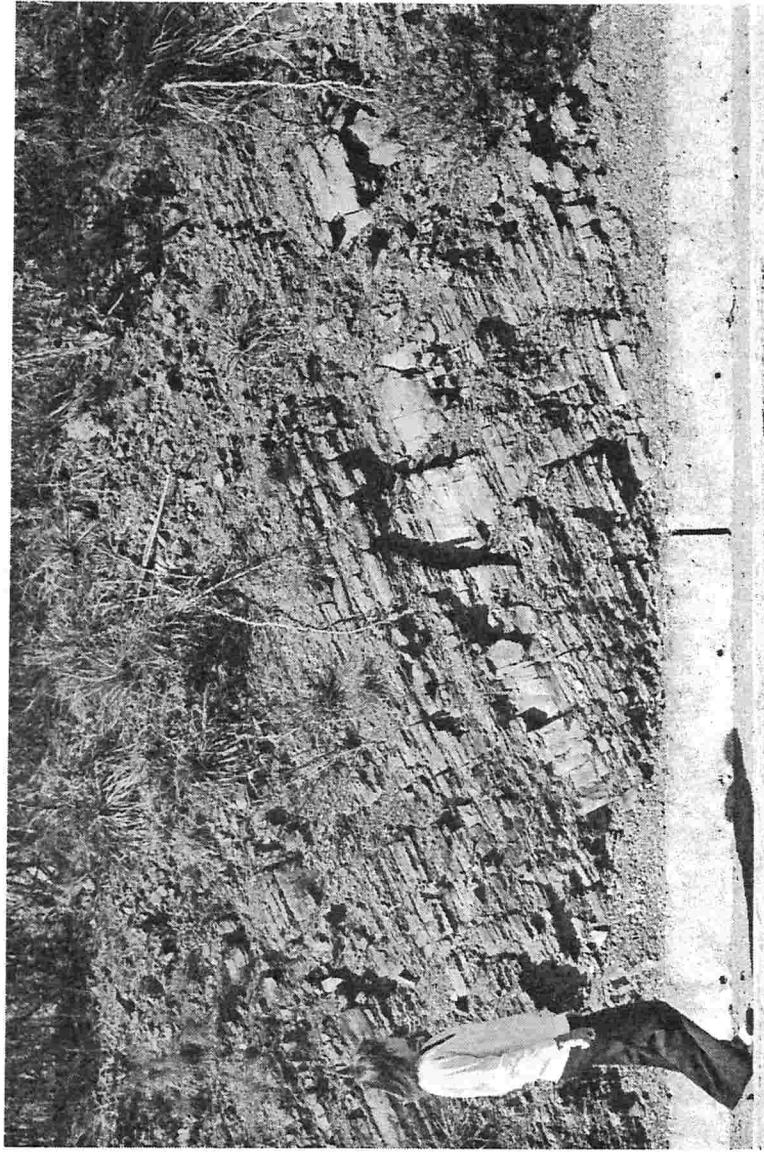


Fig. 3 — Ambiente marinho. Arenitos médios e finos, tabulares, macios ou com laminação plano-paralela e/ou laminação cruzada cavigante, intercalados com pelitos (facies de turbiditos). Km 75 da BR-153. (Foto: C. H. Novatzi e M. A. A. Santos).

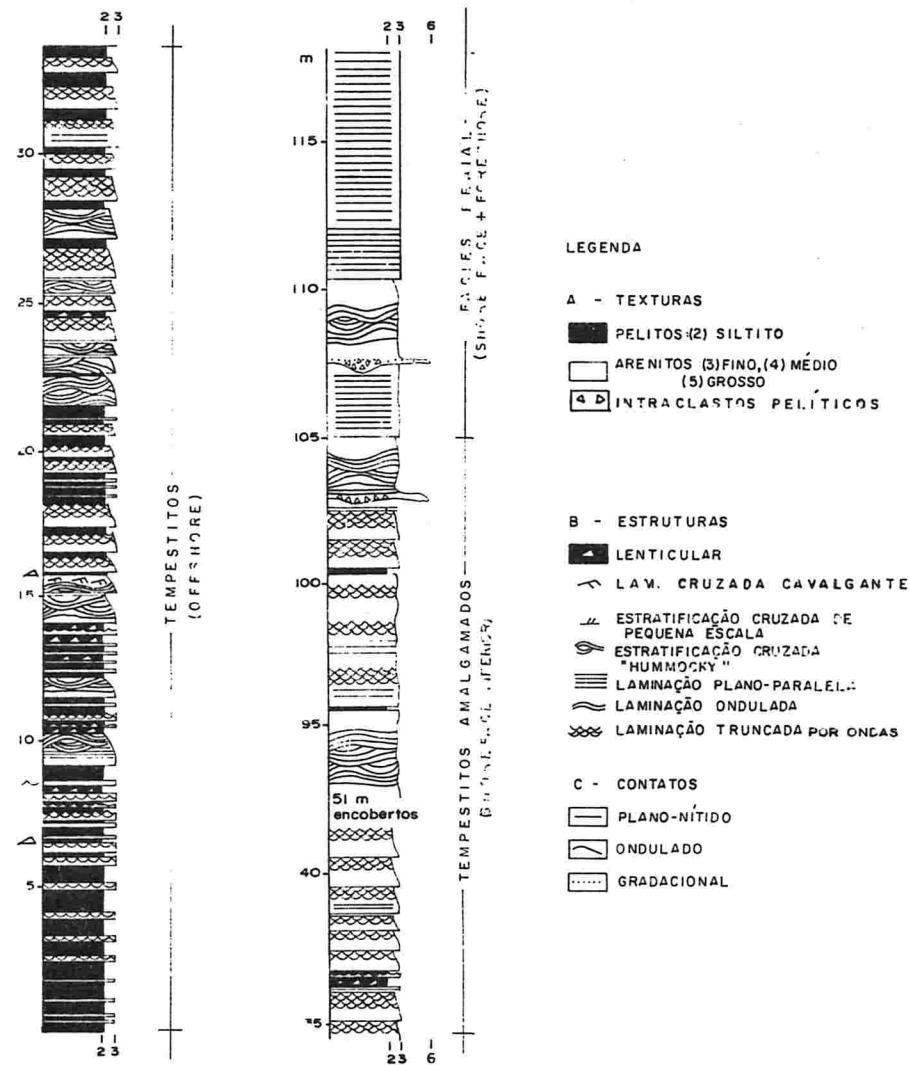


Fig. 4 — Ambiente marinho. Perfil da localidade de Picada dos Tocos.

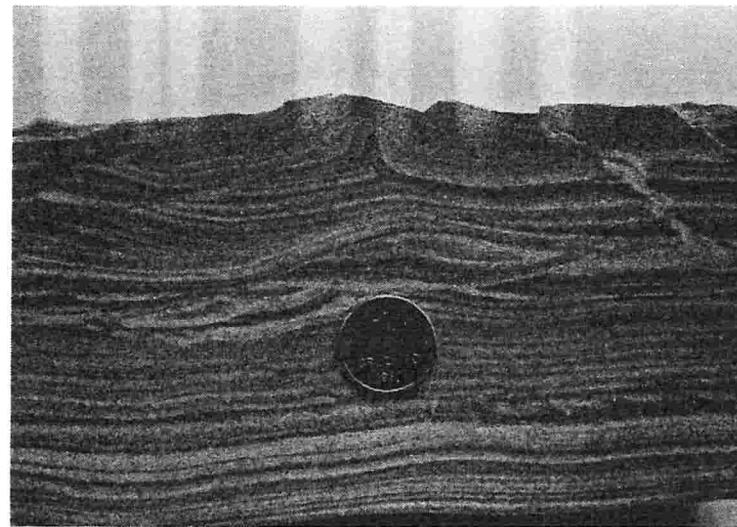


Fig. 5 — Ambiente marinho. Corte de uma camada de tempestito mostrando laminação plano-paralela microgradada na base, passando superiormente a laminação truncada por ondas de pequeno porte, com acamamento flaser e drape associados. Afloramento da BR-153, na localidade de Picada dos Tocos (foto: C.H. Nowatzki e M.A.A. Santos).

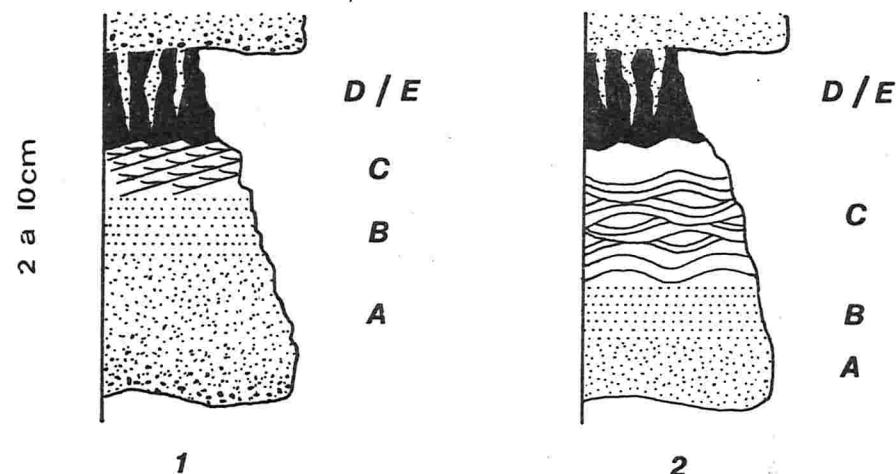


Fig. 6 — Dois tipos de depósitos de inuditos da Bacia do Camaquã. (1) Inundito (sensu Seilacher, 1982) gerado por corrente de turbidez, com estruturas primárias comparáveis com o modelo de Bouma (1962): A — arenitos médios e grossos com graduação normal (ou maciços); B — arenitos finos com laminação plano-paralela; C — arenitos finos a muito finos com laminação cruzada cavalgante; D/E — siltitos com fendas de ressecamento. (2) inudito com estruturas geradas por ondas: A — arenitos finos maciços; B — arenitos finos a muito finos com laminação plano-paralela; C — arenitos muito finos/siltitos arenosos com laminação truncada por ondas e marcas de ondulações simétricas no topo; D/E — siltitos com fendas de ressecamento.

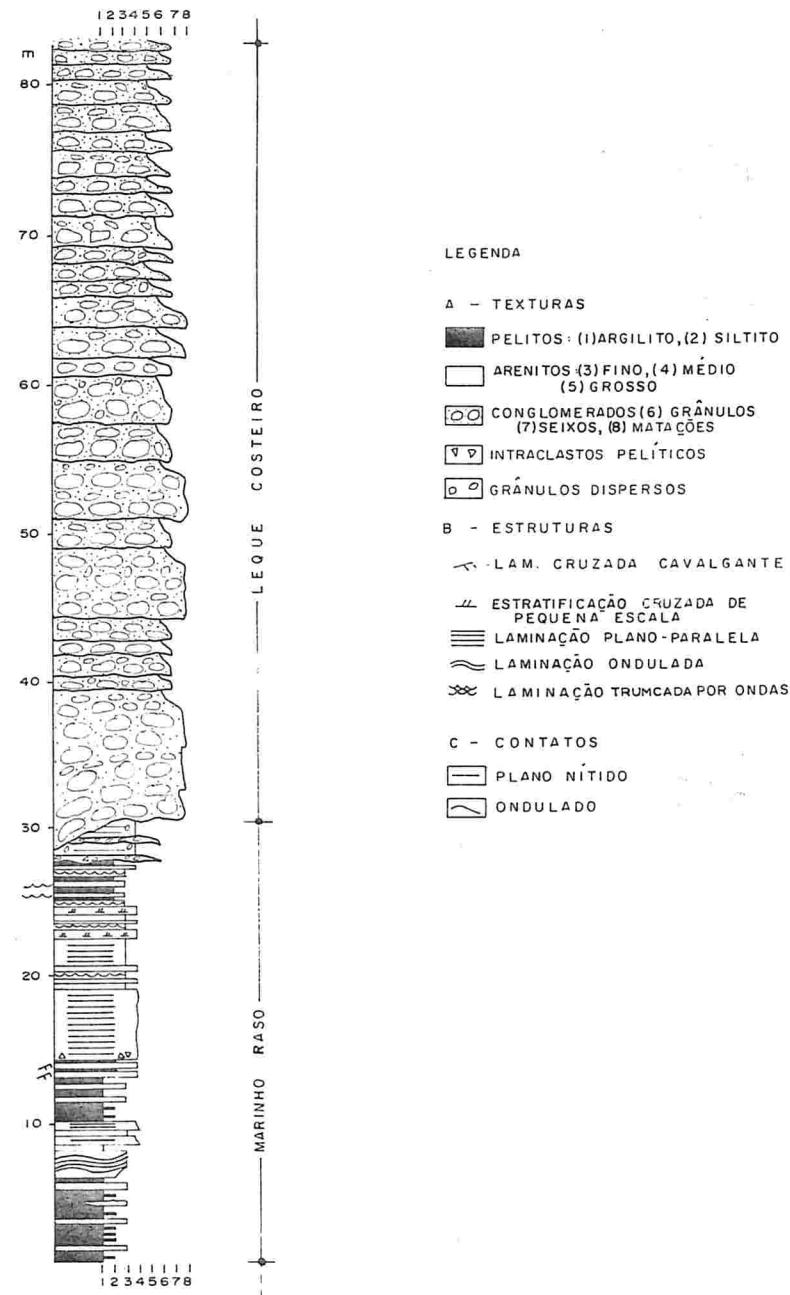


Fig. 7 — Leque costeiro progradando sobre sedimentos marinhos. Perfil da localidade de Passo da Capela.

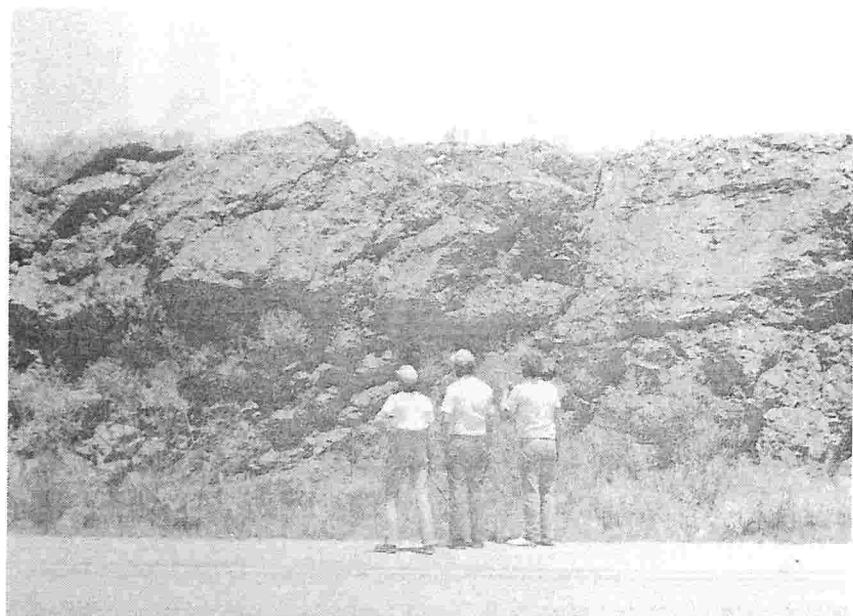


Fig. 8 — Leque costeiro. Conglomerados organizados. Km 7 da BR-153.

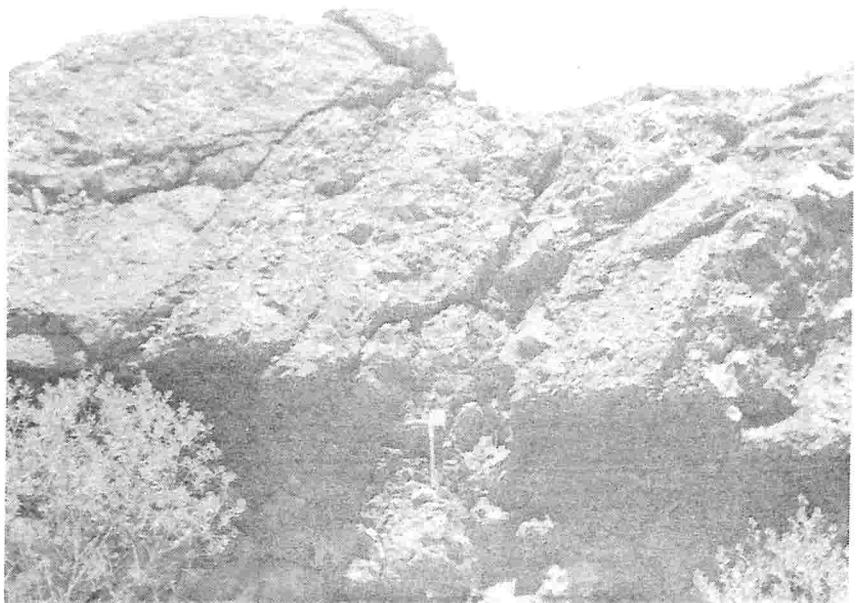


Fig. 9 — Leque costeiro. Detalhe da Fig. 8, mostrando a gradação normal e inversa dos conglomerados.

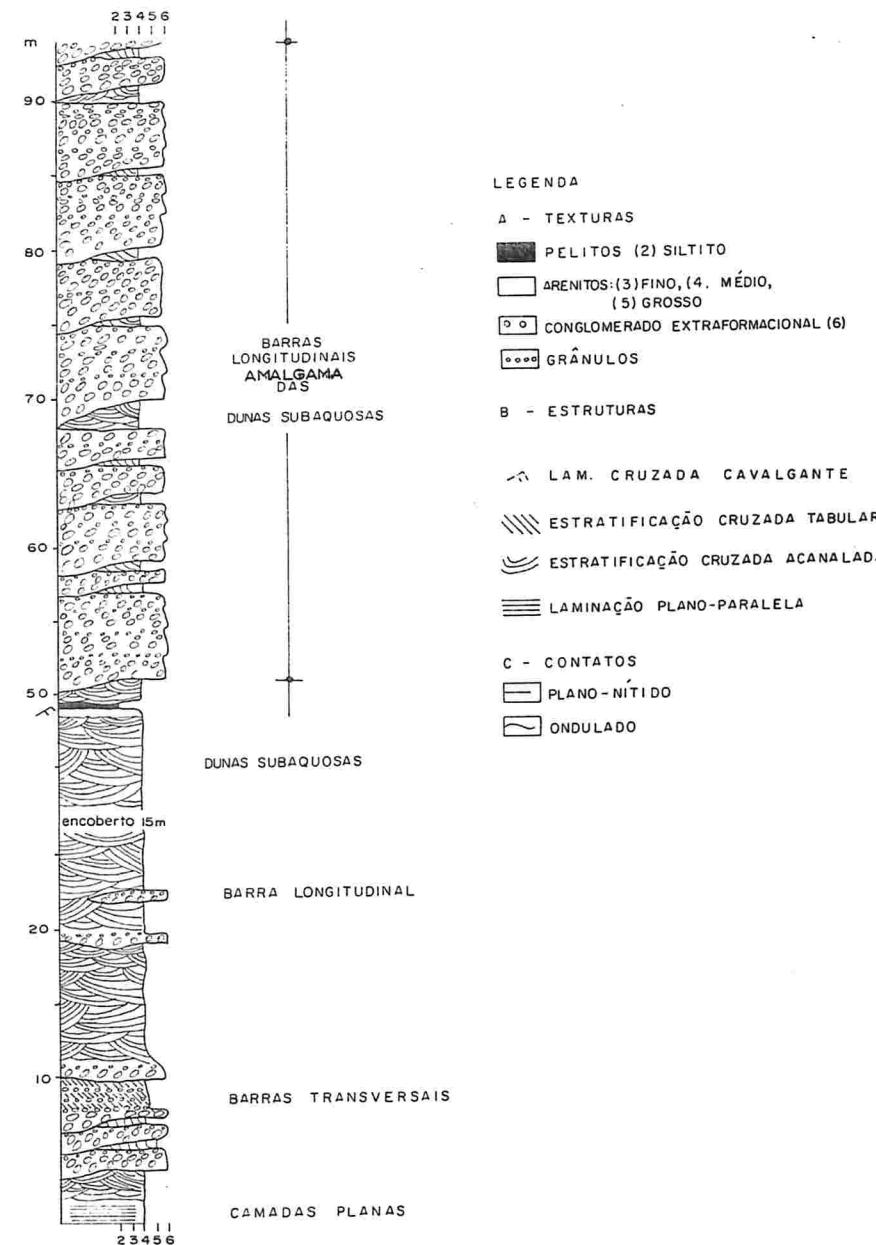


Fig. 10 — Ambiente fluvial, Perfil da BR-392, aproximadamente 6 Km e SE do entroncamento com a BR-153.



Fig. 11 — Ambiente fluvial. Conglomerados lenticulares com seixos embriados, correspondendo a depósitos de barras longitudinais amalgamadas (foto: C.H. Nowatzki e M.A.A. Santos).



Fig. 12 — Ambiente eólico. Arenitos médios e finos com estratificação cruzada cunha planar de grande porte. Segmento de uma duna barcana. Km 155 da BR-392 (foto: C.H. Nowatzki e M.A.A. Santos).

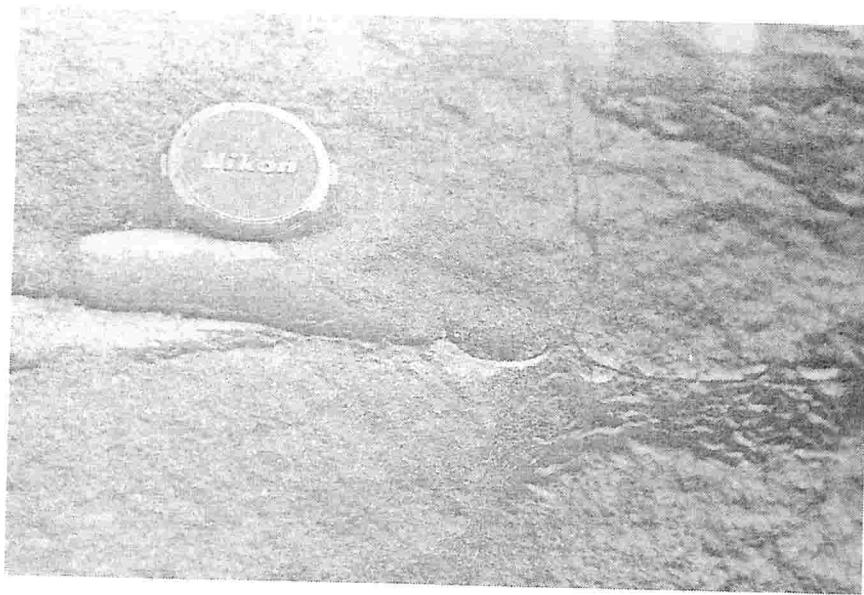


Fig. 13 — Ambiente eólico. Lâminas de argila recurvadas (curlets) localizadas na base de pacote de arenitos com estratificação cruzada, caracterizando depósitos de iter-dunas úmidos. Km 155 da BR-392 (foto: C.H. Nowatzki e M.A.A. Santos).



Fig. 14 — Ambiente eólico. Arenitos finos com estratificação cruzada acanalada de grande porte gerada pela migração de duna barcana. Km 155 da BR-392 (foto: C.H. Nowatzki e M.A.A. Santos).



Fig. 15 — Ambiente eólico. Arenitos finos com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, geradas pela migração de dunas barcanas coalescentes. Km 155 da BR-392 (foto: C.H. Nowatzki e M.A.A. Santos).

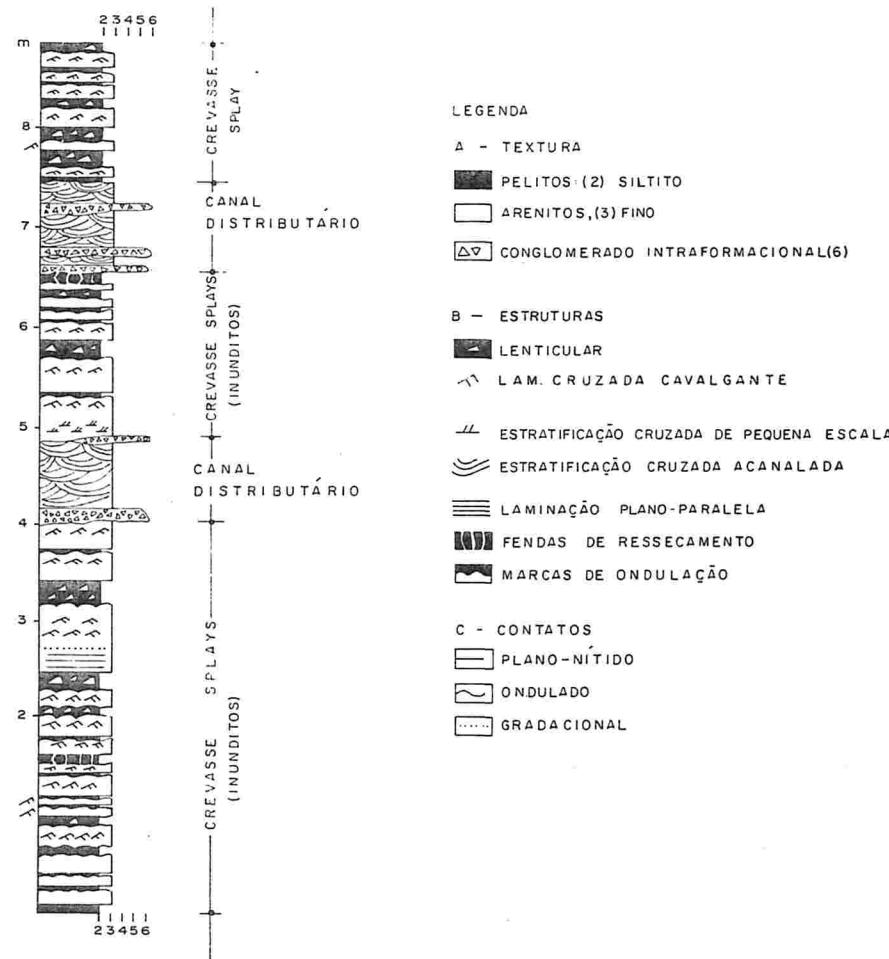


Fig. 16 — Ambiente deltaico (sub-facies de planície deltaica) Perfil da BR-392, a aproximadamente 15 Km a SE do entroncamento com a BR-153.

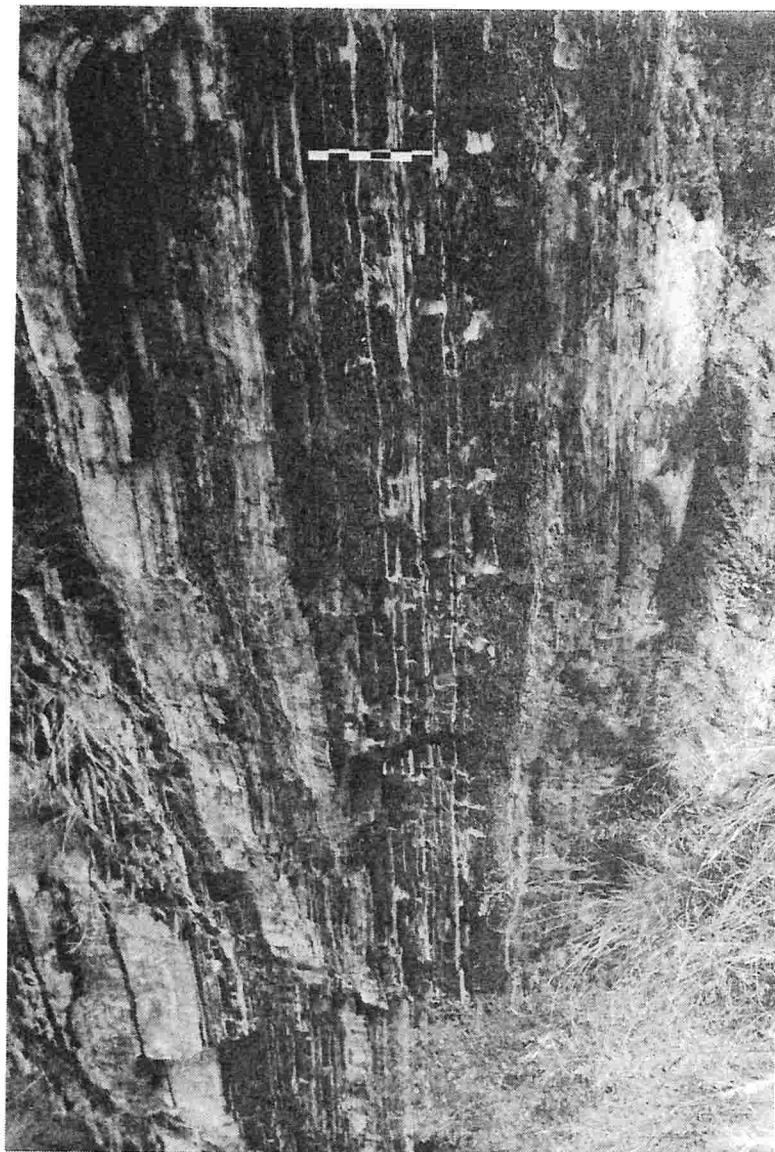


Fig. 17 — Ambiente deltaico. Arenitos finos tabulares e pelíticos com fendas de ressecamento, caracterizando depósitos de baía interdistributária (crevasses splays). Km 146 da BR-392 (foto: C.H. Nowatzki e M.A.A. Santos).

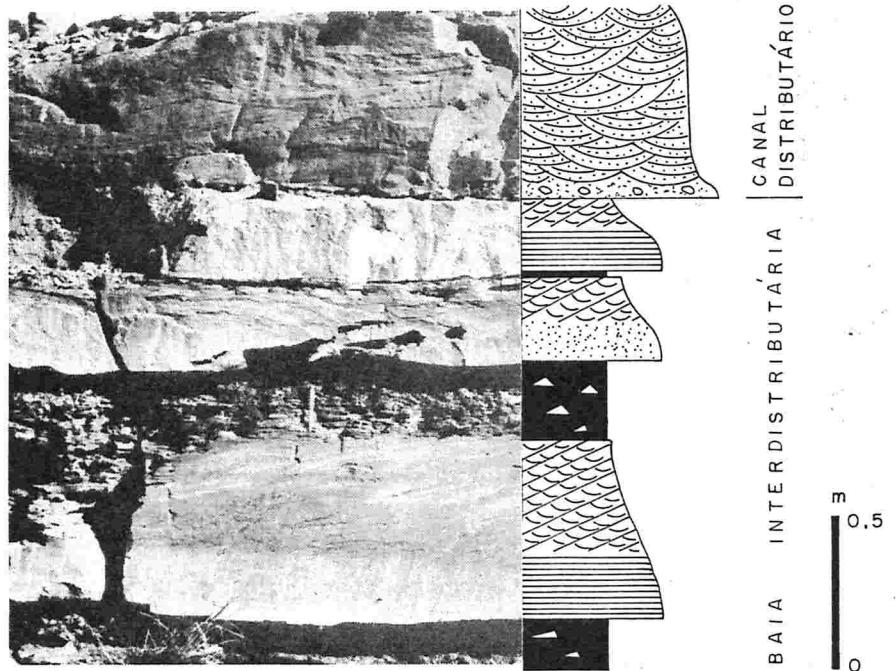


Fig. 18 — Ambiente deltaico. Arenitos finos, com laminação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante, intercalados com pelitos na base (crevasse splays), passando a conglomerados intraformacionais e arenitos médios e grossos com estratificação cruzada acanalada no topo (canal distributário).  
Facies de baía interdistributária.

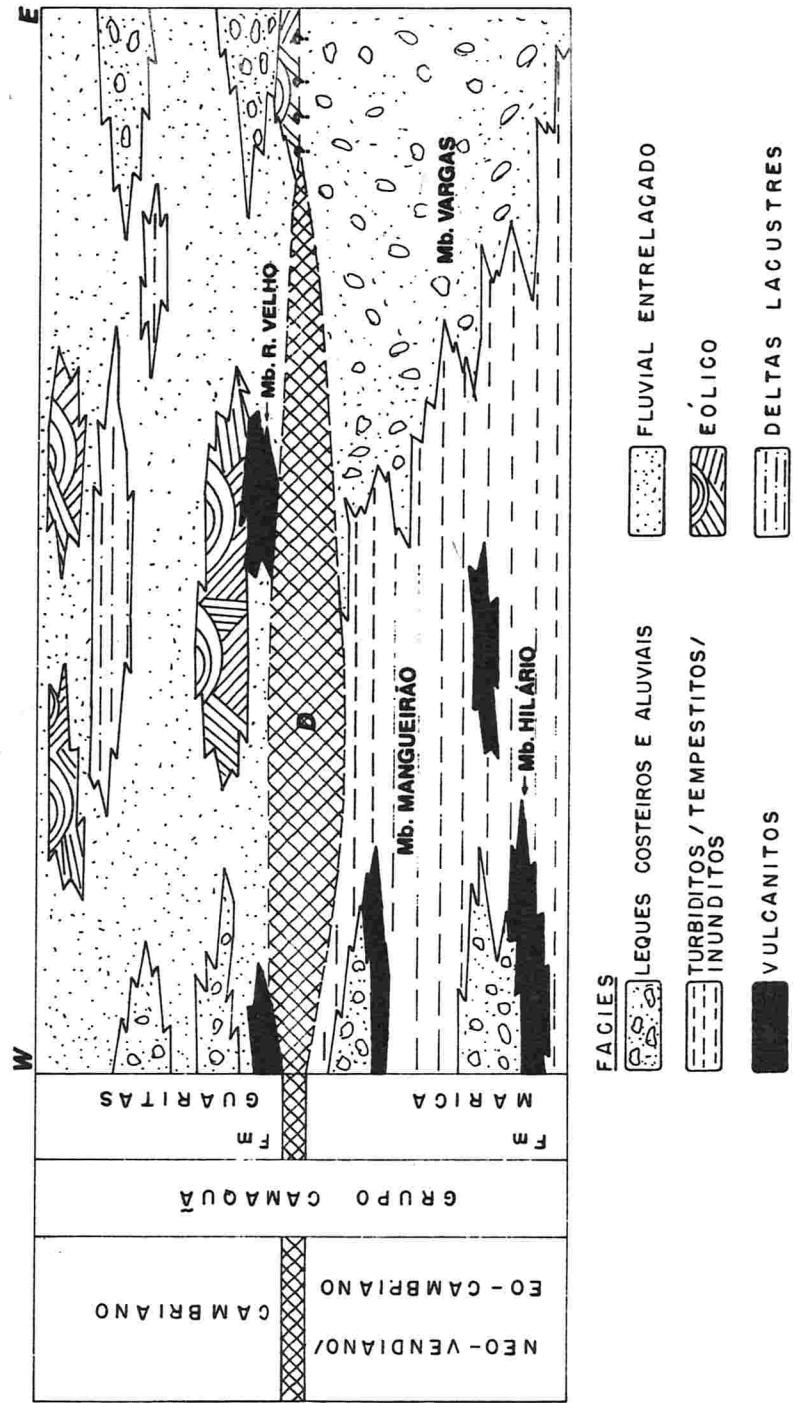


Fig. 19 — Distribuição crono-estratigráfica das facies da Bacia do Camaquá.