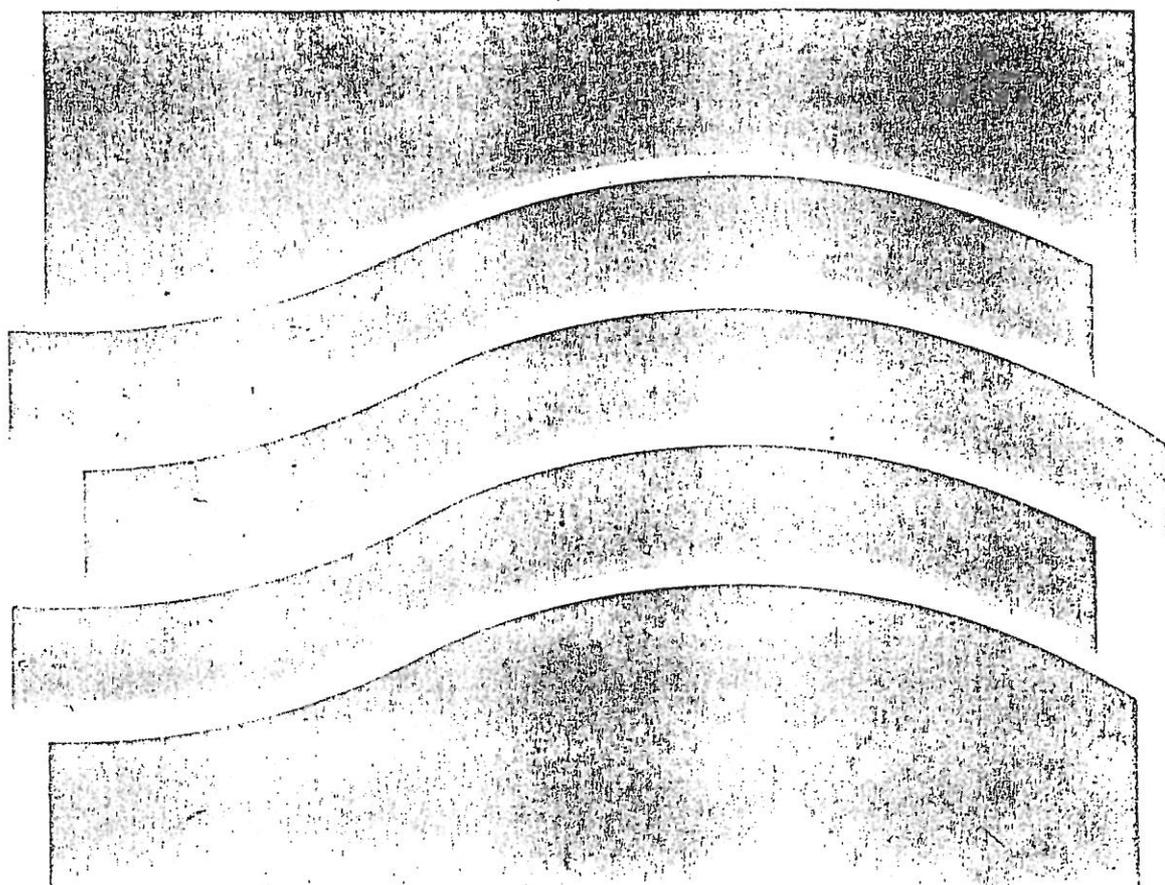


**unesp** 

---

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS



---

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL

---

ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DO DEVONIANO  
DA BORDA SUL DA BACIA DO PARANÁ, URUGUAI

---

GERARDO VEROSLAVSKY BARBÉ

---

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

RIO CLARO

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Campus de Rio Claro

**ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DO DEVONIANO  
DA BORDA SUL DA BACIA DO PARANÁ - URUGUAI**

Gerardo Veroslavsky Barbé

Orientador: Prof. Dr. Vicente José Fúlfaro

Dissertação de Mestrado apresentada junto ao  
Curso de Pós-Graduação em Geociências - Área  
de Concentração em Geologia Regional, para  
obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Rio Claro (SP)  
1994

## BANCA EXAMINADORA

---

---

---

Rio Claro, \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de 199\_\_

Resultado: \_\_\_\_\_

TUYA ... HÉCTOR !

## AGRADECIMENTOS

Sou imensamente grato a todos os que, de uma forma ou outra, contribuíram para a realização deste trabalho. Em especial:

ao amigo e orientador Vicente José Fúlvaro pelos conselhos, estímulos, paciência e empenho recebidos durante a elaboração desta dissertação;

ao colega Antonio Saad, grande amigo, pelas suas contribuições realizadas no decorrer dos trabalhos de campo e escritório;

ao colega Mario Lincoln de Carlos Etchebehere, de modo especial, pela análise crítica do texto e sugestões apresentadas;

à colega Sandra de Fátima Oliveira pela inestimável contribuição ao me oferecer grande parte da sua informação micropaleontológica sobre a área de estudo, ainda inédita;

aos professores Ercilio Gama Jr. e Alexandre Perinotto pelas suas reflexões críticas e contribuições durante o exame de qualificação;

ao colega Mario Assine pela sua colaboração no trabalho de campo;

ao professor Paul Edwin Potter pela ajuda na elaboração do "abstract";

à bibliotecária Suzi Helena Texeira, do IGCE-UNESP, pela sua amável colaboração na obtenção da bibliografia pertinente à pesquisa;

e aos colegas uruguaios Héctor de Santa Ana, Jorge Spoturno, Rossana Muzio, César Goso, Sergio Martínez, Pedro Sprechmann, Mariano Verde, Pedro Oyhançabal, Néstor Vaz e Sergio de Souza, como também, aos argentinos Renato Andreis e Sergio Matheos, pelo apoio e colaboração durante meus estudos.

Gostaria de agradecer, também, às seguintes instituições:

ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, Rio Claro, não só pela oportunidade de realizar o curso de pós-graduação, mas também, pela possibilidade de conhecer e viver neste maravilhoso Brasil;

ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de estudo;

à minha querida *Facultad de Ciencias - Universidad de la República (Uruguay)*, pelo apoio dado para realizar meus estudos de pós-graduação no Brasil;

à *Dirección Nacional de Minería y Geología (DI.NA.MI.GE)* e à *Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (A.N.C.A.P.)* por facultar o acesso ao material utilizado na pesquisa.

Finalmente, à Cláudia, minha companheira, embora ela talvez não saiba bem o porquê.

## SUMÁRIO

Índice .....	i
Índice de Figuras.....	v
Índice de Fotos.....	vii
Índice de Tabelas.....	viii
Resumo .....	ix
Abstract .....	x
Capítulo I - Introdução .....	1
Capítulo II - Síntese da Geologia do Uruguai .....	6
Capítulo III - Geologia do Paleozóico Inferior e Médio da Bacia do Paraná.....	42
Capítulo IV - Metodologia .....	65
Capítulo V - Análise Faciológica .....	78
Capítulo VI - Análise Estratigráfica e Tectôno-Sedimentar.....	138
Capítulo VII - Considerações finais .....	191
Referências Bibliográficas.....	195

# ÍNDICE

<b>Capítulo I - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1 - Considerações gerais sobre o Devoniano do Uruguai.....	1
2 - Objetivos.....	4
<b>Capítulo II - SÍNTESE DA GEOLOGIA DO URUGUAI.....</b>	<b>6</b>
1 - Geologia do Uruguai.....	6
1.1 - O Escudo Uruguaio - Sul-riograndense.....	6
1.1.1 - O Cráton do Rio de la Plata.....	11
1.1.2 - O Cinturão Dom Feliciano.....	14
1.1.3 - Magmatismo e sedimentação no Paleozóico Inferior.....	15
1.2 - As bacias sedimentares.....	16
1.2.1 - As bacias cratônicas: Bacia do Paraná.....	16
1.2.1.1 - Seqüência devoniana.....	16
1.2.1.2 - Seqüência permiana-eotriássica.....	17
1.2.1.3 - Seqüência neotriássica-eocretácea.....	20
1.2.1.4 - Seqüência neocretácea.....	22
1.2.2 - As bacias marginais.....	23
1.2.2.1 - Bacia de Santa Lucía .....	23
1.2.2.2 - Bacia de Punta del Este.....	24
1.2.2.3 - Bacia de Laguna Merin.....	25
2 - Geologia da área de estudo.....	25
2.1 - O Embasamento.....	25
2.2 - O Devoniano. Considerações sobre trabalhos prévios.....	26
2.2.1 - O Grupo Durazno.....	27
2.2.1.1 - Formação Cerrezuelo.....	28
2.2.1.2 - Formação Cordobês.....	33
2.2.1.3 - Formação La Paloma.....	39

3 - Associação de Fácies B.....	105
3.1 - Fácies de arenitos com geometria sigmóide.....	106
3.2 - Fácies de arenitos com estratificação cruzada.....	110
3.3 - Fácies de arenitos com estratificação cruzada baixo ângulo.....	112
3.4 - Fácies de pelitos e arenitos argilosos.....	114
3.5 - Interpretação ambiental da Associação de Fácies B.....	115
4 - Associação de Fácies C .....	118
4.1 - Fácies de arenitos amalgamados.....	121
4.2 - Fácies de arenitos com laminação truncada por ondas.....	121
4.3 - Fácies de arenitos com laminação ondulada e plano-paralela.....	122
4.4 - Interpretação ambiental da Associação de Fácies C.....	125
5 - Associação de Fácies D.....	126
5.1 - Fácies de folhelhos cinzas.....	127
5.2 - Fácies de arenitos finos e siltitos.....	128
5.3 - Interpretação ambiental da Associação de Fácies D.....	129
6 - Associação de Fácies E.....	131
6.1 - Fácies de folhelhos cinzas com intercalações de arenitos.....	131
6.2 - Fácies de arenitos finos e siltitos interlaminados.....	133
6.3 - Fácies de arenitos médios a grossos.....	134
6.4 - Interpretação ambiental da Associação de Fácies E.....	136
<b>Capítulo VI - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA E TECTÔNICO- SEDIMENTAR.....</b>	<b>138</b>
1 - Introdução.....	139
2 - O Devoniano do Gondwana austral ocidental.....	139
2.1 - Considerações gerais.....	139
2.2 - Comparação das bacias do Paraná, Chaco-Paraná e Cabo-Ventana.....	141
2.3 - A Bacia do Paraná.....	145
2.4 - A Bacia Chaco-Tarja.....	145
2.4.1 - Argentina.....	146
2.4.2 - Bolívia.....	150

2.5 - A Bacia Cabo-Ventana.....	151
2.5.1 - Argentina.....	152
2.5.2 - África do Sul.....	153
3 - Análise estratigráfica do Devoniano do Uruguai.....	155
3.1 - Seqüência A (eifelliana).....	156
3.2 - Seqüência B (neo-eifelliana - givetiana).....	159
3.3 - Seqüência C (frasniana).....	166
3.4 - Reconstrução paleogeográfica.....	167
3.5 - Unidades litoestratigráficas vs. unidades genéticas.....	170
3.6 - Considerações sobre a idade da seqüência devoniana.....	171
3.7 - Correlação com as unidades litoestratigráficas brasileiras da Bacia do Paraná.....	173
3.7.1 - Formação Fumas vs. Formação Cerrezuelo.....	174
3.7.2 - Formação Ponta Grossa vs. Formação Cordobês.....	175
3.7.3 - Formação Ponta Grossa vs. Formação La Paloma.....	176
4 - Análise tectôno - sedimentar.....	177
4.1 - Arcabouço tectôno-sedimentar.....	177
4.2 - Esboço paleogeográfico regional.....	184
4.3 - Preservação e deformação das rochas devonianas.....	187
Capítulo VII - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	191
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	195

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura N° I-1 - Mapa geológico da Bacia do Paraná.  
Figura N° I-2 - Mapa geológico da área de estudo.  
Figura N° II-1 - Coluna estratigráfica esquemática do Uruguai.  
Figura N° II-2 - Mapa geológico do Uruguai.  
Figura N° II-3 - Estruturação brasílica do escudo Uruguaio-Sul-riograndense.  
Figura N° II-4 - Modelo de evolução brasílica.  
Figura N° II-5 - Perfis litológicos dos poços La Paloma e Rincón del Bonete.  
Figura N° III-1 - Divisão tectônica da América do Sul.  
Figura N° III-2 - Faixas de dobramentos do Ciclo Brasílico portadoras de unidades eopaleozóicas na Plataforma Sul-americana.  
Figura N° III-3 - Situação tectono-sedimentar da margem oeste da plataforma Sul-americana (Siluriano).  
Figura N° III-4 - Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná no Paleozóico Inferior e Médio.  
Figura N° IV-1 - Sistemática da interpretação estratigráfica.  
Figura N° IV-2 - Níveis hierárquicos de interpretação genética segundo a Estratigrafia Dinâmica.  
Figura N° V-1 - Mapa de localização das áreas de estudo referidas no texto.  
Figura N° V-2 - Arquitetura deposicional dos termos basais da Associação da de Fácies A.  
Figura N° V-3 - Seção colunar composta da região norte da *Cuchilla del Carmen*.  
Figura N° V-4 - Histogramas circulares de frequência de medidas de paleocorrentes (Associação de Fácies A).  
Figura N° V-5 - Processos sedimentares atuantes na geração das principais estruturas por tração.  
Figura N° V-6 - Seção colunar composta da região de Paso Tejera.  
Figura N° V-7 - Modelos sedimentares explicando a ciclicidade cascalho-arena.  
Figura N° V-8 - Perfil litológico da região de Las Cañas.  
Figura N° V-9 - Bloco diagrama ilustrando em planta e em seção as fácies sedimentares de um leque aluvial.  
Figura N° V-10 - Histogramas circulares de frequência de medidas de paleocorrentes (Associação de Fácies B).

- Figura N°V-11 - Seção colunar composta da Associação de Fácies C.
- Figura N°V-12 - Perfil litológico da Associação de Fácies C (Blanquillo sul)
- Figura N°V-13 - Seção ilustrando o empilhamento das fácies da Associação de Fácies E.
- Figura N°VI-1 - Distribuição do mar devoniano no Gondwana ocidental.
- Figura N°VI-2 - Bacias devonianas do Gondwana austral ocidental.
- Figura N°VI-3 - Litoestratigrafia do siluro-devoniano das bacias do Gondwana austral ocidental.
- Figura N°VI-4 - Mapa de isópacas da bacia siluro-devoniana do Noroeste Argentino.
- Figura N°VI-5 - Corte longitudinal e transversal do pacote devoniano do Uruguai.
- Figura N°VI-6 - Trato de sistemas deposicionais e seqüências do Devoniano do Uruguai.
- Figura N°VI-7 - Perfis esquemáticos das seqüências devonianas do Uruguai.
- Figura N°VI-8 - Esboço paleogeográfico e distribuição dos sistemas deposicionais no Uruguai.
- Figura N°VI-9 - Mapa de distribuição das paleocorrentes.
- Figura N°VI-10 - Equivalências entres as unidades genéticas e litoestratigráficas no Devoniano do Uruguai.
- Figura N°VI-11 - Mapa gravimétrico interpretado do noroeste do Uruguai.
- Figura N°VI-12 - Mapa estrutural mostrando alinhamentos regionais.
- Figura N°VI-13 - Isópacas do Devoniano do Uruguai.
- Figura N°VI-14 - Corte da bacia devoniana do Uruguai.
- Figura N°VI-15 - Esboço paleogeográfico do Mesodevoniano da Bacia do Paraná e áreas vizinhas.

## ÍNDICE DE FOTOS

- Foto N° 1 - Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada planar.
- Foto N° 2 - Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada.
- Foto N° 3 - Conglomerados com gradação normal e inversa.
- Foto N° 4 - Camadas areno-conglomeráticas com estratificação cruzada.
- Foto N° 5 - Camada conglomerática arenosa com estratificação cruzada.
- Foto N° 6 - Camadas tabulares separadas por lentes pelíticas.
- Foto N° 7 - Intercalações de folhelhos e arenitos grossos.
- Foto N° 8 - Vista geral do topo da Associação de Fácies A.
- Foto N° 9 - Vista geral das fácies da Associação de Fácies B.
- Foto N° 10 - Detalhe da base dos lóbulos sigmoides.
- Foto N° 11 - Detalhe da base dos corpos sigmoides.
- Foto N° 12 - Detalhe dos lobos sigmoides prográdantes para noroeste.
- Foto N° 13 - Detalhe dos arenitos com estratificação cruzada planar.
- Foto N° 14 - Detalhe das barras arenosas com estratificação cruzada de baixo ângulo.
- Foto N° 15 - Detalhe mostrando o retrabalhamento das camadas da Associação de Fácies B.
- Foto N° 16 - Detalhe das camadas pelíticas intercaladas aos arenitos sigmoides.
- Foto N° 17 - Detalhe de uma das frentes de exploração da pedreira de Capilla Farruco (Associações de Fácies A e B).
- Foto N° 18 - Vista geral das barras arenosas amalgamadas marinhas (Associação de Fácies C).
- Foto N° 19 - Arenitos com hummocky (Associação de Fácies C).
- Foto N° 20 - Arenitos e siltitos interlaminaados (Associação de Fácies C).
- Foto N° 21 - Alternância de lâminas de arenitos finos e siltitos trabalhados por ondas (Associação de Fácies C).
- Foto N° 22 - Folhelhos cinzas explorados nos arredores de Blanquillo (Associação de Fácies D).
- Foto N° 23 - Macrofósseis da Associação de Fácies D.
- Foto N° 24 - Vista geral dos afloramentos da margem esquerda do Arroio Cordobês (Associação de Fácies E).
- Foto N° 25 - Sedimentação rítmica de arenitos e siltitos argilosos (Associação de Fácies E).
- Foto N° 26 - Arenitos com estratificação cruzada acanalada (Associação de Fácies E).
- Foto N° 27 - Arenitos grossos a médios com estratificação sub-horizontal plano-paralela e acanalada (Associação de Fácies E).

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela N° II-1	- Análise química dos folhelhos da Formação Cerrezuelo
Tabela N° II-2	- Análise química das amostras da Formação Cordobês
Tabela N° II-3	- Macrofósseis da Formação Cordobês
Tabela N° II-4	- Microfósseis da Formação Cordobês
Tabela N° V-1	- Fácies constituintes das associações faciológicas e sua interpretação ambiental

## ABSTRACT

The aim of this work is to present a stratigraphical analysis of the Devonian rocks of the Paraná Basin in northern of Uruguay. Surface and well data have been used to update geological interpretation and to suggest both a new model of sedimentation and a new palaeogeographical reconstruction. The Durazno Group (Middle-Upper Devonian), which composes the facies-cycle wedge, is represented mainly by coastal depositional systems and shallow marine clastic deposits. Continental deposits are poorly represented at the base and top of the sequence. Five facies assemblages and two maximum flooding-surface have been recognised. This permitted the definition of three depositional episodes. Each sequence is limited by flooding-surfaces and composed of a specific system tract: the Eifelian sequence (lowstand systems tract) consists of fan-delta and prodelta environments; the Givetian sequence (transgressive systems tract) consists of a wave-dominated deltaic, storm-dominated sandy shelf and a shaly shelf; and the Frasnian sequence (stillstand systems tract) includes a shaly shelf, strand plain and fluvial deposits. The presence of unidirectional palaeocurrents (measured in cross-bedded sandstone of fluvial and fluvio-deltaic facies) and three-dimensional facies analysis, established a N-NW palaeodrainage for the basin. Based on depositional systems, palaeocurrents and the structural trends of the basement, it is suggested that sedimentation developed in a elongated basin to the northwest, one that evolved from pre-existing zones of crustal weakness (Sarandi del Yi Lineament). The expansion of the Devonian sea, and the reactivated tectonism along the older trends of the basement, probably were the direct results of collisional processes some distance away at the western margin of Gondwana during the Middle Devonian. A by product of this research was the preparation of a correlation table of Uruguayan and Brazilian stratigraphical units.

key words: depositional systems, stratigraphical analysis, palaeogeography, Devonian, Paraná Basin, Uruguay

## RESUMO

É proposto um modelo da sedimentação e evolução paleogeográfica do Mesoneo-devoniano da Bacia do Paraná no território uruguaio, através da análise faciológica e estratigráfica baseada em dados de superfície e subsuperfície. O Grupo Durazno (Eifeliano - Frasniano) constitui um "facies-cycle wedge" de origem clástica, composto principalmente por sistemas deposicionais transicionais a marinhos rasos. Cinco associações faciológicas foram descritas e, analisadas individualmente e em conjunto, visaram obter a distribuição espacial e temporal dos tratos de sistemas deposicionais. A identificação de dois picos de inundação marinha de magnitudes diferentes no interior do pacote devoniano permitiu a delimitação de três eventos naturais de sedimentação com significação cronoestratigráfica. Cada evento (seqüência) é limitado por superfícies de inundação marinha e composto por um específico trato de sistemas: a seqüência A (andar eifeliano) corresponde a um trato de sistemas de mar baixo que consiste do fan-delta e o prodelta; a seqüência B, de idade neo-eifeliana - givetiana, representa um trato de sistemas transgressivo constituído por um delta dominado por ondas, a plataforma arenosa com influência de tempestades e a plataforma argilosa; e a seqüência C (andar frasniano) corresponde a um trato de sistemas de mar alto materializado pela plataforma argilosa, as planícies costeiras e os depósitos fluviais. O mapa da distribuição das paleocorrentes (medidas em estratos cruzados correspondentes a fácies fluviais e fluvio-deltaicas) e o arranjo do empilhamento das fácies permitiram definir a paleodrenagem da bacia como dirigida de N-NW. Esses dados somados a presença dos principais lineamentos e feições estruturais (locais e regionais) do embasamento pré-cambriano, permitiu postular que o preenchimento sedimentar processou-se em uma bacia alongada na direção noroeste. A subsidência desta bacia foi controlada pelas antigas linhas de fraqueza crustais coincidentes com essa direção (Alinhamento Sarandí del Yi). Esses resultados, associados a uma pesquisa regional do Inventário dos dados sobre o Devoniano nas áreas vizinhas, resultou em uma base de argumentação para entender a expansão do mar devoniano como também as reativações do embasamento, correlatas aos processos colisionais mesodevonianos ocorridos na margem oeste do Gondwana. Análise comparativa entre as unidades litoestratigráficas brasileiras e suas equivalentes uruguayas possibilita um melhor entendimento do desenvolvimento da sedimentação devoniana na Bacia do Paraná.

# CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

## 1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O DEVONIANO DO URUGUAI

Na região central do Uruguai, no Departamento de Durazno e no oeste do Departamento de Cerro Largo, afloram rochas sedimentares que fazem parte dos depósitos devonianos mais austrais da Bacia do Paraná (figura N°1-1).

O Grupo Durazno (Bossi, 1966), que reúne os sedimentos devonianos, consiste de três unidades litoestratigráficas, da base ao topo: Formação Cerezuolo, Formação Cordobês e Formação La Paloma. Assenta-se ainda em discordância angular sobre rochas do embasamento pré-cambriano, denominado escudo Urugualo - Sulriograndense. É recoberto em discordância erosiva pela Formação San Gregorio, de idade permiana, e as formações Arapey e Mercedes, ambas cretáceas. O mapa geológico da figura N°1-2 mostra a distribuição das unidades aflorantes na área de estudo.

O Grupo Durazno possui uma espessura máxima de 280 metros, materializando um ciclo transgressivo-regressivo, quase completo. A tendência, tradicionalmente, tem sido considerar o grupo como Eodevoniaco-Mesodevoniaco, com base na fauna presente na Formação Cordobês. No entanto, conforme pode ser visualizado no Capítulo VI, o Grupo Durazno é posicionado no Mesoneodevoniaco.

Os estudos prévios são escassos: Terra Arocena (1926), Méndez Alzola (1938), Terra Arocena & Méndez Alzola (1939), Lambert (1939), Bossi (1966), Bossi & Navarro (1988), Sprechmann *et al.* (1993) são os principais. De modo geral, eles tratam sobre aspectos da sistemática do conteúdo paleontológico e caracterização litoestratigráfica das unidades. Outras contribuições são: Walther (1927), Méndez Alzola (1934), Lambert & Méndez Alzola (1938), Caorsi & Goffi (1958), Martínez Machiavello (1968), Méndez Alzola

& Sprechmann (1973a,b), Pöthe de Baldis (1977), Rossi *et al.* (1979), Zalba *et al.* (1988), Da Silva (1984), Figueiras (1991), Andreis & Ferrando (1991), Da Silva *et al.* (1991), Goso & de Santa Ana (1991) e Daners (1992).

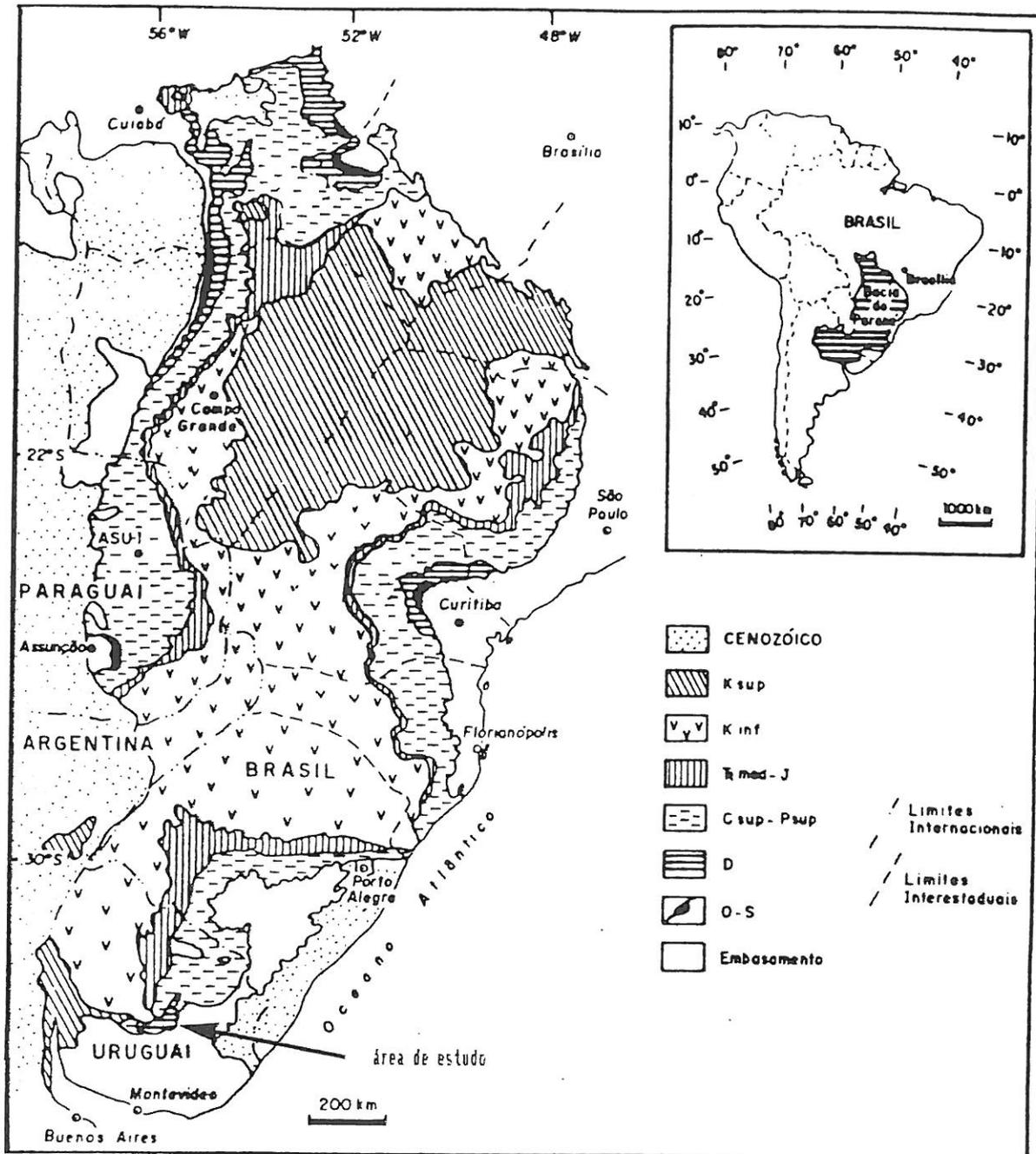


Figura N°1-1. Mapa geológico da Bacia do Paraná (fonte: Assine *et al.*, no prelo).

Figura N°1-2. Mapa geológico da área de estudo. Legenda: pCG, pCC<sub>cr</sub> = embasamento pré-cambriano;  
Dl<sub>ce</sub> = Formação Cerrezuelo; Dl<sub>c</sub> = Formação Córdoba; Dl<sub>p</sub> = Formação La Paloma;  
Cp<sub>sg</sub> = Formação San Gregorio; JT<sub>1</sub> = Formação Tacuarembó; Kl<sub>ar</sub> = Formação Arapey;  
Ks<sub>m</sub> = Formação Mercedes; Ql = coberturas quaternárias (Fonte: Preciozzi *et al.*, 1985).

Este trabalho refere-se, principalmente, à análise faciológica e estratigráfica desse pacote rochoso. A importância do estudo dessa sucessão compreende dois aspectos. Por um lado, decorre do valor da descrição e interpretação das fácies, das associações de fácies e da definição e evolução dos sistemas deposicionais, visando contribuir também para o conhecimento e reconstrução paleogeográfica do Gondwana austral ocidental nesta época. Por outro lado, com a caracterização de modelos deposicionais e de sedimentação em uma determinada região, em um determinado momento geológico, permitirá conceber um modelo possível para estudos com fins econômicos. O estabelecimento de modelos geológicos genéticos são básicos para a previsão, prospecção e exploração de jazidas minerais.

A região de estudo é uma das poucas áreas com exploração mineral no Uruguai, país sem nenhuma tradição no setor. Os folhelhos caulínicos da Formação Cordobês fornecem matéria prima de excelente qualidade, principalmente, para a indústria de cerâmica e de porcelana.

## 2 - OBJETIVOS

Este trabalho contempla tanto a descrição dos depósitos devonianos do Uruguai, como também tenta correlacionar as unidades e eventos com registro na região de estudo com seus equivalentes da Bacia do Paraná e áreas vizinhas.

Objetivos específicos:

- i) interpretar os processos geológicos atuantes no Devoniano através da descrição e caracterização das fácies e da análise das associações de fácies sedimentares.

- ii) definir os sistemas deposicionais, sua organização e sua evolução no espaço e no tempo, a partir da análise faciológica e estratigráfica.
  
- iii) apresentar um conjunto de elementos tectono-sedimentares, tentando estabelecer algumas hipóteses sobre as principais características do cenário de sedimentação: a paleofisiografia, os controles estruturais e as áreas fontes.
  
- iv) correlação regional: estabelecer algumas comparações e correlações com a sedimentação devoniana na Bacia do Paraná e bacias correlatas do Gondwana austral ocidental.

## CAPÍTULO II - SÍNTESE DA GEOLOGIA DO URUGUAI

### 1 - GEOLOGIA DO URUGUAI

Esta síntese sobre a Geologia do Uruguai não inclui uma revisão bibliográfica exaustiva do tema, nem pretende abarcar a totalidade de aspectos particulares, ou mesmo questões polêmicas que possam estar relacionadas a esta região do continente sul-americano. O trabalho ainda presta-se para discussões posteriores sobre a evolução tectôno-sedimentar do território, e tenta, quando possível, correlacionar as unidades uruguaias com as equivalentes brasileiras.

A Geologia do Uruguai, apesar de seus escassos 187.000 km<sup>2</sup>, apresenta características complexas devido, principalmente, ao rico registro de sua coluna estratigráfica (figura N° II-1).

Para seu tratamento, subdividiu-se o tema em duas grandes unidades: o **escudo Uruguaio-Sul-riograndense** e as **bacias sedimentares**, excluindo a análise do Cenozóico.

#### 1.1 - O escudo Uruguaio-Sul-riograndense

No sul do Brasil e no Uruguai, o escudo Atlântico, denominado localmente escudo Uruguaio-Sul-riograndense, é composto por terrenos arqueanos (?) e eoproterozóicos afetados por vários ciclos tectôno-magmáticos (Cordani *et al.*, 1988; Preciozzi & Bourne, 1992), e também, por unidades do Proterozóico Superior. Durante o Ciclo Brasileiro, parte desses terrenos foram parcialmente retrabalhados, enquanto outra extensa região comportou-se como uma área estável. Ao encerramento deste ciclo, segue

PALEOCENO ? CRETÁCEO SUPERIOR	FORMAÇÃO ASENCIO FORMAÇÃO MERCEDES FORMAÇÃO GUICHÓN	arenitos finos vermelhos arenitos grossos e médios, calcários, arenitos finos, conglomerados, arenitos, diamictitos
CRETÁCEO INFERIOR  JURÁSSICO  TRIÁSSICO MEDIO	FORMAÇÃO MIGUES FORMAÇÃO AREQUITA FORMAÇÃO PUERTO GOMES FORMAÇÃO ARAPEY  superior FORMAÇÃO TACUAREMBÓ  inferior	conglomerados, arenitos e pelitos, vermelhos riolitos e riolactitos lavas básicas lavas básicas  arenitos finos com estrat. cruzada  arenitos e pelitos brancos e vermelhos
TRIÁSSICO INFERIOR  PERMIANO	FORMAÇÃO BUENA VISTA FORMAÇÃO YAGUARÍ FORMAÇÃO PASO AGUIAR FORMAÇÃO MANGRULLO FORMAÇÃO FRAILE MUERTO FORMAÇÃO TRES ISLAS FORMAÇÃO SAN GREGORIO	arenitos brancos e vermelhos arenitos e pelitos vermelhos siltitos e pelitos folhelhos e calcários cinzas e pretos siltitos e arenitos finos arenitos e pelitos brancos diamictitos, pelitos e arenitos
DEVONIANO	FORMAÇÃO LA PALOMA FORMAÇÃO CORDOBES FORMAÇÃO CERREZUELO	siltitos e arenitos finos e grossos folhelhos e siltitos cinzas arenitos grossos e finos e pelitos
CAMBRIANO	FORMAÇÃO SIERRA DE ANIMAS - DE RIOS GRANITOS LA PAZ - ILLESCAS FORMAÇÃO SIERRA BALLENA FORMAÇÃO BARRIGA NEGRA GRANITOS TARDIPOSTECTÓNICOS	elénitos, traquitos, ignimbritos, riolitos granitos intrusivos cataclastos e milonitos diamictitos / arenitos ("molasses") granitos/leucogranitos/granodioritos
PROTEROZÓICO SUPERIOR	FORMAÇÃO PIEDRAS DE AFILAR GRUPO LAVALLEJA GRUPO ROCHA GRANITOS-MICROGRANITOS-GRANODIORITOS	quartzitos, pelitos e calcários metaarenitos, metasiltitos, mármore e metalavas metaarenitos e metapelitos granitos, leucogranitos e granodioritos
PROTEROZÓICO MÉDIO	ENXAME DE DIQUES MÁFICOS	diques máficos toleíticos (microgabros)
PROTEROZÓICO INFERIOR  ARQUEANO ?	PLUTON DE ISLA MALA PLUTON DE ARROYO DE LA VIRGEN  FORMAÇÃO VALENTINES FORMAÇÃO SAN JOSÉ FORMAÇÃO MONTEVIDEO FORMAÇÃO ARROYO GRANDE FORMAÇÃO PASO SEVERINO COMPLEXO BASAL	granodioritos, dioritos, leucogranito granodioritos biotíticos  gnaissees, granulitos e migmatitos anfíbólitos alto/medio grau metamorfismo gnaissees, anfíbólitos, micaístos metasedimentos e metalavas metasedimentos e metalavas gnaissees, migmatitos, granulitos

Figura Nº II-1. Coluna estratigráfica esquemática do Uruguai (Fonte: Preciozzi, *et al.* 1985, modificado).

o resfriamento regional e a intrusão dos corpos magmáticos, de caráter anorogênico, já no período Cambriano.

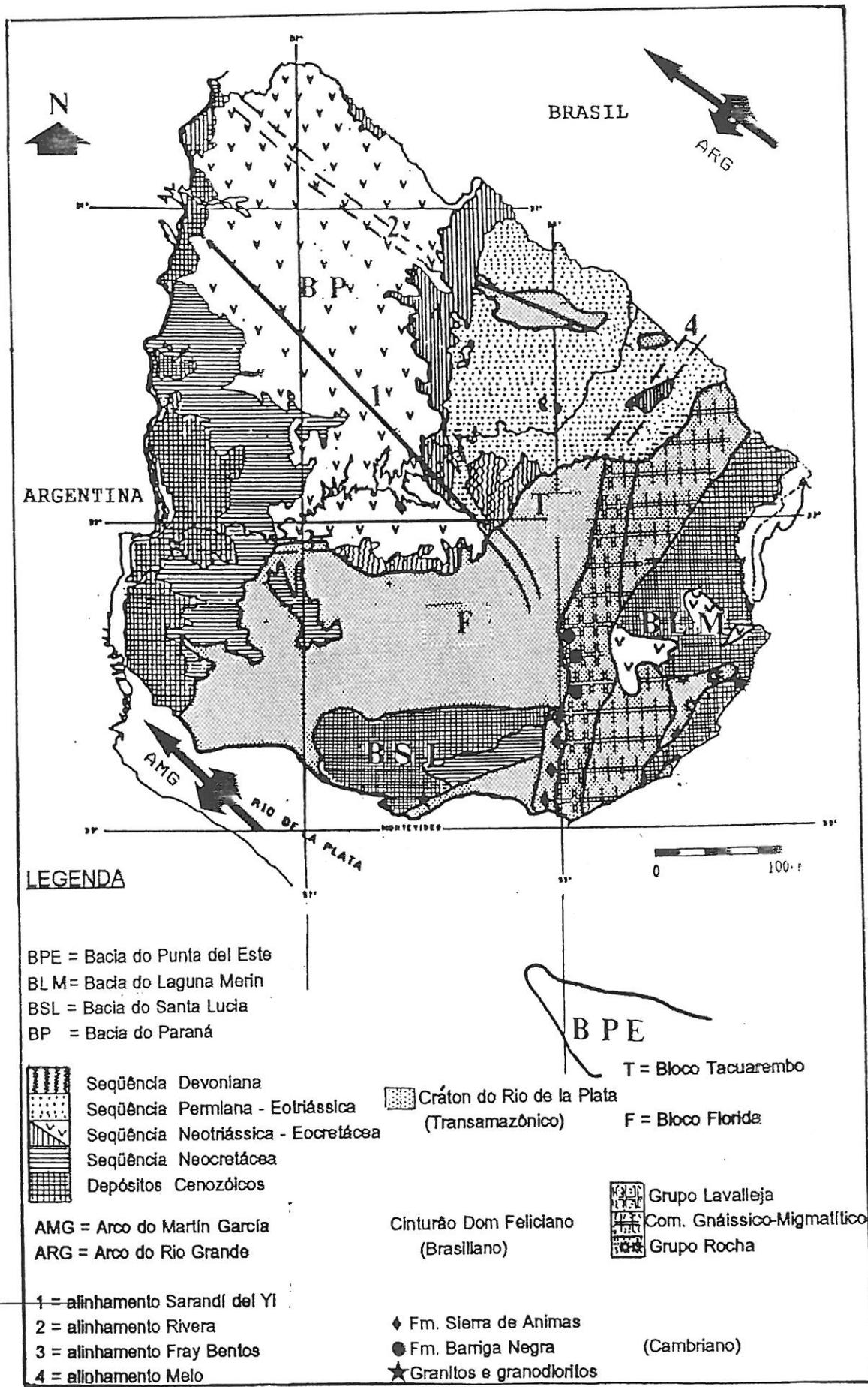
Os principais elementos estruturais e litológicos que compartimentam o escudo Uruguaio-Sul-riograndense encontram-se sintetizados no mapas das figuras N° II-2 e N° II-3. É adotado um esquema simples de subdivisão em duas unidades geotectônicas básicas: o **Cráton do Rio de la Plata** e o **Cinturão Dom Feliciano** (Fragoso César, 1980). Recentemente Fragoso César (1991), em uma nova proposta de estruturação dos terrenos pré-brasilianos, considera somente à região oeste (Bloco Florida) como parte integrante do cráton do Rio de la Plata, enquanto que a região leste (Bloco Tacuarembó) estaria associada geneticamente ao Cinturão Ribeira (figura N° II-3). Por outro lado, Preciozzi *et al.* (no prelo), propõem uma subdivisão do escudo (no território uruguaio) em três unidades geotectônicas, de oeste para leste: o Terrane Piedra Alta, o Terrane Nico Pérez e o Cinturão Cuchilla Dionisio.

Encontram-se também representados no mapa da figura N° II-2 os principais eventos magmáticos e sedimentares que ocorreram no escudo durante o Paleozóico Inferior.

A gênese e evolução do escudo Uruguaio-Sul-riograndense tem sido tema de estudo de vários pesquisadores ao longo dos últimos anos, embora grande parte do entendimento da sua evolução seja ainda uma questão em aberto. Como exemplo temos, por um lado, o modelo proposto por Fernández *et al.* (1992) que abarca duas grandes massas continentais (Rio de la Plata e Kalahari) separadas pelo oceano Adamastor, com desenvolvimento de arcos magmáticos (Capivarita, Piratini e Complexo Gnáissico-Granítico), bacias extensionais de retro-arco ou marginais (Santa Ana de Boa Vista e

---

Figura N° II-2. Mapa geológico do Uruguai (fonte: Preciozzi *et al.*, 1985; De Santa Ana, 1989; Fragoso César, 1991).



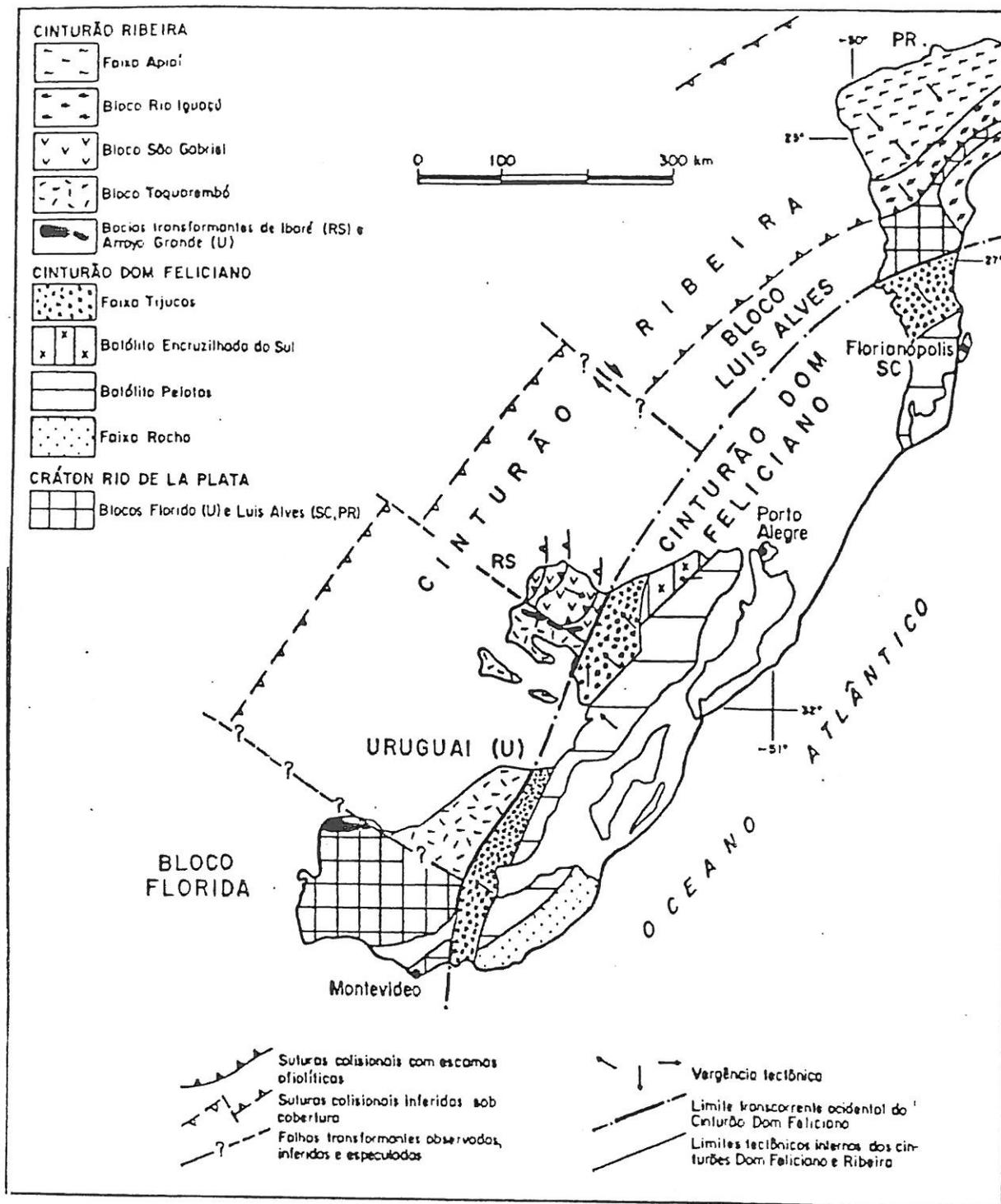


Figura Nº II-3. Estruturação brasileira segundo Fragozo César (1991).

Grupo Lavalleja) e uma bacia de ante-arco ou frontal (Grupo Rocha), envolvendo, no final do ciclo Brasileiro, colisões múltiplas (figura N° II-4). Por outro lado, Fragozo César (1991) propõe um modelo que contempla dois cinturões móveis justapostos de cada lado do cráton do Rio de la Plata, os cinturões Ribeira (oeste) e Dom Feliciano (leste).

### 1.1.1 - O Cráton<sup>1</sup> do Rio de la Plata

A descoberta da região ocidental do escudo no Uruguai como núcleo cratônico antigo deve-se a Bossi *et al.* (1967). Ferrando & Fernández (1971) designaram *Zócalo Predevoniano de la Cuenca del Rio de la Plata* aos terrenos com idades entre 2000 a 1800 Ma, e *Zócalo del Este y Sureste* aos terrenos com idades em torno aos 500 Ma. Almeida *et al.* (1973) redefiniram o termo *Zócalo...* pelo cráton do Rio de la Plata, e postularam que sua ocorrência estender-se-ia até a Argentina. Com a descoberta dos granulitos eoproterozóicos de Santa María Chico (Nardi & Hartmann, 1979), estendeu-se o domínio do cráton até o Brasil. No Paraguai, o Alto do Caacupu (= *Saliente del Pilar*) é considerado como a exposição mais setentrional do cráton (Fúlfaro, no prelo). Na Argentina, ele estenderia-se-ia para oeste até as Sierras Pampeanas, e, para sul, até o Maciço de Tandil (Ramos, 1988).

Aqui, sob a denominação cráton do Rio de la Plata, agrupam-se todos os terrenos incluídos por Fernandes *et al.* (1992) como pré-brasileiros, sendo que o limite com o Cinturão Dom Feliciano fica exposto em uma ampla faixa com "trends" de alinhamentos N-NE, de rochas miloníticas, com aproximadamente 5 quilômetros de largura (Preciozzi & Bourne, 1992), que continuam em território brasileiro.

---

<sup>1</sup> O termo cráton permanece válido se usado apenas na sua acepção antiga; vale dizer, para caracterizar uma plataforma cujo embasamento consolidou-se em tempos pré-brasileiros.

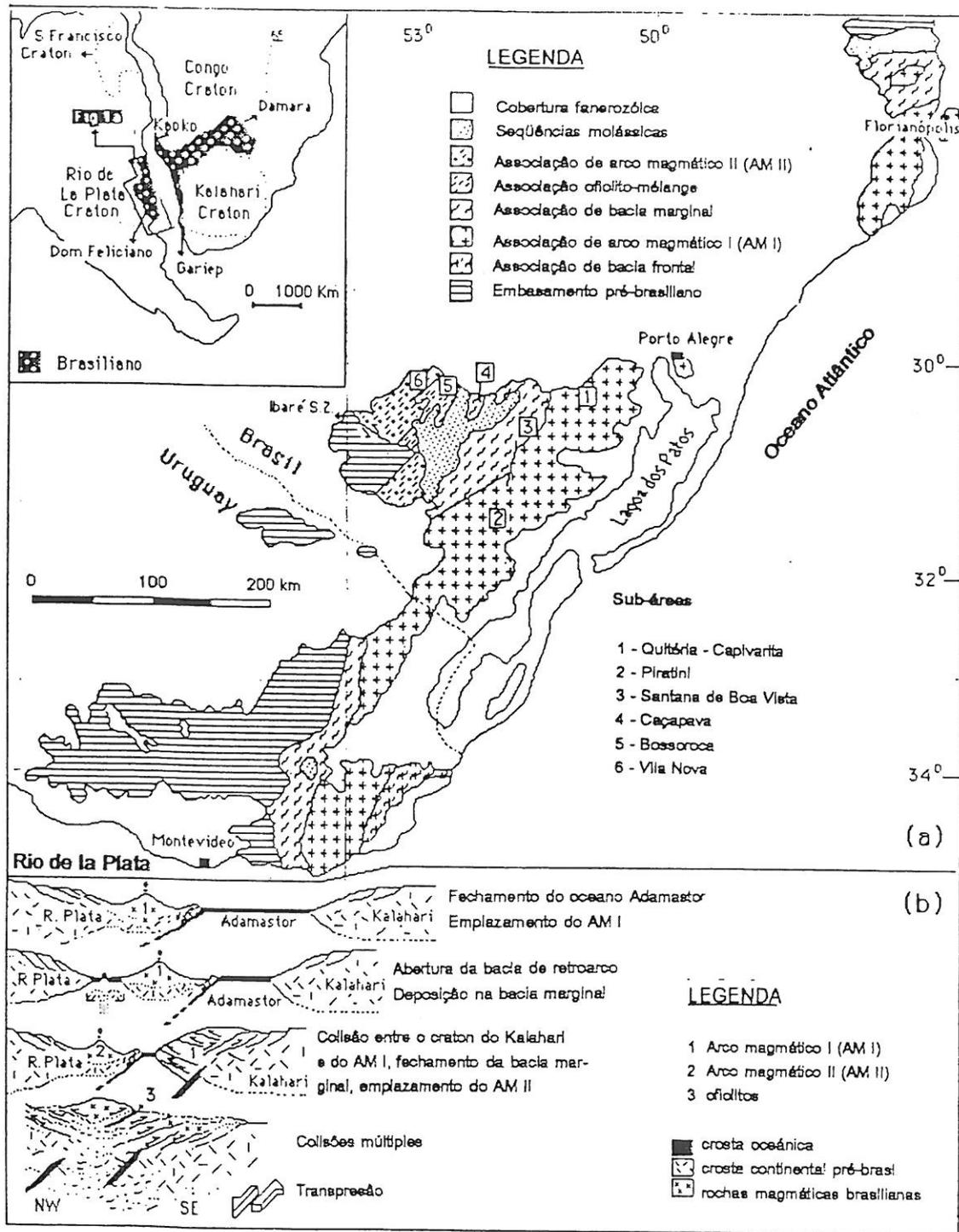


Figura NºII-4. Modelo de evolução brasileira segundo Fernádes *et al.* (1992).

Por sua vez, o cráton pode ser subdividido, segundo Fragoso César (1991), em dois blocos tectônicos: o **Bloco Florida** e o **Bloco Tacuarembó**, cada um deles com características estruturais e litológicas próprias, separados entre si pelo alinhamento Sarandí del Yí.

O **Bloco Florida** (equivalente ao Terrane Piedra Alta, de Preciozzi *et al.*, no prelo) consiste principalmente de terrenos do tipo "granito-greenstone", enxames de diques máficos de 1.8 Ga e unidades sedimentares neoproterozóicas.

O terreno granito-greenstone é composto por diversos complexos granítico-gnáissicos, dioríticos a granodioríticos, associados a faixas vulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico e direção E-W, designadas do norte para sul como formações Arroyo Grande e Paso Severino (Bossi *et al.*, 1967). Associadas a essas formações, reconhecem-se corpos intrusivos, como por exemplo: o Granito de Isla Mala, de idade 2.290 Ma; e o Granito del Arroyo de la Virgen, de idade 2.225 Ma (Preciozzi & Bourne, 1992).

Os principais alinhamentos no interior do Bloco Florida são de direções E-NW, coincidentes com as direções das faixas vulcano-sedimentares.

O **Bloco Tacuarembó** (equivalente ao denominado Terrane Nico Pérez de Bossi & Campal, 1992) é constituído principalmente por gnaisses granulíticos (Fragoso César, 1991). Essa unidade compreende quartzitos magnéticos-augíticos, piroxenitos, gnaisses, granitos, milonitos muscovíticos e intrusões graníticas.

Esse bloco foi afetado em distintos graus pela orogênese brasileira, fato que é reconhecido desde Ferrando & Fernández (1971) ao analisar os valores de idades isotópicas. Esse evento tectônico seria o principal responsável pelo soerguimento do bloco, o que haveria possibilitado a exposição de níveis mais crustais (rochas granulíticas), o que não ocorreu no bloco adjacente.

As principais direções estruturais indicam N70W - N45W, variando para E, e, próximo ao limite orogênico, na direção NE (Bossi & Navarro, 1988).

Na região norte do Uruguai, delimitadas por rochas fanerozóicas, aparecem duas pequenas áreas de terrenos pré-cambrianos, denominadas tradicionalmente "ilhas cristalinas" de Rivera e Aceguá. Nelas estão registrados três grandes episódios geradores de rochas: o primeiro deles do Proterozóico Inferior, e os dois restantes do Proterozóico Superior (Ciclo Brasílico), distanciados no tempo por uma centena de milhões de anos (Cordani & Soliani, 1990). Esses autores mencionam, também, um episódio magmático adicional, representado por corpos micrograníticos a subvulcânicos, associados a uma época distensiva ocorrida no Cambriano.

### 1.1.2 - O Cinturão Dom Feliciano

O **Cinturão Dom Feliciano** ocupa a região oriental do escudo Uruguaio-Sulriograndense, mantendo contato tectônico em parte com o cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Ribeira através de uma zona de cisalhamento transcorrente (Fragoso César, 1991). No território uruguaio, pode ser subdividido em três grandes faixas de direção N30E - N35E, de oeste para leste: o **Grupo Lavalleya**, o **Complexo gnáissico-migmatítico**, e o **Grupo Rocha** (figura N° II-2). O Cinturão Dom Feliciano, no território uruguaio, também é denominado Cinturão Cuchilla Dionisio.

O **Grupo Lavalleya** consiste em um espesso pacote rochoso, afetado por um metamorfismo de baixo grau, constituído por quartzitos, siltitos, pelitos e calcários, com rochas vulcânicas associadas (ácidas e básicas), que se desenvolveram em uma plataforma estável, de tipo margem passiva. Compreende uma série de nappes com vergência para noroeste (Fragoso César, *op.cit.*).

O Grupo Lavalleya teria seu equivalente correlato com a Faixa de Tijucas.

O **Complexo Gnáissico-Migmatítico** (Preciozzi *et al.*, 1985), desenvolvido entre os grupos Rocha e Lavalleya, consiste predominantemente de gnaisses a duas micas, e, em menor proporção, de micaxistos calcários e migmatitos. Segundo Bossi & Navarro (1988), essas litologias compõem o Grupo Carapê, conformando uma passagem gradativa com o Grupo Lavalleya. Para leste desenvolve-se uma faixa granítico-migmatítica. Essa unidade teria seu equivalente no denominado Batólito de Pelotas.

O **Grupo Rocha**, definido por Hasui *et al.* (1975), é uma unidade restrita ao território uruguaio. Trata-se de sedimentos clásticos, com marcada ciclicidade arenopelítica, afetados por um metamorfismo de baixo grau. Segundo Fragozo César (1991), eles responderiam a processos de turbidez com área de proveniência vulcânica. Já Sanchez & Mezzano (1993) questionam tal proveniência em estudo sobre a mineralogia dessa unidade.

Vários corpos graníticos, possivelmente cambrianos, aparecem intrudindo essa seqüência sedimentar, onde o granito de Santa Teresa destaca-se por sua expressão em área.

### 1.1.3 - Magmatismo e Sedimentação no Paleozóico Inferior

No final dos eventos compressivos associados ao fechamento do Ciclo Brasileiro, registra-se, no interior do escudo, um episódio distensivo marcado pela presença de um magmatismo diferenciado no sul. Este evento está representado pela Formação Sierra de Animas, que consiste de microsienitos, sienitos e traquitos (Preciozzi *et al.*, 1985), com episódios basálticos em seu início (Bossi & Campal, 1992), ignimbritos, e sedimentos molássicos englobados (Oyhantçabal *et al.*, 1993). Bossi & Campal (1992) e Oyhantçabal *et al.* (*op. cit.*) coincidem ao vincular essas rochas à presença de um rifte de direção norte-sul.

Por outro lado, existem sedimentos de tipo molássico, agrupados sob a

denominação de Formação Barriga Negra, que preencheram grabens desenvolvidos no interior da faixa correspondente ao Grupo Lavalleya (Fragoso César *et al.*, 1987). Esses sedimentos, de idade 520 +/- 20 Ma (Cingolani *et al.*, 1990), estariam associados a àquele evento distensivo (Oyhantçabal *et al.*, 1993).

## 1.2 - AS BACIAS SEDIMENTARES

As bacias sedimentares do Uruguai podem ser agrupadas, por sua origem, em: **bacias cratônicas**, cuja gênese é comentada no capítulo III, e **bacias extensionais (ou marginais)**, geneticamente relacionadas à tectônica distensiva associada ao processo de fragmentação do Gondwana e à abertura do oceano Atlântico Sul. Tal processo registra-se em toda a margem leste do continente sul-americano a partir do Jurássico Superior.

### 1.2.1 - Bacias Cratônicas: Bacia do Paraná

A **Bacia do Paraná** situa-se na região norte do Uruguai e abrange uma área de aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup> (figura N°II-2). Suas características gerais, em nível regional, serão abordadas no próximo capítulo. No entanto, em Uruguai, seu registro sedimentar é caracterizado por quatro seqüências limitadas, na base e no topo, por discordâncias regionais. As principais características dos pacotes rochosos que compõem cada uma delas se expõem a seguir:

#### 1.2.1.1 - Seqüência devoniana

Os registros sedimentares mais antigos dessa bacia relacionam-se às rochas devonianas reunidas no Grupo Durazno (Bossi, 1966), objeto de estudo da presente

dissertação. No entanto, vale a pena ressaltar que é a única bacia integrante da parte austral do Gondwana Ocidental que, tendo registros sedimentares devonianos, não funcionou como área de deposição no Siluriano (*vide* Capítulo VI), e, além disso, esta área como um todo ter-se-ia comportado como uma área positiva desde o Carbonífero até, pelo menos, parte do Permiano Inferior (De Santa Ana & Veroslavsky, 1993).

#### 1.2.1.2 - Seqüência permiana-eotriássica

O segundo evento deposicional registrado na bacia é representado pela seqüência permiana-eotriássica. De Santa Ana & Veroslavsky (1993) assinalam três grandes episódios naturais que compõem esta seqüência:

O primeiro corresponde à implantação do mar permiano sobre o escudo Uruguaio-Sul-riograndense, associada à glaciação gondwânica, e que se teria processado através de sucessivos avanços e recuos do nível do mar. A porção basal deste evento deposicional, representado pela **Formação San Gregorio** (diamictitos, arenitos, ritmitos, e argilitos), corresponde à seção acumulada sob uma grande influência de um regime glacial. O desenvolvimento de lóbulos glaciais, na direção oeste (coincidente com as principais direções assinaladas pelos pavimentos estriados), contribuiu com uma importante massa detrítica. É possível que as áreas fontes se situassem em regiões distantes localizadas a leste e sudeste (África do Sul?). Tal situação favoreceu, nesta parte da bacia, a atuação de processos de transporte com forte componente gravitacional (escorregamentos e turbiditos). A presença destes tipos de depósitos é verificada nos poços da região de Cerro Largo Sul (Andreis *et al.* 1993; De Santa Ana *et al.*, no prelo), e no noroeste do Uruguai, também em subsuperfície.

Contudo, fácies continentais e transicionais são reconhecidas em várias áreas, por exemplo: na localidade de San Gregorio (área-tipo) e também na região de Paso del Puerto (Departamento de Rio Negro) onde aparecem diamictitos associados a arenitos

com estratificação cruzada acanalada e planar, às vezes cruzada de baixo ângulo, termos que interdigitam-se lateralmente com argilitos e ritmitos (varvitos?).

De Santa Ana *et al.* (no prelo) afirmam que a associação de palinomorfos presentes nos poços de Cerro Largo Sul, quando comparado com os quadros bioestratigráfico e cronoestratigráfico proposto por Daemom & Quadros (1970) para a Bacia do Paraná, permite posicionar esses sedimentos no intervalo I, artinskiano/kunguriano (Permiano inferior).

A Formação San Gregorio é correlacionável ao Grupo Itararé (sul de Brasil).

O segundo episódio deposicional representa à fase de engolfamento, correspondendo ainda a um conjunto de paraseqüências que progradam em um corpo de água, sob um contexto transgressivo, onde sucedem-se arenitos finos a grossos, pelitos e intercalações de níveis conglomeráticos, que agrupam-se sob a denominação de **Formação Tres Islas**. Estes termos são interpretados como sistemas deltaicos dominados por rios que progradam nas direções oeste e noroeste (Ferrando & Andreis, 1986). A **Formação Tres Islas** resulta correlacionável à **Formação Rio Bonito** nos estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Uma questão em aberto é o tipo de controle que tiveram esses sistemas deltaicos, desenvolvidos num contexto transgressivo generalizado do mar permiano, sendo possível sua relação ao soerguimento das áreas fontes como resposta à reativação tectônica durante a orogenia tardiherciniana (Zalán *et al.*, 1990), reconhecida em território brasileiro.

Em seqüência, e retomando o contexto transgressivo, depositou-se a **Formação Fraile Muerto**, litocorrelata à **Formação Palermo**, constituída por arenitos finos, siltitos e siltitos arenosos e argilosos, com laminação horizontal, estratificação lenticular e flaser, interpretada por De Santa Ana (1989) como ambientes marinhos transicionais sem influência de ondas.

Mais acima, em uma situação de restrição da bacia, depositou-se a **Formação Mangrullo**, representando dois ciclos rítmicos de siltitos, calcários-calcopelitos, e folhelhos

betuminosos com abundante conteúdo de micro e macro fósseis. Esta camada é considerada como um excelente marco cronoestratigráfico em nível regional para a bacia, sendo tradicionalmente correlacionável com a Formação Irati.

Paleontologicamente, a presença do réptil *Mesosaurus brasiliensis* é característica, além de restos de vegetais, escamas de peixes, carapaças de crustáceos e, principalmente, palinórfos. Em estudo realizado por Dino (1988), nos sedimentos da Formação Mangrullo (particularmente no topo da unidade), foram identificados esporos dos grupos: Triletes (*Convolutispora ordonezii*, *Leiotriletestumidus*, e *Cyclogranisporites gondwnensis*), monoletes (*Laevisgatosporites* e *Punctatisporites*), vários gêneros e espécies do Grupo Striatiti (*Staurosaccites quadrilobatus*, *Corisaccites alutas*, *Lueckisporites denscorpus*, *Lueckisporites inflatus*, *Lunatisporites variosectus*, *Striatoabietis anavermucosus*) e alguns representantes do Grupo Plicates (*Weylandites lucifer*, *Marsupipollenites striatus* e *Vittatina costabilis*). Essa associação pode ser correlacionável com o intervalo L, subintervalo L<sub>2</sub> (de idade Kazaniano) segundo a proposta cronoestratigráfica de Daemon & Quadros (1970).

O terceiro episódio deposicional corresponde à fase de colmatção da bacia, que começa com o retiro progressivo do mar e seu total assoreamento já no Eotriássico.

A porção basal é representada pela deposição dos siltitos e arenitos finos que compõem a Formação Paso Aguilar, correlacionável à Formação Serra Alta-Teresinha, dando início à retirada paulatina do mar permiano. Em direção ao topo, marcando à fase de continentalização da bacia, depositaram-se as formações Yaguari e Buena Vista correlacionáveis às formações Rio do Rastro e Sanga do Cabral, respectivamente. Essas unidades caracterizam a passagem gradual de ambientes litorâneos e costeiros para fluviais entrelaçados no topo.

Na Formação Sanga do Cabral, Azevedo *et al.* (1985) assinalam a presença de anfíbios lidekkerinídeos e *Procolophon*, constituindo uma típica ocorrência na paleofauna da Zona de *Lystrosaurus*, da Série Beaufort superior (Triássico Inferior -Scitiano) do Sistema Karoo na África do Sul. Esses autores relatam também a descoberta de alguns

restos fósseis nos sedimentos da Formação Buena Vista (em território uruguaio), comparáveis a essa associação fossilífera, o que permitiria posicionar essa unidade e, conseqüentemente, o topo da seqüência no Eotriássico.

No Triássico Inferior é registrada uma importante reativação tectônica que teria provocado a elevação de blocos limitados por falhas de direção NE (Andreis *et al.*, 1991), responsável ainda pela discordância que marca o topo da seqüência. Essa tectônica teve componentes compressivos e transcorrentes, deformando levemente as camadas pré-triássicas (verificado através de algumas linhas sísmicas da bacia levantadas pela *Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland - ANCAP*) e que não afetaram as camadas mesozóicas sobrepostas. Outras feições no interior da bacia, em superfície, permitem supor também movimentações transcorrentes (preferencialmente através das falhas NE), como as sugeridas pelas estrias de falha observadas nas pedreiras sobre a estrada N°8, ao sul da localidade de Melo (pedreira de "Infrinsa"). Essas feições e ainda outras prováveis, como as denominadas "ilhas cristalinas de Rivera e Acegua", são interpretadas aqui como sendo geradas pela transmissão dos esforços compressivos continente adentro, em resposta ao evento colisional ocorrido na margem sul do Gondwana, representado pela orogenia Cabo-Ventana (Eotriássico). Resulta importante ressaltar que Milani (1992) já tinha atribuído, para o setor brasileiro da bacia, feições compressivas associadas a essa orogenia.

#### 1.2.1.3 - Seqüência neotriássica-eocretácea

A porção basal da seqüência neotriássica-eocretácea é representada pela Formação Tacuarembó, que pode ser subdividida em dois membros: inferior e superior (Bossi, 1966).

O membro inferior é constituído por arenitos avermelhados e brancos, finos a muito finos, com intercalações de lentes de arenitos médios a grossos, e de delgadas

camadas (entre 10 a 15 centímetros de espessura) de pelitos argilosos e siltitos. Os termos conglomeráticos são raros. A estrutura sedimentar predominante é a estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, subordinadamente planar.

Do ponto de vista ambiental esta unidade é considerada como acumulada principalmente por sistemas fluviais, não se descartando, contudo, uma origem eólica para alguns dos termos arenosos finos, principalmente na porção basal. Ultimamente sua origem foi considerada de natureza flúvio-lacustre (Mones & Figueiras, 1981). Este membro é correlacionável com a **Formação Pirambóia** do Estado de São Paulo.

No **membro superior** predominam os arenitos finos e médios, de boa seleção, com estratificação cruzada acanalada, planar e planar-tangencial, em geral de grande porte; às vezes, com estruturas de fluxos de grãos nas lâminas frontais dos "sets" cruzados. Em superfície, é rara a presença de camadas de pelitos ou argilas, estando presentes alguns níveis delgados de argilas e arenitos médios a grossos nos poços perfurados pela *ANCAP* na região noroeste, como também é comum a presença de intercalações de camadas de arenitos finos a médios com estratificação horizontal e subhorizontal.

Todos esses termos formaram parte de um extenso deserto que cobriu grande parte do Gondwana, abrangendo, pelo menos aqui, o sul do Brasil, o sudoeste do Paraguai, o nordeste da Argentina, e o norte do Uruguai. O membro superior da **Formação Tacuarembó** é correlacionável à **Formação Botucatu** no Estado de São Paulo.

Seguiram-se, no Jurássico Superior - Cretáceo Inferior, cobrindo os arenitos de Tacuarembó, extensos derrames basálticos correlatos em toda a Bacia do Paraná, que foram gerados por um intenso vulcanismo fissural, associado à separação continental da América e África. Este evento magmático é representado, no Uruguai, pela **Formação Arapey**, com seu equivalente na **Formação Serra Geral** no Brasil. Esses derrames desenvolveram-se como uma cunha, com espessamento para o oeste (Bossi, 1966).

Segundo Bossi *et al.* (1974), são litologicamente diferenciáveis em três grandes áreas: i) basaltos olivínicos, a sudeste; ii) basaltos equigranulares quase sem olivina, a nordeste e centroleste; e iii) basaltos olivínicos equigranulares, com vesículas e intercalações de arenitos.

A espessura máxima dos derrames é de 1051 metros (González, com. pess.) em poço na localidade de Salto.

#### 1.2.1.4 - Seqüência neocretácea

A seqüência neocretácea corresponde ao denominado **Grupo Paysandú** (Bossi & Navarro, 1988), integrado pelas formações **Guichón, Mercedes e Asencio**.

Esse grupo teria como equivalente correlato, no setor noroeste brasileiro da Bacia do Paraná, o **Grupo Bauru**.

O Grupo Paysandú, de ocorrência restrita ao setor sul-sudoeste da Bacia do Paraná, pode ser interpretado como parte de uma sub-bacia, com uma evolução complexa, já que, por um lado contém elementos próprios da reativação mesozóica, e por outro, preserva uma forte herança da sedimentação gondwânica.

A Formação Guichón, que compõe a porção basal da seqüência, é constituída por arenitos finos, conglomerados, diamictitos, arenitos grossos, e ocasionais níveis de pelitos. Essa unidade é interpretada como acumulada por sistemas de leques aluviais desenvolvidos do NE para W, que distalmente interdigitaram-se com episódios eólicos. As relações de contato com as unidades suprajacentes é motivo de controvérsias.

A Formação Mercedes, predominantemente arenosa, apresenta uma marcada granodecrescência na direção do topo, e caracteriza rios entrelaçados, que poderiam formar parte de um mesmo trato de sistemas com a unidade subjacente. Essa unidade passa gradualmente rumo ao topo para os arenitos finos da Formação Asencio, que por sua vez, apresentar-se-la interdigitada com grandes lentes de calcários, às vezes algo

arenosas, que se denominam *Calizas del Queguay*, representando corpos lacustres continentais. Na realidade, a origem, as relações de contato, o posicionamento estratigráfico e a idade destes calcários é uma questão em aberto.

Paleontologicamente, restos de dinossauros nos arenitos de Asencio, agrupados dentro da família *Atlantosauridae* e a presença na Formação Guichón do gênero *Uruguaysuchus* (Bonaparte, 1978) caracterizam esta seqüência.

## 1.2.2 - As Bacias Marginais

### 1.2.2.1 - Bacia de Santa Lucía

A Bacia de Santa Lucía situa-se na região sul-sudeste do Uruguai, abrangendo uma área aflorante de aproximadamente 10.500 km<sup>2</sup>, estendendo-se por baixo do estuário do Rio de la Plata. Trata-se de um rifte abortado ("failed rift"), preenchido por um pacote vulcano-sedimentar que atinge os 2450m de espessura, desenvolvido sobre o cráton do Río de la Plata, e que se apresenta alongado na direção ENE-WSW, com 150 km de comprimento e 45 km de largura.

A arquitetura da bacia é composta por duas unidades principais: grabens e altos internos. Segundo De Santa Ana *et al.* (no prelo), em um corte transversal norte-sul a bacia apresenta um sistema conjugado de falhas normais, com um padrão listrico e desenvolvimento de falhas compensatórias secundárias (sintéticas e antitéticas). O alto de Santa Rosa desenvolveu-se no setor central, quase paralelo às bordas norte e sul da bacia, compartimentando-a em duas sub-bacias: Norte e Sul.

Segundo esses autores, o pacote vulcano-sedimentar que preencheu a bacia pode ser dividido em duas seqüências: Seqüência I e Seqüência II, separadas por

discordâncias regionais, onde cada seqüência é caracterizada pelas mudanças na fisiografia, sedimentação e no estilo tectônico associado.

A Seqüência I, de idade neojurássico-eocretáceo, representa o estágio rifte, e compreende as formações Puerto Gomez (lavas) e Migueles (conglomerados, arenitos e pelitos), atingindo as unidades que preencheram a bacia em condições tectônicas instáveis, as quais evoluíram gradualmente de uma depressão inicial pouco afetada pelos falhamentos, até o desenvolvimento das falhas normais de importante rejeito.

A Seqüência II, de idade neocretáceo - paleoceno?, representa o estágio pós-rifte, e compreende as formações Mercedes e Asencio, atingindo as unidades depositadas em função da subsidência termal e da sobrecarga sedimentar.

#### 1.2.2.2 - Bacia de Punta del Este

Situa-se na área "off-shore" do território uruguaio. É também uma bacia de tipo rifte abortado, que desenvolve-se na direção NW, limitada ao SW da Bacia del Salado (Argentina) pelo alto do Martín García. A norte e noroeste é controlada pelo cráton do Río de la Plata e o alto do Polônio que a separa da Bacia de Pelotas.

O conhecimento em detalhe desta bacia deve-se a Stoakes *et al.* (1992). Segundo esses autores, apresenta um sistema de falhas lítricas de direção N60W, formando um sistema de altos e baixos estruturais (horst e grabens), em resposta a antigos planos de fraqueza do embasamento.

A fase rifte é representada pela seqüência A, de origem vulcano-sedimentar (> 2713 metros) e idade neojurássica-neocomiana, composta por basaltos (na base) e sedimentos continentais, pelitos, arenitos, pelitos e margas.

A fase pós-rifte é definida pelas seqüências B e C. A seqüência B é constituída por arenitos, conglomerados e pelitos, caracterizando sedimentação continental a transicional, de idade albio-senomaniano. A seqüência C apresenta um padrão sísmico de "onlap", associado aos primeiros pulsos transgressivos, e consiste de pelitos, folhelhos e arenitos. A partir do conteúdo da microfauna propõe-se uma idade maastrichtiano até neopaleoceno.

### **1.2.2.3 - Bacia de Laguna Merin**

Restrita à margem ocidental do território uruguaio, e em provável continuidade com a Bacia de Pelotas (RS), apresenta-se uma fossa tectônica preenchida por basaltos maciços e vesiculares, de mais de 1000 metros de espessura, associados a rochas vulcano-sedimentares e sedimentação arenosa. Os dados disponíveis para o estudo desta bacia são muito poucos, pois quase não há afloramentos e existem somente dois poços profundos.

## **2 - GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO**

### **2.1 - O Embasamento**

O Embasamento, onde repousa diretamente o pacote devoniano, compreende as rochas constituintes do cráton do Rio de La Plata, que já foi descrito em linhas gerais no item - 1.1.1.. As rochas devonianas assentam-se em discordância angular sobre os dois blocos em que foi subdivido o cráton.

No Bloco Florida, a centro-oeste, afloram diversos complexos granítico-

gnáissicos, associados a uma faixa vulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico e direção E-W, designada como Formação Arroyo Grande (Ferrando & Fernández, 1971), onde reconhecem-se intrusões graníticas tardias (como exemplo: o "Granito de Carpintería"). Ao sul, afetando este bloco, aparecem os enxames de diques máficos de Ismael Cortinas, constituídos por centenas de diques paralelos de direção N60-80E, microgábricos que, segundo Bossi *et al.* (1990), indicam idades em torno de 1.800 Ma.

O Bloco Florida está separado do Bloco Tacuarembó pelo Alinhamento de Sarandí del Yí (NW), maior descontinuidade do embasamento regional. É constituído por complexos granulíticos associados a gnaisses e granitóides. A unidade formacional que agrupa esses termos denomina-se Formação Valentines (Bossi, 1966).

## 2.2 - O Devoniano. Considerações sobre trabalhos prévios

A primeira descrição sobre os sedimentos devonianos na região central do Uruguai (Departamento de Durazno) coube a Terra Arocena (1926), ao estudar os testemunhos dos poços perfurados na região de Rincón de Alonso. Este autor reconheceu várias formas que correspondem a braquiópodes, e subordinadamente lamelibrânquios, e, citando ainda, a ocorrência de espécies de *Tentaculites*. Baseado na comparação das formas descobertas no Uruguai com a fauna descrita por Clarke (1913), no Estado do Paraná, posicionou os *Schistos de Rincón de Alonso* no Devoniano Inferior.

Posteriormente trabalhos efetuados por Walther (1927) e Méndez Alzola (1934) trouxeram novas contribuições com a descoberta de novos jazidos e descrição de outros fósseis. A referência básica para o conhecimento paleontológico dos fósseis devonianos do Uruguai ainda é a publicação de Méndez Alzola (1938), que constitui um verdadeiro guia para o estudo da macrofauna, com a descrição de 70 espécies.

Terra Arocena & Méndez Alzola (1939), pela primeira vez, separaram baseados em critérios litológicos e paleontológicos, três unidades, da base para o topo denominando-as: *Arenitos del Carmen*, *Folhelhos de Rincón de Alonso* e *Arenitos de La Paloma*.

Lambert (1939) realizou um trabalho sobre a geologia do Departamento de Durazno, que significou um avanço relevante no conhecimento da distribuição das unidades devonianas aflorantes (mapa geológico 1:250.000), embora não tenha conseguido cartografar a unidade La Paloma.

Em 1958, Caorsi & Goffi propuseram a mudança na denominação das unidades definidas por Terra & Méndez Alzola (1939), que passariam a chamar, da base ao topo: *Arcósios de Cerrezuelo*, *Folhelhos de Cordobês* e *Arenitos Las Palmas*.

Em 1966, Bossi realizou uma síntese sobre a geologia do Devoniano uruguaio, introduzindo avanços nos campos da litoestratigrafia, sedimentologia e estratigrafia.

O conhecimento dos microfósseis do Devoniano é mais recente com as contribuições de Martínez Machiavello (1968), Pöthe Baldis (1977), Da Silva (1984), Oliveira & Veroslavsky (1994) e Oliveira (em preparação).

Sprechmann *et al.* (1993), pela primeira vez, descreveram a presença de icnofósseis.

### 2.2.1 - O Grupo Durazno

A denominação de Grupo Durazno foi proposta por Bossi (1966) para designar os sedimentos aflorantes (aproximadamente 2200 km<sup>2</sup>) no Departamento homônimo na

região central do Uruguai, compreendendo como formações, os Arenitos de Cerrezuelo, os Folhelhos de Cordobés e os Arenitos de La Paloma.

A partir do trabalho de Bossi (1966) admite-se para o Grupo Durazno uma passagem concordante entre as formações Cerrezuelo, Cordobés e La Paloma. A análise da bibliografia existente sobre o Devoniano do Uruguai evidencia a concordância dos diversos autores concernente à divisão, nomenclatura e relações de contato entre as três unidades estratigráficas consagradas.

A espessura do pacote devoniano situa-se em torno dos 280 e 190 metros nos poços La Paloma e Rincón del Bonete, respectivamente (figura N° II-5), sendo limitado por duas discordâncias de expressão regional na sua base e topo.

As características principais das unidades rocha são:

#### 2.2.1.1 - Formação Cerrezuelo

**Descrição litológica.** Consiste em arenitos esbranquiçados, localmente avermelhados, médios a grossos, friáveis a consolidados em superfície, regularmente selecionados, grãos subangulares a angulares, quartzosos e feldspáticos, com matriz caulínica. São freqüentes as intercalações de lentes e camadas de folhelhos e lamitos, às vezes, algo arenosas, de espessuras variáveis. Desenvolve-se, também, níveis não muito espessos de camadas e lentes conglomeráticas e areno-conglomeráticas.

Os termos mais grossos são mais freqüentes na base da unidade; os arenitos médios a grossos, com intercalações pelíticas representam a parte média da formação; enquanto os arenitos finos, selecionados, caracterizam a parte superior.

Rossi *et al.* (1979), Preciozzi *et al.* (1985), e Da Silva *et al.* (1991) coincidem na divisão da formação em dois membros, sem proposição formal.

Poço N° 186 - (DINAMIGE)  
La Paloma

Poço N° 160 - (DINAMIGE)  
Rincón del Bonete

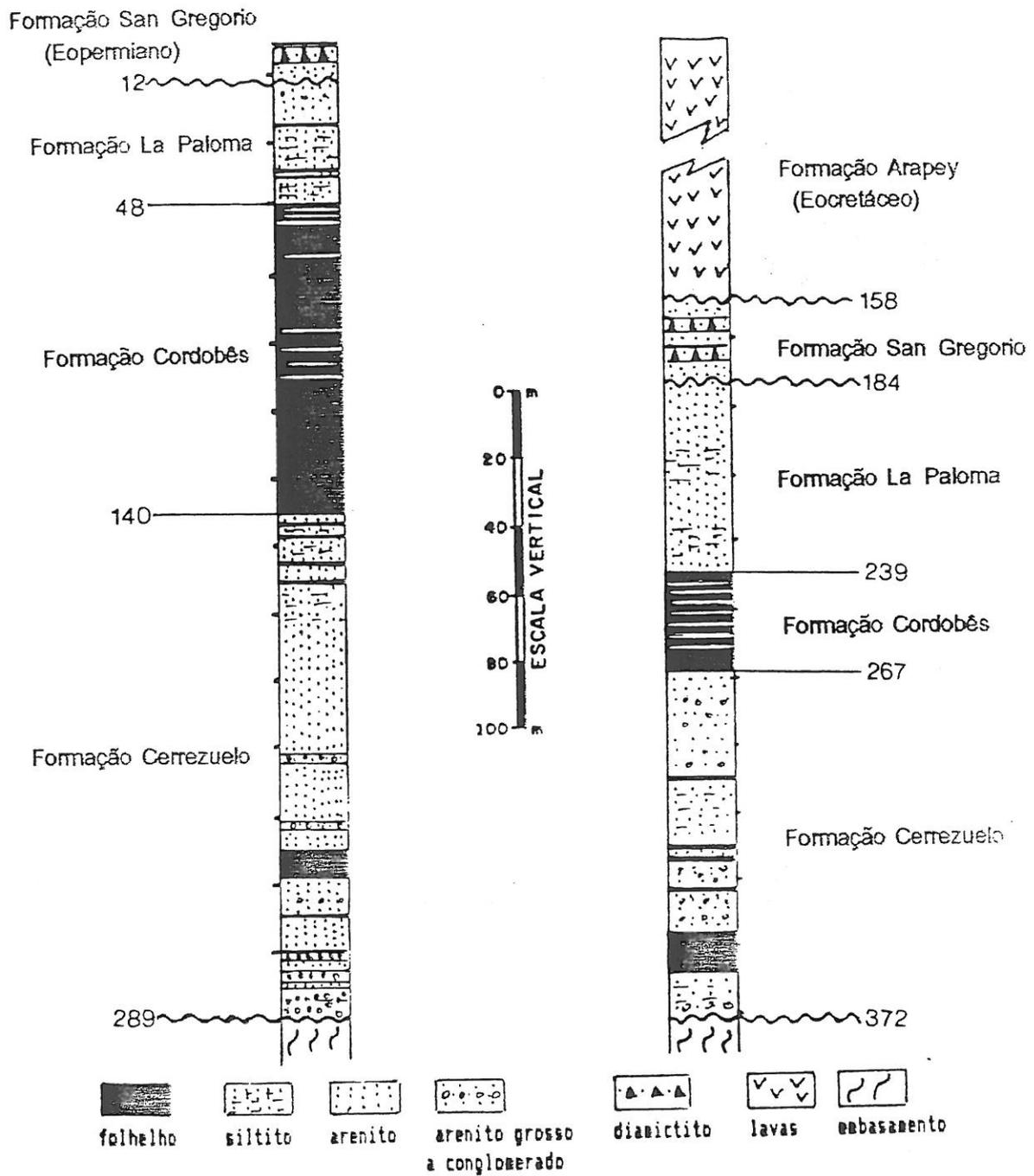


Figura N° II-5. Perfis litológicos dos poços La Paloma e Rincón del Bonete e subdivisão litoestratigráfica do Grupo Durazno.

O **membro inferior** é constituído por arenitos grossos a conglomeráticos e conglomerados, com níveis de arenitos finos a médios, siltitos e folhelhos caulínicos. Rossi *et al.* (1979), em uma área restrita (Distrito Las Cañas), subdividem este membro em três unidades operacionais prospectivas para urânio, da base ao topo: A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> e B, com espessuras máximas de 18, 44 e 31 metros, respectivamente.

O **membro superior** é composto por arenitos finos, finos a médios, esbranquiçados e avermelhados, selecionados, com estratificações cruzada e paralela; siltitos e folhelhos, brancos e vermelhos, maciços a finamente laminados, muscovíticos e níveis de arenitos grossos e conglomeráticos.

Spoturno & Coronel (1980) e Zalba *et al.* (1988), entre outros, analisaram o tipo de argila presente em algumas camadas finas desta unidade, obtendo teores superiores a 90% de caulinita. Esmeclita e illita apresentam-se muito subordinadamente.

Bossi & Navarro (1988) apresentaram resultados das análises químicas dos pelitos que são explorados nas pedreiras (Tabela N°II-1), o que permite verificar que trata-se de argilas aluminosas.

	amostra 1	amostra 2	amostra 3	amostra 4
SiO <sub>2</sub>	42,5	43,7	43,0	47,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,4	39,0	39,1	35,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,7	1,0	0,8	0,8
H <sub>2</sub> O (+)	15,8	15,0	13,5	11,0

Tabela N°II-1. Análise química dos folhelhos da Formação Cerezuelo (fonte: Bossi & Navarro, 1988)

**Estruturas sedimentares.** As estruturas sedimentares predominantes na formação são estratificação cruzada planar e acanalada. É freqüente encontrar níveis com estratificação plano-paralela, camadas com estratificação cruzada planar-tangencial e estratificação cruzada de baixo ângulo. Sprechmann *et al.* (1993) relatam a ocorrência restrita de arenitos com estratificação cruzada do tipo "hummocky". Também associadas às estruturas "hummockies" foram reconhecidas outras, tais como laminação ondulada e laminação horizontal plano-paralela, predominantemente no topo da formação.

**Conteúdo paleontológico.** A Formação Cerrezuelo é uma unidade praticamente afossilífera, tendo sido descrita a presença de cutículas, esporos e outros microfósseis vegetais no intervalo entre os 210 e 160 metros de profundidade no poço La Paloma (Da Silva, 1984).

Sprechmann *et al.* (1993) mencionam a presença de icnofósseis caracterizando a **icnofácies de Skolithos**, com a identificação dos gêneros *Skolithos*, *Arenicolites* e *Diplocraterion*. Esses autores também assinalam a ocorrência de restos de fósseis vegetais, tais como algas, pteridofitas do morfogênero *Hostimella*, e caules com esporângios de *Psilophytales*, que denotam, na época da deposição, a existência de plantas terrestres compatíveis com um clima seco.

**Ambiente de sedimentação.** Existem controvérsias em relação ao ambiente de sedimentação desta unidade (*vide* Capítulo III - Formação Furnas). Segundo Preciozzi *et al.* (1985) e Da Silva *et al.* (1991), os sedimentos do membro inferior caracterizam um ambiente continental fluvial, e em parte, lacustre. Os sedimentos do membro superior foram acumulados em ambientes continentais fluviais, os quais teriam evoluído progressivamente para depósitos litorâneos.

As características litológicas e estruturais, associadas aos registros paleontológicos, levaram Bossi & Navarro (1988) a admitir um ambiente de sedimentação continental a litorâneo na base, gradando a marinho em direção ao topo.

Andreis & Ferrando (1991) não reconhecem nenhum episódio continental, mesmo na base da Formação Cerrezuelo, propondo um novo modelo deposicional. Os termos arenosos grossos e conglomeráticos da área-tipo são interpretados como correspondentes a fácies de plataforma marinha com direções de paleocorrentes para noroeste, sugerindo uma bacia aberta com conexão marinha para o sul e com margem continental em um alto estrutural mais ao norte.

Sprechmann *et al.* (1993) consideraram um ambiente de deposição sublitorâneo raso a litorâneo na base da formação, evoluindo para depósitos de praia de alta energia. A parte média e superior da unidade representaria ambientes de intermaré.

**Relações de contato.** A Formação Cerrezuelo, embora apresente feições litológicas, sedimentares e paleontológicas bastante distintas em relação à Formação Cordobês, apresenta contato normalmente gradacional com a essa unidade, reconhecido tanto em seções de superfície como, mais claramente, em subsuperfície. Em toda a extensão da bacia devoniana a Formação Cordobês assenta-se sobre a Formação Cerrezuelo, havendo um consenso entre os vários autores de que o contato entre ambas seja transicional. Em algumas áreas, como ao sul da localidade de Blanquillo, camadas de transição (Sprechmann *et al.* 1993) ressaltam a passagem gradativa, entre os arenitos finos da Formação Cerrezuelo e os folhelhos e siltitos da unidade suprajacente.

Em seu topo, apresenta relações de contato discordantes com as unidades permianas (Formação San Gregorio), mesozóicas (formações Arapey e Mercedes), e sedimentos de cobertura de idade quaternária.

O contato inferior da Formação Cerrezuelo é discordante sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento pré-cambriano.

**Espessura máxima.** A espessura máxima de 140 metros é assinalada no poço N° 186 (I.G.U) da localidade de La Paloma.

**Área-tipo.** Segundo Preciozzi *et al.* (1985), na área tipo, afloram somente a parte média e superior da unidade. Bossi & Navarro (1988) sugerem que a área tipo é representativa somente da base da formação.

Neste trabalho considera-se que o *Cerro de Cerrezuelo* é representativo da parte superior do membro inferior, o que seria equivalente à unidade A<sub>2</sub> de Rossi *et al.* (1979).

#### 2.2.1.2 - Formação Cordobés

O termo *Lutitas del Cordobés* foi utilizado pela primeira vez por Caorsi & Goñi (1958) para designar os folhelhos fossilíferos aflorantes na margem esquerda do Arroio Cordobés. Corresponde à antiga denominação utilizada para os *Schistos de Rincón de Alonso* (Terra Arocena & Méndez Alzola, 1939). Posteriormente, Bossi (1966) estabelece a hierarquia de formação para essa unidade.

**Descrição litológica.** A Formação Cordobés é constituída por folhelhos, folhelhos siltícos e siltitos, cinza-escuros, às vezes pretos, muito fossilíferos, micáceos e piritosos. Delgadas intercalações de arenitos cinzas, finos a muito finos, micáceos estão presentes. Em superfície, as rochas dessa unidade quando alteradas, apresentam cores variadas, predominando as cores esbranquiçadas, esverdeadas e amarelas. Ocorrem, também, bancos e níveis ferruginosos, de origem diagenética, constituídos por hematita e limonita. São vários os autores que assinalam a presença de níveis de gipsita de origem diagenética.

O tipo de argila das camadas de folhelhos é predominantemente caulinita, mais de 70% (com alguns valores que alcançam até 95%) e com relativo ordenamento estrutural (Zalba *et al.*, 1988).

Bossi & Navarro (1988) apresentaram os resultados das análises químicas para

amostras de algumas pedreiras próximas à localidade de Blanquillo (Tabela N° II-2).

	amostra 1	amostra 2	amostra 3
SiO <sub>2</sub> %	48	51	53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	30	28	27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1	3	6
H <sub>2</sub> O %	8	9	10
Na <sub>2</sub> O %	0.1	0.3	0.2
K <sub>2</sub> O %	3.6	3.4	2.6
MgO %	3.2	1.5	1.1

Tabela N° II-2. Análise química das amostras da Formação Cordobês (fonte: Bossi & Navarro, 1988).

**Estruturas sedimentares.** A estrutura sedimentar mais representativa é a laminação horizontal plano-paralela, secundariamente os termos maciços predominam. Em direção ao topo, ocorrem marcas de ondas e estratificação lenticular e flaser.

**Conteúdo paleontológico.** Uma das mais importantes características da Formação Cordobês é a sua abundância de fósseis. Entre os macrofósseis presentes nessa unidade (81 espécies), são encontrados braquiópodos articulados e inarticulados, bivalves, gastrópodos, moluscos (*Tentaculites*), além de trilobitas e equinodermas.

O referencial básico para o conhecimento paleontológico dos fósseis devonianos do Uruguai ainda é a publicação de Méndez Alzola (1938). Outras contribuições já foram mencionadas anteriormente. As tabelas N° II-3 e N° II-4 relacionam o conteúdo macro e microfossilífero, respectivamente, da Formação Cordobês.

TABELA N°II-3. MACROFÓSSEIS DA FORMAÇÃO CORDOBÉS.  
Fonte: Figueiras (1991), Sprechmann *et al.* (1993) e Daners (1992).

CNIDARIA

1 - *Paraconulariaafricana* (Sharpe, 1856)

2 - *Mesoconulariaulrichana* (Clarke, 1913)

BRACHIOPODA

3 - *Lingula lammella* (Clarke, 1913)

4 - *Lingula lepta* (Clarke, 1913)

5 - *Lingula scalprum* (Clarke, 1913)

6 - *Lingula oliveirai* (Méndez Alzola, 1938)

7 - *Lingula coheni* (Ulrich, 1892)

8 - *Lingula cf. kozłowski* (Feruglio, 1933)

9 - *Lingula klappenbachii* (Méndez Alzola & Sprechmann, 1973)

10 - *Lingula diminuta* (Méndez Alzola & Sprechmann, 1973)

12 - *Orbiculoidea collis* (Clarke, 1913)

13 - *Orbiculoidea baini* (Sharpe, 1856)

14 - *Orbiculoidea bodenbenderi* (Clarke, 1913)

15 - *Orbiculoidea doellojuradoi* (Méndez Alzola, 1938)

16 - *Orbiculoidea duraznensis* (Méndez Alzola, 1938)

17 - *Schizobolus problematicus* (Méndez Alzola, 1938)

18 - *Leptaena waltheri* (Méndez Alzola, 1938)

19 - *Schellwinella inca* (d'Orbigny, 1842)

20 - *Schellwinella sullivanii* (Morris & Sharpe, 1846)

21 - *Notiochonetes falklandicus* (Morris & Sharpe, 1846)

22 - *Notiochonetes skottsbergi* (Clarke, 1913)

23 - *Australostrophiamesembria* (Clarke, 1913)

24 - *Australocoelia fourtetoti* (Boucol & Gill, 1956)

25 - *Australospirifer heningi* (Kayser, 1900)

26 - *Australospirifer* sp.

27 - *Mutationella falklandica* (Clarke, 1913)

28 - *Derbyina whitiorum* (Clarke, 1913)

29 - *Derbyina elta* (Méndez Alzola, 1938)

30 - *Derbyina jamesiana* (Harti & Rathbun, 1874)

ANNELIDA

31 - *Serpulites sica* (Saltér, 1856)

MOLLUSCA

32 - *Nuculites pacatus* (Reed, 1908)

33 - *Nuculites sharpei* (Reed, 1908)

34 - *Nuculites clarkei* (Méndez Alzola, 1938)

35 - *Nuculites keideli* (Méndez Alzola, 1938)

36 - *Nuculites oblongatus* (Conrad, 1885)

37 - *Nuculites escamendii* (Méndez Alzola, 1938)

38 - *Nuculites capensis* (Reed, 1908)

39 - *Nuculites freitasi* (Méndez Alzola, 1938)

40 - *Nuculites* sp.

41 - *Phestia viator* (Reed, 1908)

continuação Tabela N° II-3 - MACROFÓSSEIS....

- 42 - *Janeia uruguayensis* (Méndez Alzola, 1938)
- 43 - *Janeia brasiliensis* (Clarke, 1913)
- 44 - *Janeia bokkeveldensis*(?) (Reed, 1908)
- 45 - *Modiomorpha austronica* (Clarke, 1913)
- 46 - *Modiomorphaminuta*(?) (Kozłowski, 1923)
- 47 - *Goniophora abbreviata* (Clarke, 1913)
- 48 - *Pleurodapis multicolor* (Clarke, 1913)
- 49 - *Leptodomella richi* (Clarke, 1913)
- 50 - *Grammysia rara*(?) (Kozłowski, 1923)
- 51 - *Pholadella*(?) *radiata* (Hall, 1876)
- 52 - *Palaeoneilo magnifica* (Clarke, 1913)

GASTROPODA

- 53 - *Plectonotus derbyi* (Clarke, 1913)
- 54 - *Bucanella laticarinata* (Knod, 1908)
- 55 - *Bucanella reissi*(?) (Clarke, 1913)
- 56 - *Platystoma* sp.
- 57 - *Tentaculites scrotalinus* (Salter, 1856)
- 58 - *Tentaculites bellulus* (Hall, 1876)
- 59 - *Tentaculites jaculus* (Clarke, 1913)
- 60 - *Tentaculites oseryi* (Clarke, 1913)
- 61 - *Tentaculites* sp.

ARTHROPODA

- 62 - *Burmeisteria herscheli* (Murchison, 1893)
- 63 - *Burmeisteria buqueti* (Méndez Alzola, 1938)
- 64 - *Digonus noticus* (Clarke, 1913)
- 65 - *Dipleura magna* (Méndez Alzola, 1938)
- 66 - *Dipleura spatulirostra* (Méndez Alzola, 1938)
- 67 - *Dipleura caorsii* (Méndez Alzola, 1938)
- 68 - "*Homalonotus*" sp. alfa (Méndez Alzola, 1938)
- 69 - "*Homalonotus*" sp. beta (Méndez Alzola, 1938)
- 70 - *Metacryphaeus australis* (Clarke, 1913)
- 71 - *Calmonia signifer* (Clarke, 1913)
- 72 - *Calmonia terraroceni* (Méndez Alzola, 1938)
- 73 - *Calmonia subcesiva* (Clarke, 1913)
- 74 - *Calmonia brevicaudata* (Méndez Alzola, 1938)
- 75 - *Pennaia pauliana* (Clarke, 1913)
- 76 - *Pennaia devincenzii* (Méndez Alzola, 1938)
- 77 - *Paracalmonia deformis* (Méndez Alzola, 1938)
- 78 - ? *Acastoides vemeuili* (d'Orbigny, 1842)
- 79 - ? *Acastoides cordobesa* (Méndez Alzola, 1938)

ECHINODERMATA

- 80 - *Encrinaster pontis* (Clarke, 1913)
- 81 - *Crinoideos*(? *Ctenocrinus* sp.)

Tabela N°II - 4- MICROFÓSSEIS DA FORMAÇÃO CORDOBÉS

Fonte: Da Silva (1984), Figueiras (1991) e Oliveira & Veroslavsky (1994)

PRASYNOPHYCEAE?

- 1 - *Tasmanites* aff. *lapajonensis* (Sommer, 1953)
- 2 - *Tasmanites* aff. *evelinoi* (Sommer, 1953)
- 3 - *Tasmanites* aff. *derbyi* (Sommer, 1953)
- 4 - *Tasmanites* aff. *hartii* (Sommer, 1953)

DINOPHYCEAE

- 5 - *Hystriosphæridium* cf. *longispinosum* (Eisenack, 1938)

ACRITARCA

- 6 - *Protoleiosphaeridium papillatum* (Staplin, 1961)
  - 7 - *Baltisphaeridium mechinoderm* (Stockmans & Williére, 1962)
  - 8 - *Baltisphaeridium simplex* var. *mullermelcheri* (Mart. Maach, 1968)
  - 9 - *Baltisphaeridium brevifurcatum* (Eisenack, 1954)
  - 10 - *Baltisphaeridium malum* (Cramer, 1964)
  - 11 - *Baltisphaeridium moluscum* (Mart. Mach., 1969)
  - 12 - *Baltisphaeridium guillermi* (Cramer, 1964) *menendezii* (Mart. Mach.)
  - 13 - *Lophosphaeridium parvum* (Stock & Will, 1963)
  - 14 - *Diexallophasis denticulata* (Stock & Will, 1963)
  - 15 - *Eisenackidium* cf. *duplex* (Cramer, 1964)
  - 16 - *Micrhystridium stellatum* (Defl., 1964)
  - 17 - *Visbysphaeract. erratica* (Eisenack, 1954)
  - 18 - *Estiastra uruguaia* (Pothe de Baldis, 1977)
  - 19 - *Evittia* cf. *thyrae* (Cramer, 1964)
  - 20 - *Veryhachimeuropaeum* (Stockmans & Williére, 1960)
  - 21 - *Veryhachim legrandi* (Stock & Will) *pentapoda* (Mart. Mach., 1968)
  - 22 - *Veryhachim trapezionarion* (Loebl, 1969)
  - 23 - *Veryhachim aff. trispiniflatum* (Cramer, 1964)
  - 24 - *Veryhachim trispinosum* (Eisenack, 1938)
  - 25 - *Veryhachim limaciforme* (Stockmans & Williére, 1962)
  - 26 - *Leiophus* sp.
  - 27 - *Cordobesia uruguayensis* (Mart. Mach., 1968)
  - 28 - *Cordobesia orientalis* (Pothe de Baldis, 1977)
  - 29 - *Polyedryx* cf. *asperum* (Cramer, 1967)
  - 30 - *Pterospemopsis pemambucensis* (Brito, 1967)
  - 31 - *Helios umbelliferum* (Pothe de Baldis, 1977)
  - 32 - *Triangulina alargada* (Cramer, 1964)
  - 33 - *Triangulina aspera* (Pothe de Baldis, 1977)
  - 34 - *Tunisphaeridium caudatum* (Deunff & Evitt, 1968)
  - 35 - *Tunisphaeridium* cf. *venosum* (Deunff & Evitt, 1968)
  - 36 - *Tetralet* sp.
- CHITINOZOA
- 37 - *Cyathochitina* sp. (Da Silva, 1984)
  - 38 - *Hoesphaeridium* sp. (Da Silva, 1984)
  - 39 - *Alpenachitina eisenacki* (Dunn & Miller, 1964)

É interessante ressaltar que a macrofauna devoniana do Uruguai apresenta uma alta porcentagem de espécies autóctonas (Lange & Petri, 1967), atingindo quase 25% de um total de quase oitenta espécies. Outras trinta e duas espécies são comuns à fauna presente no Estado do Paraná e nove espécies descritas no Uruguai (e não descritas no Paraná) aparecem nas Ilhas Malvinas, Bolívia e África do Sul (Lange & Petri, *op.cit.*).

Figueiras (1991) assinala que quatro espécies aparecem, também, nas bacias de Amazonas (Formação Maecurú) e Parnaíba (Formação Pimenteiras). Em relação à Argentina, existem vinte espécies comuns às formações da Precordilheira (Formação Talacasto) e áreas Subandinas de Salta e Jujuy, embora Petri & Lange (*op.cit.*) tenham sugerido que a afinidade faunística poderia aumentar se o conhecimento da fauna argentina fosse maior.

**Ambiente de deposição.** As condições de origem marinha da unidade são evidenciadas pelo próprio conteúdo fossilífero. As características litológicas, associadas à ocorrência de determinadas estruturas sedimentares, como a predominância de laminações plano-paralelas, muitas vezes incipientes, indicam condições dominantes de baixa energia no ambiente deposicional, com pouca ou nenhuma influência de ondas, prevalecendo o transporte de material fino, por suspensão, através de plataforma marinha rasa.

Os níveis de arenitos finos e siltitos que aparecem intercalados aos folhelhos, com registro claro em superfície e subsuperfície, denotam condições de transporte por tração ou saltação, sendo interpretados por Bossi & Navarro (1988) como associados a correntes de turbidez.

Sprechmann *et al.* (1993) afirmam que podem ser reconhecidas duas assembléias fossilíferas nesta unidade: a Comunidade de *Orbiculoidea baini* - *Australocoelia tourteloti* - *Lingulidae* div. spp., que definiria uma situação marinha rasa em intermaré, enquanto a Comunidade de *Australocoelia tourteloti* caracterizaria ambientes marinhos mais profundos (até 50 metros).

O clima reinante na época de deposição dessa unidade, e de um modo geral em todo o Grupo Durazno e seu contexto regional, é postulado como de águas frias, embora sem influência glacial (*vide* Capítulo VI). Em aparente contradição, delgados níveis calcários foram reconhecidos por Terra Arocena (1926), embora, lamentavelmente, não tenham sido preservados os testemunhos de sondagem correspondentes a esse intervalo (poços Isla González N° 102 e s/n).

**Idade.** Tradicionalmente, associada à presença de *Australocoelia tourteloti* e *Tyligmasoma alargadum* (= *Triangulina alargada*) confirmaria o posicionamento desta unidade no andar Emsiano (Da Silva, 1984; Figueiras, 1991). Neste trabalho, levando em conta os novos dados (*vide* Capítulo VI), a Formação Cordobés seria de idade neoeffeliana-eogivética na base e frasniana no topo.

**Relações de contato.** A passagem para a unidade superior do grupo, Formação La Paloma, é gradacional (Bossi, 1966), verificando-se discordância erosiva com a Formação San Gregorio (Eopermiano).

**Espessura da unidade.** A espessura máxima de 117 metros é encontrada no poço N° 186 (I.G.U.), localidade de La Paloma.

**Área-tipo.** A área tipo da unidade encontra-se na margem esquerda do Arroio Cordobés, divisa entre os Departamentos de Cerro Largo e Durazno, representada na figura N° V-1, ponto 28.

### 2.2.1.3 - Formação La Paloma

**Descrição litológica.** A Formação La Paloma é constituída por arenitos arroxeados a vermelhos, finos a médios, feldspáticos, muito micáceos (muscovítico), além

de siltitos arenosos, às vezes, argilosos. Em direção ao topo, a unidade passa para arenitos médios e grossos, com intercalações de níveis conglomeráticos.

**Estruturas sedimentares.** A estratificação (ou laminação) plano-paralela e laminação cruzada são as estruturas predominantes nos termos arenosos finos da base da formação, sendo que às vezes também apresenta níveis maciços. Nos termos arenosos grossos do topo apresenta estratificações cruzada acanalada e planar, e estratificação horizontal a subhorizontal plano-paralela.

**Conteúdo paleontológico.** Os fósseis contidos nessa unidade são escassos e muito pouco estudados. São referidos fragmentos de equinodermos *Encrinaster* (?) (Figueiras, 1987); *Tentaculites* e *Serpulites* (Bossi, 1966); *Dignomia leptota* (Méndez Alzola & Sprechmann, 1973a); *Nuculites* (Sprechmann *et al.*, 1993).

Os icnofósseis *Scalarituba*, *Thalassinoides* e *Asteriacites* são descritos por Sprechmann *et al.* (1993).

**Ambiente de deposição.** Segundo Preciozzi *et al.* (1985), as características litológicas e sedimentares sugerem inicialmente um ambiente litorâneo evoluindo para continental fluvial. Bossi & Navarro (1988) sugerem condições predominantemente litorâneas, enquanto no presente trabalho, a formação é caracterizada como representante de uma seção infra e intermaré, de planícies costeiras predominantemente arenosas, que passam na direção do topo, na sua porção superior, para sistemas continentais fluviais. Oliveira (em preparação), com base no conteúdo palinológico principalmente, confirma para o topo da formação condições de deposição sem nenhuma influência marinha.

**Idade.** A idade da formação é admitida aqui como sendo frasniana, tendo em vista as relações de contato com a Formação Cordobês (Eifeliano Superior - Frasniano).

**Relações de contato.** O contato apresenta uma passagem gradativa com a Formação Cordobés; com a Formação San Gregorio (Permiana) e Formação Arapey (Cretácea), sobrepostas, é discordante (Preciozzi *et al.*, 1985).

**Área-tipo.** A área de ocorrência desta formação é muito restrita, correspondendo a um conjunto de afloramentos situados imediatamente ao noroeste da localidade de La Paloma (figura N°V-1, ponto 27).

**Espessura.** A espessura máxima acusada, em subsuperfície, é de 55 metros no poço Rincón del Bonete, no entanto, em superfície não ultrapassa os 20 metros.

## CAPÍTULO III - O PALEOZÓICO INFERIOR E MÉDIO DA BACIA DO PARANÁ

### 1 - O PALEOZÓICO INFERIOR E MÉDIO NO CONTEXTO SUL-AMERICANO

Almeida *et al.* (1978) reconhecem na América do Sul três entidades geotectônicas de primeira ordem: a) a Plataforma Sul-americana; b) a Plataforma Patagônica; e c) a faixa de dobramentos representada pela cordilheira dos Andes (figura N°III-1).

Cada uma delas caracteriza-se por uma origem, idade e evolução estrutural próprias.

A sedimentação no continente Sul-americano, de forma geral, pode ser analisada em relação ao contexto tectônico onde foi processada, tanto no interior como na margem da plataforma.

Essa subdivisão é aqui adotada com o propósito do entendimento global da evolução da Plataforma. Porém, resulta também de fundamental importância a compreensão e integração dos principais acontecimentos geotectônicos ocorridos na margem da placa, os quais também são sucintamente abordados. Só assim, será possível vislumbrar e correlacionar esses eventos maiores com as respostas tectono-sedimentares processadas no interior do cráton.

É preciso lembrar, também, que durante todo o Paleozóico, a placa Sul-americana encontrava-se unida à placa Africana, conformando uma única unidade geotectônica, o Continente Godwânico.

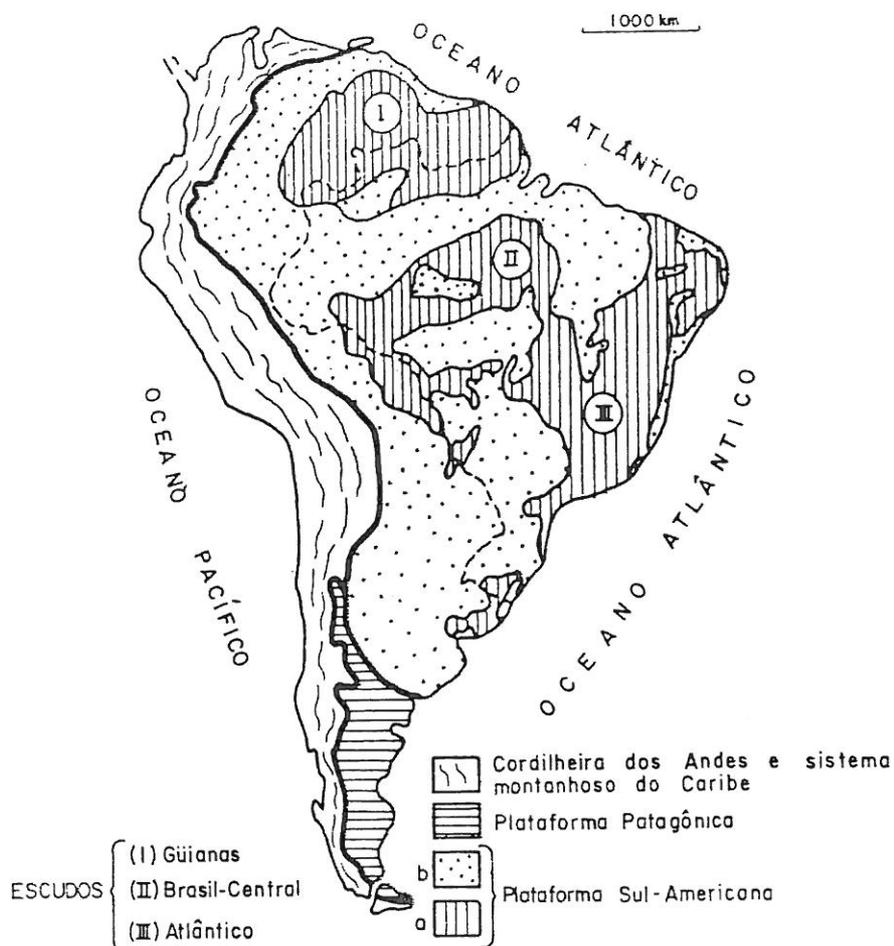


Figura N°III-1. Divisão tectônica da América do Sul. A plataforma Sul-americana é composta por um embasamento pré-cambriano exposto (a) em três grandes crátons, separados entre si por coberturas fanerozóicas (b) (fonte: Almeida *et al.*, 1978).

### 1.1 - A Plataforma Sul-americana

A sedimentação eopaleozóica é a resposta do Cráton Brasileiro às movimentações do final do Ciclo Brasileiro, reativação tectônica da Plataforma ocorrida entre 1000 e 450 Ma (Fúlvaro *et al.*, 1982), atingindo principalmente o Escudo Atlântico.

O Escudo Atlântico, onde encontram-se implantadas as grandes bacias cratônicas sul-americanas, representa o embasamento aflorante da Plataforma. Apresenta uma estruturação e evolução complexas, sendo composto por terrenos arqueanos, unidades eoproterozóicas e neoproterozóicas. Parte deste conjunto foi parcialmente remobilizado durante o Ciclo Brasileiro.

O magmatismo granítico pós-tectônico a anorogênico registrado na passagem Neoproterozóico-Fanerozóico no interior do cráton, mostra que, até o Ordoviciano, a área apresentava ainda uma atividade tectônica importante, o que provocou o início da instalação das grandes sinéclises somente a partir do Siluriano (Basei & Brito Neves, 1992), como já havia sido sugerido por Almeida (1969).

Segundo Almeida (*op. cit.*), dos três estádios tectônicos desta plataforma no Fanerozóico - **transição, estabilização e reativação** - o primeiro desenvolveu-se no Cambro-Ordoviciano, incluindo os processos pós-geossinclinais do Ciclo Brasileiro. O segundo estágio iniciou-se no Siluriano e estendeu-se até o Cretáceo, quando se deu a reativação causada pela ruptura da Pangea.

O **estádio da transição** é caracterizado pela atenuação dos dobramentos do Ciclo Brasileiro e o predomínio dos falhamentos causadores das bacias intermontanas e magmatismo associado, que acompanham o soergimento destas cadeias de montanhas. A sedimentação de tipo vulcano-sedimentar localiza-se nas faixas de dobramentos geradas neste ciclo (Fúlfaro *et al.*, 1992). Segundo esses autores, a sedimentação nestas bacias é de caráter predominantemente molássico, e compreende arcósios, conglomerados polimícticos, com clastos das rochas fontes vizinhas e sedimentos líticos, refletindo as condições da tectônica ativa penecontemporânea. São esses sedimentos os que aparecem associados às rochas vulcânicas e intrusões de plutons graníticos que lhe asseguram idade cambro-ordoviciano. É precisamente o aparecimento dessas seqüências vulcano-sedimentares que reflete, segundo Almeida (1969), o tempo de consolidação da área dos geossinclíneos brasileiros, precedentes ao

estabelecimento da plataforma. Fragoso César *et al.* (1987) sugerem essa gênese para os sedimentos do Grupo Camaquã, da Formação Camarinha, e da Formação Pouso Alegre, no Brasil, e da Formação Barriga Negra, no Uruguai.

Na região ocidental do cráton nessa época instalam-se aulacógenos ou calhas riftes, onde sedimentação clástica continental associa-se a depósitos de ingressões marinhas alimentadas pelo oceano proto-Pacífico, como na Bacia de Solimões e, possivelmente, nas do Alto de Tapajós, Parecis, e bordas oeste e noroeste da Bacia do Paraná (Fúlfaro *et al.*, 1992).

A sedimentação ordóvicio-siluriana ocorre em diferente contexto tectônico, correspondendo ao **estádio de estabilização** da plataforma, onde a calma tectônica é demonstrada pela discordância angular que separa estas unidades do evento precedente. A sedimentação no interior do cráton ocupou áreas geográficas mais amplas, mas ainda com um rígido controle estrutural do embasamento. As bacias foram preenchidas por sedimentos continentais e marinhos e tinham conexão com as bacias marinhas da faixa andina. Portanto, as unidades geotectônicas principais nessa época compreendem as bacias sedimentares e o desenvolvimento de arcos cratônicos (Fúlfaro *et al.*, 1992).

A figura N°III-2 mostra as principais faixas de dobramentos do Ciclo Brasileiro portadoras de unidades eopaleozóicas, além da distribuição dos crátons e unidades fanerozóicas, todas elas constituintes da Plataforma Sul-americana.

## 1.2 - A margem oeste da Plataforma

Recentes trabalhos assinalam que, desde o Proterozóico superior até o Paleozóico médio, a evolução tectônica da faixa orogênica e as bacias sedimentares desenvolvidas na margem oeste do Gondwana, são produto de múltiplos processos colisionais continente-continente (Dalla Salda *et al.*, 1992).

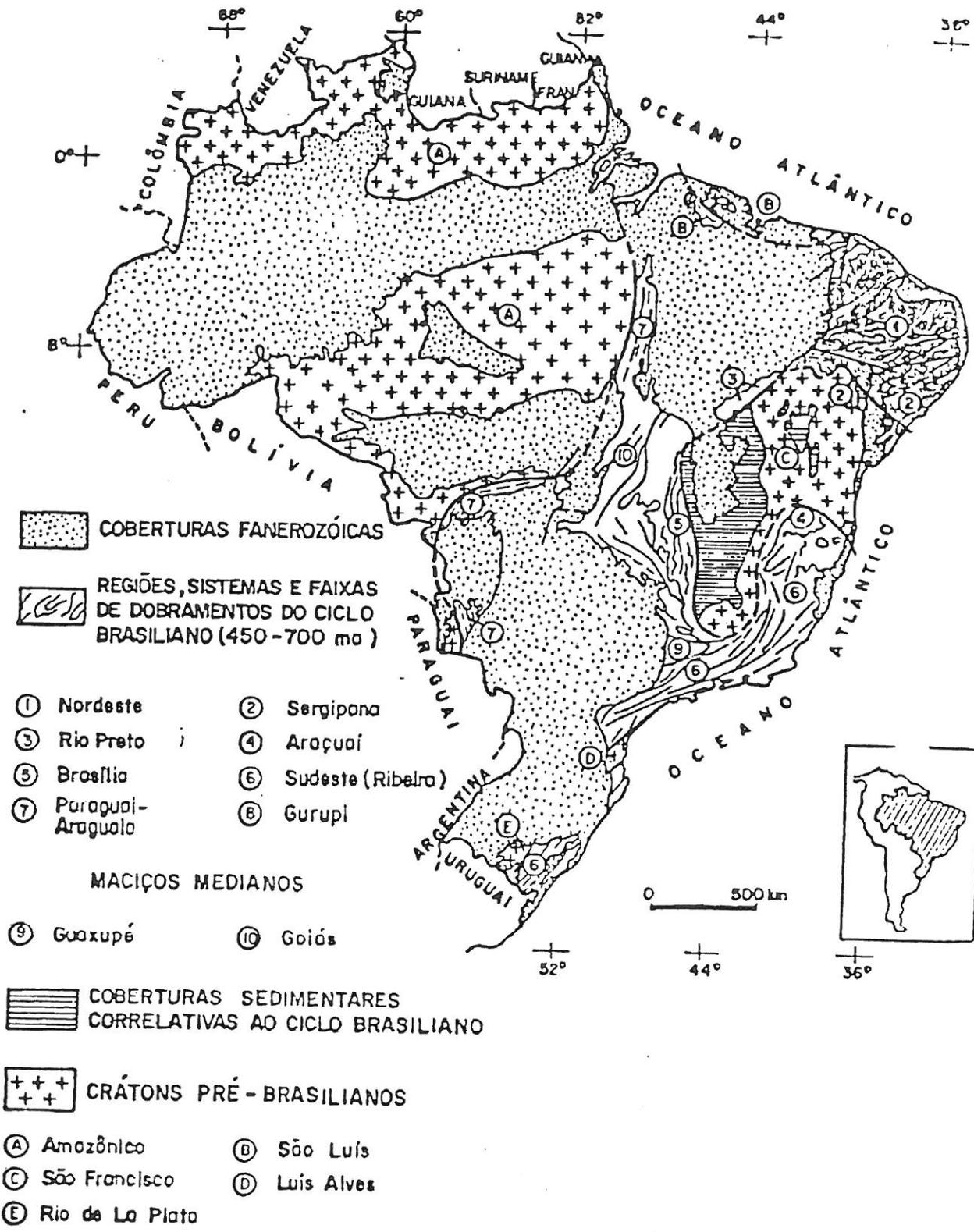


Figura N°III-2. Faixas de dobramentos do Ciclo Brasileiro, portadoras de unidades eopaleozóicas (fonte: Schobbenhauser *et al.*, 1984)

Portanto, nessa região, registra-se um conjunto de eventos geológicos complexos, muitas vezes não totalmente esclarecidos, associados a processos de convergência de placas, estruturas compressivas e colisões. Os processos de aglutinação continental teriam ocorrido até o Neodevoniano - Eocarbonífero, época em que a maior parte do Gondwana já estava constituído. Talvez a única exceção fosse o continente Patagônico, que achava-se em um processo de convergência desde o Eopaleozóico até colidir no final do Permiano (Ramos, 1988), ou talvez, Eotriássico.

A evolução tectôno-sedimentar da **margem oeste da plataforma sul-americana** pode ser analisada pela caracterização de três grandes zonas, que apresentam algumas diferenças na sua evolução.

A **primeira zona** estende-se ao norte do paralelo 5° de latitude sul (Equador, Venezuela e Colômbia), onde a sedimentação ter-se-ia desenvolvido em condições de relativa estabilidade tectônica, em uma plataforma-talude essencialmente clástica e flanqueada a leste pelos crátons da Guyana e Guaporé. São reconhecidos sedimentos marinhos, de idade cambro-ordoviciano, na Bacia de Orinoco (Venezuela), como também, nas bacias dos Llanos e Amazônia colombiana (Aceñolaza, 1992). Além disso, nessa zona não tem sido reconhecida a orogênese eoherciniana (Saghan, 1975).

A **segunda zona**, aproximadamente até o paralelo 27° de latitude sul, abrange os territórios de Peru, Bolívia, e as regiões norte do Chile e Argentina. Durante o Paleozóico, a margem oeste da Plataforma limitava com o oceano proto-Pacífico, caracterizando uma margem predominantemente convergente (Gohrbandt, 1992).

López Paulsen (1993) considera a possibilidade da atuação, nesta região, de uma tectônica distensiva durante o Ciclo Brasileiro, responsável pela abertura de uma junção triplíce. Esta junção situar-se-ia aproximadamente na região de Sucre (Bolívia), onde os três braços estender-se-iam: na direção noroeste (Peru); na direção leste (Brasil); e, por último, na direção sul (Argentina). Ficariam assim definidos os limites de três placas: a

placa de Guaporé, a placa de Arequipa, e a placa Chaco-Pampeana. Neste contexto desenvolveram-se as bacias eocambrianas como, por exemplo, a Bacia de Puncoviscana (sul boliviano-norte argentino) preenchida por sedimentos de tipo "flysch".

Porém, Dalla Salda & Dalziel (1993) sugerem que essa bacia deveria ser associada ao evento distensivo, que culminou com a separação da Laurentia da placa Sul-americana no Mesocambriano. Esse episódio evoluiu para uma extensão litosférica maior, gerando a parte sul do oceano Iapetus. Neste contexto, a leste de Laurentia, desenvolveram-se extensas plataformas carbonáticas enquanto o oeste da placa Sul-americana comportou-se como margem ativa, com instalação dos arcos magmáticos das Sierras Pampeanas. Posteriormente, são referidos outros dois eventos colisionais entre a placa Sul-americana e a Laurentia, propostas como a causa e a origem comum dos orógenos Apalachiano e de Famatina (Dalla Salda & Dalziel, 1993).

O clímax colisional teria acontecido no Ordoviciano, entre os 460 e 480 Ma (Dalla Salda *et al.*, 1992).

Portanto, a **sedimentação ordoviciano** desenvolveu-se na direção noroeste, condicionada à existência de uma zona de fraqueza crustal, gerando uma extensa bacia preenchida por sedimentos marinhos (predominantemente), e interconectada com as bacias marinhas marginais do proto-oceano Pacífico, através do norte do Peru e Equador. Essas rochas, a maioria aflorantes na Cordilheira Oriental boliviana (com continuidade na Argentina e no Peru), constituem as melhores exposições do Ordoviciano sul-americano, chegando a atingir 12.000 metros de espessura (Aceñolaza, 1992).

Existem pelo menos dois outros modelos para explicar a origem desta bacia. De um lado, alguns autores como Damm *et al.* (1984) e Gohrbandt (1992), entre outros, consideram a possibilidade de migração na direção oeste do Maciço de Arequipa, gerando um forte processo de adelgaçamento crustal responsável pela presença, em ambos os flancos, de cinturões eruptivos com aporte de material astenosférico (rochas calco-alcalinas). Portanto, esses autores sugerem um processo de tipo rifte na geração desta bacia, que separou o Maciço de Arequipa da Plataforma (ou placa) Sul-americana.

Posteriormente, eventos compressivos, já no Ordoviciano-Siluriano, provocaram o soerguimento desta faixa (proto-Puna).

Por outro lado, os trabalhos de Coira *et al.* (1982) e Ramos (1988), entre outros, propõem que a sedimentação teria acontecido durante um processo de convergência das placas de Arequipa (e a sua continuação austral Antofalla) e a placa Sul-americana, relacionadas a um processo de subducção simples de microplaca-continente (algumas outras variantes são apresentadas), à qual associam-se as plutônicas calco-alcálicas. A colisão entre essas duas placas teria ocorrido no Ordoviciano-Siluriano, o que provocou o soerguimento da proto-Puna.

A partir do soerguimento da proto-Puna (mais proto-Cordilheira), a sedimentação siluro-devoniana processou-se a leste e oeste desse acidente fisiográfico. Este evento seria o principal responsável pelo deslocamento das bacias siluro-devonianas na direção leste, em uma bacia do tipo antepaís (Ramos, 1988), estendendo o domínio marinho sobre o cráton em áreas antes não atingidas (figura N°III-3). A sedimentação siluro-devoniana nesta zona ter-se-ia acumulado em condições de relativa calma tectônica, o que segundo Gohrbandt (1992) obedeceu à transformação para uma margem divergente entre a placa Sul-americana e o proto-oceano Pacífico.

Na região mais ao sul, aproximadamente entre os paralelos 27° e 35° de latitude sul, outro importante processo de convergência de placas registrar-se-ia durante o Devoniano, culminando na colisão entre a placa de Chilenia e o terreno Pampeano, no Mesoneodevoniano (Ramos *et al.*, 1986). Segundo esse autor, tal evento colisional seria o principal responsável pela discordância regional eoherciniana nas bacias do Gondwana Ocidental, enquanto López-Gamundi & Rosello (1993) associam esta discordância à convergência e colisão da placa Arequipa.

Nas outras bacias da plataforma Sul-americana, esse episódio foi minimizado ou está ausente, seguindo-se ao Devoniano a sedimentação eocarbonífera sem processarem-se quebras maiores na sedimentação, por exemplo, na Bacia do Amazonas.

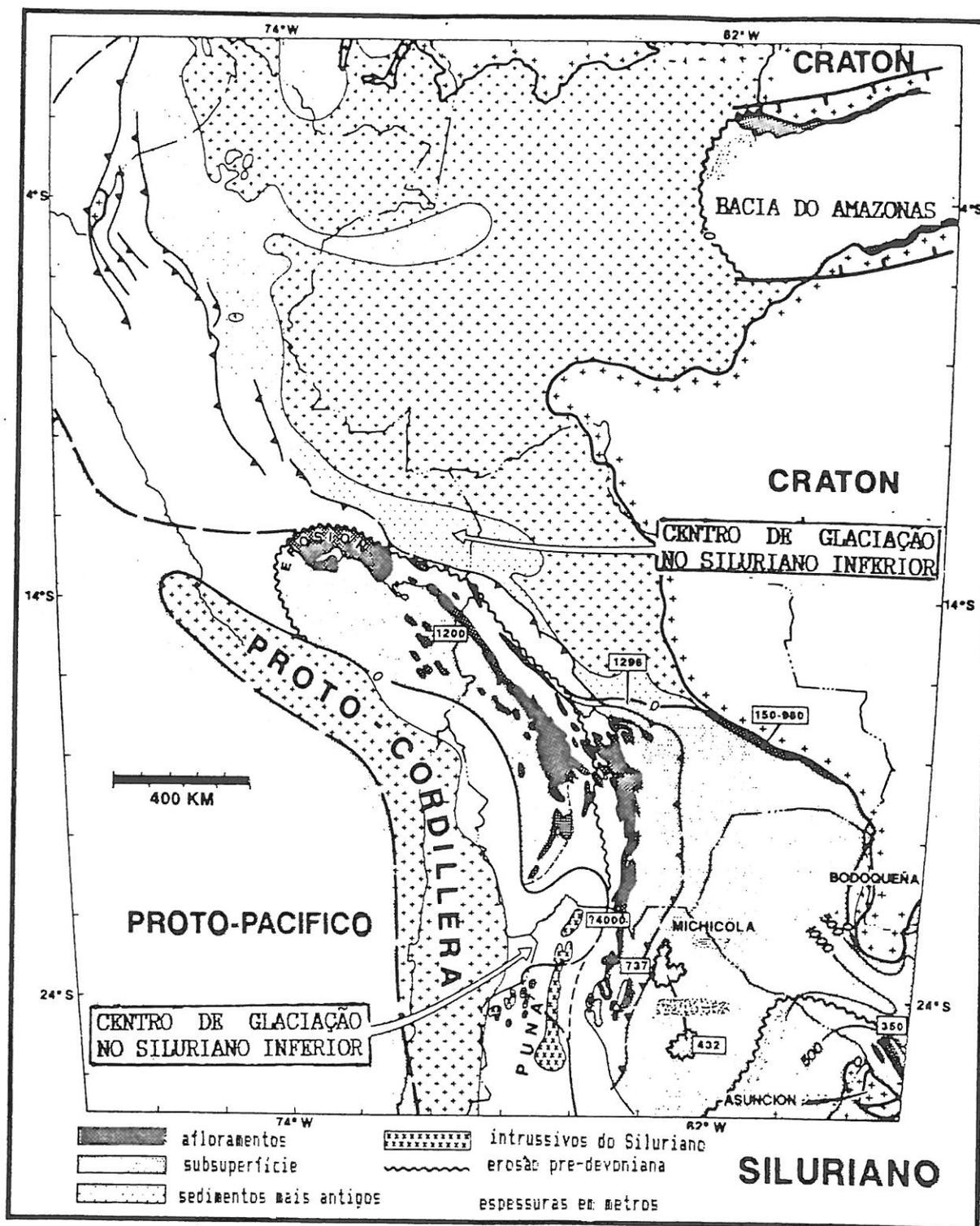


Figura N°III-3. Situação tectono-sedimentar da margem oeste da plataforma Sul-americana, entre os paralelos 4° e 27° de latitude sul, durante o Siluriano (fonte: Gohrbandt, 1992)

Finalmente, na **terceira zona**, a partir do paralelo 38° de latitude sul, fica aberta a possibilidade da Patagônia tivesse constituído um continente alóctono, aglutinado à placa Gondwânica no Neopermiano (Ramos, 1988). Na realidade, Keidel (1925) observando as grandes diferenças litológicas e estruturais da Patagônia, quando comparadas ao resto dos terrenos sul-americanos, sugeriu que essa região teria permanecido separada durante grande parte de sua evolução geológica. Ramos (1984) analisou distintas situações geotectônicas tendentes a explicar uma origem alóctono do continente Patagônico. Esse autor considera como hipótese mais provável aquela em que a convergência das placas teria-se processado de forma que a Patagônia constituía uma margem ativa enquanto o Gondwana uma margem continental passiva. Portanto, o modelo considera que a crosta oceânica foi subductada sob o continente Patagônico. Algumas das principais evidências que sustentam esta idéia são: o reconhecimento de um arco magmático paleozóico, de direção NW-SE, composto por granitoides mesoeodevonianos até eocarboníferos; uma faixa de granitoides pós-colisionais (permianos principalmente) desenvolvida paralela ao arco magmático; a presença de uma bacia de ante-arco representada pela acumulação da Formação Sierra Grande (Eodevoniano); e um prisma sedimentário do tipo miogeoclinal de margem passiva, representado pelas seqüências paleozóicas da Sierra de la Ventana (incluindo faixas dobradas e a geração de uma bacia de antefosa). No entanto, ainda não foram achadas rochas ofiolíticas que possam definir a antiga zona de sutura entre ambas placas.

Em síntese, a possibilidade da Patagônia ter-se constituído um continente alóctono, pelo menos durante o Paleozóico, conta com fortes evidências. Se for assim, esse fato resulta de grande importância no entendimento da evolução paleogeográfica da margem austral do Gondwana, como exemplo, facilitando as ligações marinhas pelo sul com as bacias cratônicas, e inclusive, com a própria Bacia do Paraná.

## 2 - A BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná abrange em sentido amplo uma área de aproximadamente 1.600.000 km<sup>2</sup> (figura N°1-1); estendendo-se pelo Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. A extensão original desta bacia, hoje parcialmente erosionada e mutilada, era certamente maior, estando ligada em certos períodos de sua evolução com outras bacias gondwânicas.

Trata-se de uma bacia cratônica (Fúlfaro *et al.*, 1982), e, conforme foi sugerido por Zalán *et al.* (1990), pode ser considerada o produto final da superposição no tempo de três diferentes bacias cujas geometrias e limites variaram consideravelmente de uma bacia para outra.

Fúlfaro *et al.* (1982); Cordani *et al.* (1984); Basei & Brito Neves (1992); Fúlfaro *et al.* (1992); Milani *et al.* (no prelo), entre outros, ressaltam a importância da herança tectônica dos "trends" estruturais do embasamento no controle da disposição dos principais depocentros da Bacia do Paraná.

### 2.1 - Gênese

O embasamento da Bacia do Paraná é constituído por uma série de blocos que foram soldados no processo colisional brasileiro, onde faixas metamórficas com elevada deformação, embutidas entre faixas crustais intensamente envolvidas em processos magmáticos e margens cratônicas preservadas de fenômenos termiais, marcam estas zonas de sutura (Soares, 1991).

A influência de zonas de fraquezas crustais, no desenvolvimento dos processos

e feições geológicas, é reconhecida na literatura geológica desde longa data como, por exemplo, na formação de bacias por movimentações ao longo de descontinuidades pré-existentes no embasamento. Nesta linha de raciocínio é que vários autores coincidem ao apontar que as grandes bacias cratônicas paleozóicas, implantadas no interior do Cráton Brasileiro (Amazonas, Parnaíba e Paraná), têm uma clara relação com a compartimentação do embasamento em grandes blocos crustais.

Diversos autores definiram certas relações entre a Bacia do Paraná e seu embasamento como, por exemplo: a geometria (Almeida, 1980); lineamentos e falhamentos (Fúlfaro *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1990); depocentros (Gama Jr. *et al.*, 1982); faixas morfoestruturais, magnéticas e estruturação sinsedimentar (Soares *et al.*, 1982) e províncias geocronológicas (Cordani *et al.*, 1984). O trabalho de Hasui *et al.* (1989), restrito ao Estado de São Paulo, revelou notáveis relações de fácies e isópacas com os principais blocos crustais.

Em relação ao arcabouço estrutural da bacia, que resulta principalmente da integração dos dados dos trabalhos mencionados anteriormente, algumas importantes questões continuam sem uma resolução definitiva. Uma delas é a continuidade para o sul da Faixa Paraguai-Araguaia sob a bacia. Nesse sentido, pelo menos, duas alternativas são oferecidas na bibliografia. A primeira, apontada por Soares (1988), postula a ligação desta faixa com a Faixa Pampeana Ocidental (sob o Chaco Boreal), o que implicaria que o bloco Paraná tivesse continuidade com o cráton do Rio de la Plata. Na segunda alternativa, proposta por Ramos (1988), liga a Faixa Paraguai-Araguaia com o cinturão Dom Feliciano, no Uruguai (sob a Bacia do Paraná).

Outras questões poderiam ser apontadas, mas importa ressaltar que a definição da posição geográfica destas descontinuidades litosféricas, que atingem o embasamento da bacia, tem grande importância para uma melhor compreensão da sua evolução tectono-sedimentar.

A gênese da bacia também é motivo de controvérsias. Fúlfaro *et al.* (1982) foram uns dos primeiros a sugerir uma origem associada a um rifteamento inicial, após o fechamento do ciclo Brasileiro, caracterizando amplas calhas do tipo aulacogênico com direções preferenciais NW, herdadas do eopaleozóico, e que teriam controlado fortemente a sedimentação siluro-devoniana. Posteriormente, Cordani *et al.* (1984), em um estudo detalhado do embasamento da Bacia do Paraná, sugeriram também a existência de um rifte central associado ao desenvolvimento inicial da bacia. No decorrer de sua evolução, a movimentação flexural (vertical) da bacia, seria o resultado do reajuste isostático da litosfera, substituindo material denso da base da crosta por sedimentos na superfície (Fúlfaro *et al.*, 1982).

No entanto, vários pesquisadores questionam a idéia de uma origem rifte (*vide* Zalán *et al.*, 1987, 1990). Recentemente, Milani *et al.* (no prelo) sugeriram a existência de um forte controle estrutural, do tipo rifte, que explicaria as anomalias gravimétricas registradas no centro da bacia. Este rifte, ou conjunto de riftes, com uma direção NE, teria controlado a sedimentação ordovício-siluriana.

Fúlfaro (no prelo) apresenta, no território paraguaio, novas evidências sobre a existência de estruturas aulacogênicas de direção NW, limitadas entre os altos do Apá (ao norte) e do Caapucú (ao sul), e que, segundo Milani<sup>1</sup>, encontrariam continuidade em território boliviano, através do Graben de Chiquitos, também de direção NW, e preenchido igualmente com sedimentos ordovicianos.

Na Bacia Chaco-Paraná, em território argentino, Pezzi & Mozetic (1989) constataram a presença de uma bacia de tipo rifte, estreita e assimétrica, de direção NE, com possível continuidade no território paraguaio. Nesta bacia a sedimentação cambro?-ordoviciano ultrapassa os 5000 metros.

---

<sup>1</sup> Palestra "Gênese e evolução da Bacia do Paraná" ministrada no IGCE - UNESP (Rio Claro) em 1993.

No Uruguai, o sistema Sierra de Animas, de idade cambro-ordoviciano, é composto predominantemente por rochas provenientes de um magmatismo intermediário (sienitos e microssienitos), embora apresente termos basálticos e vulcano-clásticos. Uma origem rifte, desenvolvido na direção norte-sul, é sugerida para essa bacia (Bossi & Campal, 1992; Oyhançabal *et al.*, 1993). Recentemente, Oyhançabal *et al.* (*op.cit.*) sugeriram que a Formação Barriga Negra (sedimentos molássicos) estaria ligada a esse rifte.

Embora ainda seja necessário aprofundar os conhecimentos sobre a origem da Bacia do Paraná, as últimas evidências parecem reforçar um início de tipo rifte, associado a um momento de distensão crustal, com registros generalizados em várias áreas da Plataforma Sul-americana, posterior ao encerramento do Ciclo Brasileiro. Por outro lado, ainda não é possível definir, com certeza, quais têm sido as direções estruturais que cumpriram o papel mais relevante no controle da sedimentação eopaleozóica, já que tanto as NW como as NE têm evidências fortes em várias regiões.

## **2.2 - Sedimentação**

A seguir expõe-se uma síntese das principais características geológicas das rochas eopaleozóicas e devonianas da Bacia do Paraná. Na figura N° III-4 é apresentada a coluna litoestratigráfica nos territórios do Brasil, Paraguai e Uruguai.

### **2.2.1 - Seqüência Eopaleozóica (Ordoviciano-Siluriano)**

Tradicionalmente, as rochas ordovício-silurianas na Bacia do Paraná foram reconhecidas na região ocidental, no território paraguaio. É ali que as rochas ultrapassam

os 1000 metros de espessura em seu cinturão de afloramento, no flanco oriental do Arco de Assunção. São classificadas, litoestratigraficamente, dentro de duas grandes unidades: o Grupo Caacupé e o Grupo Itacurubí (Harrington, 1950). O conteúdo fossilífero (uma abundante fauna de trilobitas, graptolitos, moluscos e traços fósseis) permite posicioná-los no Ordoviciano Superior até o Siluriano Inferior, por conter, entre outros, *Climacograptus innotatus brasiliensis* (Wolfart, 1961).

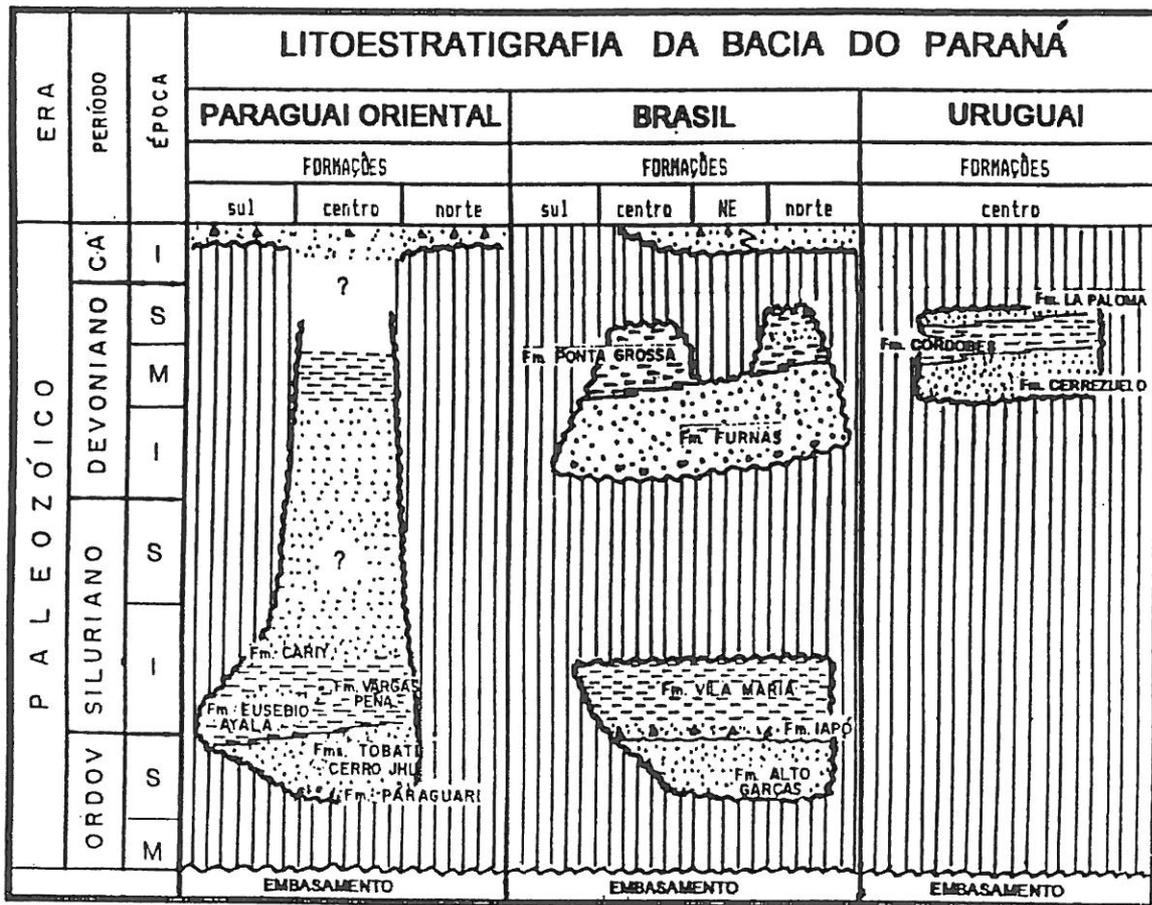


Figura N° III-4 Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná no Paleozóico Inferior e Médio (Brasil, Paraguai e Uruguai) (Fonte: Fúlfaro, no prelo; Veroslavsky, no presente trabalho)

Os níveis basais do Grupo Caacupé, que repousam diretamente sobre unidades do Proterozóico, são representados por espessos pacotes de conglomerados e arenitos

conglomeráticos (aproximadamente 800 metros) denominados Formação Pirebebuy (Aceñolaza, 1992), ou Formação Paraguari do Mapa Geológico do Paraguai (1:1.000.000). No topo do Grupo Caacupé predominam arenitos arcoseanos e arenitos finos do tipo sacaróide (Arenito Tobati), sem registro fóssil, a exceção de estruturas de *skolithos* (Weins, 1993). Sua datação é ainda incerta (Aceñolaza, 1992; Melo, 1993), encontrando-se limitada no tempo pela idade das unidades suprajacentes, portadoras de fósseis marinhos de idade llandoveryana.

O Grupo Itacurubí é composto, da base ao topo, pelas formações Eusebio Ayala (arenitos finos e pelitos), Vargas Peña (folhelhos e argilas escuras) e Cariy (arenitos finos, micáceos, com intercalações de folhelhos). Todas as unidades mencionadas contêm microfósseis eossilurianos, sendo que os folhelhos da Formação Vargas Peña apresentam concentração e diversidade maiores, além de incluir todos os microfósseis silurianos conhecidos no Paraguai Oriental (Melo, *op.cit.*). Baseado na descoberta de *skolithos*, Ciguel *et al.* (1987) propuseram uma sedimentação em águas rasas, intermaré. O início da transgressão é representado pelos pelitos suprajacentes da Formação Vargas Peña posicionada no Llandoveryano Inferior-Médio (Wood & Miller, 1991; Gray *et al.*, 1993), idade também aceita para a Formação Cariy (Benedetto *et al.*, 1992).

Na região oriental da Bacia do Paraná, sedimentos pré-Furnas já haviam sido registrados no Estado de Paraná por Maack (1947), e caracterizados por um pacote de diamictitos que denominou de Formação Iapó. Porém, até meados da década de 80, a Formação Furnas era considerada como a unidade basal da bacia em território brasileiro.

Faria & Reis Neto (1978) e Faria (1982) definiram um pacote pelítico siluriano de origem marinha (Formação Vila Maria), dando início a mudanças na interpretação da evolução sedimentar no Eopaleozóico da bacia.

Zalán *et al.* (1987), baseados em correlações de perfis litológicos e geofísicos,

propuseram a subdivisão da Formação Furnas em três unidades litoestratigráficas, da base ao topo: Formação Rio Ivaí (areno-conglomerática), Formação Vila Maria (areno-siltosa) e Formação Furnas (arenosa), admitindo uma passagem gradual entre as formações Vila Maria e Furnas, e uma passagem discordante entre as formações Furnas e Ponta Grossa. Desta forma, propuseram uma divisão tripartite do Siluriano na Bacia do Paraná.

Assine & Soares (1989) e Assine *et al.* (no prelo), a partir da análise seqüencial em registros de perfis de raios gama e potencial espontâneo dos poços perfurados na bacia, e usando como critério de correlação os registros glaciais como marcos estratigráficos (Formação Iapó), definiram uma seqüência basal, ordovício-siluriana. Esta seqüência é materializada pelas formações Alto Garças (Assine *et al.*, *op. cit.*), Iapó e Vila Maria. A Formação Alto Garças seria o equivalente, na região ocidental, em subsuperfície, ao Grupo Caacupé (Paraguai), admitido como de idade neo-ordoviciano (Caradociano - Ashgilliano).

O topo da seqüência é marcado pelo horizonte fossilífero Vila Maria (Brasil) e Vargas Peña (Paraguai) do Llandoveryano (Eossiluriano).

Fúlfaro *et al.* (1992) apontaram que a seqüência eopaleozóica é composta pelas formações Rio Ivaí, Vila Maria e parcialmente, Furnas. Em relação à Formação Iapó (conglomerados polimícticos de 10 metros de espessura), esses autores assinalam que esta é tida como discordante sobre as rochas do Grupo Castro (425 Ma) e recoberta pela Formação Furnas, sendo portanto admitida como de idade siluriana.

No estabelecimento do limite superior desta seqüência, existem também algumas diferenças. Zalán *et al.* (1990) colocam o limite da seqüência no contato Furnas-Ponta Grossa. Assine *et al.* (no prelo) colocam a discordância entre os Folhelhos Vila Maria/Vargas Peña e os Arenitos Furnas. Fúlfaro & Perinotto (1993), a partir de dados de superfície e subsuperfície na região ocidental da bacia (Chaco Oriental e Chaco Paraguai),

reconhecem que aparentemente existe uma passagem gradativa, sem quebras na sedimentação, entre o Siluriano e o Devoniano, mais a ocidente.

Na região do Chaco-Paraná (Argentina) é reconhecida a existência de sedimentos cambro (?) - ordovicianos, que em geral correspondem a sedimentos clásticos, pelíficos e de provável origem marinha (Russo *et al.*, 1979). Recentemente, foi descoberta uma nova bacia, desenvolvida nas províncias de Chaco e Formosa, denominada Bacia de Las Breñas. Apresenta, através de informação sísmica, uma geometria alongada em direção NE, sendo coberta em discordância por sedimentos siluro-devonianos (Pezzi & Mozetic, 1989).

### 2.2.2 - Seqüência Devoniana

Fúlfaro *et al.* (1982) já apontavam para a Bacia do Paraná, no Siluriano, um desenvolvimento de tipo marginal, inclinando-se para o oeste, com um oceano nessa direção como nível de base. Segundo Zalán *et al.* (1987), na passagem siluriano-devoniano, ocorreram mudanças nas condições da margem oeste, de margem continental passiva para margem ativa ou compressional. Talvez, conforme foi antes mencionado, já para o Siluriano, as condições de margem passiva devam ser pelo menos relativizadas na região das Sierras Pampeanas, já que o processo de aglutinação dos terrenos ocidentais à placa gondwânica mostra registros desde o Ordoviciano até ao Neodevoniano (Ramos & Palma, 1991). Esses autores sugerem que a sutura entre os distintos blocos acrecionados ao Gondwana sucederam-se progressivamente do norte para sul (*vide* Capítulo VI).

Neste contexto tectônico regional, a ingressão devoniana teria ocorrido de oeste para noroeste, afogando a sedimentação continental a transicional-marinha, cujas fontes de suprimento encontrar-se-iam a leste (Fúlfaro *et al.*, 1982). Conclusões similares do

caminho da ingressão marinha, no interior da Bacia do Paraná (via oés-noroeste para leste), foram expostas através do estudo da fauna e correntes oceânicas (Baldis & Gonzalez, 1981; Isaacson, 1981).

No território paraguaio, Fúlfaro (no prelo) assinala que a recente descoberta de sedimentos devonianos (poços Assunção 1 e Assunção 2), preservados em uma estrutura de blocos abatidos, denominada Bajo de San Pedro, permite estabelecer a antiga conexão da bacia com o proto-oceano Pacífico. Esses sedimentos devonianos, segundo o autor, correlacionáveis com as formações Furnas e Ponta Grossa, permitem ligar os depósitos devonianos do Peru e da Bolívia, através do Paraguai, até os equivalentes no setor brasileiro da Bacia do Paraná.

Por outro lado, vale destacar que, segundo Palacios (1991), na Formação Lampa (sul do Peru), foram achados tanto fósseis pertencentes à fauna devoniana da Província Malvinocáfrica (*Australocoelia tourteloti*, *Actinopteria eschwegei*, *Scaphiocoelia sp.*, entre outras), como também formas da fauna do Hemisfério Norte (*Acropsirifer cf. atlanticus*, *Atrypa sp.*, *Cuplarostrium cf. mariscostata*).

Isso sugere para esta região, a conexão direta entre as águas do norte (Apalachiana) e do sul (Malvinocáfrica).

Além disso, Fúlfaro (no prelo) assinala que, aparentemente no Paraguai não existiriam quebras na sedimentação entre o Siluriano e o Devoniano. Assim, a coluna estratigráfica no Paraguai guardaria mais semelhanças com as registradas na região oriental da Bolívia e do Peru, e também, no Chaco-Paraná (Argentina).

Outra consideração a ser feita em relação à Bacia do Paraná (setor brasileiro) vem de Fúlfaro & Perinotto (1993). Eles sugerem que a bacia poderia ser, na realidade, composta por duas bacias autônomas e isoladas, separadas pelo Alto de Três Lagoas,

podendo ter ficado interconectadas somente no máximo da transgressão. Segundo esses autores, as diferenças litológicas e das assembléias fossilíferas, presentes nos sedimentos nestas duas bordas, sustentam essa hipótese.

A seqüência devoniana, no setor brasileiro da bacia, corresponde à denominada Seqüência Gama (Soares *et al.*, 1974) e representa um ciclo transgressivo-regressivo materializado pelo Grupo Paraná, com uma espessura máxima de 752 metros no poço 2-CS-1-PR. O Grupo Paraná insere-se integralmente na Série Campos Gerais (Gama Jr. *et al.*, 1982) com suas duas formações, Furnas e Ponta Grossa, mostrando uma distribuição vertical variável ao longo da bacia. Os sedimentos devonianos distribuem-se tanto na borda leste da bacia, abrangendo os estados do Paraná e São Paulo, como na borda noroeste, compreendendo os estados de Mato Grosso, Goiás e Mato Grosso do Sul.

As principais características das unidades litoestratigráficas desta seqüência são:

**Formação Furnas:** é caracterizada por arenitos finos a grossos, feldspáticos, imaturos, brancos, com estratificação cruzada de vários tipos (Bigarella *et al.*, 1966). Na base, os termos arenosos são mais grossos, variando de arenitos conglomeráticos a conglomerados oligomíticos. Em direção ao topo, a unidade passa gradativamente a arenitos médios a finos, micáceos e argilosos. Em superfície apresenta uma espessura nunca maior do que 200 metros, e em subsuperfície atinge 343 metros, em Três Lagoas-MS (Dos Santos *et al.*, 1984).

O tipo de contato com a Formação Ponta Grossa é ainda discutido. Petri (1948), Petri & Fúlfaro (1966) e Lange & Petri (1967), Assine *et al.* (no prelo), entre outros, observam uma passagem transicional na região da borda este, enquanto Zalán *et al.*, (1987, 1990) colocam uma discordância. Em áreas aflorantes do flanco nordeste da bacia o contato seria erosional, possivelmente discordante (Andrade & Camargo, 1980). No

entanto, essa discordância é de difícil observação em escala regional.

Considerada praticamente uma unidade afossilífera, recentemente foi determinada uma associação palinológica excepcionalmente rica na região de Jaguariaíva (PR), permitindo inferências ambientais e de idade. Dino & Rodrigues (1993), baseados nessa descoberta, estabeleceram uma idade Praguiana e um ambiente costeiro a transicional. Mussa *et al.* (no prelo) datam para o topo da Formação Furnas uma idade eodevoniano a partir de microfósseis vegetais. Estes dados reforçam a idéia de uma passagem gradual entre as formações Furnas e Ponta Grossa.

Existem controvérsias em relação ao ambiente de sedimentação da Formação Furnas. Sandford & Lange (1960), Bigarella *et al.* (1966), Lange e Petri (1967) e Bigarella & Salamuni (1967) sugerem condições marinhas de deposição. A origem fluvial é sugerida por Schneider *et al.* (1974) e Zalán *et al.* (1987). Assine *et al.* (no prelo) reconhecem a recorrência de fácies litorâneas e continentais.

As controvérsias em relação ao ambiente de sedimentação da Formação Furnas podem ser extrapoladas às unidades correlatas do Gondwana Ocidental: para a Formação Nardouw (África do Sul) propõe-se um ambiente continental fluvial (Thamm, 1987) ou marinha rasa (Rust, 1973; Tankard *et al.*, 1982); para a Formação Cerrezuelo (Uruguai) propõe-se um ambiente continental fluvial na sua base (Preciozzi *et al.*, 1985) e marinha sem episódios continentais (Andreis & Ferrando, 1991); para a Formação Porth Stephens (Ilhas Malvinas) propõe-se marinho raso (Turner, 1980) enquanto Dineley (1984) sugere a existência de episódios fluviais na base.

**Formação Ponta Grossa:** consiste principalmente de folhelhos argilosos e síltico-argilosos, micáceos, de coloração cinza escuro, ocasionalmente com níveis carbonosos ou betuminosos, e com abundância de macro e microfauna marinha.

O flanco centro-leste da bacia subdivide-se em três membros (Lange & Petri, 1967):

O Membro Jaguariaíva é constituído predominantemente de folhelhos argilosos, sílticos ou arenosos, podendo apresentar subordinadamente arenito fino. Sua deposição teria ocorrido em mares rasos (zona nerítica).

O Membro Tibagi consiste de arenitos sílticos, com granulometria variável, podendo apresentar intercalações de folhelhos, o que, segundo Lange & Petri (1967), indicaria um avanço e retrocesso da linha de costa, provocado pela oscilação do nível do mar.

O Membro São Domingos é constituído por folhelhos argilosos, sendo que os folhelhos do membro Jaguariaíva distinguem-se destes por apresentarem-se mais micáceos, com maior conteúdo pelítico, e pela presença de concreções sideríticas (Fúlfaro *et al.*, 1980), apresentando ainda intercalações betuminosas.

Assine *et al.* (no prelo) assinalam a presença de dois picos de inundação marinha na Formação Ponta Grossa, um de idade emsiano e o outro givetiano. Esse último se corresponde com a deposição dos Folhelhos São Domingos.

No flanco noroeste (Mato Grosso - Goiás) a Formação Ponta Grossa é subdividida informalmente em três membros (Andrade & Camargo, 1980). O membro inferior é predominantemente formado por conglomerados basais, folhelhos, sílticos e arenitos conglomeráticos, que recobrem tanto a Formação Furnas como o Embasamento pré-cambriano. O membro médio é composto por arenitos grossos e o membro superior consiste em arenitos finos e sílticos, depositados em ambiente marinho.

A espessura da Formação Ponta Grossa é, no Estado do Paraná, de aproximadamente 200 metros, enquanto varia entre 200 a 300 metros na região de Mato Grosso-Goiás.

A macrofauna<sup>2</sup> é uma das características mais importantes da Formação Ponta Grossa. Típica da Província Malvinocáfrica, particularmente no âmbito da sub-bacia sul (Nobile Diniz, 1985), é constituída por uma unidade faunística comum às associações faunísticas devonianas das bacias austrais do Gondwana, e que teria atingido seu maior desenvolvimento no Devoniano Inferior (Lange & Petri, 1967).

Na região ocidental da bacia, no território paraguaio, nos poços Assunção I e Assunção II, rochas devonianas correlacionáveis à Formação Ponta Grossa atingem espessuras de 180 e 77 metros, respectivamente (Fúlfaro, no prelo). Por sua vez, esses termos poderiam encontrar seus correlatos na região oriental da Bolívia (Chiquitos), na Formação Limoncito.

**A região do Chaco-Paraná, durante o Devoniano, é analisada no Capítulo VI.**

---

<sup>2</sup> Entre os microfósseis são encontrados, predominantemente, braquiópodes, bivalves, gastrópodes e outros moluscos, pertencentes ao gênero *Tentaculites*, além de trilobitas e equinodermas; mais raramente, cefalópodos e cifozoários (Nobile Diniz, 1985).

## CAPÍTULO IV - METODOLOGIA

### 1 - INTRODUÇÃO

A Estratigrafia, nas últimas duas décadas, experimentou extraordinários avanços no campo conceitual e metodológico, guardando pouca semelhança em relação à temática clássica descrita nos textos consagrados dos anos 60, como os de Krumbein & Sloss (1963) e Dunbar & Rodgers (1957).

A moderna interpretação estratigráfica evoluiu para a atual Análise de Bacia, libertando-se dos esquemas clássicos da estratigrafia de formações tabulares ("layer cake stratigraphy"), na qual a ênfase era dirigida ao reconhecimento, correlação e interpretação de unidades litoestratigráficas tabulares, supostamente homogêneas e isócronas (Gama Jr., 1987).

Miall (1985) assinala que os fatores fundamentais que provocaram uma revolução na estratigrafia são: i) o desenvolvimento da Análise de Fácies em Sedimentologia; ii) a introdução do conceito de Sistema Depositional; iii) a introdução da Estratigrafia Sísmica; iv) o desenvolvimento da Tectônica de Placas; e v) o refinamento da Cronoestratigrafia pela introdução de técnicas radiométricas e da magnetoestratigrafia.

Segundo Gama Jr. (1987), a "moderna concepção deposicional fundamenta-se no fato de a sedimentação se processar em ciclos ou episódios naturais, de três ou quatro ordens de grandeza, controlados por variações eustáticas do nível do mar, sendo que em cada episódio, a bacia é dominada por uma paisagem geográfica específica. Assim, a seqüência deposicional, que materializa este evento deposicional, constitui uma unidade-tempo de caráter natural na interpretação paleogeográfica (paracronoestratigráfica). Nesta linha de raciocínio, o sistema deposicional, materializado

pela associação de fácies de cada província de sedimentação, constitui uma unidade-espaco natural de interpretação (paralitoestratigráfica)". O arranjo vertical das fácies é resultado da interação entre eustasia, comportamento tectônico da região e suprimento sedimentar (Galloway, 1989), determinando, portanto, os três padrões básicos de empilhamento sedimentar: progradacional, retrogradacional e agradacional (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Dentre os trabalhos que abordam os principais aspectos metodológicos e conceituais utilizados, destacam-se: Walker (1984); Miall (1985); Van Wagoner *et al.* (1990); Vial *et al.* (1991); Gama Jr. (1989) e Galloway (1989). Os principais conceitos utilizados no presente estudo serão definidos a seguir.

## 2 - DEFINIÇÃO DOS PRINCIPAIS CONCEITOS UTILIZADOS

### 2.1 - Fácies

O conceito de *fácies* (do latim *facia* ou *facies* = aparência externa) foi introduzido por Steno em 1669, para definir o aspecto total de uma parte da superfície da Terra durante um certo intervalo de tempo geológico (Teichert, 1958). Gresly (1938, *apud* Walker, 1984) define o termo segundo sua aceção moderna, ou seja, *fácies* implica a somatória total dos atributos litológicos e paleontológicos de um corpo rochoso. Portanto, tem uma clara conotação descritiva.

Denomina-se *fácies sedimentar* o conjunto rochoso individualizado dos adjacentes pelos seguintes parâmetros: litologia, estruturas sedimentares, geometria, paleocorrentes e conteúdo fossilífero (Selley, 1978). O conceito de *fácies* é aqui utilizado no sentido *processo-resposta*, como produto da atuação de processos físicos, químicos e/ou biológicos no ambiente sedimentar (Selley, *op. cit.*). Nesse sentido, as *fácies* resultam

da atuação de mecanismos essencialmente físicos, enquanto os ambientes desempenham a função passiva de repositórios dos produtos sedimentares (Fischer & Mc.Gowen, 1967).

O mais relevante desta concepção, segundo Gama Jr. (1989), é que "da mesma forma que um ambiente pode ser dominado por diferentes processos sedimentares - resultando diferentes fácies para o mesmo processo -, um mesmo processo sedimentar pode fazer-se presente em diferentes ambientes que, conseqüentemente, serão materializados pela mesma fácies sedimentar".

Cinco parâmetros que definem uma fácies sedimentar trazem consigo diferentes tipos de informações durante a interpretação geológica, e em termos gerais, poderiam ser sintetizados da seguinte forma:

**Litologia** (composição mineralógica e textura): é a característica mais facilmente observável no campo. Embora a composição mineralógica de um sedimento não seja distintiva de um determinado ambiente sedimentar, ela pode oferecer dados sobre a procedência, condições climáticas, diagênese e, inclusive, sobre o ambiente tectônico (Dickinson & Suczek, 1979).

A textura, em sentido amplo, nos traz informação sobre o tipo de transporte. O tamanho dos grãos de um sedimento clástico indica a quantidade mínima de energia requerida para colocar o grão em movimento. Esta energia pode derivar-se da força transmitida pelo vento ou pelo movimento das águas ou pode, ainda, representar um movimento gravitacional (Miall, 1985). Cada agente de transporte pode deixar sua impressão nos grãos por ele transportado, traduzindo-se nas texturas superficiais.

**Estruturas sedimentares:** são estruturas primárias que constituem um dos mais importantes componentes da análise de fácies, particularmente nos sedimentos siliciclásticos.

A base teórica para a interpretação de estruturas sedimentares primárias formadas em ambientes subaquosos repousa no conceito de regime de fluxo. O mesmo estabelece que o fluxo a uma certa profundidade e velocidade, atuando sobre uma camada ou substrato com grãos não coesivos, tenderá sempre a formar o mesmo tipo de configuração de acamamento e, portanto, a mesma estrutura sedimentar (Miall, *op. cit.*).

**Geometria:** este parâmetro de uma fácies sedimentar é função da topografia do ambiente deposicional e da sua história pós-deposicional. Somente quando a forma sin-deposicional é preservada, a geometria pode ser utilizada como critério diagnóstico do ambiente e como processo responsável pela formação de determinada fácies.

**Paleocorrentes:** indicam direção e/ou sentido de transporte. Permitem uma melhor caracterização dos sistemas deposicionais, fornecendo importantes dados para as reconstruções paleoambientais e paleogeográficas.

**Conteúdo fossilífero:** quando autóctono, fornece importantes informações paleoambientais e de valor cronoestratigráfico.

## 2.2 - Modelo de Fácies e Associações Faciológicas

O conceito de **modelo de fácies** deve ser considerado como um resumo geral, padronizado, de um determinado ambiente deposicional (baseado nos ambientes atuais), traduzido em qualquer forma de representação (em geral, perfis e blocos diagramas), que permitem uma base para a interpretação dos ambientes antigos.

O termo **modelo de fácies** foi primeiramente discutido por Potter (1959), mas foi então usado no sentido de **associação faciológica**. A diferença entre uma e outra

definição é importante. Uma associação faciológica é essencialmente descritiva (Miall, 1985), e refere-se ao conjunto de fácies relacionadas em termos genéticos ou ambientais (Reading, 1986).

### 2.3 - Análise Faciológica

A análise de fácies compreende o estudo e interpretação das texturas, estruturas sedimentares, espessura e geometria dos corpos rochosos, seu conteúdo fossilífero e associações litológicas das rochas sedimentares em escala de afloramento ou perfis estratigráficos (Miall, 1985). É o resultado da associação, coerente e lógica, dos dados obtidos na leitura das fácies e associações de fácies, com os modelos de fácies disponíveis.

### 2.4 - Sistemas e Trato de Sistemas Depositionais

O conceito de sistema deposicional aplica-se a "uma unidade tridimensional constituída por uma específica associação de fácies, geradas por processos sedimentares atuantes nos ambientes de uma mesma província fisiográfica ou geomorfológica" (Fisher & Mc.Gowen, 1967, *apud* Gama Jr., 1989). O conceito de sistema deposicional constitui na realidade uma extensão da Lei de Walther (Middleton, 1973).

O termo trato de sistemas deposicionais foi introduzido por Brown & Fisher (1977). Expressa-se a idéia de que os sistemas deposicionais intergradacionais contemporâneos (ou em parte contemporâneos) podem estar ligados ou interdigitados formando um trato de sistemas deposicionais. Por exemplo: sistemas de leques aluviais-fluviais, braided-fluviais e meandriformes-deltaicos-plataformais. Uma bacia é preenchida por deposição dentro de uma variedade de tratos de sistemas, que evoluem através do

tempo à medida que a tectônica e as áreas fontes mudam (Brown & Fisher, 1977).

## 2.5 - Seqüência

O conceito de **seqüência** foi introduzido por Sloss (1963), que a definiu como "uma unidade litoestratigráfica de hierarquia maior do que grupo ou supergrupo, mapeável sobre grandes áreas de um continente e limitadas por discordâncias de caráter intercratônico". Assim definida, corresponde a associações de estratos, separadas por marcadas descontinuidades no registro sedimentar cratônico, que podem ser traçadas e correlacionadas por grandes distâncias, com base em objetivas quebras litológicas e faunísticas e na continuidade da distribuição das fácies. Atualmente, são reconhecidas como unidades litológicas (associações de formações e grupos), sem significado temporal específico.

Posteriormente, o conceito de seqüência de Sloss (1963) foi modificado pelo denominado grupo da EXXON (Vail *et al.*, 1977), que introduziu o termo **seqüência deposicional**, definida como "uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão de estratos relativamente concordantes, geneticamente relacionados e limitados no topo e na base por discordâncias ou, por seus contatos concordantes correlatos" (Mitchum *et al.*, 1977). Em relação ao sentido original da definição de Sloss (1963), que tinha uma clara conotação tectono-estratigráfica, esta noção de seqüência deposicional envolve uma escala de tempo menor e as associa a variações eustáticas, como mecanismo gerador.

A partir da década de 80, a aplicação dos conceitos da sismoestratigrafia ganhou espaços mais amplos. Sendo a seqüência uma unidade fundamental para a análise estratigráfica, denominou-se **estratigrafia de seqüências** o estudo das fácies geneticamente relacionadas dentro de um arcabouço de superfícies com significado cronoestratigráfico.

A seqüência foi subdividida em unidades menores: **tratos de sistemas deposicionais** (Brown & Fisher, 1977), **paraseqüências** e **conjunto de paraseqüências** (Van Wagoner *et al.*, 1990).

As **paraseqüências** são sucessões relativamente concordantes de conjuntos de camadas ("bedset"), geneticamente relacionadas e limitadas por superfícies de inundaçãõ marinha (superfícies que separam estratos novos de mais antigos, e através das quais há evidências de um aumento abrupto da profundidade da água, sendo caracterizadas por uma pequena erosão submarinha ou não deposição) ou suas superfícies correlativas. Segundo Van Wagoner *et al.* (1990) a maioria das paraseqüências siliciclásticas são progradantes, isto é, o componente distal de estratos arenosos sucessivamente mais novos é depositado cada vez mais em direção à bacia. Portanto, segundo esses autores, o padrão deposicional final resulta em uma associação de fácies onde os estratos mais novos são depositados em águas progressivamente mais rasas.

Um **conjunto de paraseqüências** é uma sucessão de paraseqüências geneticamente relacionadas, formando um padrão distinto de empilhamento limitado por importantes superfícies de inundaçãõ marinha e suas superfícies correlativas (Van Wagoner *et al.*, 1990).

A utilização desses conceitos permite, em bacias com muitas perfurações por poços (alta densidade por área), a correlação dos perfis de sub-superfície com os dados de superfície através das técnicas da estratigrafia de seqüências, resultando em um arcabouço cronoestratigráfico de mais alta resolução para correlação destes dados (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Galloway (1989) apresenta critérios diferentes de Mitchum *et al.* (1977) no estabelecimento das seqüências de 3º ordem, por ele denominada **seqüência estratigráfica genética**. A diferença fundamental são os limites adotados. As seqüências

deposicionais são limitadas por discordâncias que, presentes nas bordas, tomam-se concordâncias para o centro da bacia, podendo ter caráter erosivo. Galloway coloca os limites das seqüências em superfícies de máxima inundação marinha, gerando descontinuidades no centro da bacia por não deposição, correspondendo a hiatos nas margens, caracterizados por paleossolos.

## 2.6 - Discordância

Superfície que separa estratos mais jovens de estratos mais antigos, ao longo do qual existem evidências de truncamento erosivo subaéreo ou de exposições subaéreas (Posamentier *et al.*, 1988). Essa superfície materializa um hiato significativo.

## 3 - SISTEMÁTICA DA INTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A sistemática da interpretação estratigráfica para a análise de bacias está baseada na proposta de Miall (1985). O fluxograma da figura N°IV-1 apresentou algumas modificações menores em função das características geológicas da área, mas principalmente pelo tipo, quantidade e qualidade dos dados disponíveis para a execução desta pesquisa.

A sistemática pode ser subdividida em três etapas básicas de análises, variando, em escala do menor para o maior parâmetro utilizado: análise estratonômica; análise de fácies; e análise de bacia (figura N°IV-2), que correspondem aos três níveis hierárquicos de análise e interpretação genética segundo a Estratigrafia Dinâmica (Aigner, 1985).

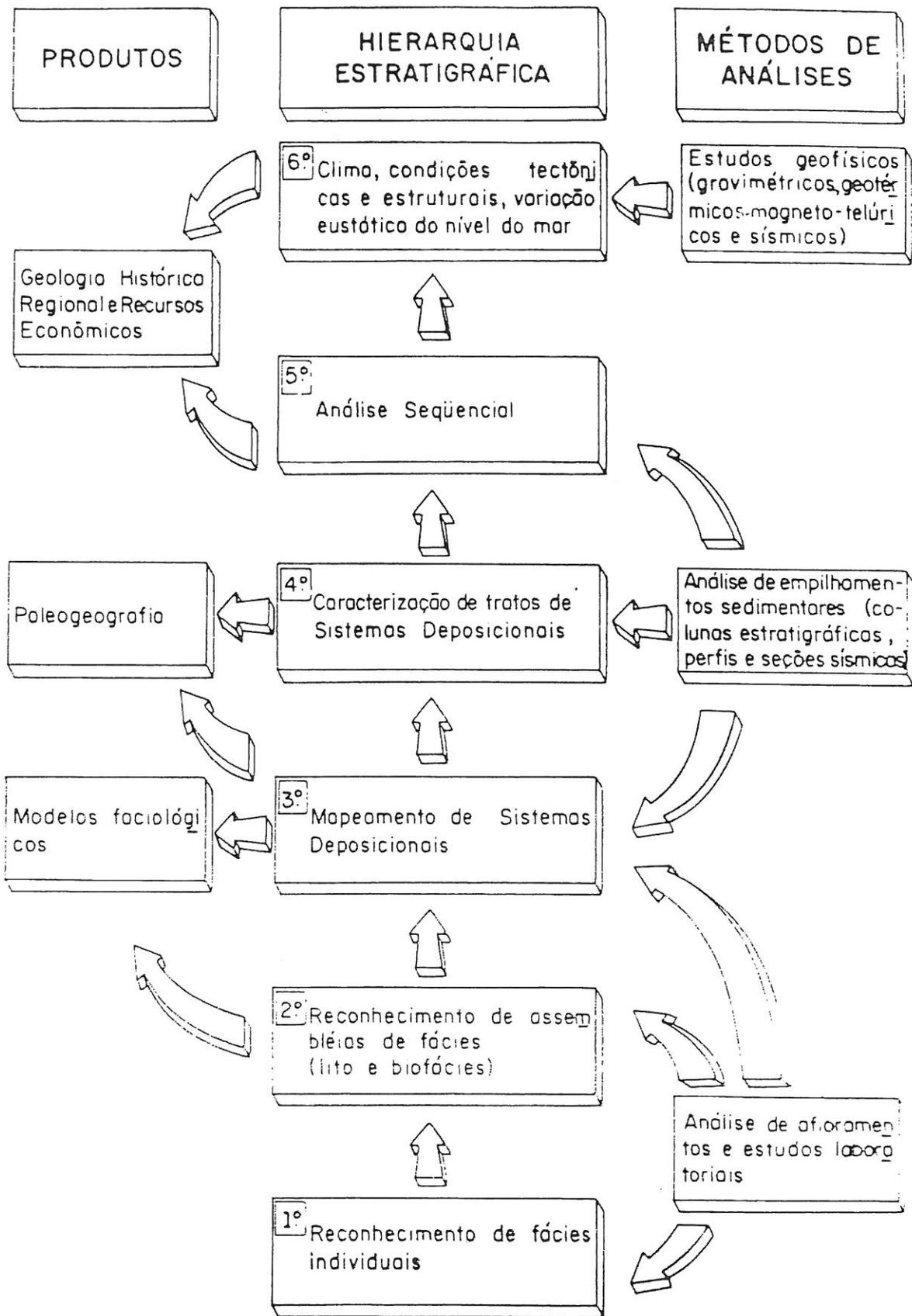


Figura N°IV-1. Sistemática da interpretação estratigráfica (segundo Saad, 1990)

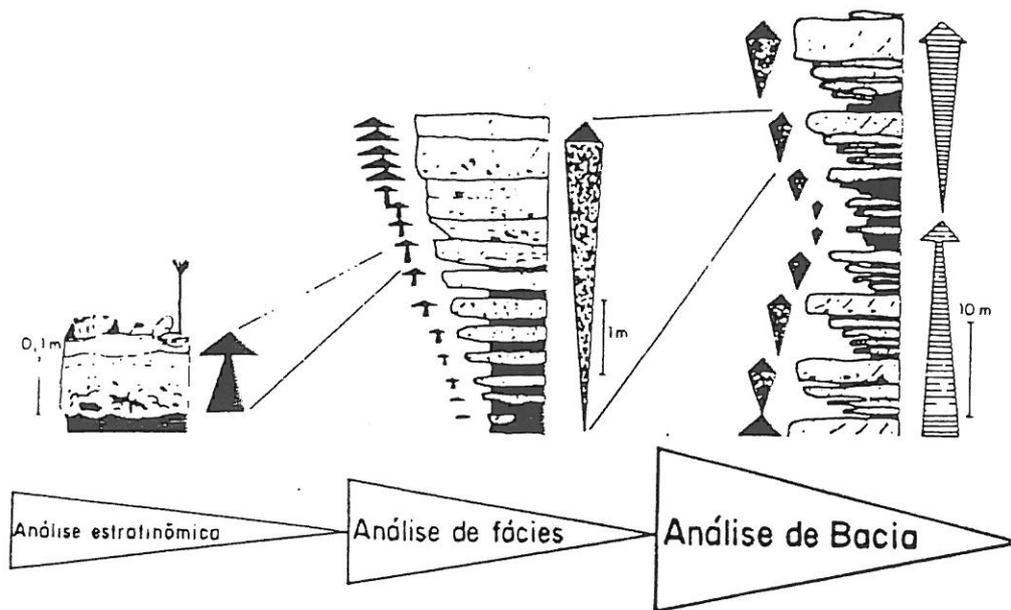


Figura N°IV-2. Níveis hierárquicos de interpretação genética segundo a Estratigrafia Dinâmica (segundo Gama Jr., 1989, modificado de Algrner, 1985)

Especificamente, em relação à análise de fácies (análise estratonômica + análise de fácies), a metodologia de trabalho obedeceu, ou foi influenciada, pela proposta de Anderton (1985) que, por sua vez, tomou como base Walker (1984). Consiste, após uma fase preliminar de levantamento cartográfico e aerofotogeológico da área, de: i) uma descrição detalhada do afloramento; ii) subdivisão do afloramento em fácies descritivas; iii) compilação das características sedimentológicas de cada fácies (modelos descritivos); iv) dedução dos processos sedimentares que geraram cada fácies (modelos genéticos); v) estudo das relações espaciais entre fácies contíguas e reconhecimento das associações faciológicas (modelo descritivo integrado); vi) interpretação do ambiente da associação (modelo genético integrado); vii) modelagem final das fácies individuais; e viii) teste de coerência e consistência.

O conceito de modelo de fácies de Anderton (1985), anteriormente descrito, é versátil, podendo ser utilizado tanto a nível de afloramento como a nível de bacia.

Em relação aos dados disponíveis no presente trabalho, a situação é bastante distinta. A quantidade de dados de subsuperfície ainda é muito pequena, existindo apenas dois poços profundos (La Paloma e Rincón del Bonete) que atravessam toda a seção sedimentar devoniana até atingir o embasamento. Além disso, o seu registro litológico preservado é incompleto, devido ao fato de serem poços perfurados nas décadas de 20 e 30, além de não contar, obviamente, com perfilações elétricas ou geofísicas. Os poços do Distrito Las Cañas (testemunhagem contínuo), embora constituam uma importante fonte de dados de subsuperfície, levantados durante a prospecção de urânio, abrangem uma pequena porção em relação à estudada. As campanhas sísmicas feitas na Bacia do Paraná em território uruguaio, tanto na década de oitenta como nas anteriores, não atravessaram esta área, portanto, fica também excluída a possibilidade da utilização de técnicas de análise sísmo-estratigráfica, a qual utiliza como dados principais aqueles obtidos a partir da sísmica de reflexão.

Em contrapartida, é possível o acesso direto aos sedimentos, embora os afloramentos das unidades basais e cuspidais do devoniano sejam muito restritos e isolados, dificultando principalmente a observação da arquitetura deposicional, como também das relações laterais entre as camadas.

Dentro desse contexto, e considerando a extensão da área (aproximadamente 2.200km<sup>2</sup> aflorantes) e os objetivos propostos, procurou-se otimizar os trabalhos de campo através de uma minuciosa pesquisa bibliográfica, conjuntamente com a fotointerpretação, que permitisse concentrar os primeiros trabalhos em áreas com bons afloramentos.

Em nossa primeira campanha de campo, as atividades voltaram-se à identificação, mapeamento e caracterização de fácies sedimentares, empregando-se a metodologia exposta anteriormente. A base de dados cartográficos foram os mapas geológicos em escala 1:500.000 de Preciozzi *et al.* (1985) e 1:250.000 de Lambert (1939), além das folhas topográficas 1:50.000 da área de estudo. A base de dados

aerofotográficos consistiu de fotografias em escala 1:20.000 e 1:40.000 obtidas em 1966 pelo *Servicio Geográfico Militar*, embora não tenha sido possível contar com o número necessário de fotos para abranger a totalidade da área de estudo.

Através desta primeira campanha de campo foi possível a elaboração de um modelo de fácies genérico e preliminar, que foi posteriormente detalhado e modificado, nas campanhas subseqüentes. Como importante elemento na análise de fácies e na evolução paleogeográfica de bacias, foi dada ênfase às medições de paleocorrentes (medidas com uso de bússola Brunton), principalmente em estratos cruzados que, além de ser um confiável indicador da direção de fluxo, constituem as feições mais comumente encontradas na área. Nesse sentido, sempre que possível, procurou-se efetuar um mínimo de vinte medidas em cada afloramento, número razoável para sedimentos de origem aluvial, como os que predominam na base da Formação Cerezuolo (Selley, 1982). As medidas de paleocorrentes, representadas no texto como diagramas circulares de freqüências, não foram corrigidas do efeito tectônico (proposta de Potter & Pettijohn, 1977, através do uso de esterogramas), já que o mergulho estrutural da bacia é muito baixo (sempre menor a 4°).

Na segunda campanha de campo, recorreu-se previamente à delimitação de áreas consideradas chaves para o entendimento da geologia. Nesta etapa, coletaram-se os dados complementares necessários para a realização do mapa dos sistemas deposicionais, tendo como referência metodológica o mapeamento feito por Saad (1990) na Bacia do Taubaté, Cenozóico do Estado de São Paulo. Durante esta etapa de trabalho, no museu da *Dirección Nacional de Minería y Geología - DINAMIGE* (Uruguai), também foram descritos os poços com testemunhagem contínuo (Distrito Las Cañas), outros com testemunhagem descontínuo (Rincón del Bonete, La Paloma, Capilla Farruco, Rincón de Alonso e Isla Gonzalez) e por último, outro conjunto de poços com amostragem de calha (Blanquillo e La Paloma).

No gabinete foram analisadas as amostras coletadas, visando o reconhecimento das características texturais e composicionais, tanto em amostras de superfície como de

subsuperfície.

Com intenção de comprovar os dados disponíveis na bibliografia sobre o tipo de argila predominante na Formação Cordobês, foi realizada uma análise de raios X no laboratório do Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT).

O enquadramento cronoestratigráfico foi possível a partir dos dados existentes na literatura e, principalmente, de resultados da análise micropaleontológica em amostras coletadas na primeira etapa do trabalho. As análises foram efetuadas pela colega Sandra F. de Oliveira do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da Universidade de São Paulo, sendo que a preocupação se concentrou na identificação de acritarcas.

Em território brasileiro, foi também efetuada uma campanha de campo para o reconhecimento das unidades devonianas aflorantes nos estados de Paraná e Mato Grosso do Sul, percorrendo-se as principais áreas tipo das formações Furnas e Ponta Grossa. O objetivo principal foi ter uma visualização mais abrangente, em escala regional, do Devoniano da Bacia do Paraná, embora tenha resultado em um importante fator na comparação das unidades devonianas e as correlações entre as suas unidades litoeestratigráficas.

## CAPITULO V - ANÁLISE FACIOLÓGICA

### 1 - INTRODUÇÃO

A parte fundamental deste trabalho consistiu em reconhecer as fácies sedimentares presentes no Grupo Durazno, além de definir o que elas representam em termos de processos de sedimentação.

Os trabalhos consistiram em descrições faciológicas, definição das arquiteturas deposicionais (quando possível), medições de paleocorrentes e levantamentos de seções colunares. Além disso, foram examinados aproximadamente 600 metros de testemunhos de sondagem dos poços perfurados pela *DINAMIGE*, constituindo um apoio importante para o reconhecimento das fácies e no estudo do empilhamento sedimentar.

A figura N°V-1 mostra a localização das principais áreas de trabalho referidas no texto.

As fácies sedimentares individualizadas foram agrupadas em associações de fácies, que analisadas individualmente e em conjunto, permitiram a caracterização dos ambientes deposicionais com base na Lei de Fácies de Walther. Essa lei estabelece que, desde que não exista uma descontinuidade maior, as sucessões verticais de fácies concordantes são o resultado de ambientes deposicionais lateralmente contíguos.

Desta forma, caracterizaram-se cinco associações faciológicas no Devoniano do Uruguai, denominadas informalmente: A, B, C, D e E, apresentadas em um resumo geral na tabela N°V-1.



ASSOC.	FÁCIES INDIVIDUAIS	INTERPRETAÇÃO
A	arenitos com estratificação cruzada arenitos com estratificação horizontal conglomerados maciços conglomerados com estratificação cruzada	rios entrelaçados implantados na planície aluvial do fan-delta
	pelitos arenosos (diamictitos raros) arenitos com estratificação horizontal	planície intermediária do fan-delta; depósitos de transbordamento e fluxos viscosos eventuais
	folhelhos finamente laminados a maciços	folhelhos de prodelta
B	arenitos sigmóides, com estratificação cruzada de médio a grande porte e plano-paralela; arenitos estratificação cruzada pequeno porte; intercalações de níveis conglomeráticos lenticulares	delta: lobos sigmóides progradantes, barras de desembocadura da planície distributária; canais e barras de sistemas entrelaçados da planície deltaica.
	arenitos com estratificação cruzada baixo ângulo e com estratificação horizontal, grandes superfícies erosivas onduladas	depósitos de ante praia ("foreshore"), retrabalhamento por ondas
	pelitos arenosos e argilosos	depósitos finos de baía ou áreas protegida de interlobulos
C	barras arenosas amalgamadas com base plana e topo convexo, ocasionais "drapes"	depósitos marinhos de plataforma arenosa, "shoreface" e "offshore"
	arenitos com "hummocky"; arenitos com laminação ondulada e horizontal; folhelhos e arenitos finos intercalados	fácies de tempestitos
D	folhelhos cinzas arenitos finos e siltitos macrofósseis em níveis arenosos	depósitos de plataforma marinha argilosa, macrofauna indicando profundidade não superior 50m, correntes de turbidez (por tomentas)
E	folhelhos argilosos com níveis de arenitos com estratificação flaser e lenticular	plataforma argilosa com influência de marés
	arenitos e siltitos interlaminados  arenitos grossos a médios, estratificação horizontal cruzada acanalada-planar, e plano-paralela, níveis conglomeráticos.	planícies costeiras progradantes  depósitos fluviais (entrelaçado?)

Tabela N°V-1. Fácies constituintes das associações faciológicas e sua interpretação ambiental.

## 2 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A

Este conjunto de fácies aflora em uma extensa área a sudeste e centro-oeste da região de estudo, em contato com o embasamento pré-cambriano (discordância angular). Em subsuperfície, aparece nos trechos mais profundos dos poços de La Paloma, Rincón del Bonete, Capilla Farruco e os correspondentes ao distrito de Las Cañas. Nesta última região, tal associação de fácies atinge uma espessura máxima de 62 metros.

As fácies constituintes dessa associação arranjam-se, principalmente, em estratos tabulares, produto do amalgamento dos corpos menores em seu interior (principalmente com geometria lenticular), como se observa na reconstrução da arquitetura deposicional dos termos correspondentes à sua seção mais basal, na figura N°V-2.

Na porção inferior desta associação são predominantes, de forma geral, os arenitos de granulação grossa a conglomerática, com estratificação cruzada e conglomerados. Intercaladas, ocorrem delgadas lentes ou camadas pelíticas arenosas.

Na porção superior continuam predominando os arenitos com estratificação cruzada, mas médios a grossos e com escassos níveis conglomeráticos, aos que intercalam-se camadas de folhelhos finamente laminados a maciços, de grande continuidade lateral, caracterizando uma sedimentação cíclica areno-folhelho. Já no topo da associação ocorre uma camada contínua de folhelhos desenvolvida em forma de cunha que espessa suavemente para nor-noroeste, constituindo um marco estratigráfico para a bacia.

As relações de contato desta associação de fácies com a associação B (sobreposta) são concordantes e normalmente abruptas, marcadas por um contato plano-paralelo.

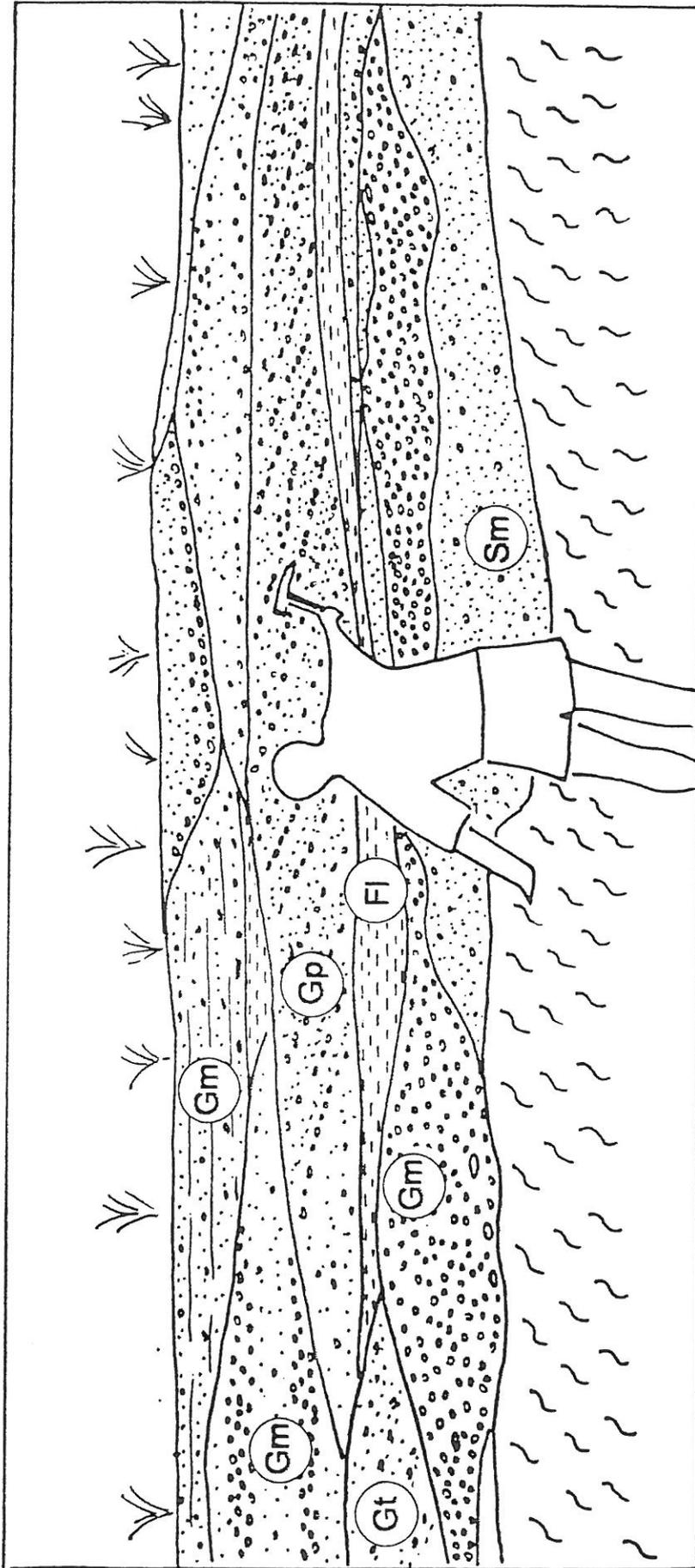


Figura N°V-2. Arquitetura deposicional dos termos basais da associação de fácies A (a partir de mosaicos de fotos) mostrando as relações laterais entre as fácies e o amalgamamento dos corpos lenticulares (estrada N°14 área de Paso Tejera, próximo à localidade de Durazno, ponto 2). Legenda: Gm = conglomerado maciço; Gt = conglomerado com estratificação acanalada; Gp = conglomerado com estratificação cruzada planar; Sm = arenitos maciços; e Ft = lamitos arenosos com laminação horizontal e "microripples".

Dentro dessa associação, as fácies individualmente reconhecidas são:

- Fácies de arenitos com estratificação cruzada
- Fácies de conglomerados
- Fácies de conglomerados com estratificação cruzada
- Fácies de arenitos com estratificação horizontal
- Fácies de pelitos arenosos
- Fácies de folhelhos

## 2.1 - Fácies de arenitos com estratificação cruzada

**Localização.** Estas fácies apresentam o maior desenvolvimento areal desta associação, e ocorrem tanto na unidade inferior como na superior. Os melhores afloramentos ficam expostos nos arredores da localidade de Carmen (pontos 7, 8 e 9), a noroeste da cidade de Durazno (nas margens do Arroio Vilasboas, ponto 1), na estrada N°14 a leste de Paso Tejera (pontos 3 e 4), em Cerrezuelo (ponto 19), e a leste da estrada que liga Puntas de Malbajar com Cerrezuelo.

**Descrição.** Consiste de arenitos brancos a avermelhados, de granulação predominantemente média a grossa, mal a regularmente selecionados, imaturos, contendo areias muito finas até grossas e localmente muito grossas a grânulos, subarredondados, no geral subfeldspáticos a feldspáticos, outras vezes, quartzosos. A matriz, presente em proporções variáveis, é pelítico - arenosa, apresentando, às vezes, minerais de zircão, turmalina e apatita.

A estratificação cruzada é do tipo planar (foto N°1) e acanalada (foto N°2), de pequeno a médio porte, em camadas com espessura média entre 30 a 40 centímetros. É comum na base dos planos da estratificação a existência de delgados níveis de seixos de 2 a 4 centímetros de diâmetro, apresentando também superfícies erosivas acanaladas de médio porte preenchidas por material mais grosso.

As camadas com estratificação cruzada, às vezes, mostram ondulas assimétricas sobrepostas em seu topo, com igual sentido de avanço. Algumas outras feições

Indicariam situações de retrabalhamento por ondas destas camadas.

A figura N°V-3 mostra uma seção colunar composta da região norte da *Cuchilla del Carmen* (pontos 4, 5 e 6), representativa da fácies de arenitos com estratificação cruzada.

A partir do mergulho dos planos de estratificação foram medidas direções de paleocorrentes mostrando uma clara tendência unimodal para N e NW (figura N°V-4).

**Processos sedimentares.** As fácies de arenitos com estratificação cruzada, planar ou em acanalada são geradas por processos subaquáticos de regime de fluxo inferior, produto da migração de dunas de cristas retas e sinuosas ou linguoides, respectivamente (Reineck & Sing, 1980).

A figuras N°V-5A, N°V-5B ilustram a gênese destas estruturas. A ocorrência de níveis de seixos, predominantemente na base das camadas de arenitos, poderia estar associada a pulsos tomenciais. As variações observadas, na vertical, do tipo de estratificação cruzada, correspondem a variações na profundidade da lâmina de água, ou também, ao aumento ou diminuição progressiva da carga em suspensão no meio (figura N°V-5D).

Essas fácies caracterizam depósitos gerados por rios entrelaçados, onde as estratificações cruzadas representam diferentes tipos de barras do canal, enquanto os depósitos mais grossos associados correspondem a depósitos de fundo de canal, como preenchimento em canais menores. É possível que esses sistemas de rios entrelaçados tenham atuado, em parte, sob a influência de uma dinâmica costeira, retrabalhando as superfícies das camadas.

As paleocorrentes indicam um nível de base para esses rios situado na direção noroeste.

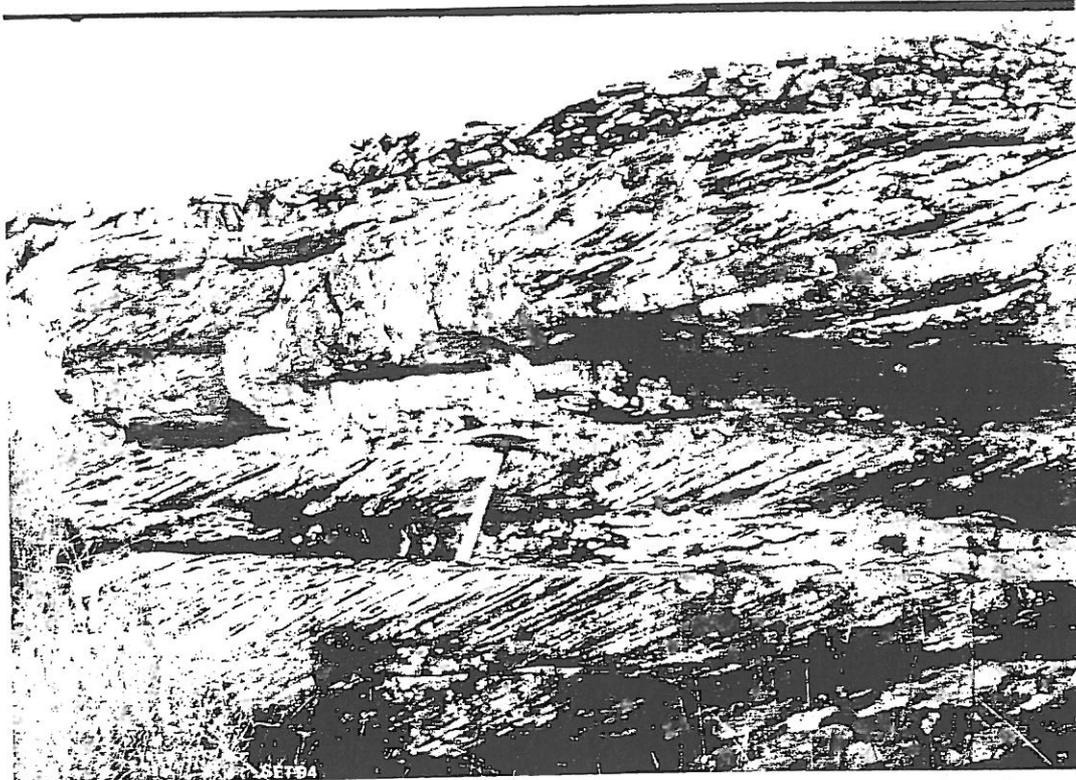


Foto Nº 1 - Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada planar, de pequeno porte. Observe-se a clara tendência unidirecional das paleocorrentes. Camadas de arenitos com estratificação horizontal aparecem intercaladas (ponto 8).

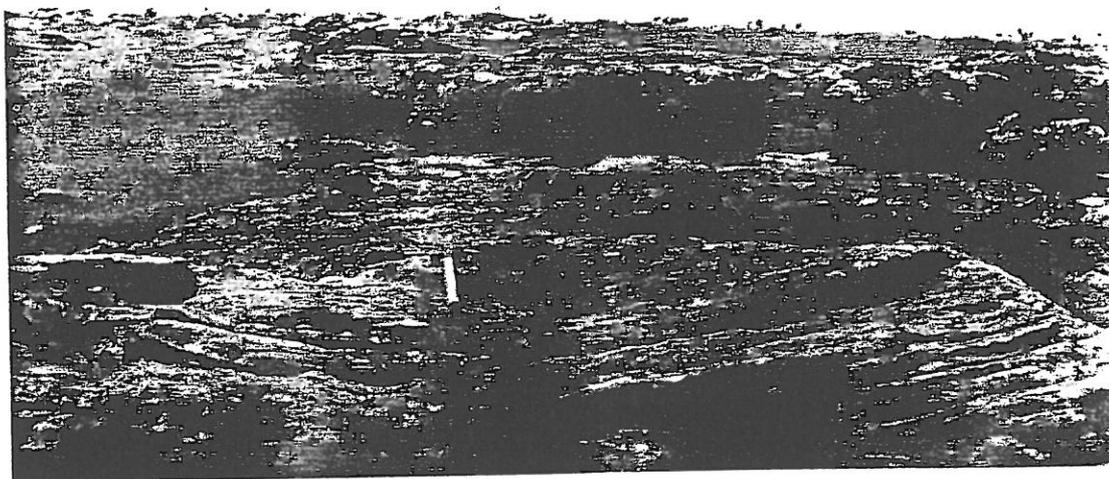


Foto Nº 2 - Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada (ponto 1).

# LEGENDA (figuras de texto)

	Conglomerado
	Diamictito
	Arenito grosso
	Arenito médio
	Arenito fino
	Siltito
	lamito
	folhelho
	embasamento
	basalto

M	maciço
	granocrescência ascend.
	gradação normal
	gradação inversa
	laminação cruzada
	"climbing ripples"
	estrat. plano-paralela
	estrat. cruzada planar

	estrat. cruzada acanalada
	estrat. cruzada baixo ang
	estrat. cruzada bimodal
	laminação ondulada
	lam. ondulada truncada
	estrat. ondulada "wavy"
	estratificação flaser
	estruturas de sobrecarga
	corte e preenchimento
	lentes
	barras arenosas
d	deformação
F	fraturas
	falhas
b	bioturbação
	fósseis
	sentido do suprimento
	sentido de ingressão
	contato plano-paralelo
	contato interdigitado
	contato erosivo
*	icnofósseis

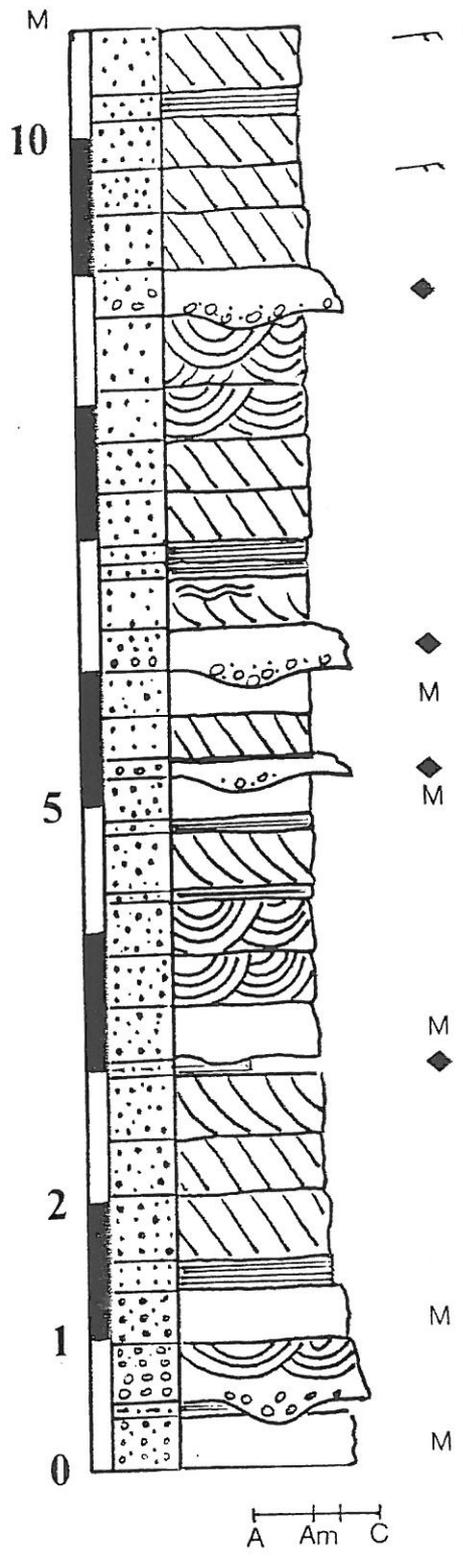


Figura N°V-3. Seção colunar composta da região norte da *Cuchilla del Carmen* (pontos 4, 5 e 6, figura N°2), representativa da fácies de arenitos com estratificação cruzada.

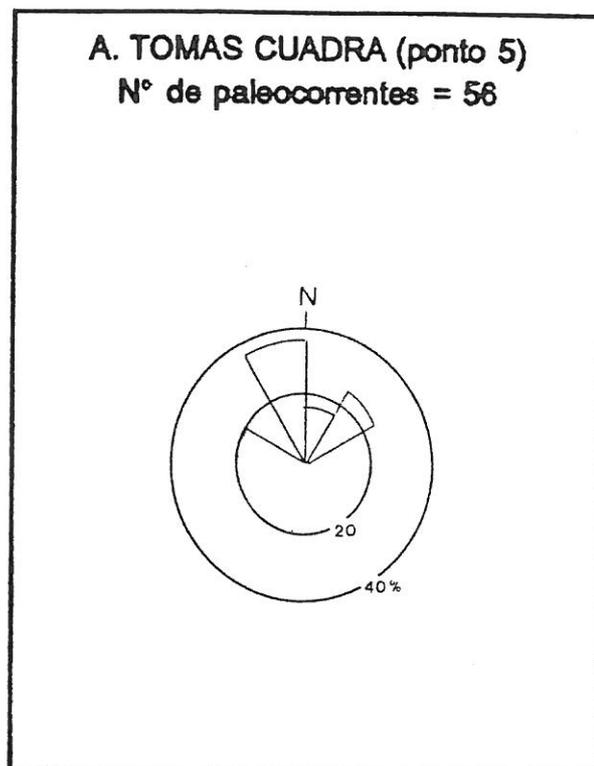
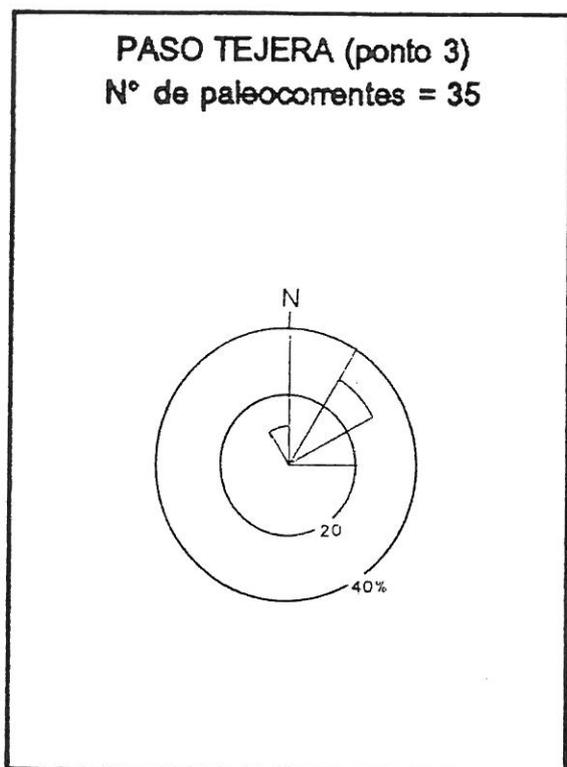
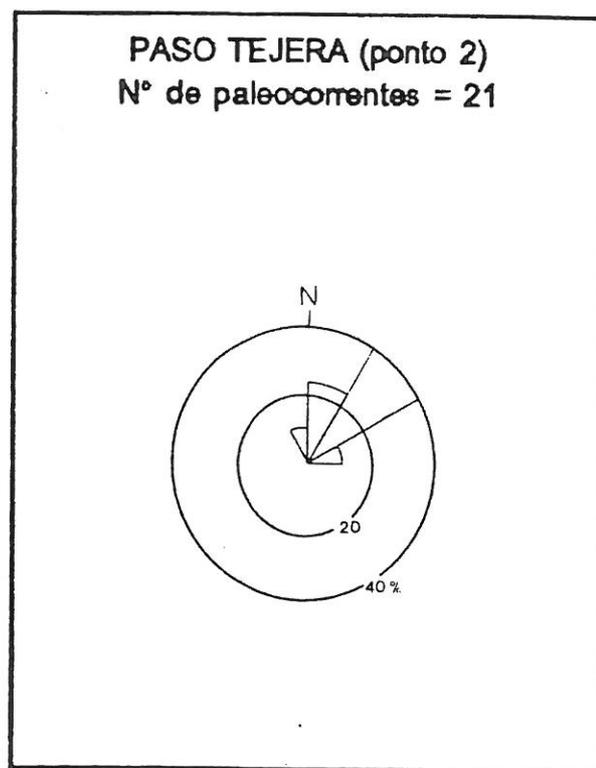
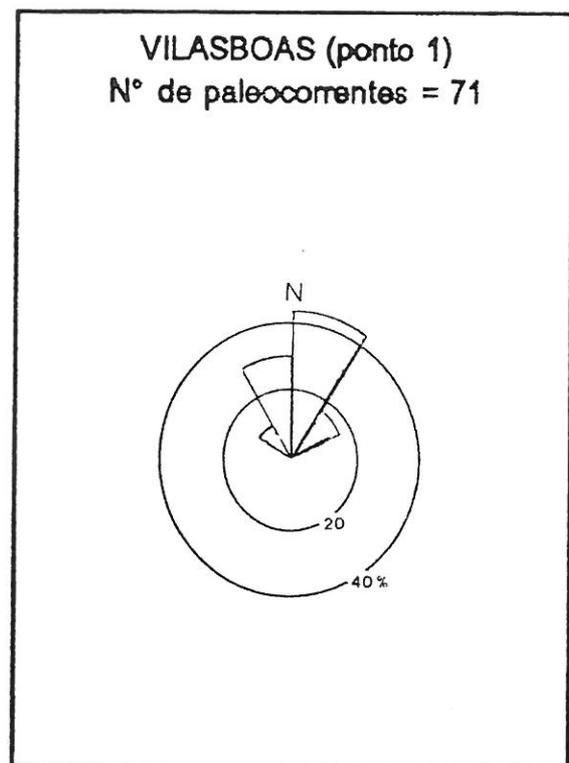


Figura N°V-4. Histogramas circulares de frequência (rosetas) de medidas de paleocorrentes. Indicado o número de medidas e a localização geográfica. Intervalo de classe = 30°.

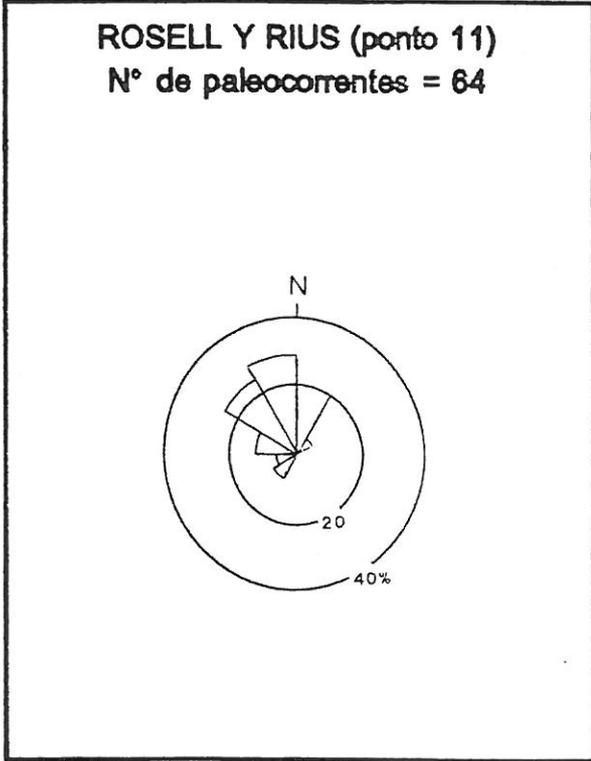
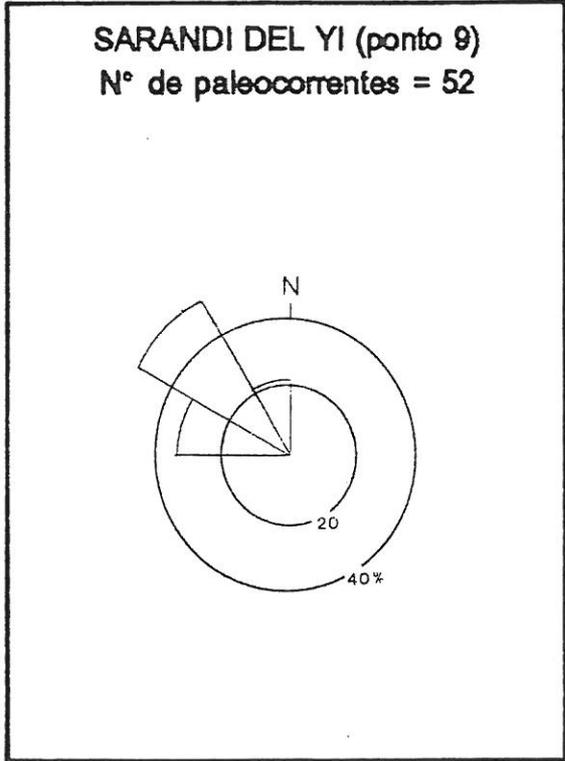
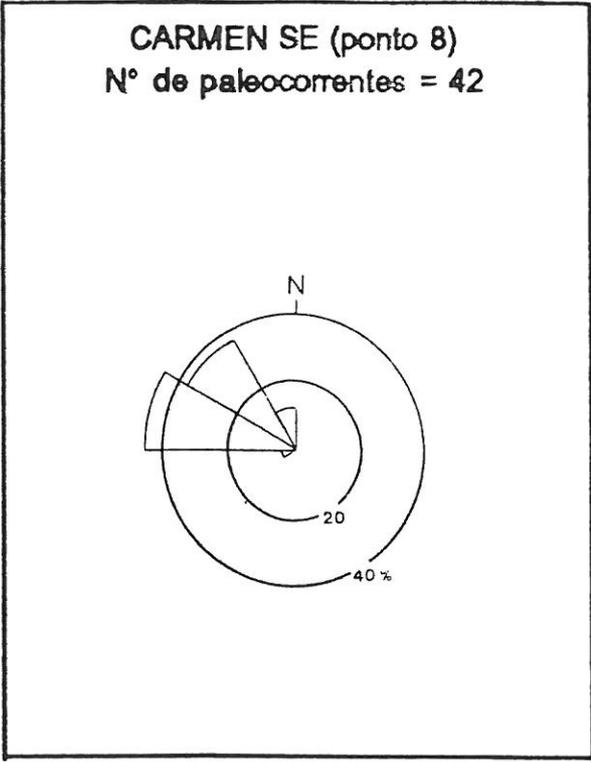
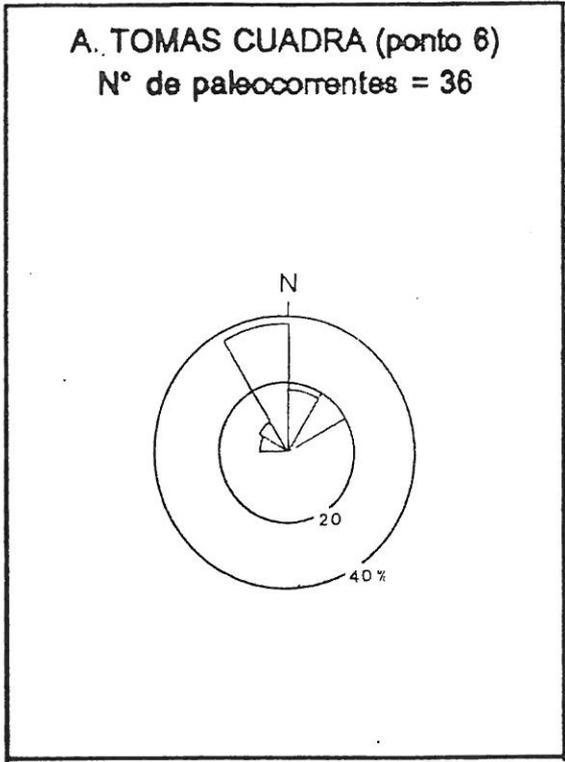


Figura N°V-4 (continuação). Histogramas circulares de freqüência (rosetas) de medidas de paleocorrentes. Intervalo de classe = 30°.

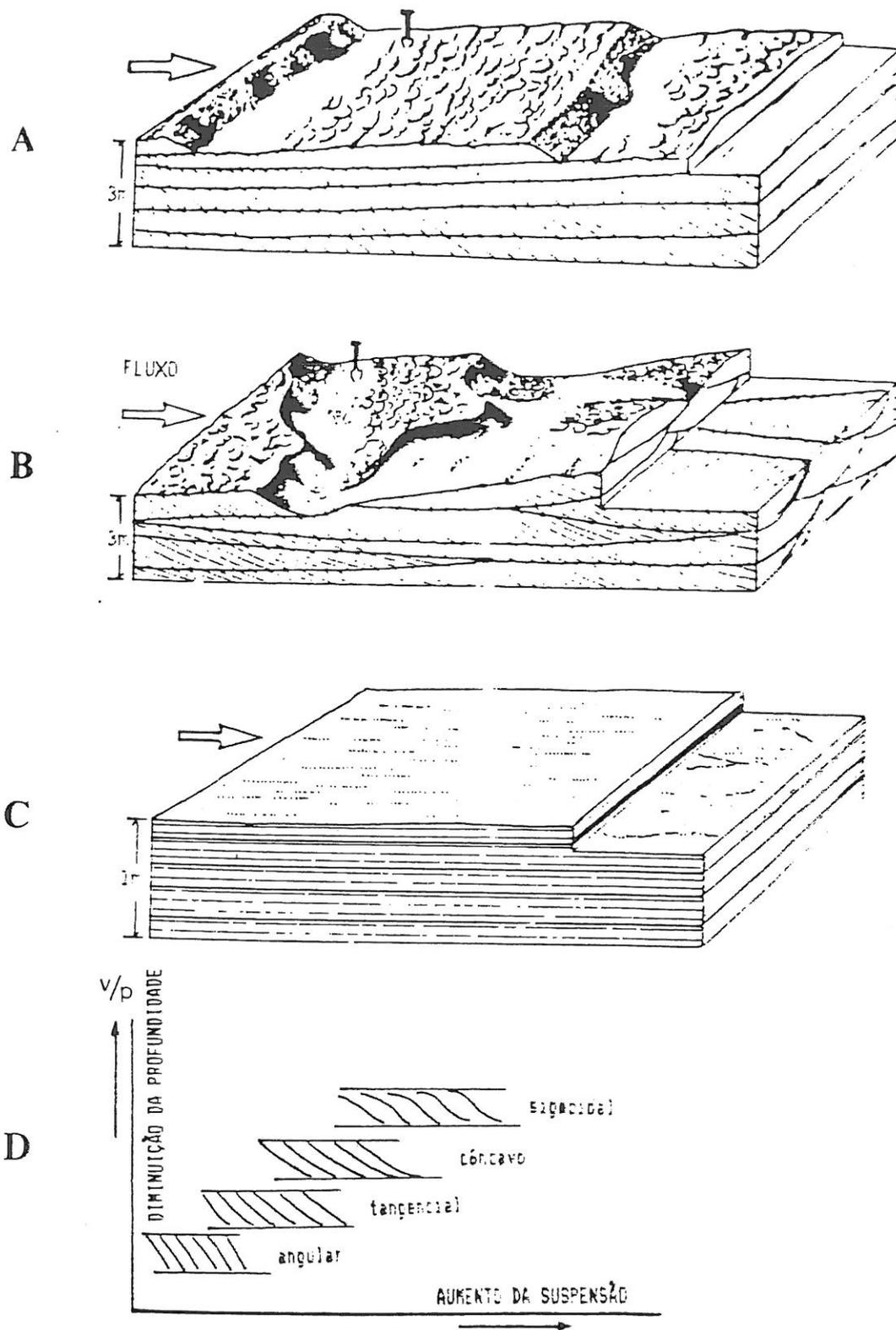


Figura N°V-5. Processos sedimentares atuantes na geração das principais estruturas por tração. A - Estratificação cruzada planar gerada pela migração de megaondas de cristas retas (Harms, 1975); B - Estratificação cruzada acanalada gerada por migração de megaondas de cristas sinuosas (Harms, 1975); C - Estratificação horizontal e laminação paralela gerada pelo transporte no regime de fluxo superior, e superfície interna com "parting lineation" (Harms, 1975); D - Fatores que controlam a forma das lâminas do "foreset" (Reineck & Sing, 1980)

## 2.2 - Fácies de arenitos com estratificação horizontal

**Localização.** As melhores afloramentos situam-se nos pontos 4, 5, 7, 8, e 9 da figura N°V-1.

**Descrição.** Consiste em arenitos quartzo-feldspáticos de granulação média a fina, ocasionalmente grossos e com seixos dispersos, com estratificação horizontal plano-paralela. As camadas apresentam uma espessura de 15 a 40 centímetros em média. Na região de Vilasboas (ponto 1) e ao sul de Carmen (ponto 7 e 8), foram reconhecidas estruturas geradas por fluxos de alta energia, como lineação de partição ("parting lineation"), presente nas superfícies internas das camadas, e com direções próximas ao norte.

**Processos sedimentares.** As fácies de arenitos com estratificação horizontal plano-paralela podem ser geradas por processos subaquáticos em regime de fluxo superior (figura N°V-5C), em condições de fluxo não confinado (transbordamento) e eventualmente, confinado.

## 2.3 - Fácies de conglomerados

**Localização.** As principais áreas onde aflora essa fácies situa-se na região de Paso Tejera (pontos 2, 3), nas margens do Arroio Vilasboas (ponto 1), e nos trechos finais dos poços do Distrito Las Cañas. No entanto, é comum a presença de delgados níveis lenticulares de conglomerados em amplas áreas da borda sul da bacia.

**Descrição.** Conglomerados mal estratificados, brancos, às vezes avermelhados, contendo seixos de quartzo, granitos, gnaisses e feldspatos (na região de Paso Tejera são predominantemente de quartzo), subangulares a arredondados, de 5 a 8 centímetros

de diâmetro (valor médio no maior eixo), matriz arenosa de granulometria variável. Individualmente, cada camada possui uma espessura em torno dos 40 a 50 centímetros.

Apresentam-se maciços até com estratificação horizontal, ressaltada pela disposição horizontal dos seixos maiores intercalados com seixos menores. São comuns também camadas apresentando graduação normal (foto N°3) e inversa e, às vezes, camadas com seixos imbricados. Na base das camadas aparecem níveis erosivos, onde ocorrem clastos argilosos ("clay galls"), indicando retrabalhamento.

**Processos sedimentares.** As fácies de conglomerados são geradas por fluxos subaquáticos de alta energia, o que permite pulsos e variações rápidas na capacidade de transporte dos clastos, refletindo variações constantes da energia do sistema. Caracterizam depósitos típicos de fluxos de detritos não coesivos ("debris flow").

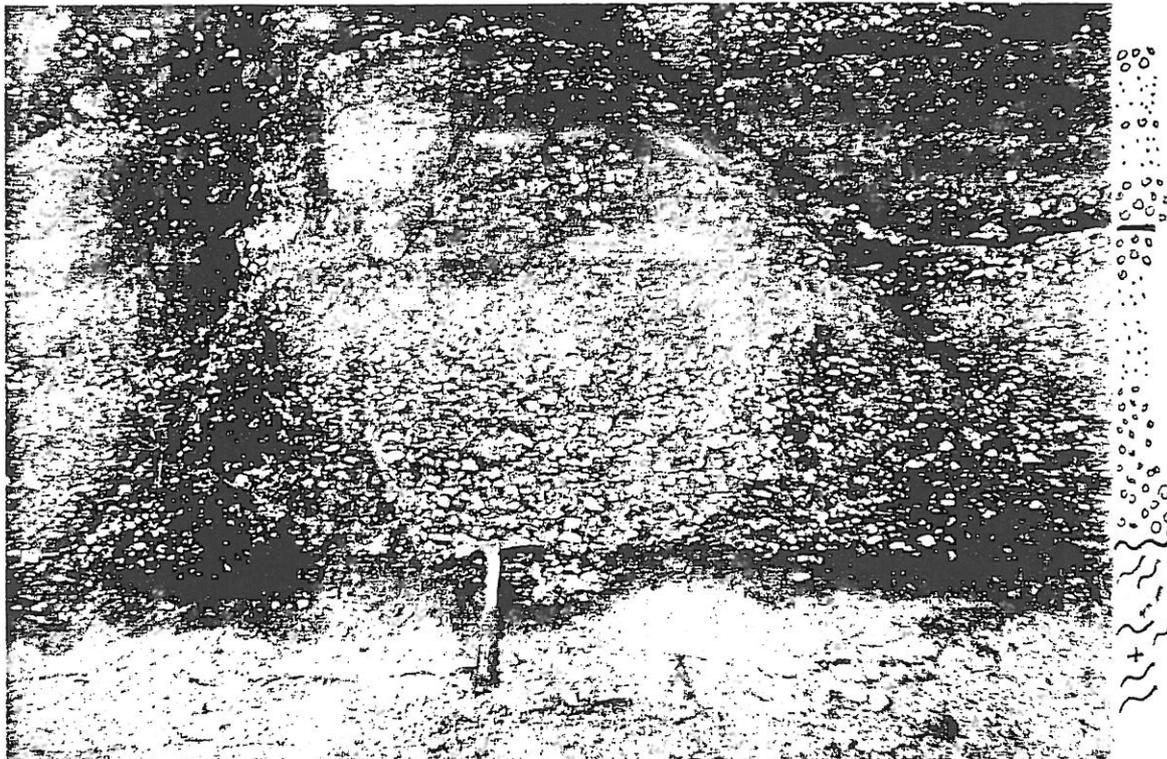


Foto N°3 - Conglomerados com graduação normal (centro) em contato com o embasamento pré-cambriano, e com graduação inversa (superior direita). Paso Tejera (ponto 2)

## 2.4 - Fácies de conglomerados com estratificação cruzada

**Localização.** Esta fácies encontra-se restrita, principalmente, à região de Paso Tejera (pontos 2, 3).

**Descrição.** É constituída por conglomerados e arenitos conglomeráticos brancos, às vezes avermelhados, quartzo-feldspáticos, com seixos subangulares e matriz arenosa. Apresenta estratificação cruzada do tipo planar-tangencial e acanalada (fotos N° 4 e N° 5). Na vertical, as camadas podem apresentar variações na geometria das lâminas frontais (de tabular planar a tangencial). Comumente os seixos maiores encontram-se na base dos "sets", como também nas lâminas frontais da estratificação cruzada. Existe, muitas vezes, uma verdadeira gradação granulométrica cíclica no interior de cada lâmina frontal, originando alternância seixos-areias-seixos.

A figura N°V-6 mostra uma seção colunar composta dos conglomerados da região de Paso Tejera (pontos 2 e 3).

**Processos sedimentares.** Os termos conglomeráticos com estratificação planar são gerados por migração de megaondas ou dunas subaquosas de cristas retas em regime de fluxo inferior, enquanto os termos com estratificação acanalada são gerados por migração de megaondas de cristas sinuosas ou linguoides (não retilíneas). A ciclicidade ou alternância granulométrica nas lâminas frontais da estratificação cruzada 2é explicada pelo modelo proposto por Rust (1984) (figura N°V-7), sendo reconhecidas em rios entrelaçados.

Foto Nº 4 - Camadas areno-conglomerática com estratificação cruzada planar a tangencial na base, com gradação nas lâminas frontais. Paso Tejera (ponto 2).



Foto Nº 5. Camada conglomerática-arenosa com estratificação cruzada (martelo), apresentando ciclicidade granulométrica nas lâminas frontais. Separando os estratos areno-conglomeráticos apresenta-se uma delgada lente pelítica (ponto 2).

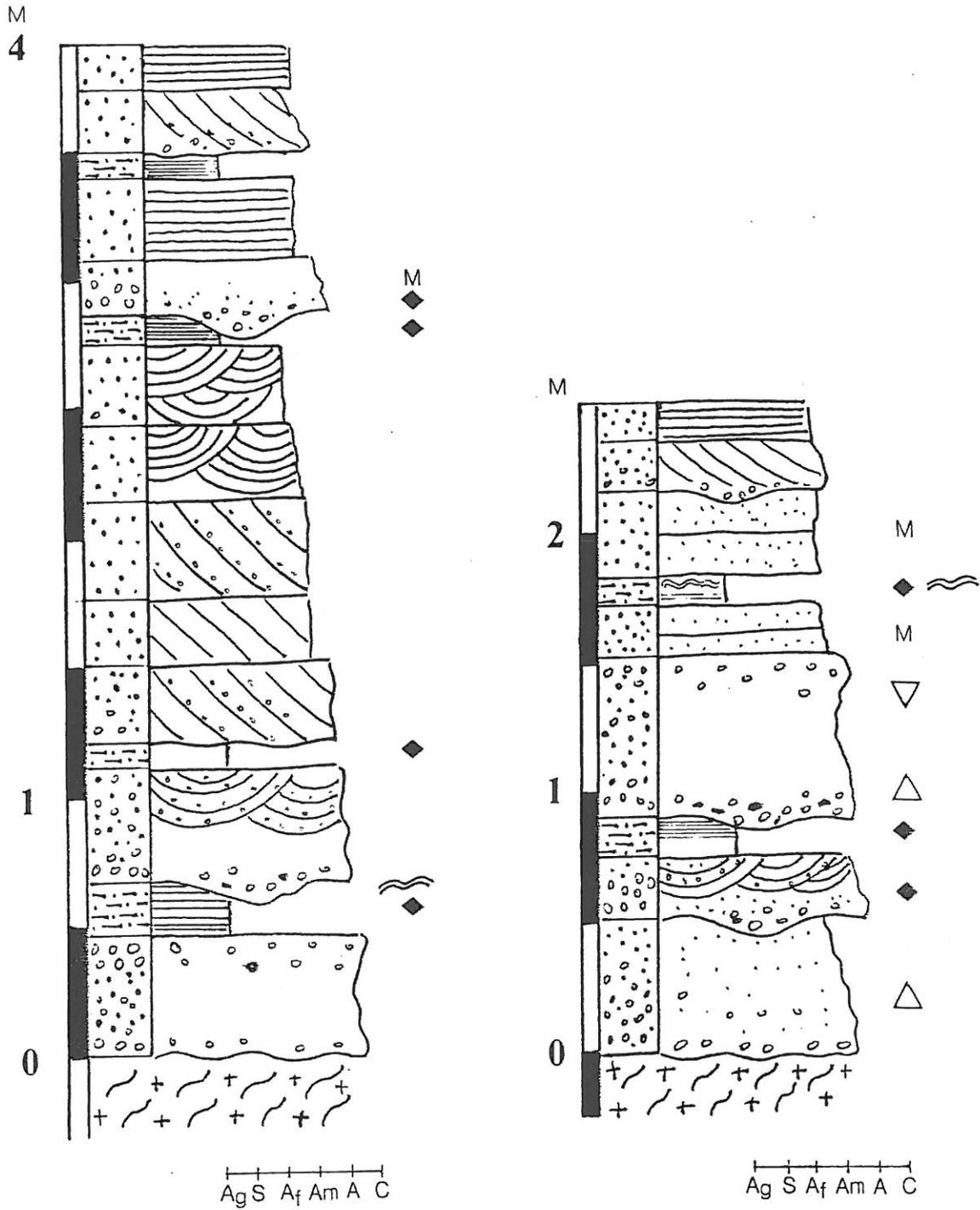
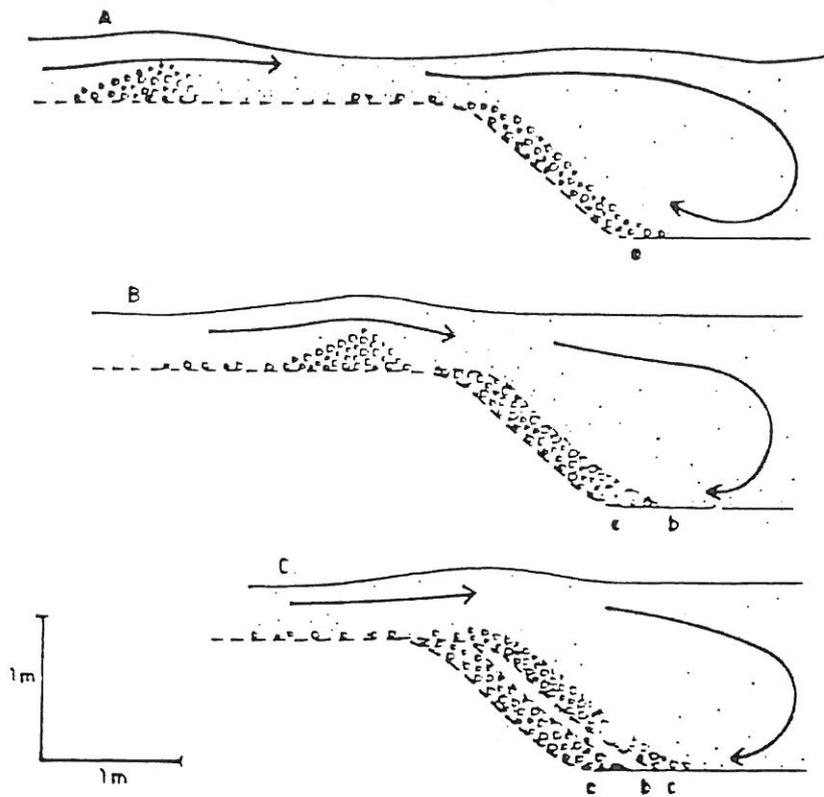
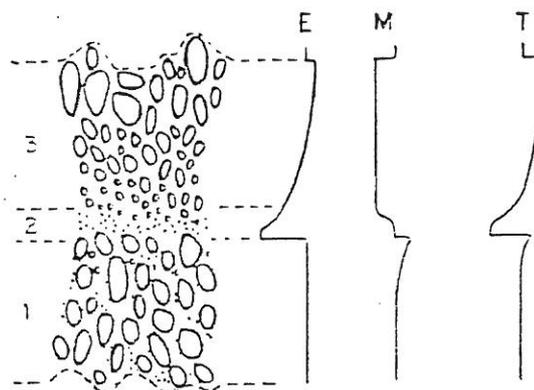


Figura N° V-6. Seção colunar composta da região de Paso Tejera (pontos 2 e 3) mostrando, fundamentalmente, o arranjo dos termos conglomeráticos com os outros termos integrantes da associação de fácies A.



A - Modelo que explica a ciclicidade na fácies de conglomerados arenosos com estratificação cruzada planar, (A) - Os cascalhos e areias são transportados sobre a barra, acumulando-se lentamente no "foreset". A areia é transportada em suspensão sobre a barra e acontecem turbilhonamentos de retrocesso na parte inferior do "foreset". Nesta etapa, o tempo é suficiente para que a areia se infiltre completamente dentro dos cascalhos, enquanto estes vão acumulando-se (a). (B) - O sedimento transportado na lâmina frontal do "foreset" é constituído por areia e cascalho, gerando um nível granodecrescente (b) sobre (a). (C) - A forma menor de cascalhos atinge a crista da barra e cai em avalanche sobre o "foreset" como "grain flow", gerando um nível com gradação inversa. A deposição é rápida e não permite a infiltração completa da areia (Rust, 1984).



B - Esquema de uma unidade cíclica de areia e cascalhos com indicação vertical em: esqueleto (E), matriz (M) e tamanho dos grãos (T) (Rust, 1984).

Figura N° V-7 - Modelos sedimentares explicando a ciclicidade cascalho-areia nas lâminas frontais dos estratos cruzados (A), e a variação vertical dos componentes detríticos de um conglomerado com gradação normal e inversa (B)

## 2.5 - Fácies de pelitos arenosos

**Localização.** Reconhecida principalmente nas regiões onde aflora a base desta associação, sendo comum nos pontos 2, 3, 5, 7, 8, 9, 10, e 13.

**Descrição.** É constituída por pelitos e arenitos finos argilosos, esbranquiçados, de composição quartzo - feldspática, micáceos, maciços, apresentando-se em lentes de espessura decimétrica (foto N°6), às vezes, métrica (ponto 8). No topo de algumas camadas aparecem marcas de ondas ("ripples"). É comum que esses corpos apresentem-se erodidos ou escavados e preenchidos por conglomerados e arenitos conglomeráticos. É comum também ocorrerem com impregnações de óxidos férricos.

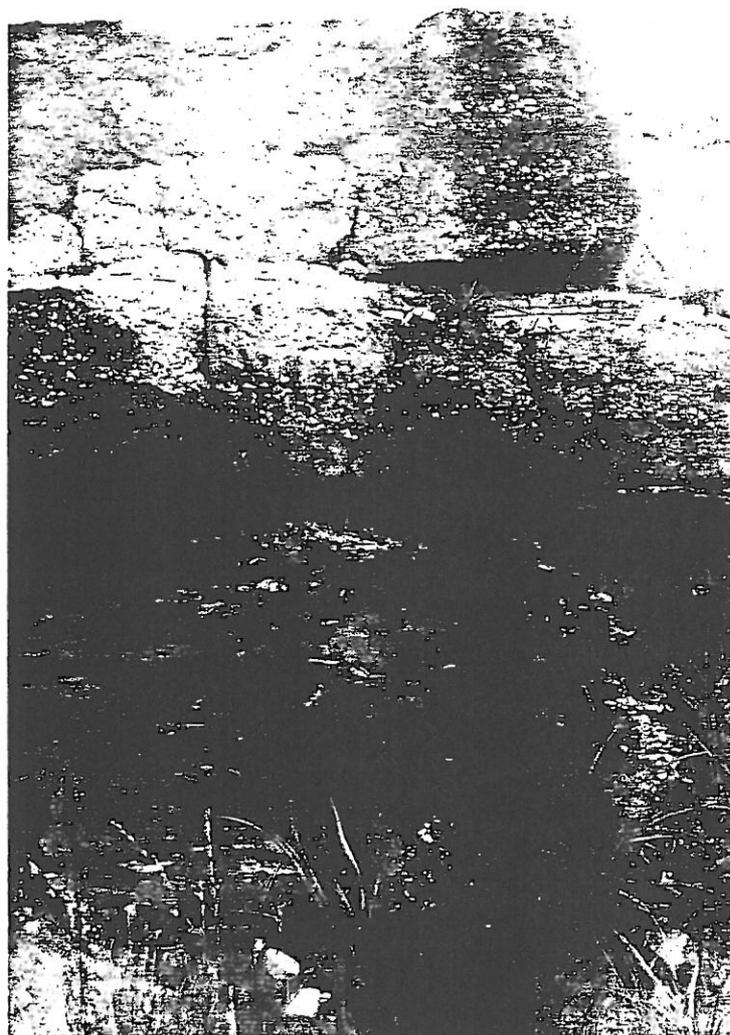
Resulta importante ressaltar que essa fácies apresenta-se associada também com diamictitos grossos, maciços, de cores avermelhados, polimícticos, com seixos de 20 centímetros de diâmetro maior, subangulares a angulares, em camadas irregulares de espessura variável. Os diamictitos acham-se restritos aos pontos 3 e 7.

**Processos sedimentares.** A fácies de pelitos arenosos é gerada por processos de decantação e tração em regime de fluxo inferior (laminação horizontal), sendo interpretados como depósitos transbordamento gerados em uma planície aluvial durante períodos de inundação. Por sua vez, Sprechmann *et al.* (1993) reconhecem presença de restos vegetais terrestres<sup>1</sup> (algas, pteridophytas do morfogênero *Hostimella*, e caules com esporângios de psilophitales) em pelitos maciços, que interpretam-se aqui como correspondendo a essa fácies. A presença de diamictitos, embora restrita, sugere também a atuação de processos de fluxo de alta viscosidade ("cohesive debris flow") sobre essas planícies aluviais.

---

<sup>1</sup> Esses restos vegetais situam-se na base do perfil da estrada N°42, aproximadamente a 5km ao sul da localidade de Carmen, no interior de um pacote de 6m de espessura que correspondem à associação de fácies A. Na direção do topo, sobreposto aos termos anteriores, sucedem-se camadas de arenitos com estratificação horizontal e cruzada (5m).

Foto N°6 - Camadas tabulares grossas separadas por lentes pelíticas com laminação horizontal plano-paralelas. O pacote sedimentar assenta-se em discordância sobre o embasamento.



## 2.6 - Fácies de folhelhos

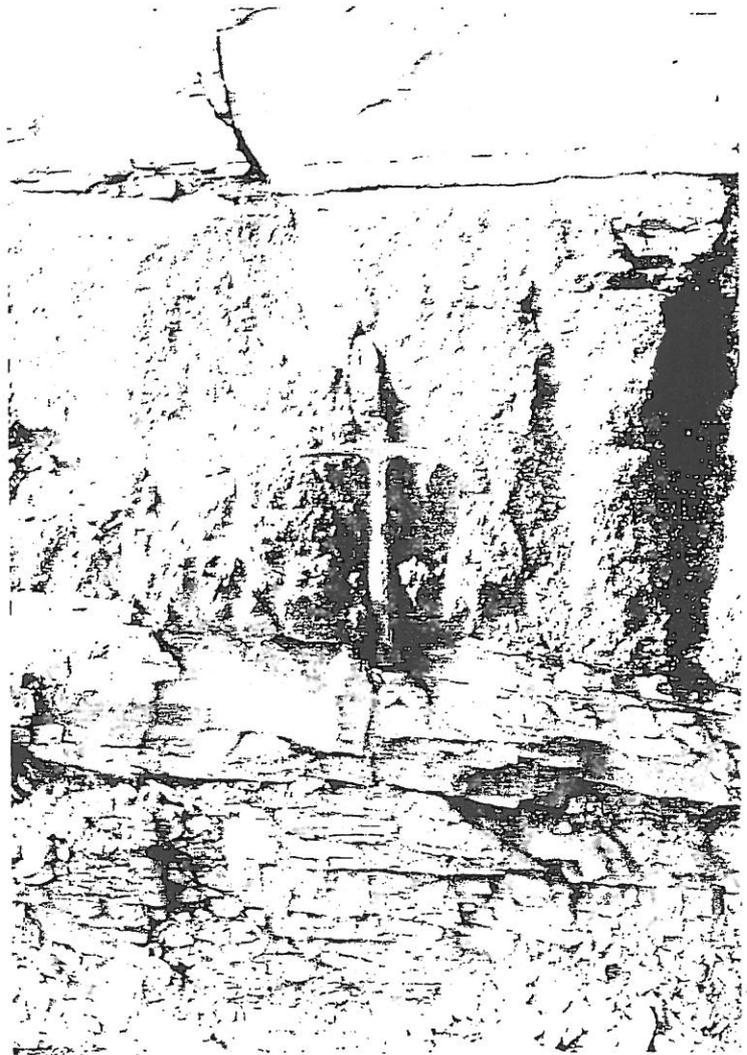
**Localização.** Ocorre na pedreira de Cerrezuelo (ponto 19); na base das pedreiras de Capilla Farruco (ponto 18) e Las Cañas (15), como também, em subsuperfície, nos poços do Distrito Las Cañas.

**Descrição.** Os folhelhos referidos dentro desta associação de fácies ocorrem no topo, intercalados aos arenitos de granulação média a grossa (fotos N°7 e N°8), e mostram características texturais e de composição similares aos folhelhos cinzas que

caracterizam a Associação de Fácies D (folhelhos laminados). Apresentam-se em cores brancas, porém, aparecem ocasionalmente níveis com cores cinzas nos testemunhos dos poços do Distrito Las Cañas (por exemplo, no poço N° 53A). Ocorrem maciços a finamente laminados, em camadas contínuas, outras vezes lenticulares, com espessuras métricas (média entre 1 a 1,5 metros), com boa continuidade lateral. No topo da associação aparece uma camada de notável continuidade (em nível de bacia), com espessuras superiores que 4 metros, aflorando parcialmente nas pedreiras de Capilla Farruco e da região de Las Cañas, espessando-se na direção noroeste. Até o momento, não foram encontrados fósseis nessas camadas.

**Processos sedimentares.** A fácies de folhelhos sugere a predominância de processos de deposição por decantação, sendo interpretada como de origem marinha.

Foto N° 7 - Intercalações de folhelhos arenitos grossos com contatos plano-paralelos. A camada inferior de folhelhos apresenta uma espessura de 1,2 m., enquanto a camada superior atinge os 0,5m.



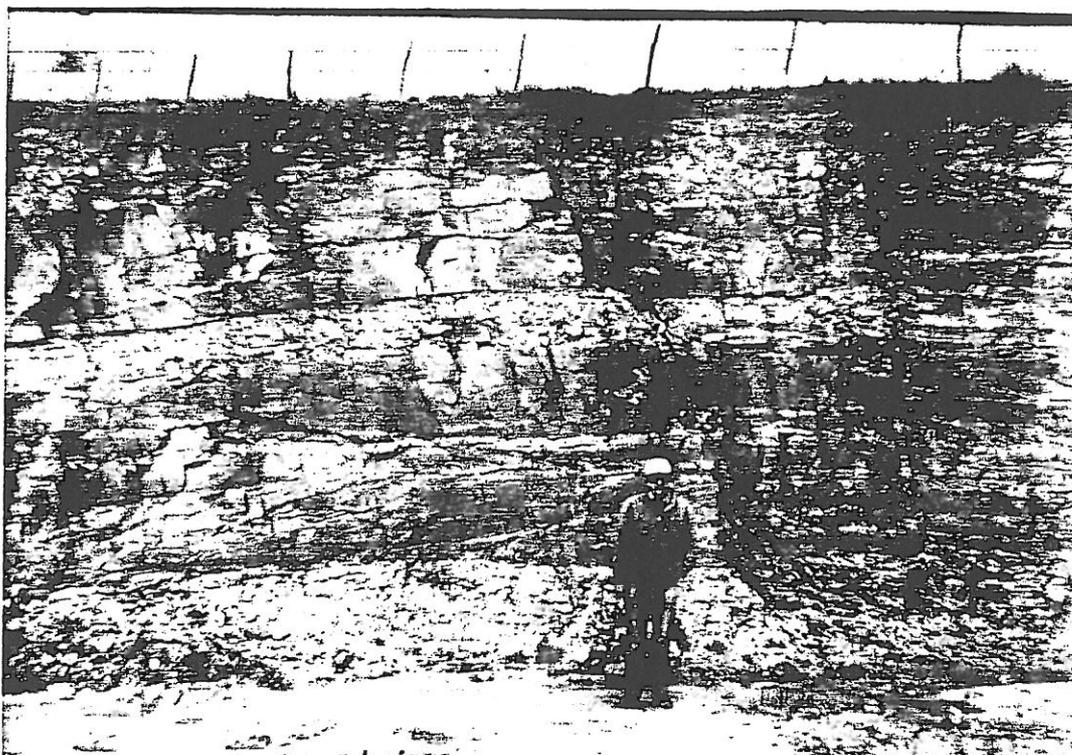


Foto N° 8 - Vista geral do topo da associação de fácies A, mostrando intercalações de folhelhos e arenitos grossos com contato plano-paralelo. Os arenitos apresentam estratificação cruzada (NW), e canais preenchidos por materiais mais grossos. Nessa pedreira (Cerezuelo, ponto 19) são achados icnofósseis que definem a fácies de *Skolithos*.

## 2.7 - INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES A

O conjunto de fácies descrito aqui é interpretado do ponto de vista ambiental como um sistema fan-delta<sup>2</sup>, sobre o qual, oscilações do nível do mar promoviam a deposição de folhelhos marinhos de prodelta-plataforma (figura N°V-8).

As fácies que constituem a parte mais proximal do sistema de fan-delta resultaram de rios entrelaçados de energia suficientemente alta, a qual possibilitou o transporte e a deposição dos termos mais grossos. Esse conjunto compreende os termos predominantes desta associação faciológica, como as fácies de arenitos e conglomerados

---

<sup>2</sup> Fan-delta: definição *vide* Capítulo VI.

estratificações cruzadas. Essa associação denota também deposição a partir de fluxos de detritos (coesivos e não coesivos) e de fundo de canal. Estes últimos foram escavados na planície aluvial do fan-delta, essencialmente arenosa, a qual fica caracterizada pela fácies de pelitos arenosos, resultante de enchentes ou situações de transbordamento. A figura N°V-9 apresenta um bloco diagrama ilustrando as fácies de um leque aluvial. O achado de restos de plantas terrestres suporta esta interpretação. Segundo as subdivisões propostas por Mc.Gowen & Groat (1971), essas fácies caracterizam a porção intermediária de um leque aluvial.

Outra forte evidência de rios entrelaçados é o padrão unimodal de paleocorrentes na direção N-NW, o que ainda sugere uma fisiografia montanhosa a sudeste e sul.

As fácies que representam a situação mais distal do fan-delta (predominantes em superfície em relação às anteriores), é caracterizada por rios entrelaçados que perdem energia e competência, predominando, então, os termos arenosos. Quando ocasionalmente ocorrem níveis de conglomerados, sempre apresentam-se com maior organização que os conglomerados proximais do fan-delta, apresentando gradação normal.

A fácies mais desenvolvida, neste contexto, é a de arenitos com estratificação cruzada, subordinadamente apresentam-se os arenitos com estratificação horizontal e os conglomerados. A primeira formou-se como resultado de megaôndulas subaquosas em regime inferior, relacionadas à migração de barras de canal, enquanto que a presença de conglomerados representa, associada às anteriores, o preenchimento de canais menores. Todo esse conjunto foi periodicamente perturbado por oscilações do nível do mar, que promoviam a deposição de folhelhos maciços a finamente laminados, presentes na parte superior da associação de fácies A. Estes folhelhos são interpretados como marinhos, correspondendo a uma situação de prodelta. Cada uma das camada de folhelhos pode ser considerada como limite de parasseqüência no sentido de Wan

Wagoner *et al.* (1990).

A influência da dinâmica costeira nos termos distais do fan-delta é verificada pela presença no topo das camadas arenosas de marcas de ondas, inclusive muitas vezes mostrando superfícies erosivas geradas pelo retrabalhamento de ondas. Algumas dessas feições onduladas assemelham-se, com dúvidas, a estratificações do tipo "hummocky".

As intercalações de folhelhos e pelitos (na direção do topo) indicam uma ciclicidade marcada na sedimentação, em resposta ao constante avanço e retrocesso da linha de costa, provocada por rápidas oscilações do nível do mar. A camada contínua de folhelhos (do topo) materializa um afogamento total do fan-delta (pico de inundação marinha), que pode ser verificado através de toda a bacia. Esta camada pode ser considerada um limite de seqüência, no sentido de Galloway (1989), ou também um limite de um conjunto de paraseqüências ("parasequence set"), no sentido de Wan Wagoner *et al.* (1990).

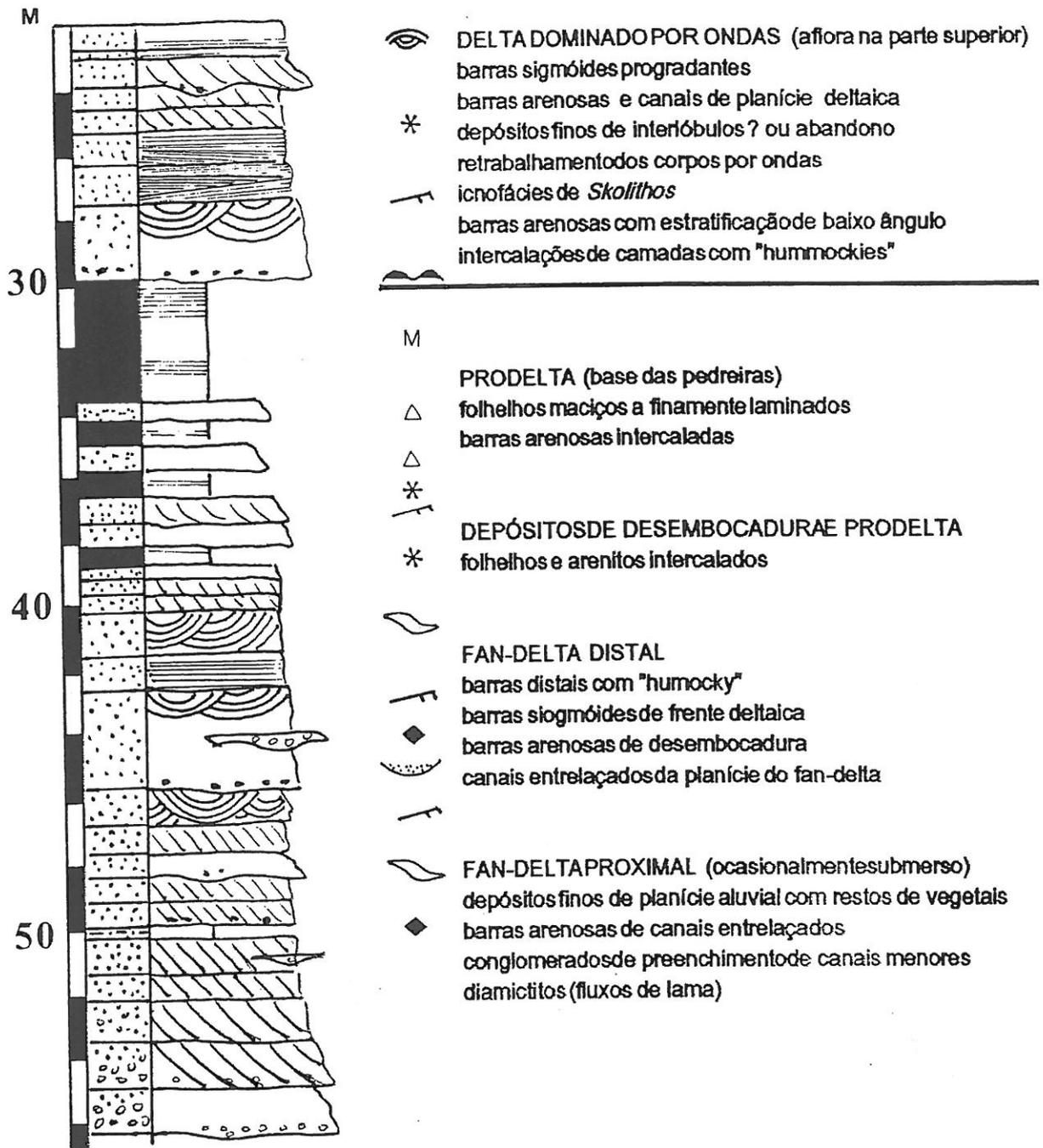


Figura N°V-8 - Perfil da região de Las Cañas, integrando os dados de superfície e subsuperfície. Os depósitos abaixo dos 30m de profundidade, correspondem à Associação de fácies A, onde pode observar-se a passagem, na direção do topo, dos termos proximais para distais do sistema de fan-delta (incluindo alguns depósitos costeiros). No topo intercalam-se com depósitos de prodelta-plataforma, determinando um arranjo retro-gradacional das fácies.

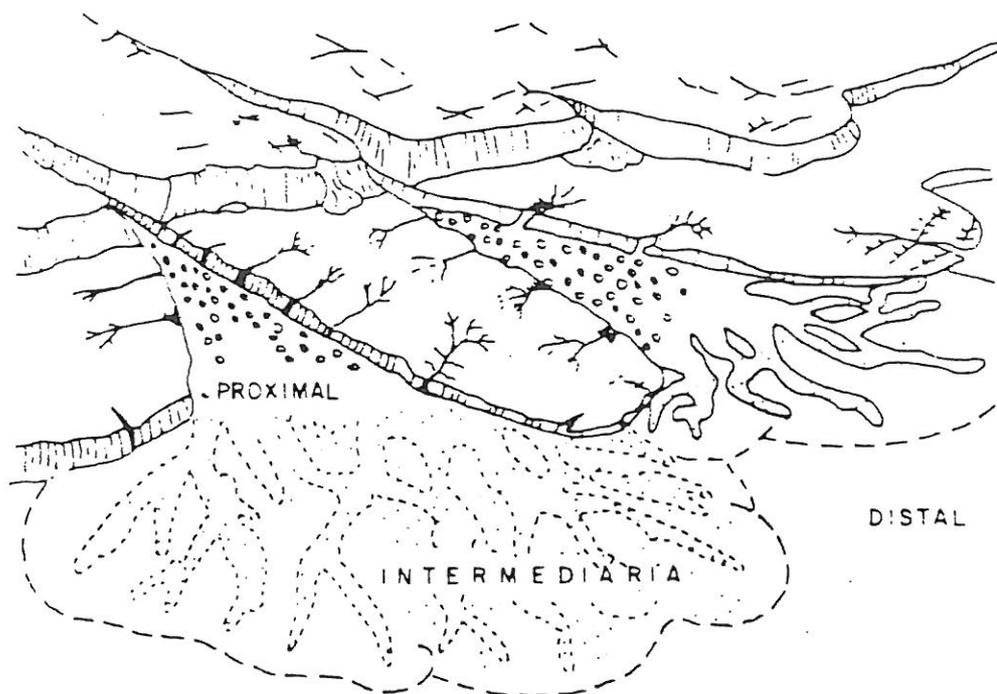
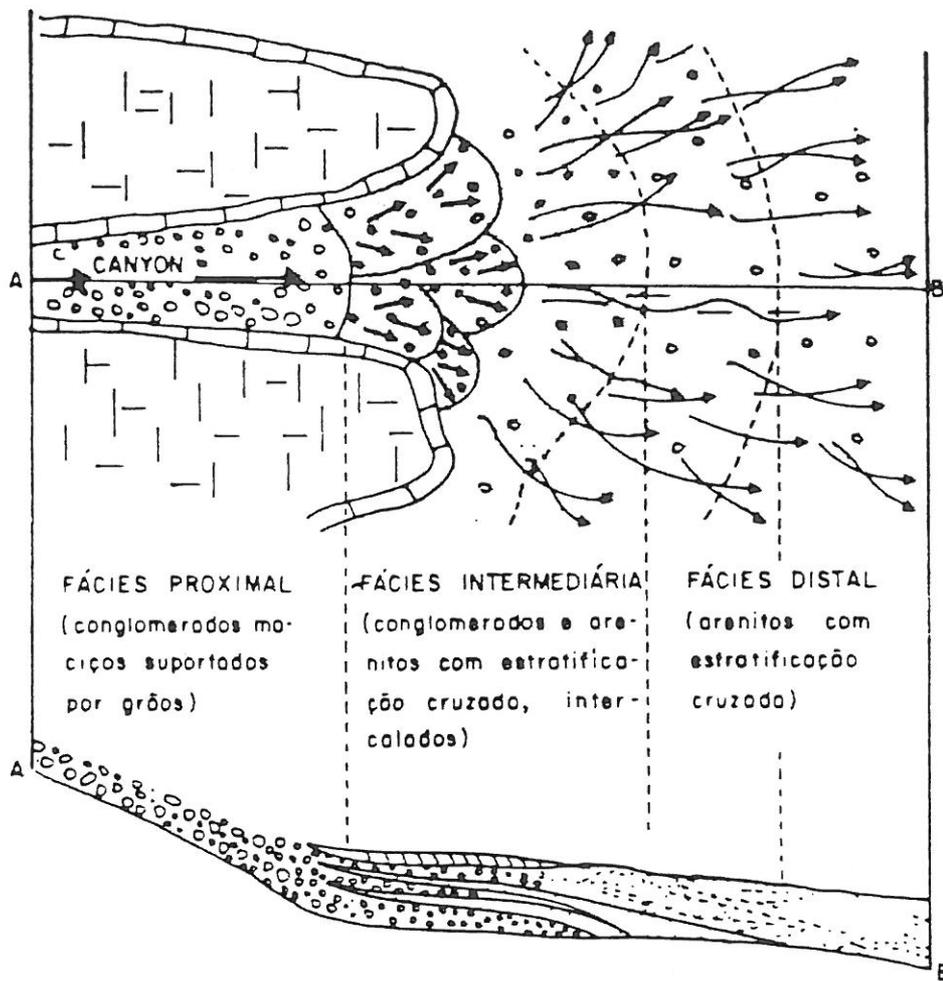


Figura N°V-9 - Bloco diagrama, ilustrando em planta e em seção, a distribuição das fácies sedimentares que compõem o sistema de leques aluviais (fonte: modificado de Mc.Gowen & Groat, 1971)

### 3 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES B

Corresponde a um conjunto de fácies onde predominam os arenitos de granulometria média a grossa, às vezes conglomerática, com uma tendência granodecrescente na direção do topo. Compreende: lóbulos sigmoides progradantes aos quais se intercalam camadas arenosas com estratificação cruzada de baixo ângulo, arenitos com estratificação cruzada de pequeno a médio porte e lentes conglomeráticas. Também ocorrem freqüentemente intercalações de pelitos de espessura variável.

Este conjunto de fácies apresenta na base contato plano-paralelo, às vezes parcialmente erosivo, com os folhelhos do topo da associação de fácies A. Outras vezes, mostra estruturas de deformação por sobrecarga (foto N° 9). Em direção ao topo, registra-se uma passagem gradual e interdigitada com as fácies que compõem a associação de fácies C (arenitos finos). É comum observar estruturas erosivas que denotam a ação de ondas retrabalhando a superfície dos corpos, afetando as camadas dessa associação.

Estas litologias, de uma maneira geral, abrangem uma faixa de afloramentos alinhados preferencialmente na direção N10°E a N30°E.

Existe uma leve tendência de espessamento das camadas no sentido da progradação dos lóbulos (NW), o que é comprovado em subsuperfície. A espessura máxima reconhecida para essa associação é de 20 metros (Distrito Las Cañas), podendo alcançar valores levemente superiores nos poços de La Paloma e Rincón del Bonete.

As fácies individuais que compõem esta associação são:

- Fácies de arenitos com geometria sigmóide**
- Fácies de arenitos com estratificação cruzada**
- Fácies de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo**
- Fácies de pelitos e arenitos argilosos**

### 3.1 - Fácies de arenitos com geometria sigmóide

**Localização.** Esta fácies está bem exposta em várias pedreiras (a maioria abandonadas), como por exemplo: Capilla Faruco (ponto 18), Las Cañas W (ponto 14) e Las Cañas (ponto 15).

**Descrição.** É constituída por arenitos médios a grossos, ocasionalmente finos, quartzo-feldspáticos, imaturos, com seixos e intraclastos pelíticos na base das camadas (foto N° 10). É comum também que na base os corpos apresentem um intervalo arenoso grosseiro maciço, gradando para estratificação cruzada (foto N° 11).

Os corpos apresentam uma geometria sigmóide, com estratificação do tipo cruzada planar, acanalada tangencial, de médio a grande porte e plano-paralela que acompanha a geometria das camadas. A direção de avanço ou progradação dos corpos sigmóides tem uma acentuada tendência para oés-noroeste (foto N° 12).

Às vezes, é comum observar marcas de ôndulas assimétricas nas camadas arenosas, indicando também direções de fluxo predominantemente no sentido do fluxo principal (NW).

**Processos sedimentares.** As fácies de arenitos médios com estratificação cruzada são geradas por migração de dunas subaquosas em condições de regime de fluxo inferior. A presença de lóbulos com geometrias sigmóides, com estratificação cruzada de médio a grande porte ou às vezes com estratificação plano paralela e padrão de paleocorrentes de tendência unimodal, são o resultado de depósitos gerados na desembocadura do sistema distributário de um delta (mostrando influência dos rios), quando os canais distributários perdem competência e depositam o material transportado, construindo barras lobuladas com geometria sigmóide (depósitos de desembocadura).

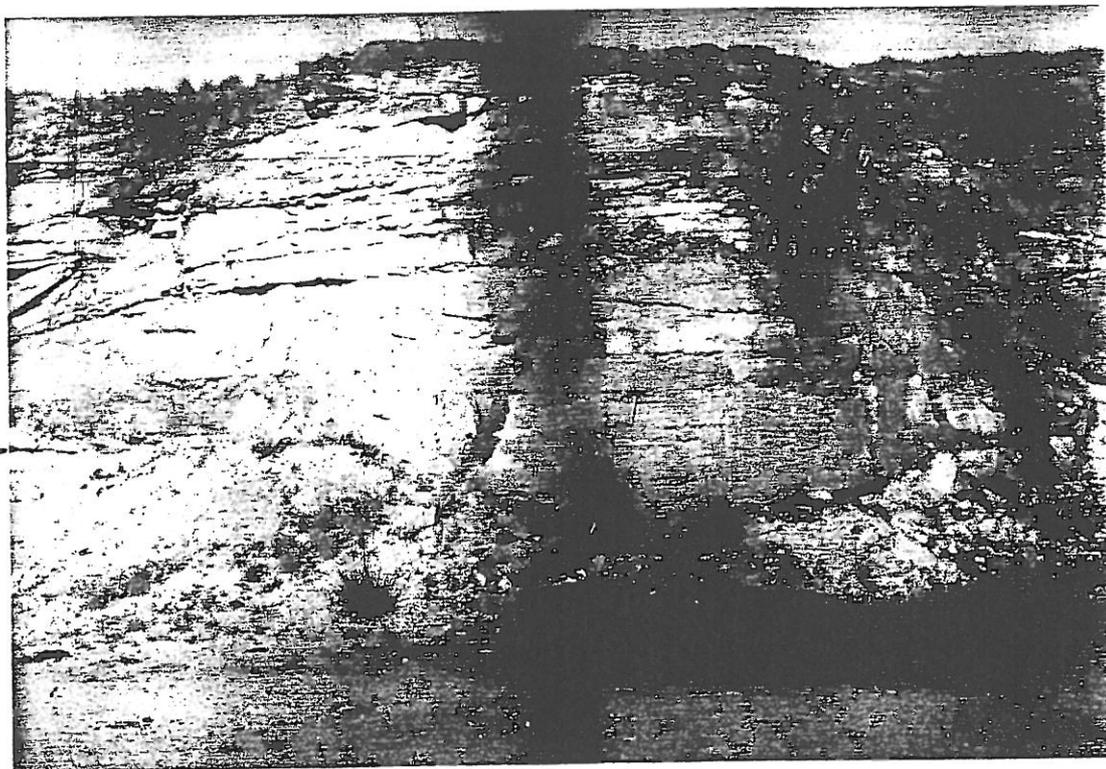


Foto Nº9 - Vista geral da Associação de fácies B. Da base para ao topo observa-se: deformação por sobrecarga na base do lóbulos, que passa na vertical para arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo a sub-horizontal. Os folhelhos da base correspondem ao topo da Associação A (pedreira de Capilla Farruco, ponto 18).

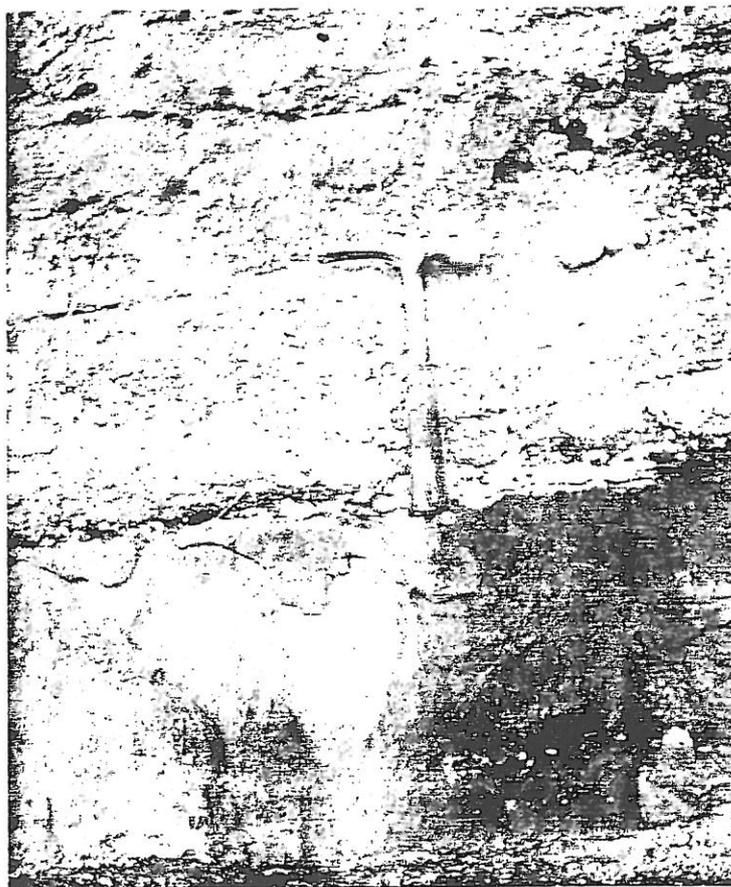


Foto Nº 10 - Detalhe da base dos lóbulos sigmóides. Observa-se a presença de intraclastos argilosos incorporados aos arenitos grossos a médios. Pedreira Capilla Farruco (ponto 18).

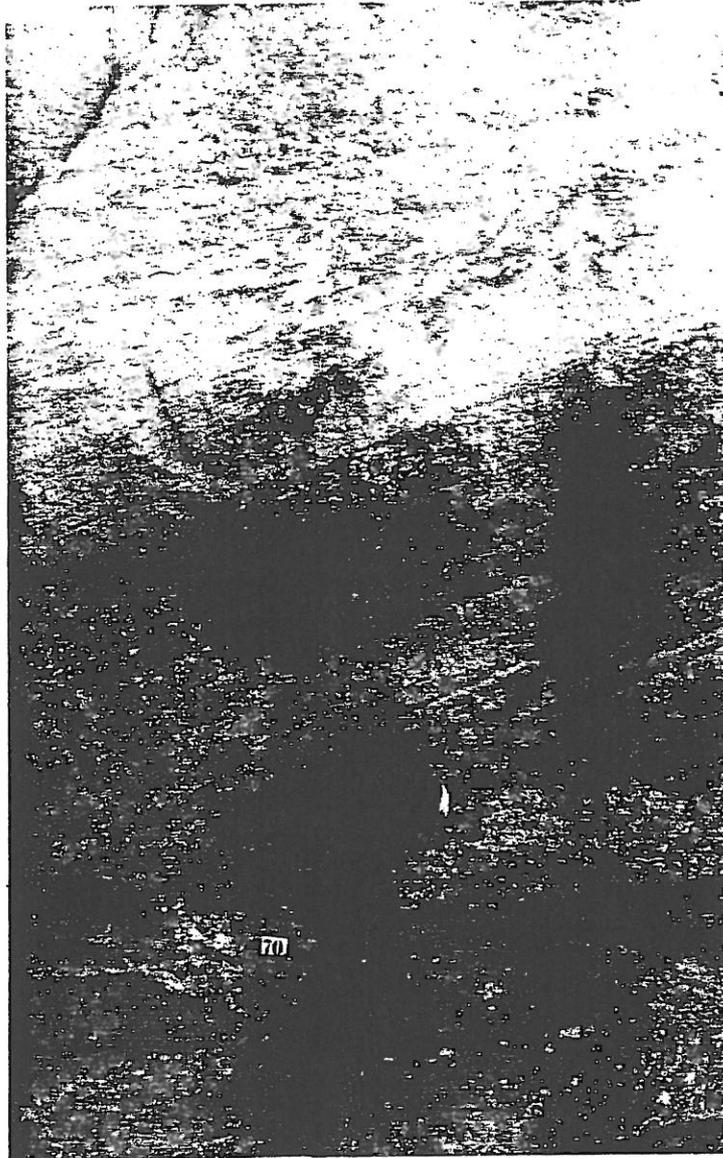


Foto Nº 11 - Detalhe da base dos corpos sigmóides, pedreira de Las Cañás (ponto 15). Observe-se o nível maciço na base que passa na direção do topo para estratificação cruzada planar de médio a grande porte.

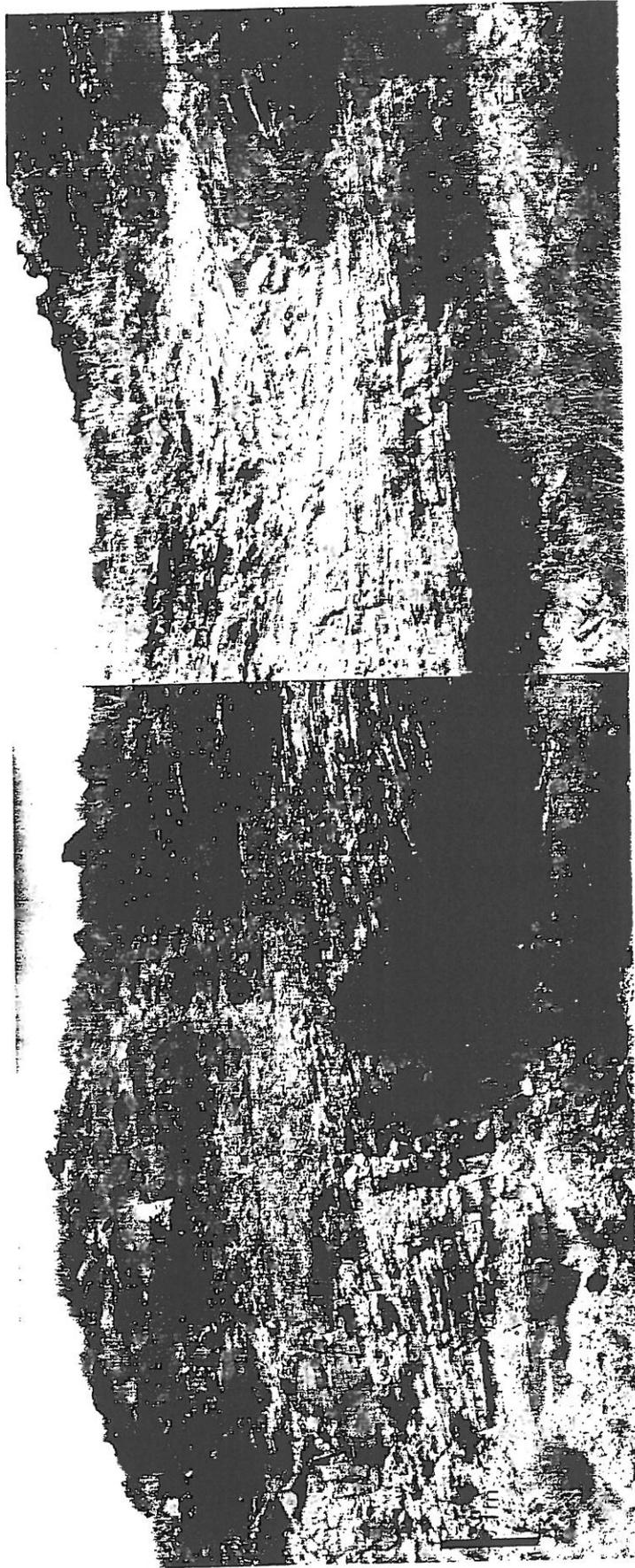


Foto Nº 12 - Detalhe dos lobos sigmoides progradantes para NW, com estratificação plano-paralela acompanhando a geometria do corpo. Abaixo, contato com a camada de folhelhos da associação de fácies A (região de Las Cañas (oeste), ponto 14).

### 3.2 - Fácies de arenitos com estratificação cruzada

**Localização.** Nos afloramentos das regiões de Las Cañas e Capilla Farruco.

**Descrição.** É constituída por arenitos médios com estratificação cruzada (foto N°13), apresentando as mesmas características que as descritas para esses termos na associação de fácies A. É comum a presença de intercalações de níveis lenticulares mais grossos. Esses termos ocorrem associados lateralmente aos lóbulos sigmóides, embora muitas vezes essas relações no campo não fiquem claras. Foram medidas direções de paleocorrentes que mostram um padrão de paleodrenagem complexo, com predomínio para noroeste, e outras direções secundárias (Figura N°V-10).

**Processos sedimentares.** São interpretados como barras geradas em regime de fluxo inferior e construídas por rios entrelaçados de planície deltaica submersa, onde os níveis conglomeráticos intercalados correspondem a preenchimento de canais menores.



Foto N°13. Detalhe dos arenitos com estratificação cruzada planar, intercalados níveis de arenitos maciços. As paleocorrentes indicam para NW. Região de Capilla Farruco (ponto 18)

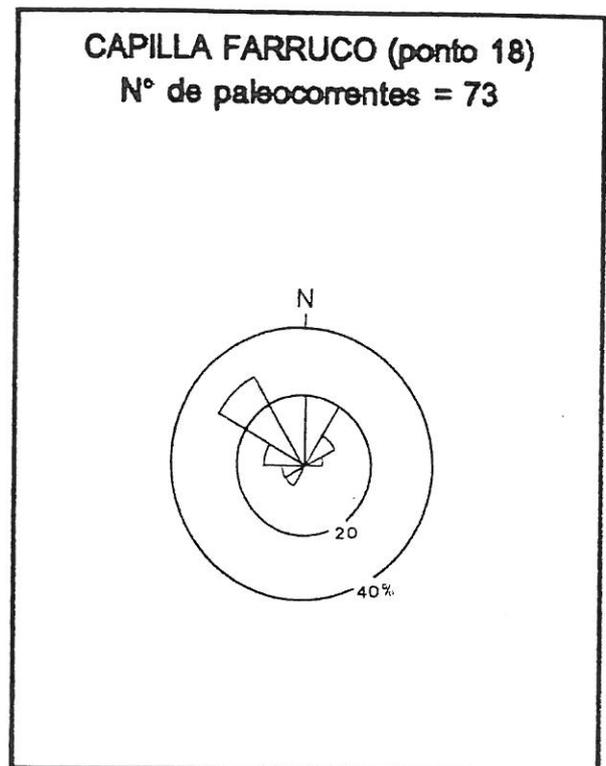
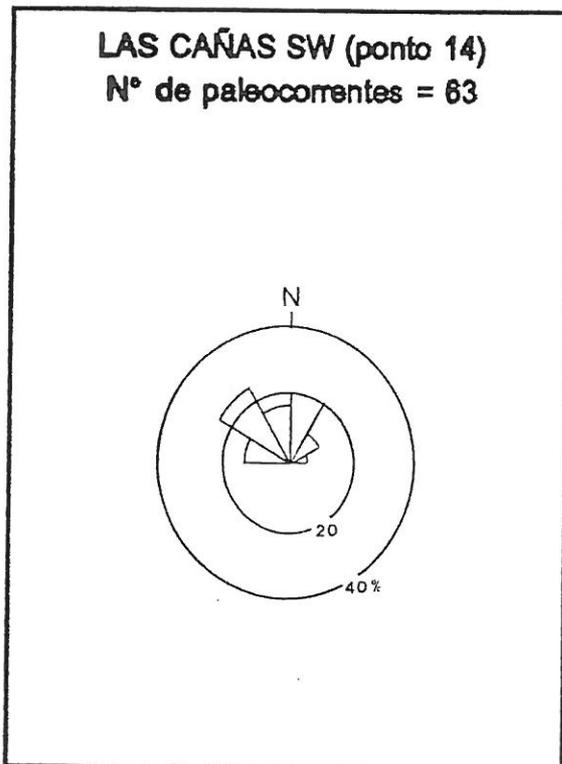
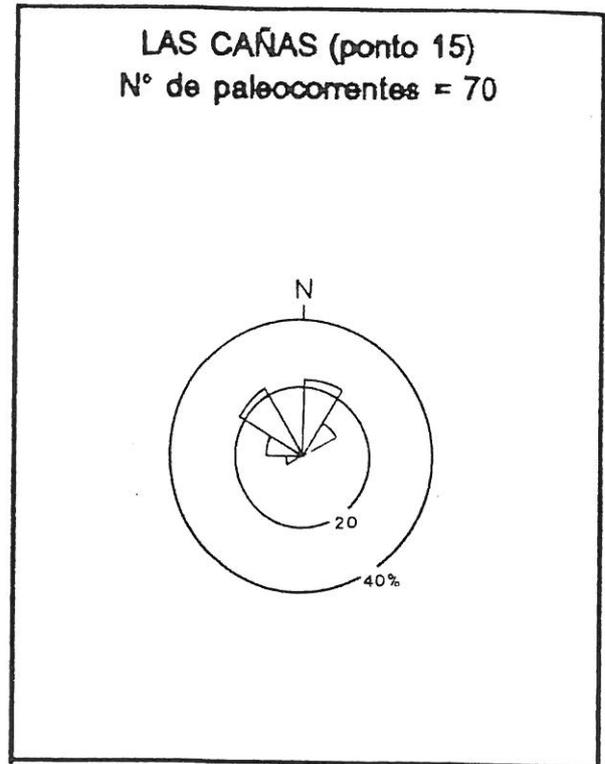
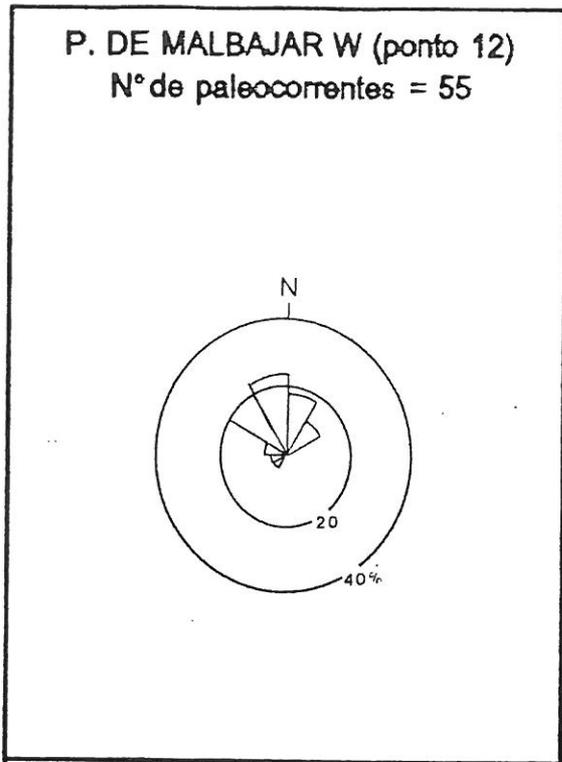


Figura N°V-10. Histogramas circulares de freqüência (rosetas) de medidas de paleocorrentes, em fácies de arenitos com estratificação cruzada. Intervalo de classe = 30°.

### 3.3 - Fácies de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (<10°)

**Localização.** Principais afloramentos nas pedreiras de Capilla Farruco (18), e a oeste de Las Cañas (entre os pontos 15 e 14).

**Descrição.** É constituída por arenitos médios, às vezes finos, de boa seleção, quartzosos a quartzo-feldspáticos, geometria cuneiforme, com estratificação cruzada de baixo ângulo inferior a 10°, inclinando-se predominantemente no rumo oeste (foto N° 14). Apresentam-se intercaladas às vezes camadas delgadas com estratificação horizontal a sub-horizontal.

É possível observar níveis arenosos com concentrações de minerais pesados em que predominam zircão e turmalina.

Foram reconhecidas, intercaladas a estas fácies, camadas de arenitos finos a médios com laminação truncada por ondas ("hummocky"), como também superfícies erosivas retrabalhando o topo das barras (foto N° 15).

**Processos sedimentares.** Os arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, e também os de estratificação horizontal a sub-horizontal, correspondem a estruturas formadas sob lâmina de água rasa a muito rasa, em regime de alta energia, neste caso sujeitas à dinâmica de ondas. Caracterizam barras arenosas situadas na frente dos lobos sigmóides ou também lateralmente a esses. Sugerem, especificamente, uma situação próxima à linha de costa, embora às vezes sujeita a influência de tempestades (arenitos com hummockies).



Foto Nº 14 - Detalhe das barras arenosas com estratificação cruzada de baixo ângulo (1) (depósitos de praia) sotopostos aos lóbulos sigmóides deltaicos (2). Observe-se no topo superfícies erosivas afetando as camadas interpretadas como ação de ondas (3). Pedreira de Capilla Farruco (ponto 18).

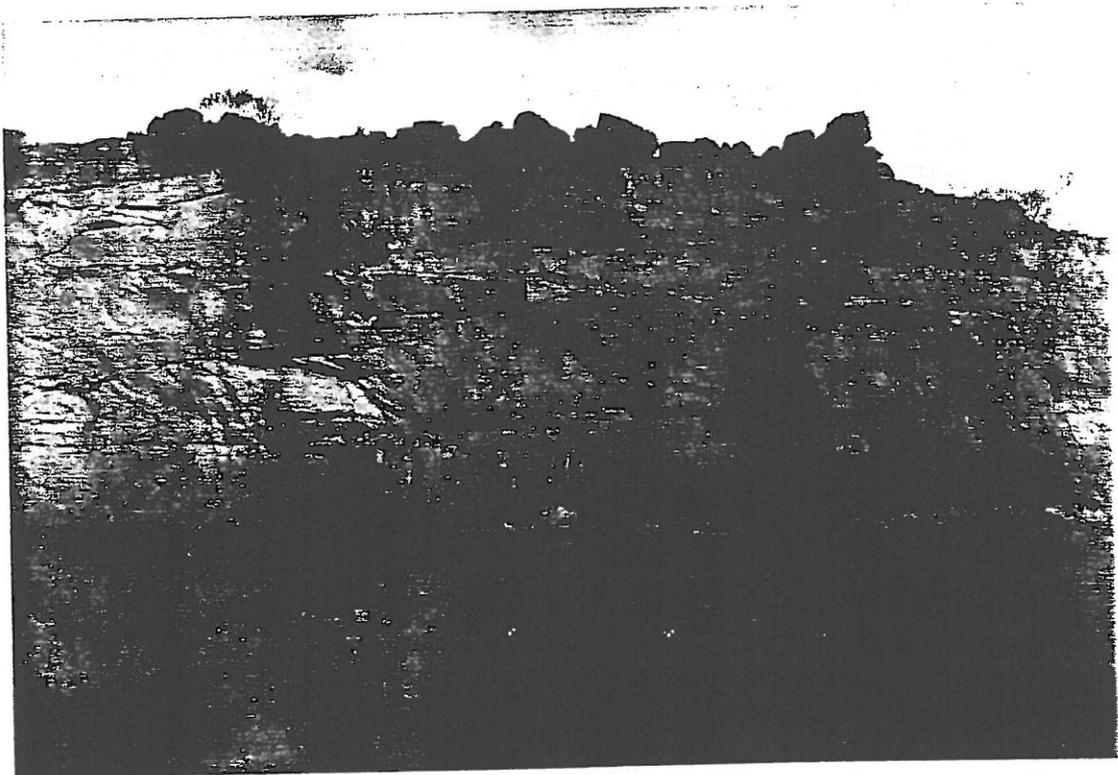


Foto Nº 15 - Detalhe mostrando o retrabalhamento das camadas da associação de fácies B por ação de ondas. Pedreira de Las Cañas (ponto 15).

### 3.4 - Fácies de pelitos e arenitos argilosos

**Localização.** Idem fácies anteriores

**Descrição.** Trata-se de delgadas camadas de pelitos e arenitos argilosos (foto N° 16), às vezes lenticulares, maciços ou com incipiente laminação paralela, sempre associados aos corpos sigmóides e arenitos com estratificação cruzada de pequeno a médio porte. Na interface arenito-pelito, ou quando os termos arenosos são um pouco mais finos, aparecem icnofósseis, não identificados (como exemplo: Capilla Farruco).

**Processos sedimentares.** Correspondem a depósitos por decantação. Os termos finos associados aos lóbulos sigmóides podem ser interpretados como obedecendo a distintas situações ambientais, por exemplo, pequenos avanços do prodelta em resposta a variações relativas positivas do nível do mar ou, alternativamente, situações de abandono e migração dos lóbulos permitindo a sedimentação por decantação.

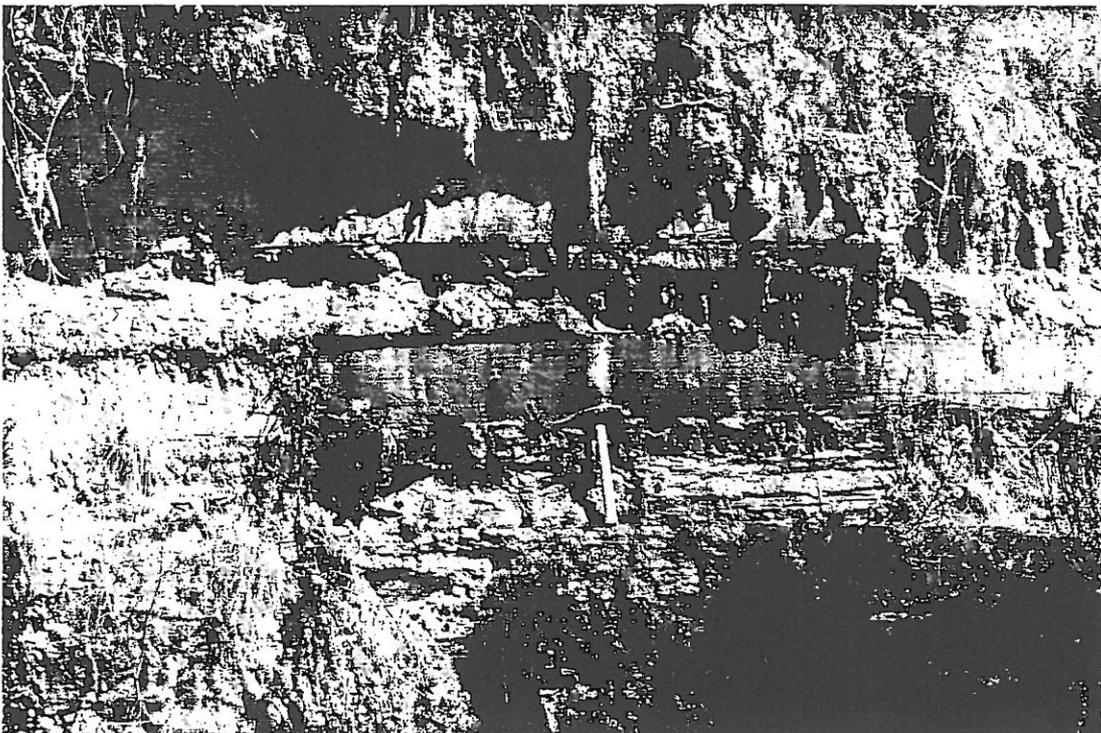


Foto N° 16 . Detalhe das camadas de pelitos intercalados aos arenitos sigmóides (ponto 15).

### 3.5 - INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES B

As fácies sedimentares aqui reunidas agrupam-se no denominado delta dominado por ondas. Atuam correntes por tração, preferencialmente unidirecionais, responsáveis pela deposição na desembocadura da planície distributária deltaica de barras sigmóides prográdantes na direção noroeste. A preservação destes lóbulos assinala que a influência da dinâmica fluvial na sua construção foi também importante.

Em uma situação mais proximal, geneticamente vinculada à planície distributária, apresentam-se camadas de arenitos com estratificação cruzada com intercalações de lentês areno-conglomeráticas, aqui interpretadas como depósitos de canal da planície fluvial deltaica.

Os arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e estratificação subhorizontal paralela inclinando-se para noroeste, correspondem a depósitos de alta energia (foto N° 17) interpretados como barras de praia ("foreshore") situados na frente dos lóbulos deltaicos, ou associados a esses lateralmente. Existe uma tendência das barras a orientar-se alongadas seguindo a direção NE.

Por sua vez, é possível observar que todo este conjunto apresenta superfícies marcadas por retrabalhamento por ondas (fotos N° 14 e N° 15).

Neste contexto ambiental, os ocasionais termos pelíficos ou argilosos que aparecem intercalados podem ter origem em depósitos de baías interdistributárias ou, também em áreas protegidas entre as barras de praia e a frente deltaica.

O delta, na direção de aprofundamento da bacia, passa gradualmente para os termos finos da Associação de Fácies C.

As relações de campo entre o delta dominado por ondas e as fácies continentais, às quais deveria estar ligado geneticamente, não são reconhecidas já que, aparentemente, não foram preservadas no registro geológico. Porém, poderia estar associado tanto a sistemas fluviais responsáveis pelo fornecimento de material detrítico, como também a sistemas de fan-delta, como os descritos na Associação de Fácies A.

Sprechmann *et al.* (1993) mencionam para um conjunto de camadas arenosas, aqui entendidas como equivalentes a essa associação, a presença de icnofósseis que caracterizam a icnofácies de *Skolithos*, o que suporta a interpretação ambiental sugerida.

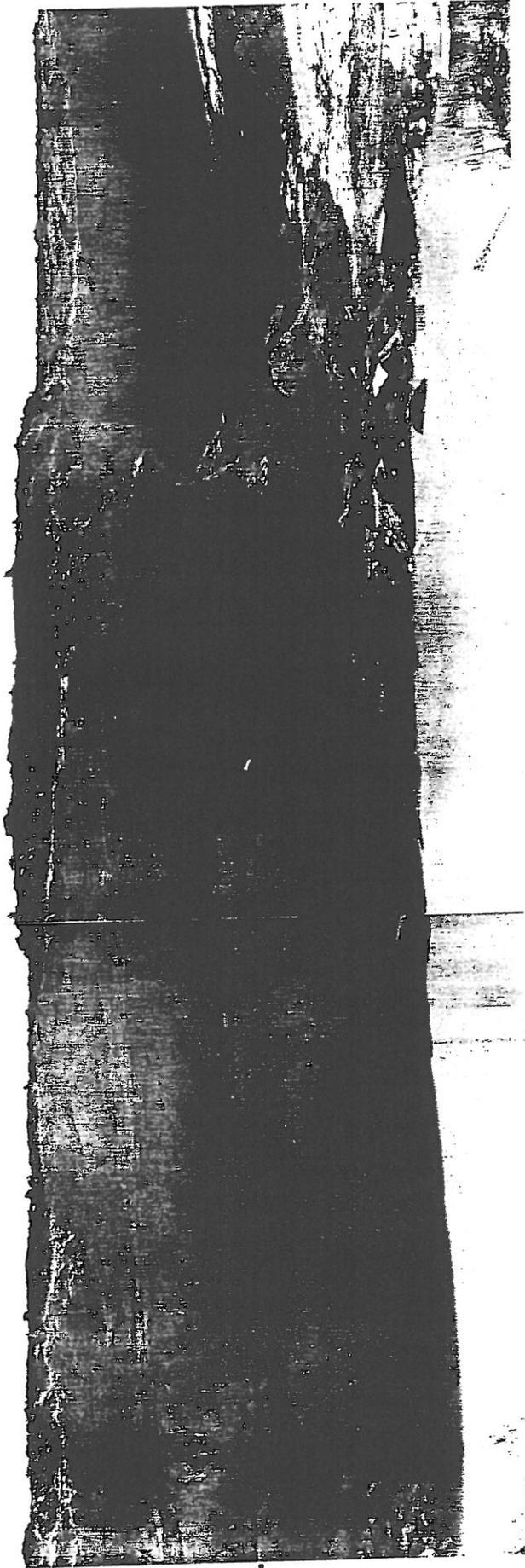


Foto Nº 17 - Detalhe de uma das frentes de exploração das pedreiras de Capilla Faruco mostrando os termos arenosos delta dominado por ondas (associação de fácies B) sotopostos aos folhelhos do prodelta (associação de fácies A). Observe-se os lobos arenosos sigmoides progredando de direita a esquerda (NW); acima, barras arenosas com estratificação cruzada de baixo ângulo a subhorizontal, interpretados como depósitos de praia inclinados-se na direção de aprofundamento da bacia (N-W). No topo, sucedem-se barras arenosas com evidências de retrabalhamento das superfícies dos corpos por ondas.

#### 4 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES C

Essa associação de fácies encontra-se bem registrada nos afloramentos localizados a 5 ou 6 km ao sul da localidade de Blanquillo (pontos 17 e 16), na estrada que liga essa localidade a Puntas de Malbajar<sup>3</sup>.

É composta por arenitos cinzas (em testemunhos de poços), esbranquiçados a castanhos em afloramentos, de granulação fina a média, com estratificações cruzadas, laminação truncada por ondas ("hummocky cross-stratification"), laminação ondulada e plano-paralela. As figuras N°V-11 e N°V-12 mostram seções colunares que ilustram o padrão de empilhamento das fácies constituintes da associação.

A espessura máxima deste conjunto litológico atinge os 17 metros.

Em direção ao topo, estas litologias passam gradativamente para os siltitos e folhelhos da Associação de Fácies E.

Dentro dessa associação, as fácies individualmente reconhecidas são:

**Fácies de arenitos amalgamados**

**Fácies de arenitos com laminação truncada por ondas "hummocky"**

**Fácies de arenitos e siltitos com laminação ondulada e plano-paralela**

---

<sup>3</sup> A Associação de Fácies C corresponde, quase completamente, ao Membro superior da Formação Cerrezuelo, definido operacionalmente por Rossi *et al.* (1979). Corresponde, também, às denominadas "camadas de transição" de Sprechmann *et al.* (1993).

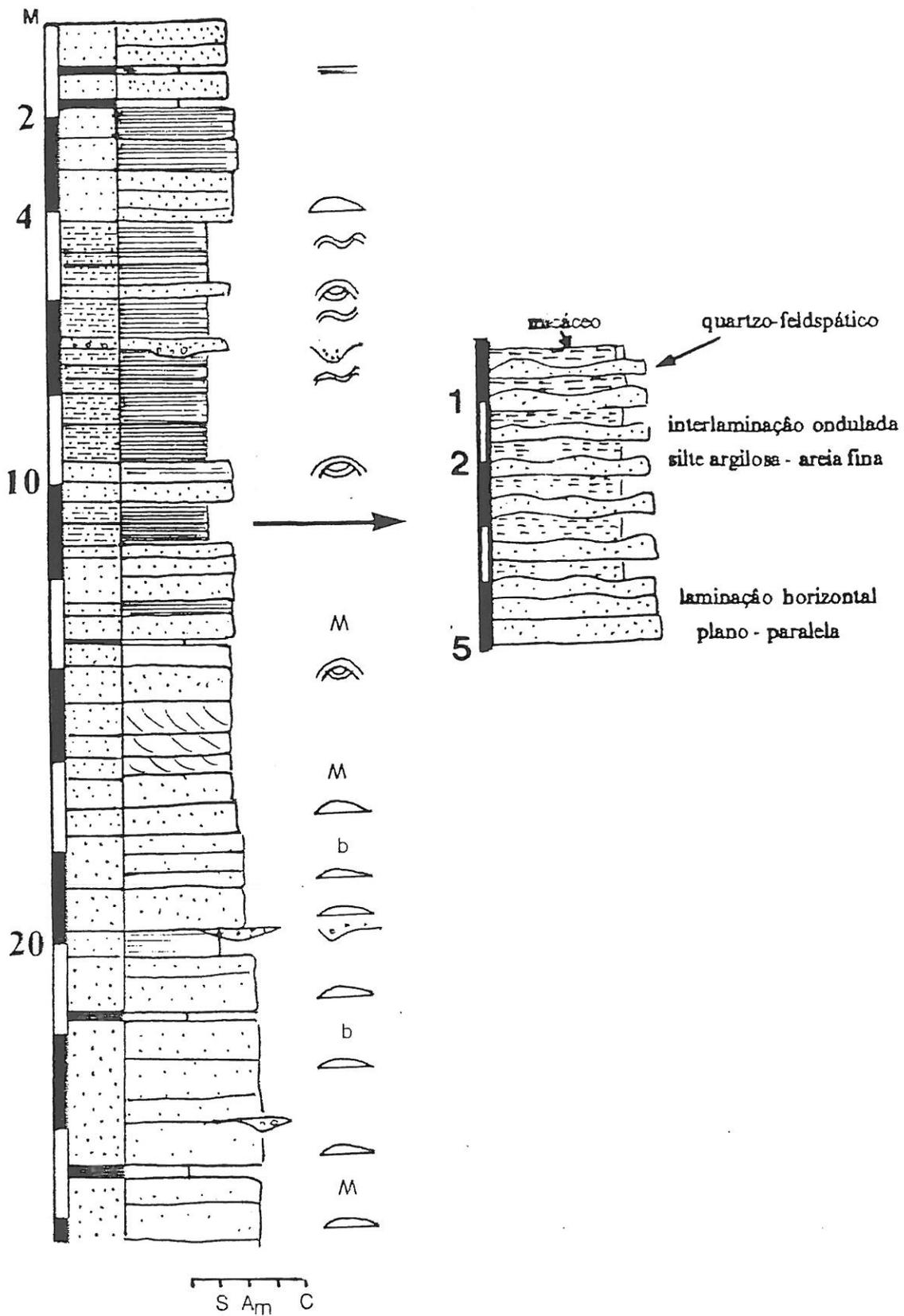


Figura N°V-11- Seção colunar composta e esquemática ilustrando o empilhamento das fácies constituintes da Associação de Fácies C, Integração de dados de superfície (ponto 17) e subsuperfície (poço N° 428 - *DINAMIGE*)

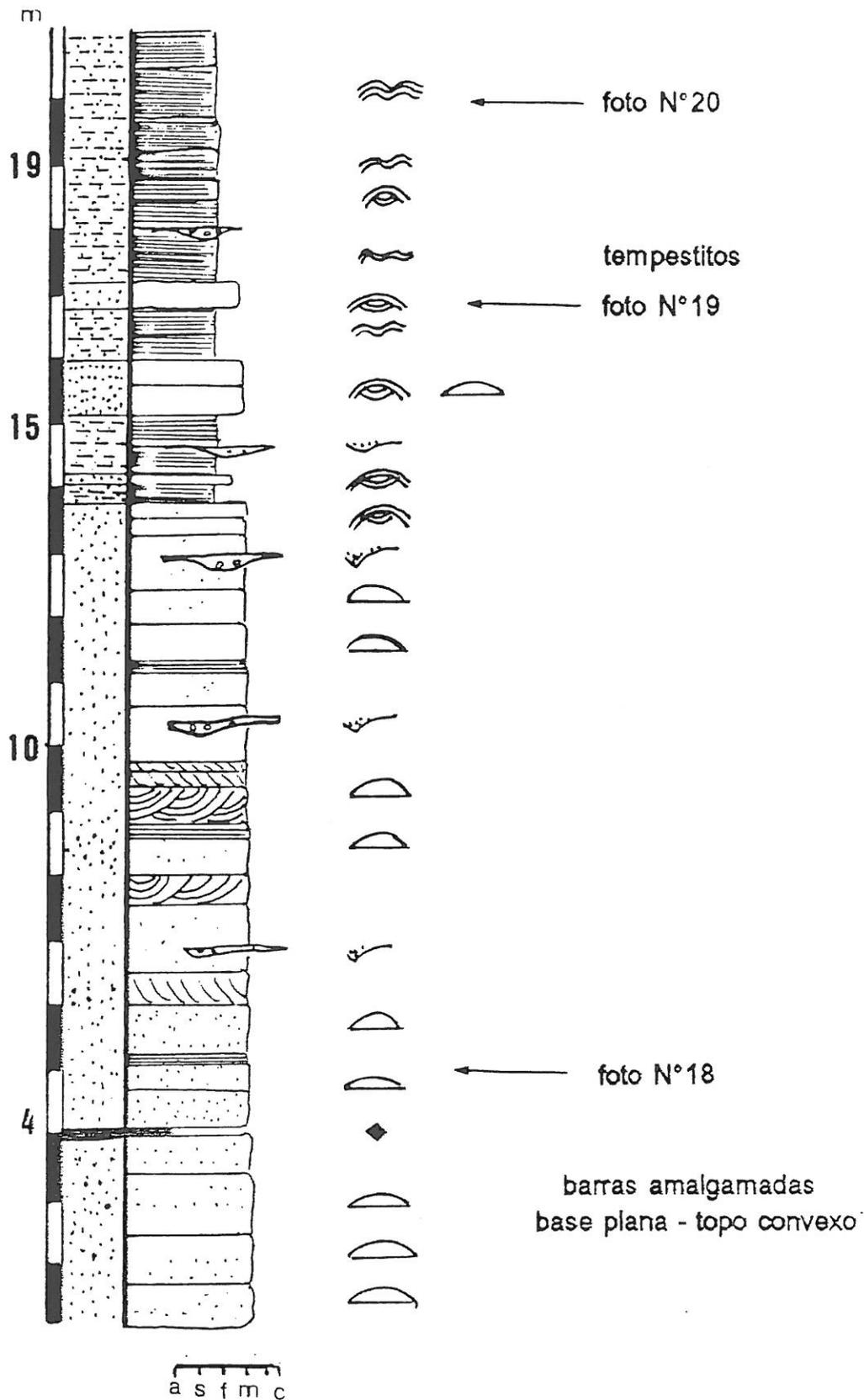


Figura N°V-12 - Perfil litológico dos afloramentos situados 5km ao sul da localidade de Blanquillo (ponto 17) correspondentes à Associação de Fácies C.

#### **4.1 - Fácies de arenitos amalgamados**

**Localização.** A 5 quilômetros ao sul da localidade de Blanquillo (pontos 17 e 16). Consistiu uma faixa de afloramentos de direção NE-E.

**Descrição.** É composta por arenitos de granulometria média a fina, de cores brancas e marrons, acinzentados em testemunhos de poços, quartzosos a quartzo-feldspáticos, às vezes muito micáceos, subangulosos a subarredondados. Além da granulometria média, característica marcante desta fácies é a presença de barras de arenitos amalgamados, com base plana e convexa no topo (foto N° 18). Os contatos entre as camadas são plano-paralelos, ondulados, planos e ressaltados às vezes pela preservação de níveis delgados de pelitos ("drapes") que indicam quebras nos processos ativos atuantes. As barras amalgamadas apresentam estratificação cruzada de pequeno a médio porte, às vezes estratificação (ou laminação) plano-paralela, sendo comum a presença de marcas de ondas levemente assimétricas no topo das camadas.

**Processos sedimentares.** São analisados no contexto geral da interpretação ambiental.

#### **4.2 - Fácies de arenitos finos com laminação truncada por onda ("hummocky")**

**Localização .** Pontos 16 e 17.

**Descrição.** Esta fácies aparece intercalada à fácies de arenitos amalgamados. É composta por arenitos finos, brancos e marrons (em subsuperfície são acinzentados),

com laminação e estratificação cruzada por onda ("hummocky"). Ocorrem em forma de lentes ou camadas, isoladas ou amalgamadas, de porte variável (predominantemente de 10 a 40 centímetros). O comprimento de onda dos "hummockies" não ultrapassa os 50 centímetros, sendo mais comum valores menores. Em algumas seções verticais apresentam abundantes truncamentos internos (foto N° 19).

Estas camadas apresentam-se associadas aos arenitos com laminação ondulada e laminação plano-paralela.

**Processos sedimentares.** Os estratos ou lâminas truncados por onda ("hummocky") são estruturas sedimentares geradas por fluxos gravitacionais oscilatórios, e se originam pela desaceleração de correntes de densidade geradas durante tempestades ("storm-wave surges"), que são influenciadas pelo movimento oscilatório das ondas. A deposição ocorre entre o nível de base de ondas de tempestades e o nível de base das ondas normais ou de bom tempo.

Termos arenosos com estratificação cruzada "hummocky" foram também reconhecidos por Sprechmann *et al.* (1993) nos arredores da localidade de Carmen.

#### **4.3 - Fácies de siltitos e arenitos com laminação ondulada e plano-paralela**

**Descrição.** É constituída por arenitos finos a siltitos, quartzo-feldspáticos, muito micáceos, com laminação plano-paralela e ondulada (ou sinusoidal), e secundariamente laminação de baixo ângulo. Quando ondulada (foto N° 20), o comprimento de onda varia, comumente, entre 10 e 25 centímetros (dificilmente superior a 50 centímetros). Apresenta-se em camadas com espessuras entre 20 e 50 centímetros, que mostram granodecrescência ascendente, com uma marcada tendência a se tomarem mais micáceas rumo ao topo. Às vezes é possível observar que algumas camadas

apresentam, na base, aspecto maciço que grada rumo ao topo para laminação paralela e ondulada (foto N°21).

É possível observar, também, pequenos níveis lenticulares conglomeráticos, configurando canais com uma certa orientação dos seus eixos na direções NW-SE e E-W. Este fato, somado a algumas medidas não sistemáticas das direções dos "trends" das cristas semi-retilíneas a sinuosas das marcas onduladas que indicam direções N e NE, sugere, possivelmente, a direção da paleolinha de costa (N/NE).

**Processos sedimentares.** A geração desta fácies está relacionada à ação de ondas de maior porte na plataforma, ocasionadas em eventos de maior energia (tempestades) que, em conjunto com os arenitos com laminação cruzada por ondas, definem as fácies de tempestitos (turbiditos oscilatórios de Dott & Bourgeois, 1982).

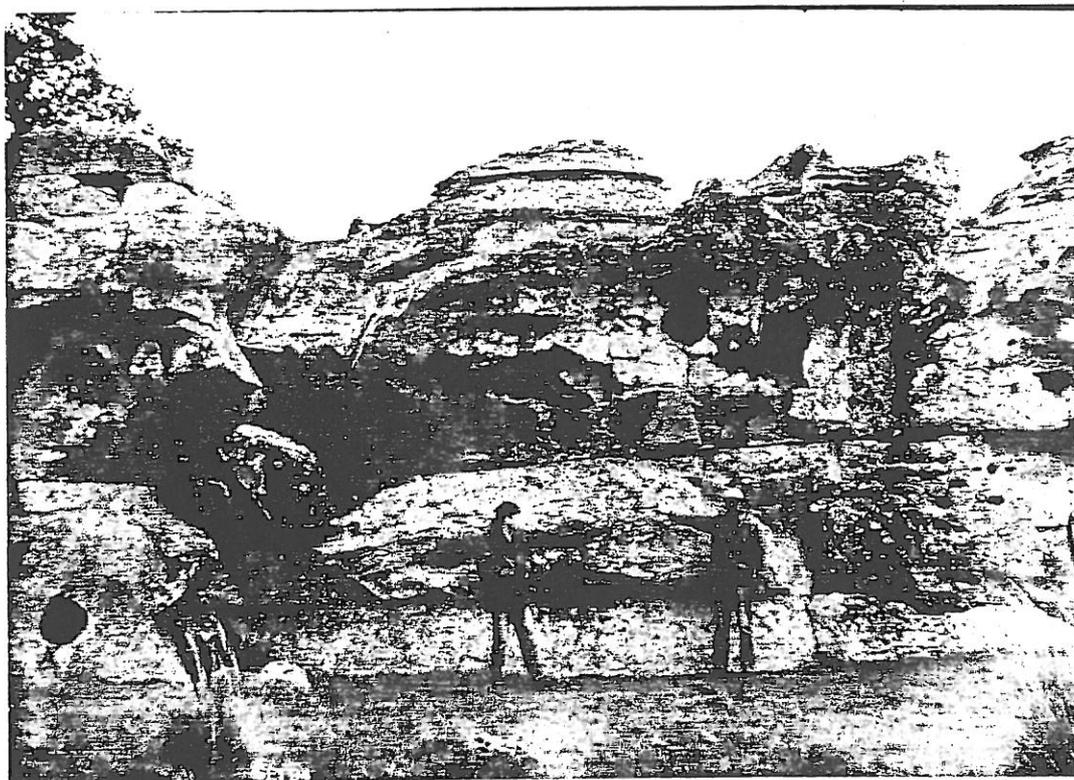


Foto N° 18 - Vista geral das barras arenosas amalgamadas marinhas (granulometria fina e média), de base plana e topo convexo. Na direção do topo intercalam-se camadas arenosas interlaminaadas por ondas (ao sul de Blanquillo, ponto 17)

Foto N° 19 - Detalhe da laminação truncada por ondas (hummocky) associada, na vertical, aos arenitos com laminação ondulada e plano-paralela.

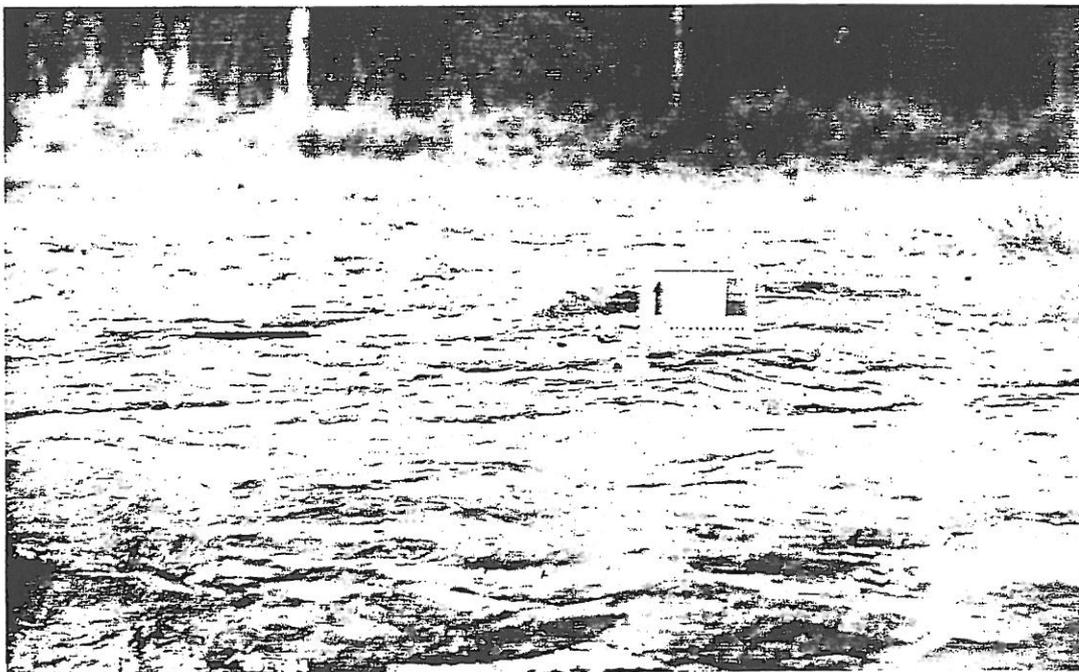
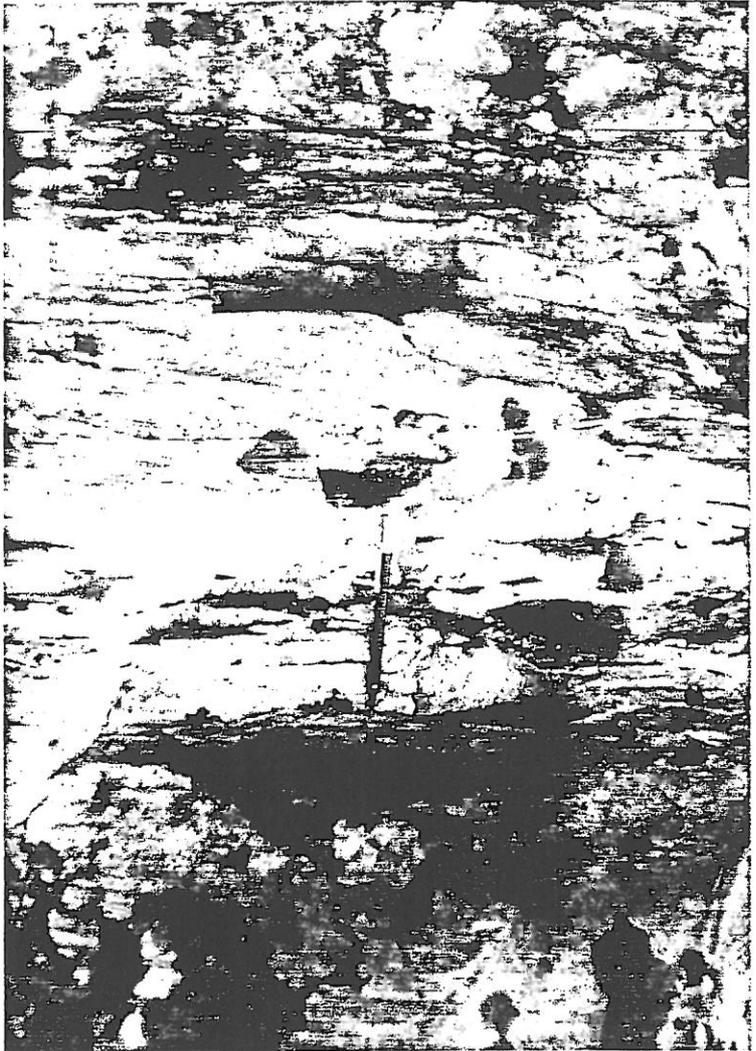


Foto N° 20 - Arenitos e siltitos interlaminaados por ondas (ponto 17)

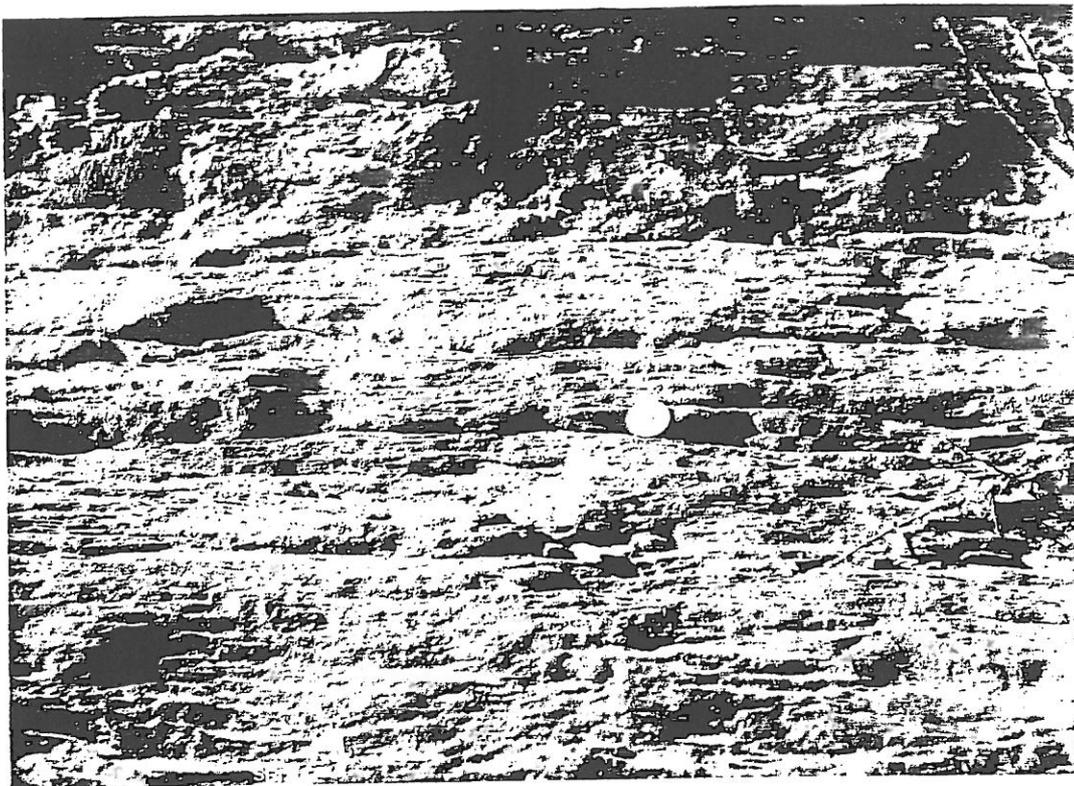


Foto Nº 21 - Alternância de lâminas de arenitos finos e siltitos trabalhados por ondas. Na base observa-se laminação plano-paralela que passa rumo ao topo para ondulada.

#### 4.4 - INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES C

Os processos geradores aventados para esta associação estão relacionados a fácies de plataforma arenosa com influência de tormentas. A presença das barras plataformais arenosas, com escassa participação de termos pelíticos, sugere condições de deposição pouco profundas ou proximais, de plataforma transicional ("shoreface to offshore-transition" de Elliott *apud* Reading, 1986), entre o nível de base de ondas de tormenta ("storm wave base") e o nível de base de ondas normais ("fairweather wave base"). Esta situação permite o retrabalhamento permanente do material arenoso e uma marcada escassez de sedimentação por decantação, em virtude de uma lavagem contínua ("winnowing").

A associação dos arenitos com "hummocky" e arenitos e siltitos com laminação ondulada e plano-paralela caracterizam fácies de tempestitos.

Os canais observados podem ser interpretados como gerados por correntes de tormenta dirigidas em direção ao mar, devidas à queda do nível eustático que ocorre depois da tormenta, segundo o modelo proposto por Banks (1973).

Neste contexto, o suprimento de areia sobre a plataforma é devido ao retrabalhamento do complexo delta-praia pela dinâmica costeiro-litorânea, a qual, atuando em conjunto com as correntes geradas no momento de tormentas, redistribuíram os materiais costa afora.

## **5 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES D**

De uma maneira geral, esta associação encontra-se afluente na área das pedreiras nos arredores da localidade de Blanquillo (pontos 21, 22, e 23). Em subsuperfície, ocorre nos poços: La Paloma, Rincón del Bonete, Isla González, Rincón de Alonso e Blanquillo.

Trata-se de uma associação de fácies muito homogênea, quase inteiramente constituída por folhelhos cinzas, aos quais intercalam-se esparsas lâminas ou lentes de arenitos e siltitos arenosos.

A espessura deste conjunto faciológico atinge cerca de 50 metros no poço La Paloma.

Nesta associação de fácies, acha-se a maioria da macrofauna presente no Devoniano da bacia, conforme já foi apresentado no capítulo II.

As fácies individuais que compõem essa associação são:

**Fácies de folhelhos cinzas**

**Fácies de arenitos e siltitos arenosos**

### 5.1 - Fácies de folhelhos cinzas

**Descrição.** Consiste em camadas de folhelhos argilosos e sílticos (foto N° 22), cinza-escuro a pretos (esbranquiçados a esverdeados em superfície), caulínicos, micáceos,ossilíferos e piritosos, maciços a finamente laminados, às vezes com bioturbação. São ricos em matéria orgânica.

Entre os macrofósseis (fotos N° 23-AB), são encontrados, predominantemente, braquiópodes articulados e inarticulados, bivalves, gastrópodes e outros moluscos, como do gênero *Tentaculites*, além de trilobitas e equinodermas.

O tipo de argila predominantemente é o caulim (Zalba *et al.*, 1988), o que foi verificado com análise de raios X, obtendo valores superiores ao 90 % de caulim.

Em superfície, é comum a presença de níveis ferruginosos (limoníticos e hematíticos), de origem diagenética, aproveitando discontinuidades litológicas ou estruturais (fraturas e falhas). Em subsuperfície, constata-se comumente a presença de pirita, existindo localmente níveis com alto conteúdo de matéria orgânica, até 3,30% de C.O.T. (*Centro de Investigaciones Tecnológicas - ANCAP, 1992*)

**Processos sedimentares.** A fácies de folhelhos cinzas é gerada por processos de decantação, em um corpo de água quase sem influência do transporte por tração, mas sob alguma influência de ondas. As cores cinzas escuras, às vezes pretas, e os altos teores de matéria orgânica, o caráter micáceo, a presença de cristais de pirita, revelam condições redutoras e de restrição na deposição desses termos.

**Foto Nº22 - Folhelhos cinzas explorados  
nos arredores de Blanquillo  
(ponto 21.)**



## **5.2 - Fácies de arenitos finos e siltitos**

**Descrição.** Consiste em delgadas camadas contínuas (de 5 a 50 centímetros de espessura) de arenitos finos e siltitos, cinzas, às vezes argilosos, maciços, ocasionalmente apresentando rumo ao topo das camadas, "microrriples" e laminação ondulada. Associados a esses termos aparecem também níveis e concreções ferruginosas, como assim também, ricos em fósseis.

**Processos sedimentares.** Esses termos arenosos intercalados aos folhelhos cinzas supõem a atuação de processos por tração.

### 5.3 - INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES D

O arranjo desta associação faciológica com as vizinhas, mais as estruturas sedimentares presentes nos folhelhos (laminação horizontal plano-paralela), indicam condições de baixa energia dominantes no ambiente deposicional, sem influência marcada de ação de ondas, prevalecendo a deposição por decantação do material fino. Essas condições correspondem a plataformas marinhas rasas, caracterizada ainda pelo próprio conteúdo fossilífero detalhado no Capítulo II. Tal plataforma foi, possivelmente, afetada apenas por processos por tração (lâminas de areia), no decorrer de episódios de tormentas.

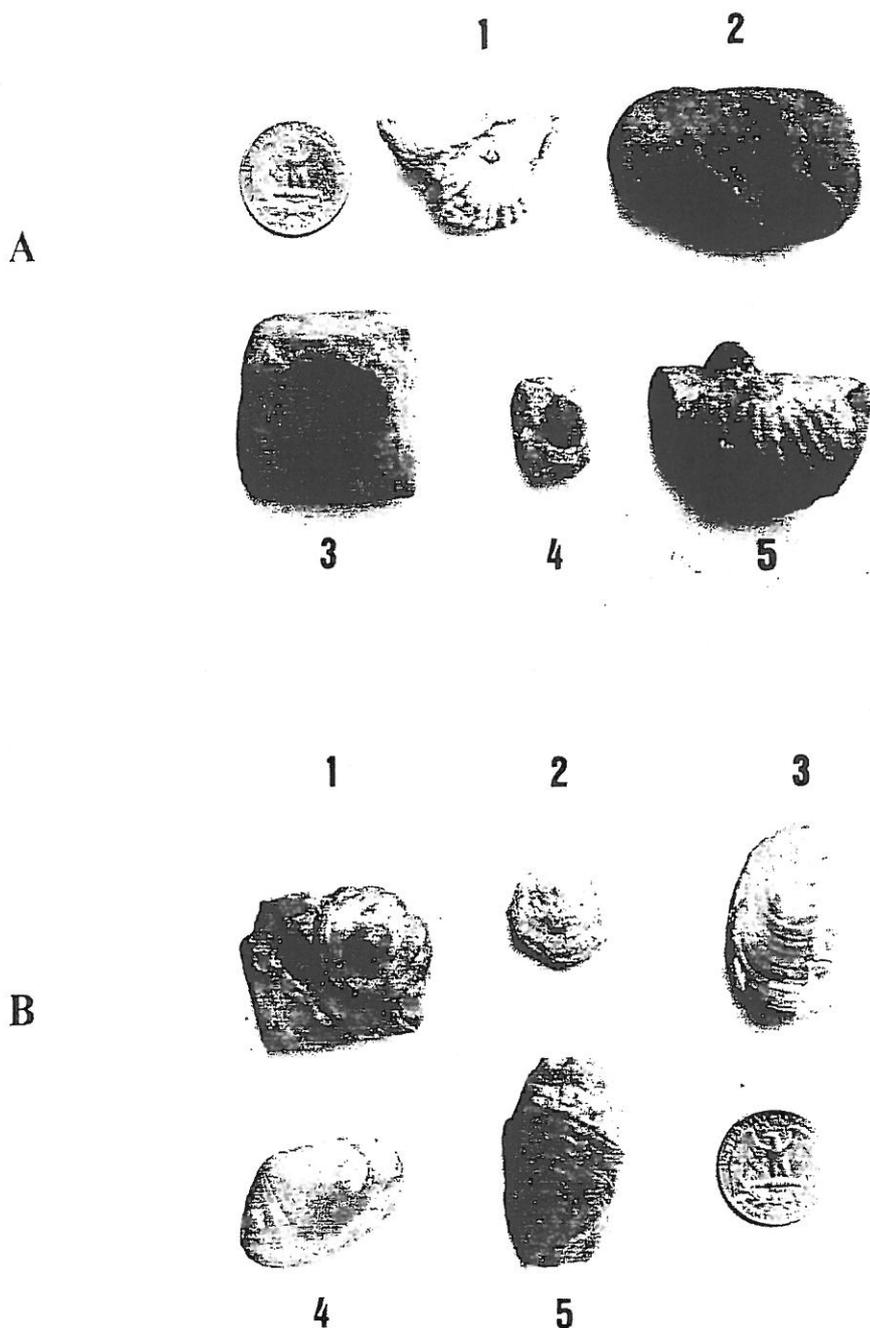


Foto Nº 23- Macrofósseis presentes na Associação de Fácies D.

*Colección Méndez Alzola, Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Uruguay.*

Foto A - 1, 2 = nº1853, nº1727 (*Australocoelia*); 3 = nº917 (*Notiochonetes*); 4 = nº962 (*Derbyina*); 5 = nº940 (*Australospirifer*).

Foto B - 1, 2 = nº541, nº645 (*Orbiculoidea*); 3 = nº2690 (*Lingula*); 4 = nº983 (*Nuculites*); 5 = nº1649 (*Calmonia*).

## **6 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E**

Apresenta expressão muito restrita em superfície, aflorando principalmente nos arredores do povoado de La Paloma (pontos 24, 25, 26 e 27); em subsuperfície, ocorre nos poços Rincón del Bonete e La Paloma.

A figura N°V-13 mostra o perfil litológico, ilustrando o empilhamento das fácies constituintes da Associação de Fácies E.

As fácies individuais que compõem essa associação são:

**Fácies de folhelhos cinzas com intercalações de arenitos**  
**Fácies de siltitos e arenitos com estratificação rítmica em lâminas**  
**Fácies de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada**

### **6.1 - Fácies de folhelhos cinzas com intercalações de arenitos**

**Localização.** Os afloramentos correspondentes a essa fácies situam-se principalmente na margem esquerda do arroio Cordobês (foto N°24), nos arredores do povoado de La Paloma, e na estrada Blanquillo - La Paloma.

**Descrição.** Trata-se, na realidade, de uma passagem gradativa entre os folhelhos cinzas (associação da fácies D) e os termos mais arenosos que compõem esta associação. As características litológicas são similares, mas os níveis de arenitos intercalados, com estratificação lenticular e flaser, ocorrem mais freqüentemente.

**Processos sedimentares.** Predominam os processos por decantação sobre os de tração. Porém, a presença de estratificação lenticular e flaser sugerem processos com influência de maré.

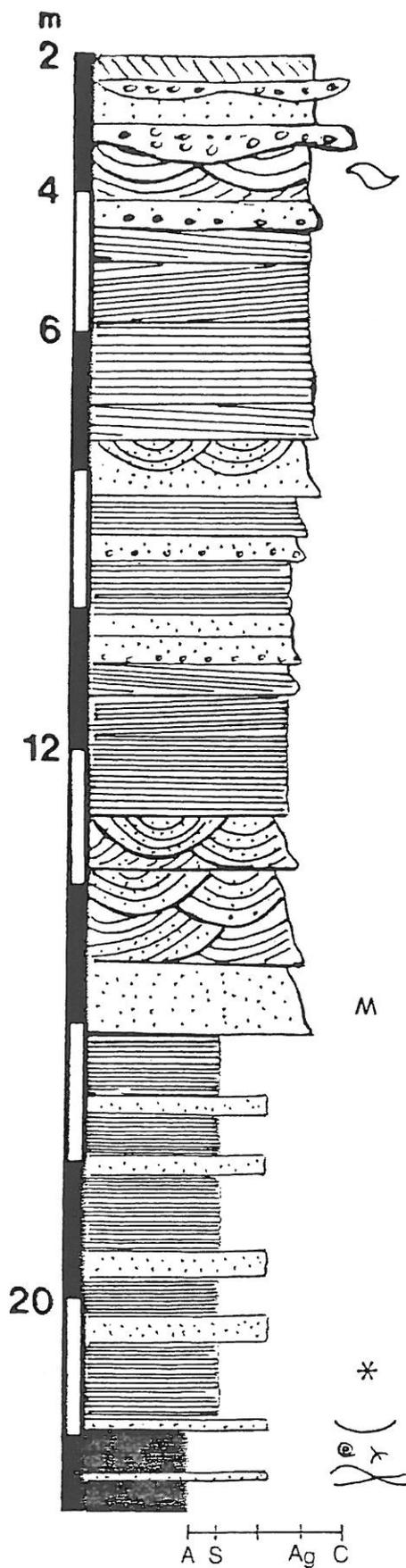


Figura N°V-13- Seção composta esquemática, ilustrando o empilhamento das fácies constituintes da Associação de Fácies E. Integração de dados de superfície (pontos 24, 26 e 27) e dados de subsuperfície (poços La Paloma e Rincón del Bonete)



Foto N° 24 - Vista geral dos afloramentos da margem esquerda do Arroio Cordobés (sítio fossilífero). Aos folhelhos maciços a finamente laminados intercalam-se níveis delgados de arenitos finos (com impregnações de óxido de ferro), com laminação flaser e forma lenticular. Litoestratigraficamente, corresponde aos termos reunidos na Formação Cordobés (ponto 28).

## 6.2 - Fácies de arenitos finos e siltitos interlaminados

**Localização.** As melhores exposições, em superfície, acham-se na estrada que liga La Paloma e Blanquillo, pontos 24 e 25.

**Descrição.** É constituída por arenitos finos - muito finos e siltitos, às vezes argilosos, muito micáceos (muscovíticos), roxos, avermelhados e esverdeados, interlaminados (foto N° 25). Esta interlaminação é constituída pela sucessão de lâminas plano-paralelas, horizontais a sub-horizontais, sendo ressaltada em afloramento por diferença do grau de litificação ou de cores. Às vezes os termos arenosos possuem espessuras um pouco maiores que lâminas, com um ligeiro acamamento gradacional ("graded bedding"). Caracteriza-se por uma granodecrescência rumo ao topo. Registra-se

também um acamamento entre os arenitos finos e os pelitos, que definem estruturas do tipo flaser, ondulada e lenticular.

**Processos sedimentares.** A alternância de processos trativos e de decantação, associados às estruturas sedimentares presentes, sugerem também a atuação de marés na geração desta fácies.

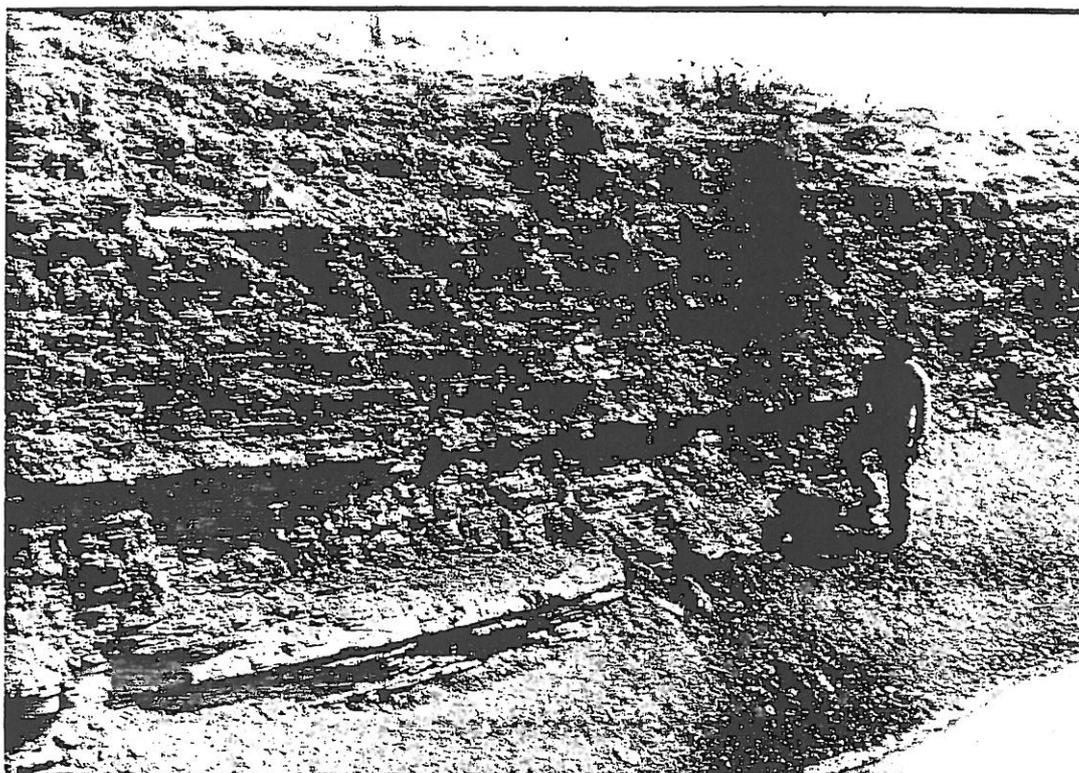


Foto Nº 25 - Sedimentação rítmica de arenitos finos e siltitos argilosos, mostrando camadas com boa continuidade lateral. É interpretado como planícies costeiras geradas sob a influência de maré (intermaré), pontos 24-25..

### 6.3 - Fácies de arenitos médios a grossos

**Localização.** Ocorre em subsuperfície nos poços La Paloma e Rincón del Bonete (no topo da seqüência devoniana); é restrita a escassos afloramentos da região sudoeste da localidade da La Paloma. Esta fácies atinge uma espessura em torno dos 12 metros

no poço Rincón del Bonete.

**Descrição.** É constituída por arenitos médios a grossos, às vezes arenitos conglomeráticos, quartzosos a quartzo-feldspáticos, com intercalações de conglomerados arenosos, predominantemente no topo desta associação. As estruturas sedimentares observáveis nos escassos afloramentos mostram termos com estratificação cruzada acanalada (foto N° 26), às vezes estratificação cruzada planar, enquanto ocasionalmente ocorrem, na base desta fácies, arenitos com estratificação sub-horizontal e horizontal plano-paralela intercalados aos arenitos com estratificação cruzada (Foto N° 27).

Em direção do topo é mais freqüente a presença de intercalações lenticulares de conglomerados arenosos e arenitos muito grossos.

Embora não tenham sido feitas medições sistemáticas de paleocorrentes, a tendência geral sugere, ao menos, variações das direções de correntes entre o noroeste e sudoeste.

**Processos sedimentares.** Esses termos são gerados por processos de tração, subaquáticos, de regime de fluxo inferior, produto da migração de dunas de cristas retas e sinuosas. A ocorrência dos níveis conglomeráticos poderia estar associada a correntes canalizadas do tipo fluvial com depósitos de preenchimento de canal. Podem ser interpretados, na sua porção basal, como barras costeiras a litorâneas em condições de águas muito rasas, que passam gradativamente para acima a situações continentais do tipo fluvial.

É interessante ressaltar que os estudos micropaleontológicos feitos na Formação La Paloma, na sua parte superior, refletem condições continentais na deposição e sem nenhuma influência marinha (Oliveira, em preparação).

#### 6.4 - INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E.

Esta associação de fácies supõe a passagem gradativa desde a plataforma argilosa marinha para uma situação transicional correspondente à planície litorânea com influência de marés. Rumo ao topo ocorrem depósitos continentais do tipo fluvial, hipótese reforçada pelo conteúdo palinológico do topo da unidade. A planície costeira sob influência de maré foi gerada em um contexto regressivo, onde os depósitos litorâneos foram progradados por depósitos fluviais, representados pelos arenitos grossos e médios com estratificação cruzada, e intercalações lenticulares de conglomerados arenosos.



Foto Nº 26 - Arenitos médios mostrando estratificação cruzada acanalada, ao sul da localidade de La Paloma.

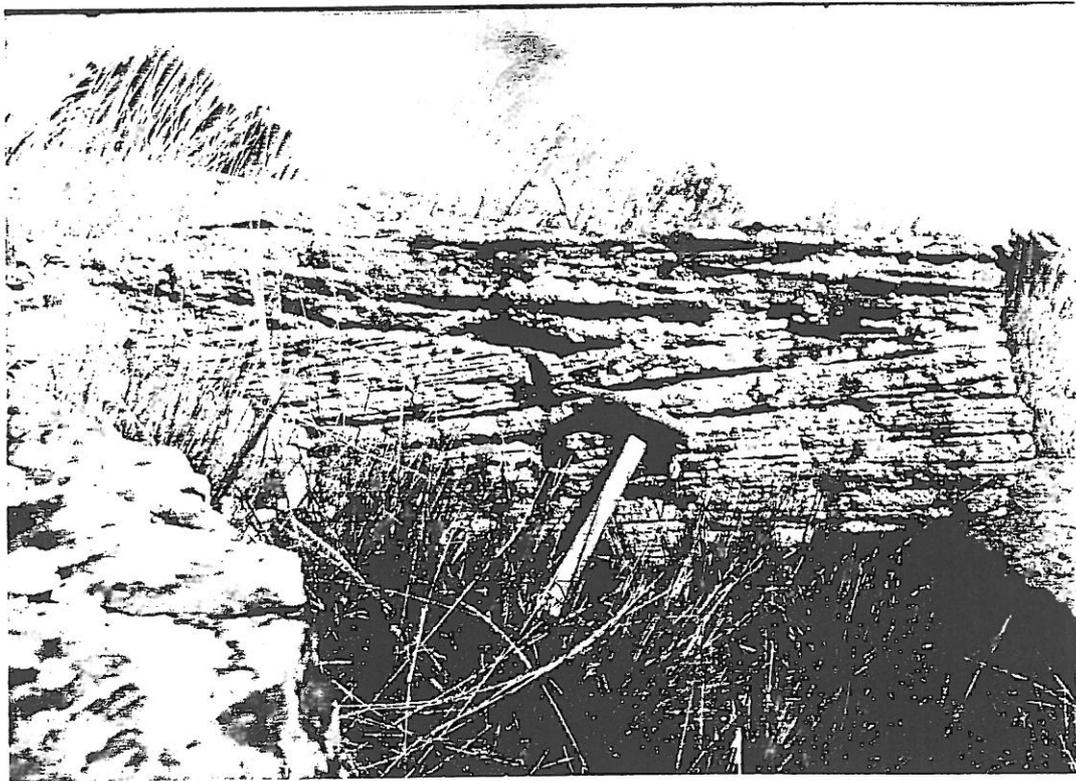


Foto Nº 27 - Arenitos grossos a médios com estratificação subhorizontal plano-paralela (camada inferior), e acanalada (camada superior). A sudeste de La Paloma (ponto 26).

# CAPÍTULO VI - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA E TECTÔNICO-SEDIMENTAR

## 1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo apresentam-se os resultados da análise estratigráfica e suas implicações na interpretação tectônico-sedimentar, obtidos a partir dos dados do estudo faciológico, conjuntamente com os trabalhos de caracterização e mapeamento dos sistemas deposicionais.

O produto da integração desses resultados, juntamente com os dados estruturais (lineamentos extraídos dos mapas) e os gravimétricos, possibilitou estabelecer um arcabouço estrutural da bacia, que permitiu definir aspectos tais como: controles estruturais, direção de avanço da ingressão marinha, paleofisiografia, e também, a definição da evolução geológica da área de estudo em um novo esboço paleogeográfico regional.

Discute-se aqui, igualmente, as evidências lito e bioestratigráficas que classicamente têm sido utilizadas para a correlação entre as formações Furnas e Ponta Grossa (membros Jaguariaíva e Tibagi), e as formações Cerrezuelo, Cordobês e La Paloma, respectivamente, estudadas nas suas áreas tipo.

A partir da análise preliminar da distribuição dos sistemas deposicionais em superfície, foram examinados brevemente, nas considerações finais deste trabalho, aspectos associados às áreas com maior potencial econômico para a prospecção de argilas caulínicas.

É necessário esclarecer, previamente, que durante a análise estratigráfica, várias

dificuldades surgiram em relação ao tipo, quantidade e qualidade dos dados disponíveis para a aplicação das técnicas de trabalho da estratigrafia moderna aqui empregada. Desta forma, o estabelecimento de um arcabouço das unidades em superfícies com significado cronoestratigráfico, que permite o estabelecimento de camadas guias para correlação genética das unidades, tornou-se muito difícil e, às vezes, impreciso.

A partir da literatura geológica disponível, resultou necessário a elaboração de um arcabouço tectôno-sedimentar abrangendo as principais bacias devonianas da região austral do Gondwana Ocidental, que se expõe a seguir, obtendo assim subsídios para a análise geológica na área de estudo.

## **2 - O DEVONIANO DO GONDWANA AUSTRAL OCIDENTAL**

### **2.1 - Considerações gerais**

A sedimentação devoniana é caracterizada globalmente por grandes variações eustáticas com registro em numerosas bacias. Representa um dos ciclos transgressivos melhor caracterizado, e que se processou em resposta predominantemente à aglutinação das placas que iriam formar o Supercontinente da Pangea no Carbonífero (Fúlfaro *et al.*, 1982).

No entanto, o Devoniano também apresenta importantes registros de atividade orogênica e magmática (Dineley, 1984).

Essas duas características do período Devoniano são verificadas. Por um lado, segundo Baldis (1992), a grande expansão marinha plataformar sobre a área cratônica fica representada pela acumulação de espessos pacotes de folhelhos e arenitos fossilíferos (figura N°VI-1), como por exemplo as formações: Ererê (Amazonas); Pimenteiras (Parnaíba); Ponta Grossa e Cordobês (Paraná); Rincón (Chaco-Paraná);

Limoncito (Chiquitanas). Nas regiões marginais, os principais registros marinhos são representados pelas formações: Los Monos (Chaco-Tarija), Salar del Rincón (Altiplano), Lapa (Titicaca), Codo (Calingasta - Argentina), Talacasto (Precordilheira); Lolén (de la Ventana) e Fox Bay (Ilhas Malvinas).

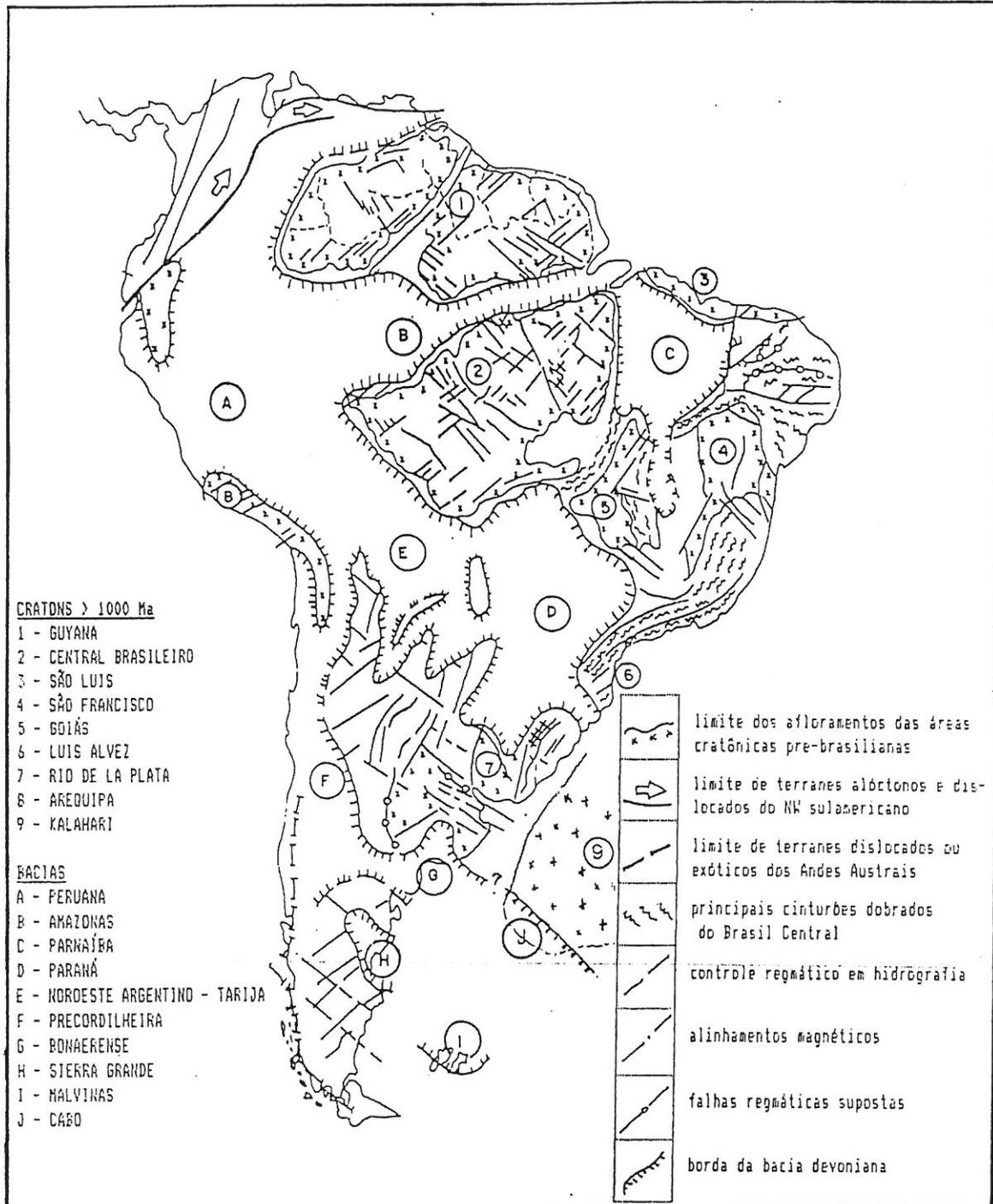


Figura N°VI-1 - Distribuição do mar devoniano no Gondwana ocidental Austral (Baldis, 1992, modificado).

Por outro lado, o cinturão de rochas dobradas e metamorfasadas da região pré-andina (oeste das Sierras Pampeanas e Precordilheira, ao sul do paralelo 27° L.S.) e da Patagônia setentrional (Sierras Australes), estendendo-se para o extremo sul da África (Bacia do Cabo), documenta uma margem de tipo continental ativa, relacionada a um processo de subducção, atuante desde o eopaleozóico e com envolvimentos em compressão e extensão entre o arco orogênico e o continente, até pelo menos o Permiano.

Estes eventos estão registrados em deformações e atividade magmática nas bacias de retroarco e marginais. Algumas dessas manifestações ígneas têm expressão sobretudo nos antigos arcos magmáticos (hoje principalmente expostos ao longo da Cordilheira dos Andes, entre os paralelos 34° e 28° L.S.), como por exemplo: a intrusão dos batólitos de Achala e Cerro Aspero nas Sierras Pampeanas, com idade siluro-devoniana (Gordillo & Lencinas, 1972); os granitos e granodioritos da Formação Ñuñorco e os vulcanitos riodacíticos-traquíticos da Formação Morado, nas Sierras de Famatina, do Eo a Mesodevoniano (De Alba, 1979); e os importantes corpos intrusivos na Cordilheira Frontal (Tonalito de Carrizalito), do Devoniano-Carbonífero inferior (Caminos, 1979).

## 2.2 - Comparação das bacias do Paraná, Chaco-Paraná e Cabo-Ventana

Nesta síntese, destacam-se três grandes bacias que, de forma geral, coincidem com os principais depocentros durante todo o Paleozóico (Tankard *et al.*, no prelo). São as bacias do Chaco-Tarija, Paraná e Cabo-Ventana (figura N°VI-2).

A figura N°VI-3 mostra a coluna litoestratigráfica siluro-devoniana dessas bacias, incluindo também os registros de algumas outras bacias vizinhas.

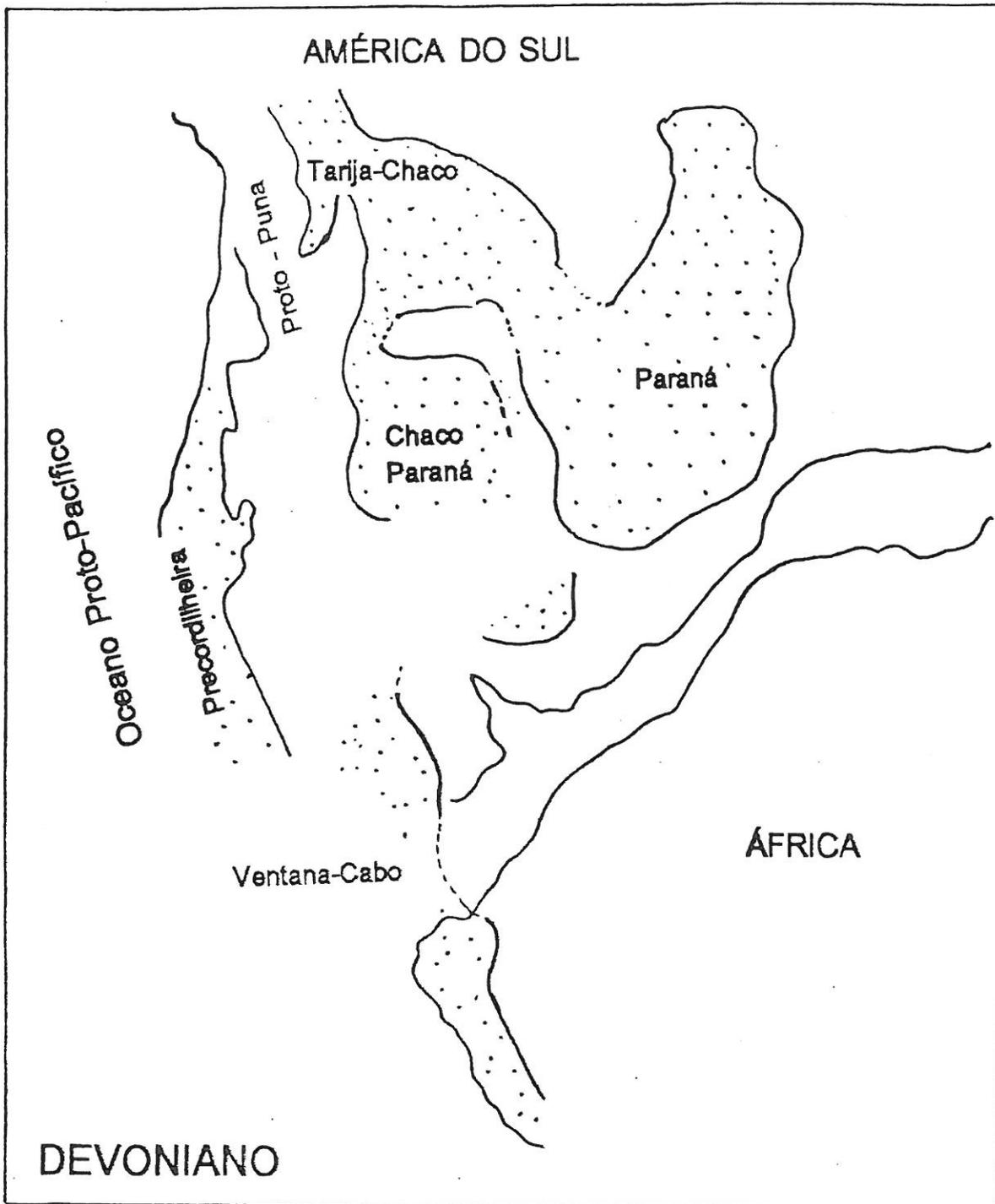


Figura N°VI-2- Bacias devonianas do Godwana austral ocidental (Fonte: Tankard *et al.*, no prelo).

Figura N°VI-3 - Litoestratigrafia do siluro - devoniano das principais bacias do Gondwana ocidental.

**Brasil:** Fúlfaro, no prelo ; Dino & Rodrigues, 1993; **Uruguai:** Oliveira & Veroslavsky, 1994; neste trabalho. **Paraguai:** Fúlfaro, no prelo. **Argentina:** Andreis *et al.*, 1989; Russo *et al.*, 1979; Vistalli, 1989; Harrington, 1980. **África do Sul:** Broquet, 1992; **Bolívia:** Gagnier *et al.*, 1989; López Paulsen, 1993. **Peru:** Palacios *et al.*, 1993; Barrett & Issacson, 1988.

Infelizmente, não existe um conhecimento geológico homogêneo dessas bacias e, inclusive, a estruturação interna de seus embasamentos é quase desconhecida, o que dificulta ainda mais a compreensão da evolução tectôno-sedimentar. No entanto, durante o Devoniano, essas três bacias tiveram comportamento em parte semelhante e em parte diferente. As bacias Chaco-Tarija e Cabo-Ventana são mais similares entre si quando comparadas com a Bacia do Paraná, embora o padrão geral tende a ser semelhante.

As três bacias têm como característica depósitos predominantemente marinhos,



acumulados em um mar de tipo epicontinental não muito profundo, formando seqüências predominantemente transgressivas e com registros de várias flutuações do nível do mar. As associações fossilíferas presentes são similares entre si, especialmente no Devoniano Inferior (Lange & Petri, 1967). Essa unidade faunística foi denominada malvinocráfica por Richter & Richter (1942), embora Clarke (1913) já tivesse chamado a atenção sobre esta característica.

A macrofauna presente nas três bacias permite diferenciá-las, por exemplo, de outras regiões do Gondwana setentrional como as bacias de Amazonas e Parnaíba (Petri & Fúlfaro, 1983).

O clima reinante na época de deposição para essas bacias é similar, e de um modo geral é postulado como de águas frias, embora sem influência glacial. A ausência de rochas calcários e evaporitos; a baixa variedade da fauna, embora distribuída por vasta área e numerosa em espécimes (Shirley, 1963); associados aos dados paleomagnéticos indicam altas latitudes e regimes de águas frias a frias-temperadas (Dineley, 1984). Essas condições climáticas contrapõem-se às do hemisfério norte, onde no Devoniano, as seqüências sedimentares compostas por rochas calcários, corais e evaporitos são comuns (Heckel & Witze, 1979).

No entanto, segundo Nóbile Diniz (1985), tais colocações não são conclusivas quanto à dominância de um clima frio ou de um condicionamento climático da unidade faunística da Província Malvinocráfica. Nesse contexto, deve ser ressaltada a presença de ocasionais termos calcários nos folhelhos do Grupo Bokkeveld, na África do Sul (Tankard & Barwis, 1982); e de calcários oolíticos na Formação Limoncito - Sierras Chiquitanas da Bolívia (Castaños & Rodrigo, 1978).

Nas bacias Chaco-Tarija e Cabo-Ventana, a passagem entre os sedimentos silurianos e os devonianos ocorreu sem importantes quebras na sedimentação, conformando um grande ciclo deposicional. No entanto, na Bacia do Paraná as rochas



devonianas (Formação Fumas) assentam-se em discordância sobre rochas eossilurianas (Formação Vila Maria). No setor uruguaio, a seqüência devoniana assenta-se diretamente em discordância angular sobre rochas do embasamento pré-cambriano.

Outra diferença é a espessura dos pacotes devonianos. Nas bacias Chaco-Tarija e Cabo-Ventana as espessuras atingem os 3500 e 2000 metros, respectivamente, no entanto, na Bacia do Paraná, o pacote devoniano apenas ultrapassa os 750 metros, refletindo condições de subsidência distintas que, talvez, obedeçam ao posicionamento que ocuparam no interior da placa Gondwânica.

Por último, no Neodevoniano - Eocarbonífero, em resposta ao soerguimento geral da área cratônica associado à orogenia eoherciniana, processou-se o fechamento do ciclo de sedimentação nestas bacias, representado por uma expressiva discordância regional (figura N°VI-3).

### **2.3 - A Bacia do Paraná**

O Devoniano da Bacia do Paraná nos territórios do Brasil, Paraguai e Uruguai foram analisados em detalhe nos capítulos II e III, portanto só resulta importante ressaltar que a ligação da Bacia do Paraná com o oceano proto-Pacífico teria-se realizado através da Bacia Chaco-Tarija. Uma das possíveis conexões foi através de uma estrutura aulacogênica antiga, ou calhas riftes, presente no território paraguaio e denominada Bajo de San Pedro (Fúlfaro, no prelo). Embora não se possa descartar a possibilidade de comunicação através do Chaco-Paraná, conforme sugerido por Petri & Fúlfaro (1983).

### **2.4- A Bacia Chaco-Tarija**

A Bacia Chaco-Tarija abrange a região ocidental do Paraguai, o noroeste da

Argentina, e a região oriental da Bolívia, que se estende em direção noroeste para o extremo sul do Peru. A enorme subsidência desta bacia, que permitiu a acumulação de mais de 10.000 metros de sedimentos paleozóicos, esteve controlada por uma megassutura de direção norte-sul desenvolvida entre o Gondwana (Sierras Pampeanas) e o Maciço de Arequipa (Tankard *et al.*, no prelo).

Constitui, sem dúvida, a bacia-tipo para o estudo do Devoniano no continente sul-americano. Além de apresentar feições geológicas em superfície que ultrapassam os 3500 metros de espessura (Castaños & Rodrigo, 1978), possui ainda um grande interesse econômico, já que os folhelhos devonianos são as principais rochas geradoras de petróleo.

O registros sedimentares desta bacia estão distribuídos, principalmente em:

#### 2.4.1 - Argentina

Ocupa a região noroeste da Argentina, constituindo a prolongação austral da Bacia Chaco-Tarija, que ingressa em território argentino até aproximadamente o paralelo 29° L.S. Geograficamente compreende os Andes Orientais e Sierras Subandinas das províncias de Salta e Jujuy. Em subsuperfície estende-se até as províncias do Chaco e Santiago del Estero, o que deve ser considerado já como domínio da Bacia Chaco-Paraná.

Na região do Noroeste argentino, na realidade, desenvolveram-se duas bacias que evoluíram em forma isolada: a **Bacia Oriental** e a **Bacia Ocidental** (Vistalli, 1989). Essas estavam separadas entre si por um grande elemento positivo de direção norte-sul (figura N°VI-2), chamado de Proto-Puna. Salfity *et al.* (1975) consideram que o mar devoniano jamais ultrapassou esse controle fisiográfico, sendo que, a comunicação entre

essas duas bacias teria ocorrido somente ao norte, já em território boliviano (Pareja *et al.*, 1978).

A **Bacia Ocidental** estende-se a oeste da Puna, compreendendo o noroeste argentino, norte do Chile e a região ocidental da Bolívia. A faixa de afloramentos a sul do Cerro Rincón, que limita a bacia pelo leste, constitui os únicos registros sedimentares eodevonianos (Aceñolaza *et al.*, 1972).

A **Bacia Oriental** consiste de uma sucessão sedimentar siluro-devoniana que se processou sem quebras na sedimentação. Esse pacote rochoso assenta-se sobre uma superfície de discordância regional de idade neo-ordoviciano - eossiluriano.

A sucessão litoestratigráfica desta bacia iniciou-se com a deposição dos diamictitos, arenitos e pelitos da Formação Zapla (Ashgilliano - Wenlockiano), que passa acima, transicionalmente, e em condições de relativa estabilidade tectônica, para os siltitos e folhelhos cinzas da Formação Lipeón, caracterizando um ambiente marinho plataformal raso. Na direção do topo depositou-se a Formação Mendieta, constituída por arenitos quartzosos eodevonianos (Andreis *et al.*, 1982).

Na região das Sierras Subandinas Ocidentais, a Formação Baritú, assentada concordantemente sobre a Formação Lipeón, é constituída por arenitos finos com cemento silicoso, intercalados com folhelhos cinzas eodevonianos. A Formação Baritú é subdividida em, da base ao topo: arenitos de Baritú, conglomerados do Porongal, arenitos do Pescado e os Folhelhos de Cerro Piedras. A Formação Baritú encontra, na região do Rio Bermejo (fronteira argentino-boliviana), unidades correlatas que, segundo a denominação estratigráfica boliviana, corresponderiam da base ao topo às formações Kirusillas, Guayabillas e Santa Rosa, esta última assinalada ao Eodevoniano (Vistalli, 1989; Gamier *et al.*, 1989).

Na região do Rio Bermejo, sucedem-se folhelhos e pelitos cinza-pretos com uma abundante fauna de invertebrados marinhos e restos vegetais que definem a Formação

Icla, que passa na direção do topo transicionalmente para os arenitos finos da Formação Huamampampa. Nesta região o Emsiano - Eifeliano está representado por essas duas unidades litoestratigráficas (Vistalli, *op.cit.*)

Por último, depositaram-se espessas camadas de folhelhos reunidos na Formação Los Monos (Givetiano). Todas essas unidades encontram seus equivalentes correlatos na região boliviana, inclusive, sob igual denominação litoestratigráfica.

Em subsuperfície as unidades descritas na região oriental estendem-se, continuamente, para sudeste (Bacia Chaco-Paraná), através das províncias de Santiago del Estero e Chaco, onde foram atingidas pelas sondagens efetuados por *Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF)* na exploração de petróleo.

A Formação Baritú apresenta-se interdigitada com as formações reunidas no Grupo Santiago del Estero no subsolo da Bacia Chaco-Paraná. Exemplo disso é o poço Caburé (Santiago del Estero) constituindo o perfil tipo para esta bacia, onde os sedimentos devonianos, que ultrapassam os 1400 metros, são definidos pelas formações, da base ao topo: Copo, Caburé e Rincón. Trata-se de uma cunha clástica que se espessa suavemente para noroeste, onde atinge aproximadamente os 4000 metros, já na região do Noroeste Argentino (Bacia Oriental). Isso é reforçado pelo mapa de isópacas (figura N°VI-4) dos sedimentos eopaleozóicos (siluro-devonianos) que, por sua vez, mostram um abrupto truncamento para sudeste, o que sugere um limite tectônico.

A Formação Copo, que ultrapassa os 340 metros, é constituída por siltitos argilosos e folhelhos cinzas, piritosos. Na sua base, apresenta microfósseis confirmando uma idade siluriana. No entanto, na sua porção superior é registrada uma abundante fauna marinha eodevoniana (Russo *et al.*, 1979). Essa unidade é correlacionável com as formações Lipeón e Cachipungo (Salta e Jujuy) e Kirusillas (Bolívia).

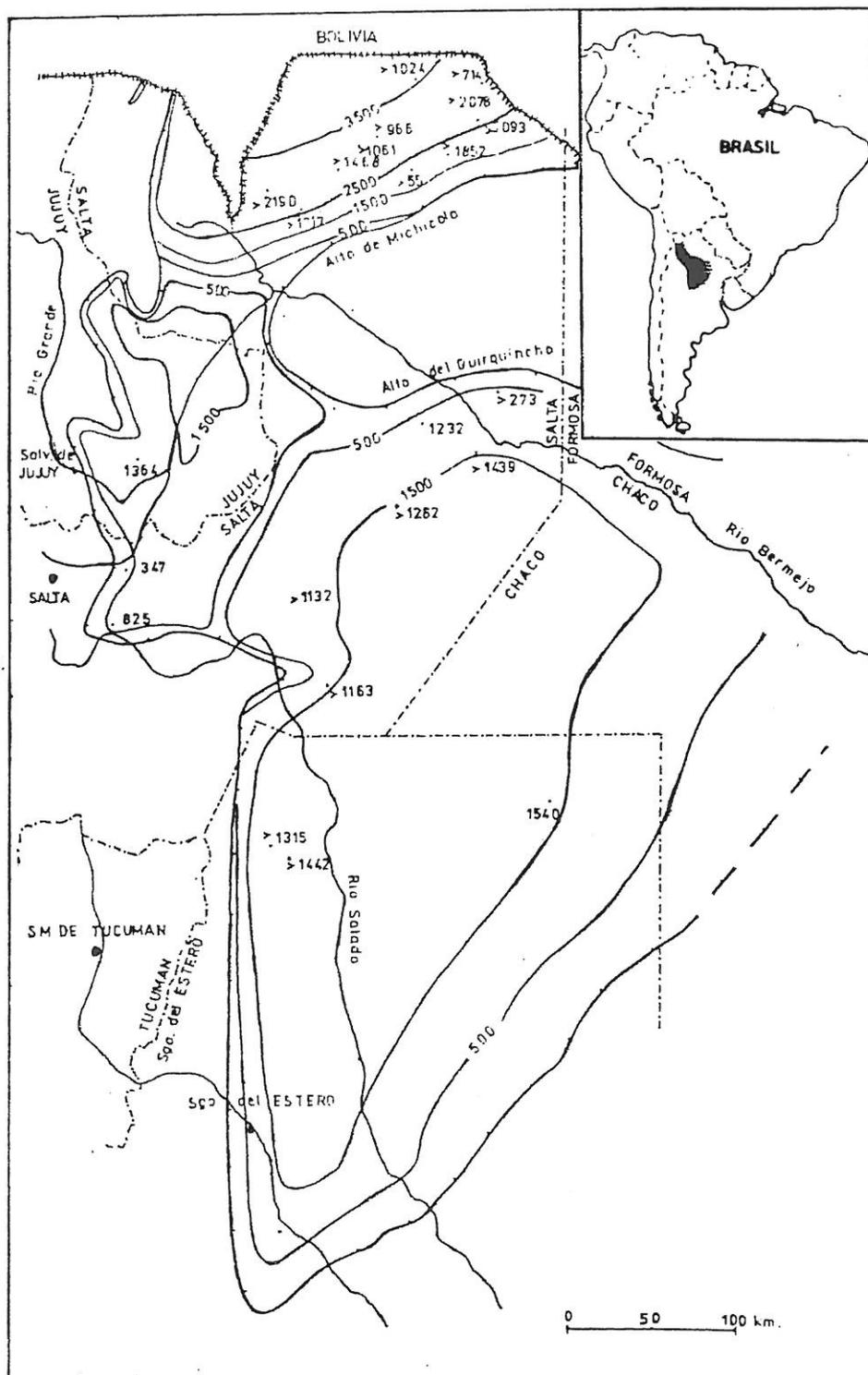


Figura N°VI-4 - Mapa de isópacas da bacia siluro-devoniana do Noroeste Argentino. Observe-se o truncamento abrupto (isópaca de 500 metros) na direção sudeste, Província de Santiago del Estero. Fonte: Vistalli (1989).

A Formação Caburé (484 metros) é constituída por arenitos cinzas finos, quartzosos e com intercalações de folhelhos pretos, fossilíferos, que permitiram posicioná-la no Emsiano. É correlacionável com as formações Baritú (Salta e Jujuy), Santa Rosa (Bolívia) e os arenitos e folhelhos de La Paz (Paraguai ocidental), segundo Russo *et al.* (1979).

A Formação Rincón, que atinge os 600 metros, é constituída por folhelhos pretos, micáceos e fossilíferos. Russo *et al.* (1979) consideram esta unidade posicionável no Givetiano.

#### 2.4.2 - Bolívia

As rochas devonianas da Bacia Chaco-Tarija afloram na Bolívia ao longo das Sierras Subandinas, na Cordilheira Oriental e no Altiplano, existindo seções completas com importante conteúdo paleontológico (microfósseis, invertebrados e vertebrados) que ultrapassam os 3500 metros de espessura.

Para esta síntese optou-se pelo esquema simples apresentado por López Paulsen (1993), no qual se caracteriza as duas grandes áreas onde se processou a sedimentação devoniana: por um lado, a região oriental que tinha como limite leste o cráton de Guaporé (escudo Brasileiro); e por outro, a região ocidental que tinha duas áreas de terras elevadas próximas, a sul a Proto-Puna e, mais para oeste, o Maciço de Arequipa.

A região ocidental é marcada por uma forte instabilidade tectônica, que incluía uma faixa deformada durante a orogenia Oclóyica<sup>1</sup>, situação similar à apresentada na região leste do Noroeste Argentino. Nesta região, tectonicamente ativa desde o Siluriano,

---

<sup>1</sup> Denominação dada pelos geólogos bolivianos e argentinos à orogenia ocorrida nos finais do Ordoviciano, resultante da colisão da placa de Arequipa-Antofalla com a placa Gondwânica.

a sedimentação corresponde à superposição de três cunhas marinhas.

A cunha basal é constituída pelas formações Santa Rosa e Vila Vila, onde predominam termos conglomeráticos na base aos que se sucedem camadas de folhelhos para o topo. O conteúdo macro e microfossilífero permite posicionar este pacote no Devoniano Inferior, até o Emsiano (Castaños & Rodrigo, 1978; Gagnier *et al.*, 1989).

A segunda cunha sedimentar é composta pelas formações Icla, Huamampampa e Los Monos, constituída, principalmente, por arenitos e folhelhos marinhos de idade Eifeliano até Givetiano.

A cunha do topo, representada pela Formação Iquirí (não aflorante no Noroeste argentino), consiste de arenitos e folhelhos que materializam sistemas deposicionais deltaicos desenvolvidos desde o Givetiano Superior até o Fameniano (López Paulsen, 1993).

A região oriental tinha as áreas cratônicas do Maciço de Guaporé como controle deposicional na borda leste. Nesta época, processou-se uma sedimentação marinha em condições de relativa estabilidade tectônica. A sedimentação iniciou-se com a deposição dos conglomerados e arenitos silurianos da Formação El Carmen, que foram cobertos por espessos folhelhos e pelitos devonianos da Formação Limoncito (Devoniano Inferior).

## 2.5 - A Bacia Cabo-Ventana

A Bacia Cabo-Ventana situava-se na margem sul do Gondwana Ocidental, embora hoje seus registros sedimentares, incompletamente preservados, distribuam-se em manchas esparsas ao sul da província de Buenos Aires e no sul da África do Sul.

Esta bacia desenvolveu-se como uma área de deposição periférica das áreas cratônicas emersas, constituídas pelos crátons do Rio de la Plata e Kalahari, conformando uma única massa continental nesta época. Tectonicamente comportou-se como uma margem continental ativa, associada a um processo de convergência de placas, que

culminou com a colisão da placa Patagônica com a placa Gondwânica no Eotriássico. Portanto, a distribuição atual de seus registros obedece a distintos processos de mutilação, principalmente, nos eventos compressivos da orogenia tardiherciniana e distensivos mesozóicos que culminaram com a separação entre África e América do Sul.

Seus principais registros aparecem em:

### 2.5.1 - Argentina

Corresponde à região austral da Província de Buenos Aires. Trata-se de uma bacia paleozóica, e que teve pelo menos até o Permiano, uma ligação genética com a Bacia do Cabo (África do Sul).

Três grandes ciclos sedimentares são caracterizados, correspondendo, da base ao topo, aos grupos: Curamalal, Ventana e Pillahuincó (Harrington, 1947). Estudos recentes permitem considerar a possibilidade de que o primeiro ciclo sedimentar fica restrito ao Cambriano (Andreis *et al.*, 1989), mas o segundo ciclo, segundo esses autores, ficaria compreendido entre o Neo-Ordoviciano até o Eodevoniano.

A sedimentação eomesopaleozóica corresponde inicialmente a uma bacia de tipo margem passiva, desenvolvida na direção S-SW, com ocorrência de fácies de plataforma proximais e distais, que posteriormente foram deformadas pela orogenia Cabo-Ventana.

O Grupo Ventana, que ultrapassa os 1400 metros (Harrington, 1980), é constituído, da base ao topo, pelas formações: Bravard (arenitos grossos com intercalações de lentes conglomeráticas), Napostá (arenitos brancos, quartzosos, de granulação fina), Providência (arenitos avermelhados com intercalações de pelitos) e Lolén (arenitos cinzas com intercalações de folhelhos pretos e cinzas, fossilíferos).

Paleontologicamente, na Formação Napostá foram descobertos *Skolithos* e formas assimiláveis aos gêneros *Daedalus*, *Corophioides* e *Diplocraterion* (Buggisch, 1987). Na Formação Lolén foram achados braquiópodes como *Cryptonella* sp., *Cryptonella baini*, *Schellwienella* sp., entre outros, o que permite posicionar a parte média desta unidade no Emsiano (Harrington, 1980).

É sugerida a possibilidade de uma comunicação desta bacia com a Bacia Chaco-Paraná, através de um estreito braço marinho de direção aproximadamente N-NW, situado entre o Alto Bonaerense e o Alto das Serras Pampeanas (Andreis *et al.*, 1989).

### 2.5.2 - África do Sul

Situada no extremo sul do continente Africano, a Bacia do Cabo é representada por mais de 2000 metros de sedimentos clásticos devonianos, continentais e marinhos, que são reunidos da base ao topo, sob a seguinte denominação litoestratigráfica: Subgrupo Nardouw (que corresponde à parte superior do Grupo Table Mountain); o Grupo Bokkeveld; e o Grupo Witteberg (Broquet, 1992).

A deposição desses sedimentos devonianos ocorreu em uma bacia alongada na direção leste-oeste, quase subparalela à atual linha de costa da África do Sul (Tankard & Barris, 1982).

O Subgrupo Nardouw consiste predominantemente de arenitos e arenitos conglomeráticos, secundariamente conglomerados, com estratificação cruzada (Rust, 1973). O ambiente de deposição dos Arenitos Nardouw é uma questão polêmica. Existem interpretações a favor de um ambiente marinho raso (Rust, *op. cit.*; Tankard *et al.*, 1982), enquanto Thamm (1987) propõe um ambiente fluvial.

Esta unidade seria litocorrelata com as formações: Furnas (Bacia do Paraná) e

Bravard (Bacia de la Ventana).

O Grupo Bokkeveld, que ultrapassa os 1000 metros de espessura, é constituído predominantemente de folhelhos e siltitos, secundariamente de arenitos. Consiste da superposição de cinco seqüências granocrescentes ("upward-coarsening") que se depositaram em resposta às flutuações periódicas do nível do mar (Tankard & Barwis, 1982). Segundo esses autores, isso reflete também as condições de instabilidade tectônica da bacia, propondo um modelo deposicional baseado na progradação, de oeste para leste-sudeste, de grandes lobos deltaicos com influência de ondas sobre uma plataforma marinha rasa. Nesta plataforma, apresenta-se uma abundante macro e microfauna de trilobitas, braquiopodas, bivalvos, echinodermas, gastrópodes, ostracodas, acritarchas, quitinozoários, entre outros, que foram resenhados por Oosthuizen (1984).

Litoestratigraficamente, o Grupo Bokkeveld é subdividido em dois subgrupos, da base ao topo, Ceres e Bidouw. O Grupo Bokkeveld, que apresenta uma abundante macro e microfauna marinha, é posicionado desde o Emsiano até o Givetiano inferior, onde é registrada uma elevação abrupta do nível do mar que favoreceu a deposição dos folhelhos Karoopoort e Sandpoort (Broquet, 1992).

O Grupo Witterberg, de aproximadamente 800 metros de espessura, assenta-se concordantemente sobre as rochas do Grupo Bokkeveld e consiste, predominantemente, de uma sucessão de arenitos finos a grossos, com restos vegetais, artrópodes e vertebrados, que caracterizam uma situação mais continental (Dineley, 1984). Inclusive ter-se-ia processado sem quebras na sedimentação até o Eocarbonífero.

### 3 - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DO DEVONIANO DO URUGUAI

A seqüência<sup>2</sup> devoniana é constituída pelo Grupo Durazno, com as formações: Cerrezuelo, Cordobés e La Paloma. É interpretada, neste trabalho, no sentido de um "facies-cycle wedge" de White (1980), compondo um ciclo transgressivo-regressivo completo, com os sedimentos de origem marinha e continental apresentando uma distribuição tempo-espaco em forma de cunhas superpostas e penecontemporâneas (figura N°VI-5).

A seqüência corresponderia a um ciclo de variação global do nível do mar, neste período, de segunda ordem de grandeza (com intervalo de 3 a 50 Ma segundo Vail *et al.*, 1991). Esta pode ser dividida em dois grandes episódios naturais: i) a implantação do mar devoniano sobre o cráton do Rio de la Plata (fase transgressiva), e ii) seu posterior assoreamento (ponto de "stillstand" ou início de sua fase regressiva).

A implantação do mar devoniano mostra, pelo menos, dois grandes picos de inundação marinha, registrados no interior da seqüência devoniana pela presença de dois pacotes de folhelhos marinhos, de magnitudes diferentes, e separados entre si por eventos progradacionais. Estes picos permitiram subdividir a seqüência de segunda ordem de grandeza em três seqüências menores, onde cada uma delas possui uma conotação genética e cronoestratigráfica (figura N°VI-5). Cada seqüência seria equivalente ao conceito de seqüência estratigráfica genética de Galloway (1989). Os limites de cada uma delas ficaram estabelecidos, pelo menos na maior parte, ao definir as duas superfícies de inundação marinha.

---

<sup>2</sup> O termo seqüência, nesse caso, é utilizado para definir um pacote rochoso limitado, na sua base e no seu topo, por discordâncias de escala regional. Portanto, não corresponde exatamente à definição de Sloss (1963), já que a discordância pré-devoniana não tem caráter inter-regional na Plataforma Sul-americana (vide figura N°VI-3 = Litoestratigrafia do siluro-devoniano...). Seqüência aqui é comparável ao termo "sintema" de Chang (1975).

O evento transgressivo é representado pelas formações Cerrezuelo e Cordobés (excluindo sua parte superior), englobando duas seqüências onde, em cada uma delas, os ambientes evoluem no tempo e no espaço, de continentais a transicionais e, desses para plataformas marinhas rasas.

Em ambas, verifica-se que a elevação do nível do mar processou-se através de vários e pequenos pulsos, melhor caracterizados no topo da seqüência inferior.

A estabilização da bacia é marcada pelo início da fase regressiva, onde a plataforma marinha rasa, gerada já em um contexto regressivo, foi paulatinamente assoreada por sedimentos transicionais e continentais, correspondentes às planícies costeiras e aos depósitos fluviais. Essa fase regressiva é registrada na porção superior da Formação Cordobés e nos depósitos da Formação La Paloma, constituindo a terceira seqüência.

Cada uma das três seqüências definidas, denominadas informalmente A, B e C, consiste de um específico trato de sistemas deposicionais (figura N°VI-6), delimitados por superfícies com significação cronoestratigráfica.

Os recentes estudos micropaleontológicos, apresentados em item próximo, permitiram a denominação de cada uma pelo período de tempo no qual teve lugar a maior parte da sedimentação.

### **3.1 - Seqüência A (eifeliana) = Trato de sistemas de mar baixo (fan delta - prodelta)**

A seqüência A é constituída por um trato de sistemas de mar baixo ("lowstand system tract") que compreende um conjunto de fácies, agrupadas dentro da Associação de Fácies A, caracterizando sistemas de **fan-deltas e prodelta** (figura N°VI-6A).

# SEQÜÊNCIA DEVONIANA

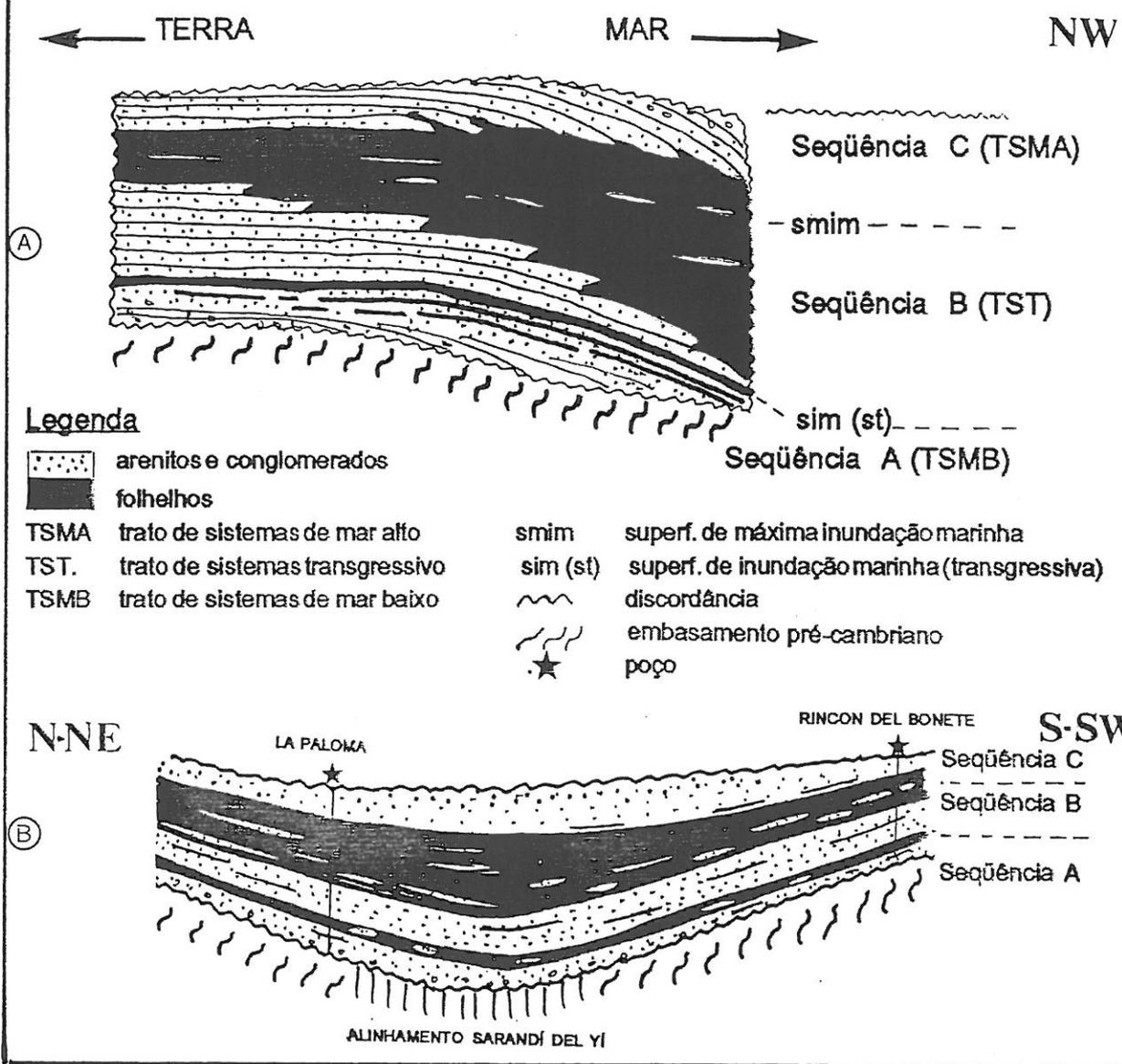


Figura N°VI-5. Corte longitudinal (A) e transversal (B) do pacote devoniano (idealizado), representando um "facies cycle wedge" e as seqüências genéticas em que se subdivide.

A seqüência A é limitada na base pela discordância angular com o embasamento pré-cambriano e, no topo, concordantemente pela camada de folhelhos marinhos que se estende, em subsuperfície, por toda a bacia. Essa camada, como apresentado anteriormente, é reconhecida através dos perfis de poços, testemunhos e afloramentos, e desenvolve-se em forma de cunha, de sudeste espessando suavemente para nor-noroeste. É interpretada como uma superfície de inundação marinha, representando um nível guia para a bacia. Esta camada se corresponderia à superfície transgressiva ("transgressive surface") que separa o trato de sistemas de mar baixo (LST) do trato de sistemas transgressivo (TST) (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Litoestratigraficamente, essa seqüência compreende os termos basais da Formação Cerrezuelo, mais precisamente, as unidades A<sub>1</sub> e A<sub>2</sub> de Rossi *et al.* (1979), tendo uma espessura máxima de 60 metros (figura N°VI-7).

Um fan-delta, na sua definição original, consiste de um leque aluvial que progride diretamente sobre um corpo de água a partir de terras altas adjacentes (Holmes, 1965). A definição de fan-delta proposta por Galloway & Hobday (1983) como "um sistema gerado por rios entrelaçados (do tipo "braided") construídos em um corpo de água fechado ou de baixa a ausente energia e com variáveis na conformação fisiográfica periférica", ajusta-se melhor à situação aqui descrita. Sob a denominação de fan-delta, agrupam-se aqui as várias fácies que caracterizam duas situações ambientais desenvolvidas em seu interior. De um lado, as fácies de arenitos com estratificação cruzada e de conglomerados, que de modo geral, são interpretadas como um sistema de rios entrelaçados que formam parte dos canais do sistema distributário do fan-delta. Por outro lado, a planície do fan-delta é caracterizada, principalmente, pelas fácies de lamitos e pelitos arenosos, de diamictitos e de arenitos maciços e com estratificação horizontal.

Esses arranjos faciológicos apresentam características litológicas similares às da porção intermediária de um leque aluvial, mostrando feições, em sua parte mais distal,

que denotam uma clara influência costeira. Além da natureza litológica, as estruturas sedimentares, o padrão unimodal de paleocorrentes, como também, a presença de fósseis vegetais terrestres (Sprechmann *et al.*, 1993), suportam esta interpretação.

Os termos arenosos distais do fan-delta (presentes na direção do topo da seqüência) intercalam-se com folhelhos marinhos, interpretados como correspondentes ao ambiente **prodelta-plataforma**. Esse registro caracteriza uma sedimentação cíclica (arenitos grossos - folhelhos), onde as análises efetuadas demonstraram haver uma alternância de depósitos de costa afora e de desembocadura, o que evidencia uma transgressão marinha desenvolvida por pulsações. Tais oscilações do nível do mar ter-se-iam processado rapidamente, não permitindo uma passagem gradual ou transicional entre os termos arenosos e argilosos, mas sim uma interdigitação com contatos retilíneos concordantes e abruptos.

Essa ciclicidade, em superfície, apresenta sua melhor exposição na pedreira de Cerrezuelo, enquanto em subsuperfície, nos poços da região de Las Cañas, apresenta equivalência com a unidade A<sub>2</sub> de Rossi *et al.* (1979).

Finalmente, no topo da seqüência registra-se uma elevação do nível do mar que afoga completamente o sistema fan-delta, permitindo a acumulação dos folhelhos marinhos do prodelta-plataforma, correspondendo a uma cunha com aumento suave de espessura para noroeste.

**3.2 - Seqüência B = Trato de sistemas transgressivo**  
**(neo-eifeliana - givetiana) (delta - plataforma arenosa - plataforma argilosa)**

A seqüência B é constituída por um trato de sistemas transgressivo representado pelas associações de fácies B, C e D. Essas superpõem-se na vertical determinando um arranjo de fácies que se ajusta a um padrão retrogradacional de

empilhamento dos sistemas, caracterizando um arranjo granodecrescente ascendente (figura N°VI-7).

Integram este trato de sistemas: o **delta dominado por ondas**, a **plataforma arenosa com influência de tempestades** e a **plataforma argilosa** (figura N°VI-6B).

A seqüência B é limitada na base pela camada de folhelhos anteriormente descrita e, no topo, pela superfície de máxima inundação marinha ("maximum flooding surface" de Van Wagoner *et al.*, 1990), que separa esse trato de sistemas transgressivo do trato de sistemas de mar alto, e que coincide, aproximadamente, com a parte média da Formação Cordobês.

A definição precisa desta superfície a partir dos dados disponíveis não é fácil. Os dados micropaleontológicos apresentados por Da Silva (1984) para os Folhelhos do Cordobês, envolvendo o poço La Paloma, permite supor que a fase de maior expansão marinha da bacia corresponda à profundidade de 115 metros. No entanto, Oliveira (em preparação), baseado no conteúdo de microplankton marinho de parede orgânica e quitinozoários analisado nesse mesmo poço, estabelece que os registros francamente marinho correspondem ao intervalo entre os 140 a 90 metros<sup>3</sup>. Portanto, pode considerar-se este último valor como possível limite entre a fase transgressiva e a fase regressiva.

Litologicamente, a seqüência B corresponde à parte superior do membro inferior mais o membro superior da Formação Cerrezuelo, e a parte basal e média da Formação Cordobês (figura N°VI-7). A espessura desta seqüência é de 150 metros no poço La Paloma e, aproximadamente, de 90 metros no poço Rincón del Bonete.

---

<sup>3</sup> A Formação Cordobês no poço La Paloma desenvolve-se entre os 140 a 48 metros de profundidade.

As rochas constituintes desta seqüência representam apenas parte de um trato deposicional mais extenso, onde é provável que a área fonte, fornecedora do material detrítico (não preservada) para a construção do delta, fosse constituída por um sistema fluvial, ou mesmo, por leques aluviais costeiros, como apresentado para a seqüência A. A não preservação no registro geológico dos termos inferidos obedece à atuação de processos erosivos pós-deposicionais.

O denominado **delta dominado por ondas** corresponde inteiramente à associação de fácies B. As frentes progradantes deltaicas são representadas pelos lóbulos sigmóides com estratificação cruzada de grande porte ou, em outros casos, com estratificação plano-paralela acompanhando a geometria dos lóbulos, mostrando ainda uma efectiva atuação dos processos fluviais, o que poderia caracterizar este delta em uma posição intermediária entre o domínio por rios e por ondas. Relacionados geneticamente a esses termos, apresentam-se arenitos com estratificação cruzada e ocasionais níveis conglomeráticos, caracterizando a planície fluvial deltaica (submersa). As barras arenosas com estratificação cruzada de baixo ângulo, desenvolvidas na direção oeste, indicam a passagem lateral dos ambientes anteriores para depósitos de praia. As lentes de pelitos arenosos e argilosos associadas aos termos anteriores representariam situações ambientais não claramente caracterizadas, mas podendo representar depósitos de interlóbulos de baía, ou outras áreas protegidas, desenvolvidas entre as barras de desembocadura e as barras arenosas distais.

---

Figura N°VI-6. Tratos de sistemas deposicionais e seqüências

A) Fan-delta (FD)- Prodelta: 1 = planície FD; 2 = sistema distributário; 3 = frente do FD; 4 = prodelta

B) Delta dominado por ondas - Plataforma arenosa influência de tormenta - Plataforma argilosa: 1 = situações de interbaía; 2 = planície fluvial deltaica; 3 = lobos deltaicos distributários; 4 = barras de litorâneas ou costeiras; 5 = barras da plataforma arenosa com processos de tormenta; 6 = depósitos de tempestades sobre a plataforma argilosa; 7 = plataforma argilosa sem influência de ondas.

C) Plataforma argilosa com influência de maré - Planícies costeiras - Fluvial: 1 = canais e barras fluviais; 2 = planícies costeiras formadas (intermaré); 3 = plataforma argilosa com estruturas flaser e lenticular (inframaré a intermaré); 4 = plataforma argilosa sem influência de maré nem ondas.

As setas grossas indicam o sentido de empilhamento dos sistemas, enquanto as delgadas as direções de paleocorrentes predominantes.

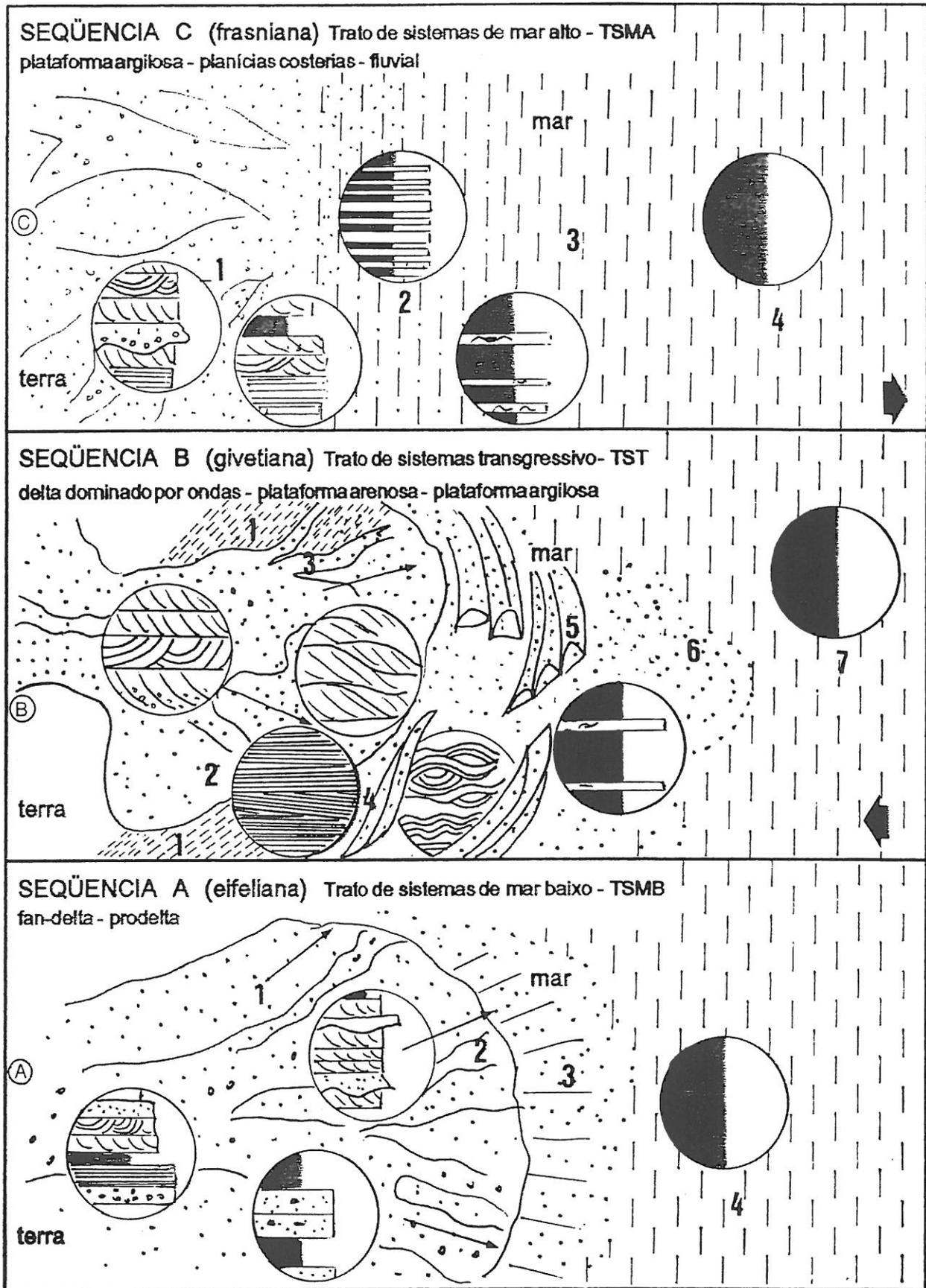


Figura N°VI-6. Tratos de sistemas deposicionais e seqüências (Legenda na página 161.)

# SEQÜÊNCIA DEVONIANA

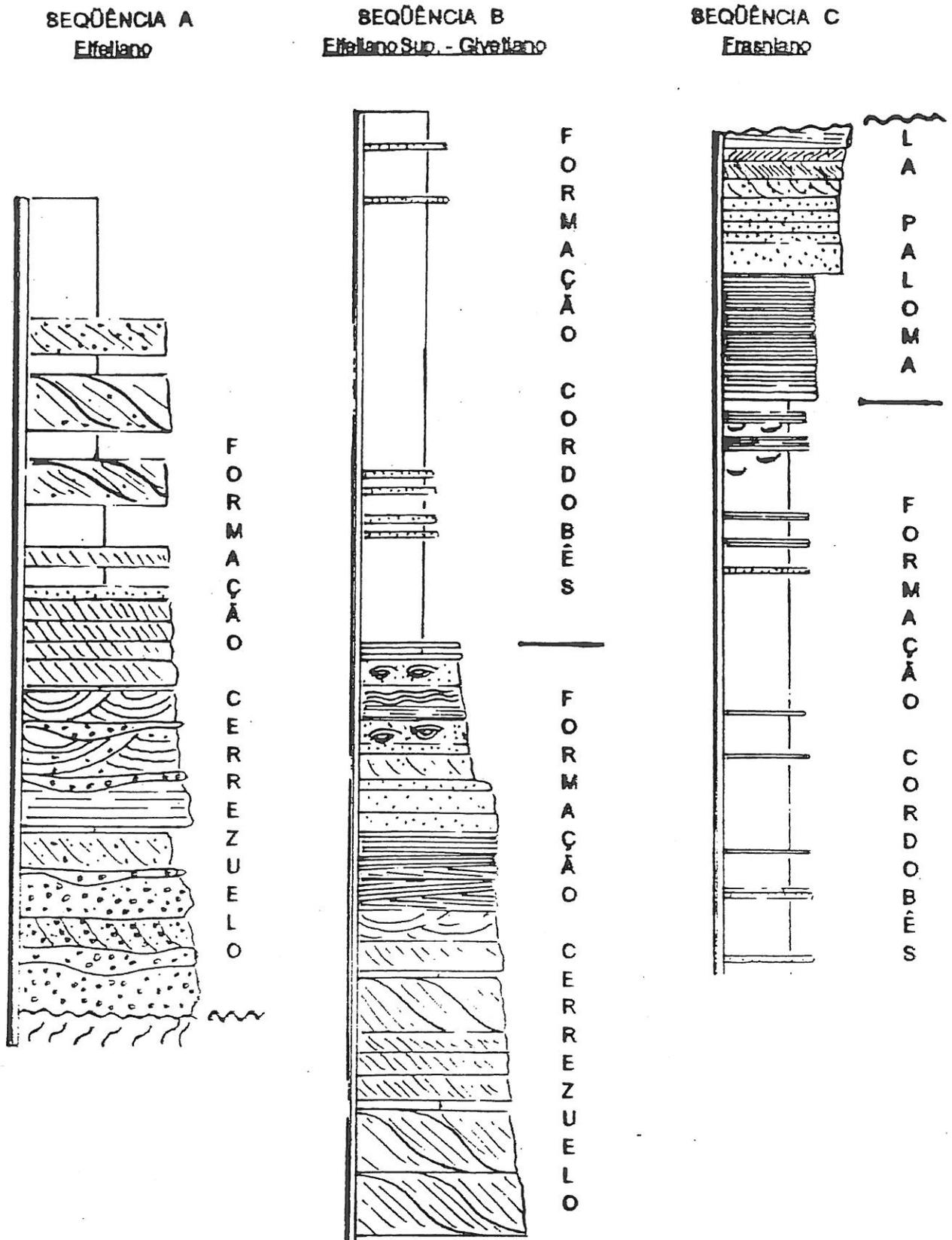


Figura N°VI-7. Perfis esquemáticos (sem escala) de cada uma das seqüências que compõem o Devoniano do Uruguai e equivalências litoestratigráficas.

Todo esse conjunto deltaico é marcado por estruturas típicas de retrabalhamento por ondas, evidenciando uma marcada concorrência entre a energia das ondas e o suprimento sedimentar. Algumas dessas feições assemelham-se a estratificações do tipo "hummocky", porém, não tão claramente definidas como as observadas dentro da associação de fácies C.

A influência das ondas no desenvolvimento do delta fica também clara na distribuição espacial das barras arenosas, alongadas em relação à paleolinha de costa, definida pela direção nordeste.

O padrão de distribuição das paleocorrentes medida em estratos cruzados, embora com uma tendência de fluxo na direção noroeste, apresenta outras direções secundárias, o que corrobora a ação variável da dinâmica costeira.

Neste contexto ambiental, produzir-se-ia a colonização do substrato arenoso por organismos, justificando a grande quantidade de icnofósseis descobertos, como por exemplo em Capilla Farruco e Las Cañas. A presença dos icnogêneros *Skolithos*, *Arenocolites* e *Diplocraterion* foi descrita por Sprechmann *et al.* (1993) ao sul da localidade de Carmen, caracterizando a icnofácies de *Skolithos*. Segundo Permambton *et al.* (1992), a icnofácies de *Skolithos* caracteriza areias de praia ("sand shore"), entre o "foreshore" a "shoreface upper-middle", sustentando bem a interpretação ambiental aqui sugerida para a Associação de Fácies B.

Uma situação similar de colonização por organismos também ocorreria no topo da seqüência A (exemplo: pedreira de Cerrezuelo).

No sentido do mergulho deposicional da bacia (N-NW), o complexo delta-praia passa, transicionalmente, para uma situação de plataforma arenosa rasa com influência de tempestades. O predomínio da sedimentação por tração, deve-se à

atuação de processos gerados sob a influência da ação de ondas e correntes, que impedem a decantação de sedimentos finos sobre a plataforma.

As barras de arenitos plataformais, de base plana e topo convexo, que se apresentam amalgamadas ( fácies de arenitos amalgamados), foram geradas entre o nível de base de ondas normais e o nível de base de ondas de tormenta, embora a presença de "drapes" argilosos sobre as barras indiquem momentos de atenuação nos processos de tração atuantes na plataforma, dando lugar a processos de decantação.

O reconhecimento de fácies de tempestitos, representadas pelos arenitos com laminação truncada por onda, associados aos arenitos e siltitos com laminação ondulada e plano-paralela, permite caracterizar uma plataforma arenosa rasa dominada por tempestades.

Em seqüência, na direção costa-afora, desenvolveu-se a **plataforma argilosa** (associação de fácies D). As características litológicas e paleontológicas, descritas anteriormente para esse conjunto de fácies, permitem identificar uma plataforma marinha rasa quase sem influência de ondas, com predominância de processos por decantação que, às vezes, são interrompidos por eventos de tração (arenitos e siltitos). Postula-se que esses níveis lenticulares de arenitos finos estejam geneticamente associados aos mesmos processos que geraram as fácies de tempestitos da plataforma arenosa, embora esses fluxos não sofressem perturbações do tipo oscilatório, desde que se encontravam abaixo do nível de base de ondas das tormentas. Ocasionalmente, são nesses níveis arenosos em geral hematíticos (de origem secundária) que aparecem acumulações de microfósseis, o que constituiria mais um elemento de apoio à hipótese formulada. Na realidade, Bossi & Navarro (1988) já sugeriram a atuação de correntes de turbidez como responsáveis pela acumulação dos fósseis.

Nos depósitos dessa antiga plataforma argilosa acha-se a maioria de fósseis do

Devoniano do Uruguai, sendo possível caracterizar aqui uma comunidade de *Australocoelia* (Sprechmann *et al.*, 1993), que não habitou profundidades superiores a 50 metros (Boucot, 1971).

### **3.3 - Seqüência C (frasniana) = Trato de sistemas de mar alto (plataforma argilosa - planície costeira - depósitos fluviais)**

A seqüência C é constituída por um trato de sistemas de mar alto - TSMA ("highstand system tract" ou "prograding highstand" de Vail *et al.*, 1991), caracterizado por um conjunto de fácies com um arranjo na vertical que determina um padrão de empilhamento progradacional dos sistemas (figura N°VI-7).

O trato é composto pelos depósitos da **plataforma argilosa, da planície costeira e depósitos fluviais** (fig. N°VI-6C), representados pela associação de fácies E.

Litoestratigraficamente, corresponde à seção do topo da Formação Cordobês e a toda a Formação La Paloma.

A plataforma argilosa apresenta as mesmas características litológicas e paleontológicas correspondentes às do trato de sistemas transgressivos, embora apareçam níveis arenosos finos intercalados com estruturas sedimentares na direção do topo, na passagem para as planícies costeiras, que evidenciam influência de maré (estruturas flaser e lenticular).

As planícies costeiras predominantemente siltico-arenosa, consistem de arenitos e siltitos interlaminais e arenitos finos com laminação plano-paralela na sua porção basal, também sob influência de maré.

Para o topo, esses termos passam gradativamente para arenitos médios a

grossos, com estratificação cruzada, além de apresentar delgados níveis lenticulares conglomeráticos, interpretados como preenchimento de canais. Estes termos representam condições continentais de deposição, configurando depósitos fluviais possivelmente do tipo entrelaçado.

### 3.4 - Reconstrução paleogeográfica

A materialização dos ambientes no espaço da bacia e sua evolução no tempo são analisados através da aplicação do conceito de sistema deposicional. Por outro lado, a utilização deste conceito implica, necessariamente, o reconhecimento de unidades paleogeomórficas cartografadas em mapas paleogeográficos do episódio de sedimentação envolvido (Gama Jr., 1987).

Neste sentido, é apresentado um mapa preliminar da distribuição dos sistemas deposicionais (figura N°VI-8), no qual se reflete a situação paleogeográfica. O caráter preliminar deve-se, além da escala inadequada de apresentação (1:500.000), ao fato de que grande parte da área de estudo não apresenta boas exposições para o reconhecimento de fácies e leitura dos seus processos sedimentares, o que torna imprecisa a interpretação nessas condições. Contudo, onde foi possível (boas exposições e dados de poços) trabalhou-se em escalas de 1:40.000 e 1:20.000, sendo essa área no entanto restrita à região de Las Cañas.

O mapa da figura N°VI-9 sintetiza a distribuição de paleocorrentes, medidas em estratos cruzados correspondentes às fácies de arenitos e conglomerados arenosos da Associação de Fácies A (aluvial-fluvial) e, também, nos arenitos com estratificação cruzada da Associação de Fácies B (barras de desembocadura e da planície deltaica submersa). Nesta figura fica caracterizada a paleodrenagem da bacia como dirigida do nor-noroeste.

Figura N°VI-8. Esboço paleogeográfico e distribuição dos sistemas deposicionais do Mesoneodevoniano da borda sul da Bacia do Paraná - Uruguai. Mapa base: Preciozzi *et al.*, 1985.

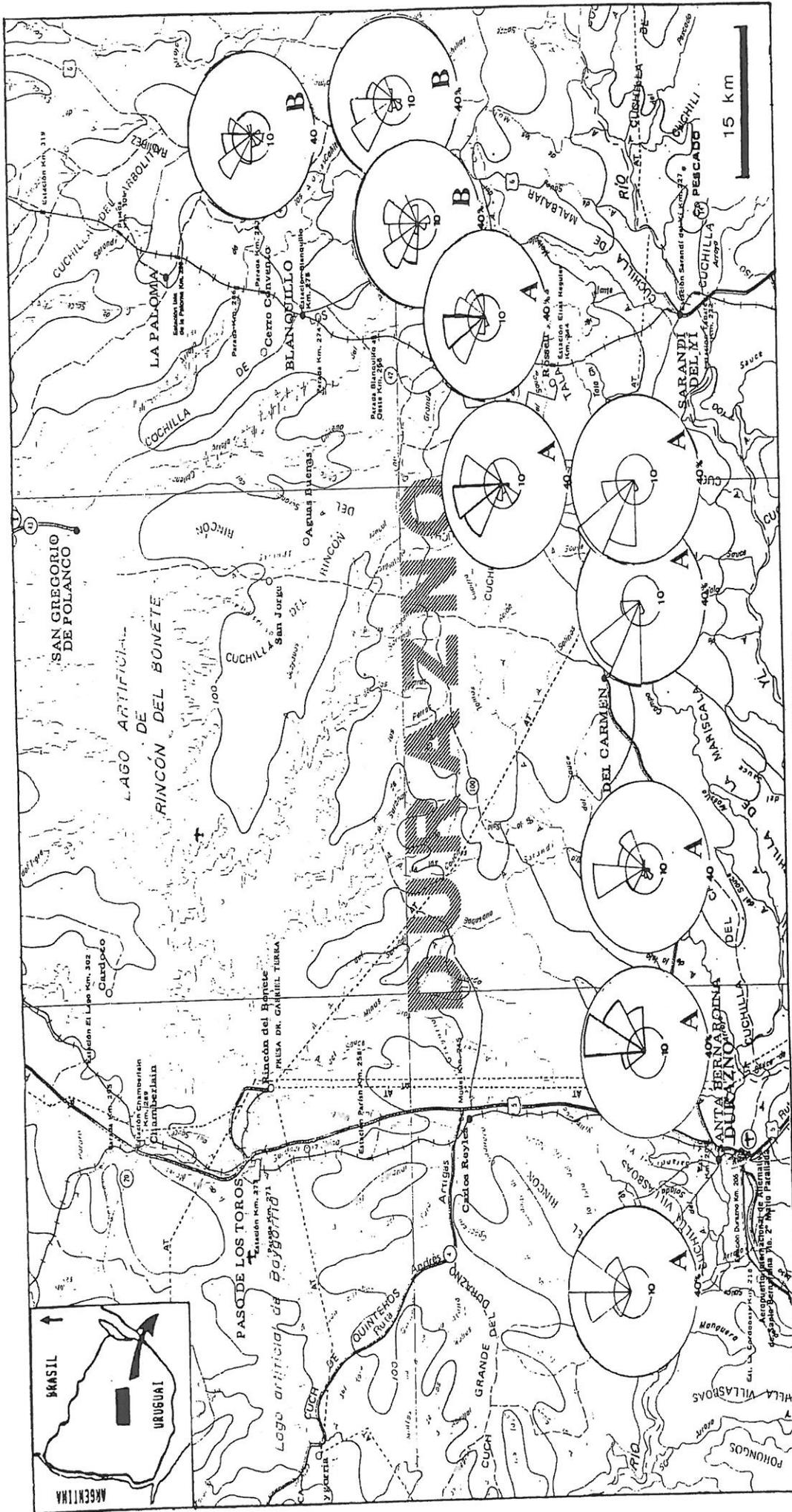


Figura N°VI-9. Mapa da distribuição das paleocostas, medidas em arenitos com estratificação cruzada da Associação de Fácies A (vermelho) e da Associação de Fácies B (preto)



### 3.5 - Unidades litoestratigráficas vs. unidades genéticas

A aplicação dos conceitos de seqüência e sistema deposicional como unidades naturais de interpretação, visando a reconstrução paleogeográfica implica, necessariamente, no abandono ou desconsideração da divisão litoestratigráfica formal (Gama Jr., 1987), conforme foi aqui utilizado. Com o propósito de visualizar a equivalência entre as unidades litoestratigráficas formais e as unidades da estratigrafia genética (sistemas deposicionais e seqüências) foi elaborado o quadro da figura N° VI-10.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		SEQÜÊNCIA	SISTEMAS DEPOSICIONAIS
Bossi, 1966 e outros	Preciozzi <i>et al.</i> , 1985 e Rossi <i>et al.</i> , 1979	no presente trabalho	
FORMAÇÃO LA PALOMA	FORMAÇÃO LA PALOMA	discordância SEQÜÊNCIA C	FLUVIAL ENTRELACADO PLANÍCIES COSTEIRAS PLATAFORMA ARGILOSA INFLUÊNCIA DE MARÉ
FORMAÇÃO CORDOBÉS	FORMAÇÃO CORDOBÉS	SEQÜÊNCIA B	super. inund. máxima PLATAFORMA ARGILOSA PLATAFORMA ARENOSA DOMINIO TEMPESTADES
FORMAÇÃO CERREZUELO	m.superior FORMAÇÃO CERREZUELO *unidade B m.inferior *unidade A2 *unidade A1	SEQÜÊNCIA A discordância	DELTA DOMINADO POR RIOS E ONDAS afogamento marinho FAN-DELTA - PRODELTA

Figura N° VI-10. Equivalências entre unidades genéticas e litoestratigráficas no Devoniano do Uruguai.

Analisando-o fica evidente que as formações não têm nenhuma conotação genética ou temporal. Por definição, elas são unidades artificiais delimitadas umas às outras por critérios operacionais de mapeamento (o principal deles é a homogeneidade litológica).

### 3.6 - Considerações sobre a idade da seqüência devoniana

A partir de Terra Arocena (1926), a fauna descoberta nos *schistos de Rincón de Alonso* é correlacionada com a fauna presente no território brasileiro (Estado de Paraná), estudada por Clarke (1913) e, portanto, assinalada ao Devoniano Inferior.

Tradicionalmente na literatura geológica uruguaia, a presença do braquiópode *Australocoelia tourteloti* e do acritarca *Tyligmasoma alargadum* (= *Triangulina alargada*) nos folhelhos da Formação Cordobês tem sido usada para confirmar um posicionamento no andar Emsiano (Da Silva, 1984; Figueiras, 1991; Sprechmann *et al.*, 1993). No entanto, atualmente considera-se que tais fósseis apresentam uma distribuição vertical bem mais ampla, atingindo até o Givetiano. Diante desse fato, é necessário esclarecer o seguinte:

a) *Tyligmasoma alargadum*: Oliveira (1991) apresenta um relevamento detalhado onde demonstra que o registro vertical desta espécie é bem mais amplo. Alguns exemplos mencionados são os sedimentos de idade givetiana do Ghana-África e da Líbia Ocidental (Anan & Yorke, 1974; Moreau-Benoit, 1984 *apud* Oliveira *op.cit.*). Em América do Norte encontra-se em sedimentos givetianos de Ohio-E.U.A. e Ontário-Canadá (Wicander & Wood, 1981; Playford, 1977 *apud* Oliveira *op.cit.*). Em Brasil, acha-se no Emsiano e no Eifeliano das bacias do Parnaíba e Amazonas, como também está presente em sedimentos eifelianos e givetianos da Formação Ponta Grossa, no flanco noroeste da Bacia do Paraná (Estado do Mato Grosso) nos poços RSP-1 e RVR-1 (Oliveira, *op.cit.*).

b) *Australocoelia tourteloti* aparece nos três membros da Formação Ponta Grossa. Os membros Tibagi e São Domingos são assinalados respectivamente pelas idades emsiano-efeliano e eifeliano-givetiano (Popp & Barcellos-Popp, 1986). Na Bacia do Chaco-Paraná (Argentina), Zarela (1991, *apud* Sprechmann *et al.*, 1993) reconhece a presença de *Australocoelia tourteloti* desde o Pragiano, o que restringe ainda mais o valor cronológico da espécie como fósil-índice para definir o andar Emsiano.

Oliveira & Veroslavsky (1994) reconhecem a presença do quitinozoário *Alpenachitina eisenacki* na base da Formação Cordobês (no contato com a Formação Cerrezuelo). Esse é um importante fósil-índice do Eifeliano Superior - Givetiano Inferior.

Baseado no conteúdo de acritarcas encontrado no poço N° 186 La Paloma e também em outras amostras de superfície, Oliveira (em preparação) confirma uma idade neoeifeliana - eogivetiana para a base da Formação Cordobês, e propõe uma idade frasniana para o topo desta unidade.

A partir desses novos dados, considera-se aqui o Grupo Durazno como Mesoneodevoniano.

A Formação Cerrezuelo é praticamente uma unidade afossilífera, mas como ela se interdigita no topo com a Formação Cordobês, sua idade é determinada pelo seu posicionamento estratigráfico, propondo-se então uma idade eifeliana.

A Formação Cordobês, conforme exposto, pelo seu conteúdo micropaleontológico lhe é conferida uma idade Givetiana-Frasniana. Sua base, no entanto, corresponderia ao Eifeliano Superior.

A Formação La Paloma, que se interdigita na base com a Formação Cordobês, permitiria seu posicionamento no Frasniano.

### 3.7 - Correlação com as unidades litoestratigráficas brasileiras da Bacia do Paraná.

Tendo em conta a similitude entre a fauna encontrada nos testemunhos do poço Rincón de Alonso, Terra Arocena (1926) estabelece a primeira biocorrelação entre essa fauna e a presente nos Folhelhos Ponta Grossa (Paraná).

A partir da separação do Devoniano do Uruguai em três unidades (Terra Arocena & Méndez Alzola, 1939), da base ao topo: Arenitos del Carmen (=Cerrezuelo), *Schistos* de Rincón de Alonso (=Cordobês), e Arenitos de La Paloma, vários autores correlacionaram os Arenitos Furnas com os Arenitos del Carmen, e os Folhelhos Ponta Grossa com os *Schistos* de Rincón de Alonso (Terra Arocena & Méndez Alzola, 1939; Lambert, 1939; Harrington, 1956; e Lange & Petri, 1967). Em relação à correlação dos Arenitos Tibagi com os Arenitos de La Paloma, Lambert (1939) e Terra Arocena & Méndez Alzola (1939) sugerem-na com dúvidas, enquanto Harrington (1956) e Lange & Petri (1967) desconsideraram o assunto. Caorsi & Goñi (1958), Bossi (1966), Bossi & Navarro (1988) e Sprechmann *et al.* (1993) aceitam a correlação das três unidades uruguaias com suas equivalentes brasileiras.

Na litocorrelação utilizam-se critérios como: a) continuidade lateral dos estratos; b) similaridade litológica; c) ordenamento da sucessão de estratos; e d) caracteres geofísicos. No caso das unidades litoestratigráficas, conceitos baseados em idade, ambiente de sedimentação, ou conteúdo fossilífero não devem representar critérios para distinguir e delimitar uma unidade litoestratigráfica e, portanto, não devem ser levados em conta para o estabelecimento de relações de litoequivalência.

A partir do reconhecimento *in situ* das unidades devonianas da Bacia do Paraná, realizadas em trabalhos de campo nos Estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul, pode-se dizer que:

### 3.7.1 - Formação Furnas vs. Formação Cerrezuelo

No geral, a **Formação Furnas** consiste de arenitos médios a finos para o topo, regular a mal selecionados, esbranquiçados e com estratificação cruzada de vários tipos como estrutura predominante. A espessura máxima da unidade é de 343 metros no poço Três Lagoas-MS. A presença de camadas ou lentes de folhelhos intercalados é rara, ficando restrita quase exclusivamente à sua seção superior, próxima à passagem para a Formação Ponta Grossa, nas denominadas "camadas de transição" (Petri, 1948) na região de Jaguariaíva. Faciologicamente, a Formação Furnas apresenta uma importante recorrência de fácies na vertical, onde é possível observar fácies fluviais sotopostas a fácies deltaicas e litorâneas, ou vice-versa.

A **Formação Cerrezuelo** é constituída predominantemente por arenitos médios a grossos, mal selecionados (com exclusão da parte superior, próximo a sua passagem para a Formação Cordobês), avermelhados e esbranquiçados, onde intercalações de camadas e/ou lentes de folhelhos e pelitos, de espessuras variáveis métricas a decimétricas, podem ser consideradas como uma característica litológica típica na definição formal da unidade. A espessura máxima da unidade é de 140 metros (poço La Paloma). Nos termos finos do topo da formação, sucedem-se estruturas do tipo "hummocky" e laminação ondulada que caracterizam fácies de tempestades, as quais ainda não são reconhecidas pela literatura geológica, na Formação Furnas.

Considerando-se que na litocorrelação os caracteres litológicos de maior importância são espessura, granulometria, composição mineralógica, estruturas sedimentares, geometria dos corpos (Dunbar & Rodgers, 1957), pode-se dizer que o caráter quartzo-feldspático a feldspático, texturalmente imaturos, a matriz caulínica e as estratificações cruzadas de vários tipos são feições comuns às duas unidades, além dos termos conglomeráticos basais presentes em ambas as unidades no contato com o

embasamento<sup>4</sup>.

Por outro lado, a espessura das formações, a presença constante de lentes e camadas de folhelhos (Formação Cerrezuelo), e a estratificação "hummocky" (parte média a superior da Formação Cerrezuelo) são rasgos distintivos entre ambas as unidades.

Em síntese, as formações Furnas e Cerrezuelo podem ser consideradas unidades litocorrelatas, embora existam algumas diferenças litológicas aqui assinaladas. Essas indicariam somente variações em relação à maior ou menor proximidade da costa. Entretanto não há muitas dúvidas que as unidades possam ser equivalentes quanto à ambiência ou paleogeografia.

As considerações realizadas em relação à idade no item anterior, somadas ao exposto sobre a idade da Formação Furnas no capítulo III permitem concluir que essas unidades não são unidades cronocorrelatas.

### 3.7.2 - Formação Ponta Grossa (Membro Jaguariaíva) vs. Formação Cordobês

Essas unidades apresentam várias características em comum que outorgam-lhes uma marcada similaridade litológica. Ambas consistem em folhelhos cinzas, micáceos, piritosos, de finamente laminados a maciços, com teores variáveis de matéria orgânica. Ambas apresentam também, secundariamente, intercalações de arenitos finos e siltitos. No entanto, duas diferenças são registradas:

No Membro Jaguariaíva são reconhecidos níveis espessos de conglomerados (com até 5 metros no Paraná) intercalados aos folhelhos (Dos Santos *et al.*, 1984), o que

---

<sup>4</sup> Os conglomerados e arenitos conglomeráticos descritos na rodovia do Café, que liga as cidades de Curitiba e Ponta Grossa (na denominada Serrinha), apresentam uma notável similaridade litológica com os conglomerados quartzosos, descritos na estrada N° 14, que liga as cidades de Durazno e Camen.

não é observado na Formação Cordobês.

Outra diferença importante é o tipo de argila predominante. Ramos & Formoso (1976) assinalam que a illita é o mineral de argila predominante nos folhelhos de Ponta Grossa, com clorita e montmorillonita subordinadas, e rara a presença de caulim. No entanto, Zalba *et al.* (1988) demonstram que o tipo de argila predominante na Formação Cordobês é o caulim, sendo a illita e a esmectita subordinadas.

Existe uma relação de equivalência entre o conteúdo fossilífero de ambas as unidades, o que permite concluir que as formações Ponta Grossa e Cordobês são unidades lito-biocorrelatas.

### **3.7.3 - Formação Ponta Grossa (Membro Tibagi) vs. Formação La Paloma**

Em afloramentos nos arredores da cidade de Tibagi (PR), foram descritas barras sigmóides de arenitos finos a muito finos, com estratificação cruzada, com o topo das barras mostrando sinais de retrabalhamento por ondas. Acima das barras ocorrem siltitos argilosos, finamente laminados, o que evidenciaria uma elevação abrupta do nível do mar. Os afloramentos na entrada da cidade podem ser considerados como a área tipo do membro.

A Formação La Paloma, carecendo de boas exposições em superfície, consiste predominantemente de arenitos muito finos e siltitos interlaminados, muito micáceo e arenitos finos com laminação horizontal plano-paralela sendo que, em direção ao topo, aparecem termos mais grossos.

Litologicamente quase não existem pontos em comum entre a Formação La Paloma e o Membro Tibagi. Por outro lado, o Membro São Domingos da Formação Ponta Grossa, sobreposto ao Membro Tibagi, formado de folhelhos cinzas, não tem equivalente litoestratigráfica em território uruguaio.

## 4. - ANÁLISE TECTÔNICO-SEDIMENTAR

### 4.1- Arcabouço tectôno-sedimentar

Um dos fatores importantes que controla a origem, evolução e preservação de uma bacia sedimentar está relacionado diretamente ao seu contexto tectônico. A partir do desenvolvimento da Tectônica de Placas, os registros sedimentares das bacias têm sido analisados dentro de critérios genéticos, os quais se relacionam ao seu contexto tectônico. Outro fator influente no desenvolvimento de bacias vincula-se à existência de zonas de fraqueza crustal do embasamento.

Com o produto da integração dos dados obtidos na análise faciológica e estratigráfica, acrescidos dos dados estruturais (alinhamentos extraídos dos mapas) e dos dados gravimétricos, tornou-se possível estabelecer um arcabouço estrutural da bacia, o que, por sua vez, permitiu caracterizar a evolução tectôno-sedimentar dessa área, e permitiu inclusive a realização de um esboço paleogeográfico regional no qual está inserida.

Os dados obtidos do mapa de anomalias gravimétricas do setor noroeste de Uruguai (figura N°VI-11) revelam fortes anomalias nas direções noroeste e, secundariamente, nordeste, fato reconhecido a partir da carta estrutural uruguiaia (Preciozzi *et al.*, 1979).

A análise do padrão de empilhamento sedimentar do pacote devoniano permitiu definir que a ingressão marinha se deu via oés-noroeste, afogando os sistemas continentais e transicionais que se desenvolviam na região és-sudeste, controlados, nesta época, pela atuação de áreas topograficamente altas e expostas do embasamento.

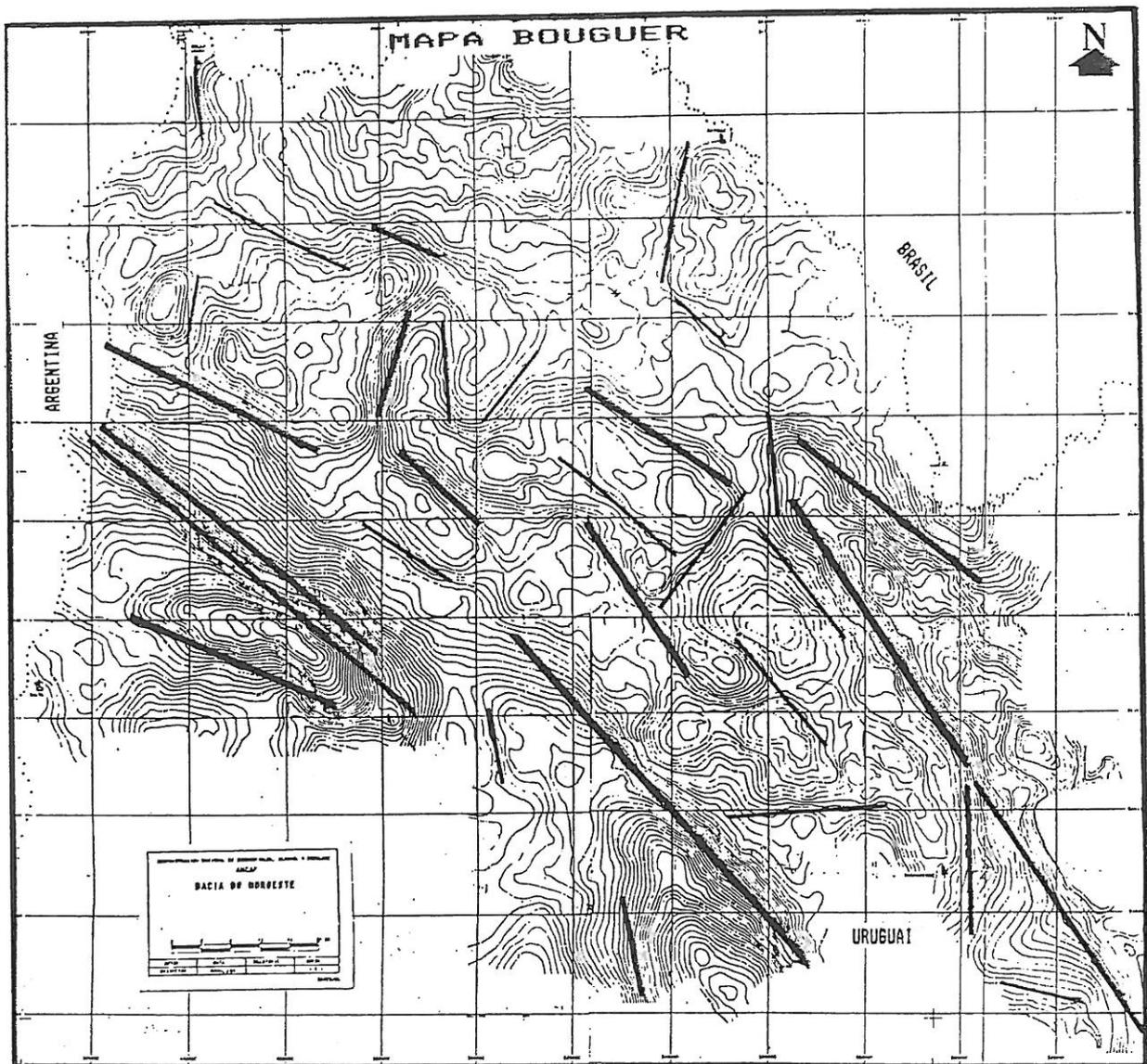


Figura N°VI-11. Mapa gravimétrico (Bouguer) da região noroeste do Uruguai (fonte: ANCAP). As principais anomalias gravimétricas, aqui interpretadas, revelam uma estruturação do embasamento fortemente influenciada pela direção NW.

É aqui postulado que a sedimentação devoniana, nesta região, teve início pela subsidência do cráton do Rio de la Plata, sendo ela controlada por linhas de fraqueza regionais com direção principal noroeste (figura N°VI-12). O eixo deposicional da seqüência devoniana coincide com o Alinhamento Sarandí del Yí (NW), responsável inclusive pela leve assimetria transversal presente na bacia. Goso & De Santa Ana (1991)



Os resultados apresentados, associados à pesquisa regional do inventário Devoniano nas áreas vizinhas, são uma base de argumentação favorável para entender a expansão do mar devoniano e as reativações do embasamento, correlatas aos processos colisionais ocorridos na margem oeste do Gondwana. Conforme já foi analisado, segundo Ramos *et al.* (1986), a placa de Chilenia teria colisionado contra a placa Gondwânica (na região da Precordilheira argentina) no Devoniano Médio/Superior. Assim sendo, esse processo seria o principal responsável da expansão do mar sobre áreas cratônicas anteriormente não atingidas, aproveitando a subsidência de um embasamento reativado pela transmissão de esforços continente adentro.

O pico de máxima inundação marinha, que tem registro na região uruguaia com a acumulação dos Folhelhos de Cordobês no Givetiano, é correlacionável à elevação do nível do mar registrado no setor brasileiro na Bacia do Paraná com a deposição da Formação São Domingos, de idade givetiana (Oliveira, 1991; Assine *et al.*, no prelo). É correlacionável também com a deposição dos folhelhos givetianos da Formação Rincón na Bacia do Chaco-Paraná e com folhelhos marinhos da Formação Los Monos, de idade eifeliana - givetiana segundo Lopez Paulsen (1993). É importante ressaltar que, na Bacia do Cabo, é também registrado para o Givetiano uma importante subida do nível do mar, já no topo do Grupo Bidouw. No entanto não foi possível tentar, pela ausência de dados micropaleontológicos, uma correlação do outro pico inferior de inundação marinha com registro na área de estudo com os outros registros de subida do nível do mar das bacias vizinhas.

A partir da análise do padrão de distribuição de paleocorrentes e da distribuição dos sistemas deposicionais (tempo e espaço), demonstrou-se que a sedimentação no Uruguai esteve controlada pela existência de dois altos regionais: um a sudeste, coincidente aproximadamente com a direção da faixa de rochas que compreende o Cinturão Dom Feliciano; e outro a sudoeste, que corresponderia à feição denominada Arco de Martín García. A atuação das faixas brasileiras como controle deposicional foi

sugerida por Bossi (1966) e Goso & De Santa Ana (1991), enquanto esses últimos também consideraram a atuação do Alto de Martín García nesta época.

O mapa de isópacas das unidades litoestratigráficas que compõem o Grupo Durazno (figura N°VI-13) permite visualizar a atuação desses controles deposicionais no Devoniano. Na figura N°VI-14 é apresentado um corte de bacia mostrando seu desenvolvimento na direção N-NW.

As faixas brasileiras a sudeste formariam parte de uma frente montanhosa, responsável pelo desenvolvimento dos sistemas de fan-deltas e deltaicos associados, que evoluíram na direção norte-noroeste, como demonstrado pela clara tendência noroeste das paleocorrentes.

O Alto de Martín García seria responsável principalmente pela presença dos termos arenosos e conglomeráticos, com paleocorrentes unidirecionais na direção nor-nordeste, restritos aos arredores da localidade de Durazno (base da Formação Cerrezuelo). É ainda sugerida a presença de uma estrutura positiva a sudoeste, responsável pelo caráter mais arenoso e menos espesso das camadas do Cordobês no poço Rincón del Bonete.

O exame preliminar da ocorrência de algumas características mineralógicas presentes no pacote de sedimentos devonianos permite algumas considerações adicionais sobre áreas fontes primárias.

A presença de minerais pesados (principalmente zircão e turmalina) nos arenitos da base da Formação Cerrezuelo é suportado pela litologia das presumíveis rochas fontes da área. A exemplo, são indicações de áreas fontes: áreas de granitos intrusivos, tais como os da Suíte Dom Feliciano ou do cráton do Rio de la Plata, bem como as rochas ígneas metamorizadas e migmatizadas, que compõem ambas as unidades.

Por outro lado, o caráter caulínico dos folhelhos marinhos (tanto nos folhelhos da Formação Cerrezuelo, como nos da Formação Cordobês) supõe um embasamento gnáissico-migmatítico aflorante (Zalba *et al.*, 1988), como o mencionado acima.

Essas considerações reforçam a idéia da atuação dos altos de Martín Garcia (e, portanto, o cráton do Rio de la Plata) e a faixa Dom Feliciano como regiões aflorantes nesta época.

Através da análise do mapa de isópacas da Formação Furnas do setor leste da Bacia do Paraná, Assine *et al.* (no prelo) sugerem que o Arco do Rio Grande atuou como um controle deposicional ao sul da bacia brasileira nesse período, fato já considerado por Almeida (1980). Portanto, pode-se admitir que tal feição estrutural constituiria uma estrutura positiva que separou a bacia brasileira da uruguaia.

Assim sendo, a sedimentação no Uruguai processou-se entre três elementos tectônicos regionais: ao sul, o Arco de Martín García; ao norte, o Arco do Rio Grande; e a sudeste, as faixas brasilianas. A atuação do Arco de Rivera (Goso & De Santa Ana, 1991), nesta época, não foi verificada.

Desta forma, a possibilidade da abertura da bacia devoniana uruguaia para o sul (Andreis & Ferrando, 1991) é aqui descartada conforme os elementos apresentados.

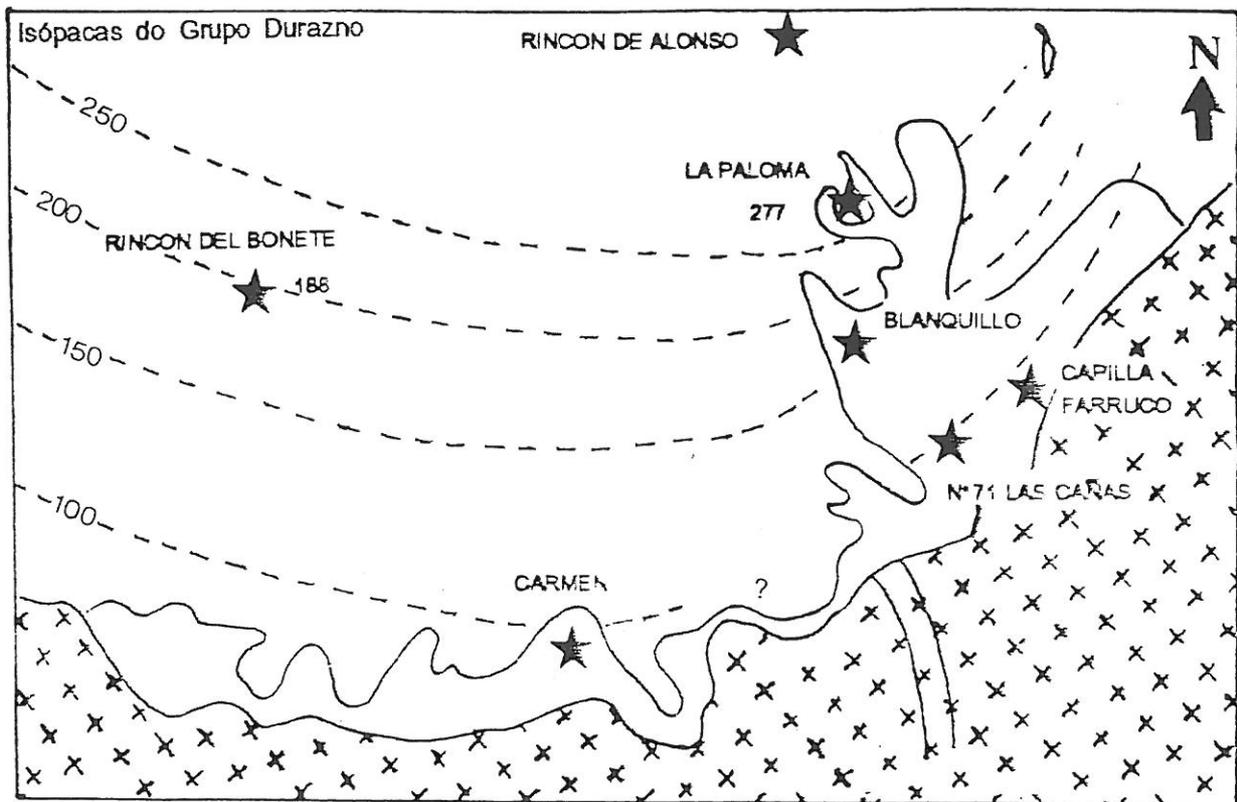
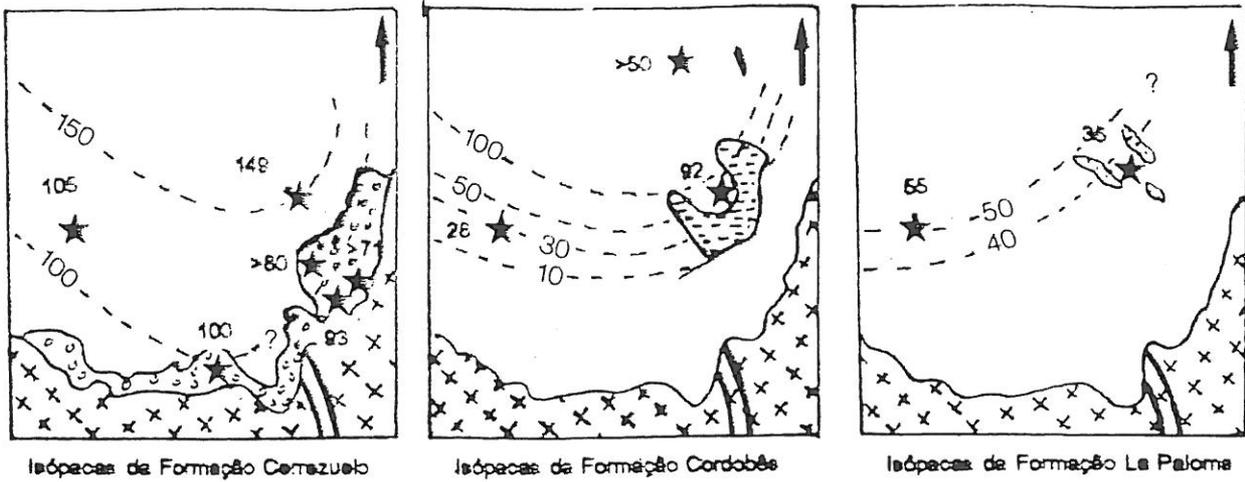
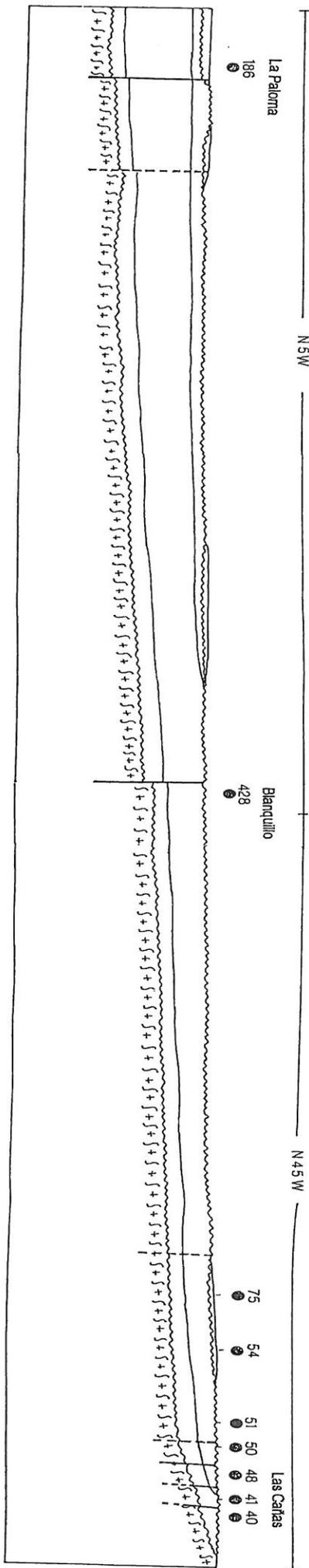


Figura Nº VI-13. Isópachas do Devoniano do Uruguai. Legenda: ✕ embasamento; ★ = poço.

Figura N°VI-14. Corte da bacia devoniana no Uruguai.

#### 4.2 - Esboço paleogeográfico regional

A região de estudo, conforme exposto, teria constituído um estreito braço de mar, alongado na direção noroeste e em comunicação direta com as bacias devonianas argentinas (Chaco-Paraná e Noroeste). Portanto, o Arco de Chatara-Las Breñas assinalado por Baldis (1992) como controle estrutural para a Bacia do Chaco-Paraná no siluro-devoniano, teria constituído, pelo menos em parte, uma área que possibilitou a ingressão do mar no território uruguaio. O mapa da figura N°VI-12 mostra que os alinhamentos noroeste, que teriam facilitado a ingressão do mar no interior do cráton uruguaio, apresentam também razoável continuidade no território argentino. Além das considerações tectôno-sedimentares, a similaridade do conteúdo fossilífero destas bacias fundamentam esta hipótese, tal como foi sugerido por Lange & Petri (1967), apesar do



SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DEVONIANA DO URUGUAI

**Legenda**

	Depósitos pós-devonianos		falha definida
	Seqüência C		falha provável
	Seqüência B		poços
	Seqüência A		escala horizontal 1:100.000
	Embasamento pré-cambriano		escala vertical 1:10.000

pouco conhecimento que tinham da fauna argentina. A comunicação ou conexão marinha desta área com a bacia brasileira (Estado do Paraná) não ficaria claramente definida neste modelo. Talvez essa comunicação consumir-se-ia somente com o mar bordejando o Arco do Rio Grande pelo noroeste. Deve ser considerada, então, a hipótese de que ambas funcionaram de forma autônoma e isolada, comunicando-se talvez no máximo da transgressão devoniana, o que permitiria ao mar ultrapassar os elementos tectônicos positivos, como é assinalado para todas as bacias cratônicas do Brasil, nesse período.

Como se observa no esboço de reconstrução paleogeográfica regional da figura N°VI-15, a ingressão do mar devoniano no interior da Bacia do Paraná, tanto no território brasileiro como uruguaio, foi acentuadamente influenciada pelas estruturas orientadas para noroeste.

Segundo Fúlfaro (no prelo), a comunicação marinha do setor brasileiro ficou estabelecida por uma estrutura aulacogênica, ou grande calha rifte, desenvolvida entre o Alto de Caapucú e o Alto do Apa, em território paraguaio.

Na região leste da bacia, as direções de paleocorrentes medidas em estratos cruzados da Formação Furnas (Bigarella, 1966, 1973), que aqui são interpretadas como majoritariamente correspondentes a fácies fluviais, mostram uma clara tendência para oeste. Restam somente dúvidas em relação às direções de paleocorrentes apresentadas por esse autor para a região de Goiás.

O cinturão Dom Feliciano, elemento positivo no Devoniano, parece ter continuidade com as outras faixas brasileiras, perfazendo todas elas um conjunto de terras altas (Cordilheira Atlântica) que controlaram também o desenvolvimento dos sistemas continentais e transicionais na Bacia do Cabo (África do Sul). Segundo Theron (1970), as direções de paleocorrentes sugerem a existência de elementos positivos ao norte e oeste da bacia, o que fica também claro na reconstrução paleogeográfica de Tankard *et al.* (1982).

# PALEOGEOGRAFIA DO DEVONIANO MÉDIO

## Bacia do Paraná e áreas vizinhas

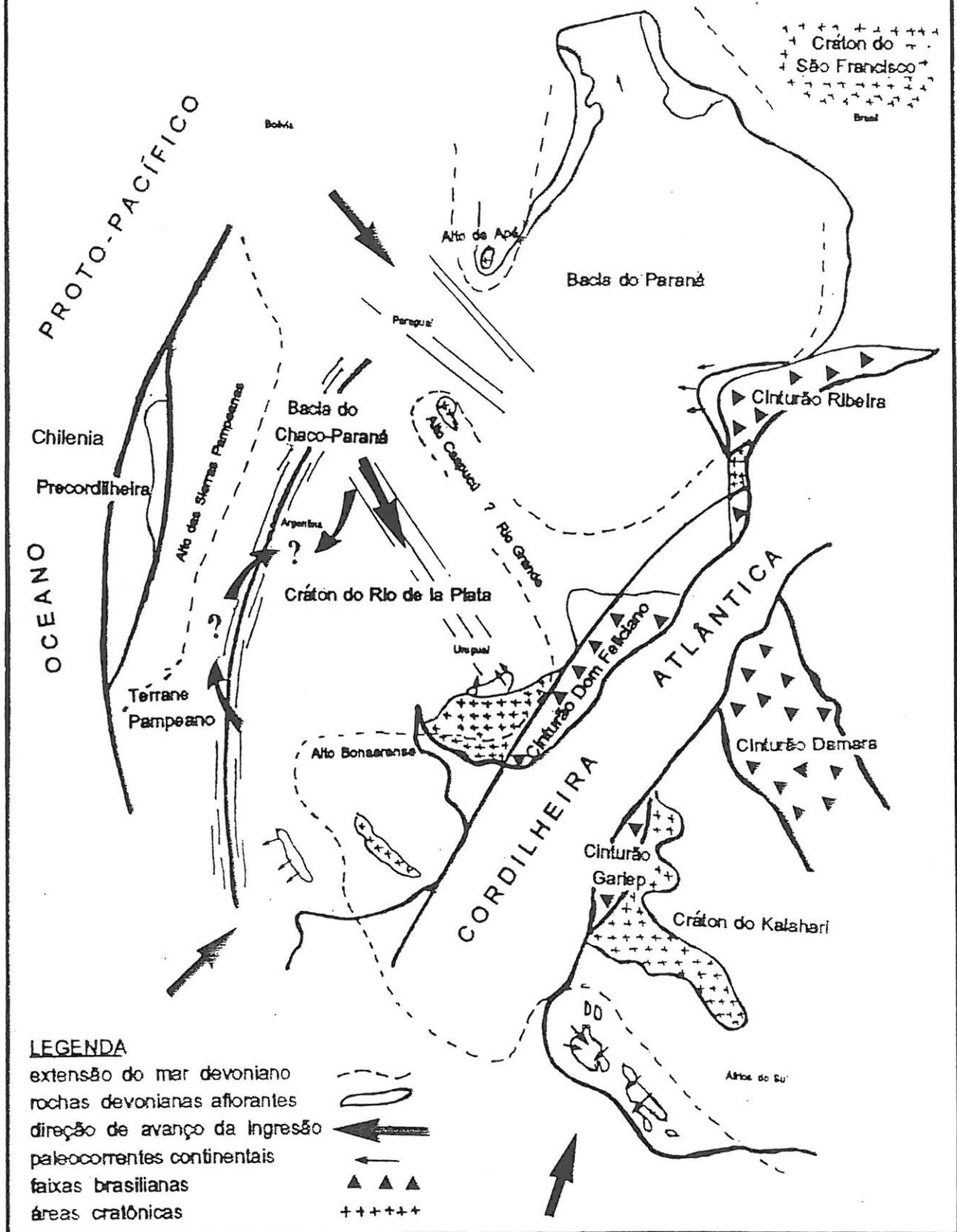


Figura Nº VI-15. Esboço paleogeográfico do Mesodevônico da Bacia do Paraná e áreas vizinhas. Fonte de dados: Andreis *et al.*, 1989; Assine *et al.*, no prelo; Baldi, 1992; Barret & Isaacson, 1988; Fúfaro, no prelo; Gohrbandi, 1992; Ramos *et al.*, 1986; Reinoso, 1958; Veroslavsky, no presente trabalho; Tankard *et al.*, 1982; Theron, 1970.

Já no sul da província de Buenos Aires, na Bacia de la Ventana, o padrão de paleocorrentes, medidos nos estratos cruzados da Formação Providencia, mostra uma tendência clara para o sudoeste (Reinoso, 1968), o que sugere um comportamento positivo dos terrenos situados ao norte (alto Bonaerense).

É exposto no mapa da figura N°VI-15 a possibilidade de conexão entre esta bacia e a Bacia do Chaco Paraná, através de um estreito corredor marinho entre o alto Bonaerense e as Sierras Pampeanas, conforme foi sugerido por Andreis *et al.* (1989). No entanto, esta hipótese acha-se desfavorecida pelas características paleontológicas autóctonas da macrofauna do Uruguai, embora faz-se necessário uma revisão taxonômica completa deste material, conforme já sugerido por Eldrege & Ormiston (1979) para os trilobitas.

A oeste das Sierras Pampeanas (no domínio da Precordilheira) Baldis *et al.* (1984) assinalam a presença de sedimentos correspondentes a sistemas de leques submarinos e correntes de turbidez, sedimentação que esteve controlada por dois altos estruturais. Segundo Ramos *et al.* (1986), esse mar teria desaparecido no Devoniano Médio/Superior.

#### 4.3 - Preservação e deformação das rochas devonianas

As estruturas geradas no interior das bacias cratônicas que atingem o pacote sedimentar são sempre induzidas por movimentos de reativação das estruturas rúpteis do embasamento, promovendo soerguimentos e abatimentos de blocos.

Os limites atuais da bacia são em parte de natureza tectônica, embora tenham sido reconhecidas algumas áreas onde os sedimentos acunham ou estão suavemente

acunhados por erosão sobre o contato com o embasamento pré-cambriano, sem a interferência de atividade tectônica maior. A erosão decorrente da ação de falhas ou soerguimento é predominante, onde as direções este e nordeste coincidem com as direções do cráton do Rio de la Plata (Bloco Florida). Essas direções poderiam ser as principais responsáveis pela ausência de registros devonianos no norte do território uruguaio. Conforme mencionado, nessa região, os poços profundos mostram os sedimentos permianos (Formação San Gregorio) repousando diretamente sobre o embasamento pré-cambriano. Na borda sul, região de Puntas de Malbajar, é clara a influência de falhas de direção oeste-este no controle do limite atual da bacia, onde inclusive alguns relictos do Devoniano ficaram suspensos sobre um embasamento pré-cambriano topograficamente elevado, como por exemplo no Cerro Malbajar.

Existem pelo menos três momentos da evolução tectônica desta região da Bacia do Paraná que merecem destaque, já que, durante eles, os sedimentos devonianos foram afetados por deformações devido a movimentações do embasamento, e que originaram também uma acentuada erosão do registro sedimentar.

A primeira movimentação do embasamento ocorreu entre o final do Devoniano e o Carbonífero, produto da orogenia eo-herciniana. Nesta época, as rochas devonianas desta região da bacia foram profundamente erodidas como resultado do soerguimento generalizado do cráton. Os poços profundos ao noroeste do território uruguaio mostram que rochas de idade permiana repousam diretamente sobre o embasamento pré-cambriano. Além disso, no poço Belén (NO9-BX-1), no intervalo entre 2275 a 2305 metros, foi constatada a presença de palinomorfos devonianos dos grupos quitinozoários, leiofusas e acritarchas, retrabalhados a partir de material devoniano erodido. No entanto, em afloramentos de superfície são várias as evidências de retrabalhamento das rochas devonianas, incorporadas como detritos e blocos nos diamictitos da Formação San Gregorio (Permiano).

Nesta época, a preservação de alguns blocos contendo rochas devonianas na

região central do Uruguai, é possivelmente o resultado da atuação das falhas E-O e NE.

A segunda movimentação do embasamento ocorreu no Eotriássico. No final do Neopermiano registra-se um leve e progressivo basculamento da bacia, representado pela mudança do depocentro de NW-W para E-SE (De Santa Ana, 1989). Isso também é corroborado pelas direções de paleocorrentes da Formação Buena Vista, de idade eotriássica (Andreis *et al.*, 1991). Essa tectônica teve componentes compressivas que deformaram suavemente as camadas pré-triássicas, fato verificado através de algumas linhas sísmicas levantadas pela *Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland - ANCAP* na bacia, e que não afetaram as camadas mesozóicas sobrepostas. Em superfície, outras feições permitem igualmente supor leves movimentações do tipo transcorrente, através preferencialmente das falhas NE, como sugerido pelas estrias do espelho de falha observadas na pedreira da estrada N°8, ao sul da localidade de Melo (pedreira de "*Infrinsa*").

Essas feições são interpretadas aqui como tendo sido geradas pela transmissão dos esforços compressivos continente adentro em resposta ao evento colisional ocorrido na margem sul do Gondwana, representado pela orogenia da faixa Cabo-La Ventana, de idade eotriássica, resultado da colisão Patagônia-Gondwana (Ramos, 1988).

Como resultante desta tectônica, teria acontecido o soerguimento do cráton do Rio de la Plata e, conseqüentemente, a exposição das rochas devonianas conforme foi sugerido por Andreis *et al.* (1991).

A terceira movimentação que afetou o embasamento está associada à ruptura continental e abertura do Atlântico Sul, registrada neste setor do continente nos sedimentos e vulcânicas do NeoJurássico - Eocretáceo (Sprechmann *et al.*, 1981; De Santa Ana *et al.*, no prelo). O embasamento sofreu, principalmente, esforços distensivos, gerando falhamentos normais com pequenos deslocamentos como feições mais freqüentes. Na geração das falhas normais com deslocamentos métricos, que afetam o pacote devoniano, são evidentes os controles dos antigos planos de fraqueza. As falhas

nas direções noroeste e nor-nordeste são reconhecidas em amplos setores. Na região de Las Cañas, os sedimentos devonianos são afetados por falhas normais N-S a N30 e falhas N330-320, com deslocamentos de até mais de 20 metros. Na região de La Paloma, diques basálticos com orientação N350-340 atravessam as unidades devonianas. Também aparecem diques básicos nas pedreiras de caulim ao norte de Blanquillo com direção N290 - N300. No caminho oeste do povoado de Ochotorena os diques apresentam direções próximas a N10.

Associados a esses falhamentos normais, neste setor da bacia, originaram-se pequenas fossas cretáceas (por exemplo, na pedreira abandonada situada a 5km a noroeste de Puntas de Malbajar, estrada a Blanquillo), preenchidas por diamictitos e conglomerados, interpretados como depósitos proximais de leques aluviais.

## CAPÍTULO VII - CONSIDERAÇÕES FINAIS

a) O território uruguaio, no Mesodevoniano, constituía parte de uma ampla bacia cratônica que se inclinava para oeste, por onde teve ingresso e implantou-se um extenso mar epicontinental. A ligação marinha com o oceano proto-Pacífico se deu através da Bacia Chaco-Paraná, constituindo a região de estudo um estreito braço de mar cujos limites estavam condicionados à presença de terras altas do embasamento mais antigo. O estabelecimento das possíveis conexões marinhas com o setor brasileiro da Bacia do Paraná é ainda duvidosa.

b) A história evolutiva desta borda da bacia está intimamente relacionada à subsidência (mais tardia em relação à Bacia do Paraná e áreas vizinhas) do cráton do Rio de la Plata, que se processou através das linhas de fraqueza orientadas predominantemente na direção noroeste. A expansão do mar devoniano, como também a reativação do embasamento, acham-se possivelmente vinculados aos processos colisionais mesodevonianos ocorridos na margem oeste do Gondwana.

c) O pico de máxima inundação marinha, representado pelos folhelhos da base da Formação Cordobês (Givetiano), corresponde a um evento de magnitude regional correlato a: os Folhelhos São Domingos (Bacia do Paraná - Brasil); os Folhelhos Rincón (Bacia Chaco-Paraná - Argentina); os Folhelhos Los Monos (Bacia Chaco-Tarija - Argentina e Bolívia); e possivelmente também à sedimentação marinha do topo do Grupo Bokkeveld (Bacia do Cabo - África do Sul).

d) O Grupo Durazno, constituído pelas formações Cerrezuelo, Cordobês e La Paloma, é interpretado como um "facies-cycle wedge", no sentido de um ciclo transgressivo-regressivo, onde os sedimentos marinhos e continentais apresentam uma distribuição tempo-espaco em forma de cunhas superpostas e penecontemporâneas. Dois

grandes episódios naturais compõem a seqüência devoniana: i) a **Implantação do mar devoniano sobre o cráton do Rio de la Plata**, que se processou através de dois picos de inundação marinha (de magnitudes distintas); e ii) **seu posterior assoreamento**, materializado pela progradação de planícies costeiras e sistemas fluviais sobre a plataforma marinha rasa.

e) A adoção de unidades genéticas mostrou-se satisfatória no estudo do pacote sedimentar. Apesar das dificuldades assinaladas no decorrer do trabalho (quantidade e qualidade dos dados), com essa metodologia, voltada para a análise de bacia, obteve-se uma visão tempo-espaço dos episódios deposicionais que difere da visão evolutiva clássica formulada através do uso de unidades formais.

f) A seqüência devoniana, cujo eixo deposicional coincide com o Alinhamento Sarandí del Yí, pode ser subdividida em três seqüências menores, cada uma delas, equivalentes ao conceito de seqüência genética de Galloway. A **seqüência A**, de idade **eifeliana**, é constituída por um trato de sistemas de mar baixo, e compreende os sistemas de fan-delta e prodelta-plataforma. A **seqüência B**, **neo-eifeliana - givettiana**, compreende um trato de sistemas transgressivos, constituído por um delta dominado pela ação de ondas, a plataforma arenosa com influência de tempestades, e a plataforma argilosa. A **seqüência C**, de idade **frasniana**, é constituída por um trato de sistemas de mar alto onde as planícies costeiras e os depósitos fluviais assorearam o mar.

g) A distribuição das paleocorrentes e o arranjo do empilhamento das fácies, somados à presença dos principais lineamentos e feições estruturais, permite postular que este setor da bacia foi um palco restrito de sedimentação predominantemente marinha rasa e costeira, desenvolvido entre **três elementos tectônicos regionais**: ao sul, o **Arco de Martín García**; ao norte, o **Arco do Rio Grande**; e a sudeste, o **Cinturão Dom Feliciano**.

h) Os atuais limites da bacia não representam, exatamente, os limites originais, sendo esses predominantemente tectônicos e em parte de natureza "erosional". Quando erosivos, como na região sudeste, os sedimentos acunham ou são suavemente acunhados por erosão sobre o contato com o embasamento pré-cambriano, sem interferência de uma atividade tectônica predominante. Quando tectônicos, decorrente da ação de falhas ou soerguimentos (onde predominam as direções leste e nordeste), a erosão seria a principal responsável pela ausência do registro devoniano no nor-noroeste do território uruguaio.

i) O mapeamento dos sistemas deposicionais, além de permitir um esboço paleogeográfico, possibilitou uma visão preliminar das áreas com o maior potencial para a prospecção de argilas para cerâmica e porcelana (caulim). Demonstra-se a aplicabilidade direta da metodologia adotada, como material básico para o desenvolvimento de uma pesquisa aplicada. Neste particular, destacam-se as seguintes áreas como passíveis de prospecção: i) toda a rede de drenagem secundária, como também a própria planície do arroio Las Cañas (ao oeste da localidade de La Paloma), que drena as argilas do sistema plataformar marinho, e ii) a atual área de exploração de caulim nas pedreiras situadas ao norte da localidade de Blanquillo. Em ambas as situações encontramos uma correspondência com a plataforma marinha rasa da subsequência média. Outra área de interesse é constituída pelas camadas e lentes de argilas caulínicas, desenvolvidas em uma estreita faixa de direção nordeste, entre a localidade de Capilla Farruco e Las Cañas. Neste caso, essas argilas estão associadas à porção terminal da seqüência A (fan-delta - prodelta-plataforma). A pequena espessura das camadas, seu maior conteúdo de areia nas argilas, os falhamentos normais com deslocamentos métricos que as atingem e a necessidade de remobilização de estéril (areias) para a exploração fazem dessa área uma prioridade secundária em relação às anteriores.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEÑOLAZA, F.G. 1992. El sistema Ordovícico de Latinoamérica. In: GUTIERREZ MARCO, J.G.; SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero - América*. Univ. de Extremadura, España: p85-118.
- ACEÑOLAZA, F.; BENEDETTO, J.L.; KOUKHARSKY, M.; SALFITY, J. & VIERA, O. 1972. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, Provincia de Salta, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 28: p345-347.
- AIGNER, T. 1985. *Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient. Shallow - marine sequences*. Berlin, Springer-Verlag, 380p.
- ALMEIDA, F.M.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: 23º Cong. Brasil. Geol., Salvador, SBG. *Anais*: p29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. (Coord.) 1978. Tectonic Map of South America - 1: 5.000.000. Commission for the Geological Map of the World. MME/DNPM/DGM-UNESCO.
- ALMEIDA, F.F.M. 1980. *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Paulipetro, 187p. (relatório IPT nº 14091).
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazon. In: NAIRN, A.E.M.; KANES, W.H. & STEHLI, F.G. (eds.). *The Ocean Basins and Margins*. New York, Plenum: p411-446.
- ANDERTON, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.J. (eds.). *Recent Development and Applied Aspects*. Oxford, Blackwell Scientific Publ.: p31-47
- ANDRADE, S.M. & CAMARGO, P.E.N. 1980. Estratigrafia dos sedimentos devonianos do flanco nordeste da Bacia do Paraná. 30º Cong. Brasil. Geol. Camboriú, SBG. *Anais*, vol. 5: p2828-2836.
- ANDREIS, R.R.; BOTTCHEER, G.; FRIGERIO, M.; HINTERWIMMER, G. & SAMOSIUK, N. 1982. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica aflorante en el río Grande, Sierra de Zapla, Jujuy, Argentina y consideraciones sobre su edad. 5º Congreso Latinoamer. Geol. *Atas*: p480-492.
- ANDREIS, R.R. & FERRANDO, L. 1991. Facies y paleocorrientes de la Formación Cerrezuelo en su estrato tipo: nuevos datos para la evolución de la Cuenca devónica en el Uruguay. *Rev. Tec. YPF*, 12(1): p149-152.
- ANDREIS, R.R.; FERRANDO, L.A. & HERBST, R. 1991. Terrenos Carboníferos y Pérmicos de la República Oriental del Uruguay. In: *El Sistema Pérmico en la República Argentina y la República Oriental del Uruguay*. Acad. Nac. Cienc. de Córdoba: p315-349.
- ANDREIS, R.R.; FERRANDO, L. & MONTAÑA, J. 1993. Fácies, paleoambientes e cronoestratigrafia do Permo-Carbonífero no subsolo do setor nordeste da bacia gondwânica uruguaia. 1º Simp. Cronoestrat. Bacia do Paraná, Rio Claro-SP, UNESP-SBG. *Atas*: p39-40.

- ANDREIS, R.R.; INIGUEZ, A.; LLUCH, J. & RODRIGUEZ, S. 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. In: CHEBLI, G. & SPALETTI, I. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correl. Geol., Tucumán: p265-298.
- ASSINE, M. & SOARES, P.C. 1989. Correlação nas seqüências mesopaleozóicas na Bacia do Paraná. *Acta Geol. Leopoldense*, 12(29): p39-48.
- ASSINE, M.; SOARES, P.C. & MILANI, E.J. (no prelo) Seqüências tectono-sedimentares Mesopaleozóicas da Bacia de Paraná, sul de Brasil. *Rev. Brasil. Geoc.*
- AZEVEDO, S.A.K.; LAVINA, E.L.; BARBERENA, M.C.; FERRANDO, L. & ANDREIS, R.R. 1985. Evidências de correlação entre a Formação Yaguari (Uruguai) e as formações Rio do Rastro e Sanga do Cabral (Rio Grande do Sul-Brasil). *Pesquisas*, nº 17: p112-121.
- BALDIS, B.A. 1992. Marco estructural de las cuencas del Paleozoico inferior sudamericano en su contexto gondwánico. In: GUTIERREZ MARCO, J.G.; SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero - América*. Univ. de Extremadura, España: p1-19
- BALDIS, B.A.; BERESI, M.; BORDONARO, O. & VACA, A. 1984. The Argentine Precordillera as a key to Andean Structure. *Episodes*, 7(3): p14-19.
- BALDIS, B.A. & GONZALEZ, S.B. 1981. Conocimiento actual de la distribución de los trilobites acastidos de Sudamérica. 2º Cong. Latino-Amer. Paleont., Porto Alegre, SBG. *Anais*: p59-69.
- BANKS, N.L. 1973. Innereiv Member: Late Precambrian marine shelf deposits, East Finnmark. *Norg. geol. Under*, 288: p7-25.
- BARRET, S.F. & ISAACSON, P.E. 1988. Devonian Paleogeography of South America. Proceedings Devonian of the World: regional syntheses. *Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 14(1): p655-667.
- BASEI, M.A.S. & DE BRITO NEVES, B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico-Fanerozóico no Brasil. In: GUTIERREZ MARCO, J.G.; SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero - América*. Univ. de Extremadura, España: p331-342.
- BENEDETTO, J.L.; SANCHEZ, T.M. & BRUSSA, E.D. 1992. Las cuencas silúricas de América Latina. In: GUTIERREZ MARCO, J.G.; SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero - América*. Univ. de Extremadura, España: p119-148.
- BIGARELLA, J.J. 1973. Paleocomentes e deriva continental. *Bol. Paran. Geoc.*, nº 31: p141-224.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1967. Some palaeogeographic features of the Brazilian Devonian. *Bol. Paran. Geoc.*, nº 21/22: p133-150.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & MARQUES, F. 1966. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *Bol. Geol. Univ. Fed. Paraná*, nº 18: p66-86.

- BONAPARTE, J. 1978. *El mesozóico de América del Sur y sus tetrapodos*. Tucumán, Opera Lilloana, vol. 26, 596p.
- BOSSI, J. 1966. *Geología del Uruguay*. Depto. Publ. Univ. Rca. Montevideo, 411p.
- BOSSI, J. & CAMPAL, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: GUTIERREZ MARCO, J.G.; SAAVEDRA, J.; & RABANO, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. de Extremadura, España: p343-356.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCCHI, G.; GIRARDI, V.; MAZZUCHELLI, M.; RIVALENTI, G.; FRAGOSO, E.; SINIGOI, S. & PICCIRILLO, E. 1990. Petrology of Proterozoic dyke swarms from Central Uruguay. 2° Int. Dyke Conf., Australia.
- BOSSI, J.; CARBALLO, E.; LEDESMA, J.J. & NAVARRO, R. 1974. Resumen de los conocimientos actuales sobre los basaltos de la Formación Arapey. 28° Cong. Brasl. Geol, Porto Alegre. *Atas* 1: p51-60.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L. & ALBANELL, H. 1967. El Basamento cristalino del sudeste del Uruguay. 2° Simp. Int. Deriva Conf. UNESCO.
- BOSSI, J & NAVARRO, R. 1988. *Geología del Uruguay*. Depto. Publ. Univ. Rca. Montevideo, 967p.
- BOUCOT, A.J. 1971. Malvinokaffric Devonian marine community distribution and implication for Gondwana. *An. Acad. Cienc.*, 43 (supl.): p23-29.
- BROQUET, C.A.M. 1992. The sedimentary record of the Cape Supergroup: a review. In: DE WITT, M. J. & RANSOME, I.G (eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, Rotterdam, Balkema: p159-183.
- BROWN, L.F. & FISHER, W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C.E. (ed.). *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., n° 26: p213-248.
- CAMINOS, R. 1979. Sierras pampeanas noroccidentales. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. de Córdoba, tomo I: p225-292.
- CAORSI, J.H. & GOÑI, J.C. 1958. Geología uruguaya. *Bol. Inst. Geol. Urug.*, n° 37: p1-73.
- CASTAÑOS, A. & ROGRIGO, L. 1978. *Sinopsis Estratigráfica de Bolivia*. Acad. Nac. de Ciencias, Bolivia, 146p.
- CENTRO INVESTIGACIONES TECNOLÓGICAS. 1992. Identificación de minerales y contenido de carbono en lutitas de Blanquillo, Dep. de Durazno. División Investigación y Desarrollo, ANCAP, Uruguay (informe técnico).
- CHANG, K.H. 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86(4): p1544-1552.

- CHEBLI, G.; TOFALO, O. & TURZINI, G. 1989. Mesopotamia. In: CHEBLI, G. & SPALETTI, L. (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correl. Geol., Tucumán: p79-100.
- CIGUEL, H.; ROSLER, O. & CLERICE, A. 1987. *Skolithos veticalis* e *Skolithos ayalis* nov. sp. da Formação Eusebio Ayala (Grupo Itacurubi, borda ocidental da Bacia do Paraná no Paraguai), e sua importância no ambiente deposicional. 10<sup>o</sup> Cong. Brasil. Paleont., Rio de Janeiro. *Atas*, vol.1: p254-269.
- CINGOLANI, C.; SPOTURNO, J. & BONHOMME, M. 1990. Resultados mineralógicos y geocronológicos preliminares sobre las unidades Piedras de Afilas, Lavalleja y Barriga Negra, R. O. del Uruguay. 1<sup>o</sup> Cong. Geol. Urug. *Atas*. p11-18.
- CLARKE, J.M. 1913. *Fosseis devonianos do Paraná*. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Mineral. do Brasil, 353p (Monografia).
- COIRA, B.L.; DAVIDSON, J.D.; MPODOZIS, C.; RAMOS, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3/4): p303-332.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; FILHO, A.T. & DA CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar da integração do precambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Rev. Ciên. Técn. Petróleo*, n<sup>o</sup> 15, Petrobras-Cenpes, 70p.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.; KAWASHITA, K. & SATO, K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*, 11: p163-167.
- CORDANI, U.G. & SOLIANI, E. 1990. Idades K-Ar e Rb-Sr da "Ilhas Cristalinas" de Rivera e Aceguá (Uruguai e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento no contexto geotectônico regional. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 62(2): p145-156.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. 1970. Bioestratigrafia do neopaleozóico da Bacia do Paraná. 24<sup>o</sup> Cong. Bras. Geol. *Atas*: p359-412.
- DALLA SALDA, L.; CINGOLANI, C. & VARELA, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20: p617-620.
- DALLA SALDA, L.A. & DALZIEL, I.W. 1993. Evolución paleogeográfica del occidente del Gondwana durante el Neoproterozoico - Paleozoico Medio. 1<sup>er</sup>. Simp. Inter. Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Montevideo, FA-DINAMIGE. *Bol. Res.*, tomo I: p2.
- DAMM, K.W.; PICHOWIAC, S. & TODT, W. 1984. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des Metamorphen Grundgebirges in Nordchile. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe*, 66: p73-146.
- DANERS, G. 1992. Presencia de crinoideos (Echinodermata) en la Formación Cordobés (Devónico Inferior - Uruguay). *Rev. Soc. Urug. Geol.*, II n<sup>o</sup> 4: p47-48.
- DA SILVA, J. 1984. Bioestratigrafia preliminar del Paleozoico Superior del Uruguay. DINAMIGE, Uruguay, 14p. (Mimeogr.)

- DA SILVA, J.; MEDINA, E. & SPOTURNO, J. 1991. El Devónico en el Uruguay. *Rev. Tec. YPFB*, 12(1): p65-68.
- DE ALBA, E. 1979. Sierra de Famatina. In: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. de Córdoba, tomo I: p349-396.
- DE SANTA ANA, H. 1989. Consideraciones tectónicas y deposicionales de la cuenca Norte del Uruguay. *Bol. Tec. Arpel*, 18(4): p319-339.
- DE SANTA ANA, H.; BERI, A.; GOSO, C. & DANERS, G. (no prelo). Análisis estratigráfico de la Formación San Gregorio (Pérmico Inferior) en los testigos del pozo Cerro Largo sur N° 4-Uruguay. *Rev. Brasl. Geoc.*
- DE SANTA ANA, H.; GOSO, C.; MUZIO, R.; OYHANTÇABAL, P. & VEROSLAVSKY, G. (no prelo). Bacia de Santa Lucia: evolução tectôno-sedimentar. *Rev. Geociências - UNESP*.
- DE SANTA ANA, H. & VEROSLAVSKY, G. 1993. Cronoestratigrafía de las secuencias paleozoicas de la Cuenca Norte uruguaya (borde sureste de la Cuenca de Paraná). 1<sup>er</sup> Simp. Cronoestrat. da Bacia do Paraná, Rio Claro-SP, UNESP-SBG. *Atas*: p41-43.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: p2164-2182.
- DINELEY, D.L. 1984. *Aspects Stratigraphic System: The Devonian*. London, Higher & Further Educ. Div., 212p.
- DINO, R. 1988. Análise palinoestratigráfica da Bacia do Paraná - Uruguai. Petrobrás-Cenpes, Rio de Janeiro, 14p. (Relatório interno)
- DINO, R. & RODRIGUES, M.A.C. 1993. Palinologia da Formação Furnas (Eodevoniano) na região de Jaguariaíva-PR. 1<sup>er</sup> Simp. Cronoestrat. da Bacia do Paraná, Rio Claro-SP, UNESP-SBG. ~~Atas~~ p24-25.
- DOS SANTOS, E.L.; DA SILVA, L.C.; ORLANDI, V.; COUTINHO, M.G.; ROISENBERG, A.; RAMALHO, R. & HARTMANN, L.A. 1984. Os escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (coord.). *Geologia do Brasil*. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral: p251-303.
- DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequence. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 93: p663-680.
- DUNBAR, C.O. & RODGERS, J. 1957. *Principles of Stratigraphy*. New York, John Wiley, 356p.
- ELDREDGE, N. & ORMINSON, A.R. 1979. Biogeography of Silurian and Devonian trilobites of the Malvinokaffric Realm. In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. (eds.). *Historical biogeography, plate tectonics and the changing environments*. Oregon State Univ. Press.: p147-167.
- FARIA, A. 1982. Formação Vila Maria - nova unidade litoestratigráfica siluriana da Bacia do Paraná. *Rev. Ciênc. da Terra*, 3: p12-15.

- FARIA, A. & REIS NETO, J.M. 1978. Nova unidade litoestratigráfica pré-Fumas no sudoeste de Goiás. 30 Cong. Brasl. Geol., SBG, *Anais*, vol.1: p136-137.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMAS, A. & PORCHER, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *J. of South American Earth Sciences*, 5(1): p77-96.
- FERRANDO, L. & ANDREIS, R. 1986. Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay. 1° Cong. Latinoam. de Hidrocarburos, ARPEL, Buenos Aires. *Actas*: p295-323.
- FERRANDO, L. & FERNANDEZ, A. 1971. Esquema tectónico estratigráfico del Predevoniano del Uruguay. 25° Cong. Brasil. Geol., Sao Paulo, SBG. *Anais*: p199-210.
- FIGUEIRAS, A. 1991. Fauna Eodévónica del Uruguay. *Rev. Tec. YPF*, 12(1): p57-68.
- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.*, 17: p105-125.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguayo - Sul-riograndense. 31° Cong. Brasil. Geol., *Anais*: p2879-2891.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. 1991. Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese (Doutorado) - IG-USP, 357p.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S.; MACHADO, R. & GOMES, C. 1987. Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o escudo do Rio Grande do Sul. 3° Simp. Sul-Brasil. Geol., Curitiba, SBG. *Anais*, vol. 2: p791-809.
- FÚLFARO, V.J. (no prelo) Geology of eastern of Paraguay. In: PICCIRILLO, E.M. & GOMES, C.B. (eds). *Alkaline Magmatism Paraguay: a review*.
- FÚLFARO, V.J.; GAMA Jr. E. & SOARES, P.C. 1980. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. São Paulo, Paulipetro. 155p.
- FÚLFARO, V.J. & PERINOTTO, A. 1993. Considerações sobre o limite Paleozóico Inferior-Paleozóico Médio na região ocidental da Bacia de Paraná. 1º Simp. Cronoestrat. Bacia do Paraná, Rio Claro-SP, UNESP-SBG. *Atas*: p22-23.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; ETCHEBEHERE, M.L. de C.; & CIGUEL, J.H.G. 1992. Paleozóico Inferior do Brasil. In: GUTIERREZ MARCO, J.G.; SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura, Espanha: p310-330.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V. & VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia de Paraná. *Rev. Brasl. Geoc.*, 12(4): p590-611.
- GAGNIER, P.Y.; PARIS, F.; RACHEBOEUF, P.; JANVIER, P. & SUAREZ, M. 1989. Les vertebres devoniens de Bolivie. *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, XVIII (1): 75-93.

- GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73(2): p125-142.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAI, D.K. 1983. *Terrigenous clastic depositional systems*. New York, Springer-Verlag, 423p.
- GAMA Jr., E. 1987. Aspectos conceituais e metodológicos de interpretação paleoambiental da Série Serra do Espigão, Bacia de Paraná. *Rev. Brasil. Geoc.*, 17(3); p306-314
- GAMA Jr., E. 1989. Concepções estratigráficas em análise de bacias: A estratigrafia genética. *Geociências-São Paulo*, n°8: p21-36
- GAMA Jr., E.; BANDEIRA Jr, A.N. & FRANÇA, A.B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas da Bacia do Paraná. *Rev. Brasil. Geoc.*, 12(4): p578-589.
- GOHRBANDT, K.H.A. 1992. Paleozoic paleogeographic and depositional developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana: their importance to hydrocarbon accumulation. *Jour. South Amer. Earth Sciences*, 6(4): p267-287.
- GORDILLO, C.E. & LENCINAS, A. 1972. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. In: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba: p1-39.
- GOSO, H. & DE SANTA ANA, H. 1991. Algunas consideraciones sobre el ciclo deposicional devónico en el Uruguay. *Rev. Tec. YPF*, 12(1): p69-70.
- GRAY, J.; BOUCOT, A.J.; GRAHN, C. & HIMES, G.T. 1993. A new record of Early Silurian-age land plant spores from the Paraná Basin, Paraguay. (submetido ao *Geological Magazine*)
- HARMS, J.C. 1975. Stratification produced by migration bed forms. SEPM Short Course, N°2: p45-61.
- HARRINGTON, H. 1947. Explicación de las hojas geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamala y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Minas y Geología, Buenos Aires, Boletín N°61, 43p.
- HARRINGTON, H. 1950. *Geología del Paraguay Oriental*. Univ. Bs. As. - F.C.E.N., Contr. Cient., Serie E., Geol. N° 1: p1-82.
- HARRINGTON, H. 1956. Uruguay. In: JENKS, W.F. Handbook of South American Geology. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 65: p115-128.
- HARRINGTON, H. 1980. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. In: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. de Córdoba, tomo II: p967-983.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira folded belt. *Rev. Brasil. Geol.*, 5: p257-266.

- HASUI, Y.; HARALY, N.L.; MIOTO, J.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; HAMZA, V.M.; GALLI, V.A.; FRANGIPANI, A. & PULEGHINIFE, P. 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo/Pró-Minério (relatório N° 27.394)
- HECKEL, P.H. & WITZKE, B.J. 1979. Devonian world palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. In: HOUSE, M.R.; SCRUTTON, C.T. & BASSET, M.G. (eds.). *The Devonian System*. Spec. Pap. Palaeont., n° 23: p145-161.
- HOLMES, A. 1965. *Principles of physical geology*. London, Nelson and Sons Ltda., 1288p.
- ISAACSON, P.E. 1981. A reassessment of Andean Mid-Paleozoic Biogeography. II Cong. Latino-Americano de Paleont., Porto Alegre, SBG. *Anais*. p71-78.
- KEIDEL, J. 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. *Soc. Arg. Est. Geogr.*, 4: p251-312.
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. 1963. *Stratigraphy and sedimentation*. 2ª ed. San Francisco, W.H. Freeman, 660p.
- LAMBERT, R. 1939. Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y las rocas efusivas del Departamento de Durazno. *Bol. Inst. Geol. Perf. Urug.*, n° 25: p1-37.
- LAMBERT, R. & MENDEZ ALZOLA, R. 1938. Un nuevo yacimiento fosilífero Devónico en el departamento de Durazno. *Bol. Inst. Geol. Perf. Urug.*, n° 24: p169-174.
- LANGE, F.W. & PETRI, S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Bol. Paran. Geocienc.*, 21/22: p5-51.
- LOPEZ-GAMUNDI, O.R. & ROSELLO, E.A. 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to the Eo-Hercynian orogeny in southern South America. *Geol. Rundsch*, 2: p136-147
- LOPEZ PAULSEN, O. 1993. Ciclos tectonosedimentarios en el Gondwana de Bolivia. 1º Simp. Cronoestrat. Bacia do Paraná, Rio Claro-SP, UNESP-SBG. *Atas*. p26-29.
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arqu. de Biol. Tecnol.*, 2: p63-154.
- MARTINEZ MACCHIAVELLO, J.C. 1968. Quelques Acritarches d'un échantillon du Dévonien Inférieur (Cordobés) de Blanquillo, Depto. de Durazno, Uruguay. *Revue de Micropaléontologie*, 2: p77-84.
- McGOWEN, J.H. & GROAT, C.G. 1971. *Van Horn Sandstone, West Texas, an alluvial fan model for mineral exploration*. Texas, Texas Bureau Econ. Geol. Rep. Invest., 72p.
- MELLO, J.H.G. 1993. A paleontologia do Siluriano da Bacia do Paraná. 1º Simp. Cronoestrat. Bacia do Paraná, Rio Claro-SP, UNESP-SBG. *Atas*. p6-8.

- MÉNDEZ ALZOLA, R. 1934. Contribución al conocimiento de la fauna devónica de Rincón de Alonso. *Bol. Inst. Geol. Perf. Urug.*, n°21: p21-54.
- MÉNDEZ ALZOLA, R. 1938. Fósiles devónicos del Uruguay. *Bol. Inst. Geol. Perf. Urug.*, n°24: p3-115.
- MÉNDEZ ALZOLA, R. & SPRECHMANN, P. 1973a. Fauna del Devónico temprano del Uruguay, I. Sobre representantes del género *Lingula* Brugiere, 1797 (Lingulacea, Lingulidae). 5° Cong. Latinoamer. Zool. *Atas.* 138-149.
- MÉNDEZ ALZOLA, R. & SPRECHMANN, P. 1973b. Fauna del Devónico temprano del Uruguay, II. Sobre representantes de *Conularia* y *Mesoconularia* (Conulariidae, Conulariinae). *Rev. Biol. Uruguay*, 1(2): p129-138.
- MIALL, A.D. 1985. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2° ed., New York, Springer-Verlag, 490p.
- MIDDLETON, G.V. 1973. Johannes Walther's Law of the correlation of facies. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: p979-988.
- MILANI, E.J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná Basin. In: DE WITT, M. J. & RANSOME, I.G (eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa.*, Rotterdam, Balkema: p109-116.
- MILANI, E.J.; ASSINE, M.; SOARES, P.C.; DAEMON, R.F. (no prelo). A seqÜência ordovício-siluriana da Bacia do Paraná. *Bol. Geoc. Petrobrás.*
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. & THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as basic unit for analysis. In: PAYTON, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - applications to hidrocarbon exploration.* *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, n°26: p533-562.
- MONES, A. & FIGUEIRAS, A. 1981. A geo-paleontological synthesis of the Gondwana Formation of Uruguay. In: CRESWELL, M.M. & VELLA, P. (eds.). *Gondwana.* Rotterdam, Balkema: p47-52.
- MUSSA, D.; BORGHI, L.; BERGAMSCHI, S.; SCHUBERT, G. & PEREIRA, E. (no prelo). Análise preliminar da tafloflora eodevoniana registrada na Formação Fumas no Município de Jaguariaíva (Paraná - Brasil). *Bol. IG - USP.*
- NARDI, L.V. & HARTMANN, L.A. 1979. O complexo granulítico Santa Maria Chico, RS. *Acta Geológica Leopoldensia* 3(6): p45-75.
- NOBILE DINIZ, M. 1985. Interpretação ambiental da Formação Ponta Grossa na parte central da Bacia de Paraná - um estudo de subsuperfície. Dissertação (Mestrado em Paleontologia e Estratigrafia) - IG-USP, 148p.
- OLIVEIRA, S. de F. 1991. Acrítarcas e Prasinófitas da Formação Ponta Grossa (Devoniano) no flanco noroeste da Bacia do Paraná. Dissertação (Mestrado em Paleontologia e Estratigrafia) - IG-USP, 157p.

- OLIVEIRA, S. de F. (em preparação). Análise paleopalínológica comparativa da seqüência devoniana da Bacia do Paraná, no Brasil, Uruguai e Paraguai. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia) - IG-USP.
- OLIVEIRA, S. & VEROSLAVSKY, G. (1994). *Alpenachitina eisenacki*, um importante fóssil-índice Mesodevoniano registrado na Formação Cordobés, Bacia do Paraná - Uruguai. VIII Reunião de Paleobot. Palínol., São Paulo. *Atas*.
- OOSTHUIZEN, R.D.F. 1984. Preliminary catalogue and report on the biostratigraphy and palaeogeography distribution of the Bokkeveld fauna. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 87:125-140.
- OYHANTÇABAL, P.; DE SOUZA, S. & MUZIO, R. 1993. Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del Cinturón Dom Feliciano. 1<sup>er</sup> Simp. Intern. Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Montevideo, FA-DINAMIGE. *Bol. Res.*, tomo I: p22.
- PALACIOS, O. 1991. El Silúrico - Devónico en el sur del Perú. *Rev. Tec. YPF*, 12(1): p113-117.
- PALACIOS, O.; de la CRUZ, J.; KNICK, B. & ALLINSON, R. 1993. Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca - sur del Perú. Bol. N°42, Serie A, Carta Geológica Nacional (INGEMMET), Perú.
- PAREJA, L.; VARGAS, F.; SUAREZ, S.R.; BALLON, A.R.; CARRASCO, C.R. y VILLAROEEL, A.C. 1978. Mapa Geológico de Bolivia. YPF-Servicio Geológico de Bolivia.
- PEMBERTON, S.G.; MACEACHEN, J.A. & FREY, R.W. 1992. Trace Fossil Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance. In: WALKER, R.G. (Ed). *Facies Models*, Geosc. Canad. Repr. Ser.: p47-72.
- PETRI, S. 1948. Contribuição ao estudo do Devoniano Paranaense. *Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, DNPM, 129: p1-125.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. 1966. Contribuição à geologia das regiões de Jaguariva e Lamedor, Paraná. *Soc. Bras. Geol.*, 15(1): p33-48.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóica)*, São Paulo, Universidade de São Paulo, 631p.
- PEZZI, E. & MOZETIC, M. 1989. Cuencas sedimentarias de la región Chacoparanense. In: CHEBLI, G. & SPALLETI, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Serie Correl. Geol., Tucumán, nº6: p65-78
- POPP, J.E. & BARCELLOS-POPP, M. 1986. Análise estratigráfica da seqüência deposicional devoniana da Bacia do Paraná (Brasil). *Rev. Brasl. Geoc.*, 16(2): p187-194.
- POTHE DE BALDIS, E.D. 1977. Paleomicroplancton adicional del Devónico Inferior de Uruguay. *Rev. Española de Micropaleontología*, 9(2): p235-250.
- POTTER, P.E. 1959. Facies models conference. *Science*, 129: p1292-1294.

- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. New York, Springer-Verlag, 425p.
- PRECIOZZI, F.; BOSSI, J. & MORALES, H. (no prelo). An overview of the Predevonian shield of Uruguay. *Bol. Paran. Geociênc.*
- PRECIOZZI, F. & BOURNE, J.H. 1992. Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications. *J. of South American Earth Sciences*, 6(3): p169-181.
- PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J. & HEINZEN, W. 1979. Carta Geo-Estructural del Uruguay a escala 1:2.000.000. Inst. Geol., Montevideo.
- PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W.; ROSSI, P. 1985. Carta Geológica del Uruguay (1:500.000). DINAMIGE, Montevideo.
- RAMOS, V. 1984. Patagonia: ¿ un continente paleozoico a la deriva?. 9° Cong. Geol. Argent., Bariloche. *Actas II*: p311-325.
- RAMOS, V. 1988. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South América - a collisional history. *Episodes*, 2(3): p168-174.
- RAMOS, A. & FORMOSO, M.L.L. 1974. Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin. *Rev. Bras. Geoc.*, 6(1): p15-42.
- RAMOS, V.; JORDAN, T.E.; ALLMENDINGER, R.W.; MPODOZIS, C.; KAY, S.M.; CORTÉS, J.M. & PALMA, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6): p855-880.
- RAMOS, V. & PALMA, M.R. 1991. Tectonismo y diastrofismo. (Tectónica) In: *El Sistema Pérmico en la República Argentina y la República Oriental del Uruguay*. Acad. Nac. Cienc. de Córdoba: p247-263.
- READING, H.G. (ed.) 1986. *Sedimentary environments and facies*. 2° ed., Oxford, Blackwell, 615p.
- REINECK, H. E. & SINGH, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments* (2 ed), Berlin, Springer-Verlag, 549p.
- REINOSO, M. 1968. Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 23(4): p287-296.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. 1942. Die Trilobiten der weimsschichten am Hohen Venn, mit Bemerkungen über die Malvinocaffrische Provinz. *Seckenbergiana*, 25(1/2): p156-179.
- ROSSI, P.; BELLON, F.; CALIFRA, N.; CORONEL, N. & MASSA, E. 1979. Programa de Prospección de Uranio. Informe sobre la prospección detallada del Distrito Las Cañas. DINAMIGE, Montevideo, 70p (relatório interno).

- RUSSO, A.; FERELLO, R. & CHEBLI, G. 1979. Llanura Chaco Pampeana. In: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. de Córdoba, vol. I: p139-183.
- RUST, B.R. 1984. Proximal braid plain in the Middle Devonian Malbaie formation of Eastern Gaspe, Quebec-Canada. *Sedimentology*, 31(5): p675-695.
- RUST, I.C. 1973. The evolution of the Paleozoic Cape Basin, southern margin of South Africa. In: *The Ocean basins and margins*, vol. 1, Plenum Publishing Corp., New York.
- SAAD, A.R. 1990. Potencial econômico da Bacia de Taubaté (Cenozóico do Estado de São Paulo, Brasil) nas regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba. Tese (Doutorado em Geologia Regional) -IGCE-UNESP, 173p.
- SAGHAN, R. 1975. The northern termination of the Andes. In: NAIRM, A.E. & STEHLI, F.G. (eds.). *Ocean Basins and Margins*, vol. 3, Plenum Press, New York.
- SALFITY, J.A.; OMARINI, R.; BALDIS, B.; GUTIERREZ, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. 2º Congreso Iberoamer. Geol. Econ., *Actas*, 4: p345-367.
- SANCHEZ, L. & MEZZANO, A. 1993. Analisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex-Grupo Rocha). 1º. Simp. Inter. Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Montevideo, FA-DINAMIGE. *Bol. Res.*, tomo II: p47.
- SANFORD, R.M. & LANGE, F.W. 1960. Basin Study Approach to Oil Evaluation of Paraná Miogeosyncline. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 44(8): p1316-1370.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, E.; TOMAZI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. & NOGUEIRA, A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. 28 Congr. Brasil. Geol., Porto Alegre, SBG. *Anais*, vol. 1: p41-66.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; RUY, G. & ASMUS, H.E. (Coords.) 1984. *Geologia do Brasil*. MME/DNPM, Brasília, 501p.
- SELLEY, R.C. 1978. *Ancient sedimentary Environments*. New York, Cornell University Press, 287p.
- SELLEY, R.C. 1982. *Introduction to Sedimentology*. 2º ed., London, Acad. Press, 417p.
- SHIRLEY, J. 1963. The distribution of Lower Devonian faunas. In: NAIRN, A.E.M. (ed.). *Problems in palaeoclimatology*. Interscience Pub., London: p255-299.
- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74: p93-113.
- SOARES, P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. 7º Cong. Latino-Amer. Geol., Belém, SBG. *Anais*, 1: p63-79.

- SOARES, P.C. 1991. Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná. Tese Concurso Professor Titular, Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba, 148p.
- SOARES, P.C.; BARCELOS, E. & CSORDAS, S.M. 1982. Análise, interpretação e integração dos lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. (Rel. RT-342/82). Paulipetro, 63p.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. & FÚLFARO, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. 28 Cong. Brasil. Geol., SBG, Porto Alegre. *Anais*, vol. 4: p61-83.
- SPOTURNO, J. & CORONEL, N. 1980. Caolines en el Uruguay. DINAMIGE, Montevideo, 42p (mimeogr.)
- SPRECHMANN, P.; MONTAÑA, J. & GAUCHER, C. 1993. Devónico. In: *Geología del Departamento de Durazno*. Bol. Fac. Agronomía- UR, Montevideo: p25-55.
- STOAKES, F.A.; CAMPBELL, C.V.; CASS, R. & UCHA, N. 1992. Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este basin, offshore Uruguay, South America. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 75: p219-240.
- TANKARD, A.J. & BARWIS, J.H. 1982. Wave-dominated deltaic sedimentation in the Devonian Bokkeveld Basin of South Africa. *Jour. Sedim. of Petrology*, 52(3): p959-974.
- TANKARD, A.J.; JACKSON, M.P.A.; ERIKSSON, K.A.; HOBDAV, D.K.; HUNTER, D.R. & MINTER, W.E.L. 1982. *3.5 Billion Years of Crustal Evolution of Southern Africa*. New York, Springer-Verlag.
- TANKARD, A.J.; ULIANA, M.; WELSINK, M.; RAMOS, V.; TURIC, M.; MILANI, E.; FRANÇA, A.B.; BRITO NEVES, B.B.; DE SANTA ANA, H.; WIENS, F.; LOPEZ PAULSEN, G. (no prelo). Tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*
- TEHRON, J.N. 1970. A stratigraphical study of the Bokkeveld Group (Series). *Proc. Pap. Second Gondwana Symposium*, South Africa: p197-204
- TEICHERT, C. 1958. Concepts of facies. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 42: p2718-2744
- TERRA AROCENA, E. 1926. Nota sobre el piso de Itararé y los sedimentos marinos del Rincón de Alonso. *Bol. Inst. Geol. Perf. Urug.*, n°8: p3-20.
- TERRA AROCENA, E. & MÉNDEZ ALZOLA, R. 1939. Distribución del Devónico en la parte central del Uruguay. *Physis*, 14: p115-120.
- THAMM, A.G. 1987. Palaeoenvironmental significance of clast shape in the Nardouw Formation, Cape Supergroup. *South. Afri. Tydskr. Geol.*, 90(1): p94-97.
- TURNER, J.C.M. 1980. Islas Malvinas. In: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. de Córdoba, tomo II: p1503-1527.

- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview. In: EINSELE, E. (ed.). *Cycles and Events in Stratigraphy*, New York, Springer-Verlag: p617-659.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, 4. Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, C.E. (ed.). *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26: p83-97.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, series n° 7, Tulsa, Oklahoma, 55p.
- VISTALLI, M. 1989. La Cuenca siluro-devónica del Noroeste. In: CHEBLI, G. & SPALETTI, L. (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correl. Geol., Tucumán: p19-41.
- WALKER, R.G. (ed.) 1984. *Facies models*. Geoscience Canada Reprint series, 2° ed., 317p.
- WALTHER, K. 1927. Die Erbohrung von fossil fuhrenden Devon in Uruguay. *Centralb. f. Min.*: p70-73.
- WHITE, D.A. 1980. Assessing oil and gas plays in facies-cycle wedges. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64(8): p1140-1157.
- WIENS, F. 1993. Ordovícico-Silúrico en el área del bloque de Asunción, Paraguay Oriental. 1<sup>er</sup> Simp. Cronoestrat. Bacia do Paraná, Rio Claro-SP. *Atas*: p13-14.
- WOLFART, R. 1961. Stratigraphic und fauna des alteren Paläozoikum (Silur-Devon) in Paraguay. *Geol. Jahrb.*, 78: p29-102
- WOOD, G.D. & MILLER, M.A. 1991. Distinctive Silurian chitinozoans from the Itacurubi Group (Vargas Peña Shale), Chaco Basin, Paraguay. *Palinology*, 15: p181-192.
- ZALAN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.; APPI, V.T.; NETO, E.V.; CERQUEIRA, J. & MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.F. & EIDEL, J.J. (eds.). Interior cratonic basins. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* N° 51: p681-708.
- ZALAN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.; VIEIRA, I.S.; ASTOLFI, M.M.; APPI, V.T. & ZANOTTO, O.A. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Brasl. Geoc.*, 17: p242-252.
- ZALBA, P.E.; RODRIGUEZ, M. & IÑIGUEZ, A. 1988. Argilominerales de rocas pelíticas devónicas del Departamento Durazno, República Oriental del Uruguay. *Rev. Museo de la Plata*, sec. Geol, tomo X: p127-147.