ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO

ANAIS

1º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário

PORTO ALEGRE - RS

06 a 12 de JULHO

1987

Patrocinadores:

CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO CIENTIFÍCO E TECNOLÓGICO

COMISSÃO INTERMINISTERIAL PARA OS RECURSOS DO MAR

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO

Instituto de Geociências
10880
BIBLIOTECA
U. S. P.

ANAIS

1º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário

USP-IGC
551.790981
C749a
1ºcong
1987
ex.2
10880

MONOGRAFIAS
1 CONGRESSO DA ASSOCIACAO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNARIO.

PORTO ALEGRE - RS

06 a 12 de JULHO

1987

Patrocinadores:

CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO CIENTIFÍCO E TECNOLÓGICO

COMISSÃO INTERMINISTERIAL PARA OS RECURSOS DO MAR

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO

DIRETORIA - 85/87

Presidente:	KENITIRO SUGUIO (IG/USP)
Vice-Presidente:	JOSÉ LUIZ DE MORAES (MP/USP)
Secretário:	LYLIAN COLTRINARI (FFLCH/SAA)
Tesoureiro:	MAY C. MODENESI (IG/USP)
Suplente:	PERCY CORRÊA VIEIRA (IG/SAA)
Suplente:	FLÁVIO ANTONIO BACHI (IG/UFRGS)

DIRETORIA - 87/89

Presidente:	KENITIRO SUGUIO (IG/USP)
Vice-Presidente:	JORGE ALBERTO VILLWOCK (IG/UFRGS)
Secretário:	MOYSÉS GONSALEZ TESSLER (IO/USP)
Tesoureiro:	LYLIAN COLTRINARI (FFLCH/USP)
Suplente:	LUIZ JOSÉ TOMAZELLI (IG/UFRGS)
Suplente:	GERUSA MARIA DUARTE (UFSC)

CONSELHO FISCAL

Titulares:	MAY C. MODENESI (IG/SMA)
	FLÁVIO ANTONIO BACHI (IG/UFRGS)
	SILVIA MARANCA (MP/USP)
Suplentes:	ELY ALBERTO DEHNHARDT (IG/UFRGS)
	PERCY C. VIEIRA (IG/SMA)

ANAIS

IºCONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO

SEDE
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Porto Alegre,Rio Grande do Sul - Brasil

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U. S. P.

COMISSÃO ORGANIZADORA

Arno Kern
Beatriz Appel Dehnhardt
Dirce Maria Antunes Suertegaray
Elírio Ernestino Toldo Junior
Eloy Lopes Loss
Ely Alberto Dehnhardt
Enio Soliani Junior
Flavio Antonio Bachi
Ines Leonida da Rosa Martins
Luiz José Tomazelli
Luiz Roberto Silva Martins
Maria Luiza Lorscheiter
Nelson Luiz Sambaqui Gruber
Norberto Olmiro Horn Filho
Ricardo Norberto Ayup-Zouain

COORDENADOR

Jorge Alberto Villwock

EDITOR

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

ENTIDADES PATROCINADORAS

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
Comissão Interministerial para os Recursos do Mar
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

06 a 12 de julho
1987

APRESENTAÇÃO

Com a entrega deste volume à Comunidade Científica, a Comissão Organizadora do Iº Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário conclui a última etapa de suas atividades.

Os objetivos de divulgar e incentivar o conhecimento e os estudos do Quaternário Brasileiro através do congraçamento entre pesquisadores foram plenamente atingidos.

Constam deste volume parte das conferências e dos trabalhos apresentados nas Sessões Técnicas do Quaternário Marinho, Quaternário Costeiro, Quaternário Continental e Arqueologia. Sua publicação foi possível graças à concessão de recursos feitos pelo **Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico**, pela **Comissão interministerial para os Recursos do Mar** e pela **Universidade Federal do Rio Grande do Sul.**

A Comissão Organizadora sente-se recompensada pelos resultados do trabalho realizado e agradece a todos os que de um modo ou de outro contribuiram para com o sucesso do conclave.

Porto Alergre, novembro de 1987

Jorge Alberto Villwock
Coordenador

SUMÁRIO

CONFERÊNCIAS

Sedimentos quaternários da plataforma continental brasileira.(L.R.MARTINS)..... 11

O quaternário continental brasileiro:Estado da arte e perspectivas.(L.COLTRINARI;H.C.KOHLER)..... 27

QUATERNÁRIO MARINHO

Contribuição ao estudo da paleogeografia da plataforma continental do Rio Grande do Sul.(I.C.S.CORRÊA; M.A.B.ADE)..... 37

Evidências de sedimentação deltaica pleistocênica no bordo da plataforma continental do Rio Grande do Sul. (S.R.DILLENBURG)..... 49

Sedimentos superficiais do rio de La Plata e plataforma continental adjacente.(R.N.AYUP-ZOUAIN)..... 61

Considerações sobre foraminíferos e suas relações ambientais na região de Ubatuba-SP.(V.V.FURTADO; B.B. EICHLER.T.SANCHES;M.G.TESSLER)..... 73

Análise do comportamento de correntes através de corpos de deriva no canal de São Sebastião-SP.(V.V.FURTADO;J.GALLO;E.F.LUEDMANN)..... 93

Considerações sobre a geologia marinha do arquipélago de Fernando de Noronha:sedimentologia,aspectos morfo-estruturais e recursos minerais marinhos.(A.R.VIANA)..... 103

Processos sedimentares recentes no estuário Guajará-Belém.(R.V.L.PIMHEIRO;L.E.C.FARIA Jr.)..... 119

QUATERNÁRIO COSTEIRO

Aspectos geológicos do nordeste da planície costeira do Rio Grande do Sul.(N.O.HORN Fº)..... 133

Aspectos da geomorfologia costeira da região de Osório-Tramandaí,RS.(L.J.TOMAZELLI;J.A.VILLWOCK;E.L. LOSS;E.A.DEHNHARDT)..... 141

Estudo polínico de sedimentos da Mata Paludosa do Faxinal,Torres,RS.(M.L.LORCHEITTER)..... 155

Técnicas do sensoriamento remoto na pesquisa de turfas da planície costeira do RS.(D.S.FRANTZ;C.C.CARRARO)..... 163

Estudo paleogeográfico do quaternário de Morretes,RS Brasil.(V.S.ABREU;L.C.TORGAN;I.R.FORTI-ESTEVES;S.C B.KOTZIAN)..... 177

Processos sedimentares na Lagoa dos Patos.(I.R.MARTINS;L.R.S.MARTINS;E.E.TOLDO Jr.;N.L.S.GRUBER)..... 191

Contribuição ao estudo evolutivo da margem oeste da Lagoa dos Patos-Folha de Itapuã;Barra do Ribeiro , São Lourenço e Boqueirão.(F.A.BACHI;R.A.GONÇALVES)..... 215

Modelo da evolução histórica e holocênica do estuário da Lagoa dos Patos.(T.LONG;P.S.PAIM)..... 227

Aspectos geológicos e geomorfológicos da região estuarina da Lagoa dos Patos.(P.S.PAIM;T.LONG; H.E.ASMUS)..... 249

Relações solo-superfície na província costeira do Rio Grande do Sul.(P.SCHNEIDER;E.KLAMT;N.KAMPF)..... 263

Interferência sobre a migração de Ilhas-Barreira na região da Lagoa da Conceição.Ilha de Santa Catarina (F.C.GOMES Jr.)..... 277

Planialtimetria de detalhes e os paleoníveis marinhos quaternários na planície costeira de Caraguatatuba, SP.(C.R.G.SOUZA)..... 297

Novos dados sobre a Formação Cananéia na planície costeira de Caraguatatuba,litoral norte do Estado de São Paulo.(C.R.G.SOUZA)..... 309

Comparação dos dados radiocarbônicos em depósitos marinhos emergidos do litoral Argentino.(J.O.CODIGNOTTO;C.A.BEROS)..... 319

Observações da morfologia e sedimentação nas praias da península **"Fildes"**;Ilha Rei Jorge e **"Stinker Point"**,Ilha Elefante,península Antártica.(F.A.BACHI; N.O.HORN Fº;R.N.AYUP-ZOUAIN;S.R.DILLENBURG)..... 325

Novo método cronoestratigráfico aplicável nas acumulações quaternárias de praia.(J.O.CODIGNOTTO)..... 335

A dinâmica sedimentar da praia Maçarico/Salinópolis e sua importância para a geologia da região costeira do Estado do Pará.(L.E.C.FARIA Jr.;M.S.MARÇAL;R.V. L.PINHEIRO)..... 343

Evolução geomorfológica da bacia inferior do mangue Seco(Rios Piauí-Fundo-Real) Sergipe/Bahia.(A.L.FONTES; M.C.B.ALMEIDA)..... 357

QUATERNÁRIO CONTINENTAL

Gênese dos campos de areia no município de Quaraí-RS (P.VEIGA;E.R.MEDEIROS;D.M.A.SUERTEGARAY).....367

Alguns terraços fluviais do sudeste e do centro oeste brasileiro datados por radiocarbono:possíveis significados paleoclimáticos.(B.TURCQ;K.SUGUIO;F. SOUBIÈS;M.SERVANT;M.M.N.PRESSINOTTI).....379

O cenozóico da porção mediana-central do Espinhaço Meridional.1ªSíntese.(A.SAADI;R.C.VALADÃO).....393

Formações superficiais na região do sub-médio São Francisco.(L.E.MANTOVANI;G.R.RICHÉ).....409

Significado paleoclimático dos campos de termiteiros **"Murundus"**- Bacia do rio Utinga,Bahia.(R.C.R.COSTA T.C.SILVA).....421

Datações C14 em sedimentos quaternários da grande São Paulo.(M.S.MELO;W.L.PONÇANO;W.G.MOOK;A.E.G.AZEVEDO).....427

ARQUEOLOGIA

Possíveis parâmetros para o reconhecimento de sambaquis através da aerofotointerpretação.(T.A.LIMA;D. A.RODRIGUES;S.B.PEREIRA).....437

Aerofotoprospecção arqueológica no Ribeirão do Palmital,Bacia do Paranapanema-SP.(D.RODRIGUES).....451

Pesquisa integrada de meio ambiente e arqueologia pré histórica na bacia do alto rio Guarei,SP.(L.COLTRINARI;M.C.AFONSO).....459

Evolução da paisagem e transição cultural-Estudos de arqueologia no litoral do Estado do Espírito Santo. (C.PEROTA;W.C.BOTELHO;J.C.MARCHI).....479

Sambaquis fluviais no Baixo Xingu.(C.PEROTA;W.C.BOTELHO).....487

Estudos de solos em sítios arqueológicos.(D.KERN; N. KAMPF;P.SCHNEIDER).....493

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 11-25 (1987)

SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL BRASILEIRA

L.R. MARTINS *

INTRODUÇÃO

Os estudos de geologia marinha desenvolvidos em nosso meio através dos anos, tem revelado que os aspectos mais proeminentes ligados à sedimentação Quaternária da plataforma continental brasileira, tiveram como parâmetros governantes primordiais, as variações eustáticas do nível do mar, o aporte de sedimentos terrígenos, a atividade organógena e a dinâmica pretérita e atual.

Tais elementos tiveram inclusive, forte influência nos mecanismos deposicionais do talude e elevação, afetando dessa forma toda a margem continental.

Por sua vez foi forte essa influência nas planícies costeiras adjacentes tanto de forma direta como indireta.

Uma observação detalhada da morfologia de fundo e da variedade de sedimentos que atapetam essa província ou das seqüências sedimentares encontradas na zona costeira emersa, indica claramente a influência acentuada desses fatores.

As variações eustáticas ligadas a estágios glaciais e interglaciais, responsáveis pela migração da linha de costa, geraram uma dinâmica sedimentar de energia variável que migrou através da plataforma continental e terras baixas costeiras adjacentes, gerando conseqüentemente o surgimento de modelos deposicionais variados e complexos.

De uma maneira geral, os pesquisadores que se tem dedicado ao estudo dessas variações e respectiva influência em especial sobre os sedimentos superficiais, referem-se com maior propriedade e volume de informações sobre a regressão ocorrida no Pleistoceno Superior (Wisconsiniano) e a transgressão subseqüente desenvolvida no Holoceno (Flandriano).

Durante os períodos de regressão, a plataforma continental funcionou na maior parte da costa brasileira, como uma planície onde se desenvolveram processos sedimentares semelhantes aos encontrados atualmente em homônimos modernos tais como cursos fluviais meandrantes, campos de dunas, barreiras, lagunas, pantanos e deltas.

Nos estágios transgressivos, toda essa paisagem era afogada, com seus sedimentos sofrendo um maior ou menor grau de retrabalhamento com

* Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica — CECO
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Porto Alegre, Brasil

a subida progressiva do nível do mar e redistribuidos em novas condições dinâmicas durante períodos de estabilização.

O aporte de sedimentos terrígenos, representou fator decisivo no desenvolvimento da cobertura sedimentar, em especial durante o Pleistoceno pelo volume de material transmitido e influenciando a sedimentação de caráter transicional (através dos ambientes desenvolvidos na planície costeira exposta durante os níveis de mar abatido), bem como gerando o surgimento a partir do talude, de zonas de altas taxas de sedimentação e a conseqüente produção de depocentros, como os cones do Amazonas e Rio Grande, para citar apenas duas dessas feições.

Já no Holoceno, após a estabilização da atual linha de costa, o fornecimento de material terrígeno à plataforma ficou restrito à desembocadura de grandes rios (Amazonas p.ex.) ou desague lagunares (Patos p.ex.), ficando a maior parte do material trapeado em sistemas deposicionais de caráter transicional (deltas e lagunas especialmente).

A atividade organógena de desenvolvimento tanto no Pleistoceno como no Holoceno, é responsável pelos depósitos calcários que atapetam a plataforma nordeste e leste desde o Rio Parnaíba e extendendo-se até Cabo Frio.

Esse desenvolvimento, encontra-se representado especialmente por fácies de algas calcárias, apresentando textura e composição variada, podendo ocorrer segundo MARTINS e COUTINHO (1981) como dois tipos principais.

Uma variedade acha-se representada por algas coralígenas ramificadas ou maciças, com pequenas quantidades de foraminíferos, briozoários e moluscos, enquanto a outra é constituída pelo chamado silte de Halimeda, ocorrendo em partes da plataforma interna e média do norte e nordeste do Brasil (COUTINHO e MORAES, 1970).

A hidrodinâmica pretérita, representada pelas sucessivas mudanças de posição do nível do mar, foi responsável pelas alterações de energia do meio depositante e conseqüentemente representou fator decisivo no posicionamento dos modelos sedimentares e na distribuição dos sedimentos.

Por sua vez a dinâmica atual, desenvolvida em especial na plataforma interna, encontra-se evidenciada pela presença de agentes de grande dinamização de material sedimentar, como por exemplo as correntes de marés (incisivas na costa norte) e as ondas e correntes litorâneas (expressivas na costa sul) e que desempenham papel importante no retrabalhamento e redistribuição dos sedimentos bem como na morfologia de fundo e linha de costa.

Deve ser considerado igualmente que o material acumulado, especialmente durante o Pleistoceno, no talude continental, encontra-se hoje submetido a uma série de movimentos induzidos pela gravidade, causando dessa forma uma nova dinamização dos sedimentos, conforme é discutido por vários autores como MIDDLETON e HAMPTON (1976) MIDDLETON e SOUTHARD (1977), LOWE (1979).

Na margem continental brasileira tais depósitos foram identificados e descritos por MARTINS e MARTINS (1985) e MARTINS et alii (1985).

Outros mecanismos de transporte atual de sedimentos como o sobre passe (by passing) ainda não foram devidamente estudados e inexistem indicações concretas de sua presença na margem continental brasileira.

CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS

Todos os estudos relativos à distribuição dos sedimentos superficiais da plataforma continental brasileira, tem considerado a utilização de classificações de uma maneira geral universalmente aceitas.

Uma análise das classificações disponíveis para caracterização dos diferentes tipos de sedimentos encontrados nas plataformas continentais e publicadas por vários autores, sejam elas de caráter genético e/ou descritivo, tem levado em conta os fatores discutidos anteriormente para caracterizar os variados tipos de sedimentos.

Estudos relativos à distribuição dos sedimentos quartenários da plataforma continental brasileira foram publicados por vários autores, vinculados especialmente aos dois grandes projetos (REMAC - Reconhecimento da Margem Continental e PGGM - Programa de Geologia e Geofísica Marinhas) sendo as primeiras cartas publicadas, no entanto, resultado de algumas iniciativas pioneiras.

MABESOONE (1971), MARTINS et alii (1972), URIEN e MARTINS (1976), MARTINS et alii (1978), KOWSMANN e COSTA (1979), MARTINS e COUTINHO (1981).

Na maioria desses trabalhos as classificações adotadas tiveram como base os conceitos de EMERY (1968) e de SWIFT et alii (1971) que indicam como variedades fundamentais, os tipos autígeno, orgânico, residual, detrítico, relíquia e "palimpsest".

Vários ajustes tem sido realizados, nos mapas já publicados levando em consideração especialmente o conhecimento mais aprofundado de certas regiões da plataforma continental brasileira e utilizando classificações mais modernas, e adaptadas a uma escala mais adequada.

Com relação as variedades de sedimentos encontrados na plataforma continental brasileira, a maioria dos estudos disponíveis indica a predominância de sedimentos relíquias e "palimpsest" sobre as demais variedades, mesmo considerando a sedimentação carbonática da plataforma nordeste-leste.

A própria dinâmica que se desenvolveu ao final do Pleistoceno e durante o Holoceno, explica por si só a predominância dessa variedade de depósito, em resposta ao último ciclo regressivo-transgressivo operante na plataforma continental.

O detalhamento de certas regiões, fruto do adensamento de informações geológicas, tem conduzido a elaboração de modelos sedimentares ao longo da plataforma continental, com vistas a uma melhor compreensão de sua evolução durante o Quaternário.

De igual forma, tais modelos poderão ser aplicados em estudos relativos à seqüências sedimentares similares mais antigas e na projeção de situações futuras.

A seguir são discutidos alguns modelos já elaborados que embora bastante preliminares, tem permitido além do que foi mencionado acima, a projeção de linhas de trabalho futuro.

O fortalecimento das atividades do Programa de Geologia e Geofísica Marinhas e o próprio Programa de Delimitação da Plataforma Continental este último conduzido pela PETROBRÁS poderão fornecer uma série de novos dados tão necessários ao estudo de detalhe de certas áreas ainda pouco trabalhadas em nossa plataforma.

MODELOS SEDIMENTARES

Através de um minucioso estudo da morfologia, dos sedimentos e organismos associados, perfís sísmicos, bem como através de um controle adequado de datações, é possível estabelecer para a plataforma continental brasileira, modelos sedimentares específicos que apresentam uma série de feições características de fases erosivas e construtivas que associada aos sedimentos ocorrentes, podem indicar os aspectos dinâmicos, químicos e biológicos envolvidos.

Ao longo da plataforma continental escolhemos três modelos para discussão, vinculados a situações diferentes de sedimentação relíquia e moderna, sendo dois de caráter de acumulação terrígena e um de domínio carbonático.

Mais especificamente, foram escolhidas áreas com processos vinculados ao tropical úmido, tropical semi-árido e uma situação tendente a temperado úmido.

Modelo Amazonas (Figura 1)

A plataforma amazônica, representa um exemplo sugestivo de área com sedimentação terrígena ativa pretérita e atual, que contrasta com os dois outros modelos a serem discutidos ou seja o domínio biogênico--bidetrítico carbonático da plataforma nordeste-leste e o integrado por sedimentos predominantemente relíquias da plataforma continental do Rio Grande do Sul.

Dessa forma, a influência fluvial constitui o elemento modelador de maior importância no desenvolvimento do padrão escolhido para caracterizar essa região.

Em realidade ela possui acentuado controle não somente sobre a circulação oceânica, como contribui com volumoso aporte de sedimentos terrígenos predominantemente finos, além de ser o responsável parcial pelo desenvolvimento da morfologia esculpida em nível de mar Wisconsiniano (Cone do Amazonas p.ex.) e no atual nível de estabilização (delta subaquoso).

Deve ser lembrado que a plataforma continental amazônica é a mais larga do Brasil (110 a 130 Km) com a zona de quebra incidindo a 120 metros.

Durante o nível de mar abatido, a paisagem morfológica era representada por uma extensa planície costeira, submetida a forte influência fluvial, com a expressiva carga sólida, canalizada diretamente para o Cone do Amazonas e mar profundo adjacente.

Em razão de que estes sedimentos foram canalizados através de vales, hoje perfeitamente identificáveis na morfologia da plataforma, elevações vizinhas permaneceram livres da influência de sedimentação terrígena, desenvolvendo uma sedimentação rica em carbonato o que explica a presença de bioclásticos e de oolitos de água rasa encontrados na borda da plataforma.

No desenvolvimento desse estágio, pouco material foi transportado por correntes litorâneas.

Com o desenvolvimento da transgressão Flandriana, os sedimentos arenosos e carbonáticos de borda da plataforma foram retrabalhados e redistribuídos conforme se verifica hoje na cobertura sedimentar da plata

De uma maneira geral, os sedimentos carbonáticos mais antigos (relíquias) apresentam-se com pigmentação de óxido de ferro, o que indica estágios de exposição.

Os efeitos da transgressão Holocênica sobre os sedimentos carbonáticos se faz notar pela maior riqueza de restos de algas calcárias incrustantes na borda da plataforma, enquanto no trecho médio sobressaem as formas vivas.

Dessa paisagem de sedimentação nitidamente carbonática, escolhemos a região do Banco de Abrolhos para analisar o comportamento durante o nível de mar recessivo e posterior transgressão. O modelo estudado por VICALVI et alii (1978) foi baseado em informações detalhadas efetuadas através de registro batimétricos e testemunhos, por intermédio dos quais os autores realizaram uma reconstrução paleoambiental e paleogeográfica da plataforma continental durante a transgressão Flandriana.

Ao final do Wisconsiniano e início do Holoceno, a plataforma de Abrolhos, formada por bancos calcários bioconstruídos, encontrava-se emersa e sua superfície era então recortada por uma drenagem fluvial que desaguava diretamente no talude continental.

Com a elevação e posterior estabilização do nível do mar até a isóbata atual de 60 metros, desenvolveu-se na depressão de Abrolhos, há cerca de 11.000 anos AP, um ambiente lagunar que passou a captar grande parte do aportes terrígeno fluvial.

O corpo lagunar assim formado, funcionou durante determinado período de tempo como bacia trapeadora de sedimentos, inibindo sua distribuição através da plataforma.

A conexão com o mar era efetuada principalmente pelo extremo sul através de um canal que se extendia até a bordo da plataforma.

As características mixoalinas do corpo lagunar foram determinadas através de foraminíferos e ostracoides, o que permitiu estimar a salinidade entre 10 a 14 ‰ pela comparação com ambientes atuais onde eles ocorrem.

Essas condições perduraram até o total afogamento da depressão de Abrolhos há mais ou menos 8.000 AP quando cessou a deposição terrígena e começou a deposição calcária marinha.

Esta última, evidenciou condições batimétricas cada vez mais profundas caracterizando a continuação da transgressão Flandriana.

Sob o ponto de vista morfológico existe atualmente na região, uma depressão batimétrica (chamada depressão de Abrolhos) delimitada pela isóbata de 60 metros e circundada por altos topográficos que sobressaem até a isóbata de 30 metros.

Indicações sobre a sedimentação carbonática da região, podem ser encontradas entre outros em MABESOONE e COUTINHO (1970) MABESOONE et alii (1972) e COUTINHO e MORAES (1970).

Modelo Rio Grande do Sul (Figura 3)

Dentre as diferentes regiões da plataforma continental brasileira, a do Rio Grande do Sul se constitui numa das mais estudadas.

Trabalhos desenvolvidos por vários pesquisadores, a maioria vinculados ao CECO/UFRGS, e conduzidos tanto na plataforma como na parte

emersa adjacente formada pela província costeira, geraram um conhecimento detalhado dos eventos que se sucederam durante o Quaternário.

Neste particular, no desenvolvimento desses estudos, não se pode colocar uma fronteira nos limites norte e especialmente sul em razão neste último caso da forte influência exercida pelo Rio de La Plata na evolução sedimentar da região pesquisada.

Os elementos a seguir discutidos, são baseados em estudos realizados sobre a morfologia de fundo obtida através de perfis batimétricos de precisão, sedimentos superficiais e testemunhos geológicos, organismos associados, datações de C_{14} e perfis sísmicos de alta resolução.

De acordo com os elementos que passamos a discutir, poderá ser verificado que a atual paisagem morfológica e de cobertura sedimentar presente, reflete as atividades em maior ou menor grau dos parâmetros de controle discutidos no presente trabalho.

Assim, como resultados das flutuações relativas do mar pré-Holoceno, em especial durante a regressão Wisconsiniana, foi gerada na plataforma continental do Rio Grande do Sul, uma extensa planície costeira que se estendeu até uma profundidade que hoje corresponde a isóbata de 130 metros aproximadamente.

Nesta paisagem, e posteriormente na fisiografia e redistribuição sedimentar produzida como conseqüência da última subida do nível do mar, diferentes unidades morfológicas de caráter erosivo e construtivo, tais como escarpas, terraços, canais fluviais, cordões de praia, ilhas de barreira e complexos deltaicos, foram produzidas.

Toda a região sul foi afetada basicamente pelo sistema do Rio de La Plata, que implantou um sistema de vales fluviais, atualmente afogados, e que atingiu o bordo da plataforma gerando um complexo deltaico , imbricado sobre outros similares mais antigos.

Por sua vez sobre o talude continental ficaram marcadas feições características tais como canions e vales submarinos, condicionados especialmente às migrações dos paleovales do Prata.

O maior exemplo da contribuição profunda do Rio de la Plata acha-se representado pelo Cone do Rio Grande (MARTINS et alii, 1972), existindo nessa região uma série de depocentros combinados, com predominância de sedimentos finos.

Na paisagem de nível de mar abatido durante o Pleistoceno Superior, ao redor de 15.000 anos AP a linha de costa se encontrava a -130 a -150 metros e a paisagem predominante era marcada pela presença de numerosos canais fluviais meandrantes, lagunas, barreiras cristas de praia e pantanos, numa seqüência predominantemente arenosa com ocorrência subordinada de sedimentos finos.

Nesta paisagem de planície costeira e durante este estágio, o Rio de La Plata e outros provenientes das terras altas do Rio Grande do Sul, construíram vários deltas coalescentes e geraram o desenvolvimento de depocentros de lama ao longo do talude bem como contribuíram para um aporte terrígeno apreciável ao Cone do Rio Grande.

No bordo da plataforma, estes sedimentos geraram uma progradação sedimentar de origem flúvio-deltaica conforme pode ser observado nos perfis sísmicos existentes na região.

Na segunda fase que se deu 11.000 e 6.000 anos AP, o nível do

mar iniciou sua subida em um movimento transgressivo, com a conseqüente migração lateral da linha de costa em direção ao continente.

Durante este evanço sobre a planície costeira, várias estabilizações ocorreram, identificadas e descritas recentemente por CORREA (1987a, 87b) e registradas através da presença de terraços erosivos e ocorrência de cascalho e areias bioclásticas.

Estas estabilizações foram responsáveis pelo deslocamento da linha de costa e conseqüentemente do nível de energia de sedimentação, dos vários tipos de ambientes transicionais, bem como do marinho raso e médio.

Ao final desse intervalo, durante uma das últimas estabilizações, um sistema de ilha de barreira desenvolveu-se ao sul da área pesquisada fechando parcialmente a entrada do Rio de La Plata e forçando seu deságue a infletir para o norte.

Este episódio encontra-se devidamente registrado na presença de canais, identificados por batimetria de precisão e por registros sísmico rasos, obtidos na região conhecida por "poços de lama".

A ilha de barreira atualmente afogada e aplainada acha-se representada pelo atual "banco La Plata".

O terceiro estágio desenvolvido entre 6.000 a 4.000 anos AP, marca o "climax" da transgressão com o nível do mar subindo e cobrindo as terras baixas remanescentes e invadindo o vale do Prata.

Na costa uruguaia várias reentrâncias foram invadidas e deram origem ao desenvolvimento de baías rasas.

Neste mesmo estágio e já iniciando a regressão para a atual posição do nível do mar, barras e esporões arenosos fecharam parcialmente essas baías (Laguna de Rocha, p.ex.) e favoreceram o desenvolvimento de uma nova e jovem barreira na costa do Rio Grande do Sul, formando a Lagoa Mangueira ao sul e as lagoas em cadeia na parte norte.

Finalmente de 4.000 anos AP até o presente, o nível do mar criou uma microfase regressiva com a costa desenvolvendo estágios de acreção sob a forma de cristas de praia e campos de dunas.

Mais ao sul na região do Rio de La Plata, a fase acrecionar tem lugar especialmente através do desenvolvimento do delta do Paraná (URIEN, 1987) com fácies fluviais progradando sobre antigas fácies marinhas transgressivas.

A dinâmica atual, pode ser encarada sob os aspectos de plataforma interna com o surgimento de bancos arenosos alinhados de forma paralela a subparalela à linha de costa com calcário bioclástico associado ocorrendo com maior expressão na região do Albardão e pela dinamização do material acumulado no talude, produzida por movimentos gravitacionais, descritos recentemente por MARTINS e MARTINS, 1985 e MARTINS et alii (1985).

Muitos autores dedicaram-se ao estudo da cobertura sedimentar e da evolução paleogeográfica do modelo Rio Grande do Sul tais como MARTINS et alii (1967,75), URIEN e EWING (1974), URIEN e MARTINS (1980), URIEN et alii (1981), KOWSMANN e COSTA (1979), MARTINS (1984).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os aspectos conclusivos ora apresentados, são emitidos como diretrizes para trabalhos futuros, visando um conhecimento crescente e mais detalhado da plataforma continental brasileira.

Recentemente LISITZIN (1986) ressaltou que o mapeamento dos sedimentos marinhos, não pode ser realizado adequadamente sem uma compreensão dos mecanismos básicos de sedimentação e que determinam a composição da cobertura sedimentar e as diversas interrelações entre suas partes integrantes.

Segundo o autor, a cartografia geológica do piso marinho, constitui um dos primeiros passos para prognosticar a existência de diferentes minerais e serve igualmente para sua prospecção.

Essa cartografia supõe que sejam conhecidos os principais processos ambientais responsáveis pela produção dos variados tipos de sedimentos encontrados atualmente nas bacias oceânicas.

Com relação a plataforma continental brasileira, torna-se necessário o seu mapeamento em uma escala mais apropriada que a encontrada nos mapas atualmente disponíveis e que indicam uma distribuição geral dos sedimentos ocorrentes e suas propriedades.

Dessa forma, torna-se necessário um volume mais expressivo de dados a serem obtidos através da testemunhagem geológica, batimetria de precisão, datações e perfilagem sísmica.

De posse de tais elementos, será possível a construção de modelos evolutivos característicos para cada região e uma melhor compreensão dos ambientes sedimentares responsáveis pela produção dos sedimentos durante o Quaternário.

Os grandes programas internacionais como o OSNLR e COMAR / COSALC ambos conduzidos pela UNESCO e o próprio 2º Plano Setorial para os Recursos do Mar elaborado e colocado em funcionamento pela Comissão Interministerial para os Recursos do Mar, enfatizam a necessidade da realização de trabalhos de mapeamento em escalas mais adequadas às necessidades atuais e a conseqüente construção de modelos diagnósticos, com vistas não somente ao conhecimento científico propriamente dito, mas igualmente sua utilização em trabalhos aplicados.

BIBLIOGRAFIA

ALERSMA, F. 1968. Mud on oceanic shelf of Guiana. Symp. Invest. Resources of Caribbean Sea and adjacent Regions. Abstracts:210.

BARRETO, L.A.; MILLIMAN, J.D.; AMARAL, C.A.B.; FRANCISCONI, O. 1975. Upper continental margin sedimentation off Brazil: Northern Brazil. Contributions to Sedimentology, v.4:11-43.

CORREA, I.C. 1987a. Plataforma continental do Rio Grande do Sul: síntese dos conhecimentos. Simpósio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira: Síntese dos conhecimentos. Cananeia, São Paulo, :50-63.

CORREA, I.C. 1987b. Contribuição ao estudo da paleogeografia da plataforma continental do Rio Grande do Sul. 1º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Porto Alegre, Boletim Especial nº 1:1-2 (Resumo).

COUTINHO, P.N.; MORAES, J.O. 1970. Distribucion de los sedimentos en la plataforma continental norte nordeste del Brasil. Arquivos Ciencias Mar. UFCE, Fortaleza, vol. 10:79-90.

EMERY, K.O. 1968. Relict sediments on continental shelves of the world. AAPG. Bull. vol.52:445-464, Tulsa, USA.

FIGUEIREDO Jor., A.G.; GAMBOA, L.A.P.; GORINI, M.A.; ALVES, E.C. 1972. Natureza da sedimentação atual do Rio Amazonas. Testemunhos e geomorfologia submarina. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia. (26º) vol. 2:51-56.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A. 1979. Evidence of Late Quaternary sea-level stillstands in the upper Brazilian continental margin: a syn - thesis. International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Proceedings. São Paulo, IGCP Project 61:170-192.

LISITZIN, A. 1986. Principles of geological mapping of marine sediments. UNESCO Reports in Marine Science. vol.37, 101p.

LOWE, D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Geology of Continental Slopes (Doyle, L.J. e Pilkey, O.H. ed). SEPM Special Publication 27:75-82.

MABESOONE, J.M. 1971. Fácies sedimentares da plataforma continental brasileira. Estudos Sedimentológicos, vol. 1:55-71.

MABESOONE, J.M.; COUTINHO, P.N. 1970. Littoral and shallow marine geology of northern and northeastern Brazilian shelf. Trabalhos Oceanográficos. UFPE, Recife, vol.12, 214p.

MABESOONE, J.M.; KEMPF, M.; COUTINHO, P.N. 1972. Characterization of surface sediments on the northern and eastern Brazilian shelf. Trabalhos Oceanográficos. UFPE, Recife, vol.13:41-48.

MARTINS, I.R. 1984. Modelo sedimentar do Cone do Rio Grande. Pesquisas. UFRGS, Porto Alegre, vol. 16:91-189.

MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; EICHLER, B.B. 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sul-brasileira e uruguaia. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia (21º), Curitiba, Paraná, :29-43.

MARTINS, L.R.; GORINI, M.A.; POMERANCBLUM, M.; CARVALHO, J.C.; CUNHA,R.; MARTINS, I. 1972. Operação GEOMAR II. Costa Norte-Geologia Marinha. Boletim DHN, DG32-II, 80p.

MARTINS, L.R.; VILLWOCK, J.A.; MARTINS, I.R. 1972. Estudo preliminar sobre a distribuição faciológica da plataforma continental brasileira. Pesquisas. UFRGS, vol. 1:51-56.

MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; BUTLER, L.W. 1972. Províncias fisográficas e sedimentos da margem continental da América do Sul. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia (26º) vol.2:105-114.

MARTINS, L.R.; MARTINS, I.R.; ESTEVES, F.R. 1974. Operação GEOMAR III. Costa Norte-Geologia Marinha. Boletim DHN. DG32-III, 109p.

MARTINS, L.R. 1974. Sedimentologia da margem continental amazônica. UFRGS, Porto Alegre, Tese de Livre Docência.

MARTINS, L.R.; MARTINS, I.R.; URIEN, C.M. 1978. Sedimentos relíquias da plataforma continental brasileira. Pesquisas. UFRGS, Porto Alegre:76-91.

MARTINS, L.R.; COUTINHO, P.N. 1981. The Brazilian Continenla Margin. Earth Science Reviwes. vol.17(1/2):87-108, Amsterdam, Holland.

MARTINS, L.R.; MARTINS, I.R. 1985. Contribuição à sedimentologia da plataforma externa e talude superior de Santa Catarina. Pesquisas. UFRGS, Porto Alegre, vol.17:91-111.

MARTINS, L.R.; MARTINS, I.R.; CORREA, I.C. 1985. Aspectos sedimentares da plataforma externa e talude superior do Rio Grande do Sul. Pesquisas. UFRGS, Porto Alegre, vol.17:68-90.

MIDDLETON, G.V.; HAMPTON, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Marine Sediment Transport and enviroment Management (Stanley, D. e Swift, D. eds):197-216.

MIDDLETON, G.C.; SOUTHARD, J.B. 1977. Mechanism of sediment movement. SEPM Short Course. Tulsa, USA, 3:105-114.

MILLIMAN, J.D.; SUMMERHAYES, C.P.; BARRETO, H.T. 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. Geol. Soc. America. vol.86:610-614.

NITTROUER, C.A.; SHARARA, M.T.; DeMASTER, D.J. 1983. Variation of sediment texture on the Amazon continental shel. Jour. Sed. Petrology. vol.53:179-191.

NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; DeMASTER, D.J.; KOWSMANN, R.O. 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. Geol. Soc. America Bulletin. vol.97:44-458.

NOTA, D.G. 1967. Geomorphology and sediments of the Western Surinam shelf: a preliminary note. Geology en Mijnbouw. vol.48(2):185-188.

SWIFT, D.J.P.; STANLEY, D.J.; CURRAY, J.R. 1971. Relict sediments on continental shelves: a reconsideration. Jour. Geology. vol. 79:322-346.

URIEN, C.M.; EWING, M. 1974. Recent sediments and environments of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires and Rio Negro continental shelf. In: The Geology of Continental. (Burck, C.A. e Drake, C.L. eds):157-177.

URIEN, C.M.; MARTINS, L.R. 1976. Sedimentos da plataforma continental sul america entre Cabo Santa Marta (Brasil) e Terra do Fogo (Argentina) Parte 1. Texturas sedimentares e origem. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia (28º):213-223.

URIEN, C.M.; MARTINS, L.R.; MARTINS, I.R. 1980. Aspectos sedimentares do Quaternário costeiro do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas. CECO/UFRGS, Porto Alegre, vol.2:7-12.

URIEN, C.M.; MARTINS, L.R.; MARTINS, I.R. 1981. Evolução geológica do Quaternário do litoral uruguaio, plataforma continental e regiões vizinhas. Notas Técnicas. CECO/UFRGS, Porto Alegre, vol.3:7-43.

URIEN, C.M. 1987. O delta moderno do Rio Paraná. 1º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Porto Alegre, Publicação Especial nº 1:80 (resumo).

VICALVI, M.A.; COSTA, M.P.A.; KOWSMANN, R.O. 1978. Depressão de Abrolhos: uma paleolaguna holocênica na plataforma continental leste brasileira. Boletim Técnico da PETROBRÁS. vol.21(4):279-286.

ABSTRACT

The Quaternary sedimentary cover of the Brazilian continental shelf shows that the main governing parameters are the eustatic sealevel fluctuations, the terrigenous supply, the biogenic activity and the ancient and modern dynamics.

With the objetive of a better understanding of the sedimentary processes that were active specially during the Upper Quaternary, several sedimentation models were studied along the continental margin.

Among these studies, three situations are discussed in this paper. One related to an active modern and ancient terrigenous accumulation (Amazonas), another linked to sedimentary material produced by organic activity (Abrolhos) and a third one connected to a predominantly relict-palimpsest terrigenous situation of the Rio Grande do Sul continental margin.

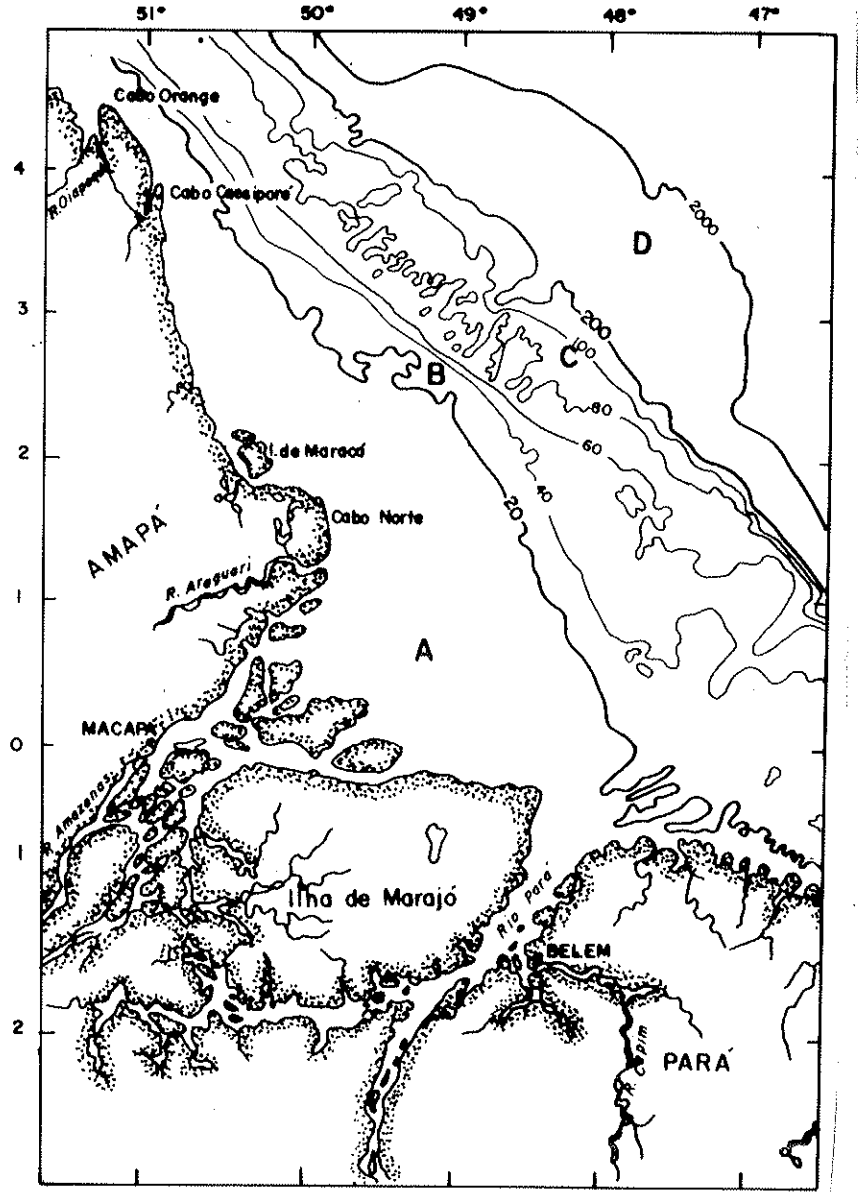


FIGURA 1 MODELO AMAZONAS

(A) Zona de acumulação lamosa moderna com desenvolvimento de delta subaquoso. (B) Frente de progradação da lama amazônica. (C) Área de sedimentação relíquia areno-quartzosa e areno-carbonática (bioclástica). (D) Cone do Amazonas com sedimentação relíquia lamosa. (Segundo MARTINS et alii, 1972; FIGUEIREDO et alii, 1972 e MARTINS, 1974).

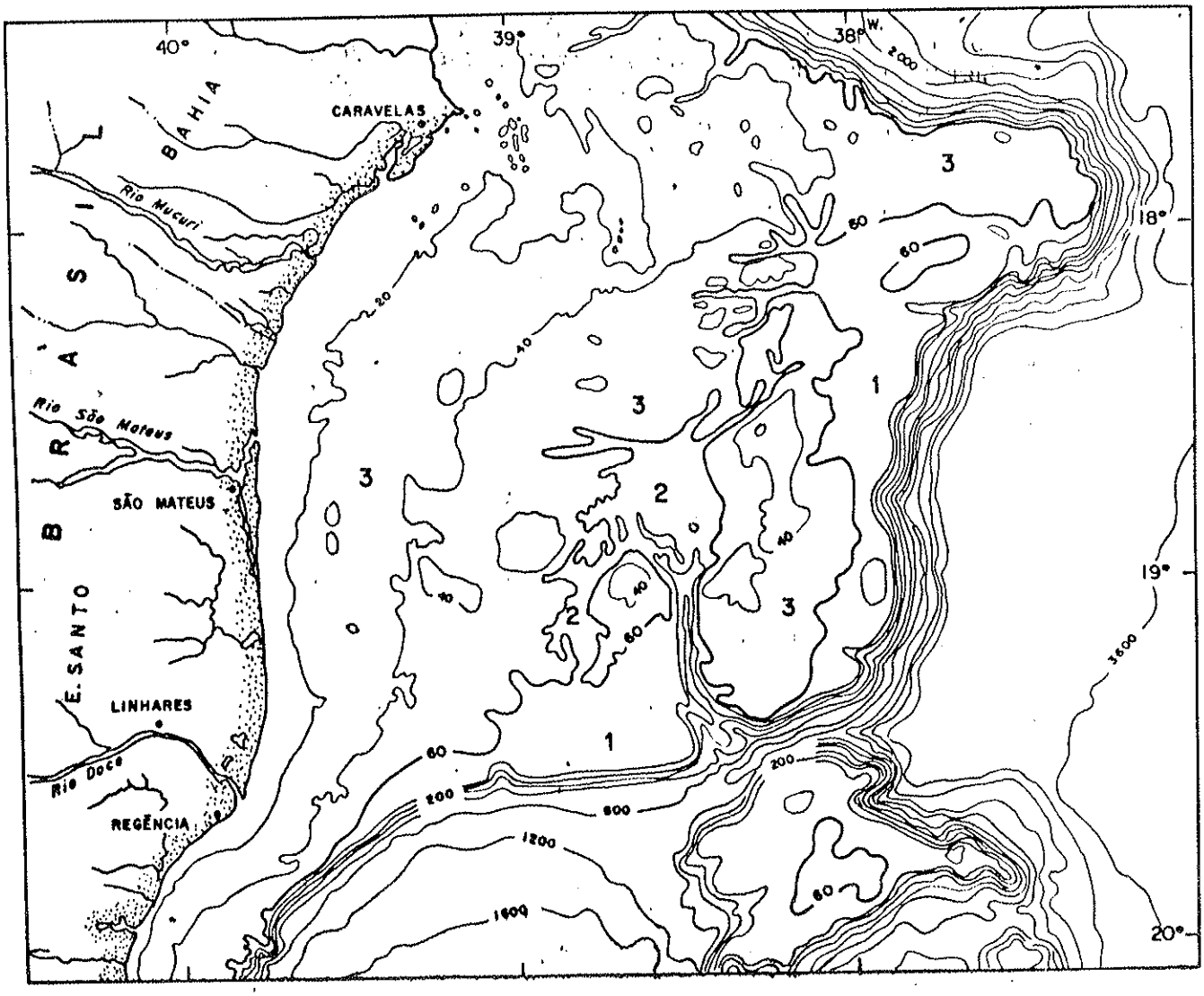


FIGURA 2 MODELO ABROLHOS

Batimetria da plataforma continental de Abrolhos (ZEMBRUSCKI e FRANÇA, 1975) e paleogeografia (VILCAVI et alii, 1978) com estabilização do nível do mar a - 60 metros. (1) Plataforma. (2) Laguna. (3) Área emersa. (4) Canal.

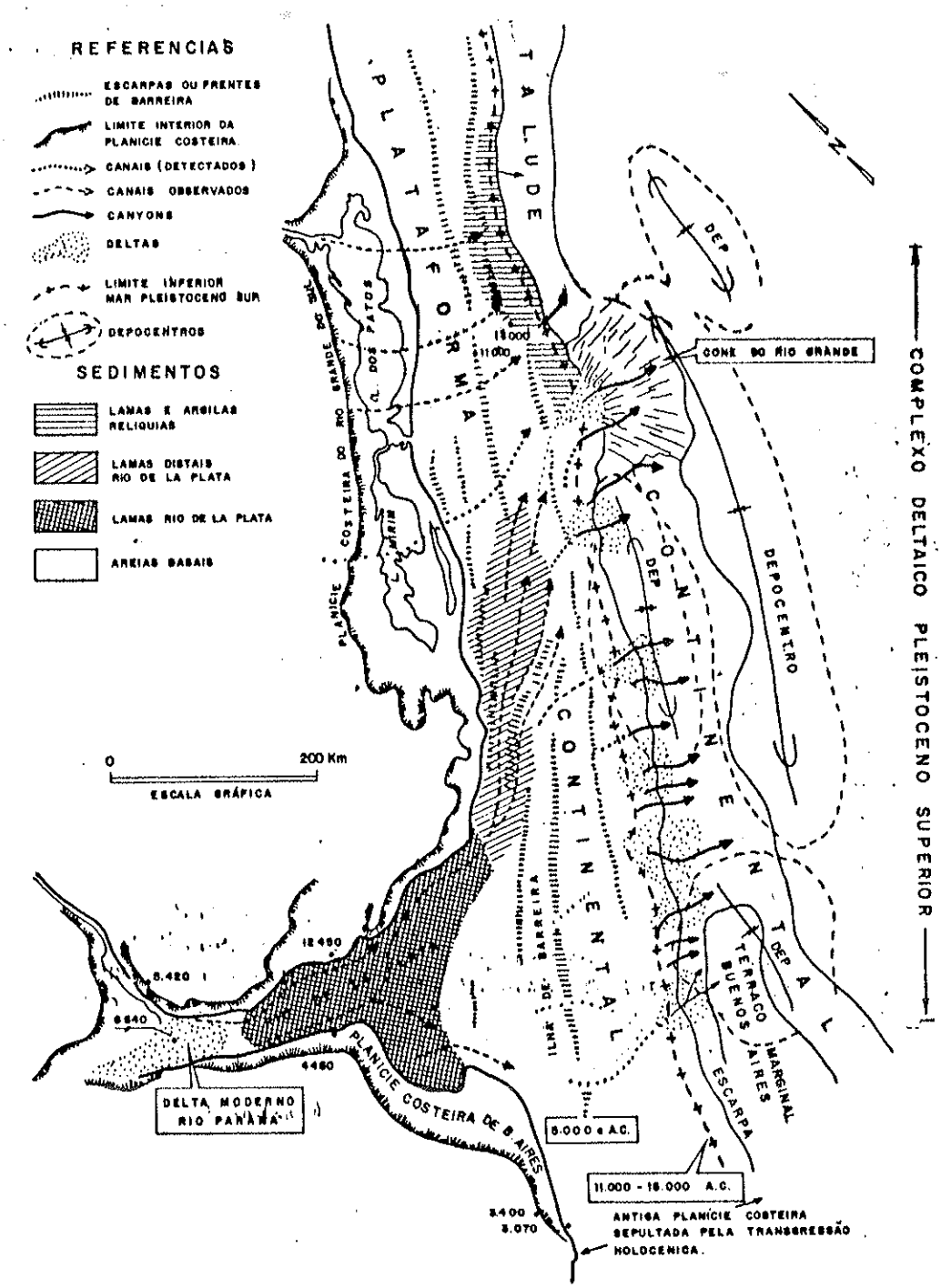


FIGURA 3 MODELO RIO GRANDE DO SUL

Síntese da evolução paleogeográfica (MARTINS e URIEN, 1979;URIEN, MARTINS e MARTINS, 1980), indicando o desenvolvimento de depocentros (Cone do Rio Grande p. ex.), deltas de bordo da plataforma (Pleistoceno), níveis de estabilização transgressivos (Holoceno), feições associadas e tipos de sedimentos predominantes.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 27-36 (1987)

O QUATERNÁRIO CONTINENTAL BRASILEIRO: ESTADO DA ARTE E PERSPECTIVAS

Lylian Coltrinari Departamento de Geografia USP
Heinz C.Kohler Instituto de Geociências UFMG

A realização do primeiro congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário -que comemorará em agosto próximo seu terceiro aniversário- é ocasião propícia para esboçar um balanço do estado atual das pesquisas do Quaternário continental no Brasil.

Para tanto, é necessário fazer um pouco de história e lembrar dos trabalhos realizados até o momento na tentativa de reconstituir as etapas da evolução quaternária num território de extensão continental, localizado nas latitudes tropicais do Hemisfério Sul. Mais ainda, é preciso refletir sobre os resultados obtidos, em particular em termos da qualidade das informações recolhidas e seu significado para a compreensão da história geológica recente.

Talvez frustrando expectativas, decidimos não fazer desta apresentação uma lista de referências bibliográficas, que acabaria sendo incompleta. Consideramos preferível traçar um rápido esboço do estado da arte no panorama internacional, para posteriormente evocar as tendências das pesquisas relativas ao Quaternário continental principalmente ao longo das últimas décadas; para finalizar, são apresentadas algumas reflexões a respeito das prioridades a serem consideradas para o futuro e, principalmente, do papel que a ABEQUA deverá desempenhar no desenvolvimento da ciência do Quaternário no Brasil.

Entre 1829, ano em que Desnoyers utilizou pela primeira vez o termo Quaternário para designar os estratos superpostos às camadas terciárias na Bacia de Paris, e nossos dias, muitas hipóteses, interpretações e modelos têm sido propostos para tentar reconstituir ou explicar, ainda que parcialmente, o painel complexo e, por vezes, rapidamente mutável,

das paisagens que se sucederam na superfície terrestre ao longo dos últimos quase 2.0 MA.

As mudanças mais espectaculares na compreensão do Quaternário aconteceram a partir da segunda metade do século XX. De acordo com Roberts, elas podem ser sintetizadas no reconhecimento da ocorrência de, não mais de quatro, mas de doze ou mais ciclos glacial-interglacial, e na leitura mais precisa das evidências que mostram que, nos trópicos, as oscilações ambientais foram tão dramáticas quanto aquelas das regiões temperadas.

É importante lembrar que, ao contrário do que se considerava correto até pouco tempo atrás, as glaciações das altas latitudes não foram acompanhadas por pluviais ou fases úmidas nas baixas latitudes; sabe-se que, ao contrário, grandes extensões da zona intertropical foram, durante os máximos glaciais, mais áridas do que nos dias atuais.

O marco clássico de referência para as glaciações pleistocênicas foi apresentado pela primeira vez por Penck e Brückner em 1909, baseado em estudos sobre terraços flúvio-glaciais na parte setentrional dos Alpes. Lá foram identificados quatro terraços e, consequentemente, quatro glaciações, batizadas com os nomes dos rios da Baviera, Günz, Mindel, Riss e Würm. Rapidamente foram reconhecidas seqüências semelhantes na Europa do Norte e na América do Norte, que também incluiam quatro fases glaciais no Pleistoceno. É portanto um paradigma baseado numa seqüência sedimentar continental o que regerá a pesquisa e as interpretações sobre o Quaternário durante na primeira metade deste século.

Não é de surpreender, em conseqüência, que rapidamente tenham surgido inferências sobre correlações laterais entre as diversas etapas glaciais e interglaciais. Esse tipo de correlação inferida foi uma das ferramentas utilizadas pelos estratígrafos do Quaternário nos anos anteriores a 1960. Mais ainda: na falta de uma estratigrafia local internamente coerente, a seqüência pluviais-interpluviais para o Leste da Africa foi arranjada de maneira a lembrar de perto os quatro "glaciais" dos Alpes, aos quais foram convenientemente correlacionados os quatro "pluviais" da Africa Oriental.

Para Paepe, é compreensível a dificuldade que os geólogos de formação clássica enfrentaram ao se deparar com as peculiaridades dos depósitos quaternários, seja nas latitudes médias ou no mundo tropical. Em primeiro lugar, a sedimentação quaternária encontra-se espalhada de maneira irregular sobre as mais variadas formas de relevo do presente e do passado; portanto, é difícil achar seqüências sedimentares contínuas. Essa característica é própria também do quaternário marinho, cuja continuidade é diferente daquela dos depósitos pré-quaternários.

Em segundo lugar, os sedimentos do atual período geológico mostram, mais do que qualquer outra seqüência continental, uma grande variedade de depósitos inorgânicos e orgânicos; estes últimos são os que permitem a datação das camadas e fornecem subsídios para as reconstruções paleoecológicas e paleoclimáticas.

São também estes depósitos complexos os que justificam e exigem a participação de grande número de especialistas e o emprego de técnicas

multivariadas de análise, e colocam a ciência do Quaternário em lugar separado em relação às ciências que estudam os períodos geológicos pré-quaternários. Ela é o domínio de cientistas de especializações diversificadas, e pode ser abordada a partir de numerosos e variados pontos de vista, de cujo entrecruzamento deve surgir a reconstrução das paisagens do passado geológico recente.

Mas o potencial dos depósitos quaternários não se esgota aqui: as mudanças da litologia e das feições biológicas, além de ajudar na reconstrução dos quadros paisagísticos do passado, colaboram para explicar as flutuações paleoclimáticas a partir dos períodos climáticos mais uniformes do passado e, o que é mais importante, esclarecem sobre a definição das atuais zonas climáticas e suas flutuações a ambos lados do Equador. Isto, sem considerar que, à luz das pesquisas realizadas nos materiais das sondagens dos fundos oceânicos no Artico e no Antártico pode inclusive intentar-se a predição dos climas futuros.

De acordo com Roberts, para que todas essas possibilidades pudessem concretizar-se, foi necessário que a análise dos depósitos quaternários incorporasse o uso de três técnicas desenvolvidas no final dos anos 40. Duas delas originaram-se a partir das pesquisas de um grupo de geoquímicos de isótopos da Universidade de Chicago, que incluia Urey, Libby e Epstein.

A primeira a surgir foi a datação radiocarbônica, e posteriormente, a análise dos isótopos de oxigênio. Ambos métodos utilizam o fato de que a maioria dos elementos são uma mistura de vários isótopos, com composição química idêntica e massas atômicas e propriedades físico-químicas diferentes. As técnicas aproveitam o fato de que alguns desses isótopos, como ^{14}C, são instáveis, e decaem para formas estáveis, no caso o ^{12}C. Como o processo ocorre a velocidade fixa, os isótopos instáveis representam relógios geológicos, que podem ser utilizados para datar eventos do passado.

O outro método surgido da escola de Chicago, o dos isótopos de oxigênio, baseia-se no comportamento físico-químico diferenciado de dois isótopos estáveis, ^{18}O e ^{16}O. Em 1947, Urey descobriu que, quando removidos da água, por evaporação ou precipitação como carbonato, esses isótopos se perdem a velocidades diferentes um em relação ao outro, no momento em que a temperatura muda. Dessa forma, o fracionamento isotópico significa que a relação $^{18}O/^{16}O$ nos organismos fósseis, tal como as carapaças de moluscos, pode ser utilizada para determinar a temperatura da água na qual viveram. Assim, se os isótopos instáveis representam relógios geológicos, os isótopos estáveis podem agir como termômetros geológicos.

Para a obtenção ds materiais de idade adequada para a realização dessas determinações, foi necessária a utilização da terceira técnica desenvolvida nos anos 40: o testemunhador de Kullemberg, que permitiu a obtenção de amostras não perturbadas dos fundos oceânicos de vários metros de comprimento, colhidas sob vários miles de metros de água. Este avanço técnico é o que, poucos anos depois, faria com que Emiliani conseguisse levar à prática com sucesso a tentativa de produzir um registro

multivariadas de análise, e colocam a ciência do Quaternário em lugar separado em relação às ciências que estudam os períodos geológicos pré-quaternários. Ela é o domínio de cientistas de especializações diversificadas, e pode ser abordada a partir de numerosos e variados pontos de vista, de cujo entrecruzamento deve surgir a reconstrução das paisagens do passado geológico recente.

Mas o potencial dos depósitos quaternários não se esgota aqui: as mudanças da litologia e das feições biológicas, além de ajudar na reconstrução dos quadros paisagísticos do passado, colaboram para explicar as flutuações paleoclimáticas a partir dos períodos climáticos mais uniformes do passado e, o que é mais importante, esclarecem sobre a definição das atuais zonas climáticas e suas flutuações a ambos lados do Equador. Isto, sem considerar que, à luz das pesquisas realizadas nos materiais das sondagens dos fundos oceânicos no Artico e no Antártico pode inclusive intentar-se a predição dos climas futuros.

De acordo com Roberts, para que todas essas possibilidades pudessem concretizar-se, foi necessário que a análise dos depósitos quaternários incorporasse o uso de três técnicas desenvolvidas no final dos anos 40. Duas delas originaram-se a partir das pesquisas de um grupo de geoquímicos de isótopos da Universidade de Chicago, que incluia Urey, Libby e Epstein.

A primeira a surgir foi a datação radiocarbônica, e posteriormente, a análise dos isótopos de oxigênio. Ambos métodos utilizam o fato de que a maioria dos elementos são uma mistura de vários isótopos, com composição química idêntica e massas atômicas e propriedades físico-químicas diferentes. As técnicas aproveitam o fato de que alguns desses isótopos, como ^{14}C, são instáveis, e decaem para formas estáveis, no caso o ^{12}C. Como o processo ocorre a velocidade fixa, os isótopos instáveis representam relógios geológicos, que podem ser utilizados para datar eventos do passado.

O outro método surgido da escola de Chicago, o dos isótopos de oxigênio, baseia-se no comportamento físico-químico diferenciado de dois isótopos estáveis, ^{18}O e ^{16}O. Em 1947, Urey descobriu que, quando removidos da água, por evaporação ou precipitação como carbonato, esses isótopos se perdem a velocidades diferentes um em relação ao outro, no momento em que a temperatura muda. Dessa forma, o fracionamento isotópico significa que a relação $^{18}O/^{16}O$ nos organismos fósseis, tal como as carapaças de moluscos, pode ser utilizada para determinar a temperatura da água na qual viveram. Assim, se os isótopos instáveis representam relógios geológicos, os isótopos estáveis podem agir como termômetros geológicos.

Para a obtenção ds materiais de idade adequada para a realização dessas determinações, foi necessária a utilização da terceira técnica desenvolvida nos anos 40: o testemunhador de Kullemberg, que permitiu a obtenção de amostras não perturbadas dos fundos oceânicos de vários metros de comprimento, colhidas sob vários miles de metros de água. Este avanço técnico é o que, poucos anos depois, faria com que Emiliani conseguisse levar à prática com sucesso a tentativa de produzir um registro

contínuo do que ele considerou como mudanças de temperatura durante o Pleistoceno, a partir da análise da composição isotópica das conchas de foraminíferos planctônicos fósseis, em amostras de sondagens do Caribe e do Atlântico equatorial.

Os resultados obtidos revelaram variações ao longo das sondagens que indicam, através da relação $^{18}O/^{16}O$, múltiplas oscilações entre as condições climáticas e oceânicas glaciais e interglaciais. A partir desse momento, o paradigma de Penck e Brückner estava superado: uma revolução científica instalava-se definitivamente, fundamentada nos dados dos registros oceânicos das glaciações.

O novo paradigma levou tempo até ser aceito, já na década de '70, mais de vinte anos depois da publicação da curva de Emiliani; mas quando o foi, incorporou-se ao acervo fundamental da moderna ciência do Quaternário conjuntamente com os trabalhos de Shackleton, Shackleton e Opdyke, e os textos chave do grupo CLIMAP, em 1976, aos quais se incorporaria, três anos mais tarde, o primeiro manual sobre o Quaternário baseado no novo paradigma:"Quaternary Geology", de Bowen.

O alcance das novas idéias a respeito do estudo do Quaternário a nível mundial, e os resultados obtidos pelos pesquisadores a ele dedicados no Hemisfério Norte, justificam a reflexão sobre o estado atual do conhecimento do Quaternário continental no Brasil, de maneira a possibilitar a reformulação metodológica necessária para a obtenção de resultados compatíveis com o patamar já conquistado a nível internacional.

Para tanto, é válido começar evocando os estudos pioneiros, entre os quais podem ser incluídas as primeiras observações dirigidas a elementos da morfologia quaternária durante o século XVII; era a época em que, durante o ciclo da mineração, foram abertas as primeiras cicatrizes na epiderme da paisagem brasileira, sobretudo com o desmonte dos terraços auríferos e diamantíferos no sistema hidrográfico de Minas Gerais, e a destruição dos depósitos de vertente, provocando o desencadeamento de movimentos de massa.

As observações científicas tiveram início no século XVIII, e continuaram no XIX graças aos naturalistas europeus que atravessaram o Brasil na época; todos eles registraram em suas anotações aspectos pertinentes ao Quaternário, cabendo destacar as contribuições de Eschwege, Branner e Lund.

Este último, de origem dinamarquesa, estabeleceu-se em Lagoa Santa depois de sua primeira viagem de exploração. Ali reuniu a que ainda pode ser considerada como a maior coleção de fósseis da fauna pleistocênica do Brasil. Além de descrever seus achados, Peter Wilhelm Lund retratou com minúcias o meio físico do karst entre Lagoa SAnta e COrdisburgo em suas "Memórias", traduzidas para o português por Carlos de Paula Couto.

Além da reunião e organização do acervo paleontológico e das observações paleogeográficas, Lund foi responsável pela vinda de Warming

a Lagoa Santa, onde o botânico escreveu o primeiro tratado sobre a ecologia do cerrado brasileiro. Lund encerra suas atividades como naturalista aos quarenta anos, quando suas descobertas sobre o Homem de Lagoa Santa entram em conflito com suas convicções religiosas. Citado por Darwin por causa de seus achados e reconhecido pelas academias de ciências mais notáveis da época, Lund é responsável pela descoberta e estudo de Lagoa Santa, região chave para o conhecimento do Quaternário do Brasil continental, há mais de cem anos atrás.

Os trabalhos de sistematização do conhecimento geológico brasileiro contaram com a contribuição decisiva de Agassiz, Hart, Derby e outros especialistas. Destaquemos em particular o primeiro deles, responsável pelos trabalhos de pesquisa que contribuiram, a partir de 1837, à construção e aceitação da teoria glacial.

Até a terceira década deste século o conhecimento do território fundamentava-se quase exclusivamente no trabalho de pesquisadores estrangeiros. Nota-se em muitos deles a procura de fatos já observados no continente africano, e a eles são dedicadas as análises, quando encontrados. São, em geral, observações pontuais, de fatos isolados, sem maior preocupação pelo conjunto; pouco divergem das anotações deixadas pelos viajantes naturalistas.

Será somente a partir de 1930 que começará a utilização dos métodos geomorfológicos na tentativa de reconstituir a história recente das paisagens continentais brasileiras. Entre os trabalhos pioneiros, na década de '30, aparece a primeira classificação das formações cenozóicas de São Paulo, da autoria de Moraes Rego, quem chama a atenção para o fato de as formações do Brasil diferenciam-se nitidamente daquelas do Hemisfério Norte pela ausência de materiais correlativos da sedimentação glacial.

Na década seguinte, destaca-se o papel importante desempenhado por pesquisadores da escola francesa, principalmente dos cientistas que participaram da fundação e dos primeiros anos de vida da antiga Faculdade de Filosofia da Universidade de São Paulo. É a partir dos trabalhos realizados por geógrafos e geomorfólogos que se esboçam as linhas mestras que, ainda hoje, regem em grande parte os trabalhos da geomorfologia brasileira. Devem ser lembrados os trabalhos de Deffontaines, de Martonne, Ruellan, Monbeig, sem esquecer da contribuição fundamental de Maack, no Paraná, que foi o primeiro a assinalar a existência de vestígios de climas mais rigorosos que o atual, em 1947.

Na década seguinte, nos anos '50, dois acontecimentos merecem destaque: a realização do Congresso Internacional de Geografia, no Rio de Janeiro, e a publicação do trabalho de King sobre a geomorfologia do Brasil oriental, ambos em 1956.

Trinta anos depois de sua publicação na Revista Brasileira de Geografia, grande parte das hipóteses levantadas por King tem sido comprovadas, como por exemplo a ocorrência de bauxita nos depósitos correlativos da Superfície Sulamericana, desnudada durante o Ciclo Velhas, do Terciário Superior. Para geomorfólogos e quaternaristas as idéias de King são fundamentais como ponto de partida para os trabalhos sobre

a história das paisagens ao longo do Cenozóico Superior; por exemplo, as hipóteses a respeito da atuação dos ciclos de agradação e degradação Velhas I e II e a gênese do Ciclo Paraguaçu, do Pleistoceno.

No que toca ao Congresso Internacional de Geografia, é importante lembrar a polêmica surgida na excursão pelo vale do Paraíba a respeito da atuação de processos periglaciais e glaciais na elaboração do modelado do relevo nos altos níveis da Mantiqueira. Outros marcos de referência para os estudos futuros sobre o Quaternário continental podem ser encontrados nas observações sobre o manto de alteração no compartimento pré-Mantiqueira, e nas referências às superfícies de aplainamento, à atividade da neotectônica e à metodologia aplicada nas observações. Lembrem-se, como exemplo, as descrições de materiais de vertente de Raynal, ou a análise morfométrica de seixos de Hamelin e Cailleux, que possibilitou aos autores separar os depósitos dos cumes daqueles dos níveis inferiores.

Em 1957 Cailleux e Tricart referiram-se pela primeira vez ao teor das oscilações climáticas que teriam acontecido na fachada atlântica do Brasil; aventa-se na ocasião a possibilidade de que as mudanças climáticas poderiam ter sido mais marcadas no Brasil de Sudeste do que no Nordeste atualmente seco.

No ano seguinte, Tricart estabeleceu que as flutuações contrastantes teriam acontecido realmente no Sudeste e não no Nordeste semiárido. Como testemunho das fases paleoclimáticas mais extremadas citava os depósitos de areias e seixos que, entalhados pelos rios, ficaram como terraços ao longo dos rios principais. Ainda haveria como testemunhos as feições de vertente e os depósitos correlativos da evolução da paisagem sob climas semiáridos, como os colúvios, as linhas de pedra e os paleossolos truncados.

Nos anos sessenta, consolida-se a atuação dos pesquisadores brasileiros no desenvolvimento de trabalhos voltados ao conhecimento da evolução recente das paisagens. Como trabalho pioneiro deve citar-se o de Bigarella, Marques e Ab'Sáber, que indicaram de maneira concreta a importância do que eles interpretaram como interferência climática na evolução paleogeográfica, ao afirmar que, na região de Garuva(SC), teriam acontecido pelo menos duas fases de clima rigoroso, às quais se deveria a existência de dois níveis de pedimentação.

A generalização desse critério para a interpretação das paisagens do setor suloriental do Brasil foi estabelecida por Bigarella e Ab'Sáber em 1964, em artigo sobre os aspectos paleogeográficos e paleoclimáticos do Cenozóico no sul do Brasil, que teve repercussão internacional. Nessa publicação foram resumidos os conhecimentos da época sobre o Quaternário, estabelecendo critérios geomorfológicos e geológicos para dar base à cronologia relativa dos eventos.

Em 1965, Bigarella e seus colaboradores apresentaram contribuição fundamental no número 16/17 do Boletim Paranaense de Geografia. Análises detalhadas, hipóteses relativas à gênese dos aplainamentos e tentativas de correlação com os episódios de glaciação do Hemisfério Norte são incluídas nos textos, acompanhadas de estudos sobre os depósitos correla-

tivos dos diversos aplainamentos e das diversas fases de evolução das vertentes, mostrando a preocupação por colocar sobre bases mais firmes as hipóteses levantadas. O mérito desses trabalhos é, entre outros, o de introduzirem a utilização da terminologia da fenomenologia geomorfológica, estabelecendo um modelo espacial das relações existentes entre as superfícies de agradação e degradação do Quaternário.

É também importante lembrar que nessas publicações de 1965 são incluídos os dados sedimentológicos relativos às seções estratigráficas descritas, caracterizando mais objetivamente os sedimentos correlativos, tanto dos níveis de aplainamento-extensivos ou restritos-, como de vertente, que integram as sequências de formas.

Também nessa década difunde-se a utilização das fotografias aéreas, técnica incorporada à pesquisa científica depois da Segunda Guerra. A interpretação das fotografias tornou-se ferramenta de uso fundamental para a geologia e a geomorfologia; rapidamente seu emprego estendeu-se à pedologia, à fitogeografia e à arqueologia.

No final da década, em 1969, Ab'Sáber publica três artigos, hoje clássicos, a respeito do Quaternário do Estado de São Paulo. Na Revista Brasileira de Geografia, aparece a revisão do Quaternário paulista, onde propõe uma sequência evolutiva a partir de feições geomórficas e depósitos correlativos, para a qual utiliza nomenclatura própria. Nos trabalhos sobre o Quaternário das bacias sedimentares de São Paulo e de Taubaté, publicados pelo Instituto de Geografia da USP, retoma a denominação empregada por Bigarella anteriormente. Esses trabalhos servem hoje como fundamento de pesquisas de detalhe atualmente em desenvolvimento.

Também em 1969 é apresentada a importante contribuição de Margarida Penteado sobre a evolução da Depressão Periférica paulista durante o Quaternário, complementada no ano seguinte com a publicação de uma proposta de cronologia relativa do Quaternário para a mesma região elaborada com a colaboração de Christofoletti. No primeiro parágrafo da publicação conjunta, os autores referem-se claramente às dificuldades que, ainda hoje, entravam as pesquisas dos quaternaritas no Brasil tropical úmido: "A datação geocronológica dos fatos ocorridos no período Quaternário, em território paulista, apresenta-se como questão ainda aberta. Não possuímos nenhuma datação absoluta, e todas as inferências são de datações relativas. Os estudos têm demonstrado que a Geomorfologia se encontra em melhores condições para precisar a evolução dos acontecimentos nas áreas caracterizadas por níveis aplainados, terraceamentos e formações sedimentares.afossilíferas..."

Nos anos setenta, prossegue o trabalho dos pesquisadores nacionais, enquanto se opera uma ampliação quantitativa e qualitativa fundamental no conhecimento do território brasileiro: com a implantação do projeto RADAM inicia-se a aplicação de uma técnica de sensoriamento remoto praticamente ideal para as condições ambientais tropicais úmidas. Além disso, os documentos produzidos em escala adequada à extensão do domínio amazônico -imagens e cartas- serviram como base para a redação dos relatórios de recursos naturais; acreditamos que ainda por muito

tempo, deverão servir como ponto de partida para a cartografia de detalhe da atual geografia amazônica, antes que se percam por inteiro os vestígios de sua paleogeografia.

É em 1971 que se realiza o primeiro Simpósio do Quaternário no Brasil, durante o Congresso de Geologia da SBG em São Paulo, e criada a Comissão Técnico-Científica do Quaternário; o segundo Simpósio teria lugar em 1974, em Porto Alegre; o terceiro em Camburiu, em 1980, e o quarto e último no Rio de Janeiro em 1981. Em 1975 ocorre o Simpósio Internacional sobre o Quaternário, com a coordenação do Professor Bigarella; na ocasião reuniram-se especialistas do Brasil e do exterior. Dos 45 trabalhos publicados nos Anais, somente 13 referem-se ao Quaternário continental; são pesquisas de geomorfologia, geoquímica, pedologia, estratigrafia e arqueologia.

No prefácio, Bigarella chamava a atenção a respeito da necessidade de se adotar as novas técnicas de pesquisa utilizadas internacionalmente -com as devidas modificações- para que se adiantasse caminho na reconstituição paleoambiental do Brasil. Frisava a necessidade de pesquisas individuais e de equipe, e, sobretudo, de uma visão institucional ampla, para que fosse possível chegar à interpretação da problemática quaternária das regiões tropicais e subtropicais úmidas. Lamentava a insignificância da área abrangida pelos estudos de detalhe, dizendo que naquele momento nada era feito para incrementá-los e incentivá-los. Considerava também lamentável a falta de entrosamento entre geólogos, geomorfólogos, pedólogos e outros especialistas que careciam -e ainda carecem- de uma linguagem comum. E terminava enfatizando a necessidade de projetos interdisciplinares, para que os estudos do Quaternário fornecessem subsídios para a solução de problemas científicos, ambientais e de planejamento.

No ano seguinte, em 1976, Almeida realizou importante contribuição, com a publicação de seus estudos sobre a margem continental e a evolução da Bacia de Santos, trazendo a tona a participação da tectônica recente na modificação dos quadros paleogeográficos da faixa atlântica durante o Cenozóico, principalmente através da gênese e evolução das bacias sedimentares tafrogênicas onde se acumulam os materiais correlativos das últimas fases da elaboração do relevo no Sul e Suleste do país.

Finalmente, em 1978, contribuições geomorfológicas, pedológicas e arqueológicas para o conhecimento do Quaternário foram dadas a público durante o Colóquio Franco-Brasileiro de Formações Superficiais em São Paulo e Belo Horizonte, como produto final de um programa de trabalho conjunto estabelecido entre a FFLCH da USP e o Centre de Géomorphologie do CNRS de Caen. As áreas cartografadas abrangem diversos compartimentos do relevo de São Paulo e a região kárstica próxima a Belo Horizonte; as pesquisas em que se baseou a elaboração da cartografia apresentada prepararam o caminho para novas abordagens na pesquisa do Quaternário, como as cartas da dinâmica do meio ambiente, a análise da cobertura pedológica e o estudo sistemático sobre a evolução do relevo no karst de Lagoa Santa.

Na atual década, até o momento, a situação esboçada parece pouco ter se modificado; se no Simpósio Internacional de 1975 os trabalhos relativos ao Quaternário continental representavam pouco menos de 25% do total, no Simpósio de 1981 a proporção foi mantida, já que de 26 trabalhos publicados somente 4 versavam especificamente sobre o tema.

Mas por outro lado vingou a iniciativa de fundar uma associação do Quaternário; foi instalado o Projeto Internacional sobre o Quaternário da América do SUl, que finaliza neste ano, e proximamente, durante o XII Congresso Internacional da INQUA, onde a ABEQUA representará pela primeira vez os quaternaristas brasileiros de maneira oficial, será proposta -para o período 1987-1991- a criação de uma comissão do Quaternário da América do Sul. Além disso, durante o Congresso, o Professor Suguio presidirá uma sessão especial sobre o tema.

Diante do panorama apresentado, e considerando que o caminho a ser percorrido é longo e complexo, cabe pensar a respeito do que devemos realizar daqui para a frente.

É evidente a necessidade de reunir esforços para que se possa, em tempo relativamente curto, ao menos esboçar quadros regionais precisos para o Quaternário continental. Sem dúvida, surgirão problemas de ordem metodológica, financeira e institucional; nesse particular, caberá à ABEQUA desenvolver um trabalho intenso que ajude a desenvolver projetos e iniciativas multidisciplinares. Será necessário que decisões sejam tomadas e escolhas sejam feitas. Não há dúvidas, por exemplo, a respeito da urgência dos trabalhos integrados, onde as pesquisas individuais ou de grupos existentes, já em andamento, possam integrar-se.

Seria interessante pensar-se em projetos regionais, onde houvesse espaço para os trabalhos de detalhe que oferecessem subsídios para a realização de sínteses preliminares integradas das paisagens. O objetivo a ser atingido deverá ser o conhecimento articulado das mudanças globais ocorridas durante o Quaternário no Brasil, em diversas escalas espaço-temporais, a partir desses estudos ou balanços regionais.

Quanto ao meio mais adequado, poderia começar-se pela reunião de dados para montagem de colunas estratigráficas a nível de bacias ou de regiões naturais. Para isso, seria utilizada informação obtida a partir de sondagens em lagos ou grandes várzeas que, em casos específicos -como a do Paraíba do Sul na Bacia de Taubaté- comportam-se de maneira equivalente. Os dados colhidos a partir dos testemunhos da plataforma e na faixa costeira completariam e subsidiariam as informações continentais.

É claro que surgirão problemas e dificuldades; mais do que a disponibilidade pessoal dos pesquisadores., pensamos na disponibilidade de laboratórios e na alocação de verbas. As agencias de financiamento oficiais, salvo raras exceções, até o momento parecem não interessar-se em dar apoio a projetos integrados do tipo exigido pela pesquisa do Quaternário.

Acreditamos que, em relação a essa questão, a ABEQUA devera engajar-se num trabalho de divulgação e esclarecimento junto com os pesquisadores e técnicos, para que os poderes públicos e a iniciativa particular passem a interessar-se na realização de estudos que podem dar embasamento a projetos de gerenciamento espacial de interesse público.

A tarefa é inadiável se pretendemos que, em futuro próximo, se tenha conhecimento científico razoável sobre os eventos que presidiram a evolução recente da paisagem no território brasileiro. Isto é fundamental se lembrarmos, com Paepe, que, na América do Sul, a evolução da paleogeografia quaternária pode ser acompanhada desde o Pampa argentino, através da floresta tropical úmida, até a área nuclear da Amazônia. Por esse motivo o Brasil representa, no Hemisfério Sul, a contrapartida das sequências quaternárias da Europa central e ocidental; desvendar a história recente do Brasil continental equivale, portanto, a encontrar parte do elo perdido no conhecimento global do Quaternário.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 37-48 (1987)

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA PALEOGEOGRAFIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO RIO GRANDE DO SUL *

Iran Carlos Stalliviere Corrêa **

Marcus Vinicius Berao Ade ***

* Trabalho realizado com o apoio financeiro do CNPq (Proc.nº 40.5959/85) e PROPESP/UFRGS.

** Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Departamento de Geodésia, Instituto de Geociências UFRGS.
Bolsista do CNPq (Proc.nº 30.0116/80-OC-07)

***Bolsista de Iniciação Científica da UFRGS

RESUMO

No estudo da evolução paleogeográfica de uma área é de fundamental importância o conhecimento das migrações sofridas pela linha de costa, da origem dos sedimentos clásticos, dos ambientes bem como do mecanismo de deposição destes mesmos sedimentos.

Com base nestes princípios foi efetuado um estudo sobre a evolução paleogeográfica da plataforma continental do Rio Grande do Sul, que a princípio nos evidenciou a presença de cinco terraços marinhos localizados nas isóbatas de 20-25 metros, 32-45 metros, 50 metros, 60-75 metros e 80-90 metros e que estão, provavelmente, correlacionados a períodos de estabilizações do nível do mar durante as fases transgressiva/regressiva do Holocêno.

Distribuições anômalas de sedimentos finos próximos a linha de costa, associadas com concentrações de minerais pesados nos propiciaram inferir a presença de antigos ambientes relacionados a foz de rios os quais transpunham a barreira múltipla da Laguna dos Patos e depositavam seus sedimentos diretamente na plataforma continental. Estes rios, provavelmente, foram também os responsáveis pela deposição dos sedimentos finos da plataforma média.

Na parte meridional da área estudada, os sedimentos finos associados aos minerais pesados, especialmente augita e hipersteno, caracterizam os sedimentos oriundos da antiga drenagem do rio de La Plata, a qual foi responsável por uma grande parte dos sedimentos ali depositados.

De acordo com a distribuição dos sedimentos de fundo e das suites mineralólicas associadas, a plataforma continental do Rio Grande do Sul pode ser dividida em três zonas sedimentares distintas: a) Sedimentação Relíquia (contribuição continental); b) Sedimentação Atual (contribuição lagunar) e c) Sedimentação Relíquia e Atual (contribuição Platina).

INTRODUÇÃO

Para se estabelecer a evolução paleogeográfica de uma área é de fundamental importância o conhecimento das migrações sofridas pela linha de costa; da origem, da distribuição e do mecanismo de deposição dos sedimentos clásticos bem como da distribuição e concentração dos minerais pesados.

Alguns dos dados que apresentam maior dificuldade de serem determinados na interpretação das regressões e transgressões são: o espaço de tempo envolvido na realização do fenômeno, a razão do suprimento de material, a dispersão e deposição do material durante o evento e as causas das migrações da linha de costa.

Em quase todas as plataformas continentais do mundo tem sido efetuado estudos com o objetivo de se detectar; indícios da flutuação do nível do mar durante o Holoceno e, distribuição e concentração de minerais pesados, de material bioclástico e de argilo-minerais.

Com base nestes dados tentaremos obter resultados mais concretos sobre a evolução paleogeográfica da plataforma continental do Rio Grande do Sul, durante o período holocênico.

MINERAIS PESADOS

A distribuição dos minerais pesados sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul foi inicialmente estudada por Pomerancblum & Costa(1972) e por Tomazelli(1978).

Tomazelli(1978) considerou, para o estudo dos minerais pesados, a porção da fração arenosa entre 2 e 3 Ø não representando a amostra total ou a fração arenosa total.As percentagens de minerais pesados obtidas nas amostras estudadas variam de 0,05 a 3,56% sendo os valores mais comuns de 0,50 a 1,00%.

No mapa de percentagem de minerais pesados na fração 2 a 3 Ø (Figura 1) podemos observar a presença de quatro campos com valores que ultrapassam a 1,5%. Dois destes campos estão localizados próximos a linha de costa; o primeiro a sul, na altura da lagoa Mangueira e o segundo mais a norte, entre Rio Grande e Mostardas. Os outros dois campos estão localizados na altura da plataforma continental externa; um a sul, na altura do Chuí e o outro a norte, entre Mostardas e Tramandaí.

Os dois campos de alta concentração de minerais pesados, localizados próximo a linha de costa, se encontram dentro da denominada Provincia Riograndense Interna a qual é caracterizada pela associação epidoto-estaurolita-cianita-zircão-turmalina-granada e que apresenta uma alta estabilidade mineralógica(Tomazelli,1978). Estes minerais pesados estão associados a sedimentos de planície costeira retrabalhados e que tiveram como fonte principal o complexo ígneo-metamórfico do escudo sul-riograndense. A alta maturidade mineralógica apresentada por estes sedimentos reflete o retrabalhamento sofrido pelos mesmos sob a ação dos agentes hidrodinâmicos que atuaram durante as fases transgressivas e regressivas da linha de costa.

O campo que se encontra mais a sul, na altura da lagoa Mangueira, pode estar relacionado a uma antiga desembocadura ou antigo estuário do rio Jaguarão, quando o mesmo depositava sua carga sedimentar diretamente na plataforma continental.

O mesmo raciocínio podemos fazer para o campo que se encontra mais ao norte, entre Rio Grande e Mostardas, o qual teria sido formado pela deposição dos sedimentos transportados, provavelmente, pelos rios Jacuí, Camaquã e Piratini.

O campo de concentração de minerais pesados que se encontra na plataforma continental externa, entre Mostardas e Tramandaí, acha-se associado a Província Riograndense Externa a qual é caracterizada pela associação hornblenda-hiperstênio e que apresenta uma baixa maturidade mineralógica.

A partir dos estudos texturais dos sedimentos efetuados por Martins,Urien & Eichler(1967) e Corrêa & Abreu(1983,1984 e 1987a), estes interpretaram os sedimentos de borda de plataforma, dominantemente finos, como relíquias, pertencentes a uma sedimentação fluvial em época de nível de mar mais baixo quando a drenagem que provinha das Terras Altas do Rio Grande do Sul se prolongava até a borda da plataforma.

Segundo Tomazelli(1978) a grande imaturidade mineralógica desta província, sugere uma rápida ascenção do nível do mar durante o período holocênico, a qual não possibilitou um maior retrabalhamento do material sedimentar pelos agentes hidrodinâmicos, os quais teriam removido as espécies mais instáveis.

O campo que se encontra na parte sul da área, na altura do Chuí e localizado na plataforma continental externa, esta associado a Província Platina a qual é caracterizada pela associação augita-hiperstênio-hornblenda. A augita é o mineral mais característico desta província alcançando percentuais maiores que 30%.

Vários autores tem referido em seus trabalhos a influência Platina na sedimentação da plataforma continental do Rio Grande do Sul entre os quais: Martins,Urien & Eichler(1967),Etchichury & Remiro(1963),Urien (1967), Martins et alii(1972), Rocha et alii(1975), Tomazelli(1978),Corrêa & Abreu(1983,1984), Ayub(1986,1987) e Corrêa(1987a,1987b).

Estes sedimentos ricos em augita e hiperstênio apresentam uma nítida tendência de terem sido depositados a partir de uma alimentação proveniente do sul.

Verifica-se que a associação mineralógica bem como as características morfoscópicas dos minerais sugerem uma relação com os sedimentos do estuário do Prata, em especial com a suite pampeano-patagônica.

Podemos dizer que estes sedimentos, de caracteristicas nitidamente platina, representam uma sedimentação relíquia influênciada pela paleodrenagem do rio de La Plata durante o último estágio de nível de mar mais baixo. Com o início da transgressão holocênica este material foi dinamizado por ondas e correntes as quais, todavia, não foram suficientes para mascarar sua identidade geográgica.

ARGILO-MINERAIS

Estudos efetuados por Gamboa et alii(1973) nos sedimentos superficiais da plataforma continental no trecho compreendido entre Rio Grande e Chuí, delimitaram duas assembléias de minerais argilosos, uma localizada a norte onde predomina a montmorillonita e outra a sul onde a ilita predomina ou se igualà a montmorillonita. Segundo os autores a área norte seria alimentada pelos sedimentos provenientes da Laguna dos Patos enquanto a área sul seria alimentada pelos sedimentos trazidos pelas correntes marinhas do estuário do rio de La Plata.

Costa & Ramos(1983),estudando os sedimentos superficiais da plataforma continental do Rio Grande do Sul, observaramno ambito geral, a predominância de montmorillonita sobre a ilita. Observaram um aumento quantitativo da ilita em direção ao sul da área estudada. Os autores estabeleceram uma origem continental detrítica para estes argilo-minerais e que os mesmos foram depositados antes da transgressão holocênica, com exceção das áreas; próxima ao canal de Rio Grande e da contribuição atu

al do estuário do rio de La Plata.

Costa & Ramos(1983) observaram a presença de cinco áreas isoladas onde o teor de ilita superava ou igualava o teor de montmorillonita. Com exceção da área localizada na parte sul, cuja sedimentação está relacionada com a influência do rio de La Plata, para as demais áreas os autores não encontraram explicações plausíveis para suas concentrações.

De acordo com os estudos efetuados por Millot(1963), os argilominerais transportados pelos rios que drenam uma determinada região, são herdados da rocha mãe, das alterações e mesmo dos solos que compõem a bacia hidrográfica drenada. Os depósitos que se originam podem apresentar as mais variadas associações mineralógicas e que serão sempre detríticas. Todavia isso pode não ocorrer quando estes rios venham a depositar suas cargas de suspensão num ambiente marinho ou num ambiente transicional.

Vários estudos tem sido feitos com o intuito de se evidenciar mudanças progessivas dos argilo-minerais à medida que o ambiente varia.

Grim & Johns(1954,1955) observaram que no Golfo do México o aumento da ilita é restrito às águas superficiais e que além da praia a quantidade de ilita diminui enquanto que a montmorillonita aumenta.

Van Andel & Postma(1954) em estudos realizados no Golfo de Paria, observaram que a ilita é o argilo-mineral dominante seguido pela caulinita enquanto que a montmorillonita é mais abundante na entrada do golfo do que na plataforma do delta. Os autores sugerem que a ilita e a caulinita floculam antes e formam grandes flóculos visto que o tamanho das partículas da montmorillonita aumentam mais lentamente tendo assim a possibilidade de serem transportadas a uma distância maior.

Johns & Grim(1958) estudando os sedimentos do delta do Mississipi, observaram que o aporte de argilo-minerais é constituido predominantemente por montmorillonita secundada por ilita e clorita degradada. A medida que o ambiente torna-se mais salgado, observou-se que uma fração da montmorillonita era transformada em ilita.

Milne & Early(1958) em estudos realizados no Golfo do México, na região entre o delta do Mississipi e o rio Mobile, observaram que os argilo-minerais herdados do Mississipi e de outros rios sofriam modificações, sobretudo um aumento na quantidade de ilita nos locais onde a sedimentação era lenta, mostrando assim que o fator tempo é importante nas transformações de argilo-minerais, principalmente a partir da montmorillonita.

Whitehouse,Jeffrey & Debbrecht(1960) comprovaram em laboratório que em água salgada, alguns argilo-minerais se depositam mais lentamente do que outros. É o caso da montmorillonita que se deposita mais lentamente que a ilita(deposição diferencial).

Os argilo-minerais observados sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul (Figura 2), sem dúvida, são originários das áreas emersas do continente. São os constituintes mineralógicos das formações sedimentares e dos solos desenvolvidos sobre as diversas unidades rochosas.

Segundo os estudos de Delaney & Formoso(1960) e Formoso & Figueiredo Filho(1966) a montmorillonita é o argilo mineral que predomina nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná, com exceção da Formação Rio Bonito e o subgrupo Itararé onde os argilo-minerais predominantes são a caulinita e as camadas mistas do tipo ilita-montmorillonita.

Goedert(1965) descreveu três tipos de solos desenvolvidos sobre rochas basálticas. O primeiro com predominância de caulinita, o segundo com predominância de montmorillonita e o terceiro exclusivamente montmorilonítico.

Villwock et alii(1972) estudando os argilo-minerais da Laguna dos Patos, encontraram, por ordem de abundância, montmorillonita, interstratificados do tipo ilita-montmorillonita, caulinita e clorita.

Os autores observaram um acréscimo de interstratificados do tipo ilita-montmorillonita e um aumento no grau de cristalinidade da ilita, em direção a porção sul da Laguna dos Patos onde a salinidade é maior. Notaram, também, que nesta porção ocorria um decréscimo de montmorillonita, caulinita e clorita.

Urien(1967) estudando os argilo-minerais do Estuário do rio de La Plata, determinou duas zonas mineralógicas: uma zona ao sul do estuário com predominância de montmorillonita e uma zona ao norte do estuário, adjacente a costa Uruguaia, com predominância de ilita.

Segundo os trabalhos de Martins et alii(1967,1972) , Corrêa et alii(1977,1984) e Corrêa(1987a) a plataforma continental do Rio Grande do Sul apresenta-se recoberta por sequências de faixas arenosas e lamosas resultantes da contribuição fluvio-estuarina ocorrida durante o Wisconsiniano, quando o nível do mar encontrava-se a 130-150 metros abaixo do nível atual e que permitiu a drenagem das Terras Altas do Rio Grande do Sul e a contribuição fluvial do antigo sistema deltaico Platino.

Tendo em vista as considerações feitas até aqui podemos sugerir que os argilo-minerais encontrados sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul (Figura 2) foram assim depositados:

-A predominância de montmorillonita sobre a plataforma pode ser justificada pela relativa abundância da mesma nas áreas fontes e pelo seu comportamento na sedimentação diferencial;

-A predominância de ilita na plataforma média-externa, na parte sul da área estudada, pode ser explicada pela influência platina;

-A predominância de ilita nas quatro áreas localizadas próximo a linha de costa, sobre a plataforma interna, pode estar relacionada a antigas desembocaduras de rios que pela sedimentação diferencial concentrou ilita nestas áreas. O rio Ararangua seria, provavelmente, o responsável pela área norte; a lagoa de Tramandaí ou um rio existente num passado remoto seria o responsável pela área intermediaria norte; os rios Jacuí, Camaquã e Piratini pela área intermediaria sul e o rio Jaguarão pela área sul.

TERRAÇOS MARINHOS

Através dos levantamentos batimétricos de detalhe efetuados na plataforma continental do Rio Grande do Sul, dos registros ecobatimétricos e dos perfis batimétricos traçados perpendicularmente a linha de costa foi observada a presença de cinco terraços marinhos distintos, situados respectivamente nas profundidades de 20-25m, 32-45m, 50m, 60-75 m e 80-90m.

Dentre os 36 perfis estudados foram escolhidos os três que melhor representam a morfologia de fundo da área estudada (Figura 3).Estes perfis foram correlacionados com dados de testemunhos e de amostras superficiais.

Perfil AA'(Figura 3)

Este perfil está localizado na parte sul da área na altura da Lagoa Mirim. Observa-se sobre o mesmo a presença de terraços nas profundidades de 20m, 28m, 37m, 50m e 55m.

O testemunho coletado na profundidade de 25m apresenta uma sequência sedimentar transgressiva, da base para o topo, formada por uma areia lamosa que grada para uma areia quartzosa rica em material bio-

clástico. Este material bioclástico apresenta-se bastante fragmentado e com arredondamento sub-angular o que nos evidência que o mesmo esteve condicionado a um ambiente de alta energia.

Perfil BB' (Figura 3)

Este perfil está localizado na parte central da área estudada, na altura da Laguna dos Patos. São observados, sobre este perfil, seis terraços localizados nas profundidades de: 24m, 45m, 55m, 68m, 83m e 95m.

Foram coletados dois testemunhos sobre este perfil; o primeiro à profundidade de 50m e que apresenta uma seqüência sedimentar, da base para o topo, de uma areia lamosa passando a uma lama arenosa e terminando no topo com uma areia bioclástica; o segundo foi coletado à profundidade de 70m e é composto por uma seqüência sedimentar arenosa mosqueada (bioturbada) desde a base até o topo.

Perfil CC' (Figura 3)

Este perfil está localizado na parte norte da área na altura de Tramandaí. Este perfil apresenta visível apenas o terraço dos 25m sendo que os demais encontram-se soterrados pela seqüência lamosa transgressiva de plataforma como pode ser observado nos testemunhos.

Foram descritos cinco testemunhos os quais apresentam as seguintes características: o testemunho coletado à profundidade de 26m é formado por areia lamosa com níveis de material bioclástico na parte basal que grada para uma areia bioclástica no topo; o testemunho coletado à profundidade de 50m apresenta na parte basal uma areia lamosa com a presença de material bioclástico e que grada em direção ao topo para uma lama arenosa transgressiva; o testemunho coletado à profundidade de 68m é semelhante ao anteriormente descrito, este apresenta na base uma areia quartzosa rica em material bioclástico gradando, em direção ao topo, para uma lama arenosa a qual também é caracterizada como uma lama transgressiva de plataforma; o último testemunho coletado a 86m de profundidade é formado quase que exclusivamente por uma seqüência lamosa com um enriquecimento, na sua porção média, de areia e material bioclástico.

Observa-se que a partir dos 50 metros de profundidade os sedimentos predominantes são os lamosos, os quais mascaram a morfologia de fundo não permitindo, em superfície, a visualização dos terraços.

Os terraços marinhos observados sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul apresentam-se bem preservados ou não. Isto se deve a rapidez do reinício da fase transgressiva. Se este ocorrer rapidamente observaremos que os terraços serão preservados ocorrendo apenas um truncamento ou aplainamento dos mesmos, mas se o reinício da fase transgressiva for lento, teremos um recúo ou mesmo a destruição total ou parcial dos terraços.

Devemos levar ainda em consideração a possibilidade de soterramento destes terraços durante a deposição das lamas transgressivas.

Os terraços observados sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul apresentam-se, na sua maioria, bem preservados. Os terraços de 20-25m, 32-45m e 60-75m ocorrem praticamente de sul a norte da área. Já o terraço de 50m é mais visível na parte sul e norte da plataforma estando na parte central soterrado pelas lamas transgressivas enquanto que o terraço de 80-90m é mais visível na parte central da área.

Quanto a idade estes terraços podem ser correlacionados com os terraços descritos por Corrêa et alii(1980) que lhes atribuiram os seguintes valores: terraço de 20-25m ±7.500 anos BP; terraço de 32-45 m ±9.000 anos BP; terraço de 50m ±10.000 anos BP; terraço de 60-75m ±11.000 anos BP e terraço de 80-90m ±11.500 anos BP.

CONCLUSÕES

Tendo em vista as considerações feitas até aqui, podemos sugerir algumas conclusões que auxiliarão na interpretação da evolução paleogeográfica da plataforma continental do Rio Grande do Sul:

- Presença de quatro campos com concentrações de minerais pesados que ultrapassam 1,5%. Dois campos localizados na plataforma continental interna, próximos a linha de costa e outros dois localizados na plataforma continental externa;
- Os campos localizados próximos a linha de costa apresentam como suite mineralógica a associação epidoto-estaurolita-cianita-zircão-turmalina-granada caracterizando, provavelmente, que a área mais a norte foi formada pelos sedimentos oriundos dos rios Jacuí, Camaquã e Piratini, e a área mais a sul pelos sedimentos oriundos do rio Jaguarão;
- O campo localizado na plataforma continental externa, na parte sul da área, apresenta como suite mineralógica a associação augita-hiperstênio-hornblenda. Esta associação apresenta uma nítida tendência de ter sido depositada a partir de uma alimentação proveniente do sul, provavelmente, pelos sedimentos trazidos pelo rio de La Plata;
- A predominância de montmorillonita sobre a plataforma pode ser justificada pela relativa abundância da mesma nas áreas fontes e pelo seu comportamento na sedimentação diferencial;
- A predominância de ilita, na plataforma média-externa, na parte sul da área estudada, pode ser explicada pela influência platina;
- A predominância de ilita nas quatro áreas localizadas próximo a linha de costa, sobre a plataforma interna, pode ser relacionada a antigas desembocaduras de rios que pela sedimentação diferencial concentrou ilita nestas áreas. Provavelmente o rio Ararangua seria o responsável pela deposição de ilita na área mais a norte; a lagoa de Tramandaí ou um rio existente num passado remoto seria o responsável pela área intermediária norte; os rios Jacuí, Camaquã e Piratini pela área intermediária sul; e o rio Jaguarão pela área sul;
- Presença de cinco terraços marinhos localizados nos níveis de 20-25m, 32-45m, 50m, 60-75m e 80-90m que caracterizam estabilizações do nível do mar durante a transgressão holocênica;
- Associação destes terraços com material bioclástico os quais se encontram altamente fragmentados e arredondados, o que evidencia que os mesmos estiveram associados a um ambiente de alta energia capaz de imprimir-lhes estas feições;
- Comparando-se os mapas de percentagem de minerais pesados (Figura 1) e o de distribuição de argilo-minerais (Figura 2), observa-se uma sobre posição de áreas, principalmente aquelas caracterizadas pela provável deposição sedimentar dos rios Jacuí, Camaquã, Piratini e Jaguarão;
- De acordo com a distribuição dos sedimentos de fundo e das suites mineralógicas associadas, a plataforma continental do Rio Grande do Sul pode ser dividida em três zonas sedimentares distintas: a) Sedimentação Relíquia (contribuição continental); b) Sedimentação Atual (contribuição lagunar); c) Sedimentação Relíquia e Atual (contribuição platina).

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

AYUP,R.N. 1987. Intercâmbio sedimentar entre o rio de La Plata exterior e a plataforma continental adjacente. *Pesquisas*, Instituto de Geociências-UFRGS, Porto Alegre-RS, *19*:105-126.

AYUP,R.N. 1986. *Aspectos da dinâmica sedimentar do rio de La Plata exterior e plataforma interna adjacente*. Porto Alegre-RS, Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. Dissertação de Mestrado.

CORRÊA,I.C.S. et alii. 1977. *Atlas sedimentológico da plataforma continental do Rio Grande do Sul,1*. Porto Alegre-RS, CECO/UFRGS.

CORRÊA,I.C.S.;PONZI,V.R.A.;TRINDADE,L.A.F. 1980. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,31.,Camboriú-SC. *Anais...* Florianópolis-SC, SBG. v.1, p.578-587.

CORRÊA,I.C.S. & ABREU,V.S. 1983. Modelo da sedimentação quaternária da porção setentrional da plataforma continental e talude superior do Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO SOBRE OCEANOGRAFIA BIOLÓGICA,8., Montevideo-Uruguai. *Resumenes...* p.75.

CORRÊA,I.C.S. & ABREU,V.S. 1984. Evolução da sedimentação holocênica da plataforma continental e talude superior entre Rio Grande e Torres-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,33., Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.1 p.63-77.

CORRÊA,I.C.S. 1986. Évidence de la fluctuation du niveau de la mer dans la platforme continental du Rio Grande do Sul,Brèsil. In:INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES. São Paulo-SP. *Special Publication*. v.3, p.27-28.

CORRÊA,I.C.S. 1987a. Sedimentos superficiais da plataforma e talude continental do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*,Instituto de Geociências-UFRGS, Porto Alegre-RS, *19*:95-104.

CORRÊA,I.C.S. 1987b. Plataforma continental do Rio Grande do Sul: Síntese dos conhecimentos. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, Cananéia-SP. *Atas...* v.2, p.50-73.

COSTA,C. & RAMOS,F.T. 1983. Argilo-minerais na plataforma continental sul-brasileira do cabo de Santa Marta ao Chuí. *Pesquisas*, Instituto de Geociências-UFRGS, Porto Alegre-RS, *15*:86-93.

DELANEY,P.J.V. & FORMOSO,M.L.L. 1960. Ocorrência de uma chamada bentonita no município de São Gabriel,RS. *Boletim da Escola de Geologia*, UFRGS, Porto Alegre-RS, *2*:1-13.

ETCHICHURY,M.C. & REMIRO,J.R. 1963. La corriente de Malvinas y los sedimentos pampeanos-patagônicos. *Revista do Museu Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadávia"*, Buenos Aires, *30*,1(20).

FORMOSO,M.L.L. & FIGUEIREDO Fº,P.M. 1966. Estudo sedimentológico do Grupo Guatá. *Publicação Especial*, Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre-RS, *12*:1-55.

GAMBOA,L.A.P. et alii. 1973. Argilo-minerais da plataforma continental do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracajú. *Anais...* Aracajú,SBG. v.1, p.353-358.

GOEDERT,W.J. 1965. Contribuição ao estudo das argilas dos solos do Rio Grande do Sul. *Cerâmica*, São Paulo.*12*(47/48):145-160.

JOHNS,W.D. & GRIM,R.E. 1958. Clay mineral composition of recent sediments from the Mississipi river delta. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa,Okla., *28*:186-199.

MARTINS,L.R.;URIEN,C.M.;EICHLER,B.B. 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sul-brasileira e uruguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,21., Curitiba-Pr. *Anais*. Curitiba-Pr, SBG. p.29-43.

MARTINS,L.R. et alii. 1972. Distribuição faciológica da margem continental sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém-Pa. *Anais...* Belém-Pa, SBG. v.2, p.115-132.

MILLOT,G. 1963. *Geologie des argiles*. Paris, Masson.

POMERANCBLUM,M. & COSTA,M.P.A. 1972. Integração de imformações sobre os minerais pesados na plataforma continental brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,26, Belém-Pa. *Anais...* Belém-Pa, SBG. v.2, p.179-186.

ROCHA,J. et alii. 1975. Continental margin sedimentation of Brazil, pt.5, southern Brazil. *Contribution to Sedimentology*, Stuttgart,4: 117-150.

TOMAZELLI,L.J. 1978. Minerais pesados da plataforma continental do Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, UNISINOS, 2(3):103-160.(Estudos Tecnológicos nº5).

URIEN,C,M. 1967. Los sedimentos modernos del rio de La Plata exterior. *Boletin del Servicio de Hidrografia Naval de la Armada Argentina*, Buenos Aires, 4(2):113-213.

VAN ANDEL,T.H. & POSTMA,H. 1954. *Recent sediments of the Gulf of Paria*. Amsterdam, North Holland Pugl. Co.; Rep.Orinoco shelf expedition, 1:232p.

VILLWOCK,J.A.;MARTINS,I.R.;FORMOSO,M.L.L. 1972. Contribuição ao estudo da mineralogia de argilas dos sedimentos de fundo da Lagoa dos Patos-RS. *Revista Estudos Sedimentológicos*,UFRN,Natal, 2(1/2): 13-34.

WHITEHOUSE,U.G.;JEFFREY,L.M.;DEBRECHT,J.D. 1960. Differential setting tendencies of clay minerals in saline waters. In: CLAYS AND CLAY MINERALS; Seventh Nat. Conf.1958 Washington,Nat.Acad.Sci.: 1-80.

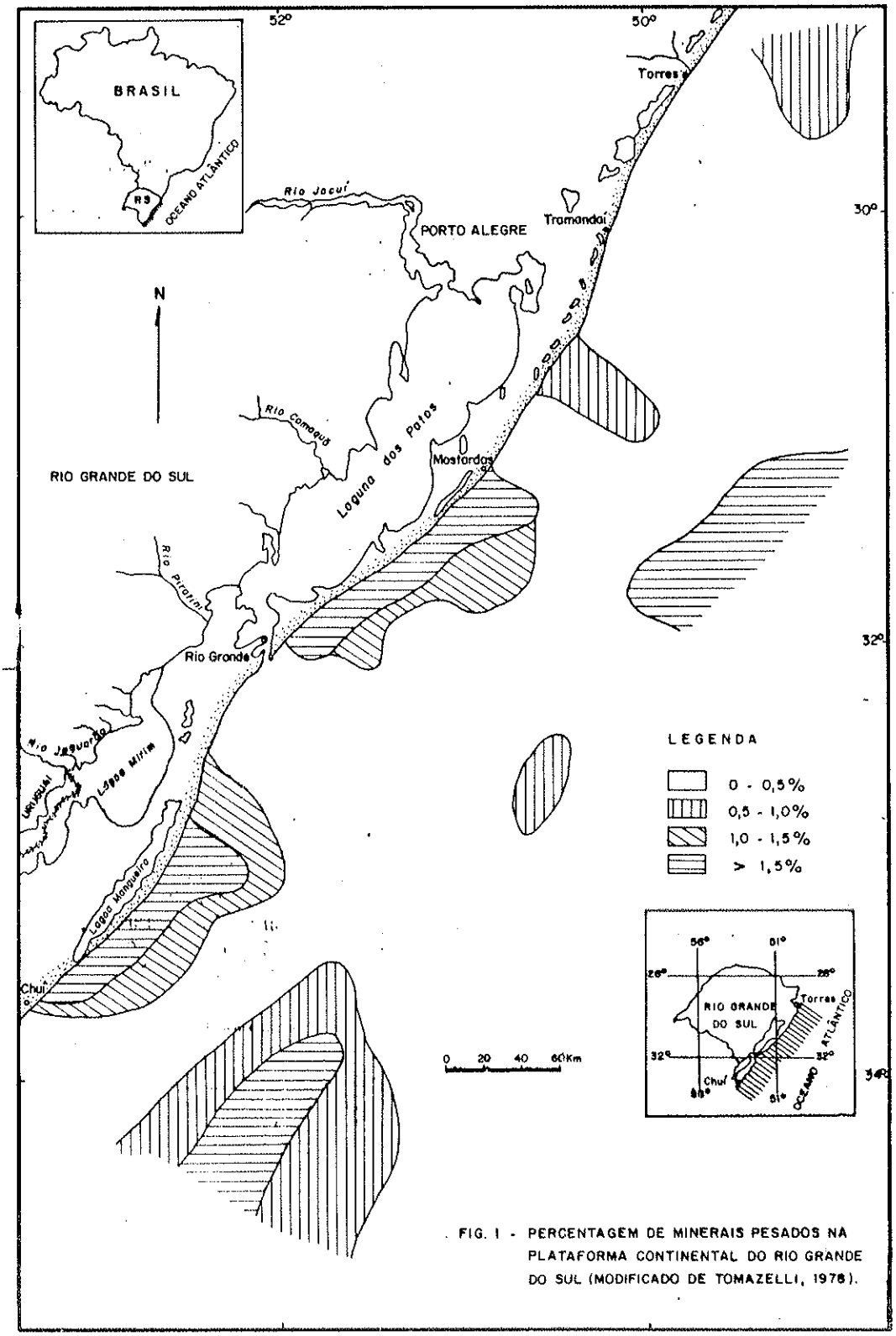


FIG. 1 - PERCENTAGEM DE MINERAIS PESADOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL DO RIO GRANDE DO SUL (MODIFICADO DE TOMAZELLI, 1978).

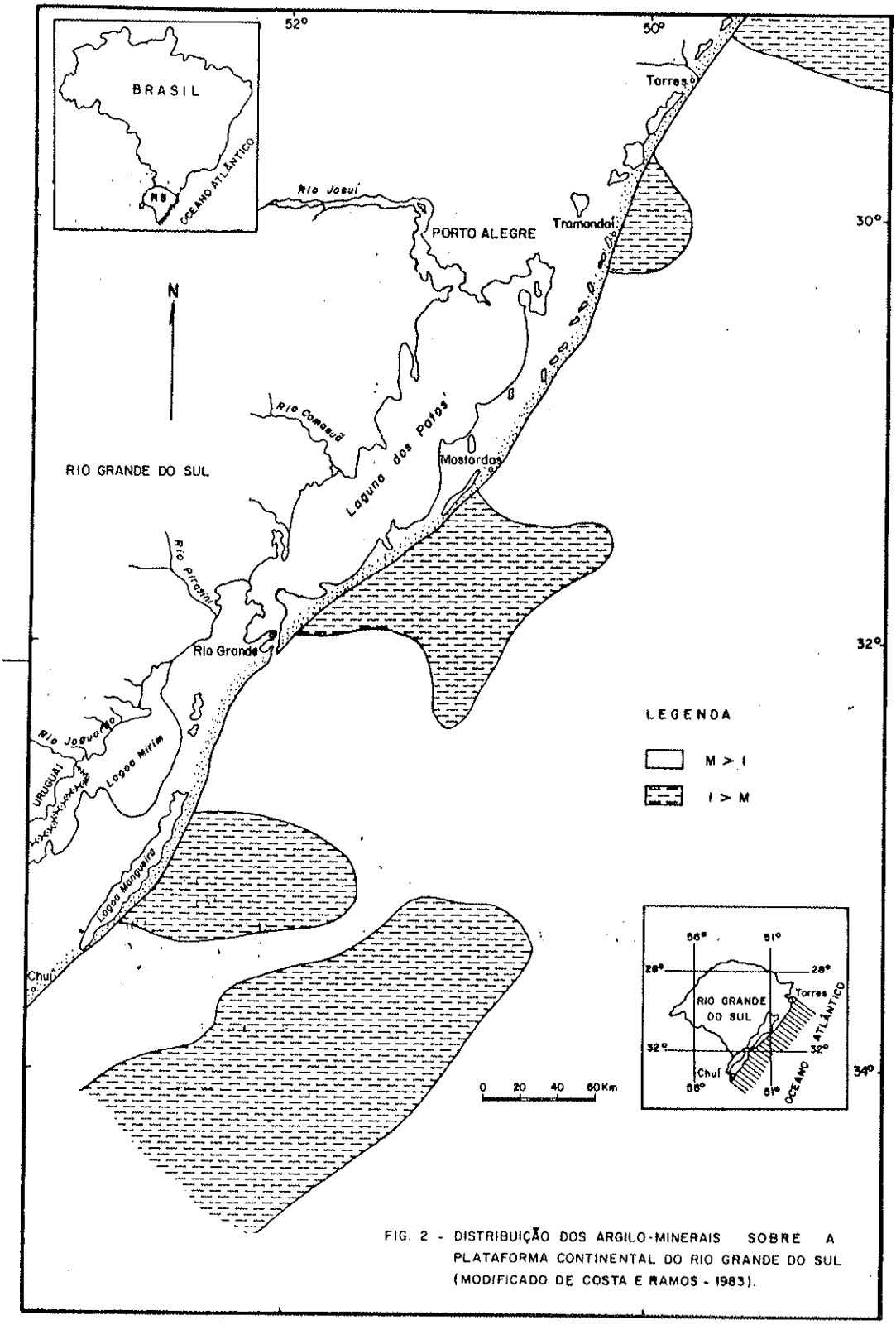


FIG. 2 - DISTRIBUIÇÃO DOS ARGILO-MINERAIS SOBRE A PLATAFORMA CONTINENTAL DO RIO GRANDE DO SUL (MODIFICADO DE COSTA E RAMOS - 1983).

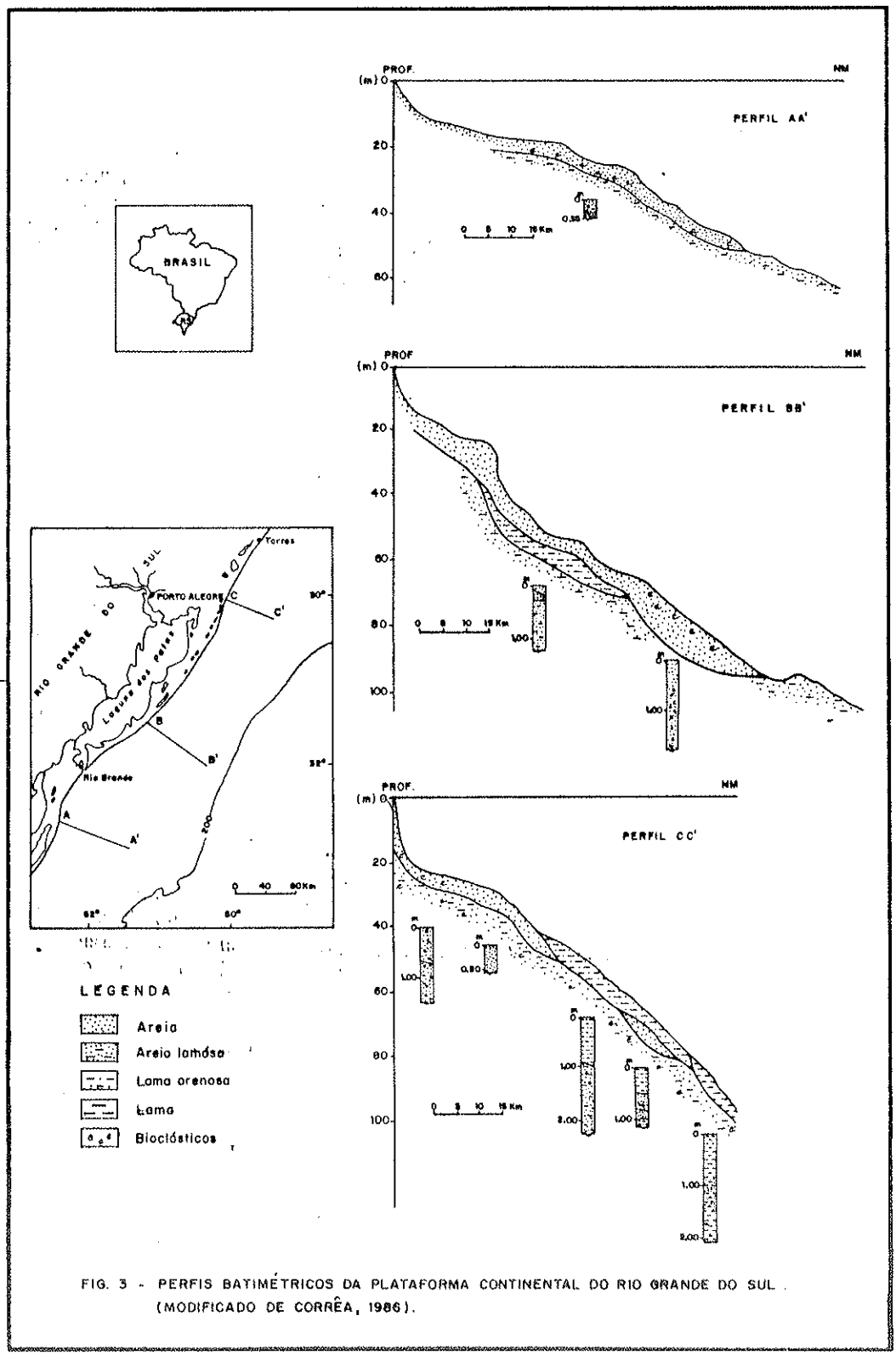


FIG. 3 - PERFIS BATIMÉTRICOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO RIO GRANDE DO SUL. (MODIFICADO DE CORRÊA, 1986).

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 49-60 (1987)

EVIDÊNCIAS DE SEDIMENTAÇÃO DELTAICA PLEISTOCÊNICA NO BORDO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO RIO GRANDE DO SUL

Sergio Rebello Dillenburg

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica CECO/UFRGS

ABSTRACT

The glacio-eustatic variations of the sea level during the Quaternary represented a decisive factor in upper sequence deposition of the Pelotas Basin. The uppermost portion of mentioned sequence is represented by sediments which nowadays cover the coastal plane and continental shelf.

During the sea-level lowering periods, the coastal plane extended towards the shelf edge more than once. Consequently the river drainages originating in the high lands of the adjacent continental portion also expanded, causing many rivers to deposit their sediments on the shelf edge or directly on the continental slope.

Evidence obtained from bathymetric, high resolution seismic, and sedimentologic (Textural composition, mineralogic maturity and morphoscopic characteristics of quartz grains) data, suggest the existence of a Pleistocene delta system on the border of the continental shelf of Rio Grande do Sul.

The stratigraphic position of the delta sequence, observed in seismic records, and the sediments characteristics, indicate an Upper Pleistocene age, corresponding to the last great period of regressive sea (Wisconsin).

RESUMO

As variações glácio-eustáticas do nível do mar durante o Quaternário, representaram fator decisivo da deposição da seqüência superior da Bacia de Pelotas. A porção mais superior da referida seqüência está representada pelos sedimentos que hoje cobrem a planície costeira e plataforma continental.

Durante os períodos de rebaixamento do nível do mar, a planície costeira estendeu-se em direção ao bordo da plataforma, por mais que uma oportunidade. Conseqüentemente expandiram-se também as drenagens fluviais originadas nas terras altas da porção continental adjacente, quan

do então muitos cursos de água passaram a depositar seus sedimentos no bordo da plataforma ou diretamente sobre o talude continental.

Evidências obtidas a partir de dados batimétricos, sísmicos — sísmica de alta resolução, e sedimentológicos — composição textural, maturidade mineralógica e características morfoscópicas de grãos de quartzo, sugerem a existência de um sistema deltáico pleistocênico-paleodelta, no bordo da plataforma continental do Rio Grande do Sul.

A posição estratigráfica da seqüência deltáica, observada em registro sísmico, e as características dos sedimentos sugerem uma idade Pleistoceno Superior, correspondente ao último grande período de mar regressivo (Wisconsiniano).

INTRODUÇÃO

Os ciclos transgressivo-regressivo do nível do mar, relacionados com os quatro ciclos glácio-eustáticos, usualmente reconhecidos durante o Pleistoceno, representaram fator decisivo na deposição da Seqüência superior da Bacia de Pelotas, da qual fazem parte os sedimentos que cobrem a planície costeira e plataforma continental do Rio Grande do Sul.

Segundo URIEN et alii (1978), durante os períodos de mar regressivo, a retração da linha de costa, em direção ao bordo da plataforma, implantou sobre a superfície exposta desta uma série de sub-modelos ou ambientes deposicionais que compreendem praias, campos de dunas, lagunas litorâneas, barreiras, canais, etc. As regiões submetidas à influência de rios importantes: Guaíba, Camaquã, São Lourenço, Jaguarão e Prata registram uma extensão de seus caudais sobre a plataforma continental, criando sobre esta feições estuarinas e deltaicas, que persistiram às transgressões marinhas.

URIEN et alii (1978) e MARTINS e URIEN (1979) identificaram deltas no bordo da plataforma continental, na região compreendida entre a latitude da cidade de Rio Grande (32° Sul) e a plataforma continental adjacente ao Rio da Prata. Estes deltas são relacionados a diversos ciclos recentes, porém ainda não estabelecidos compreendidos entre o Terciário Superior e Holoceno.

No presente trabalho, identificou-se, a partir da análise sismo-estratigráfica e interpretação de um registro sísmico de alta resolução (Figura 3), uma seqüência deposicional tipicamente deltaica no bordo da plataforma continental do Rio Grande do Sul. As características mineralógicas e morfoscópicas dos sedimentos superficiais, e a análise do comportamento das curvas isobatimétricas evidenciaram a existência de um antigo canal fluvial, responsável pelo aporte sedimentar que formou a seqüência identificada.

É sugerida uma idade relativa, dentro do Pleistoceno Superior (Wisconsiniano), para a referida seqüência; sendo então estabelecida uma relação entre os estágios evolutivos que a formaram, com os estágios do modelo de evolução paleogeográfica do Pleistoceno Superior/ Holoceno, aplicado para a plataforma continental do Rio Grande do Sul e Uruguai, apresentado por URIEN et alii (1980).

A área de estudo situa-se na plataforma continental externa do Estado do Rio Grande do Sul, próxima ao limite de mar territorial entre Brasil e Uruguai (Figura 1).

Este trabalho é parte constituinte de uma Dissertação de Mestrado, cujos objetivos estão inseridos dentro do Projeto: "Evolução Paleogeográfica Quaternária da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul", do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO/UFRGS).

ANÁLISE SISMO-ESTRATIGRÁFICA E INTERPRETAÇÃO

O registro sísmico de alta resolução, cuja interpretação é apresentada na Figura 4, possibilitou a identificação de três seqüências sísmicas (seqüências deposicionais) na plataforma continental externa e porção superior do talude, denominadas neste trabalho de seqüências A, B e C. Segundo MITCHUM Jr. (1977), uma seqüência sísmica é uma seqüência deposicional identificada em um registro sísmico. *"Uma seqüência deposicional é determinada a partir de um critério simples e objetivo: as relações físicas entre os estratos"* (MITCHUM Jr. et alii, 1977, p.53). Segundo estes autores, define-se a seqüência deposicional como uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos, geneticamente relacionados e limitados no topo e base por discordâncias ou por suas concordâncias correlatas.

Foram interpretados somente os refletores identificados como reais. Os primeiros 20 metros de sedimentos foram mascarados, no registro sísmico, pelas reflexões sucessivas do forte refletor da superfície do fundo.

Os refletores contínuos e de alta amplitude (refletores 1,2 e 3) representam as superfícies discordantes que separam as seqüências identificadas. O padrão apresentado por estes refletores, caracterizado por um suave mergulho em direção ao talude, é interpretado por vários investigadores como uma feição estrutural indicativa de agradação e progradação deposicional em bacias subsidentes (McMASTER et alii, 1970; SUTER e BERRYHILL Jr., 1985).

Em razão da dificuldade em identificar refletores reais nas seqüências B e C, estas serão discutidas superficialmente.

SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL A

Os refletores descontínuos, observados internamente nesta seqüência, apresentam um padrão tipicamente oblíquo-progradante (Figura 4). O mergulho dos mesmos varia de 1° a 2°, e foi condicionado pelo gradiente topográfico da zona de quebra da paleoplataforma representada pelo refletor número 1. O limite inferior da seqüência está relativamente bem definido, o que não acontece com o limite superior, localizado no intervalo dos 20 metros superiores. A espessura média estimada para a seqüência, considerando-se o intervalo superior não resolvido, é de aproximadamente 80 metros.

A partir das relações físicas entre os refletores reais identificados no registro sísmico, estabeleceu-se um modelo do processo evolutivo de formação desta seqüência, simplificado em 3 estágios principais (Figura 5).

Estágio 1: Um abaixamento relativo do nível do mar, na ordem de 150-170 metros, com relação ao nível atual, deixou exposta grande parte da plataforma continental, proporcionando a erosão de seus estratos superiores. Parte deste material erodido, acrescido de um significativo aporte sedimentar, propiciou a deposição inicial da seqüência, a qual estabeleceu relações do tipo "Downlap" e "Onlap" com a superfície de deposição inicial (Paleoplataforma). A deposição desta seqüência caracteriza um deslocamento do "Coastal Onlap" (MITCHUM Jr., 1977) em direção ao talude, o que se verifica quando de um abaixamento relativo do nível do mar (VAIL et alii, 1977).

Estágio 2: Durante o período de estabilização relativa do nível do mar que se seguiu, esta região de bordo de plataforma continental e talude superior foi submetida a um significativo aporte sedimentar, evidenciado pela tendência de relação do tipo "Toplap" dos refletores oblíquo-progradantes com o limite superior da seqüência. Embora este limite esteja mascarado dentro dos 20 metros superiores do registro sísmico, podemos estimar uma relação do tipo "Toplap". A hipótese mais remota considera que os refletores oblíquo-progradantes aproximam-se assintoticamente da superfície limitante superior, o que também caracteriza o tipo de relação proposta (MITCHUM Jr. et alii, 1977). A deposição quase completa da seqüência, durante este período de mar baixo, representou uma progradação da plataforma continental da ordem de 7 Km. Oscilações menores do nível do mar parecem ter ocorrido durante este estágio, porém as características deste registro sísmico dificultam tal interpretação.

Estágio 3: A subseqüente elevação relativa do nível do mar inibiu o aporte sedimentar nesta região. A passagem da linha de costa transgressiva retrabalhou o topo da seqüência, recobrindo-a com sedimentos arenosos de ambiente litorâneo. MARTINS et alii (1967) apontaram semelhanças entre as areias ocorrentes nos sedimentos superficiais deste setor da plataforma continental, com as areias atuais das praias do Rio Grande do Sul, estudadas por MARTINS (1967). Os estratos definidos por esta cobertura arenosa vão apresentar uma relação do tipo "Onlap" com a superfície de deposição inicial. Nesta fase, ocorre o deslocamento do "Coastal Onlap" em direção ao continente, fato verificado quando de uma elevação relativa do nível do mar (VAIL et alii, 1977).

SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS B e C

Conforme salientado anteriormente, a não identificação de refletores reais, internos nestas duas seqüências, impossibilitou uma interpretação mais detalhada. Entretanto, em face do que nos demonstra a relação entre seus refletores limitantes, podemos sugerir uma deposição com características transgressivas para a seqüência B, e uma deposição com características regressivas para a seqüência C.

DISCUSSÃO

Muitos investigadores têm interpretado depósitos apresentando estratos oblíquo-progradantes, ocorrentes em bordo de plataforma, como deltaicos. McMASTER (1970), identificou feições deltaicas pleistocêni-

cas no bordo da plataforma continental do Oeste Africano, a partir da associação de refletores oblíquo-progradantes com paleocanais, e pela geometria dos depósitos. SUTER e BERRYHILL (1985), estabeleceram o mesmo critério para a identificação dos deltas pleistocênicos (Wisconsinia no Superior) no bordo da plataforma, a noroeste do Golfo do México; entretanto, consideraram que somente com a observação de um antigo canal terminando de encontro a depósitos que apresentam estratos oblíquo-progradantes, podemos identificar com segurança estes deltas. A simples observação deste tipo de refletor em um registro sísmicc, não assegura a interpretação de depósitos deltaicos. Este padrão estratificado pode ser formado pela progradação do bordo da plataforma a partir de sedimentos provenientes da progradação de um delta sobre a plataforma interna, como no caso do delta moderno do rio Mississipi (COLEMAN et alii, 1983). Refletores de padrão similar foram observados em sedimentos de águas profundas no Platô "Blake", margem continental Leste dos Estados Unidos (SANGREE et alii, 1985), e na Passagem Abissal de Rio Grande, no Oceano Atlântico Sul (GAMBOA et alii, 1983).

Segundo SANGREE et alii (1985), estas feições deposicionais oblíquo-progradantes de águas profundas, provavelmente se formam a partir do fluxo de correntes de fundo, no instante em que estas passam em locais de quebra do relevo.

As feições deposicionais identificadas, e a geometria da seqüência A sugerem uma origem deltaica para a mesma.

A presença de um antigo sistema fluvial, próximo ao depósito, é evidenciada pela análise do comportamento das curvas isobatimétricas da área estudada (Figura 2). O traçado apresentado pelas curvas de 80, 100 e 120 metros sugere uma morfologia relíquia de um canal fluvial (um paleocanal), de orientação aproximada Leste-Oeste, e que se projeta sobre a zona de quebra da plataforma; onde, por sua vez, as curvas de 160,180 200 e 400 metros apresentam um comportamento nitidamente progradante sobre o talude continental. Esta configuração das curvas isobatimétricas é interpretada como relíquia, e sugere a existência de um antigo sistema fluvial na área, responsável por um considerável aporte sedimentar durante a última regressão do Pleistoceno Superior.

A identificação de areias relíquias, de baixa maturidade mineralógica, apresentando grãos de quartzo sub-angulares a sub-arredondados, por vezes angulares, em amostras de sedimentos superficiais da área(DILLENBURG, 1987 — em preparação) sugerem a ocorrência de um aporte fluvial muito próximo durante a última regressão marinha.

As observações acima evidenciam a existência de um sistema deltaico pretérito no bordo da plataforma continental do Rio Grande do Sul, responsável pela deposição da seqüência deltaica observada em registro sísmico, pelo comportamento apresentado pelas curvas isobatimétricas e pelas características mineralógicas e morfoscópicas dos sedimentos na área estudada.

Embora não existam datações absolutas, que possibilitem situar esta seqüência deltaica no tempo geológico, a sua posição estratigráfica de topo de seqüência — representando os sedimentos superiores da seqüência sedimentar que constitui a margem continental, e a sua associação com o paleocanal identificado, permite sugerir uma idade Pleistoceno Superior (Wisconsiniano) para a seqüência.

Desta maneira, as condições de deposição deltaica, no bordo da plataforma continental da área estudada, ocorreram durante o estágio an

terior a 16.000 anos AP. segundo o modelo de evolução paleogeográfica que resume os resultados dos eventos que se sucederam durante o Pleistoceno Superior e particularmente durante o Holoceno, apresentado por URIEN et alii (1980). Estes autores apontam o nível do mar situado a aproximadamente -150 metros do nível atual, a cerca de 16.000 anos AP. Esta condição de mar regressivo, possibilitou o desenvolvimento de uma extensa planície costeira, sobre a qual desenvolveu-se um sistema de rios, com suas faixas meandrantes correspondentes, lagunas, deltas e estuários.

O estágio anterior a 16.000 anos AP tem equivalência com os estágios 1 e 2 estabelecidos no modelo evolutivo apresentado para a formação da seqüência deposicional A. Os estágios que resumem a elevação do nível do mar, a partir da isóbata de 150 metros, durante o Quaternário Superior, descritos pelos autores acima, relacionam-se com o estágio 3, o qual representa o produto final da subida do nível do mar.

Trabalhos desenvolvidos na região que abrange a área estudada, têm destacado a grande influência do Rio da Prata na sedimentação do setor Sul da Plataforma continental gaúcha. Segundo URIEN e EWING (1974), aparentemente um paleocanal do Rio da Prata estendeu-se em direção ao bordo da plataforma, nas proximidades da latitude 34°30' Sul; assumindo-se então que este rio teve grande influência, neste setor da plataforma, durante o início do Holoceno ou mesmo antes. URIEN et alii (1978) e MARTINS e URIEN (1979), destacam a presença de paleocanais do Rio da Prata que chegam até a latitude da cidade de Rio Grande, e que estariam conectados ao "Canyon" de Rio Grande durante o seu avanço máximo para o Norte. Durante os níveis de mar mais baixo, o Rio da Prata estendeu-se sobre a atual plataforma continental e implantou um sistema de canais fluviais de caráter distributivo (URIEN et alii, 1980).

LORSCHEITTER e ROMERO (1985), apontam a presença de componentes polínicos da flora ocorrente na bacia do Rio da Prata, nos sedimentos que formaram o Cone de Rio Grande.

As considerações acima indicam o Rio da Prata como o responsável pela construção deltaica observada.

CONCLUSÕES

A seqüência deposicional identificada (Seqüência A), representa uma fase de sedimentação deltaica estabelecida no bordo da plataforma continental e porção superior do talude no Rio Grande do Sul, durante o período de mar regressivo Wisconsiniano. Esta seqüência certamente faz parte de um sistema deltaico que se prolonga para o Norte e para o Sul da área estudada.

A esta seqüência, associa-se um canal fluvial relíquia, responsável pela construção da mesma e pela presença de areias relíquia relativamente imaturas, mineralógica e morfoscopicamente.

Este canal fluvial representa, provavelmente, uma influência do sistema fluvial do Rio da Prata nos processos sedimentares da plataforma continental externa e porção superior do talude do Rio Grande do Sul durante o período de mar regressivo.

BIBLIOGRAFIA

COLEMAN, J.M.; PRIOR, D.B. & LINDSAY, J.F. 1983. Deltaic influences on shelf-edge instability processes. In: The Shelfbreak: critical interface on continental margins. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla., Special Publication 33, p.121-137.

DILLENBURG, S.R. 1987. Contribuição à Evolução Paleogeográfica Quaternária da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências. UFRGS. Dissertação de Mestrado Geociências (em preparação).

GAMBOA, L.A.P.; GANEY, P. & BUFFER, R.T. 1983. Erosion and Progradation in the Deep sea — Examples from the Western South Atlantic. In: Seismic Expression of Structural Styles — a picture and work atlas. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., Studies in Geology 15, v.1.

LORSCHEITTER, M.L. e ROMERO, E.J. 1985. Palynology of Quaternary sediments of the core T15, Rio Grande Cone, South Atlantic, Brazil. In: J. RABARSA ed., Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 1985. v.3, 232p.

MARTINS, L.R. 1967. Aspectos texturais e deposicionais dos sedimentos praiais e eólicos da planície costeira do Rio Grande do Sul. Publicação Especial. Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, 13:1-102.

_____: URIEN, C.M. & EICHLER, B.B. 1967. Distribuição dos Sedimentos Modernos da plataforma continental sul-brasileira e uruguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21º. Curitiba, Anais ... Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia, p.29-43.

_____ & _____. 1979. Margem Continental do cabo de Santa Marta ao Arroio Chuí: Evolução Paleogeográfica. In: Atlas Sedimentológico da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. v.2, Carta nº 9.

McMASTER, R.L.; BOER, J. & ASHRAF, A. 1970. Magnetic and Seismic Reflection Studies on Continental Shelf off Portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone, West Africa. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, Okla., 54(1):158-167.

MITCHUM Jr., R.M. 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Parte 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., Memoir 26, p.205-212.

_____; VAIL, P.R. & THOMPSON III, S. 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Parte 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphy Analysis. In: Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., Memoir 26, p.53-62.

SANGREE, J.B.; WAYLETT, D.C.; FRAZIER, D.E.; AMERY, G.B. & FENNESSY, W. J. 1978. Recognition of Continental-slope Seismic Facies, Offshore Texas-Louisiana. In: Framework, Facies, and Oil-Trapping Characte - ristics of the Upper Continental Margin. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., Studies in Geology 7, p. 87-116.

SUTER, J.R. & BERRYHILL Jr., H.L. 1985. Late Quaternary Shelf-Margin Deltas, Northwest Gulf of Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, Okla., 69(1):77-91.

URIEN, C.M. & EWING, M. 1974. Recent Sediments and Environments of Southern Brazil, Uruguai, Buenos Aires and Rio Negro Continental Shelf. In: The Geology of Continental Margins. Springer Verlag, p. 157-177.

_____; MARTINS, L.R. & MARTINS, I.R. 1978. Modelos Deposicionales en la Plataforma Continental de Rio Grande do Sul, Uruguai y Buenos Aires. In: CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, Neuquen. Actas, 11, p.639-658.

_____; _____ & _____. 1980. Evolução Geológica do Quaternário do Litoral Atlântico Uruguaio, Plataforma Continental e Regiões vizinhas. Notas Técnicas, Instituto de Geociências, CECO, UFRGS, Porto Alegre, 3: 7-43.

VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M. & THOMPSON III, S. 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Parte 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., Memoir 26, p.63-81.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor LUIZ ROBERTO MARTINS, Diretor do CECO/ UFRGS, pelo apoio recebido.

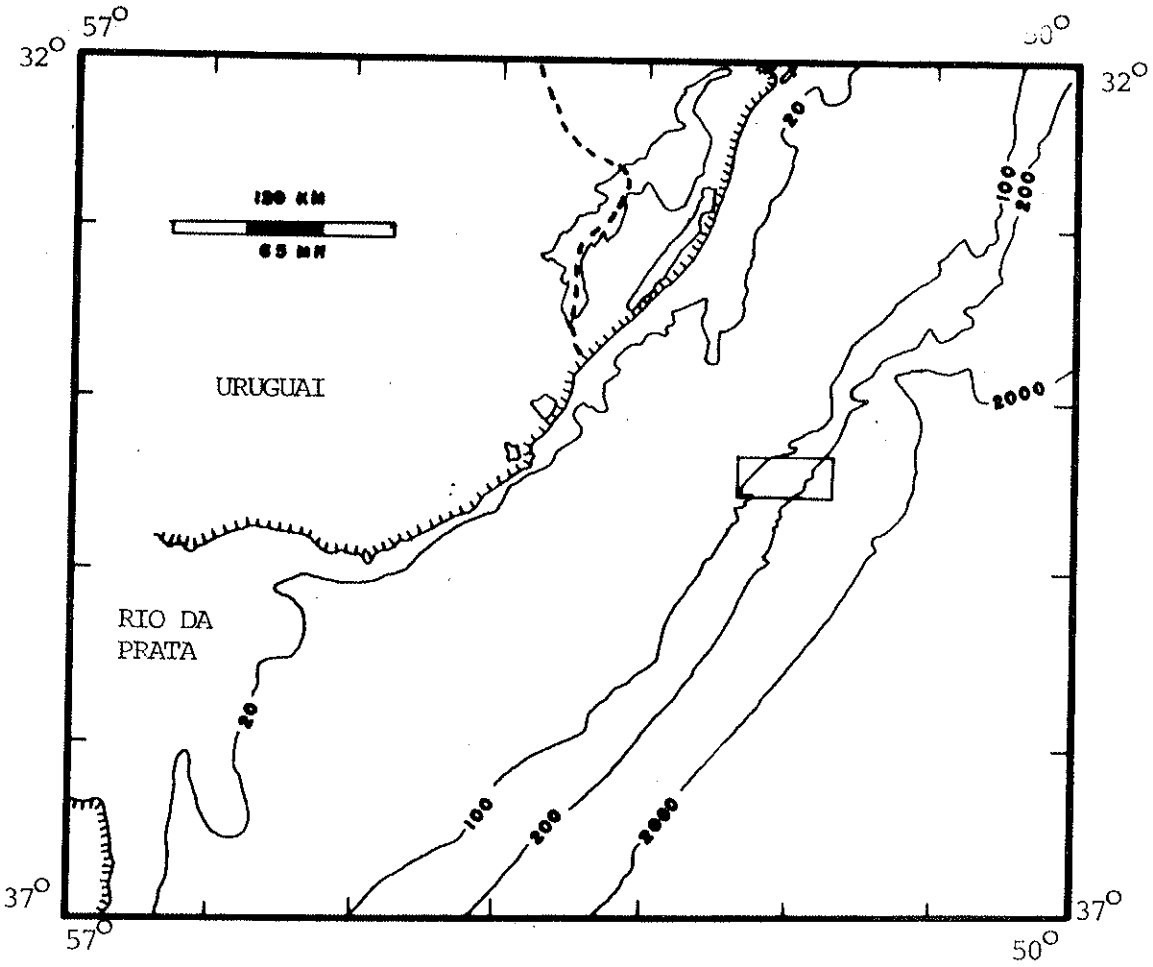


Figura 1 — Localização da área de estudo.

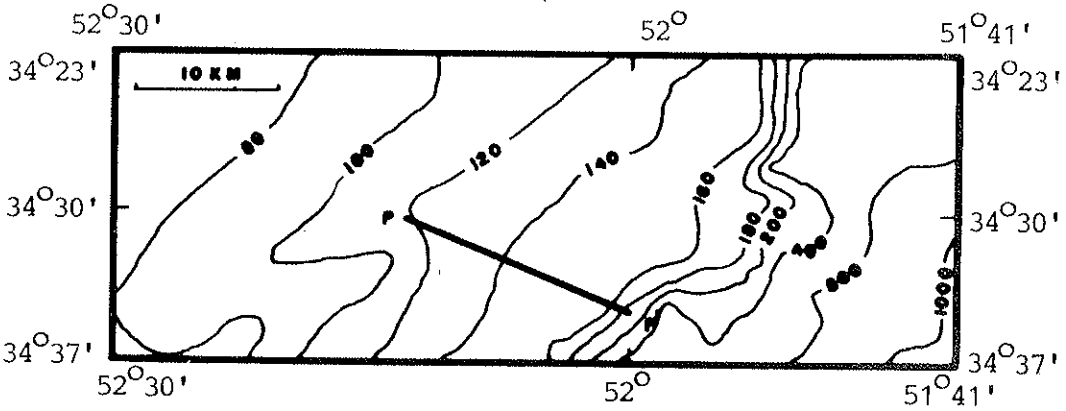


Figura 2 — Detalhe da batimetria da área e localização do perfil sísmico (P-P'). Curvas isobatimétricas em metros.

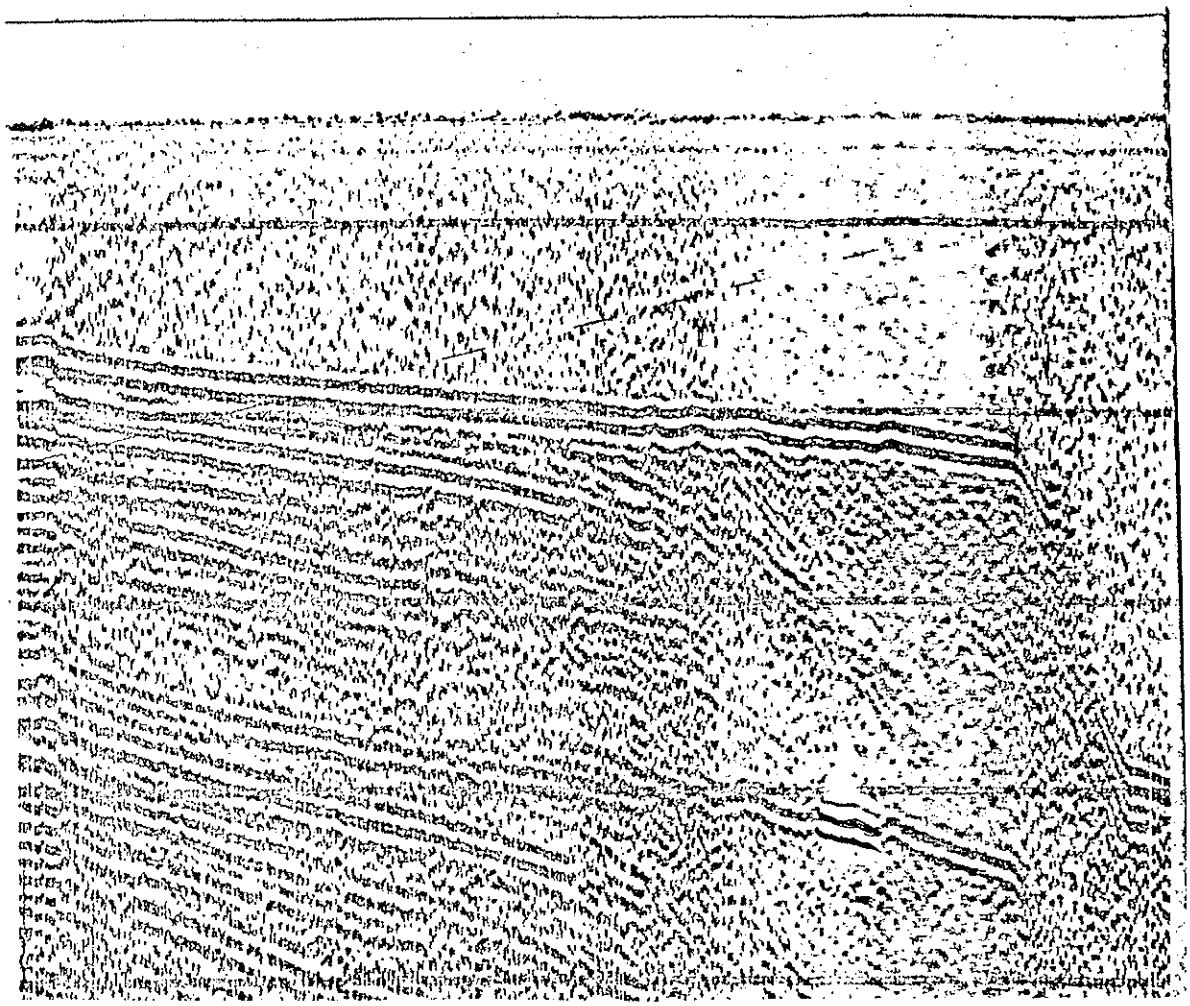


Figura 3 — Registro sísmico de alta resolução. Obtido com um Sistema "Sparker" (12.000 J), durante o Projeto Remac — Cruzeiro WHOI — Águas Rasas, Trato 1, 1972.

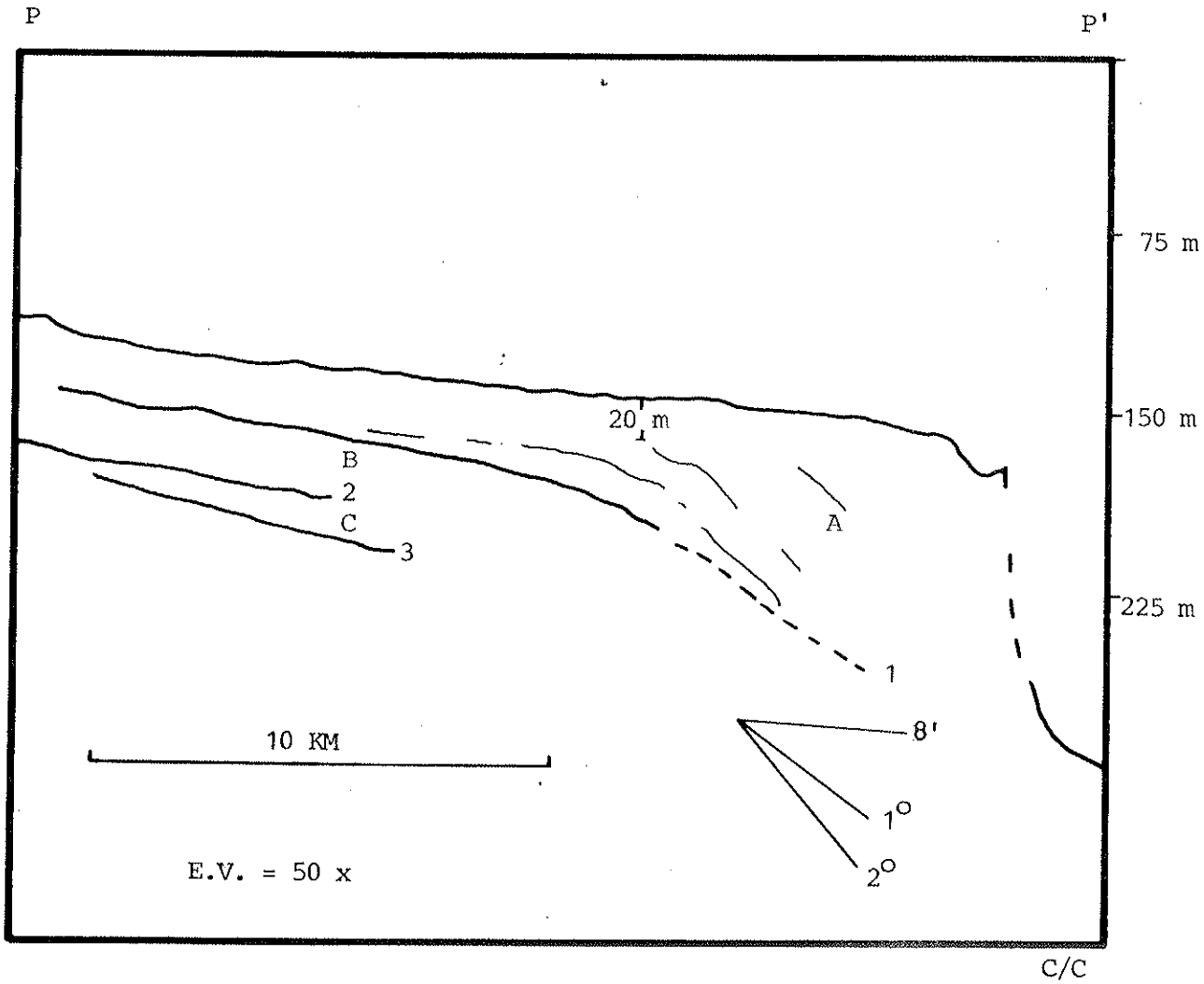


Figura 4 — Interpretação do registro sísmico. Foram identificadas as seqüências deposicionais A, B e C, limitadas pelos refletores 1, 2 e 3 e pela superfície de fundo (Superfícies de discordância). A seqüência A apresenta refletores internos oblíquo - progradantes. Os primeiros 20 metros do perfil foram mascarados pelas reflexões sucessivas da superfície do fundo. Considerou-se uma velocidade de 1.500 m/s para a propagação acústica na água e 1.600 m/s para os sedimentos superiores.

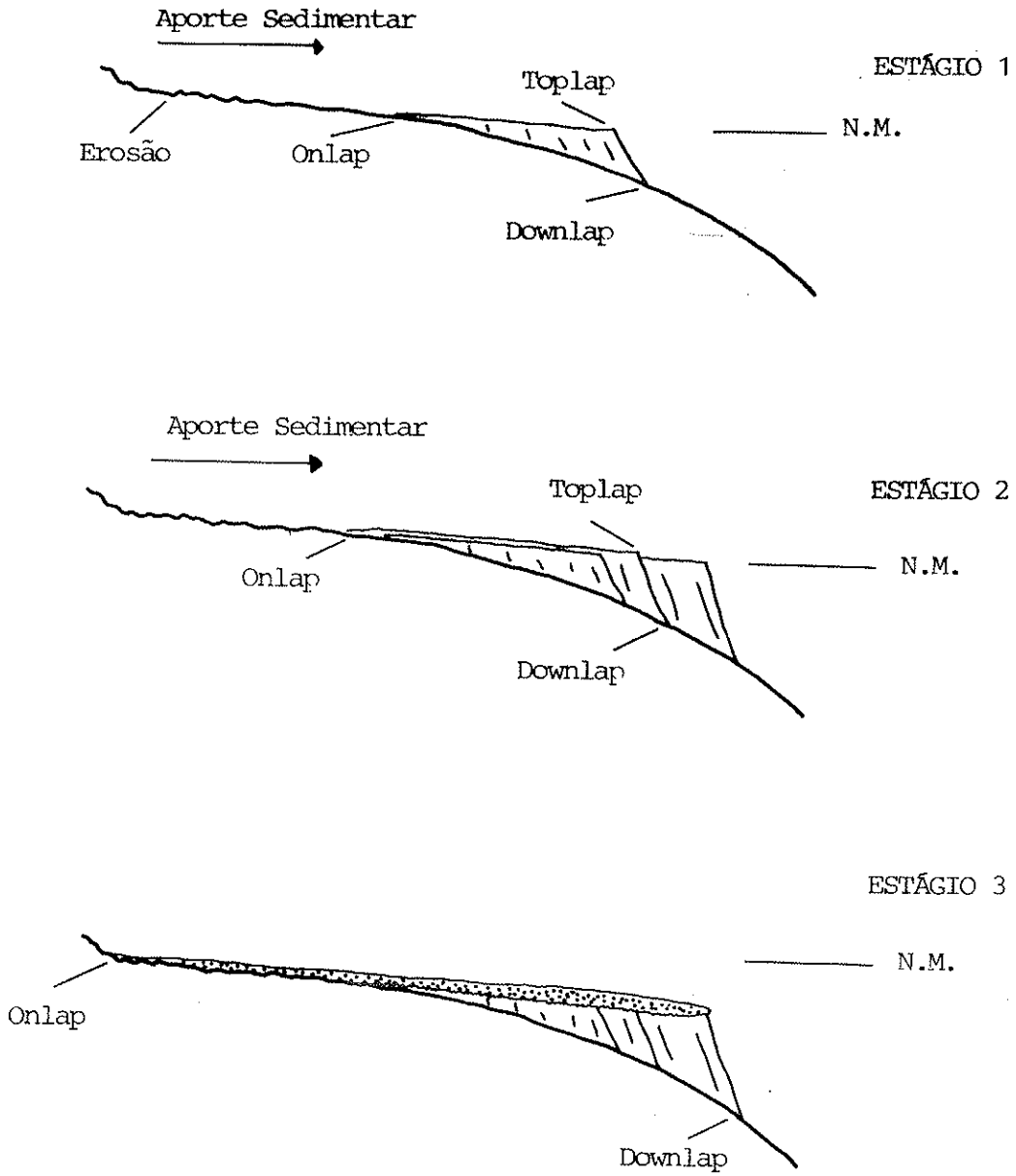


Figura 5 — Modelo Evolutivo simplificado para a formação da seqüência deposicional A.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 61-72 (1987)

SEDIMENTOS SUPERFICIAIS DO RIO DE LA PLATA E PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE

Ricardo N. AYUP-ZOUAIN * **

* CECO - Instituto de Geociências, UFRGS

** LOG - Departamento de Geociências, FURG.

ABSTRACT

Textural and mineralogical analysis of the surface sediments from the bottom of the Rio de la Plata and Inner Continental Shelf (as well as the relation of the sedimentary statistical parameters) has been developed to characterize the influence of "platenses" sediments in the continental shelf.

Twelve textural facies are identified: sandy-gravel; gravely-sand; sand; silty-sand; clayey-sand; silt; sandy-silt; clayey-silt; clay; sandy-clay; silty-clay and sand-silt-clay.

The sedimentary transport in the adjacent continental shelf of the Rio de la Plata system occur in the north of this area, in the proximity of the uruguayan coast, by the "poços de lama".

Through bathymetric and sedimentological (textural and coarser mineralogical composition) data, permited to identify five probables ancient sea levels in the 20-25 m; 42 m; 50 m e 60 m, below the present sea level.

RESUMO

A análise textural e mineralógica da fração grosseira de amostras de sedimentos superficiais de fundo do Rio de la Plata e Plataforma Continental adjacente (assim como a relação dos parâmetros estatísticos) tem sido desenvolvida para caracterizar a presença de sedimentos de origem platense na zona de plataforma.

Foram identificadas doze facies texturais: cascalho-arenoso, areia-cascalhosa, areia, areia-siltosa, areia-argilosa, silte, silte-arenoso, silte-argiloso, argila, argila-arenosa, argila-siltosa e facies mistas (areia-silte-argila).

A incidência do transporte sedimentar em direção à plataforma adjacente ao Rio de la Plata, faz-se através do setor norte do sistema, nas proximidades à costa uruguaia, pelos "poços de lama".

Através de dados batimétricos e sedimentológicos (composição textural e mineralogia da fração grosseira) foram identificados, na plataforma continental adjacente a presença de cinco prováveis paleo-terraços marinhos situados respectivamente nas isóbatas de: 20-25 m; 42 m; 50 m e 60 m, abaixo do nível atual do mar.

INTRODUÇÃO

No presente trabalho são caracterizadas as principais facies texturais dos sedimentos superficiais do Rio de la Plata e a Plataforma Continental adjacente, caracterizando principalmente a dinâmica sedimentar.

A distribuição faciológica geralmente caracteriza os principais fatores atuantes no sistema, preservando especialmente as feições deposicionais do setor exterior do Rio de la Plata e da Plataforma Continental, modelados durante as variações transgressivas e regressivas do nível do mar no Quaternário Superior.

O presente estudo, pretende contribuir ao conhecimento das possíveis variações do nível do mar através da aplicação dos resultados da análise sedimentológica (facies texturais e mineralogia da fração grosseira.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende o Rio de la Plata e a Plataforma Continental adjacente, limitada entre os paralelos 34° e 37° de latitude sul e pelos meridianos 52° e 56°20' de longitude oeste na zona de plataforma e 58°30' de longitude oeste no extremo continental (Fig. 1).

DISTRIBUIÇÃO FACIOLÓGICA

O autor efetuou uma revisão global dos estudos sedimentológicos já desenvolvidos na região do presente estudo, incorporando dados mais recentes de amostras de fundo em setores considerados de baixa densidade de informações.

As classes texturais encontradas na análise dos sedimentos superficiais de fundo do Rio de la Plata e plataforma interna adjacente, foram plotadas em dois diagramas triangulares de SHEPARD (1954) modificados, os quais possibilitaram a confecção de um Mapa Faciológico Textural.

Como em certas áreas, observou-se que o conteúdo de material sedimentar que corresponde granulometricamente a cascalhos (maior que 2 mm), era superior a 5%, com baixos teores de lamas (silte mais argila) ou superior às mesmas; confeccionou-se um diagrama triangular para cascalho-areia-lama, As amostras que não ficaram nos grupos cascalho-areia; areia-cascalho e areia foram plotadas em outro diagrama triangular para as classes de areia-silte-argila.

Foram identificadas doze facies texturais correspondentes à área de estudo: cascalho-arenoso; areia-cascalhosa; areia; areia-silto

sa; areia-argilosa; silte; silte-arenoso; silte-argiloso; argila; argila-arenosa; argila-siltosa e fácies mista (areia-silte-argila).

Em virtude das características do presente trabalho, foram agrupadas em nove facies (Fig. 1) a fim de definir o comportamento da dinâmica sedimentar: areia-cascalhosa/cascalho arenoso; areia; areia-siltosa/silte-arenoso; areia-argilosa/argila-arenosa; silte; silte-argiloso; argila; argila-siltosa e facie mista.

DINÂMICA SEDIMENTAR

A observação do mapa de distribuição dos sedimentos de fundo do Rio de la Plata e plataforma continental adjacente (Fig. 1) permite caracterizar três zonas de dinâmica sedimentar diferentes.

A primeira zona, localizada no interior do Rio de la Plata é dominada pela dinâmica fluvio-deltaica dos rios Paraná e Uruguai.

A segunda zona abrange o setor médio do Rio de la Plata e se prolonga uma feição até o sul da plataforma continental sulbrasileira.

A terceira zona, domina uma faixa costeira do setor oceânico nas proximidades da costa uruguaia, o setor exterior do Rio de la Plata e a plataforma continental interna e média adjacente.

Na zona interior do Rio de la Plata, nas proximidades da desembocadura dos rios Paraná e Uruguai, observa-se o domínio das **fácies areia** e **areia-silte** que constituem uma fase de sedimentação deltaica ativa dentro do sistema. Estudos sedimentológicos nesse setor têm sido desenvolvidos por BUSCAGLIA (1957), CHAAR (1957) e URIEN (1966).

O delta do Rio Paraná prograda dentro do Rio de la Plata desenvolvendo seu prodelta com as fácies arenosa e areia-siltosa, evoluindo a siltes na zona distal do delta no setor médio interior do Rio de la Plata. A morfologia nesta área é muito complexa, caracterizada pela presença de bancos e canais secundários. Segundo URIEN et alii (1980a) o avanço deste delta dentro do vale fluvial afogado do Rio de la Plata, permitirá a formação de uma planície deltaica e de meandros na área, substituindo as características fluviais por uma frente deltaica.

A partir da área abrangida pelo prodelta, na porção distal onde domina a **fácies silte** são observáveis bancos constituídos pelas **fácies areia-siltosa**, e nos canais e zonas mais profundas, **fácies silte-argilosa.**

No setor médio do Rio de la Plata, na área mais distal do delta, as fácies silte-argilosa e argila-siltosa indicariam as mudanças nos processos de sedimentação.

A extensão abrangida pela **fácies argila-siltosa**, indicariam que os processos de sedimentação mudam em intensidade pela presença de fatores hidrodinâmicos marinhos, que se desenvolvem nesta área. As **fácies argila-siltosa** se desenvolve em ambas as margens do Rio de la Plata em condições muito particulares. Do sul se prolonga desde o setor médio exterior do Rio de la Plata, ocupando uma extensa superfície da baía de Samborombon e evoluindo na área central para a fácies argila. A presença destas fácies argila no interior da baia de Samborombon, explicam a forte deposição de sedimentos finos, principalmente pelo fenômeno de floculação, o qual é mais efetivo neste setor (AYUP, 1986a).

Na costa norte existem duas áreas: uma localizada na desembocadura do Rio Santa Lucia e outra a leste de Montevidéo, que se estende até as proximidades de Punta del Este. A complexidade faciológica desta zona onde são observáveis áreas de **fácies areias-argilosas**, são caracterizadas pela deposição das partículas mais finas sobre texturas arenosas pré-existentes, de possível origem continental.

A **fácies argila-siltosa** observável no setor norte do Rio de la Plata, caracteriza-se por ser favorecida em sua deposição pelas condições derivadas dos padrões de circulação estuarina que dominam neste setor do Rio de la Plata, onde as argilas geralmente floculam e são depositadas, apresentando tamanho das partículas relativamente maior ao individual.

A presença de uma faixa de silte-argiloso que bordeja o limite central e norte das fácies argila-siltosa, fornece subsídios que permitem definir condições favoráveis para o transporte e deposição dos sedimentos que são transportados em suspensão e como carga de tração pelo setor norte (AYUP, 1986a e b e 1987a). A extensão desta **fácies silte-argilosa**, que se prolonga até a plataforma sul-brasileira, abrangendo os "poços de lama", evidenciam um transporte eficaz pelo setor. Originalmente o mesmo produzir-se-ia pelo paleo-vale do Rio de la Plata durante as mudanças do nível do mar e na atualidade em função das condições morfológicas e dinâmicas (Poços de lama). Estudos desenvolvidos por MARTINS et alii (1967, 1978, 1979 e 1985), URIEN et alii (1974, 1978, 1979 e 1980), AYUP (1983), CORREA e ABREU (1983 e 1984) e CORREA (1987a e b) consideraram esta fácies como sedimentos oriundos de antigos canais de drenagem do Rio de la Plata, na plataforma continental uruguaia e sul-brasileira. Mais recentemente AYUP (1986a e b e 1987 a e b) demonstrou que na atualidade são aportados uma média de $59,13 \times 10^6$ ton-ano de sedimentos "platenses" à plataforma continental adjacente.

Na zona interior do ambiente estuarino, a **fácies silte** se desenvolve caracterizando uma zona de transição, entre as fácies argila-siltosa das margens sul e norte, evoluindo à **fácies silte-arenosa** na zona central. Esta disposição dos siltes é conseqüência dos aportes fluviais ao Rio de la Plata e das condições das marés, padrão de circulação e correntes que favorecem sua deposição. Neste setor os efeitos de deposição não são relacionáveis com a floculação e sim com características individuais das partículas.

A terceira zona, caracteriza o domínio das **fácies arenosas**. Sedimentos arenosos de caráter **relíquias, palimpset** e **modernos** ocupam o setor exterior do Rio de la Plata e a plataforma continental interna e média adjacente ao mesmo. A fácies silte-argilosa acima mencionada, apresenta-se como seqüência deposicional e de dinâmica diferenciada.

No setor interior desta zona, as areias são misturadas com os siltes carregados pelo fluxo fluvial, oriundos do Paraná e Uruguai, e cuja deposição acontece por perda de competência no transporte. Estes sedimentos podem ser considerados como **palimpset**.

Podem ser considerados como **sedimentos modernos** os localizados no setor sul, ou seja no limite exterior da baia de Samborombon, onde as fácies argilo-siltosas da zona fluvial evolui para areia-siltosa, caracterizando uma interação da dinâmica do estuário e das condições adjacentes da região costeira oceânica argentina.

As areias que ocupam a área exterior do estuário, a desembocadura e a plataforma interna e média adjacente, geralmente são de origem marinha (sedimentos relíquias e palimpset). O caráter marinho das a-

reias foi descrito por OTTMAN e URIEN (1964), URIEN (1967), MARTINS et alii (1967), MARTINS et alii (1972), URIEN et alii (1978) e AYUP (1985 b e 1986a).

Em muitos setores os sedimentos arenosos são enriquecidos por materiais bioclásticos, na desembocadura do Rio de la Plata e na plataforma continental interna adjacente. Os bioclásticos (cascalhos), são geralmente carbonáticos, altamente fragmentados e retrabalhados, sendo provavelmente depositados durante eventos de alta energia nas faixas costeiras, num nível de mar pretérito, acima dos depósitos arenosos pré existentes.

Os níveis de areias-biodetríticas (areias cascalhosa/cascalho/arenoso) podem ser considerados como áreas de **sedimentos palimpset**, assim como as diferentes associações mineralógicas derivadas da mistura de sedimentos platenses e pampeano-patagônicos retrabalhados durante as variações do nível do mar (AYUP, 1985a)

A partir do limite exterior do Rio de la Plata apreciam-se cinco feições de areia-biodetrítica (fácies areia-cascalhosa), que apresentam uma direção SW-NE coincidente com a direção atual da costa oceânica. A presença destas cinco feições, de fácies areia-cascalhosa, com longitude variável de 100 a 150 km permite sugerir a presença de prováveis terraços marinhos (paleo-níveis costeiros) nestes setores, cuja localização e profundidade são apresentadas no Quadro 1).

QUADRO 1 — TERRAÇOS MARINHOS DEFINIDOS POR COMPOSIÇÃO TEXTURAL

FAIXA	LATITUDE	LONGITUDE	PROFUNDIDADE (metros)
1	55°00'S 55°10'S	35°12'W 35°55'W	15–18
2	54°51'S 55°55'S	35°30'W 36°05'W	20–22
3	54°36'S 55°27'S	35°35'W 36°03'W	25–28
4	54°58'S 56°09'S	36°05'W 36°50'W	25–28
5	54°50'S 55°45'S	36°16'W 36°47'W	42

As primeiras feições de areia-cascalhosa, caracterizados pelo elevado conteúdo biogênico, foram descritas por URIEN (1967) como feições relíquias de antigas praias.

URIEN e MARTINS (1974) descreveram a presença de um corpo saliente de forma alongada paralelo aos contornos batimétricos, rico em a-

reia biodetrítica e conchas inteiras e/ou fragmentadas na isobata de 40 m. URIEN e MOUZO (1968) relacionam estas formas e depósitos associados com materiais relíquias de uma costa de barreira com tendência ao fechamento do estuário durante o Holoceno Superior.

AYUP (1985a) definiu as areias e areias-cascalhosa presentes no setor proximal do Rio de la Plata (Faixas 1 e 2) como um paleo-complexo de barreira, cujo limite norte é o Banco la Plata, em virtude da complexidade mineralógica observada.

Além das feições de areias bioclásticas que permitiram caracterizar possíveis paleoníveis de estabilização do nível do mar, foram observados outros dois níveis em zonas mais profundas, baseados na composição mineralógica da fração grosseira (3-3,5 Ø). Os níveis observados coincidem com elevadas concentrações de minerais pesados. Além disso, a maturidade das areias da fração leve assim como a relação fragmentos de rocha e feldspatos totais em cada nível, apresentam uma certa relação com as características observadas nos níveis de areias bioclásticas.

Deste modo, foi possível descrever os diferentes terraços que identificam paleo-níveis de provável origem marinho que são observados na plataforma e cujas principais características são apresentadas no Quadro 2.

QUADRO 2 — TERRAÇOS MARINHOS DEFINIDOS POR CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS

FAIXAS	NÍVEL (m)	ÍNDICE MATURIDADE*	RELAÇÃO Rx/Fr	% MIN PESADOS	DISTÂNCIA (km)		
					SUL	CENTRO	NORTE
1	15-18	1.2-1.7	0.8-1.0	2.0-12.0	-	Referência	-
2	20-22	0.2-3.9	0.4-2.0	20.9-26.6	25-30	18-27	22-33
3	25-28	0.6-1.5	0.7-1.7	16.7-33.3	45-52	55-	51-60
4	25-28	0.1-1.3	0.4-1.4	28.1-29.4	75-83	75-	-
5	40-42	0.3-0.6	0.4-1.2	24.7-33.2	98-105	-	-
6	50	0.3-0.6(1.7)	1.1-3.3	18.3-47.8	118-132	102-	96-105
7	60	0.3-0.8(2.3)	1.9-7.0	21.8-30.0	140-153	126-	120-130

* ÍNDICE DE MATURIDADE = LOG (QZ(Rx+FT) = Q_2 = Quartzo; Rx = Frag. Rocha
Fr = Freldzpatos totais.

CARACTERÍSTICAS DOS TERRAÇOS E RECONSTRUÇÃO DOS PALEO-NÍVEIS MARINHOS NO QUATERNÁRIO SUPERIOR

Os níveis descritos anteriormente correspondendo cinco deles a associação de areias bioclásticas e elevadas concentrações de minerais pesados e dois a características de elevadas concentrações de minerais pesados, permitiram desenvolver algumas considerações sobre as mudanças do nível do mar durante o quaternário na região.

Os terraços 5, 6 e 7, correspondentes aos paleo-níveis de 42,50 e 60 m, se caracterizam por apresentar uma certa homogeneidade no grau de maturidade das areias da fração leve. Geralmente são constituídos por areias subarcóseas e sublíticas com imaturidade baixa (LOG(Qz/Rx +

+ Fr) ≤ 1). Nestes três terraços observou-se que existe uma diminuição da relação de fragmentos de rochas - feldspatos totais na direção ao Rio de la Plata, o que provavelmente caracteriza a maior influência na plataforma continental média, das areias pampeano patagônicas.

Os terraços 4 e 3, caracterizando níveis de 25 a 28 m, apresentam areias quartzosas sublíticas e subarcóseas de maturidade boa, a areias sublíticas e subarcóseas de baixa maturidade. Nestes terraços, a presença de minerais feldspáticos é maior, em geral, que a de fragmentos de rochas; este fato verifica-se principalmente nos setores central e norte do terraço 4 e na faixa interior do terraço 3.

No segundo nível, correspondente a 22-20 m (Terraço 2) são observáveis areias quartzosas e quartzosas sublíticas e subarcóseas; no setor norte do terraço são dominantes os feldspatos em relação aos fragmentos de rocha, sendo invertida a relação no setor sul do mesmo. Isto explica a incidência na porção sul do mesmo de materiais oriundos da região costeira sul da Província de Buenos Aires.

Na desembocadura atual do Rio de la Plata, fica localizado um nível de 15-18 m, com areias quartzosas subarcóseas, sendo que neste nível predominam os feldspatos em relação aos fragmentos de rocha. Neste nível, que possivelmente corresponda ao terraço mais moderno, foram observadas as porcentagens mais baixos de minerais pesados, das 7 faixas de elevadas concentrações descritas.

Sem pretender descrever paleogeograficamente a região, podem ser considerados estes terraços descritos como de idade Pleistoceno Superior - Holoceno, correspondendo o mais antigo a transgressão iniciada por aproximadamente 15.000 anos, baseados no Modelo apresentado principalmente por URIEN et alii (1980).

Os valores médios da concentração de minerais pesados foram lançados como variáveis dependentes um gráfico onde a profundidade é considerada como variável independente (Fig. 2). Foram considerados como antecedentes para localizar as idades relativas, os trabalhos desenvolvidos por FRAY e EWING (1963), VOGEL e LERMAN (1969), AUER (1970 e 1974) URIEN e OTTMANN (1971), KOWSMANN e COSTA (1974), URIEN et alii (1978 e 1980), PROST (1982), MARTIN et alii (1982) e CORREA (1987a). Deste modo podem ser observados em função de informações bibliográficas, para considerar idades relativas, os diferentes níveis marinhos acontecidos no Quaternário Superior e as oscilações que o mesmo apresentou, em função da variação dos minerais pesados.

Considerações sobre o modelo evolutivo e evolução paleogeográfica da região, estão em elaboração pelo autor do presente trabalho, acrescentando dados de testemunhagem e interpretação sobre perfis de sísmica rasa aos já apresentados. De um modo geral, o modelo evolutivo elaborado por URIEN et alii (1978 e 1980) apresenta-se como modelo base para identificação dos estudos na região.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Luiz Roberto Martins, Diretor do CECO/UFRGS, pela orientação e facilidades recebidas para a execução do presente trabalho.

Ao Departamento de Geociências da FURG pelo apoio recebido para participar no presente Congresso.

BIBLIOGRAFIA

AUER, V. 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary problems of Southern South America. **Annais Academia Sciences Fennicae**, Series A, III. Geology-Geography, Helsinki, 100:1-194.

_____. 1974. The isorhythmicity subsequent to the Fuego-Patagonian and Fennoscandian Ocean level Transgressions and Regressions of the Lates Glaciatiation.

AYUP-ZOUAIN, R.N. 1983. Influencia actual de los sedimentos platenses en la plataforma continental. In: **Simposio Latinoamericano sobre Oceanografia Biologica, 8**, Montevideo, 1983, ALICMAR, **RESUMENES** ... Montevideo. p.84.

_____. 1985a. Áreas Fonte e Dispersão dos Minerais Pesados na Margem Continental Sul-Brasileira e Uruguaia. In: **Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, 2, Florianópolis, 1985, **Anais** ... Florianópolis, SBG, p.379-91.

_____. 1985b. Feições Morfológicas do Rio de la Plata Exterior e Margem Continental Uruguaia. In: **Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, 2, Florianópolis, 1985, **Anais** ... Florianópolis, SBG, p.362-78.

_____. 1986a. **Aspectos da dinâmica sedimentar do Rio de la Plata Exterior e plataforma interna adjacente.** Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. Disertação de Mestrado.

_____. 1986b. Comportamento dos sedimentos em suspensão no Rio de la Plata exterior e proximidades. **PESQUISAS**, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, **18**:39-68.

_____. 1987a. Intercâmbio Sedimentar entre o Rio de la Plata Exterior e a Plataforma Continental Adjacente. **PESQUISAS**, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, **19**:105-26.

_____. 1987b. Aporte Sedimentar do Rio de la Plata à Plataforma Continental Sul-Brasileira e Uruguaia. In: **Simpósio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira:** síntese dos conhecimentos, 1, Cananéia, 1987, São Paulo, ACIESP, **54**(2)353-70.

BUSCAGLIA, E. 1957. Estudio de los sedimentos del Rio de la Plata,entre la desembocadura del Paraná Guazú y el Paraná de las Plamas. **Facultad de Ciencias Naturales y Museo.** Universidad Nacional de La Plata, Argentina. **Tesis inédita nº 379.**

CHAAR, E. 1957. Los sedimentos del fondo del Rio de la Plata en la zona compreendida entre el Rio Paraná de la Palmas y el Puerto Nuevo. **Facultad de Ciencias Naturales y Museo.** Universidad Nacional de La Plata, Argentina. **Tesis inédita nº 380.**

CORRÊA, I.C.S. 1987a. Sedimentos superficiais da Plataforma e Talude Continental do Rio Grande do Sul. **PESQUISAS**, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, **19**:95-104.

_____. 1987b. Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. In: **Simpósio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira;** Síntese dos Conhecimentos, 1, Cananéia, **Publicação**, Academia de Ciências de São Paulo, São Paulo, **54**(2):50-73.

_____[&] ABREU, V.S. 1983. Modelo da sedimentação quaternária da porção setentrional da plataforma continental e talude superior do Rio Grande do Sul. In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO SOBRE OCEANOGRAFIA BIOLOGICA, 8, Montevideo-Uruguai. **Resumenes**... p.75.

_____ & _____. 1984. Evolução da sedimentação holocênica da plataforma continental e talude superior entre Rio Grande e Torres-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, **ANAIS** ..., Rio de Janeiro, S.B.G., v.1. p.63-77.

FRAY, CH. & EWING, M. 1963. Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine Shelf. I. Wisconsin Sea level as indicated in Argentine Continental Shelf Sedimento. **Proceeding Academia Sciences of Philadelphia**, 115(6):113-26.

KOWSMANN, R.C. & COSTA, M.P.A. 1974. Paleolinhas de costa na plataforma continental das regiões sul e norte brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, S.B.G., São Paulo, 4(4):215-22.

MARTIN, L.; MÖRNER, N.A.; FLEXOR, J.-M.; SUGUIO, K. 1982. Reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. **Publicação Especial.** Comissão Técnico-Científica do Quaternário - S.B.G., São Paulo. 154 p.

MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; EICHLER, B. 1967. Distribuição dos Sedimentos Modernos da Plataforma Continental Sul Brasileira e Uruguaia. In: **Congresso Brasileiro de Geologia, 21**, Curitiba, **Anais** ... SBG, v.2, p.29-43.

_____; _____ e BUTLER, L.W. 1972. Provincias fisiográficas e sedimentos da Margem Continental Atlântica da América do Sul. In **Congresso Brasileiro de Geologia, 26**, Belem, **Anais** ... SBG, V.2. p.105-14.

_____ & _____. 1979. Evolução Paleogeográfica da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul, Uruguai e Província de Buenos Aires (Argentina). In: **Atlas Sedimentológico da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul**, Carta nº 09, CECO/UFRGS, Série Mapas nº 02.

_____; MARTINS, I.R.; CORRÊA, I.C.S. 1985. Aspectos sedimentares da plataforma externa e talude superior do Rio Grande do Sul. **Pesquisas.** Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 17:68-90.

OTTMANN,F. & URIEN, C.M. 1964. Observaciones preliminares sobre la distribución de los sedimentos en la zona externa del Rio de la Plata. In: **Simpósio sobre a Oceanografia do Atlântico Sul Oriental.** Rio de Janeiro, 1964. Academia Brasileira de Ciências. 8p.

PROST, M.T. 1982. Heritages Quaternaires et Evolution Geomorphologique des Bords du Rio de La Plata en Uruguay. Thesis de Doctorat en Geomorphology (3 EME CYCLE). Paris, VII, 638 pp. + anexo.

SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay relations. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, Okla., 24(3):151-8.

URIEN, C.M. 1966. Distribución de los sedimentos modernos del Rio de la Plata Superior. **Boletin del Servicio de Hidrografia Naval**, Buenos Aires, 3(3):197-203.

_____. 1967. Los sedimentos modernos del Rio de la Plata exterior. **Boletin del Servicio de Hidrografia Naval**, Buenos Aires, **4**(2):113 - 213.

URIEN, C.M. & MARTINS, L.R. 1974. Sedimentos da Plataforma Continental Sul Americana entre Cabo Santa Maria (Brasil) e Terra do Fogo (Argentina). In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 28, Porto Alegre, **Anais** ... Porto Alegre, SBG. p.213-23.

_____ & _____. 1979. Sedimentación Marina em América del Sur Orien - tal. In: **Seminario sobre Bentos y Sedimentología en el Atlántico Sudoccidental**, Montevideo, 1978. **Memorias** ... p.43-66.

_____; _____ & MARTINS, I.R. 1978. Modelos Deposicionales en la Plataforma Continental de Rio Grande do Sul, Uruguay y Buenos Aires. In: **Congresso Geológico Argentino**, 7, Neuquén, **ACTAS**, A.G.A. 2. p. 639-58.

_____; _____ & _____. 1980. Evolução Geológica do Quaternário do Litoral Atlântico Uruguaio, Plataforma Continental e Regiões Vizinhas. **Notas Técnicas**, CECO/UFRGS, Porto Alegre, 3:7-43.

_____ & MOUZO, F. 1968. Algunos aspectos morfológicos de la Plataforma Continental en las proximidades del Rio de la Plata. **Boletin del Servicio de Oceanografia Naval**, Buenos Aires, **4**(3):287-94.

VOGEL, J. & LERMAN, J.C. 1969. Groningen Radiocarbon dates, VIII. **Radiocarbon**, New Haven, **11**(2):351-90.

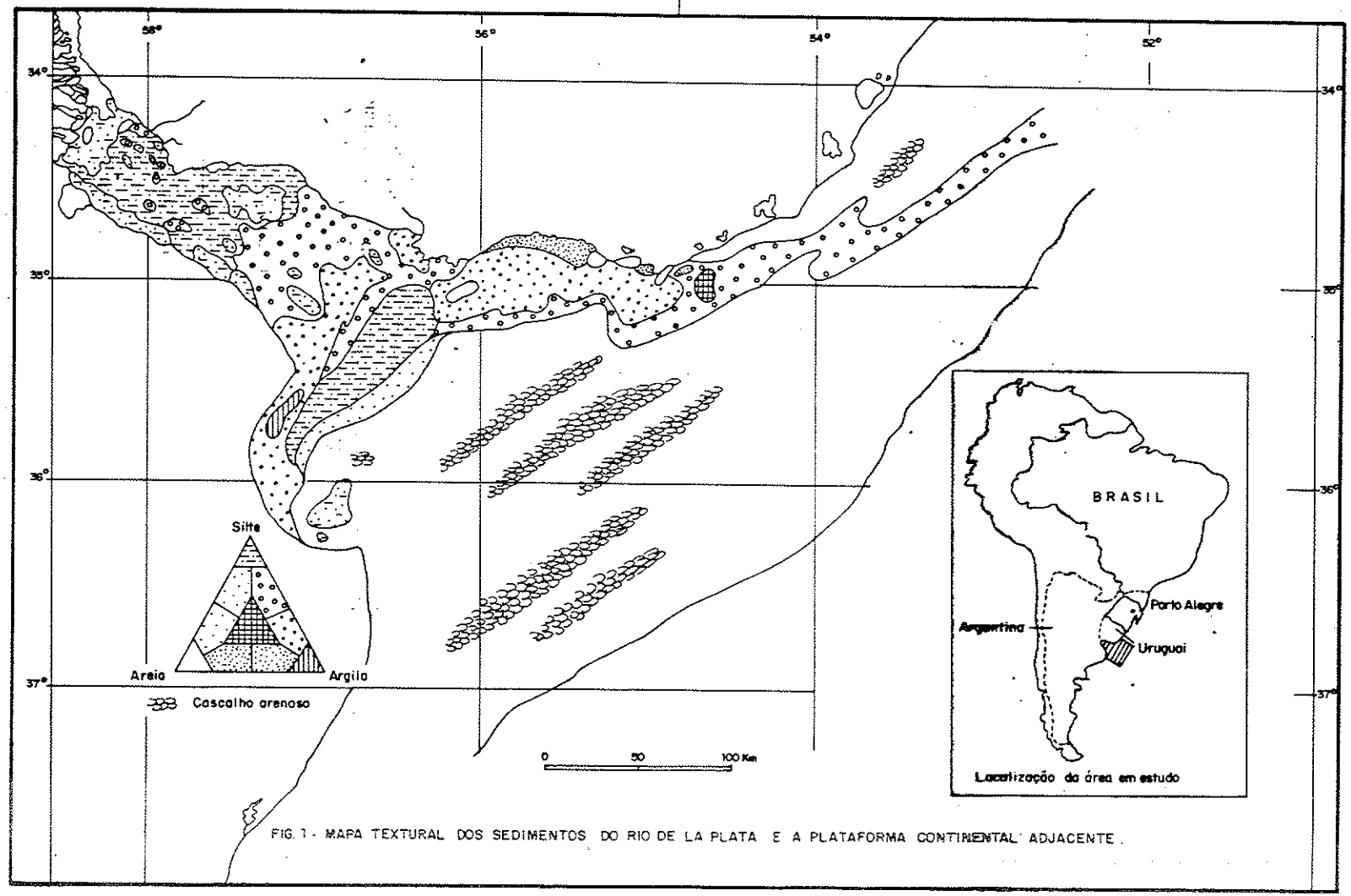


FIG. 1 - MAPA TEXTURAL DOS SEDIMENTOS DO RIO DE LA PLATA E A PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE.

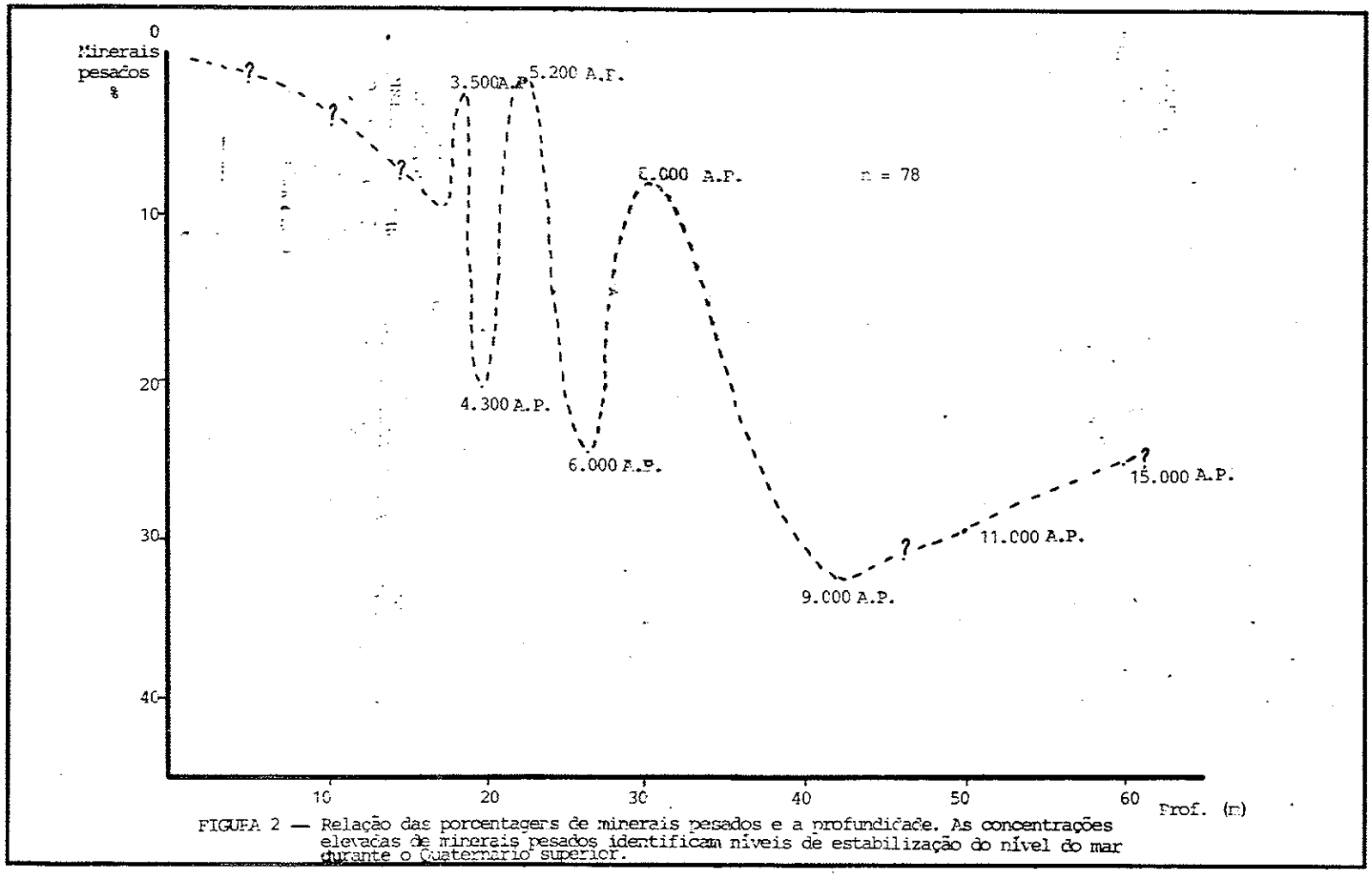


FIGURA 2 — Relação das porcentagens de minerais pesados e a profundidade. As concentrações elevadas de minerais pesados identificam níveis de estabilização do nível do mar durante o Quaternário superior.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 73-91 (1987)

CONSIDERAÇÕES SOBRE FORAMINÍFEROS E SUAS RELAÇÕES AMBIENTAIS NA REGIÃO DE UBATUBA - SP

Valdenir Veronese Furtado
Beatriz Beck Eichler
Taisi Sanches
Moysés Gonsalez Tessler

Instituto Oceanográfico da USP

ABSTRACT

This work presents the description of the foraminifera collected in 9 sampling stations, distributed along the continental shelf of Ubatuba (SP) region, from October 85 to October 86, totalling 45 surface bottom sediment samples.

The occurrence of characteristic species of low salinity allowed the observation of salinity changes.

The occurrence of cold-water foraminifera during January suggests the presence of the Malvinas current during summer in the area.

It was also determined the rising of contamination levels during January, wich coincides with the vacation period, when the population increases in the shore cites.

1. INTRODUÇÃO

As distribuições quantitativa e qualitativa de foraminíferos é função direta de parâmetros ambientais sendo esses organismos, portanto excelentes indices para análise de ambientes. Boltovskoy (1965) discute a relação foraminíferos/parâmetros ambientais com base em experimentos e observações próprias e de diversos autores, associando os organismos às variações de temperatura, profundidade, salinidade, oxigênio, turbidez da água etc. Eichler (1982) observa variações na distribuição de organismos em função de parâmetros ambientais e também de ação antrópica. Há uma nítida presença de determinadas especies em função da poluição ou contaminação ambiental.

O presente estudo visa, através da identificação de assembléias de foraminíferos, correlacionar a distribuição destes com condições ambientais na região de plataforma continental interna da região de Ubatuba (SP). Foram observadas variações nas assembléias em função de modificações sazonais de parâmetros com salinidade, temperatura e correntes. Buscou-se, também, identificar áreas de maior ou menor espécies índices desses ambientes.

O trabalho faz parte do projeto "Utilização Racional de Ecossistemas Costeiros-Ubatuba" financiado pela CIRM e executado pelo IOUSP.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está compreendida entre Picinguaba (SP), ao norte e Ilha de São Sebastião (SP) ao sul, correspondendo às latitudes de 23°25'S e 23°44'S e longitudes de 44°48'W e 45°13'W, no litoral norte do Estado de São Paulo. A figura 1 ilustra a posição das estações de coleta.

3. METODOLOGIA EMPREGADA

Foram coletadas amostras com pegadores de fundo de mandíbula (tipo Petersen modificado) em nove estações durante 5 épocas no período de um ano (out. 85; jan 86; abril 86; julho 86 e out. 86) num total de 45 amostras. O material foi fixado a bordo com Rosa de Bengala, para identificação de espécies vivas no momento da coleta.

Posteriormente, em laboratório, uma alíquota de 20 cm^3 de cada amostra foi separada em intervalos de 0,250-0,177; 0,177-0,125 e 0,125-0,062 mm onde os organismos são mais abundantes.

As amostras, após a secagem, são submetidas à flotação com Tetracloreto de Carbono, sendo os organismos transferidos para lâminas secas e então analisados.

A metodologia usada está descrita em Boltovskoy (op. cit.).

4. RESULTADOS OBTIDOS

Os resultados obtidos nas diferentes estações ao longo do ano estão representados nas figuras de 2 a 6. Consistem de diagramas circulares de frequências expressas em porcentagem.

Pela observação da figura 2, referente ao mês de outubro/85, notamos a presença marcante em todas as estações de Bulimina marginata corada, e na estação 3 encontramos foraminíferos aglutinantes representado por Textularia sp.

As coletas do mês de janeiro/86 estão representadas na fig.3, nota-se a ocorrência de Buliminella elegantissima corada em todas as estações de coleta, com porcentagens maiores nas estações mais próximas da costa. Ocorre também, em todas as estações espécies coradas de Cibicides bertheloti.

Os resultados das coletas do mês de abril/86, indicados na fig. 4, mostram que a fauna apresenta grande variedade de espécies e espécimes. Apenas uma estação de coleta st 9 apresentou porcentagem alta de Buliminella elegantissima corada.

Na fig. 5 observam-se os resultados da coleta do mês de julho/86. Nota-se novamente a grande diversidade de espécies e espécimes, ocorrendo apenas na estação 3 Buliminella elegantissima corada.

Finalmente, na fig. 6, observa-se os resultados das coletas do mês de outubro/86 que também apresentou grande variedade de espé-

cies e espécimes com ausência de representantes vivos de ambientes poluídos e de regiões frias.

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

No mês de outubro/85, observa-se a presença de Bulimina marginata em todas as estações de coleta. Esta espécie, segundo Boltovskoy (1959) é uma das espécies mais distribuídas na região sudeste da Plataforma Continental. As análises mostram, no entanto presença significativa apenas nesta época, ocorrendo nos outros meses em porcentagens menores.

A presença de Textularia sp. na estação 3, reflete a proximidade com a costa e sugere redução de salinidade.

Na figura 7, observam-se as estações de coleta do mês de janeiro/86 com presença marcante de Buliminella elegantissima corada em todas as estações refletindo a perfeita adaptação destes organismos com o meio.

A Buliminella elegantissima, é segundo Bandy et al (1964, apud Siegle, 1968), uma espécie característica de ambientes contaminados.

Na fig. 8, observa-se, também no mês de Janeiro/86 a ocorrência de Cibicides berthe:loti coradas em todas as estações de coleta. Estas espécies são características da região das correntes das Malvinas (Boltovskoy, 1959) e sua presença sugere a incidência desta corrente na costa brasileira nesta época do ano.

Nas coletas do mês de abril/86, não foi registrada a ocorrência de espécies características de regiões costeiras nem de regiões frias.

Tal fato indica alguma variação no regime hidrológico, pois as formas típicas de águas frias não foram encontradas.

A presença de Buliminella elegantissima corada na st. 9, nesta época do ano, reflete no entanto a persistência de alguma poluição.

No mês de julho/86, há uma grande diversidade de espécies e espécimes, observa-se uma variedade na fauna, com ocorrência de espécies aglutinantes características de salinidade reduzida como: Trochamina sp., Miliamina fusca e Arenoparrela sp. nas estações mais próximas da costa.

Nas estações mais distantes ocorreram espécimes de Globigerina bulloides que não admitem variações na salinidade, além de exigirem águas limpas e sem poluição para proliferarem, sugerindo a ação de águas oceânicas.

Em todas as estações de coleta deste mês encontramos formas características da região das Malvinas, porém mortas, o que sugere ausência destas correntes no mês de julho.

No que se refere à espécies características de regiões poluídas, Buliminella elegantissima ocorreram coradas apenas na estação 3, indicando poluição apenas local.

Finalmente nas coletas do mês de outubro/86, não foram encontrados espécimes coradas representantes de ambiente poluído ou de regiões frias.

6. CONCLUSÕES

A contaminação das águas nas estações do mês de janeiro, sugerida pela presença de Buliminella elegantissima, pode estar associada ao aumento na ocupação da área durante o verão. Esta ocupação tem como consequência o aumento de efluentes de esgotos lançados no mar, acarretando um acréscimo na poluição da área.

A incidência de correntes frias na região, sugerida pela presença de Cibicides bertheloti é confirmada por medições diretas de temperatura durante as coletas. Registrou-se a presença de temperatura de 16°C, não esperados para a região nesta época do ano. Tal fato pode estar associado a ação das correntes das Malvinas, adentrando-se à plataforma continental nesta época. Análises de massas d'água deverão no entanto, ser realizadas para a confirmação desta hipótese.

No mês de abril, a temperatura da água atinge um máximo de 25°C, com ausência de espécies de regiões frias. A poluição da água foi eliminada quase totalmente em função de mudança do regime hidrológico e ausência de ação antrópica, persistiu apenas na estação 9 que é uma região de dinâmica mais baixa em função da presença de ilhotas afetando a ação hidrodinâmica.

Em julho/86 a temperatura da água variou de 18 à 22°C com ausência de espécies de águas frias coradas. As espécies de ambientes poluídos continuam ausentes, com exceção da st 3, muito próxima da costa e coincidente com o mês de férias no inverno.

No mês de outubro/86 continua a ausência de poluição, ocorrendo no entanto espécimes mortas nas estações 1 e 2. Estes organismos podem ser os que ocorreram no mês de julho na estação 3 e foram transportados por ação de correntes.

A temperatura da água neste mês apresentaram valores de 21°C não sendo as espécies de águas frias encontradas.

7. AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Geólogo Michel Michaelovitch de Mahiques pelo auxílio na confecção do trabalho.

Agradecemos também à CIRM que financia o Projeto "Utilização Racional de Ecossistemas Costeiros - Ubatuba-S.P., é a Sra. Eliete A. de O. Maciel pelos serviços de datilografia, e ao Sr. Wilson S. de Macedo Jr. pela confecção dos desenhos.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOLTOVSKOY, E. (1959) - Foraminíferos recientes del sur de Brasil y sus relaciones con los de Argentina e India del Oeste. Servicio de Hidrografia Naval. Secretaria de Marina. H. 1005 Publico - Buenos Aires 124pp.

BOLTOVSKOY, E. (1965) - Los foraminiferos recientes. Edit. Univers.de Buenos Aires. 510pp.

EICHLER, B.B. (1982) - Caracterização sedimentológica e algumas considerações sobre a ocorrência de foraminíferos na Enseada do Flamengo, (Ubatuba), Lat. 23°30'S - Long. 45°06'W - Estado de São Paulo. Tese de doutoramento.

SEIGLIE, G.A. (1968) - Foraminiferal assemblages as indicators of hig horganic carbon content in sediments and of polluted waters. Amer. Assoc. Petroleum Geologist, Bull. v 52 nº 11, p. 2231-2241.

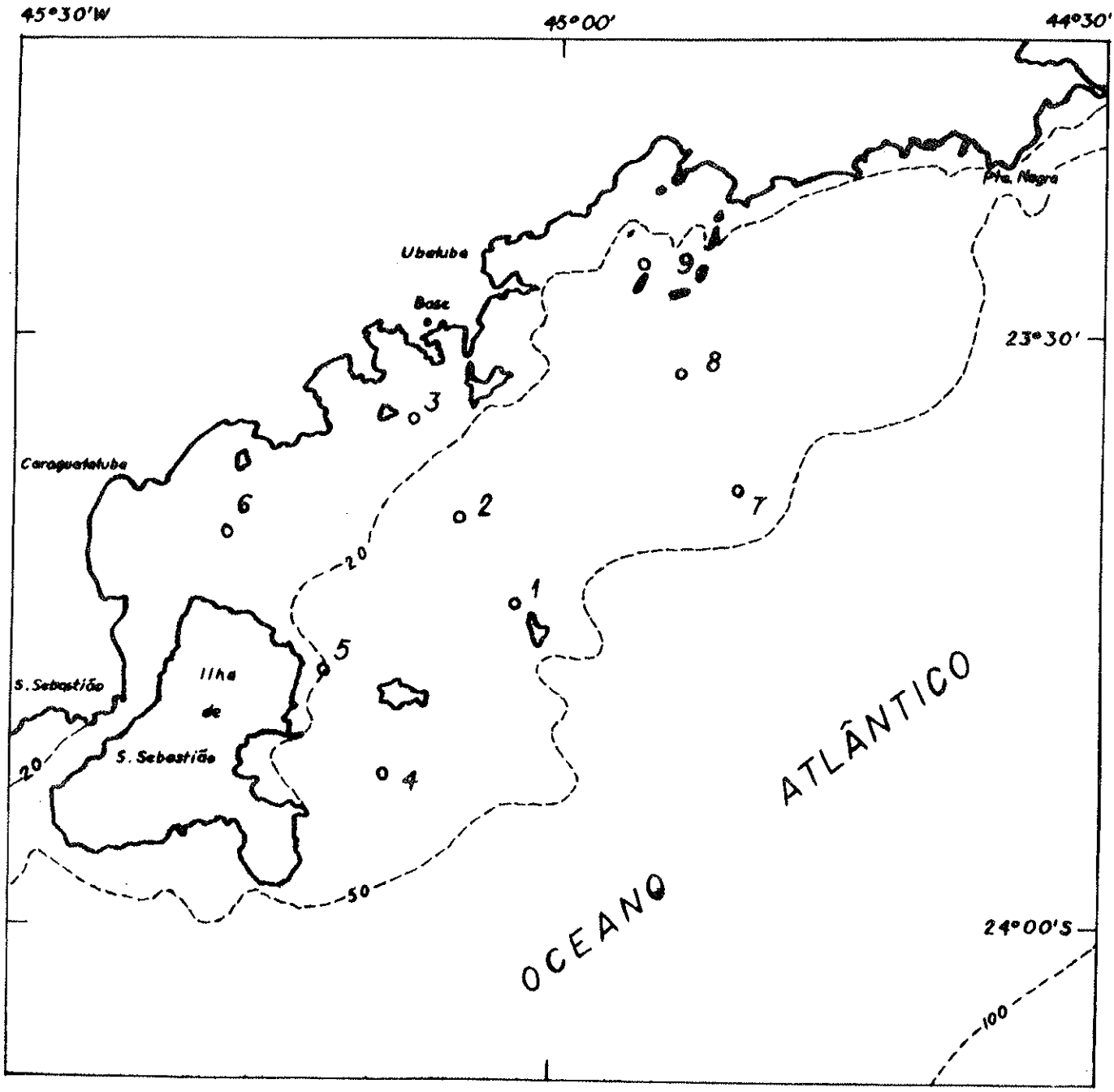
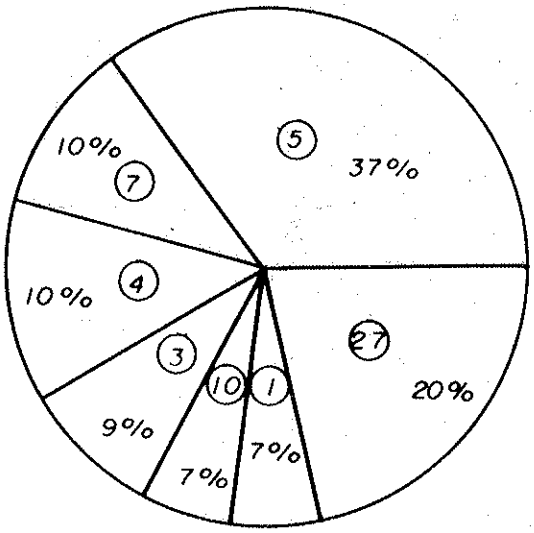
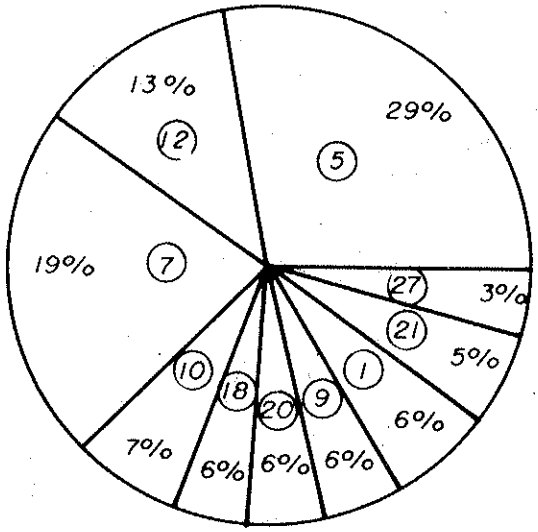


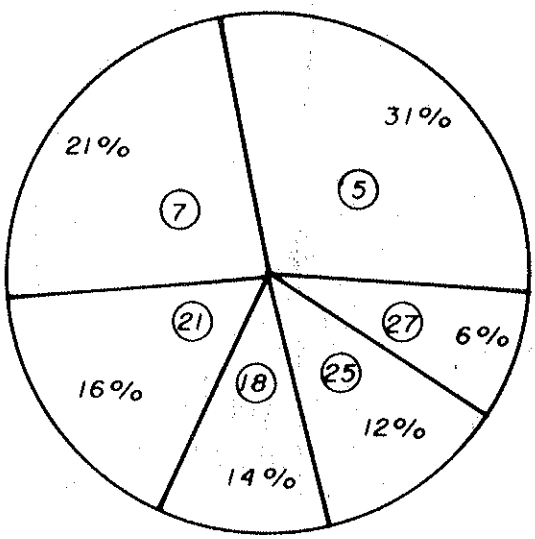
Fig. 1 - Posição das estações de coleta.



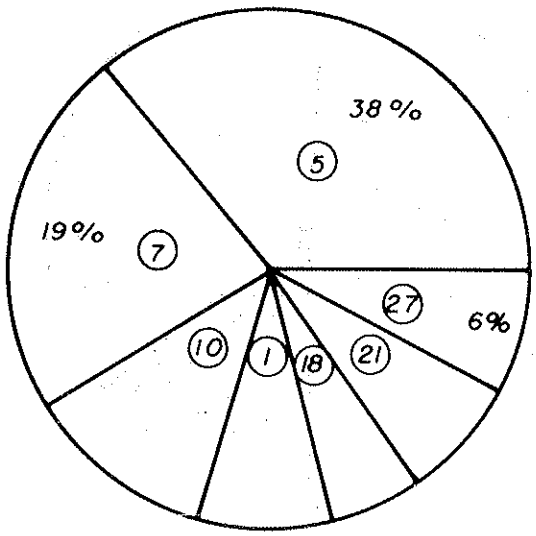
ST. 1



ST. 2



ST. 3



ST. 4

Fig. 2 - Outubro/1985

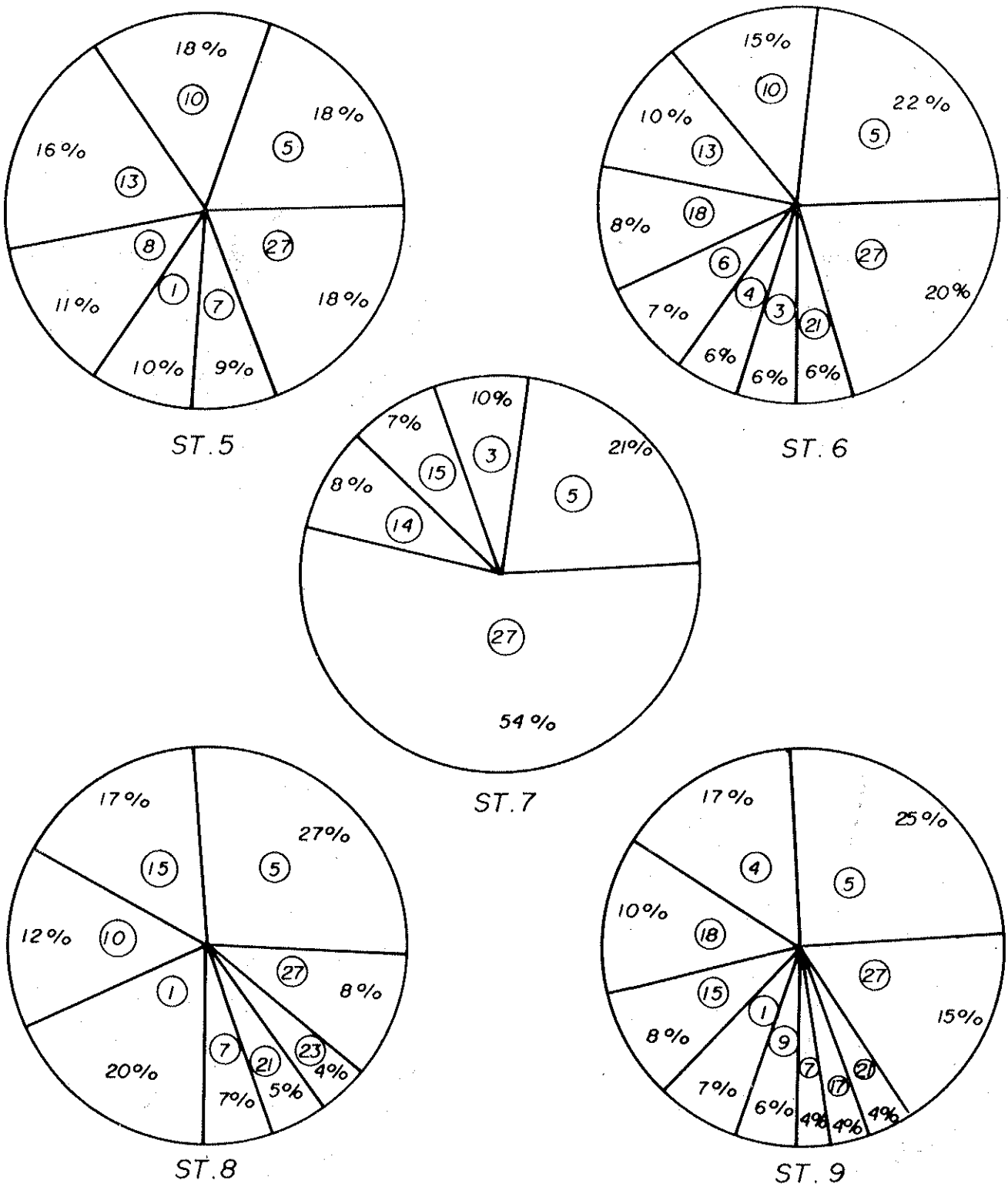
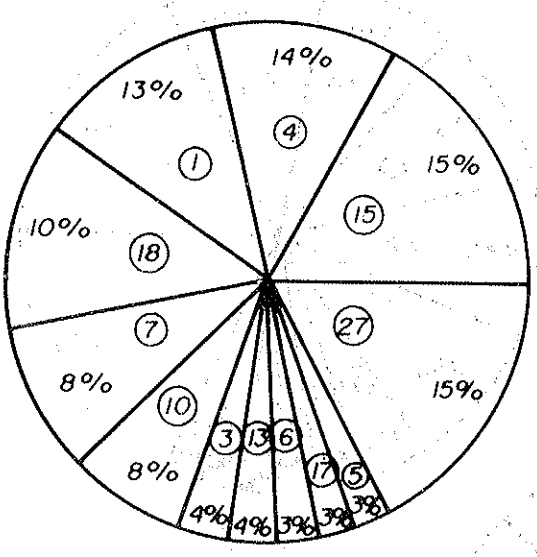
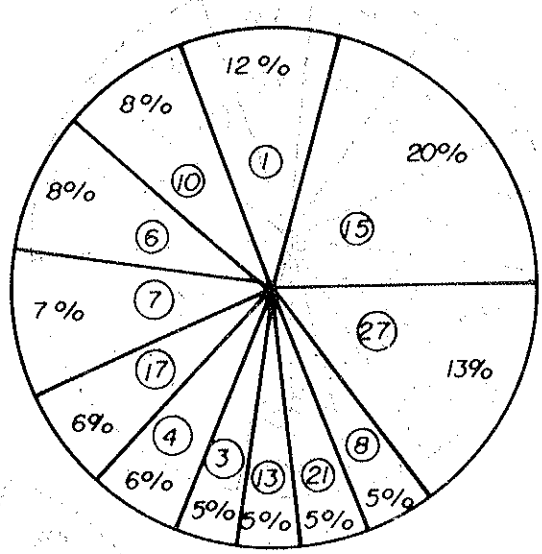


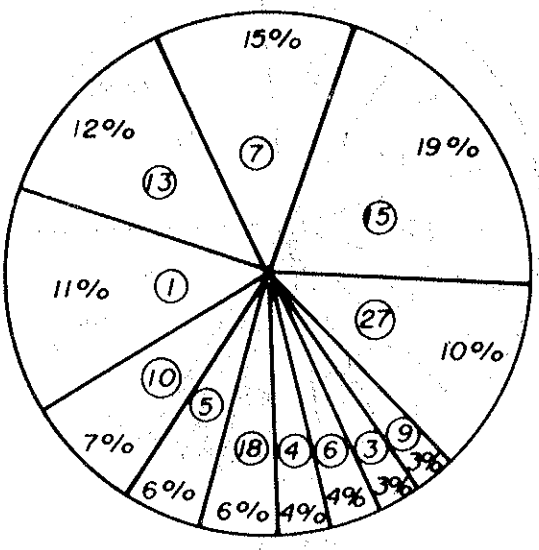
Fig. 2 - Continuação.



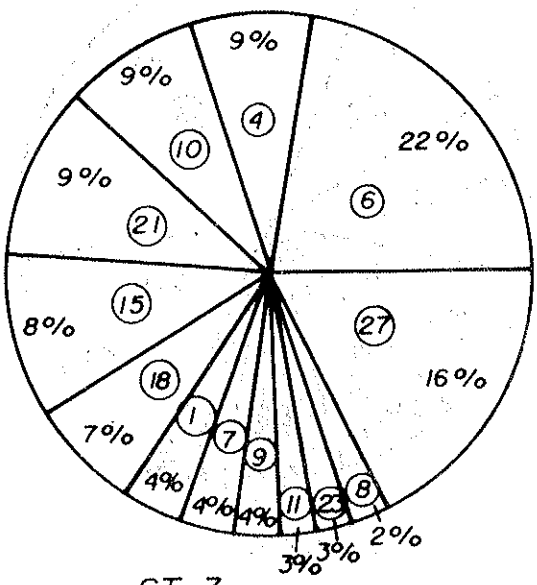
ST. 1



ST. 2



ST. 4



ST. 3

Fig. 3 - Janeiro 1986

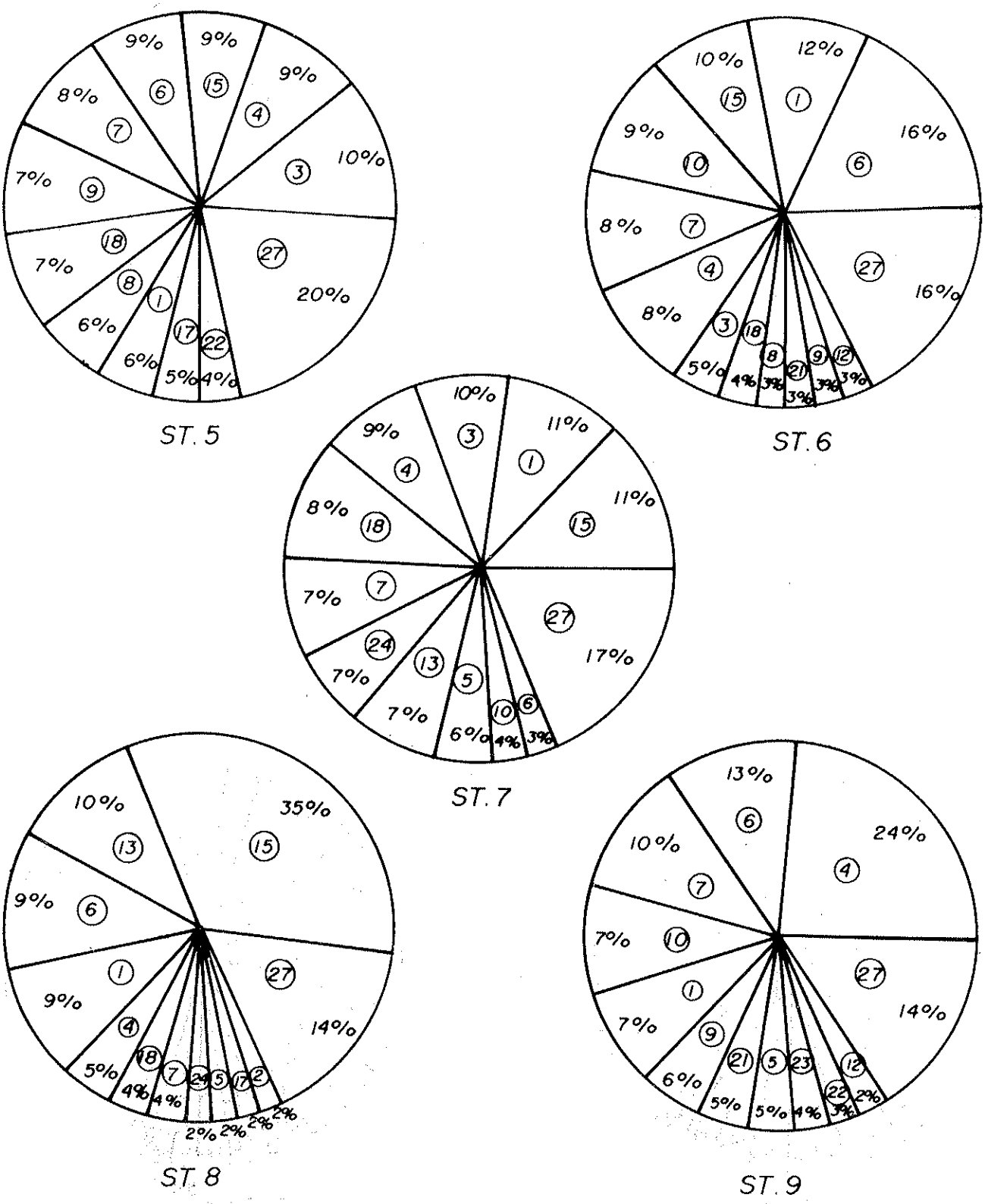
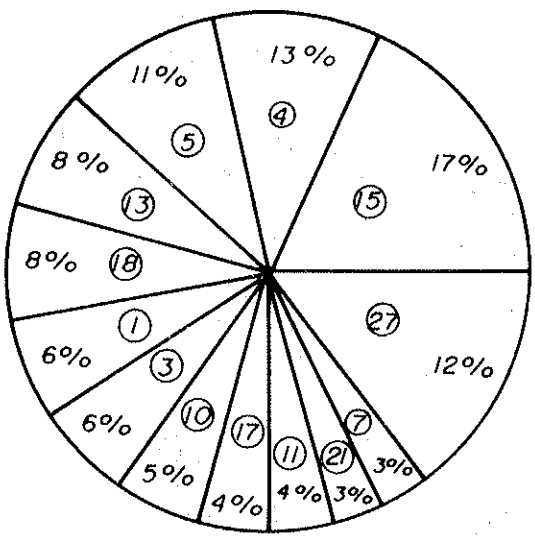
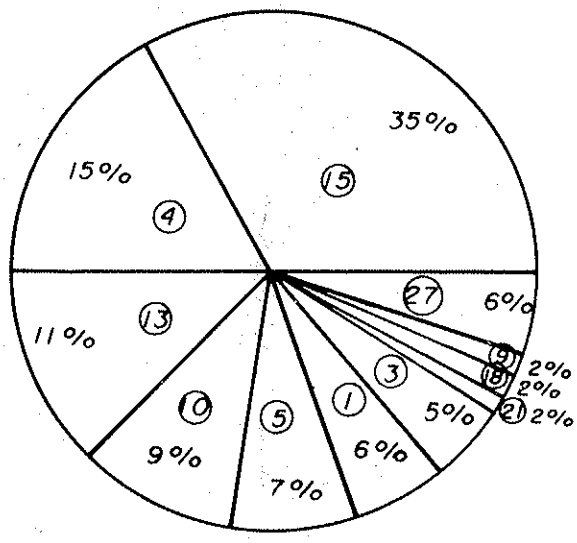


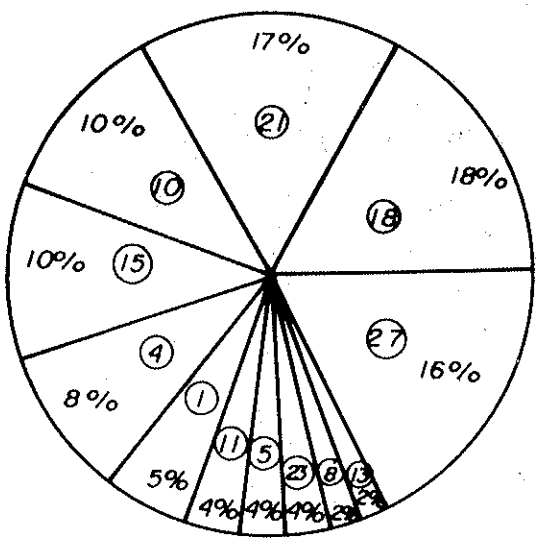
Fig. 3 - Continuação



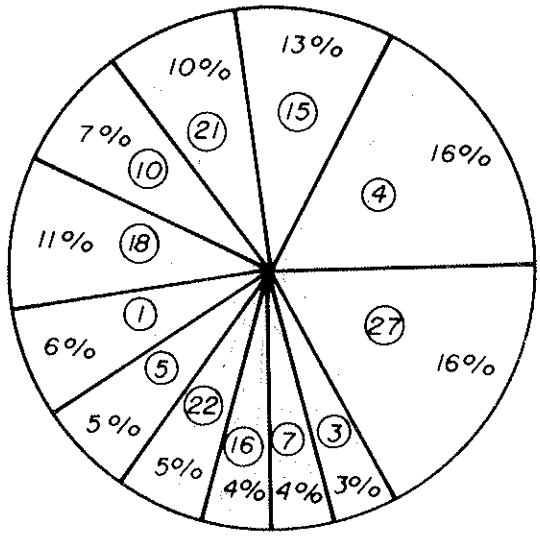
ST. 1



ST. 2



ST. 3



ST. 4

Fig. 4 - Abril 1986

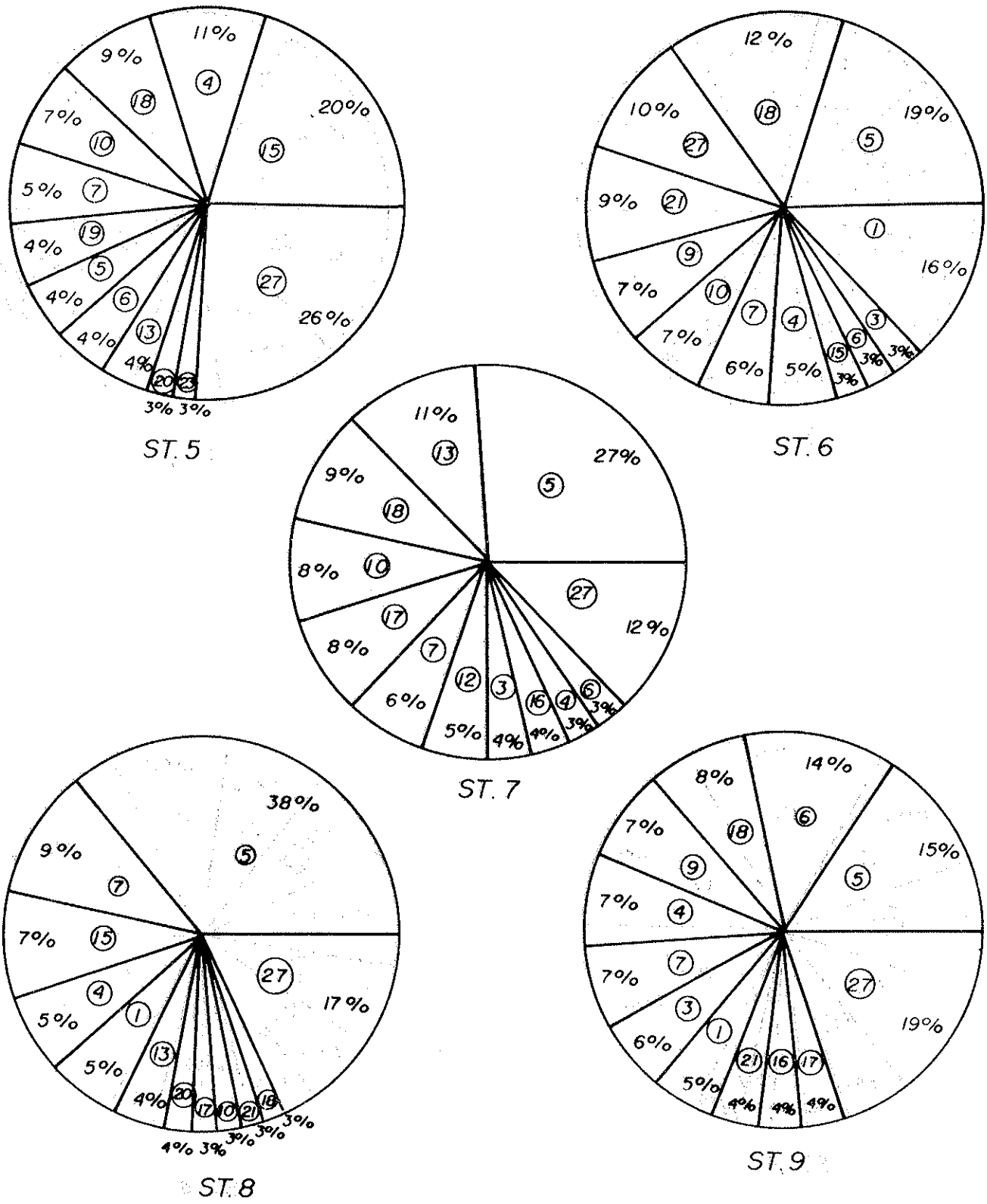


Fig. 4 - Continuação.

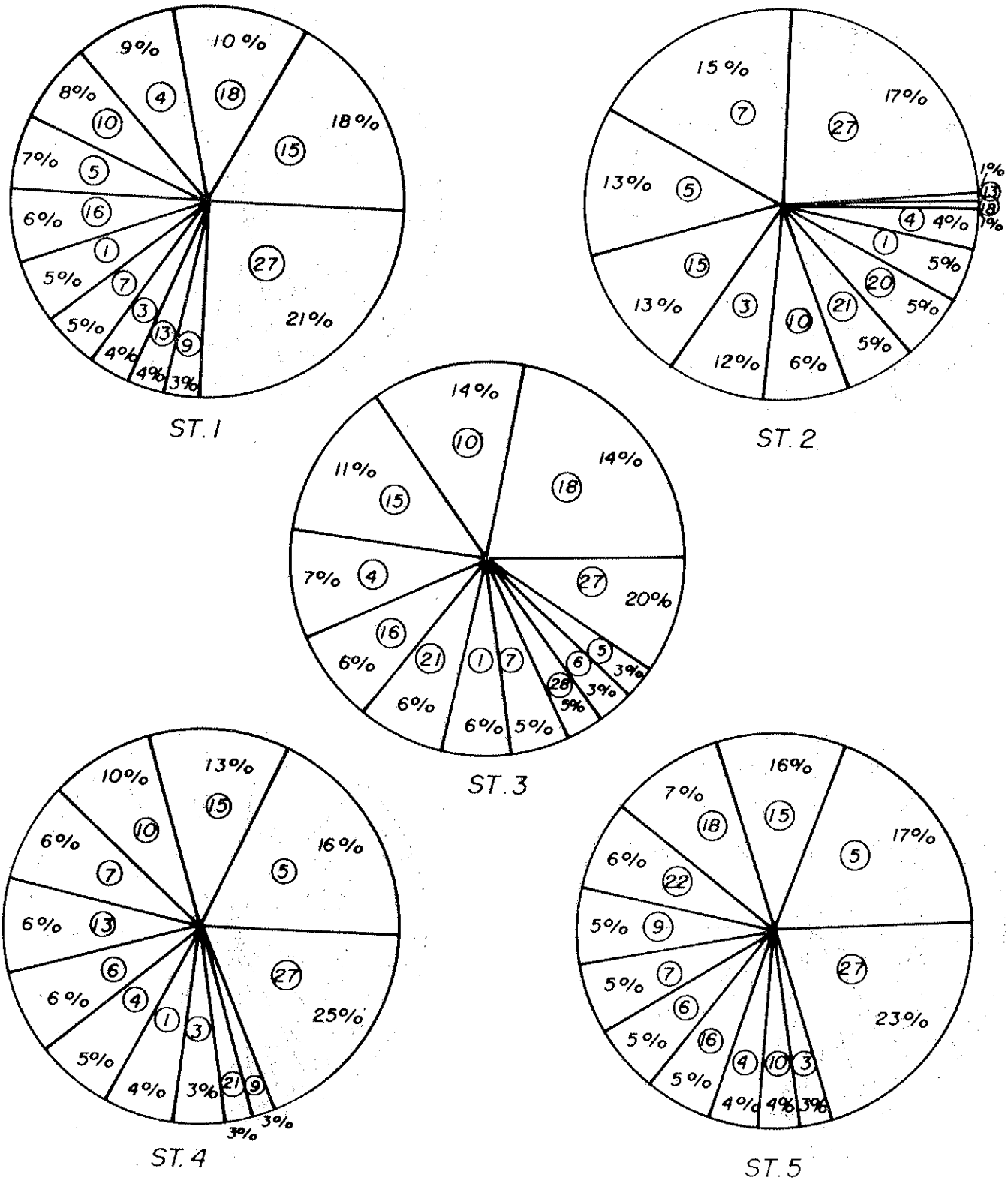
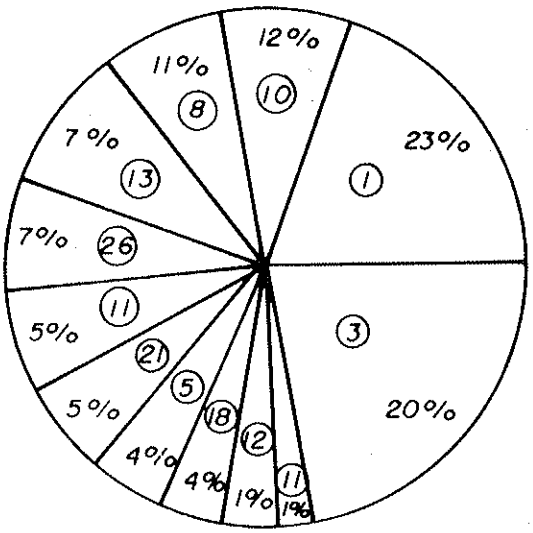
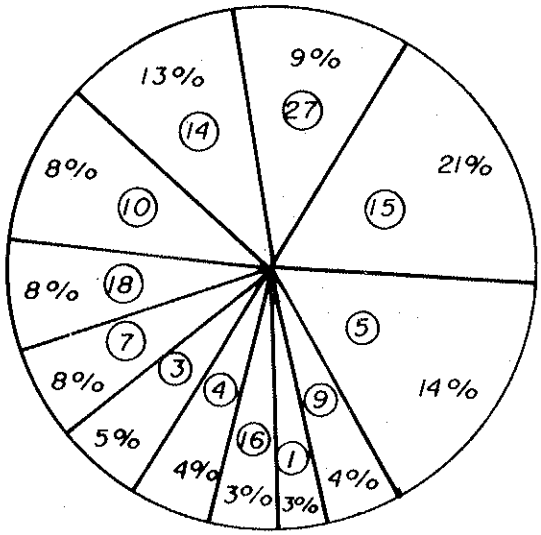


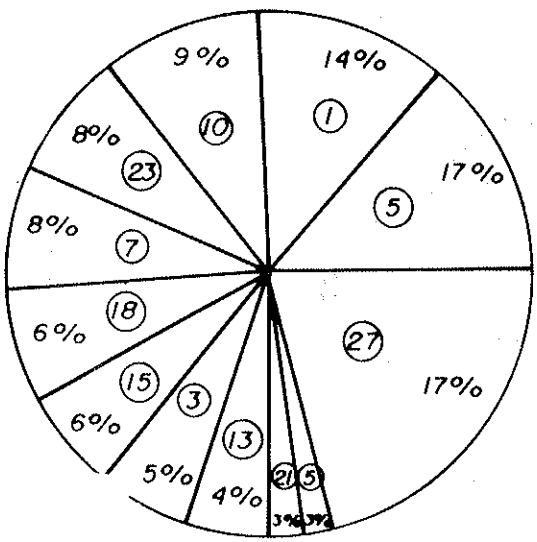
Fig. 5 - Julho 1986



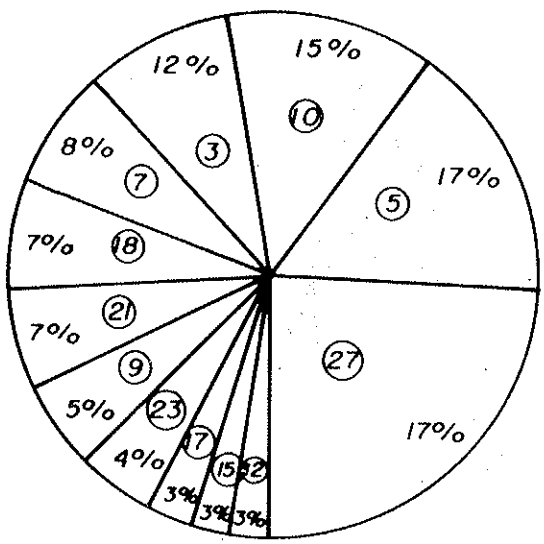
ST. 6



ST. 7

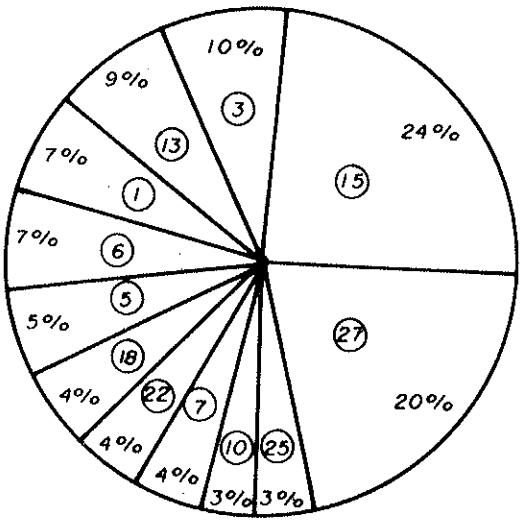


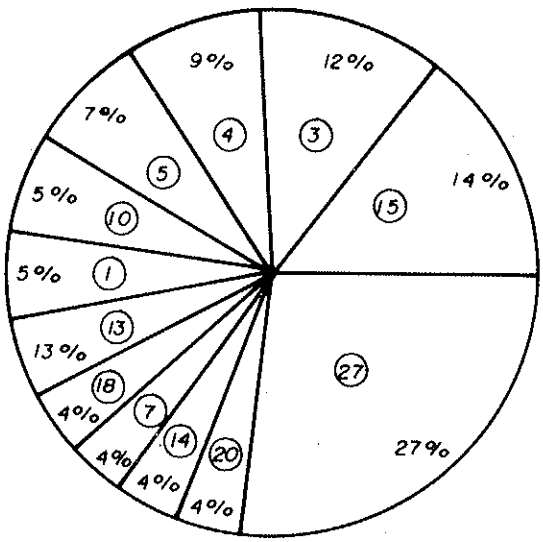
ST. 8

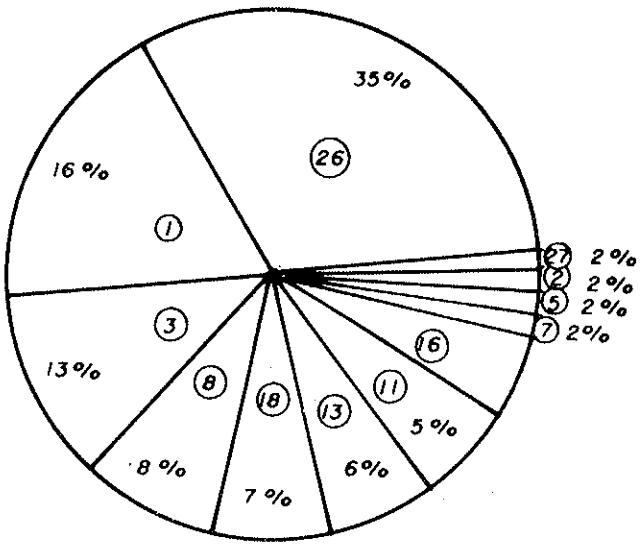


ST. 9

Fig. 5 - Continuação.







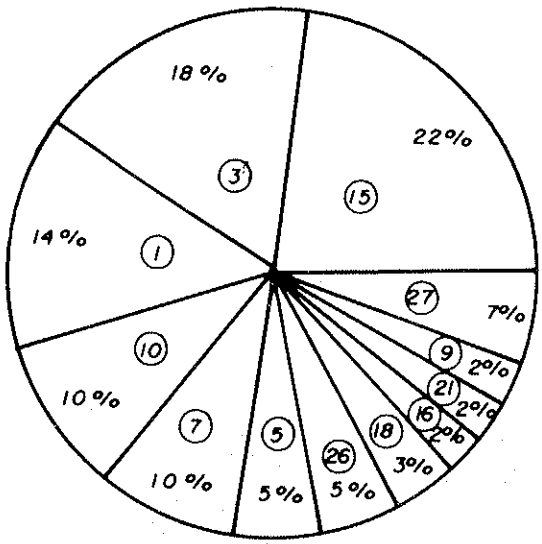


Fig. 6 / Outubro 1986

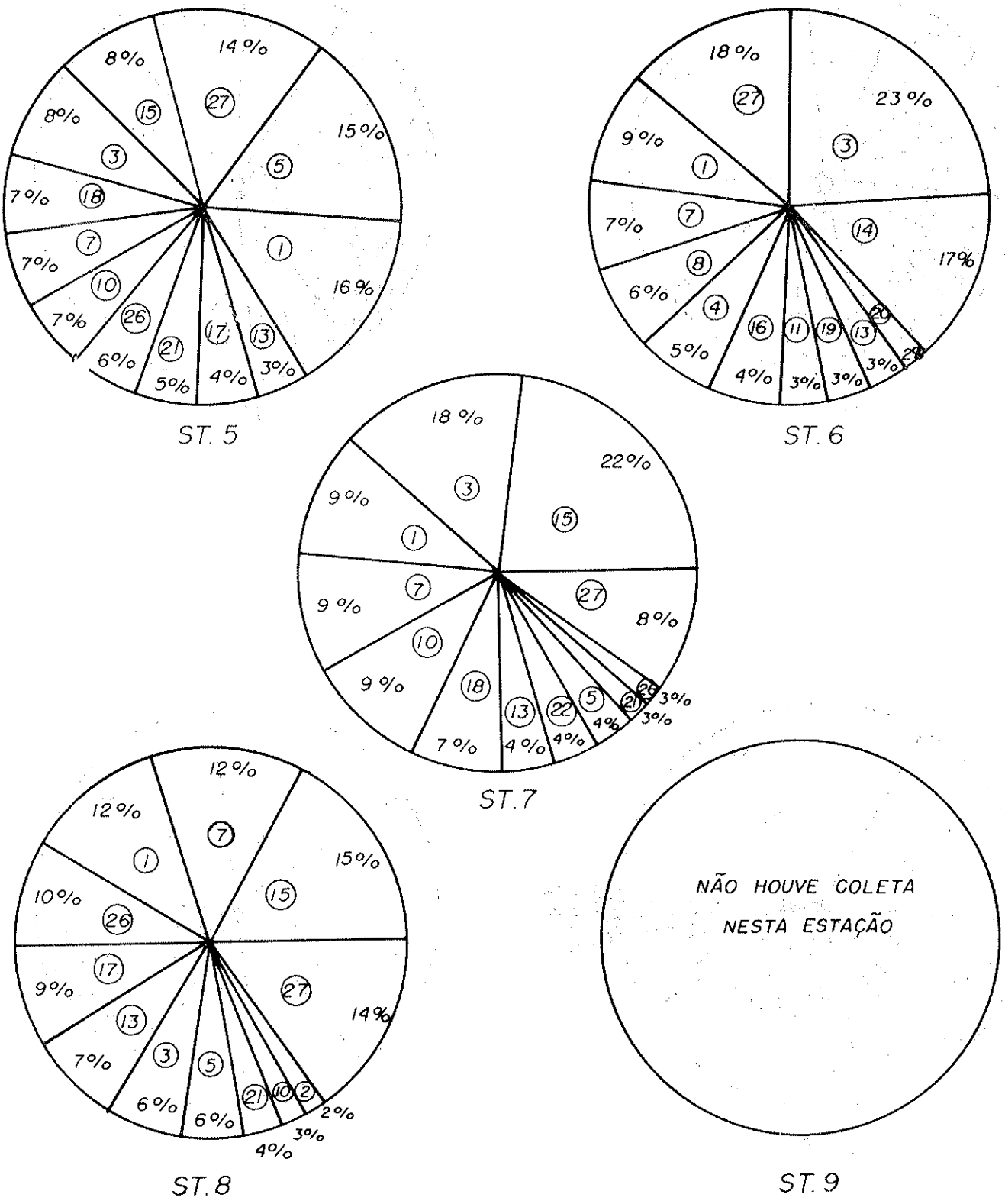


Fig. 6 - Continuação.

LEGENDA

Ammonia beccarii (1)

Ammoscalaria sp (2)

Bolivina striatula (3)

Brizalina aenariensis (4)

Bulimina marginata (5)

Bulimina elegantissima (6)

Cibicides bertheloti (7)

Cassidulina sp (8)

Cribroelphidium sp (9)

Discorbis floridana (10)

Fissurina sp (11)

Fursenkoina pontoni (12)

Globigerina bullõides (13)

Globigerinõides sp (14)

Globocassidulina sp (15)

Lagena sp (16)

Miliamina fusca (17)

Monionella atlantica (18)

Oolina sp (19)

Pyrgo sp (20)

Quinqueloculina seminula (21)

Stainforthia sp (22)

Trochamina sp (23).

Triloculárena sp (24)

Textularia sp (25)

Uvigerina peregrina (26

Outros (27)

Arenoparrela (28)

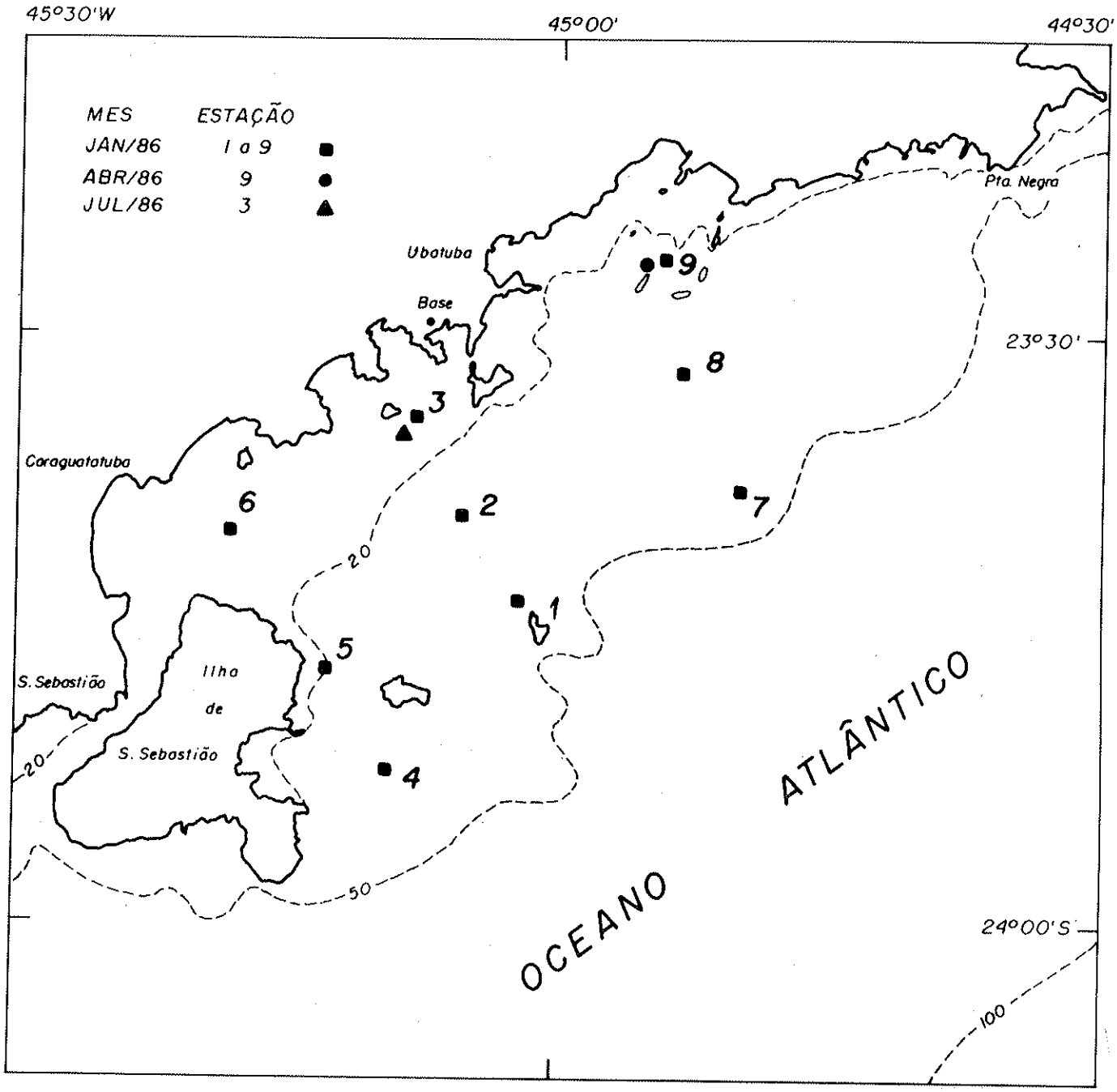


Fig. 7 - Foraminíferos de águas poluídas.

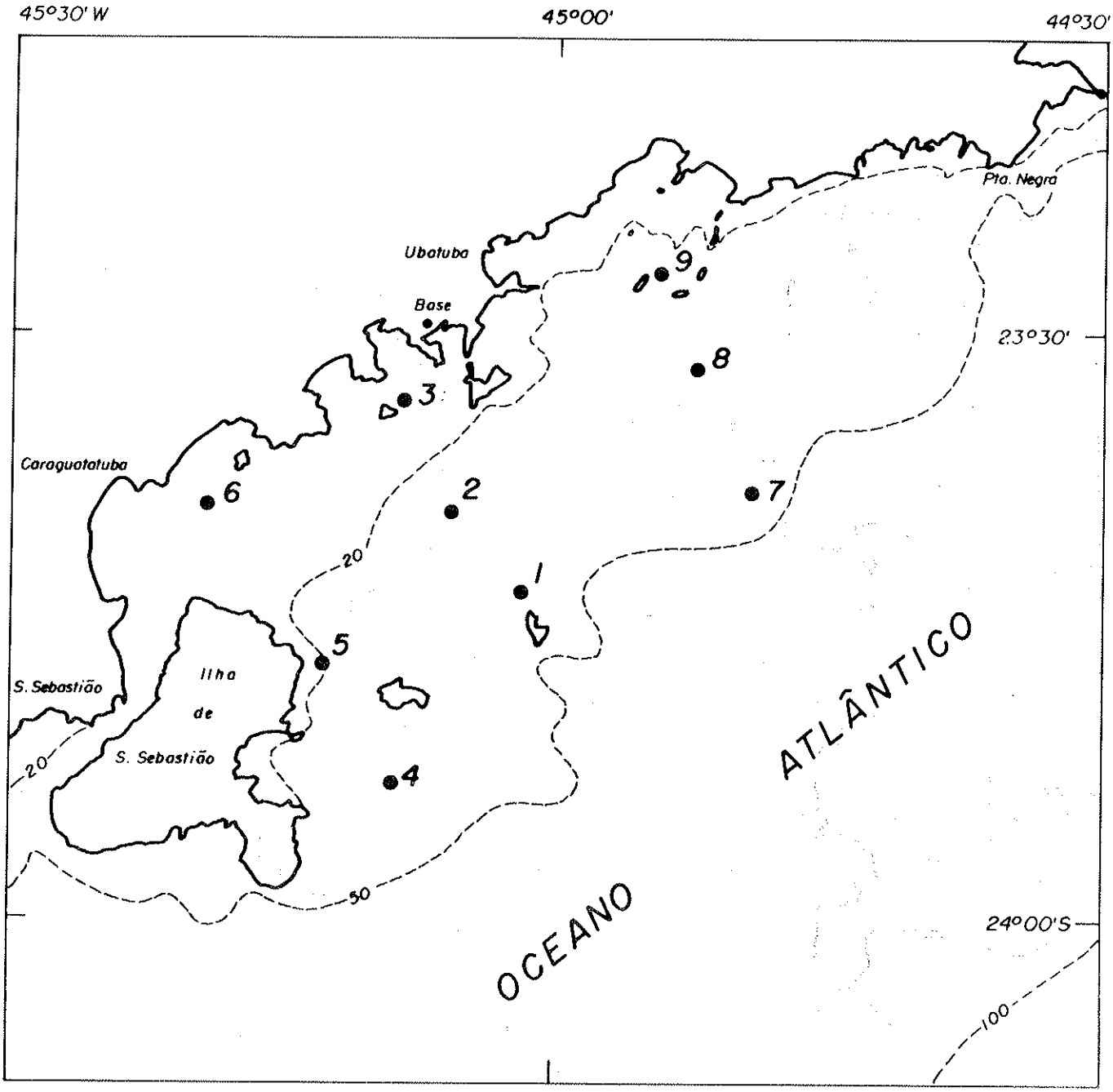


Fig. 8 - Foraminíferos de águas frias.

- Ocorrência de foraminíferos de águas frias corados em todas as estações de coleta somente no mês de janeiro.
- Correlação positiva com a temperatura da água igual a 16°C.
- Nas demais estações do ano, não ocorreram vivos.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 93-102 (1987)

ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DE CORRENTES ATRAVÉS DE CORPOS DE DERIVA NO CANAL DE SÃO SEBASTIÃO, SÃO PAULO.

Valdenir Veronese Furtado
Instituto Oceanográfico-USP e
CEBIMar-USP

Jaques Gallo
Ellen Fortlage Luedemann (in memorian)
Instituto Oceanográfico-USP

ABSTRACT

Surface and sea-bed drifters were used to analyse the behaviour of currents in the São Sebastião channel.

Two hundred and forty drift-bottles and fifty sea-bed drifters were released during november and december of 1975, along the channel and in a twenty-five hours station near São Sebastião harbor.

The recoveries associated with direct measurements of currents indicated the presence of flow inversion, gyres of water and a secondary flow southwestward in the channel. The data also showed the influence of the channel flow northward and southward off the area.

INTRODUÇÃO

O lançamento de corpos de deriva, para estudos de circulação de água, é uma técnica mundialmente usada por ser simples e econômica, fornecendo respostas no tempo e no espaço sobre o comportamento de correntes de uma região. As informações obtidas são úteis para complementar dados hidrográficos, estudos ecológicos e de poluição. (Luedemann, 1971). Embora esta técnica seja bastante antiga, apenas na década de 60 começou a ser utilizada no Brasil, através do lançamento de derivadores de superfície. Os derivadores de fundo começaram a ser usados na década de 70.

Os derivadores de superfície consistem de garrafas lastreadas com areia, nas quais é inserido um questionário. Esta metodologia é descrita por Luedemann (op. cit.). São lançadas 10 garrafas por estação.

Os derivadores de fundo, do tipo Woodhead (Woodhead e Lee, 1960, apud Bartolini e Pranzini, 1976), são discos côncavos de polietileno de 18 cm de diâmetro, com quatro orifícios de 2 cm de diâmetro cada. Uma haste de polivinil de 54 cm é fixada no disco. Esta possui um lastro de metal de 7 g, na sua parte distal que propicia o rápido afundamento do derivador. São lançados, em cada estação, 10 derivadores unidos por um anel de sal que se dissolve em 45 minutos liberando-os,

e permitindo o transporte por correntes de fundo. No presente trabalho os derivadores foram usados para obtenção de informações qualitativas sobre correntes.

ÁREA DE ESTUDO E TRABALHO REALIZADO

O Canal de São Sebastião é uma feição que se estende ao longo da costa, separando a Ilha de São Sebastião do continente. Tem uma extensão de 25 km, com duas entradas de 6 e 7 km de largura, ao norte e ao sul respectivamente. Na região central do canal ocorre um estreitamento para aproximadamente 2 km de largura. Próximo ao lado insular, onde são encontradas as profundidades maiores, ocorre o principal fluxo d'água. O canal de São Sebastião localiza-se entre as latitudes de 45°19'W e 45°30'W e as longitudes de 23°41'S e 23°53,5'S, conforme mostrado na figura 1.

Para a realização do trabalho foram lançados 240 derivadores de superfície, sendo 160 em novembro e 80 em dezembro de 1975 além de 50 derivadores de fundo, em dezembro de 1975. Os lançamentos foram feitos em estações ao longo do canal e em uma estação fixa de 25 horas.

Os resultados obtidos foram colocados em mapas (figuras 2, 3 e 4) permitindo uma visualização do comportamento geral das correntes.

As velocidades relativas foram calculadas utilizando-se a equação $V = \frac{\Delta s}{\Delta t}$, onde Δs representa a distância percorrida, Δt o intervalo de tempo gasto e V a velocidade (Luedemann, op.cit.). Os resultados obtidos pelos derivadores foram associados aos dados de correntes medidos por Furtado (1978), e ilustrados na figura 5 (Furtado et al., 1986).

RESULTADOS OBTIDOS

As 160 garrafas lançadas em 15 estações ao longo do canal apresentaram uma recuperação da ordem de 15% (25 garrafas recuperadas). Os percursos traçados estão ilustrados na figura 2. Observou-se a ocorrência de percursos tanto para nordeste como para sudoeste, nas estações 32, 34, 37 e 41. As garrafas nas estações 1, 8, 14, 21 e 42 derivaram para norte enquanto que as das estações 16 e 27 rumaram para sul. Uma garrafa, lançada na estação 9 (extremidade nordeste da ilha de São Sebastião) foi encontrada na praia das Enchovas, ao sul da Ilha. Este percurso, em função de dados obtidos para outras garrafas e extraídos das medições de correntes, aparentemente não é retilíneo, como será discutido adiante.

As velocidades obtidas foram muito baixas estando entre 2,00 e 0,18 mn/dia. Três garrafas que rumaram para norte apresentaram, no entanto, velocidades médias de 7,67; 5,38 e 3,60 mn/dia. As maiores velocidades, de maneira geral, foram obtidos para o rumo norte.

As 80 garrafas lançadas em dezembro de 1975, em uma estação fixa de 25 horas, e em estações nas entradas norte e sul do canal, apresentaram recuperação da ordem de 11% (9 garrafas recuperadas). Houve predominância do rumo sudoeste nos percursos, especialmente na estação fixa. Apenas 2 garrafas das estações 2 e 5 rumaram para nordeste. Os percursos estão ilustrados na figura 3. As velocidades ob

tidas para todas as garrafas desta companhia foram bastante baixas. Apenas duas garrafas, na estação fixa, apresentaram velocidades acima de 3 mn/dia.

Na mesma campanha foram lançados 50 derivadores de fundo, com uma recuperação de ordem de 16% (8 derivadores recuperados). A figura 4 ilustra o percurso dos derivadores. Os percursos foram muito variados e as velocidades calculadas muito baixas (menores que 1 mn/dia). Os derivadores de fundo lançados na estação fixa seguiram para nordeste e noroeste, sendo opostos aos rumos das garrafas lançadas na mesma estação. Os derivadores de fundo liberados na estação 1, apresentaram rumos concomitantes para S, SW e NE. Nas estações 4 e 6, os rumos foram SE e SW, respectivamente.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A presença de rumos opostos, em garrafas liberadas em uma mesma estação, sugere a presença de giros de água no canal e nas suas entradas possibilitando, assim, a presença de sentidos opostos de deriva. A presença destes rumos dentro do canal poderia também estar associado a inversões de correntes postulada por outros autores (Emilsson, 1962; Kvinge, 1967; Furtado, 1978 e Castro Filho, 1985), porém este fato parece não se ajustar as estações na entrada do canal. As medições de correntes de superfície na área (figura 5) sugerem, também, a presença de giros e alternância de fluxo.

O comportamento de uma garrafa lançada na estação 9 sugere a presença de um fluxo de retorno, com sentido sudoeste, presente no canal. Garrafas lançadas em estações próximas seguiram para norte, enquanto que a da estação 9 rumou para sul. A garrafa de deriva poderia inicialmente, seguir para norte e, posteriormente, tomar o rumo geral sul, contornando a ilha de São Sebastião pelo seu lado externo, ou retornando por dentro do canal. A primeira hipótese parece improvável visto que o sistema de correntes, na plataforma continental apresenta rumo predominantemente nordeste na área, segundo Mesquita et. al. (1978, apud Furtado, op.cit.).

O retorno pelo canal poderia ocorrer através de um fluxo costeiro, junto ao lado continental do canal evidenciado por medições de correntes e imagens de satélite e postulado por Furtado (op.cit.) e Castro Filho (op.cit.).

O comportamento de garrafas, como as lançadas na estação 14, sugere à ocorrência de deflexões no fluxo principal do canal em direção a porção norte da ilha de São Sebastião. O tempo de permanência no mar foi curto (3 e 4 dias) sugerindo uma incidência direta. Os dados da figura 5 também sugerem este fato.

As trajetórias de derivadores de fundo nas estações 1, 4 e 6 são sugestivas da presença de um giro anti-horário na entrada norte do canal, evidenciado em superfície pelos dados de correntes (figura 5). O tempo de deriva foi bastante alto, indicando longa permanência no mar e sugerindo percursos não retilíneos para os derivadores. Um dos derivadores da estação 1 levou 117 dias para atingir a Ponta das Canas, local próximo do lançamento. Este fato associado ao tempo de percurso dos derivadores das estações 4 e 6 (53 e 19 dias respectivamente) são sugestivos, também, da presença do fluxo de retorno sudoeste junto a costa continental. Devido a inversões no sentido das cor-

rentes no canal os corpos de deriva poderiam retornar para norte (caso dos derivadores das estações 1 e 4) ou deixar o canal pela boca sul (caso da garrafa de deriva da estação 9).

A presença de um giro horário, na entrada sul do canal, não é perfeitamente indicada por corpos de deriva, apenas uma garrafa da estação 37 sugere o fato. Os dados de corrente (figura 5), no entanto, são sugestivos desse giro.

Os sentidos opostos entre superfície e fundo observados na estação fixa, ocorrem na medida em que não há uma homogeneização instantânea do sentido de fluxo. Ocorrem atrasos entre a superfície e o fundo, na medida em que muda o fator de influência na movimentação de correntes como, por exemplo, mudança nos ventos locais. Com a permanência do fator de influência por tempos maiores, há uma tendência de homogeneização nos rumos das correntes de superfície e fundo.

CONCLUSÕES

O canal de São Sebastião apresenta um fluxo principal que se alterna para nordeste e para sudoeste havendo, no entanto, uma predominância para nordeste. Ao longo do canal há deflexões no fluxo principal e formação de pequenos giros de água. A entrada norte do canal apresenta um giro de água anti-horário, resultante do desvio do fluxo nordeste, que gera uma corrente de retorno com rumo sudoeste, junto a costa continental do canal. Há indicações da ocorrência de um outro giro na entrada sul do canal, porém no sentido horário. O comportamento dos derivadores não é, no entanto, conclusivo sobre este aspecto.

Os percursos observados, embora referentes apenas a uma época do ano, possibilitam uma visualização geral sobre a circulação no canal pois, pela indicação da bibliografia, o comportamento das correntes é similar durante todo o ano. Não há possibilidade, no entanto, de correlacionar intensidades de correntes que, certamente, serão diferentes para épocas de inverno e verão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARTOLINI, C. e PRANZINI, E. (1977) Tracing nearshore botton currents with seabed drifters. Marine Geology, 23 (3/4): 275-284.

CASTRO FILHO, B.M. (1985) Subtidal response to wind forcing in the South Brazil bight during winter. PhD. thesis, University of Miami, Flórida, 211p.

EMILSSON, I. (1962) As correntes marítimas no Canal de São Sebastião Ciência e Cultura 14(4): 269-270, São Paulo.

FURTADO, V.V. (1978) Contribuição ao estudo da sedimentação atual no Canal de São Sebastião, Estado de São Paulo. Tese de doutoramento, Area de Estratigrafia e Paleontologia, Instituto de Geociências - USP - 2V, 110p., figuras e tabelas, São Paulo.

FURTADO, V.V.; BÍCEGO, M.C. e WEBER, R.R. (1986) Modelo de dispersão de óleo na região do canal de São Sebastião - Atas do Simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira - Síntese dos conhecimentos - V.2. Academia de Cienc. do Est. S. Paulo - Publica

ção ACIESP nº 54-11: 371-388.

KVINGE, T. (1967) On the special current and water level variations in the channel of São Sebastião. Bolm. Inst. Oceanogr. V. 16: 23-38.

LUEDEMANN, E.F. (1971) Relatôrio sobre resultados obtidos com lançamentos de garrafas de deriva, realizados durante o "Programa Rio Grande do Sul" - Contrções Inst. Oceanogr. Univ. S. Paulo - Sêr. Ocean. Fís., nº 14, 22p., 10 figs., São Paulo.

AGRADECIMENTOS

Ao Sr. Wilson Soares de Macedo Junior, pela confecção dos desenhos e a Sra. Eliete A. de O. Maciel pelos serviços de datilografia.

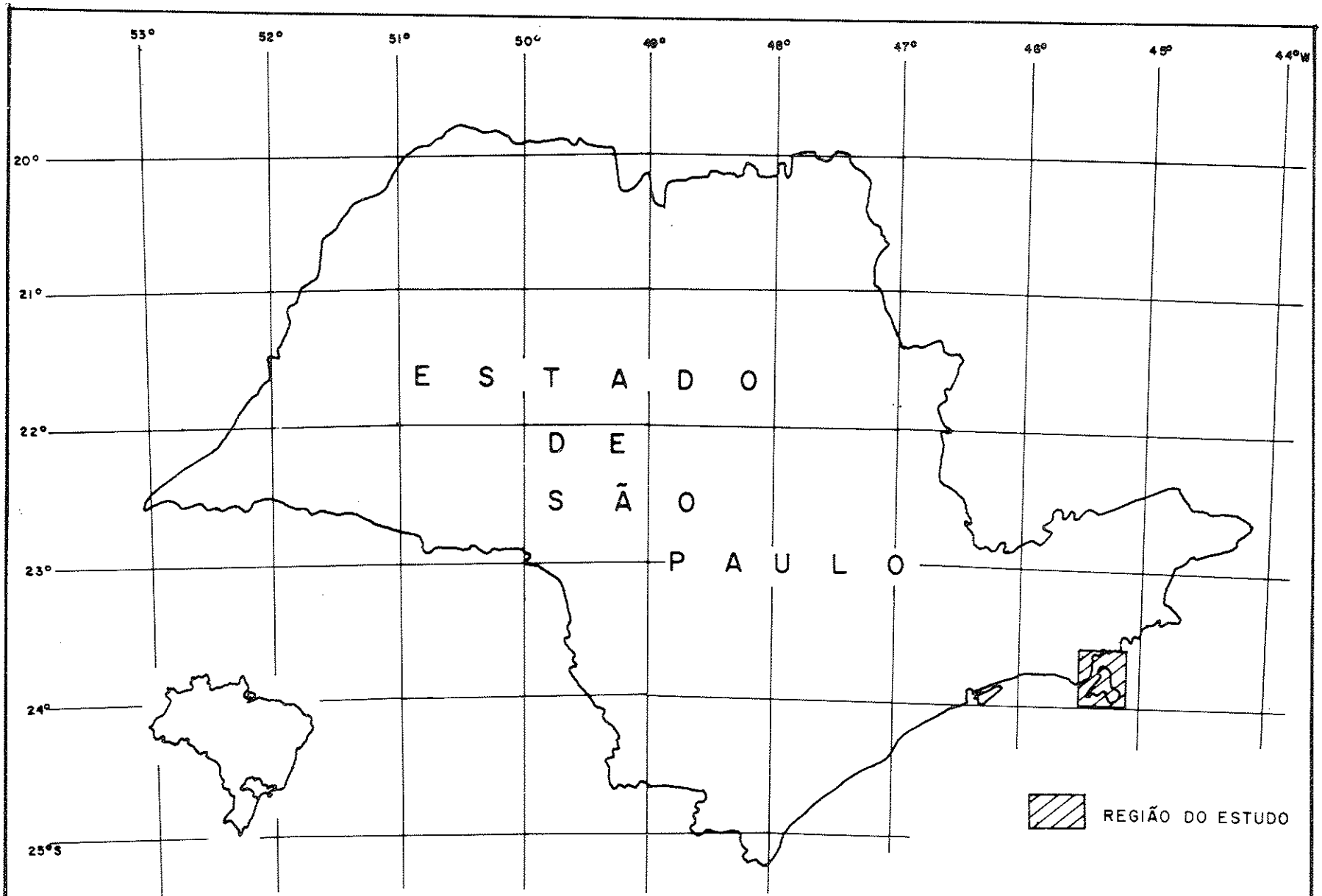


FIG. 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

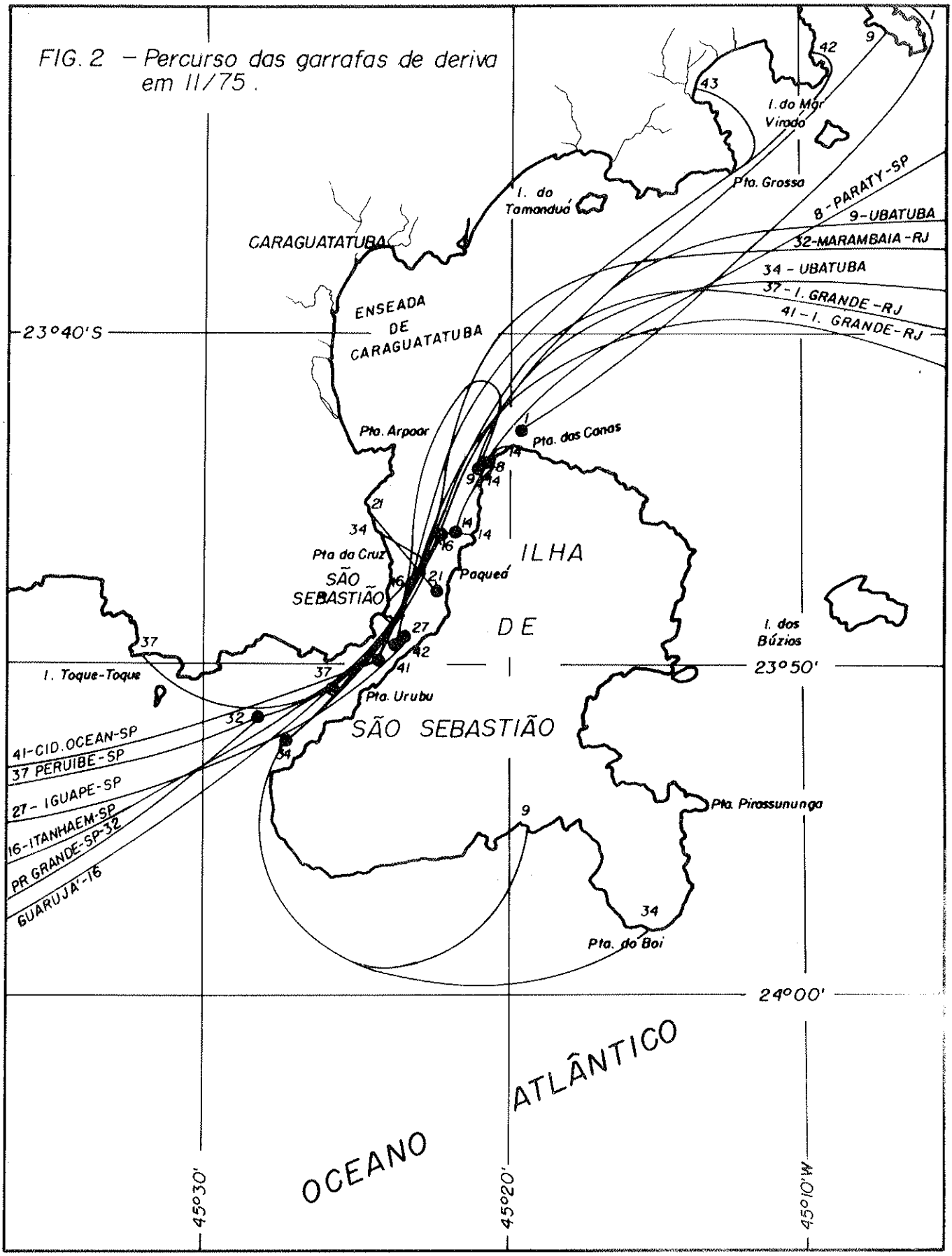


FIG. 2 – Percurso das garrafas de deriva em II/75.
I. do Mar Virado
Pta. Grossa
I. do Tamanduá
CARAGUATATUBA
8 - PARATY-SP
9 - UBATUBA
32 - MARAMBAIA - RJ
34 - UBATUBA
37 - I. GRANDE - RJ
41 - I. GRANDE - RJ
ENSEADA DE CARAGUATATUBA
23°40'S
Pta. Arpoar
Pta. das Conas
Pta da Cruz
Paqueá
ILHA
SÃO SEBASTIÃO
DE
I. dos Búzios
23°50'
I. Toque-Toque
Pta. Urubu
SÃO SEBASTIÃO
41 - CID. OCEAN - SP
37 PERUÍBE - SP
27 - IGUAPE - SP
16 - ITANHAEM - SP
PR GRANDE - SP - 32
GUARUJÁ - 16
Pta. Pirassununga
Pta. do Boi
24°00'
OCEANO ATLÂNTICO
45°30'
45°20'
45°10'W

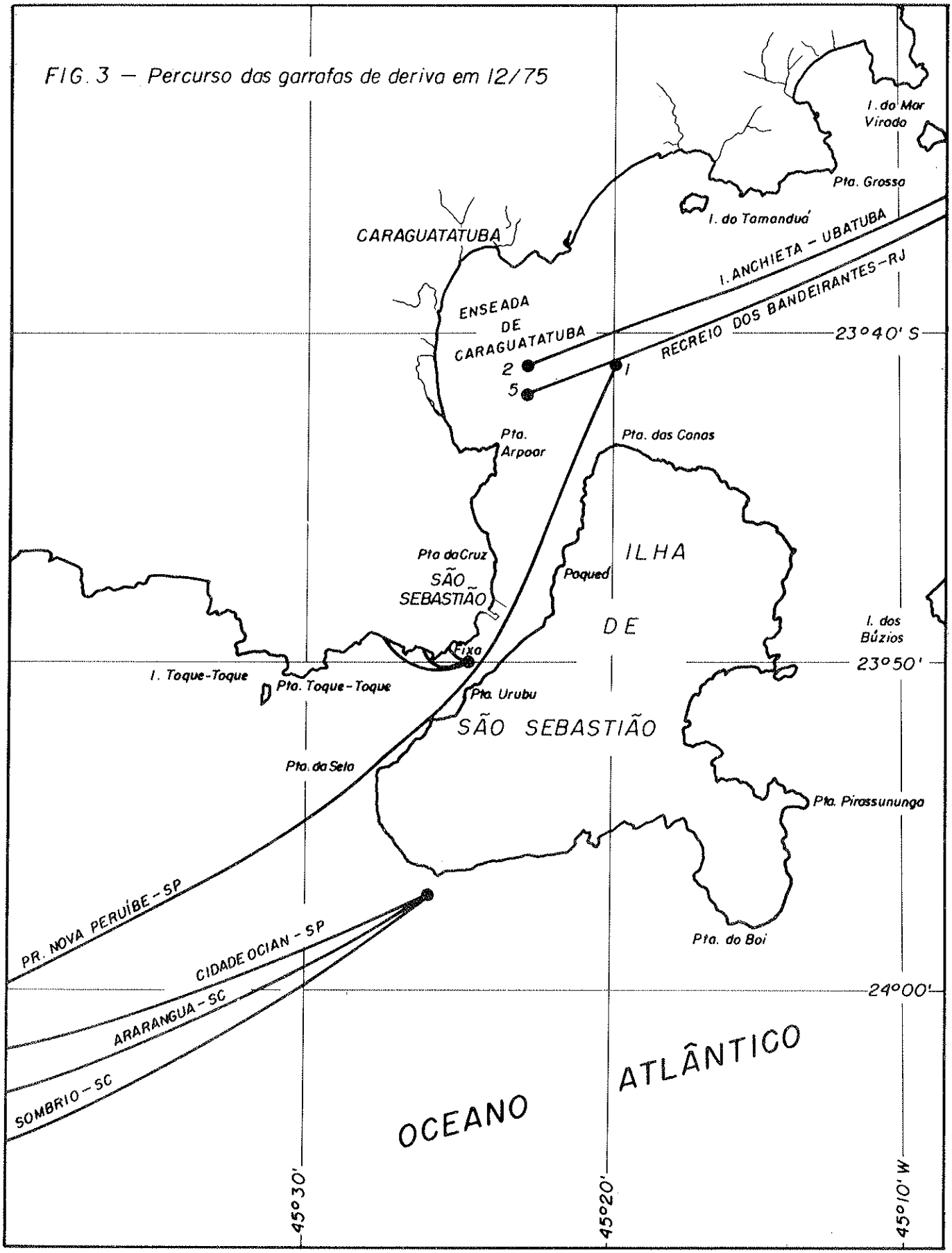


FIG. 3 — Percurso das garrafas de deriva em 12/75
I. do Mar Virado
Pta. Grosso
I. do Tamanduá
CARAGUATATUBA
I. ANCHIETA – UBATUBA
RECREIO DOS BANDEIRANTES – RJ
ENSEADA DE CARAGUATATUBA
23°40' S
2
5
1
Pta. Arpoar
Pta. das Conas
Pta da Cruz
SÃO SEBASTIÃO
Paquet
ILHA DE SÃO SEBASTIÃO
I. dos Búzios
Fixa
23°50'
I. Toque-Toque
Pta. Toque-Toque
Pta. Urubu
Pta. da Sela
Pta. Pirassununga
Pta. do Boi
PR. NOVA PERUÍBE – SP
CIDADE OCIAN – SP
ARARANGUA – SC
SOMBRIO – SC
24°00'
OCEANO ATLÂNTICO
45°30'
45°20'
45°10' W

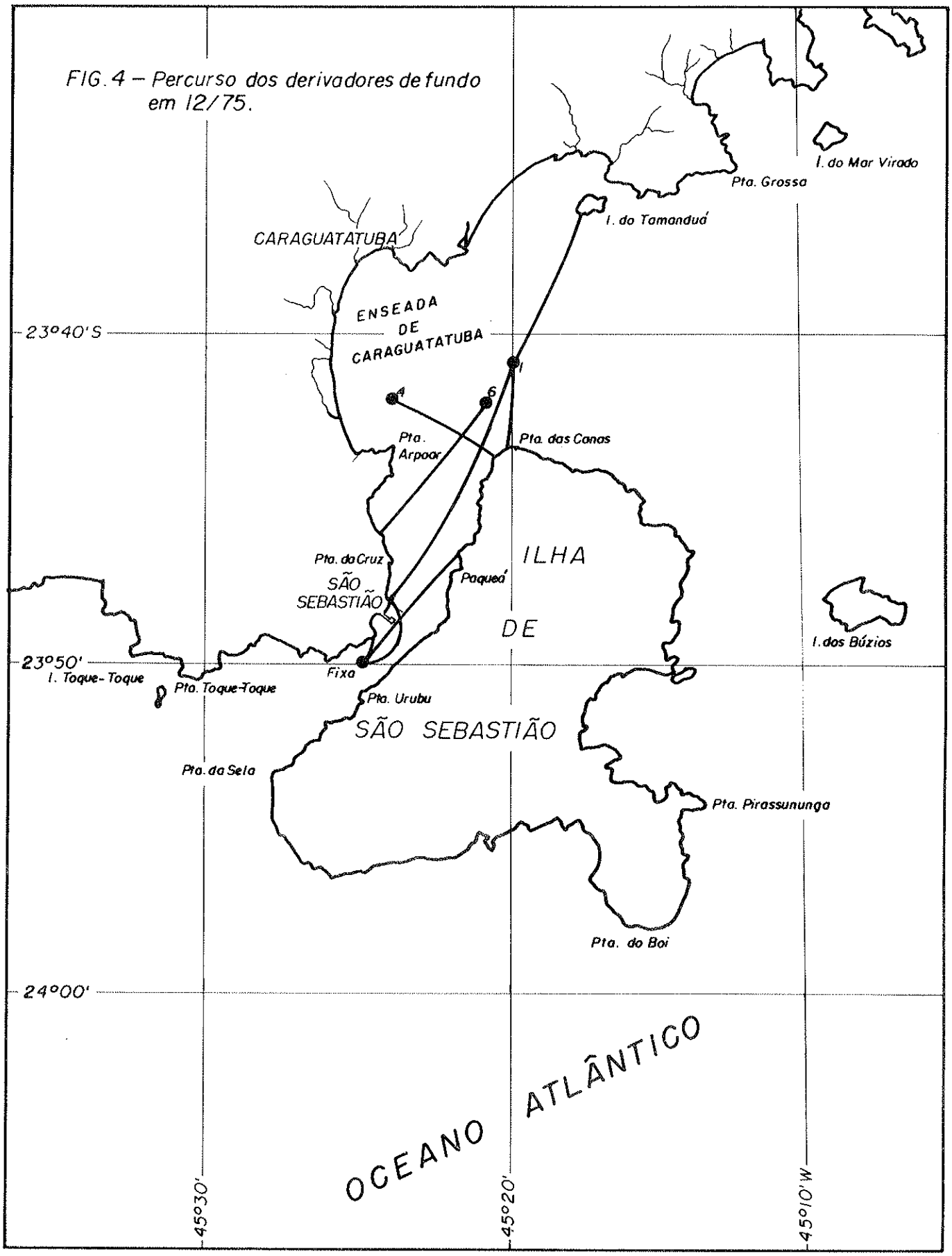


FIG. 4 – Percurso dos derivadores de fundo em 12/75.

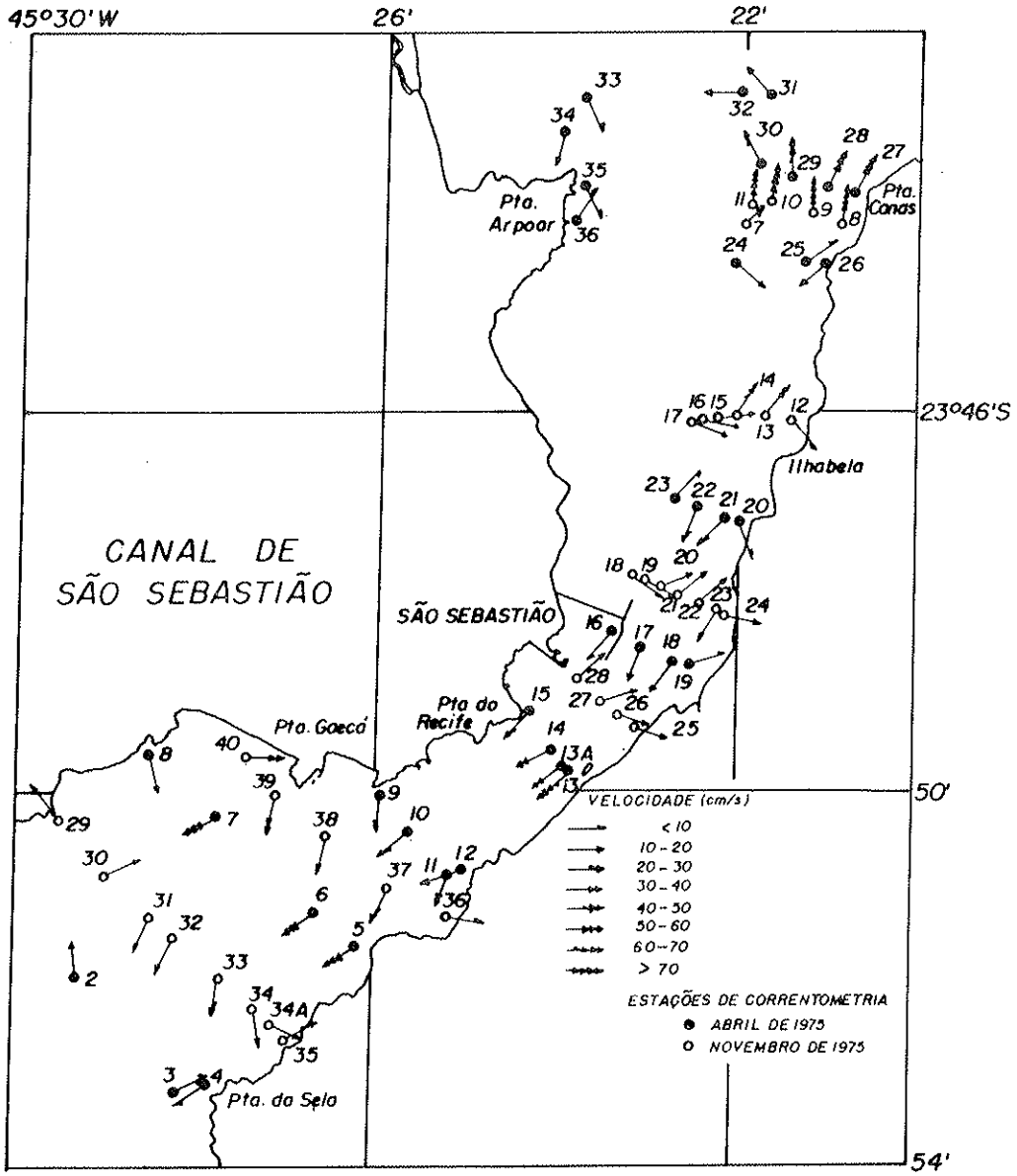


Fig. 5 - Rumos e intensidade de corrente no canal de São Sebastião (segundo Furtado et al., 1986).

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 103-117 (1987)

CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA MARINHA DO ARQUIPÉLAGO DE FERNANDO DE NORONHA: ASPECTOS MORFO-ESTRUTURAIS, SEDIMENTOLOGIA E RECURSOS MINERAIS MARINHOS

ADRIANO ROESSLER VIANA

CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

ABSTRACT

Twenty-seven bottom samples from the insular shelf of Fernando de Noronha Archipelago were collected by DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação) in 1977 and analysed in the laboratories of CECO (Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica) by Martins and Ponzi, in 1980. Those samples were the basis for this study, where we discuss their textural and mineralogical aspects. Tide and current influence are evaluated.

Some bathimetric profiles determine the declivity of the oceanic floor and thier value for the shelf zone, shelf-break and slope. Thereafter, these values provided subsidies to distinguish four areas in the insular shelf.

The marine mineral resources potentiality is appointed by bibliographic revision and comparison with similar areas in other oceans. The morpho-structural context of the archipelago, characterizing a seamount associated to a series of physic-chemical factors, probably sends those islands to a special place among the marine mineralized areas. Their prospection, however, involves a high technology, like photo and TV registration of the bottom, besides a criterious sampling and an evaluation about the methodology to be applied in mining and prospecting.

I. INTRODUÇÃO

O Arquipélago de Fernando de Noronha, verdadeiro santuário ecológico, ocupa, junto às demais ilhas oceânicas brasileiras, posição estratégica ao longo da costa brasileira. Este fato, associado à peculiaridade dos aspectos sedimentares do local, levaram o CECO a implantar um projeto de estudo, extensivo às demais ilhas oceânicas, que teve como campo de desenvolvimento da metodologia aquele arquipélago.

O presente trabalho vem apresentar os primeiros passos deste projeto, através do lavantamento dos aspectos morfo-estruturais do arquipélago, da análise comentada de sedimentos marinhos coletados pela DHN e analisados nos laboratórios do CECO. Este estudo levanta também a potencialidade em recursos minerais marinhos do arquipélago.

II. ASPECTOS MORFO-ESTRUTURAIS

A Cadeia de Montanhas Submarinas de Fernando de Noronha está situada ao norte da Margem Continental Brasileira (Gorini e Bryan, 1974; Chaves, 1983). Nesta região a plataforma continental se estende desde a costa até a cota batimétrica de 40-70 m.(Chaves, op. cit.).

O Arquipélago de Fernando de Noronha, distante mais de 300 quilômetros da costa brasileira, é a última ocorrência a leste desta cadeia vulcânica que se inicia próximo à cidade de Fortaleza, no Estado do Ceará, com a intrusão fonolítica de Mecejana (Almeida, 1955).

Este alinhamento submarino, segundo o paralelo de 3º 50', de rochas de composição alcalina (Almeida, op. cit.), dá origem, além de Fernando de Noronha, ao Atol das Rocas e ao Alto do Ceará, situados sobre 'seamounts' entre o Continente e o Arquipélago.

A situação é similar àquela existente no Golfo da Guiné, onde um alinhamento vulcânico passa das ilhas de Fernando Po, Príncipe, São Tomé e Anobon para os Montes Camarão, no Continente Africano (Baker,1973).

A configuração tectono-estrutural do arquipélago condiciona suas principais feições morfológicas. Através de gradientes da superfície oceânica obtidos através de dados batimétricos resultados de levantamentos hidrográficos realizados pela DHN, estabelecemos zonas de plataforma insular, quebra de plataforma e talude, característica para a região em estudo, independente de valores adotados para a plataforma continental brasileira.

A partir da execução de perfis batimétricos e da obtenção dos gradientes do piso oceânico, foram diferenciadas 4 áreas distintas(Fig 1):

1) área SE
2) área NW
3) área SW
4) área NE

1.) Área SE

Constituída pela área compreendida desde imediatamente ao sul do alinhamento Ilha Rata-Ilha do Meio até o prolongamento em direção ao oceano da Ponta das Caracas. Esta porção do arquipélago apresenta a zona de plataformas mais extensa, com dimensões da ordem dos 7,5 km de extensão máxima e 5 km de extensão média. Possui uma declividade média de 1:200. A cota batimétrica que marca o início da quebra da plataforma se situa entre -30 e -45 metros (Fig 2-a,b).

A análise dos dados e perfis batimétricos nos permite verificar uma inversão no trend do caimento junto à zona de quebra. Nota-se, nesta zona distal da plataforma da área SE, uma elevação média do piso de -35 para -25 metros. Esta elevação, com formato anelar, corresponde ao material descrito como concreções calcáreas por Martins e Ponzi(1980). Levando-se em consideração que: 1) as correntes no local são fortemente condicionadas na direção E para W, transversais à direção do alongamento; 2) as concreções têm composição biolitítica, podemos supor um nível do mar inferior em épocas passadas, de maneira que propiciasse a formação de barreiras de recifes próximos à zona de quebra da plataforma, segundo modelos descritos em Laporte, 1974.

A zona de quebra é marcada por um gradiente médio de 1/10, sendo mais extensa junto ao flanco leste (alinhamento Pontinha-Espigões) com cerca de 1 km, e mais delgada no prolongamento da Ponta das Caracas, com cerca de 150 m, a sul.

O talude apresenta declividade homogênea ao logo de toda a área, com gradiente médio variando entre 1/1,15 e 1/2.

2.) Área NW

Constituída pela face oposta à anterior, é compreendida pela porção do fundo oceânico situada imediatamente a W da Ilha Rata, no norte, até o prolongamento da Ponta da Sapata, ao sul. Conhecida como a porção de mar interior do arquipélago, esta área se encontra abrigada das correntes marinhas de sudeste, que acompanham os ventos alíseos, atuantes na região durante dois terços do ano.

Apresenta uma zona de plataforma menos extensa e com declividade mais abrupta que a anterior. O gradiente médio é de 1/75, sendo que no prolongamento da Ponta da Sapata, em direção ao Alto Fundo Drina, até a altura da praia do Sancho, este gradiente atinge valores da ordem de 1/50 (Fig 2-a,b). A extensão média da zona de plataforma é de 3,5 km, estreitando de norte para sul. Não foram observadas feições semelhantes àquelas encontradas na área SE, onde há uma inversão no trend do caimento junto à borda da plataforma.

A zona de quebra inicia a profundidades de 65-70 m. Mantém os mesmos valores da área SE, da ordem de 1/10, com extensão, em superfície, relativamente constante, de 300 a 400 m. O talude apresenta a mesma declividade das outras áreas, com gradiente médio em torno de 1/1,5.

3.) Área NE e SW

Formadas pela superfície oceânica do edifício vulcânico situada no prolongamento em direção ao mar do eixo maior NE-SW da ilha de Fernando de Noronha, estas áreas apresentam profundidades maiores a menores distâncias do litoral (Fig 2-c).

Em consequência, as zonas de plataforma de ambas são mais reduzidas, com extensão média de 1,5 km na área NE e 2,0 km na área SW. Ao sul da Ponta da Sapata observamos a menor extensão de plataforma do arquipélago, onde profundidades superiores a 200 m são encontradas a menos de 800 m da costa. O gradiente médio da plataforma insular é comum para as duas áreas, com um valor médio de 1/50.

A quebra da plataforma se dá a -45 -50 m na porção NE e a -65 m na área SW, constituindo extensões médias ligeiramente superiores a NE (300 m) do que a SW (150-200 m). O gradiente médio na zona de quebra é de 1/10 para ambas as áreas.

O talude se mantém com a mesma declividade do restante do arquipélago (1/1,5), excessão feita ao alinhamento de cadeia vulcânica que une FN (Fernando de Noronha) ao Alto Fundo Drina, onde a zona de quebra avança em direção ao Alto Fundo por cerca de 10 km com um gradiente em torno de 1/20. O talude, neste ponto, inicia a 380 m de profundidade, com um gradiente de 1/5. Prosseguindo, segundo este alinhamento, até a cota batimétrica de cerca de 700 m, onde há inversão no caimento e elevação do fundo, a superfície oceânica vem dar origem ao Alto Fundo(Fig 2-d).

III. SEDIMENTOLOGIA

Os sedimentos marinhos amostrados ao longo da plataforma insular do Arquipélago de Fernando de Noronha distribuem-se de maneira bastante característica, quanto à textura e composição, em relação à distância da costa e aos eventos hidrodinâmicos que atuam sobre eles.

O próprio regime hidrodinâmico é responsável pela grande variação do perfil litorâneo do arquipélago ao longo do ano. Consequentemente, composição, textura e estruturas dos sedimentos marinhos são funções desta variação(Fig 3).

4) Classificação Composicional e Textural

Os sedimentos são essencialmente orgânicos (biogênicos), com predomínio de fragmentos de algas. Nos pontos onde há maior concentração de componentes minerálicos, aumenta a ocorrência de fragmentos de conchas.

O quartzo está presente apenas nas amostras coletadas em regiões próximas à costa, em profundidades inferiores a 14 metros, indicando a contribuição recente de areias continentais. Ainda assim, a fração areia revela carência em quartzo e abundância em minerais pesados, atribuíveis à composição química das rochas vulcânicas subsaturadas em sílica, que constituem as ilhas. A argila se faz presente apenas nas épocas de chuva, como produto do carreamento fluvial de material de alteração das rochas expostas.

Apesar do pequeno número de amostras coletadas pela DHN, é-nos permitido tecer algumas breves considerações sobre os sedimentos analisados:

- sedimentos finos: os sedimentos finos, argilosos, não foram observados em nenhuma amostra com percentual superior a 0,1%. Sua carência pode ser atribuída ao baixo índice pluviométrico das ilhas, que limita o carreamento de finos para o mar, e ao próprio regime hidrodinâmico costeiro que impede sua deposição numa região próxima à costa.
- sedimentos grosseiros: a distribuição dos sedimentos arenosos, bem selecionados, se dá ao longo da costa, enquanto que os de granulometria maior que 2,0 milímetros são encontrados na região mais distal da plataforma insular. Estes sedimentos devem ser analisados sob os seguintes aspectos:

1.1.) Os sedimentos arenosos possuem constituintes minerais superiores a 30%, distribuídos junto às praias da porção norte-nordeste da ilha principal, excessão feita às amostras 1, 23, 27 no litoral nordeste, e 12, 13 e 15 no sudoeste do arquipélago (Fig 4), cujos baixos índices de material abiogênico devem ser analisados isoladamente. No litoral nordeste, mais exposto tanto às correntes de sudeste quanto às de nordeste, encontram-se, bem desenvolvidos, recifes de algas calcáreas de Lithothamnium, cujo retrabalhamento por ação de ondas e correntes incorpora aos constituintes minerais aqueles de origem biogênica. No caso das amostras 12 e 15, situadas no extremo sudoeste da ilha, há inibição da deposição de terrígenos pela acentuada presença de correntes, associadas ao litoral escarpado e ao desenvolvimento de corais e algas calcáreas. A amostra 13 foi coletada dentro da Baía de Sueste, que apresenta um condicionamento fisiográfico completamente diferenciado dos demais pontos do litoral do arquipélago. Trata-se de uma baía fechada, com maior restrição à circulação de águas, que pode apresentar índices de argila de até 10% em épocas de chuva (observações de campo), sendo localmente dominada por recifes franjados relictos, o que dificulta a elaboração de comentários sobre a distribuição de sedimentos na baía a partir de apenas uma amostra de fundo.

1.2.) Os sedimentos grosseiros, localizados na parte mais externa da plataforma insular, são compostos por cascalhos biogênicos e concreções calcáreas, livres da presença de material terrígeno. É elevada a taxa de crescimento de material biogênico nestas porções de lâminas d'água de até mais de 50 metros. Já os sedimentos arenosos predominam em profundidades inferiores a 20 metros, onde o efeito de ondas e correntes é mais intenso, agregando material continental ao material biogênico.

2) Transporte de Sedimentos

A dispersão dos sedimentos ao longo da plataforma insular, e em especial nas regiões de "near-shore", é comandada por correntes marinhas, ondas e marés diárias.

As estações inverno e verão imprimem características de sedimentação bem distintas. O inverno, de curta duração, faz incidir sobre as ilhas correntes de norte-nordeste, equatoriais, acompanhadas por ondas de até mais de seis metros de amplitude (informações verbais). Este regime esculpe as praias da ilha, removendo a areia para uma posição aquém ao nível base das ondas, desenvolvendo, provavelmente, bancos arenosos sub-paralelos à costa. Nas praias restam expostos apenas os sedimentos mais grosseiros, desde seixos até matacões, que resistem à remoção das ondas. Estas mesmas são capazes de arremessar blocos por sobre o nível médio do primeiro berma. Foram constatados, na Praia do Leão, blocos alinhados com cerca de 50 centímetros de diâmetro médio, ao longo de dunas situadas até mais de quatro metros acima do nível médio do mar de junho de 1986, o que comprova a elevada energia do sistema.

O reestabelecimento das correntes de sudeste, com a chegada do verão e dos ventos alíseos, de menor intensidade mas de maior constância e duração, provavelmente permite a redistribuição dos sedimentos arenosos dos bancos para o litoral, reconstruindo as praias arenosas. A partir daí, impõe-se a movimentação dos sedimentos por ação predominante de marés, cujos registros efetuados pela DHN (1971) e pelo CECO (1986) indicam uma variação média diária de cerca de 2,0 metros do nível do mar nos meses de maio e junho.

O perfil litorâneo assume uma feição atenuada, típica de verão, onde o gradiente é bastante inferior àquele do inverno (Bascom, 1964; Davis, 1978 e Swift, 1976). A circulação das águas na porção norte do arquipélago se faz de Este para Oeste no verão, sendo transversal à linha de costa no inverno. Esta característica desenvolve praias com gradiente menor a leste, onde há uma menor atuação das ondas que, refratadas por obstáculos naturais como tômbolos e projeções naturais, perdem energia enquanto que, no lado oeste destas praias, há um aumento no gradiente em função da maior exposição destas à ação das ondas, que removem parte do sedimento ali depositado. No litoral sul, há inversão no sistema com as correntes de sudeste, mais fracas porém atuantes por um período mais longo, atacando transversalmente à costa, propiciando uma distribuição mais regular dos sedimentos junto às poucas praias daquela porção do arquipélago.

IV. RECURSOS MINERAIS MARINHOS

O raio de 200 milhas de mar territorial brasileiro em torno de Fernando de Noronha remete o Arquipélago a uma situação de elevado potencial metalogênico. Dentro das 200 milhas que circundam aquelas ilhas encontramos fatores que possibilitam a ocorrência de diversos recursos minerais. Nas linhas seguintes, relataremos algumas destas possibilidades.

1.) Nódulos Polimetálicos: Concreções com forma de batatas, ricas em óxidos de manganês e presentes em quase todos os oceanos. São depósitos de mar profundo (de 3000 a mais de 4500 metros de profundidade). Com composição variável, atingem níveis viáveis de aproveitamento econômico com uma combinação de cerca de 3% de cobre, níquel e cobalto (Cronan, 1980, 1985; Glasby, 1982).

Dada a grande área de mar territorial brasileiro profundo (mais de

2500 metros de profundidade) que circunda o arquipélago, e sua situação geográfica peri-equatorial, semelhante aos grandes depósitos de manganês do Oceano Pacífico, é recomendado um estudo mais detalhado para estudar esta potencialidade. Segundo Cronan(1985), os depósitos de alto teor de nódulos de manganês são resultado da extração de manganês e outros metais em solução na água do mar, por organismos, e transportados para o fundo em remanescentes orgânicos (fezes, ossos, carapaças, etc). Reações químicas complexas, possivelmente por ação de bactérias, induzem a matéria orgânica depositada nos sedimentos a liberar manganês e outros metais que migram e se precipitam em torno de centros de nucleação.

Esta teoria de origem dos nódulos é suportada pelo fato de que a maioria dos jazimentos mais ricos ocorrem sob águas de alta concentração de organismos, onde a extração orgânica de metais da água do mar é elevada. Desta maneira, o rastreamento de processos orgânicos desta ordem em Fernando de Noronha, podem nos induzir a zonas de concentração de nódulos polimetálicos, uma vez que as condições geográficas são condizentes com outras áreas de enriquecimento conhecido. No Brasil, ocorrências de nódulos de manganês de alta esfericidade e denso recobrimento metálico foram reconhecidas no Platô de Pernambuco (Melo, Guazelli e Costa, 1978), através de dragagens realizadas entre -1750 e -2200 metros no flanco norte-nordeste do Platô.

2.) Lamas Metalíferas: Por ocasião de amostragens realizadas pelo Deep Sea Drilling Project, no sítio 24, aproximadamente a 250 quilômetros a sudeste do arquipélago, foram identificadas argilas miocênicas interacamadadas com camadas delgadas de areias turbidíticas médias a finas, contendo, além de glauconita, estrias e pelotas de óxido de manganês(Bader et al., 1970). Estas podem estar vinculadas a emanações vulcânicas com geração de pequenos depósitos do tipo lamas metalíferas(Cronan,op.cit.; Scott, 1985). Para Scott (op.cit.), jovens 'seamounts' gerados em zonas de expansão da crosta oceânica são alvos particularmente atrativos para este tipo de depósito.

3.) Crostas de Manganês ricas em cobalto: São crostas com espessura média de 2 centímetros, podendo atingir até vários centímetros. Encontram-se formados sobre todo o substrato duro, onde correntes ou outros fatores inibem uma sedimentação significativa.

Halbach e Manheim (1984) acreditam que toda a parte superior de encostas e topos de montes submarinos estejam recobertos por crostas ferromanganíferas, exceto onde escorregamentos recentes tenham exposto a rocha fresca ou encoberto as crostas. Para Cronan (1985), os depósitos mais ricos em cobalto se situam a cerca de 1500 metros de profundidade e o elemento é sensivelmente extraído da água do mar por óxidos de manganês. A concentração do metal na água do ambiente, e não as condições ambientais, deve ser levada em conta para estimar o suprimento de cobalto nas crostas. Sua concentração aumenta de menos de 0,4% em águas profundas, de mais de 4000 metros, para mais de 1,2% em encostas e topos de montes submarinos a menos de 2500 metros de profundidade. Concomitantemente, ocorre um empobrecimento em níquel e cobre.

Cronan (1985) e Halbach e Manheim (op.cit.) estabelecem a relação de máximo enriquecimento em cobalto com profundidades onde ocorra o mínimo de oxigênio dissolvido. Segundo Cronan (1985) esta relação pode servir de guia para localização de depósitos de crostas ricas em cobalto. O conteúdo máximo de cobalto em depósitos deste tipo estaria associado a profundidades onde o manganês fosse enriquecido em águas contendo apenas 0,09 a 2,2 milímetros por litro de oxigênio dissolvido (Fig 4). Assim sendo, o rastreamento de áreas com estas características na região do arquipélago de Fernando de Noronha, levando em conside

ração sua estrutura de monte submarino e a exposição das encostas sul e do edifício vulcânico às correntes predominantes de Sudeste, possibilitaria a predição de áreas onde o cobalto estaria mais enriquecido e eventualmente associado a crostas ferromanganíferas.

4.) Fosforita: Os jazimentos de fosforita em fundo oceânico são conhecidos tanto em ambientes de ressurgência como de não ressurgência. Entre estes últimos encontra-se os topos de montes submarinos. Segundo Burnett et alli (1983), apesar de ocorrências de fosforita serem conhecidas desde a expedição do Challenger (Murray e Reynard, 1981, in Burnett et al., op. cit.), foi somente com amostragens das montanhas do Pacífico Médio, em 1950 (Hamilton, 1956, in Burton et al., op.cit.), que foram identificadas fosforitas em montes submarinos.

Expedições subsequentes confirmaram esta descoberta e mostraram ser a fosforita uma feição comum em montes submarinos de todos os oceanos (Hamilton e Rex, 1959; Heezen et alli, 1973; Slater e Goodwin,1973; Baturin, 1978, 1982; Jones e Goddard, 1979, in Burnett et al., op.cit.).

A deposição de fosfatos autígenos em topos de montes submarinos e platôs na costa brasileira foi comprovada por Guazelli e Costa, 1978, e Melo, Guazelli e Costa, op.cit., com dragagens realizadas no Platô do Ceará e Platô de Pernambuco, onde naquele foram coletados sedimentos ricos em carapaças de foraminíferos plantônicos e rochas sedimentares fosfatadas, com teores de até 18,4% de P_2O_5.

No Platô de Pernambuco, recuperaram-se nódulos polimetálicos com núcleos de fosforita de teor médio superior a 27% de P_2O_5.

O Platô do Ceará assemelha-se a um guyot e está relacionado ao alinhamento vulcânico da Cadeia Fernando de Noronha-Atol das Rocas-Mecejana (Gorini e Bryan, op.cit.). As dragagens se deram no topo e no flanco nordeste do platô, sendo que no flanco, a profundidades que variaram entre -1371 e -391 metros, foram detectados os maiores teores. Guazelli e Costa (op.cit.) atribuem uma concentração de fosforita relacionada com ressurgência de águas ricas em nutrientes que depositariam o fosfato nela dissolvido em condições batimétricas propícias.

Para Baturin (1982), a ocorrência de fosforita em montes submarinos é atribuida a fatores como:

- submersão de ilhas vulcânicas, onde é constatada a presença de resquícios de fauna de água rasa, com fosfatização metassomática de rochas, principalmente calcáreos, a partir de depósitos de guano acumulados sobre\elas no Mioceno/Pleistoceno (Hutchinson, 1950; Trueman, 1965; Bezrukov, 1973).
- reassentamento de materiais preexistentes no ambiente subaquático, isto é, fosfatos derivados da água do mar, através de eventos paleoceanográficos, modelos de fluxo superior e/ou ressurgência (Marlow, 1971; Heezen et al., op.cit.).
- adição vulcanogênica e hidrotermal de fósforo (Kharin, 1974; citado em Baturin, 1982).

Sendo uma feição estrutural que propicia o ressurgimento de correntes profundas (Asmus e Guazelli, 1981) e que ocasiona o desvio de correntes marinhas ricas em foraminíferos plantônicos (Coutinho e Morais, 1970) além de serem conhecidas concentrações de fosfatos zoógenos, com teores da ordem de 19% de P_2O_5 desde 1881 (Derby, 1881; Pouchain, 1947; Almeida, 1955, in Guazelli e Costa, 1978), na Ilha Rata, no extremo nordeste do arquipélago, Fernando de Noronha apresenta grande potencial para acumulação de fosfatos, sejam em feições planas submersas, como o Alto Fundo Drina, ou nos flancos leste - nordeste do edifício vulcânico que o compõe.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo dos dados atuais disponíveis sobre a geologia marinha do Arquipélago de Fernando de Noronha permitiu elaborar algumas observações abaixo listadas:

- A análise das cartas batimétricas indica uma plataforma insular mais extensa na direção transversal ao eixo maior das ilhas, a Nordeste e a Leste-sudeste.

- Ao longo da borda Sudeste dessa plataforma ocorre uma estrutura carbonática biolitítica de forma anelar, elevando-se de 40 metros até 15 metros de profundidade. Esta estrutura pode representar uma barreira de recifes afogada, construída em época de nível do mar rebaixado.

- Os registros de variações do nível do mar devem levar em consideração a instabilidade isostática do Arquipélago. Os últimos pulsos tectônicos da cadeia vulcânica submarina de Fernando de Noronha podem ter afetado o posicionamento do Arquipélago em relação à lâmina d'água circundante. Este fenômeno pode induzir a erros uma tentativa de correlacionar os registros locais com ciclos globais de oscilação do nível do mar.

- A sedimentação marinha clástica grosseira principalmente arenosa, é restrita às áreas mais próximas da costa, sujeitas à ação das ondas e marés.

- Os sedimentos acumulados a partir de uma cota batimétrica inferior a 20 metros, são constituidos principalmente por material biogênico.

- Os sedimentos finos não encontram local para deposição ao longo da plataforma insular.

- O regime de sedimentação litorânea reflete a variação climática anual que atua sobre o arquipélago. Um verão com ventos moderados e correntes de Sudeste, que proporcionam um ambiente de energia moderada, e um inverno (janeiro/março) de correntes de Norte/Nordeste e ondas que podem atingir até mais de 5 metros de amplitude, desenvolvendo um ambiente de alta a altíssima energia.

- O condicionamento geográfico e tectônico do Arquipélago possibilita a acumulação de recursos minerais marinhos como nódulos e crostas polimétricas, lamas metalíferas e fosforita. O rastreamento destes recursos envolve tecnologia avançada, como o imageamento fotográfico e televisivo da superfície oceânica, e a necessidade de definir zonas onde as condições físico-químicas e a atividade biológica favoreça o desenvolvimento de núcleos de cristalização daqueles minerais.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece a toda a equipe técnica do CECO pela colaboração e discussões; aos biólogos Sérgio B. Dillenburg e Josemar Parreira; ao Eng. Pedro S.D. Brunelli, pela imprescindível participação nos trabalhos de campo; à jornalista Eliane Torres, pela revisão final do texto; a Nilton pelos desenhos e a Jocelma Campos pela datilografia; à Petrobrás - Petróleo Brasileiro S.A., atual vínculo do autor, pela permissão para publicar o presente trabalho. Também à Bancor, Agência de Turismo, ao Governador do Território Federal de Fernando de Noronha e à Força Aérea Brasileira, que viabilizaram a primeira missão de campo do projeto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. de - 1955 - Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha; Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Monografia, v. XIII, 181 p.

ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. - 1981 - Descrição Sumária das Estruturas da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas e Continentais Adjacentes - Hipóteses sobre o Tectonismo Causador e Implicações para o Prognóstico do Potencial em Recursos Minerais, In: ASMUS, H.E., ed., Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Brasileira e suas Implicações nos Processos Sedimentares e na Avaliação do Potencial de Recursos Minerais (Relatório Final). Rio de Janeiro. Petrobrás/CENPES/DINTEP, Série Projeto REMAC nº 9, 269 p.

BADER, R.G. - 1970 - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; Washington; U.S. Government Printing Office, Vol. IV.

BAKER, P.E. - 1973 - Islands of the South Atlantic, In: NAIRN, E.M. & STEHLI, F.G., ed., The Ocean Basins and Margins, v. 1, The South Atlantic. New York, Plenum Press, p. 493-553.

BASCOM, W. - 1964 - Waves and Beaches. New York, Anchor Books, 267 p.

BATURIN, G.N. - 1982 - Phosphorites on the Sea Floor - Origin, Composition and Distribution. Developments in Sediment - ology 33, Eslevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.

BURNETT, W.C., ROE, K.K., PIPER, D.Z. - 1983 - Upwelling and Phosphorite Formation in the Ocean, In: SUESS, E. & THIEDE, J., Coastal Upwelling, Plenum Publishing Corp., New York, p. 377-97.

CHAVES, H.A.F., ed. - 1983 - Projeto REMAC - Processos e Métodos. Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES/DINTEP, Série Projeto REMAC nº 6, 113 p.

CRONAN, D.S. - 1980 - Underwater Minerals. Academic Press Inc.Ltd., Londres.

- 1985 - A Wealth of Sea-Floor Minerals, New Scientist, Jun 1985, p. 34-38.

DAVIS JR, R.A. - 1978 - Beach and Nearshore Zone, In: DAVIS JR, R.A., ed, Coastal and Sedimentary Environments. Springer Verlag, New York, p. 237-286.

GLASBY, B.P. - 1982 - Manganese Nodules From the South Pacific-An Evaluation. Marine Mining Vol. 3, Nº 3/4, Crane Russac, New York.

GORINI, M., DAMUTH, J.E., BRYAN, G.M. - 1974 - The Fernando de Noronha Ridge and its Relation to Equatorial Atlantic Fracture Zones. Geological Society of America. Abstract with Programs. V.6, 762 p.

GUAZELLI, W. & COSTA, M.P.A. - 1978 - Ocorrência de Fosforita no Platô do Ceará, In: Ocorrências de Fosforita e Nódulos Polimetálicos nos Platôs do Ceará e Pernambuco.Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES/DINTEP, Série Projeto REMAC,nº 3, p. 7-14.

HALBACH, P. & MANHEIM, F.T. - 1984 - Potential of Cobalt and Other Metals in Ferromanganese Crusts on Seamounts of the Central Pacific Basin, Marine Mining, 4:4, p. 319-336.

LAPORTE, L.F. - 1974 - Reefs in Time and Space - Selected Examples from the Recent and Ancient. Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication Nº 18, Tulsa.

MARTINS, I.R. & PONZI, V.R.S. - 1980 - Aspectos Texturais e Mineralógicos dos Sedimentos Superficiais da Plataforma Continental Brasileira, In: "Notas Técnicas do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica". Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Notas Técnicas Nº 2, p. 33-151.

MELO, U. & GUAZELLI - 1978 - Nódulos Polimetálicos - Importância e Tendências, In: "Ocorrências de Fosforita e Nódulos Polimetálicos nos Platôs do Ceará e Pernambuco". Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES/DINTEP, Série Projeto REMAC, Nº 3, p. 33-54.

MELO, U.; GUAZELLI, W.; COSTA, M.P. - 1978 - Nódulos Polimetálicos com Núcleo de Fosforita, no Platô de Pernambuco, In: "Ocorrências de Fosforita e Nódulos Polimetálicos nos Platôs do Ceará e Pernambuco", Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES/DINTEP, Série Projeto REMAC, Nº 3, p. 15-32.

SCOTT, S.D. - 1985 - Seafloor Polymetallic Sulfide Deposits: Modern and Ancient. Marine Mining 828, p. 123-153.

SWIFT, D.J.P. - 1976 - Coastal Sedimentation, In: "Stanley, D.J & Swift, D.J.P, Marine Sediment Transport and Environmental Management. New York, John Willey and Sons, p.255-310.

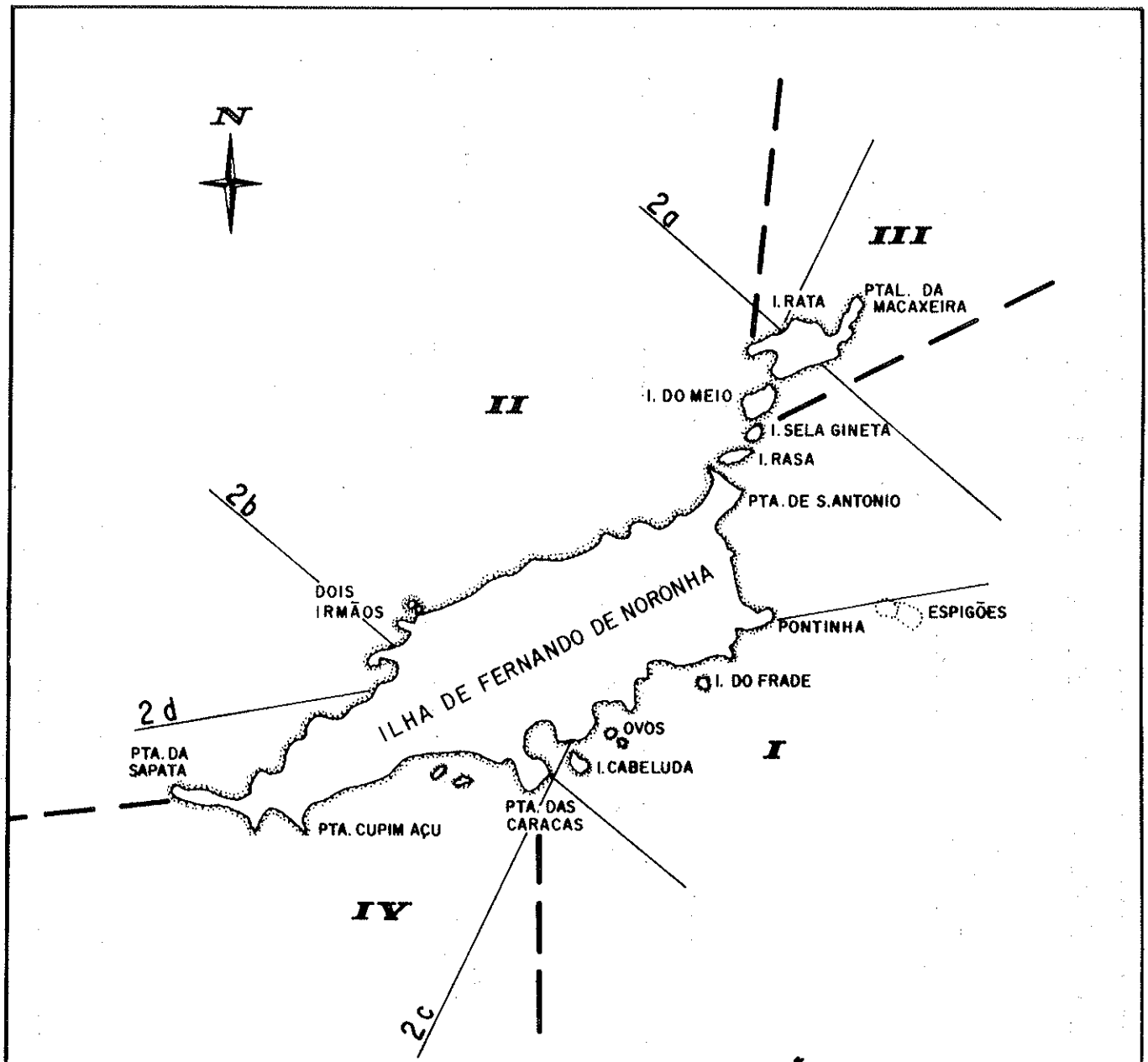


FIG. 1 - ZONEAMENTO DA PLATAFORMA INSULAR.

FIG. 2 - PERFIS BATIMÉTRICOS

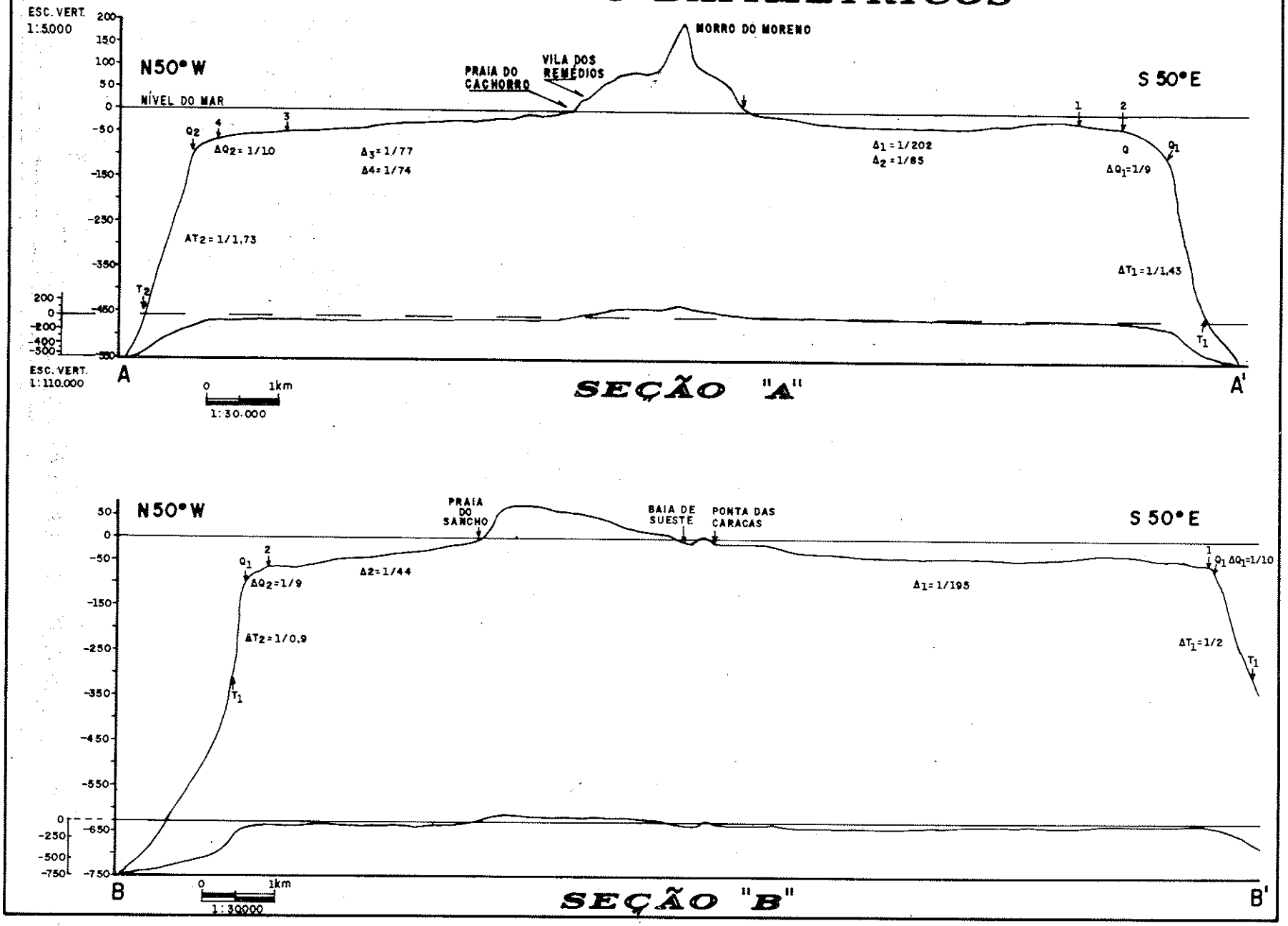
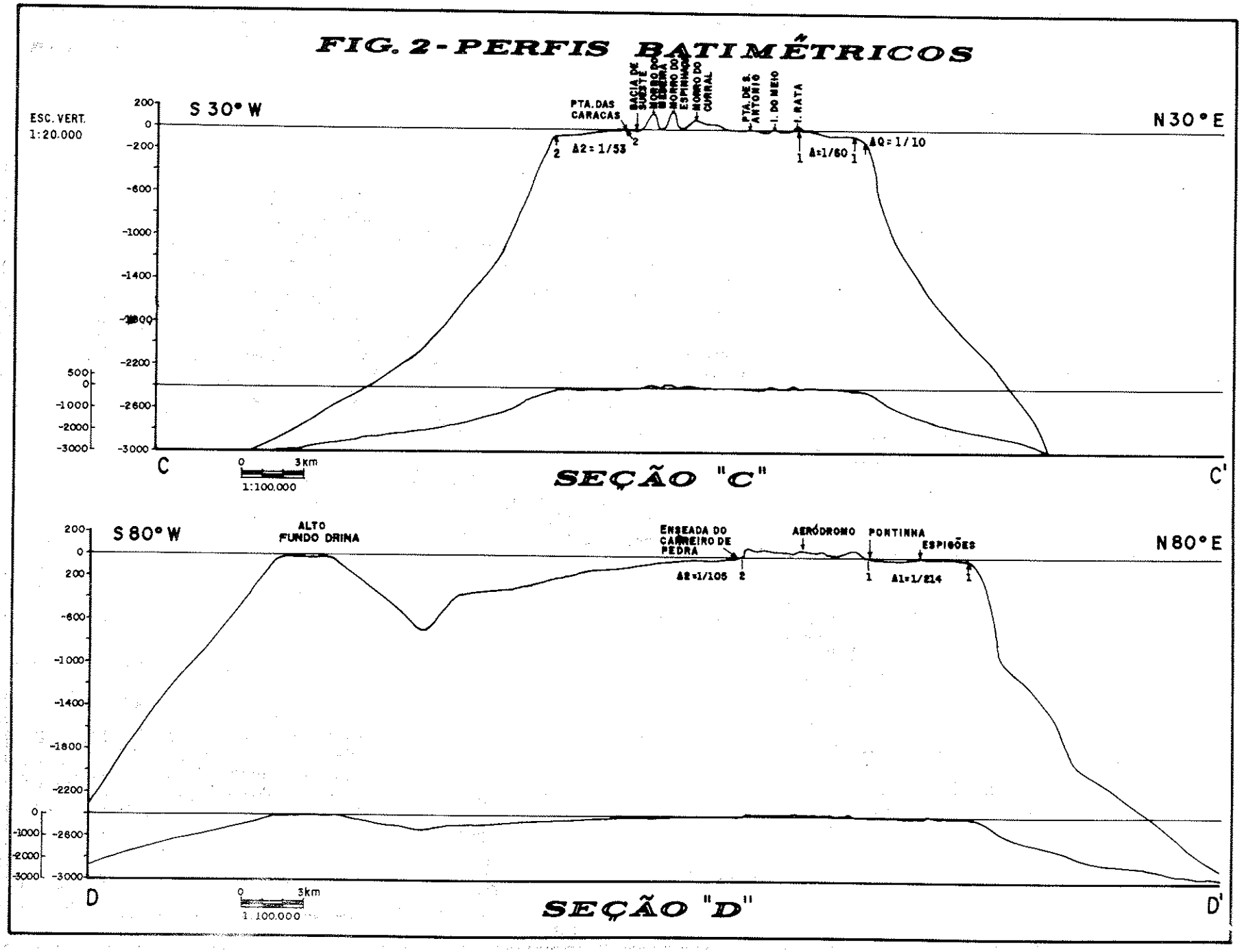


FIG. 2 - PERFIS BATIMÉTRICOS



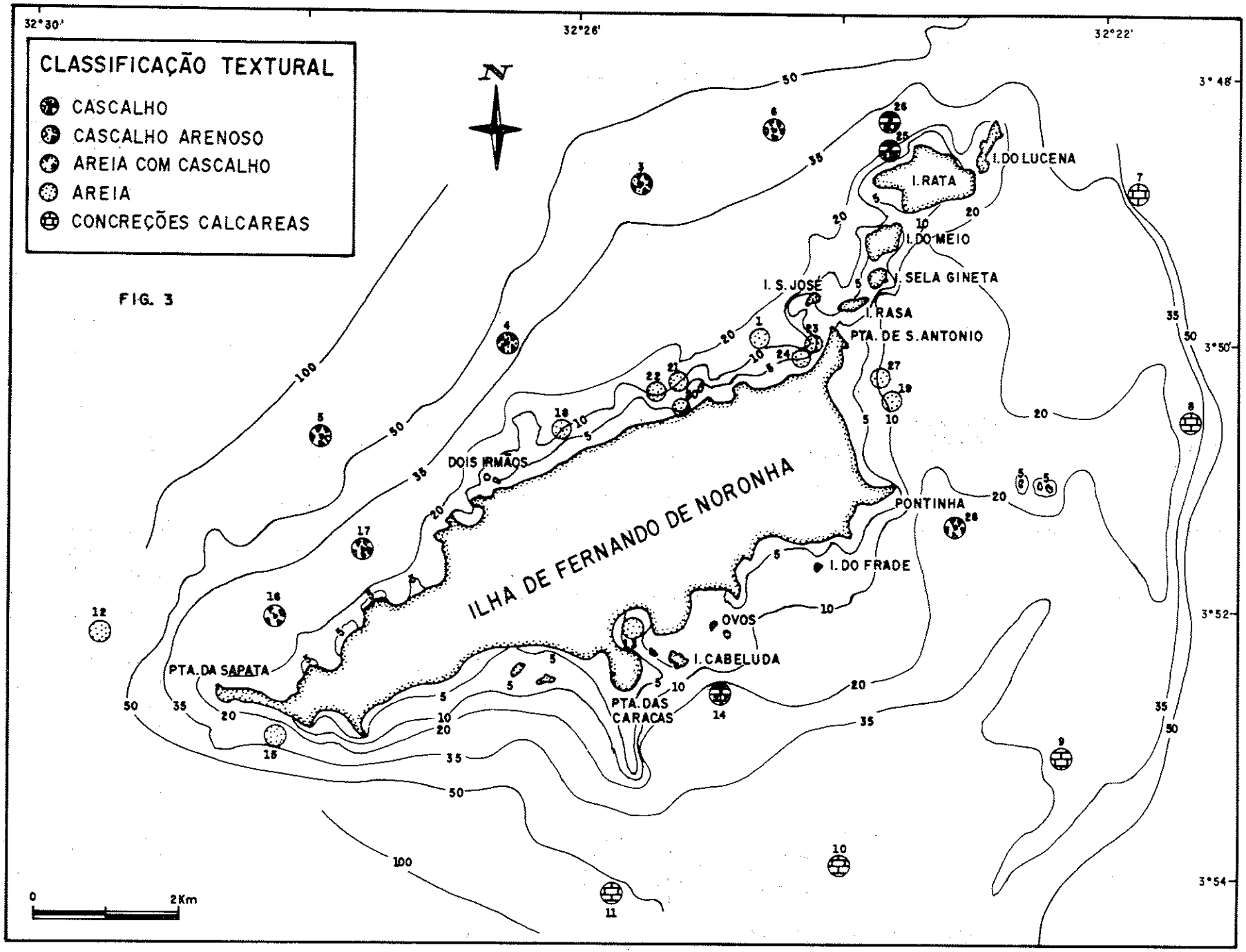

CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL
CASCALHO
CASCALHO ARENOSO
AREIA COM CASCALHO
AREIA
CONCREÇÕES CALCAREAS
N
32°30'
32°26'
32°22'
3°48'
3°50'
3°52'
3°54'
ILHA DE FERNANDO DE NORONHA
I. RATA
I. DO LUCENA
I. DO MEIO
I. SELA GINETA
I. S. JOSÉ
I. RASA
PTA. DE S. ANTONIO
DOIS IRMÃOS
PONTINHA
I. DO FRADE
OVOS
I. CABELUDA
PTA. DA SAPATA
PTA. DAS CARACAS
0
2Km

FIG. 3

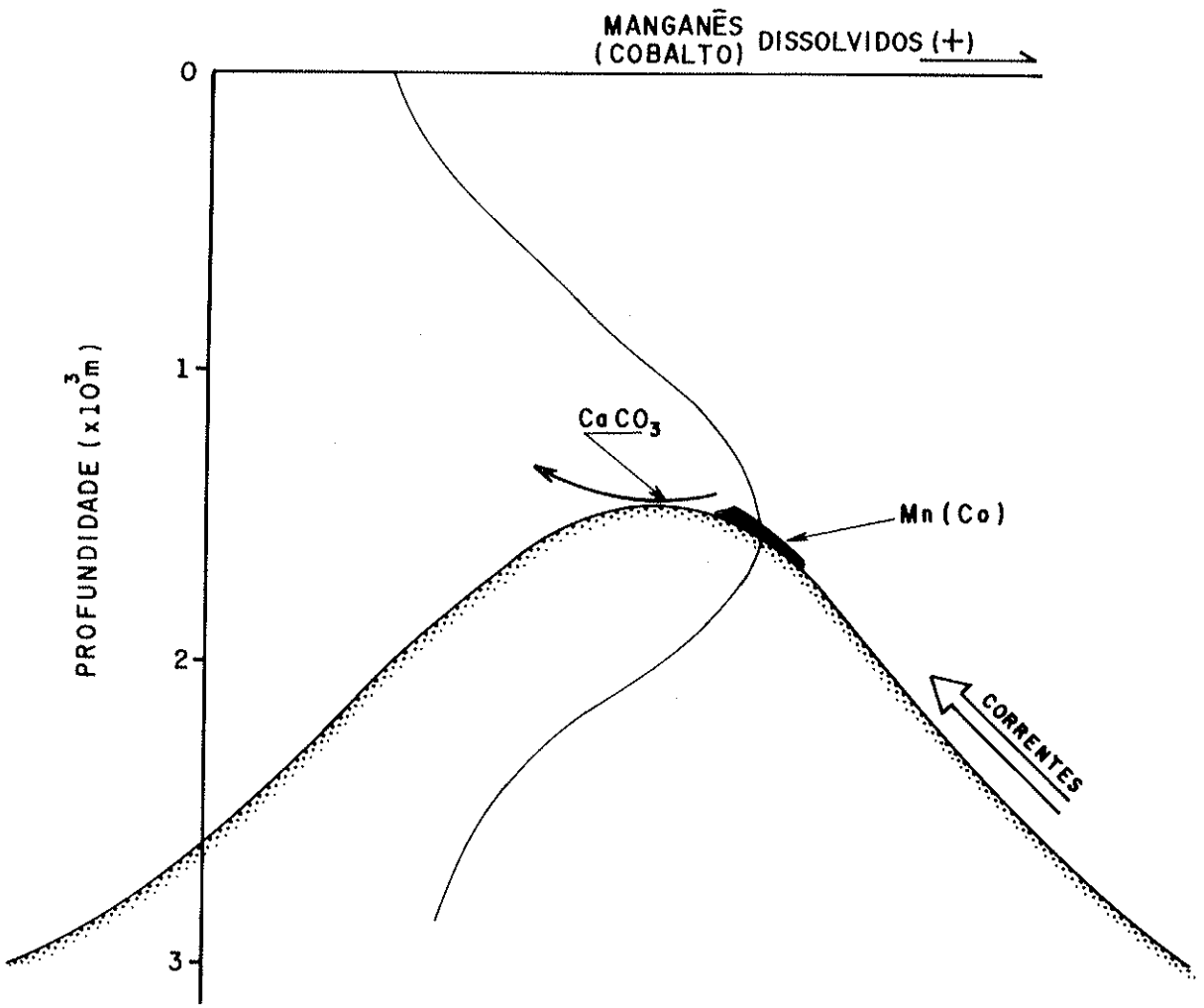


FIG. 4 – DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA RELAÇÃO MANGANÊS (E COBALTO ASSOCIADO) DISSOLVIDO X PROFUNDIDADE. NOTA-SE A VINCULAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO DOS METAIS COM:
a) A EXPOSIÇÃO DAS ENCOSTAS 'AS CORRENTES E
b) A PRECIPITAÇÃO DE CARBONATOS DE CÁLCIO.
(ADAPTADO DE W. BURNETT, COMUNICADO VERBAL).

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 119-132 (1987)

PROCESSOS SEDIMENTARES RECENTES NO ESTUÁRIO GUAJARÁ - BELÉM

ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO
LUIS ERCILIO DO C. FARIA JR
Centro de Geociências/UFPA.

ABSTRACT

The Guajará Estuary, near Belém (Pará-Brazil), is marked by the absence of any important type of stratification. It is subject to a regime of circulation controled by strong tidal currents.

Two important textural facies are recognized by the holocene sediments on the estuarine channel: Muddy and Sandy Facies. The pelitic fraction is composed of kaolinite, illite and smectite. Interlayered illite-smectite and chlorite traces are also present. In the sandy fraction the quartz, the main mineral, occurs associated with staurolite, tourmaline, kyanite, zircon, epidote and amphiboles.

The Tocantins and Guamá rivers seem to be the main source of the sediments. A geological-geomorphological genetic model is proposed, considering that the Guajara Estuary became established in Early to Middle Holocene associated with the Flandrian Transgression.

INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta dados sobre a composição, distribuição e caracterização textural dos sedimentos recentes, depositados nas calhas do Estuário Guajará nas proximidades de Belém. Seu objetivo é caracterizar este ambiente com relação dos seus principais aspectos sedimentológicos e parâmetros hidrodinâmicos conhecidos.

Abrange, ainda, comentários sobre a procedência dos sedimentos recentes e discute um quadro para a evolução fisiográfica da região.

COLETA E TRATAMENTO DOS DADOS

Para o desenvolvimento das análises sedimentológicas, foram coletadas 50 amostras distribuídas ao longo da Baía do Guajará e Rio Guamá (Fig. 1).

Após descrição macroscópica, as amostras foram submetidas a tratamento em laboratório visando a determinação de suas frações granulométricas e composição mineralógicas. Para tal foram processadas seguindo a metodologia convencional proposta na literatura (Suguio, 1973, Caruer, 1974). Os parâmetros estatísticos foram obtidos a partir de curvas acumulativas, sendo o cálculo destes efetuados segunado as fórmulas propostas por Folk e Ward (1957).

A partir das frações 0,250-0,125 mm e 0,125-0,062mm foram separados os minerais pesados utilizando-se bromofórmio com líquido den

so. Estes foram identificados com o auxílio de microscópio petrográfico e posteriormente submetidos a análise qualitativa e quantitativa.

A fração menor que 0,062 mm foi submetida a identificação por difração de raio-x, a partir de lâminas confeccionadas pelo método "pippet-on-glass slide".

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E GEOGRÁFICAS DO ESTUÁRIO

O Estuário Guajará, localiza-se na confluência dos rios Guamá e Acará, incluindo a Baía do Guajará, localizada em frente a parte noroeste da cidade de Belém, e prolongando-se até próximo da Ilha do Mosqueiro, onde se encontra com a Baía do Marajó, no Rio Pará.

Numerosas ilhas e canais compõem a margem esquerda da Baía do Guajará, sobressaindo-se a Ilha das Onças, contornada por inúmeros canais de marés, conhecidos regionalmente como "furos" (Fig. 1).

Durante um período anual observa-se a separação de dois ciclos distintos envolvendo as propriedades físico-químicas das águas, bem como com relação ao seu comportamento hidrodinâmico. Estas variações estão subordinadas a vazão dos rios Guamá e Acará, acompanhando os períodos chuvosos (janeiro a maio/em alternância com aqueles menos chuvosos (junho a dezembro) (Pinheiro, 1987).

As águas estuarinas caracterizam um sistema relativamente agitado, sobretudo pela ação das correntes das marés e pela presença constante de ondas, definindo um regime de fluxo turbulento. Por este motivo ocorre neste ambiente um alto coeficiente de mistura e dispersão, responsável pela ressuspensão constante dos sedimentos de fundo nos bancos e também nas margens (Pinheiro, op. cit).

O Estuário Guajará é dominado pela ação forte da maré dinâmica, com características semi-diurnas e amplitudes médias variando entre 3,5 m e 3,0 m, para marés de sizígia e quadratura, respectivamente. Amplitudes máximas anuais são registradas por volta dos meses de janeiro/fevereiro, enquanto as mínimas ocorrem entre setembro e outubro. A onda de maré avança até cerca de 218 km a montante do estuário.

Quanto as correntes de marés, observa-se que aquelas de vazante ultrapassam em média 2 horas do tempo de duração das correntes de enchentes, podendo-se caracterizar o canal principal de vazante como aquele posicionado na margem esquerda do estuário, enquanto que pela margem direta sobressaem-se as correntes de enchente.

A maré salina penetra de maneira incipiente ao longo dos canais, guardando baixos valores de salinidade, sempre inferiores a 0,5%. Os valores máximos ocorrem notadamente durante o final do período menos chuvoso e de maneira mais pronunciada nas conjunções de Lua Cheia e Lua Nova. Na estação chuvosa a maré salina não alcança o Estuário Guajará.

Com relação ao padrão de circulação, o Estuário Guajará pode ser classificado como parcialmente misturado, ou do tipo B, segundo a classificação de Pritchard (1955, in Schubel, 1971), próximo e durante a preamar, no período de estiagem. Fora destes condições, quando as correntes de marés atuam de maneira a patrocinar a mistura completa das águas, o estuário torna-se homogêneo, ou completamente misturado.

Ainda segundo Pinheiro (1987), o estudo dos parâmetros físico-químicos das águas estuarinas não registrou evidencia de estratificação térmica permanente no mesmo, indicando serem mais significativas as variações sazonais e horárias que acompanham as oscilações de temperatura do ar, na região.

O elevado teor de material sólido em suspensão nas águas, confere às mesmas um aspecto "barrento", onde a luz penetra somente pou

cos centímetros em seu interior. Segundo dados da PORTOBRÁS-INPH (1980), a concentração de sólidos em suspensão na Baía do Guajará sofre variações marcantes em função da posição relativa do canal principal de vazante do estuário. Valores médios oscilam na faixa de 300 até 800 ppm. São registradas ainda variações dessa concentração em decorrência dos períodos chuvosos e menos chuvosos, observando-se valores pouco mais elevados no primeiro.

OS SEDIMENTOS RECENTES

Pesquisas Anteriores

As investigações sobre os sedimentos holocênicos do Estuário Guajará tem se resumido a análises sedimentométricas realizadas pela PORTOBRÁS/INPH (Relatório, 1982), em áreas adjacentes ao Porto de Belém, com objetivos estritamente geotécnicos.

Por outro lado, estudos sedimentológicos envolvendo regionalmente a área estudada, tal como o sistema fluvial do Rio Amazonas e sua plataforma continental adjacente, tem sido realizados com maior frequência. Sobressaem-se os trabalhos de Ottmann (1960) enfocando a distribuição das fácies na desembocaduta do Rio Amazonas; Milliman et. al. (1972), referente aos sedimentos superficiais da plataforma continental; Pomerancblum e Costa (1972a e 1972b) sobre a sedimentologia da plataforma nas adjacências da desembocadura do Rio Amazonas; Franzinelli (1976) a respeito das condições de transporte e deposição de sedimentos nas margens da Baía do Marajó; Nordin et. al. (1980, in Franzinelli e Potter, 1982) apresentando aspectos texturais dos sedimentos do leito do Rio Amazonas; Franzinelli e Potter (1982) estabelecendo as características petrográficas e texturais dos sedimentos arenosos recentes dos rios da Bacia Amazônica; e Landin et. al. (1983) sobre os minerais pesados provenientes do Rio Amazonas.

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

Segundo Ponçano (1985), as relações entre os parâmetros granulométricos obtidos pelas fórmulas de Folk e Ward (1957) e a hidrodinâmica do ambiente, são válidas somente para intervalos restritos de granulometria, não sendo possível a dedução de uma única lei aplicável a todos os intervalos granulométricos. Qualquer interpretação a partir de parâmetros estatísticos torna-se assim limitada, onde o único parâmetro com significado físico real seria o diâmetro médio. Este autor sugere, para interpretações o uso apenas da classificação textural de Shepard, do diâmetro médio, de dados granulométricos brutos e da composição mineralógica como índices ambientais seguros.

DIÂMETRO MÉDIO

Nos sedimentos analisados verifica-se que o diâmetro médio varia entre 0,07 e 0,48 mm ou seja areia fina a média. O mapa de distribuição do diâmetro médio, apresentado na figura 2, indica a predominância de areias médias a norte da Ilha das Onças, no banco que circunda a Ilha da Barra e, ainda, nas barras da desembocadura dos rios Guamá e Acará. Areias fina ocupam uma área bem mais significativa em frente a cidade de Belém tanto no leito de canais, quanto em bancos. Sedimentos síltico-argilosos posicionam-se preferencialmente nas margens menos inclinadas e espraiadas ao longo de todos os braços e canais es-

tuarinos.

Este quadro, quando confrontado com a distribuição de correntes no Estuário Guajará permite estabelecer as seguintes conclusões:

Nos canais onde predominam condições hidrodinâmicas forte, tal como no canal adjacente a Ilha das Onças, a força das correntes pode assumir caráter erosivo fazendo aflorar sedimentos mais antigos do substrato, ou mesmo permitindo o transporte e a deposição apenas de areias mais grosseiras.

Nas adjacências das ilhas menores, a ação das ondas distribui, ao redor destas, sedimentos arenosos de granulação média. Estes sedimentos podem depositar-se, ainda, nestes locais devido a quebra do fluxo de energia das correntes ao encontrar as ilhas como obstáculos.

Nas zonas de correntes relativamente mais fracas a moderadas, por exemplo em frente a Belém, ocorrem areias finas a siltosas.

Nas áreas fora do trajeto principal das correntes como é o caso das margens mais protegidas e espraiadas depositam-se os sedimentos finos (síltico-argilosos).

DISTRIBUIÇÃO DAS FÁCIES TEXTURAIS

Adotando-se o diagrama triangular de Shepard (1954, in Pettijhon et. al, 1972), foram determinados diversos tipos texturais para os sedimentos do Estuário Guajarino (Fig. 3). Predominam areias relativamente puras e areias siltosas, algumas apresentando quantidades de silte acima 50%. Ocorrem, secundariamente, sedimentos síltico-argilosos e argilo-siltosos.

A partir dos resultados das análises, quanto a estas frações, foram individualizadas duas facies texturais de maior relevância: a) Fácies Lamosa e b) Fácies Arenosa

a) Fácies Lamosa

Corresponde a amostras síltica e argilosas, incluindo suas misturas, além de amostras contendo concentrações de argila, silte a areia aproximadamente iguais, tidas como mistas (Fig. 4).

Esta fácie distribui-se, de uma maneira geral, nas regiões marginais do estuário. Sedimentos com mais de 75% de silte ocorrem de modo restrito no Rio Guamá, próximo a desembocadura no Igarapé Tucunduba; silte argiloso encontra-se também, em locais definidos no Rio Guamá, próximo ao Furo de Paciência, na Ilha do Cumbú, e, ainda, na margem direita da Baía do Guajará; sedimentos mistos estão presentes em alguns pontos na margem direita do Rio Guamá, em frente ao Iate Clube do Pará e na ponta do extremo oeste da Ilha do Cumbú; argila siltosa ocorre, caracteristicamente, distribuídas em todas as margens estuarinas como depósitos de praias lamosas expostos durante a baixamar; sedimentos com mais de 75% de argila podem ser encontrados no talvegue do Rio Guamá, bem como no canal marginal à Ilha das Onças, provenientes possivelmente de camadas semi-consolidadas do substrato estuarino, erodidas pelas fortes correntes de vazante.

b) Fácies Arenosa

Compreende sedimentos essencialmente arenosos (± 75% areia) e, ainda, areia siltosa. Abrange cerca de 70% da área submersa do estuário, com ampla distribuição (Fig. 4).

Sedimentos com mais que 75% de areia ocorrem nos diversos bancos e preenchendo partes dos principais canais, enquanto sedimentos areno-sil

tosos podem ser encontrados amplamente dispersos, com quantidades variadas de silte, em todo eixo central do Rio Guamá e Baía do Guajará (Fig.4).

Cabe ressaltar que as oscilações periódicas da intensidade das marés no estuário, principalmente aquelas decorrentes dos contrastes entre os períodos "chuvoso" e "menos chuvoso " podem ser responsáveis por modificações acentuadas no quadro de distribuição das fácies texturais.

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS SEDIMENTOS

Minerais Essenciais dos Sedimentos

As areias presentes na calha do Estuário Guajará são constituídas essencialmente de grãos de quartzo e quantidades menores de fragmentos de óxidos de ferro. Quanto aos sedimentos pelíticos, a difratometria de Raio-X apontou uma associação semelhante aquela encontrada para o material em suspensão nas águas: caolinita, ilita, esmectita com interestraficados de ilita-esmectita além de traços de clorita.

Minerais Pesados Transparentes da Fração Areia

A tabela e a figura 5 mostram a frequência dos principais minerais pesados transparentes encontrados nos sedimentos do estuário, para os dois intervalos granulométricos estudados, e a distribuição destes, respectivamente.

Na fração 0,250-0,125mm (grossa-G), a estaurolita é o tipo mais abundante, seguido pela turmalina, cianita, epidoto, zircão, anfibólio (hornblenda) e rutilo. Foram encontrados, ainda, traços de granada e andaluzita. Turmalina, cianita e epídoto perfazem, em média, mais de 85% dos acessórios dos sedimentos estudados, sendo frequentes em todas as amostras.

No intervalo 0,125-0,062mm (fração fina-F) destacam-se três grupos de associação mineralógica quanto a abundância dos tipos identificados:

1. Segundo a ordem de abundância: zircão - epídoto - turmalina - estaurolita - cianita. Neste grupo, que perfaz cerca de 50% das amostras, zircão, epídoto e turmalina perfazem, em geral, mais de 80% do total dos acessórios, estando presentes em quase todas as amostras analisadas. Rutilo ocorre somente em quantidades insignificantes neste grupo.

2. Epídoto - turmalina - zircão - anfibólio - cianita e rutilo. Este grupo perfaz cerca de 25% das amostras analisadas, verificando-se que zircão, anfibólio e cianita, em muitas casos, variam de frequência dentro da associação.

3. O terceiro grupo com anfibólio e epídoto, predomina em número reduzido de amostras, chamando atenção, entretanto, pelo fato de [illegible] quantidades entre 50% e 70%, representam casos anômalos dentro do conjunto analisado. Associados a estes minerais ocorrem ainda como traços granada, andaluzita, sillimanita e anatásio.

PROCEDÊNCIA DOS SEDIMENTOS

A presença de esmectita entre os sedimentos pelíticos do estuário sugere como áreas fontes, rochas ou sedimentos situados em clima sêco, bem diferente do atual na região. Gibbs (1967 e 1973) refere-se a sedimentos encontrados na plataforma continental adjacente à desembocadura do Amazonas como proveniente da Cordilheira Andina, a partir

de transporte pelas correntes desse rio. Bemerguy (1981) levanta a possibilidade de que a esmectita encontrada em sedimentos pelíticos de paleocanais da Ilha do Marajó seja proveniente de sedimentos terciários aflorando em áreas baixas do Alto Amazonas, assim como da Bacia Sedimentar do Maranhão onde encontram-se rochas com altos teores desse argilo-mineral (Faria Jr. e Truckenbrodt, 1980). No caso dos sedimentos do Estuário Guajará, é possível aceitar como válidas as considerações referidas acima, visto que o mesmo recebe influências diretas das águas do sistema amazônico bem como de cursos de água que drenam partes de Bacias Sedimentar do Maranhão, como é o caso do Rio Tocantins e seus afluentes.

É possível, também, que parte da esmectita encontrada no estuário seja proveniente da plataforma continental, trazida pelas fortes correntes de enchente que adentram no estuário com as marés.

Quanto a clorita, se a considerarmos como detrítica, pode-se apontar como principal área fonte os sedimentos recentes do Rio Tocantins, visto ser comum a ocorrência deste argilo-mineral no material terrígeno neste rio (Tancredi et. al. 1975, in Bemerguy, 1981).

A caulinita e a ilita do estuário podem ser proveniente de solos e sedimentos que bordejam os canais e os principais rios que drenam a área tais como o Guamá e a Acará. Admite-se, também, que parte dela tenha se formado "in situ", a partir de alterações intempéricas sob o clima úmido agindo sobre a esmectita.

Os minerais pesados transparentes presentes nas areias que preenchem as calhas do Rio Guamá e Baía do Guajará fornecem importantes informações com respeito a suas procedências.

Turmalina, zircão e rutilo, considerados minerais ultra-estáveis (Pettijohn, 1941 e 1957, in Suguio, 1980), quando arredondados e predominantes na assembléia, podem indicar retrabalhamento sucessivo de sedimentos mais antigos. A ocorrência de grãos destes minerais com estas características no estuário, pode estar associada principalmente a retrabalhamento de sedimentos do Grupo Barreiras, que aflora em falésia dispostas em suas margens.

Dentre os minerais pesados metaestáveis, foram identificados no estuário anfibólios, granada, epídoto, cianita, andaluzita e estaurolita. A presença destes tipos mineralógicos na assembléia de pesados do estuário pode evidenciar a participação do Rio Amazonas como fornecedor de sedimentos para o mesmo. Segundo Landin et. al.(1983) estes minerais são encontrados nos sedimentos recentes do rio Amazonas que, segundo o mesmo autor, proveriam em grandes maioria dos Andes e/ou dos escudos das Guianas e Amazônico. A presença de anfibólios, epídoto e granada no Estuário Guajará pode indicar, ainda, contribuição de sedimentos provenientes da Bacia do Rio Tocantins que drena terrenos metamórficos e parte da Bacia Sedimentar do Maranhão.

Veríssimo e Costa (1986) encontram assembléias de minerais pesados no Alto Rio Guamá, nas proximidades de Ourém, que muito se assemelham as encontradas no estuário. Esta semelhança pode indicar, também, este rio como um dos principais fornecedores de sedimentos para o Estuário Guajará. O Rio Acará, como afluente principal do Rio Guamá, deve enquadrar-se neste mesmo raciocínio.

Não se deve destacar a possibilidade de sedimentos da plataforma continental interna, servirem de fontes, onde os sedimentos seriam transportados para montante do estuário por correntes de marés. As assembléias encontradas na Plataforma Norte brasileira por Pomerancblum e Costa (1972b), coincidem em grande parte com aquelas presentes nas amostras investigadas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a realização deste trabalho as seguintes Instituições: Comissão Interministerial para Recursos do Mar (CIRM) que através de sua Secretaria (SECIRM) financiou o Projeto 9216, sustentáculo da pesquisa aqui apresentada; CNPq e CAPES pela bolsa de mestrado do autor principal no Curso de Pós-Graduação em Geociências; Centro de Geociências da UFPA pelo suporte técnico e material de sua infra-estrutura. Aos companheiros e funcionários destas Instituições do mesmo modo os agradecimentos dos autores.

BIBLIOGRAFIA

BEMERGUY, R.L. - 1981 - Estudo Sedimentológico dos Paleocanais da Região do Rio Paracauarí, Ilha do Marajó - Estado do Pará. Tese de Mestrado, NCGG-UFPA. Belém. 95 p.

CARUER, R.E. - 1974 - Procedures in Sedimentary Petrology. New York, Wiley - Interscience. 653 p.

FARIA JR. L.E. do C. e TRUCKENBRODT, W. - 1980 - Estratigrafia e Petrologia da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão 31º Congr. Bras. Geol. SBG, V. 2, 740-754 p. Camboriú.

FOLK, R.L. e WARD, W.C. - 1957 - Brazos River Bar: a Study in the Significance of Grain size Parameters. Journal Sedimentary Petrology, 27: 3-37.

FRANZINELLI, E. - 1976 - Contribuição à Sedimentologia da Bacia do Marajó. Rel. Int. SUDAM-DNOS-IDEP. Belém.Pa.

FRANZINELLI, E. e POTTER, P.E. - 1983 - Petrology, Chemistry and Texture of Modern River Sards, Amazon River System. Journal of Geology, 91, 23-39.

GIBSS , R.L. - 1967 - The Geochemistry of the Amazon River System: Part I. The Factors that Control the Salimity and the Composition and Concentration of the suspended solids. Geol. Soc. of Am. Bull. 78, 1203-32.

GIBBS, R.J. - 1973 - The Bottom Sediments of the Amazon Shelf and Tropical Atlantic Ocean. Marine Geology, 14, M39-M45.

LANDIN, P.M.B.; BOSIO, N.J.; Wu, F.T. e Castro, P.R.M. - 1983 - Minerais Pesados Provenientes do Leito do Rio Amazonas. Acta. Amazônica, Ano XII, nº 1, 51-72.

MILLIMAN, J.D.; BARRETO, H.T.; BARRETO, L.A.; COSTA, M.P.A. e FRANCISCOAI, O. - 1972 - Surficial Sedimentary of the Brazilian Continental Margin. 26º Congr. Bras. de Geol. Belém, Anais do XXVI Congr. São Paulo. SBG. 3V. V. 2: 29-44.

OTTMANN, F. - 1960 - Sobre a Distribuição das Diversas Fácies dos Sedimentos na Embocadura do Rio Amazonas. Bol. Soc. Bras. Geol. (SBG) 9(1) 57-61.

PINHEIRO, R.V.L. - 1987 - Estudo Hidrodinâmico e Sedimentológico do Estuário Guajará-Belém(PA). Tese de Mestrado. CG/UFPA. Belém. 155p.

POMERANCBLUM, M. e COSTA, M.P.A. - 1972a - Sedimentologia da Plataforma Continental Norte Brasileira. Cong. Bras. de Geol., 26, Belém. Anais do XXVI Cong. São Paulo, SBG. 3V. V. 2,; 157-78.

POMERANCBLUM, M. e COSTA, M.P.A. - 1972b - Integração de Informações sobre os Minerais Pesados na Plataforma Continental Brasileira. Cong. Bras. Geol., 26, Belém. Anais do XXVI. Congr. São Paulo. SBG. 3V. V. 2.: 179-86.

PONÇANO, W.L. - 1985 - Sedimentação Atual Aplicada à Portos no Brasil. Tese de Doutoramento. USP - Inst. Geoc.

PORTOBRÁS-INPH - 1980 - Medições de correntes e material em suspensão junto ao Porto de Belém-Pará. 2V. Relatório INPH 82/80, código Belém. 740/05. R. de Janeiro.
SCHUBEL, J.R. - 1975 - The Estuarine Environment, Estuaries and Estuarine Sedimentation. Short Course Lecture Notes. Am. Geol. Inst. Washington.
SUGUIO, K. - 1973 - Introdução à Sedimentologia. São Paulo. Blücher, 317 p.
SUGUIO, K. - 1980 - Rochas Sedimentares. Propriedades Gênese, Importância Econômica. Ed. Edgard Blücher Ltda. / Ed. USP. São Paulo 500 p.
VERÍSSIMO, C.U.V e COSTA, M.L. da - 1986 - Contribuição à Geologia de Ourém-Capitão Poço (PA). Trabalho de Conclusão de Curso. UFPA. Departamento de Geologia.

T A B E L A

AMOSTRA	ESTAUROL.	ZIRCÃO	TURMAL.	CIANITA	EPIDOTO	ANFIBOL.	RUTILO	GRANADA	ANDALIZ.	SILLIMAN.	ANATÁSIO	OUTROS	N
A-2F	10	14	23	7	20	14	7	2	T	-	-	3	124
A-4F	24	4	28	10	17	12	3	1	T	-	-	1	300
A-6F	9	17	24	10	32	4	4	T	-	T	T	-	300
A-7G	48	7	21	12	8	2	T	-	-	-	-	2	241
A-8F	11	47	10	5	13	8	4	2	-	T	T	-	272
B-2F	7	37	22	15	12	1	4	1	-	-	-	1	300
B-3F	6	62	7	5	16	T	2	T	-	-	-	2	310
B-4F	7	55	12	6	14	2	4	-	-	-	-	-	300
C-3F	16	46	10	5	14	2	6	-	-	-	T	1	350
C-6G	40	2	29	16	8	2	2	T	-	-	-	1	308
C-7F	43	13	22	10	7	1	3	-	T	-	-	1	200
C-7G	56	3	18	7	11	1	4	-	-	-	-	-	104
C-9F	1	23	-	1	2	71	2	-	-	-	-	-	190
C-11F	14	16	26	10	27	T	5	2	-	-	-	-	290
H-4G	59	1	20	11	7	1	1	-	-	-	-	-	137
K-1G	39	2	29	17	5	1	5	-	T	-	-	2	97
K-2G	48	2	28	8	11	1	2	T	-	-	-	-	119
K-3F	12	1	13	7	39	26	2	-	-	-	-	-	300
K-4F	5	28	13	6	24	21	3	-	-	-	-	-	322
L-2G	39	4	28	12	13	3	-	1	-	-	-	-	109
L-3F	8	61	17	2	7	2	3	-	-	-	T	-	111
M-1F	8	10	16	8	40	17	T	-	-	-	-	-	300

T- Traços

N- Número total de grãos contados na lâmina

Amostras com código G- fração 0,250 - 0,125mm

Amostras com código F- fração 0,125 - 0,062mm

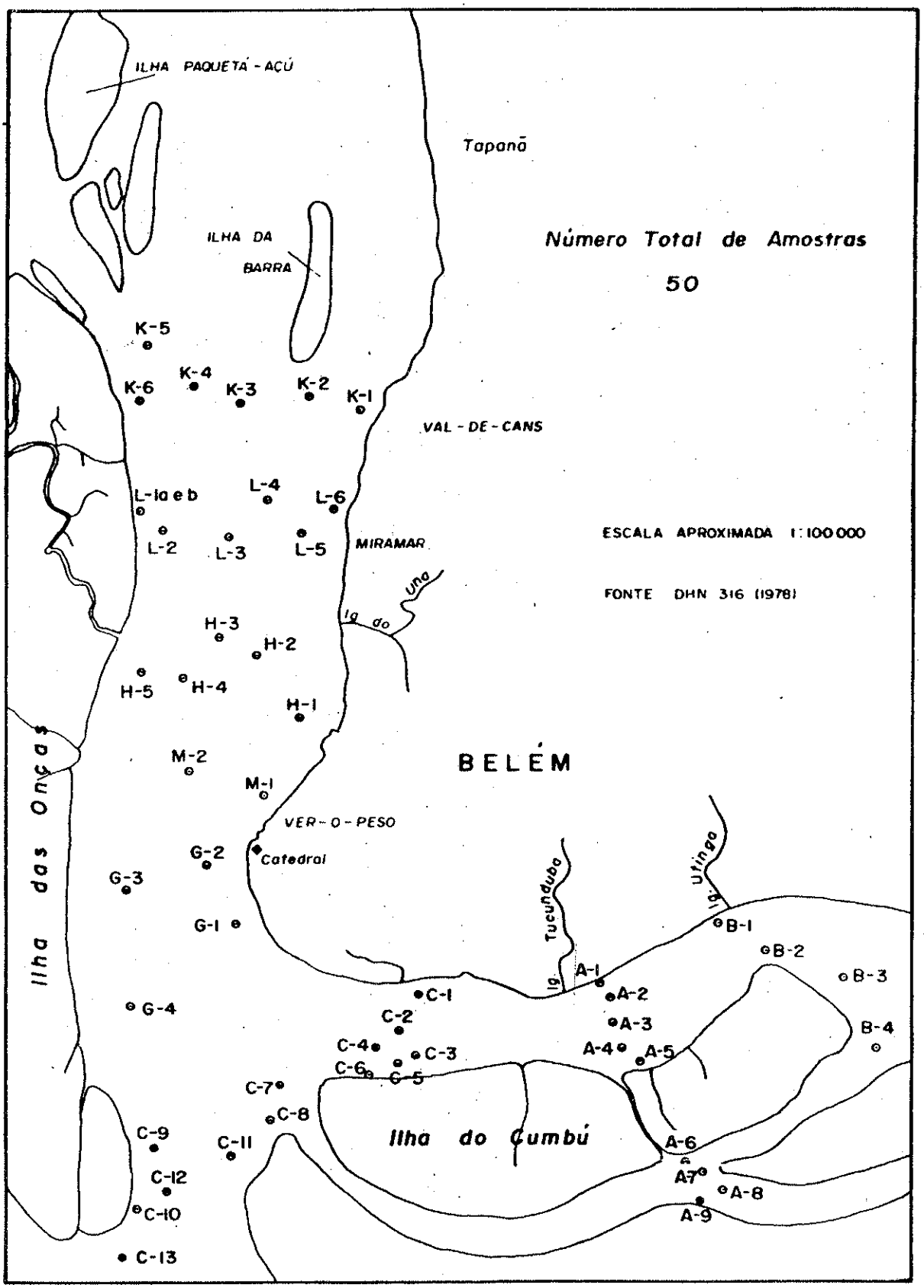


Fig. 1 - Localização dos pontos de amostragem de sedimentos do fundo do estuário guajarino.

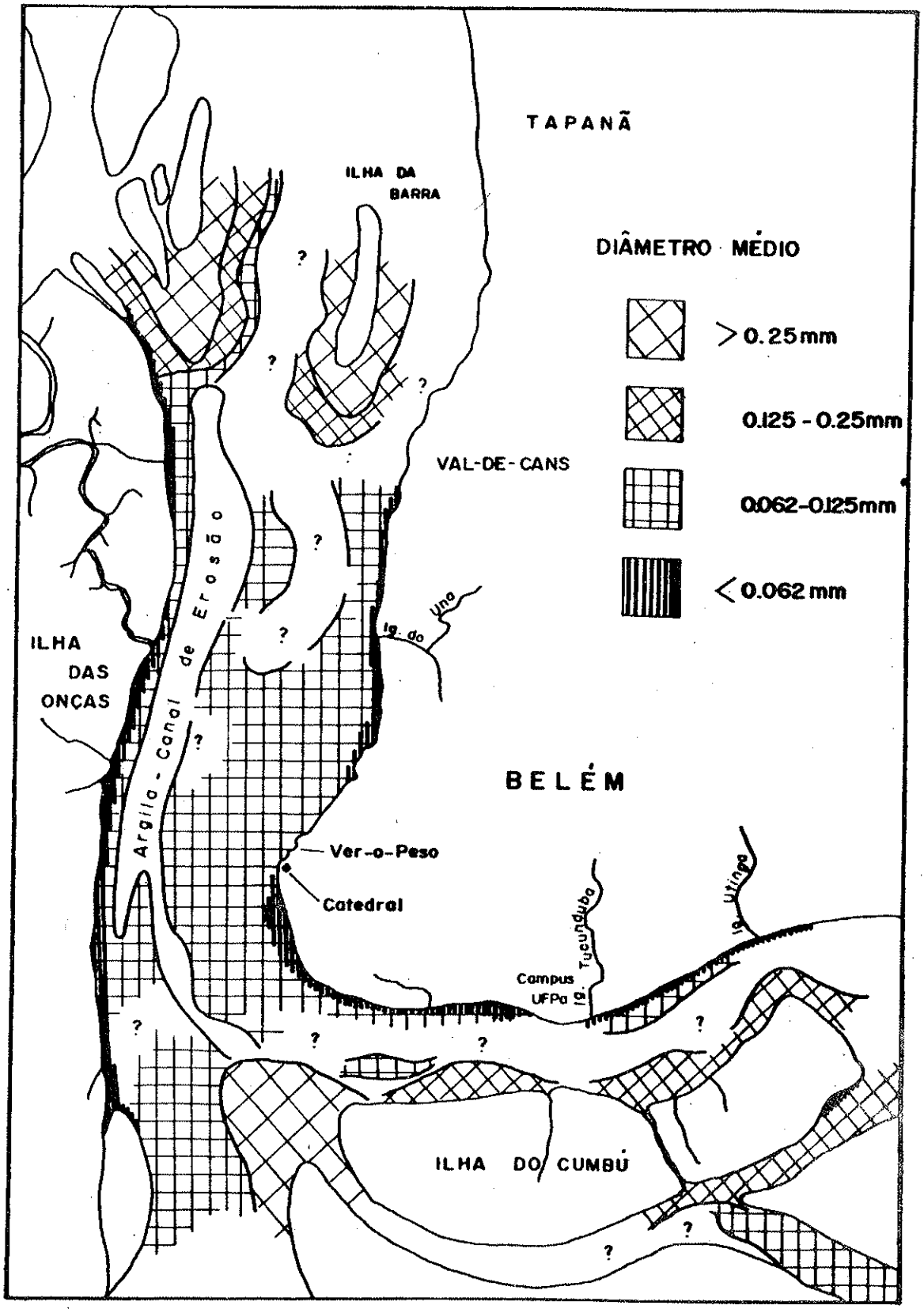
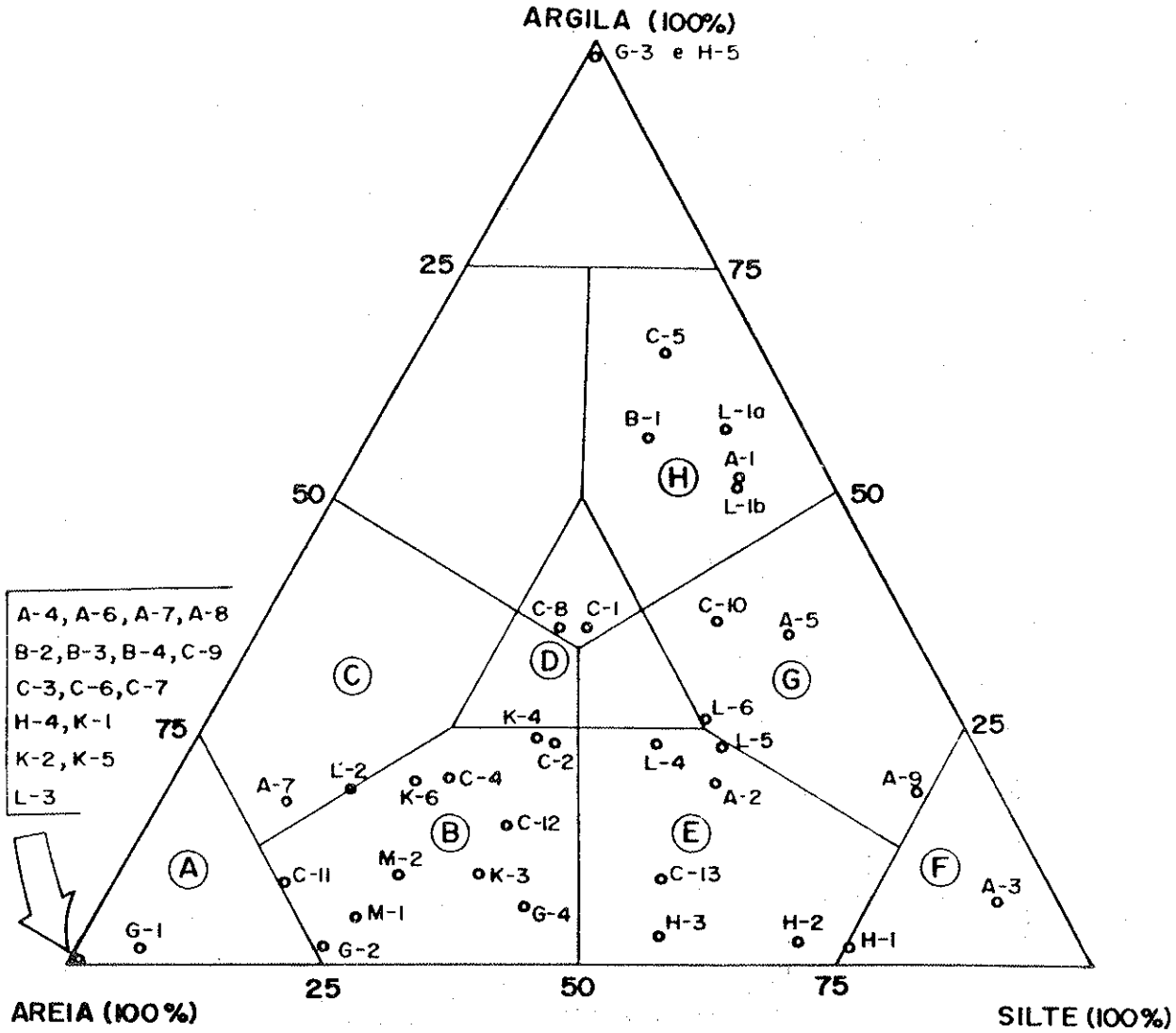


Fig. 2 - Mapa de distribuição do diâmetro médio dos sedimentos recentes do Estuário Guajará.



A – Areia

B – Areia - siltosa

C – Areia - argilosa

D – Mista

E – Silte - arenoso

F – Silte

G – Silte - argiloso

H – Argila – siltosa

Fig. 3 - Distribuição das amostras de sedimentos do Estuário Guajará no Diagrama de Shepard (1954, in Pettijhon et al., 1972).

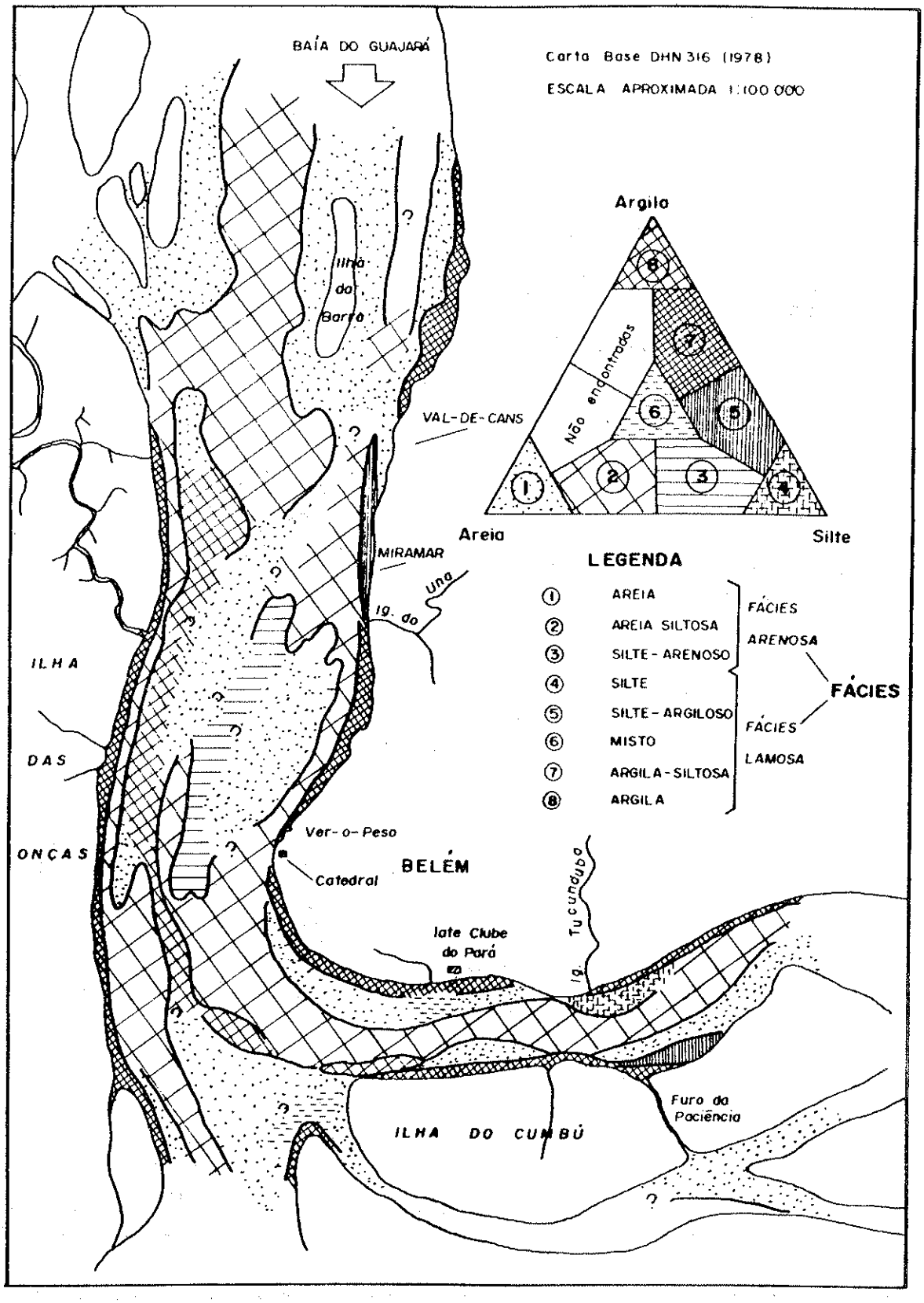


Fig. 4 - Distribuição das principais fácies texturais no Estuário Guajará.

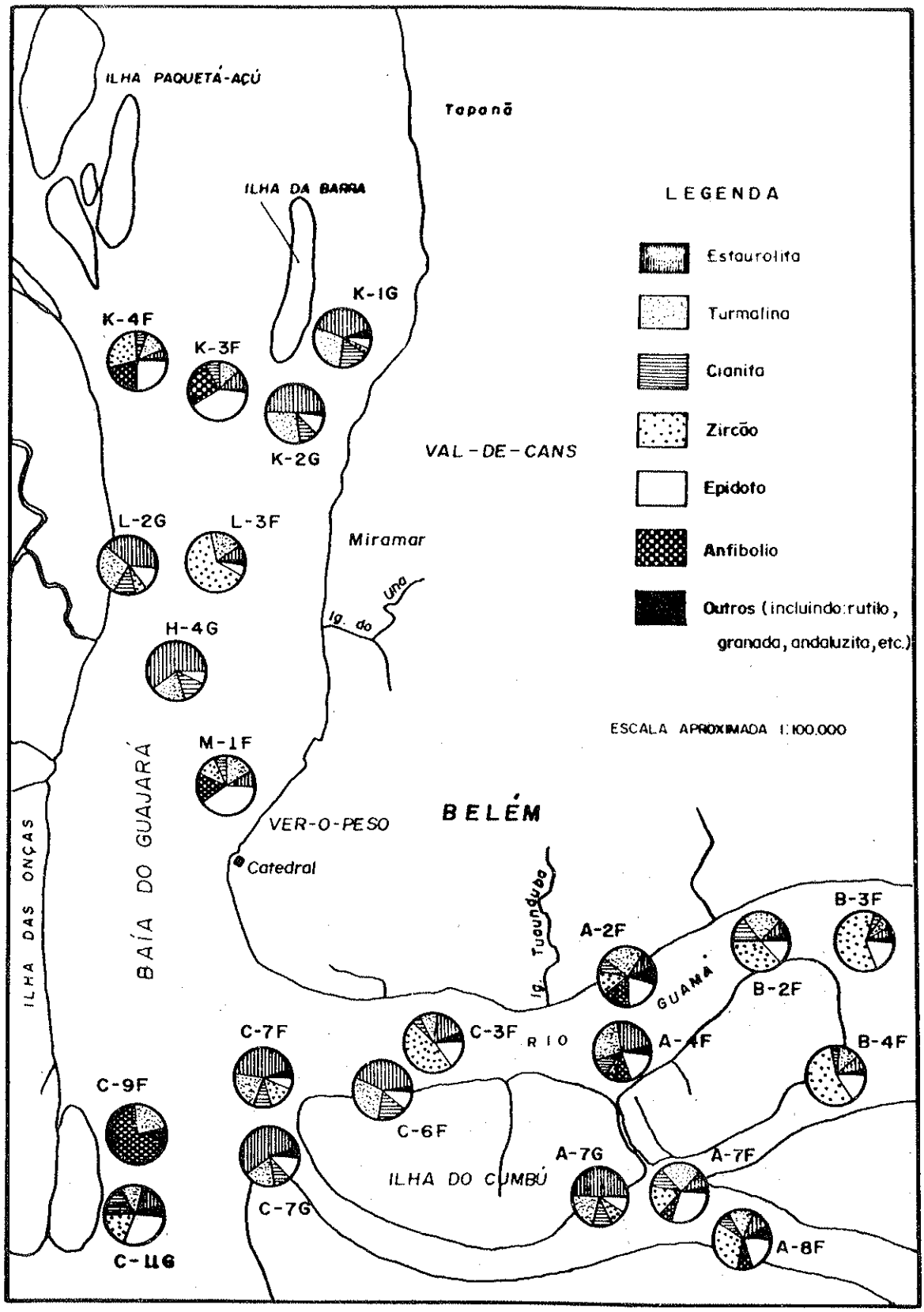


Fig. 5 - Mapa de distribuição quantitativa dos principais minerais pesados transparentes dos sedimentos do Estuário Guajará.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 133-139 (1987)

ASPECTOS GEOLÓGICOS DO NORDESTE DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL.

Norberto Olmiro Horn Filho

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

ABSTRACT

The mapped area in this paper is situated in the northeast region of the Rio Grande do Sul state, between latitudes 29°15' and 29°45'S , and longitudes 49°30' and 50°15'W, which cartography base is represented by the planialtimetric charts of the Geographical Service of the Army, including Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira and Maquiné Sheets, in a 1:50,000 scale.

The lithologic, morphologic, sedimentologic and stratigraphic characteristics of the outcroping surface unities revealed that the Coastal Plain is consisted of Pleistocene and Holocene deposits of several depositional systems, showing shallow marine (Qbc), eolian (Qbd), lagoonal (Qp and Qc), deltaic (Qd), fluvial (Qf) and alluvial fan sediments (Ql), seated on Basement unities represented by eolian sandstones of Botucatu Formation and basaltic rocks of the Serra Geral Formation.

These deposits are correlationed to sedimentary facies, charac - terizing depositional systems of the lagoon/barrier type, associated to Upper Pleistocene and Holocene transgressive-regressive events.

RESUMO

A área considerada neste trabalho situa-se no extremo nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, entre as coordenadas geográficas de 29°15' e 29°45' de latitude sul e 49°30' e 50°15' de longitude oeste , cuja base cartográfica é representada pelos mapas planialtimétricos na escala 1:50.000, do Serviço Geográfico do Exército, incluindo as Folhas de Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquiné.

Características litológicas, morfológicas, sedimentológicas e estratigráficas das unidades superficiais aflorantes, revelaram que a Planície Costeira é constituída de depósitos pleistocênicos e holocênicos de diversos ambientes deposicionais, sendo identificados sedimentos praiais (Qbc), eólicos (Qbd), lagunares (Qp e Qc), deltaicos (Qd), fluviais (Qf) e de leques aluviais (Ql), os quais estão sobrepostos às uni

dades do Embasamento, representadas pelos arenitos eólicos da Formação Botucatu, e aos basaltos da Formação Serra Geral.

Estes depósitos estão correlacionados à facies sedimentares, caracterizando sistemas deposicionais do tipo laguna/barreira, associados aos eventos transgressivos e regressivos do Pleistoceno Superior e do Holoceno, cuja regressão marinha perdura até os tempos atuais.

INTRODUÇÃO

Este trabalho acha-se inserido nos estudos que o Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica vem desenvolvendo na Província Costeira do Rio Grande do Sul.

A área estudada compreende a porção nordeste da Planície Costeira do estado, incluindo parte dos municípios de Torres e Capão da Canoa (RS) e Sombrio (SC), sendo que 90% da área situa-se no estado do Rio Grande do Sul e 10% no estado de Santa Catarina.

A rodovia federal BR 101 é a principal via de acesso à área, estendendo-se em direção nordeste por cerca de oitenta quilômetros, desde o limite sul até o norte da referida área.

As quatro folhas mapeadas, Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquiné situam-se entre as coordenadas geográficas de 29°15' e 29°45' de latitude sul e 49°30' e 50°15' de longitude oeste, conforme é apresentado na Figura 1.

METODOLOGIA

Na execução do presente trabalho foi empregada a seguinte metodologia, obedecendo seis etapas principais:

a) cadastramento de dados cartográficos, aerofotográficos e levantamento bibliográfico;

b) fotointerpretação preliminar;

c) trabalhos de campo;

d) trabalhos de laboratório;

e) fotointerpretação definitiva;

f) confecção do mapa geológico final em escala 1:50.000, e posterior redução para a escala 1:100.000, reunindo as quatro folhas mapeadas em dois grupos, como pode ser observado na Fotografia 1.

ESTRATIGRAFIA

Os estudos que vêm sendo desenvolvidos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, têm propiciado a divisão de sua estratigrafia em duas unidades: a clássica, baseada nos trabalhos de DELANEY (1965) e a proposição atual, com base nos trabalhos de mapeamento geológico sistemático que a Divisão de Geologia Costeira do Centro de Estudos de Geolo

— depósitos de planícies e canais fluviais (Qf4) - cascalhos e areias, mal selecionadas, correlacionados às Formações Guaíba e Graxaim.

— depósitos deltaicos (Qd4) - areias síltico-argilosas, siltes e argilas, caracterizando deltas construídos pelos rios Maquiné e Três Forquilhas nos corpos lagunares atuais.

— depósitos lagunares (Qp4) - areias síltico-argilosas, areias argilosas e orgânicas, mal selecionadas, correlacionados à Formação Chuí, Membro Santa Vitória (DELANEY, op.cit.), ou Formação Santa Vitória (SOLIANI Jr., 1973).

— depósitos eólicos de dunas litorâneas (Qbd4) - areias quartzosas, finas e médias, bem arredondadas e selecionadas, ativas ou vegetadas, próximas à linha de costa, ou na forma de cordões arenosos paralelos às lagoas atuais, correlacionados à Formação Itapoã.

— depósitos praiais inter-marés (Qbc4) - cordões regressivos marinhos com depressões e cristas de amplitude variável, correlacionados à Formação Chuí, Membro Taim.

EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

As oscilações do nível do mar associadas a modificações climáticas que ocorreram durante o Quaternário, desempenharam um papel fundamental na formação das unidades que constituem a Província Costeira do Rio Grande do Sul.

Considerando a Barreira Múltipla Complexa proposta por VILLWOCK (op.cit.), somente os eventos transgressivos-regressivos do Pleistoceno Superior (barreira III) e do Holoceno (barreira IV) são aplicáveis na área em questão.

Durante a regressão marinha do final do Pleistoceno, foi originada uma extensa planície arenosa formada de terraços marinhos pleistocênicos (Qbc3), recortados por canais fluviais continentais, e recobertos por areias eólicas das paleodunas (Qbd3).

Durante a regressão marinha holocênica dos últimos 6.000 anos AP, foram originados os depósitos recentes que constituem o complexo lagunar, deltaico, fluvial, praial e eólico, cujas principais fácies incluem Ql4, Qf4, Qp4, Qc4, Qbc4, Qbd4 e Qd4, respectivamente, depósitos de leques aluviais, fluviais, lagunares, praiais lagunares, cordões regressivos litorâneos, eólicos e deltaicos.

RECURSOS MINERAIS ASSOCIADOS

Na área considerada, os principais recursos minerais encontrados incluem:

— areias de terraços marinhos pleistocênicos (Qbc3), de cordões regressivos marinhos (Qbc4), dos depósitos de praia e cristas de praias lagunares (Qc4), dos depósitos eólicos pleistocênicos (Qbd3) e holocênicos (Qbd4), das fácies areno-síltica de corpos lagunares holocênicos (Qp4), utilizadas na construção civil;

gia Costeira e Oceânica tem executado na região, conforme publicações do Atlas Geológico da Província Costeira do estado do Rio Grande do Sul.

A estratigrafia clássica define uma série de unidades, sendo reconhecidas unidades litoestratigráficas e cronoestratigráficas, sendo citadas:

— Formação Gravataí e Serra de Tapes - elúvios e colúvios;

— Formação Guaíba - fluvial e deltaico;

— Formação Graxaim - aluvial;

— Formação Chuí, Membro Taim - marinho praial;

— Formação Santa Vitória - lagunar;

— Formação Itapoã - eólico;

— Formação Quinta - nome genérico atribuido por GODOLPHIM(1976) aos sedimentos lagunares, marinhos e eólicos depositados durante o Holoceno.

A proposição atual, utilizada no litoral norte do estado (HORN Fº et alii, 1984a, 1984b), emprega, ao invés das unidades formais, um conjunto de fácies sedimentares, descontínuas no tempo e no espaço, originando depósitos marinhos (Qm), praiais litorâneos (Qbc), eólicos (Qbd), lagunares (Qp), deltaicos (Qd), fluviais (Qf) e de leques aluviais (Ql), de idades do Pleistoceno Superior e Holoceno, e correlacionados a sistemas deposicionais do tipo laguna/barreira (VILLWOCK, 1984).

GEOLOGIA

Duas unidades maiores constituem a Geologia da área em questão: o Embasamento e as subunidades superficiais aflorantes da porção emersa da Bacia de Pelotas.

Constitui o Embasamento, as rochas que compõem as Formações Botucatu e Serra Geral, respectivamente, arenitos silicificados eólicos, com típica estratificação cruzada planar de porte médio a grande, sotopostos aos derrames basálticos toleíticos, como pode ser reconhecido na torre da Guarita, na cidade de Torres.

Os depósitos pleistocênicos incluem os depósitos praiais inter-marés da região de estirâncio (Qbc3), representados por areias claras, bem selecionadas e relacionadas à Formação Chuí, Membro Taim. A morfologia típica é de terraços marinhos com topo plano, aos quais sobrepõem-se areias avermelhadas, finas a médias, de paleodunas (Qbd3) correlacionadas à Formação Itapoã.

Os depósitos holocênicos são representados pelas seguintes fácies:

— depósitos de leques aluviais (Ql4) - conglomerados, arenitos conglomeráticos, maciços, correlacionados às Formações Graxaim e Gravataí.

— depósitos de cristas e praias lagunares (Qc4) - areias quartzosas, finas a muito finas, bem selecionadas, morfologia de cordões mais ou menos paralelos às margens das lagoas Itapeva e Quadros.

— areias argilosas, siltes e argilas dos sedimentos lagunares holocênicos (Qp4) e dos depósitos flúvio-deltaicos-lagunares (Qd4), utilizadas na fabricação de tijolos, telhas e cerâmica;

— argilas orgânicas de depósitos turfáceos paludais (Qp4), utilizadas como recondicionadoras de solos;

— lajotas dos arenitos Botucatu e dos basaltos, utilizados no revestimento de calçadas;

— brita para pavimentação de estradas, extraída dos basaltos;

— água como suprimento da população, agricultura e pecuária.

BIBLIOGRAFIA

DELANEY, P.J.V. 1965. Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. **Publicação Especial da Escola de Geologia, UFRGS**, Porto Alegre, 6:1-105.

GODOLPHIM, M.F. 1976. **Geologia do Holoceno Costeiro do Município de Rio Grande - RS.** Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 146p., fig.1-37, fot. 1-8, 1 mapa, tab.1-9. Dissertação de Mestrado. Geociências.

HORN Fº, N.O.; LOSS, E.L.; TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A.; DEHNHARDT, E.A. & KOPPE, J.C. 1984a. **Mapa Geológico das Folhas de Três Cachoeiras e Torres.** In: CECO ed. Atlas Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul. CECO/DGC, Instituto de Geociência, UFRGS, Porto Alegre.

HORN Fº, N.O.; LOSS, E.L.; TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A.; DEHNHARDT, E.A.; KOPPE, J.C. & GODOLPHIM, M.F. 1984b. **Mapa Geológico das Folhas de Maquiné e Arroio Teixeira.** In: CECO ed. Atlas Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul. CECO/DGC, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre.

SOLIANI Jr., E. 1973. **Geologia da região de Santa Vitória do Palmar, RS, e a posição estratigráfica dos fósseis de mamíferos pleistocênicos.** Porto Alegre, Instituto de Geociências da UFRGS, Dissertação de Mestrado.

VILLWOCK, J.A. 1984. **Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil.** A synthesis. Pesquisas. Porto Alegre, nº 16, p.5-49.

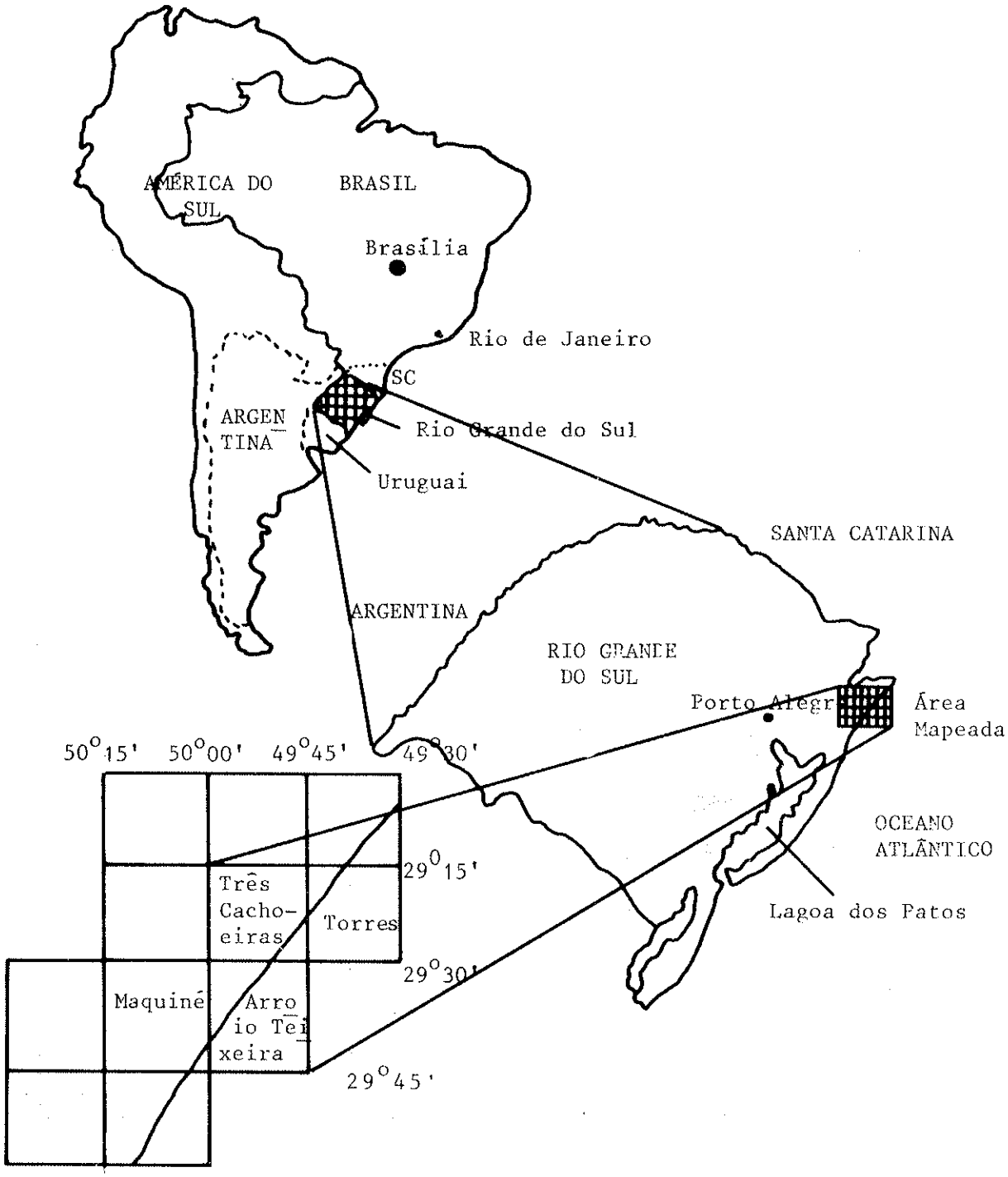
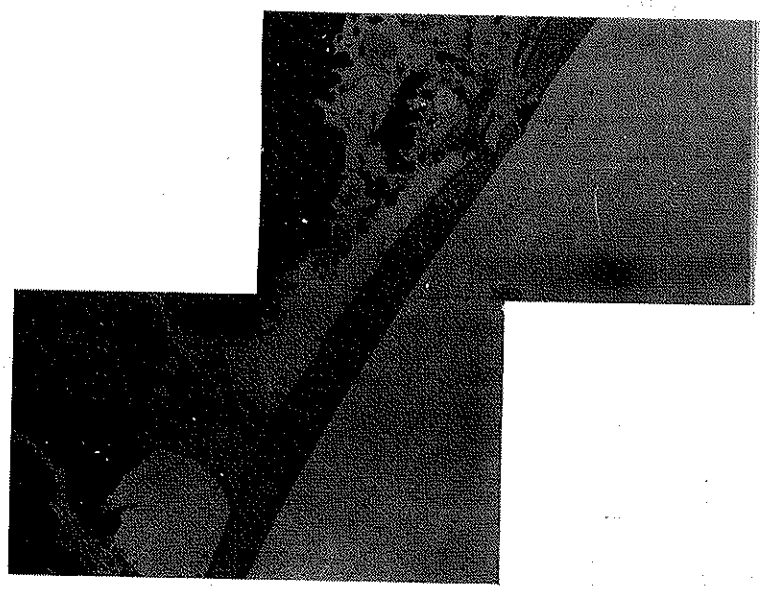


Figura 1 — Localização da área de estudo.



Fotografia 1 — Mapa Geológico da área mapeada.
Escala 1:100.000

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 141-153 (1987)

ASPECTOS DA GEOMORFOLOGIA COSTEIRA DA REGIÃO DE OSÓRIO-TRAMANDAÍ, RIO GRANDE DO SUL *

LUIZ J. TOMAZELLI **

JORGE A. VILLWOCK **

ELOY L. LOSS **

ELY A. DEHNHARDT **

* Auxílio financeiro da CIRM, CNPq e UFRGS.

** Divisão de Geologia Costeira do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) Instituto de Geociências - UFRGS.

ABSTRACT

The main geomorphological features found in the coastal region comprised by Osorio, Tramandai, Rancho Velho and Cidreira quadrangles are described, discussed and summarized in a geomorphological map. The features result mainly from the wind action — clearly the most important morphologic process operating in the Rio Grande do Sul Coastal Plain — besides the actions related to marine, lagoonal, lacustrine, paludal and fluvial environments. These features are distributed in the geomorphologic compartments associated to the depositional systems of "lagoon/barrier" kind that developed in the region under the control of the sea-level changes during the Quaternary.

INTRODUÇÃO

Devido ao elevado grau de preservação das feições, a análise geomorfológica alcança, nos terrenos quaternários, uma de suas mais efica - zes aplicações. É quase sempre possível, neste tipo de terreno, traçar uma relação direta entre as formas de relevo e os agentes responsáveis pe la morfogênese, a maioria dos quais ainda ativos hoje em dia. As formas antigas, encontradas em diferentes graus de preservação, permitem recons truir uma ligação quase que contínua, através do tempo, do passado aos dias atuais.

Em se tratando especificamente dos terrenos quaternários da Planí cie Costeira do Rio Grande do Sul onde são escassos os dados de subsuper fície e de datação absoluta, a análise geomorfológica das feições super- ficiais tem se revelado como a ferramenta de trabalho mais importante pa ra a compreensão de sua história evolutiva, fato este reconhecido prati- camente por todos os pesquisadores que investigaram a região.

O trabalho aqui apresentado tem por objetivo básico a análise geo morfológica de uma pequena parte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, buscando-se identificar, descrever e interpretar geneticamente as principais formas de relevo nela existentes. Além disso, procurou-se tes tar, nesta área, a aplicabilidade do emprego de uma compartimentação geo

morfológica baseada no esquema evolutivo proposto recentemente para esta planície costeira (VILLWOCK, 1984; VILLWOOK et alii, 1987). O trabalho é acompanhado por um mapa geomorfológico elaborado, originalmente, na escala de 1:100.000 e que se encontra representado na Fig. 1. A geologia geral da área em enfoque, em todos os seus múltiplos aspectos, inclusive os geomorfológicos, está sendo atualmente estudada com maior detalhe dentro de um programa de tese de doutorado em elaboração por um dos autores deste trabalho.

A área em discussão, compreendida pelas coordenadas 29°45'00" e 30°15'00" de latitude sul e 50°00'00" e 50°30'00" de longitude oeste, situa-se na parte norte da planície costeira abrangendo as folhas topográficas de Osório, Tramandaí, Rancho Velho e Cidreira. Sua localização no estado pode ser observada no mapa geomorfológico (Fig. 1).

Esta área foi escolhida para estudo por apresentar uma posição estratégica dentro da fisiografia da região: situa-se ela na zona de passagem entre o segmento do extremo norte da planície costeira, onde os processos morfogênicos são fortemente influenciados pela presença próxima do planalto da Serra Geral e a parte sul que se encontra desvinculada desta influência. Assim, ela pode ser considerada como prioritária, em termos de representatividade, das principais formas de relevo desta planície costeira.

Embora esta área faça parte da região mais estudada e conhecida da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, são raros os trabalhos que se dedicaram a uma análise mais aprofundada de suas feições geomorfológicas. Dentre estes podem ser destacados, pela sua importância como contribuição específica à geomorfologia da área investigada, os trabalhos pioneiros da DELANEY (1960, 1965, 1966) bem como os de VILLWOCK (1972) e JOST e SOLIANI Jr. (1977).

METODOLOGIA DE TRABALHO

Os trabalhos de análise geomorfológica da região seguiram a metodologia tradicionalmente empregada neste tipo de estudo, compreendendo 4 fases distintas e seqüenciais:

1ª Fase — Interpretação de imagens orbitais. Foram trabalhadas as imagens produzidas pela estação espacial SKYLAB (escala de 1:500.000) e pelo satélite LANDSAT (escala de 1:100.000). Esta interpretação preliminar permitiu o reconhecimento dos grandes traços geomorfológicos da região bem como a situação da área trabalhada dentro do quadro geomorfológico geral da planície costeira.

2ª Fase — Interpretação de fotografias aéreas verticais em escala de 1:110.000, 1:60.000 e 1:20.000 de diferentes datas de vôo. Esta fase foi de fundamental importância para o reconhecimento das feições geomorfológicas compatíveis com a escala de mapeamento, muitas das quais de difícil reconhecimento direto no terreno.

3ª Fase — Observação e estudo, no terreno, das principais feições identificadas.

4ª Fase — Análise geral dos dados geomorfológicos e lançamento dos mesmos em mapa na escala de 1:100.000.

O ESQUEMA EVOLUTIVO DA PROVÍNCIA COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL E A COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA ADOTADA

A fim de sistematizar a distribuição espacial e temporal das feições geomorfológicas foi adotado, neste trabalho, o esquema evolutivo da Província Costeira do Rio Grande do Sul recentemente proposto por VILLWOCK (1984) e VILLWOCK et alii (1987). Em síntese, este esquema procura explicar a evolução da província costeira a partir do desenvolvimento de vários sistemas deposicionais do tipo "laguna/barreira", sob o controle das flutuações do nível do mar nela transcorridas durante o quaternário. De acordo com os estudos, efetuados principalmente na parte norte da província costeira, é possível reconhecer 4 destes eventos trans-regressivos que ficaram registrados sob a forma de sistemas do tipo "laguna/barreira" progressivamente mais jovens em direção a atual linha de costa (Fig. 2).

Utilizando-se como base de trabalho esta proposição, a região investigada foi subdividida em compartimentos e feições geomorfológicas, resumidos no Quadro 1. Esta compartimentação serviu de base para a representação das feições no mapa geomorfológico (Fig. 1), levando-se sempre em consideração as limitações impostas pela escala de mapeamento adotada (1:100.000).

DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS PRINCIPAIS FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS

PLANALTO

Na área estudada, o Planalto é constituido por uma sucessão de derrames vulcânicos da Formação Serra Geral superpostos a arenitos eólicos da Formação Botucatu, ambos de idade Jurássica. Esta unidade morfológica ocupa o extremo noroeste da região investigada e se destaca, paisagisticamente, por corresponder a uma região altimetricamente bem mais elevada do que o restante dos terrenos costeiros. Seus pontos mais elevados alcançam cerca de 600 metros de altitude (Foto 1).

A passagem do Planalto para as regiões adjacentes se dá sob a forma de uma encosta escarpada ("Escarpa do Planalto") cuja declividade, quase verticalizada nas partes mais altas, é suavizada junto à base em função do desenvolvimento de um manto praticamente contínuo de depósitos gravitacionais do tipo talus ("Cinturão de Depósitos Gravitacionais de Encosta").

A configuração atual desta escarpa parece ser melhor explicada, geneticamente, a partir do efeito conjugado de diversos fatores como: fatores tectônicos (principalmente falhamentos normais com orientação NE-SW), litológicos (intercalação de arenitos e sucessivos derrames de lavas com disposição horizontal a sub-horizontal) e erosivos (recuo normal de escarpa sob controle climático).

A unidade morfológica Planalto apresenta ainda, como feição superimposta, pequenas planícies aluviais desenvolvidas no fundo dos vales fluviais do Rio dos Sinos e afluentes, todos com drenagem em direção oeste.

BARREIRA 1

A Barreira 1, de idade pleistocênica, corresponde a uma faixa de terreno, essencialmente arenosa, que se alonga, com uma orientação NE-SW, por cerca de 150 quilômetros. Na área investigada somente sua extremidade NE se encontra representada (Foto 2). Em termos morfológicos é uma região topograficamente saliente em relação aos demais terrenos da planície costeira sendo formada por colinas baixas, suaves, com vertentes convexas. Suas cotas médias situam-se em torno de 40 a 50 metros.

As formas de relevo deste compartimento foram elaboradas a partir da acumulação de areia eólica que, no local, se ancorou principalmente sobre altos da Formação Botucatu. O modelado coliniforme, tão característico desta unidade morfológica, se deve, em grande parte, a inexistência de uma drenagem superficial importante, fato este decorrente, provavelmente, da elevada porosidade e permeabilidade das areias o que favorece a infiltração rápida da água meteórica e conseqüente percolação em sub-superfície.

A passagem da Barreira I para o compartimento adjacente (Terraço Lagunar II) é notável, tanto no campo como em fotografias aéreas e imagens orbitais. A vertente que marca esta passagem pode ser considerada como uma paleo-falésia elaborada quando da segunda transgressão pleistocênica. Ela possui uma declividade que se suaviza junto a base transformando-se em um plano levemente inclinado em direção ao terraço lagunar II. Esta rampa suave se desenvolveu graças à acumulação dos sedimentos arenosos da Barreira I retrabalhados pela água e formando, assim, um verdadeiro cinturão de leques aluviais coalescentes ("Leques de Retrabalhamento Aluvial").

TERRAÇOS LAGUNARES II e III

Estes terraços correspondem, geomorficamente, a regiões baixas com superfícies aplainadas cujas cotas médias situam-se em torno de 10 a 15 metros. Caracterizam-se por apresentar uma grande monotonia topográfica sem exibir, praticamente, nenhuma outra forma de relevo mais importante.

Estas formas terraceadas baixas foram predominantemente sítios de deposição lagunar, paludal e, secundariamente, fluvial. Vários corpos lacustres, dentre os quais o mais importantes é a "Lagoa dos Barros", ocupam a superfície atual destes terraços (Foto 2). Os cursos de água que constituem a rede de drenagem atual são de pequeno porte e se encontram, em geral, encaixados em barrancas de alguns metros de altura entalhadas nos depósitos lagunares. Este condicionamento elimina quase que completamente o desenvolvimento de importantes depósitos aluvionares associados a esta drenagem atual. O aparente desequilíbrio existente entre o caráter encaixado e o pequeno porte dos cursos de água atuais sugere que boa parte do processo de escavação tenha ocorrido durante estágio de nível de mar mais baixo quando, graças ao rebaixamento do nível de base, o poder erosivo das correntes era maior.

A colmatação progressiva de antigos corpos lagunares/lacustres permitiu a formação, neste compartimento geomorfológico, de amplas áreas paludais, propícias ao desenvolvimento de turfeiras. O "Banhado da Cidreira" se destaca como a mais importante destas feições. A "Lagoa do Indio" e a "Lagoa da Ilhota" são exemplos atuais de corpos lacustres em estágio intermediário de colmatação.

A gênese dos terraços lagunares II e III está diretamente ligada ao desenvolvimento das Barreiras II e III, de idade pleistocênica, em resposta a dois eventos trans-regressivos do mar. Uma das principais evidências de que estes terraços baixos correspondiam a antigos corpos lacustres/lagunares pode ser observada em fotografias aéreas onde, em certos locais, é perceptível a presença de paleo-pontais arenosos ancorados nas barreiras próximas e promovendo a segmentação dos antigos corpos de água, a semelhança do que ocorre atualmente com o sistema de lagoas holocênicas (VILLWOCK, 1972).

BARREIRAS II e III

As Barreiras II e III, de idade pleistocênica, encontram-se separadas entre si pelo "Terraço Lagunar III" e correspondem, geomorficamente, a formas terraceadas posicionadas, altimetricamente, acima dos terraços lagunares. Suas cotas médias situam-se entre 15 e 25 metros podendo, no entanto, alcançar valores acima de 30 metros nos locais em que o retrabalhamento eólico permitiu o desenvolvimento de dunas.

A superfície destes terraços é caracteristicamente aplainada, sem desenvolver importantes formas de relevo. Sem dúvida as feições morfológicas mais expressivas deste compartimento são as dunas de retrabalhamento eólico (Foto 3). Estas feições eólicas, distribuídas principalmente sobre o terraço da Barreira III, correspondem a corpos alongados longitudinalmente à direção do vento dominante que é proveniente do quadrante NE. A análise mais detalhada destas línguas arenosas revela o predomínio de dunas do tipo parabólica. As barcanas, em geral de pequeno porte, são restritas aos locais em que, por deficiência ou ausência de vegetação, a sedimentação eólica permanece ativa. Algumas feições eólicas que podem ser classificadas como "dunas lineares" ou "longitudinais" são, na realidade, projeções alongadas remanescentes de braços de antigas dunas parabólicas.

Um segundo tipo de feição morfológica característica destes terraços é a presença comum de pequenos lagos cujo eixo maior se orienta na direção NE-SW, indicando claramente um controle genético por parte do vento dominante (Foto 3). Estes pequenos e rasos lagos, muitos dos quais de natureza temporária, se formaram certamente pelo preenchimento de bacias alongadas geradas por um processo de deflação eólica promovido pelos ventos do quadrante NE. Muitos deles de desenvolveram no interior dos braços de dunas parabólicas onde os processos de deflação atingiram o lençol freático.

O terraço da Barreira III, o mais expressivo em área, se estende como uma faixa contínua desde o sul da região investigada até aproximadamente a altura da cidade de Osório quando aparece o compartimento geomorfológico Planalto. Desta latitude para o norte o terraço perde sua continuidade reduzindo-se a pequenas porções do terreno, isoladas e salientes topograficamente, em relação aos terrenos mais baixos do Terraço Lagunar IV. Esta diferença morfológica na configuração geral do terraço da Barreira III evidencia claramente a influência exercida pelo Planalto nos processos morfogênicos. Provavelmente a atividade fluvial associada aos cursos de água provenientes do Planalto foi a responsável, em grande parte, pelo retrabalhamento e conseqüente mudança na configuração do terraço nesta área. O regime de ventos igualmente deve ter sido afetada pela presença do Planalto pois é notável o desaparecimento, nesta região, das

dunas de retrabalhamento eólico e das bacias de deflação da superfície do terraço.

Os rebordos do terraço da Barreira II e o limite oeste do terraço da Barreira III em geral não são muito claros no campo embora sejam de fácil visualização nas fotografias aéreas e imagens orbitais, graças as diferenças na textura. Já o rebordo oriental do terraço da Barreira III é, via de regra, muito claro e se expressa como uma escarpa, quase que contínua, com 4 a 5 metros de altura, sobre os terrenos baixos do Terraço Lagunar IV (Fotos 1 e 4). Esta escarpa ("Rebordo de Terraço"), uma das feições morfológicas mais notáveis da área investigada é, na realidade, uma paleo-falésia esculpida no máximo da última transgressão marinha, marcando assim, de maneira bastante clara, o limite espacial entre o Pleistoceno e o Holoceno.

TERRAÇO LAGUNAR IV

O Terraço Lagunar IV, de idade holocênica, corresponde à uma faixa de terras baixas limitada, do lado do continente, pelo "Rebordo de Terraço" da Barreira III e, do lado do oceano, pela Barreira IV. Suas cotas situam-se, em geral, abaixo dos 5 metros de altitude.

Certamente nenhum outro compartimento geomorfológico da área investigada apresenta uma variedade tão grande de feições como as existentes ao longo do Terraço Lagunar IV. O estudo detalhada destas feições juntamente com as associadas à Barreira IV está sendo realizado, atualmente, por um dos autores do presente trabalho.

As feições geomorfológicas encontradas ao longo do Terraço Lagunar IV foram geradas pela atividade combinada dos agentes dinâmicos lacustres/lagunares, do vento e dos rios. De modo especial o vento dominante, proveniente do quadrante NE, tem desempenhado um papel fundamental na morfogênese destas feições. Sua ação ficou claramente registrada, por exemplo, no processo de segmentação dos corpos lacustres/lagunares promovido pelo crescimento de pontais e esporões orientados na direção NW-SE, ou seja, perpendicularmente ao vento dominante (Foto 5).

As principais feições existentes neste compartimento se encontram listadas no Quadro I e as compatíveis com a escala de mapeamento adotada (1:100.000) se encontram representadas no mapa geomorfológico (Fig. 1).

BARREIRA IV

A barreira atual, com uma largura, na área investigada, de 2 a 4 quilômetros, se estende separando o Terraço Lagunar IV do Oceano Atlântico. Sua continuidade física somente é interrompida na desembocadura da "Lagoa de Tramandaí", escoadouro único das águas que drenam o Terraço Lagunar IV (Foto 5). A Fig. 3 ilustra, de maneira esquemática, a configuração mais comum encontrada em um perfil transversal ao Terraço Lagunar e Barreira IV.

A observação do mapa (Fig. 1) mostra que a Barreira IV abrange como principais feições morfológicas a praia oceânica atual, o campo eólico e, restringindo-se à sua extremidade norte, uma região de cordões litorâneos que marcam posições de antigas linhas de praia. A Fotografia 6 ilustra bem a importância do campo eólico na formação da Barreira IV. Ele

é constituído, fundamentalmente, por dunas livres, ativas, altamente migratórias que se dispõem, na sua grande maioria, transversalmente à direção do vento NE. Há, assim, neste campo eólico, o predomínio de dunas do tipo transversal, barcanas e cadeias barcanóides.

Como já foi referido anteriormente, estas feições morfológicas geradas pela atividade marinha e, fundamentalmente, eólica, estão sendo atualmente estudadas em detalhe como parte de Tese de Doutorado.

CONCLUSÕES

A análise geomorfológica das Folhas de Osório, Tramandaí, Rancho Velho e Cidreira, sintetizada no mapa geomorfológico da Figura 1, permitiu que se atingisse as seguintes conclusões principais:

1. As formas de relevo identificadas são dominantemente do tipo deposicional. Suas intrincadas relações evidenciam a complexidade faciológica que pode resultar em seqüências sedimentares antigas geradas em uma situação ambiental semelhante.

2. Dentre todos os agentes e processos responsáveis pela morfogênese da área investigada destaca-se claramente em importância o papel desempenhado pelas variações do nível do mar e a atividade dos ventos provenientes do quadrante nordeste.

3. O emprego do esquema evolutivo baseado nos sistemas "laguna/barreira" como princípio da compartimentação geomorfológica adotada tornou a análise bastante prática, simples e eficaz.

BIBLIOGRAFIA

DELANEY, P. 1960. Lagoas Cordiformes do Rio Grande do Sul - Brasil. **Bol. da Escola de Geologia da UFRGS.** Porto Alegre, 3.

DELANEY, P. 1965. Fisiografia e Geologia da Superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. **Publicação Especial da Escola de Geologia da UFRGS.** Porto Alegre, 6:1-105.

DELANEY, P. 1966. **Geology and Geomorphology of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil and Northern Uruguay.** Baton Rouge, Lousiana State University. South American Coastal Studies Technical Report, 8.

JOST, H. e SOLIANI JR., E. 1976. **Plano Integrado para o Desenvolvimento do Litoral Norte do Rio Grande do Sul: Mapeamento Geológico e Geomorfológico.** Secretaria de Coordenação e Planejamento - Fundação de Economia e Estatística do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

VILLWOCK, J.A. 1972. Contribuição a Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul - Brasil. Porto Alegre. Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. **Dissertação de Mestrado.**

VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. **Pesquisas.** Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, 16:5-49.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNARDT, E.A.; HORN Fº, N. O.; BACHI, F.A. e DEHNHARDT, B.A. 1987. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASA, J., ed., **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 4.** A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.

QUADRO 1 — COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA ADOTADA

DIVISÃO PRINCIPAL	PRINCIPAIS FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS
PLANALTO	Superfície do Planalto (Indiferenciada) Canais Fluviais e Planície de Inundação Escarpa do Planalto Cinturão de Depósitos Gravitacionais de Encosta
BARREIRA I	Colinas da Barreira I Leques de Retrabalhamento Aluvial
TERRAÇOS LAGUNARES II e III	Lagos Lagos Colmatados (Banhados, Pântanos, Turfeiras) Canais Fluviais Ativos
TERRAÇOS DAS BARREIRAS II e III	Dunas de Retrabalhamento Eólico Lagos de Deflação Eólica Rebordo de Terraço
TERRAÇO LAGUNAR IV	Lagunas Lagos Costeiros Lagos Colmatados (Banhados, Pântanos, Turfeiras) Praias Lacustres/Lagunares Cristas de Praia Lacustres/Lagunares (Ativas e Abandonadas) Dunas de Margem Lacustre/Lagunar Canais Fluviais (Ativos e Abandonados) Planícies de Inundação Diques Marginais Depósitos de Rompimento de Diques Marginais Deltas Intralagunares (Ativos e Abandonados)
BARREIRA IV	Praia Oceânica Cordões Litorâneas (= Cristas de Praia Oceânica) Campo Eólico

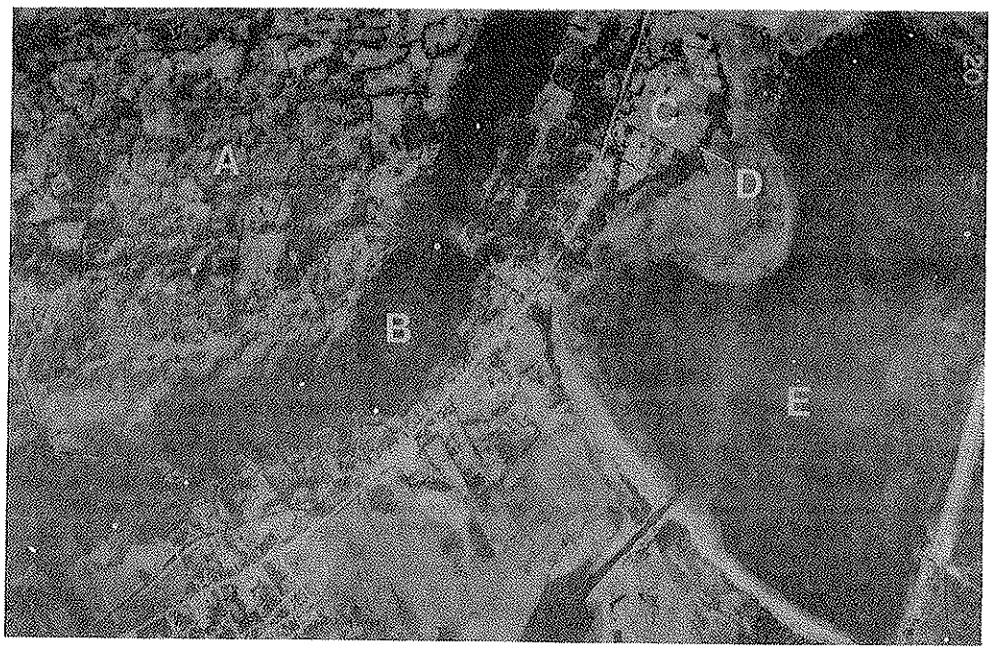


Foto 1 — Vista aérea das proximidades da cidade de Osório. A = Planalto; B = Escarpa do Planalto; C = Terraço correlativo à Barreira III; D = Rebordo do Terraço (máximo da Transgressão Holocênica); E = Lagoa do Peixoto.
Escala aproximada: ——— 350 m

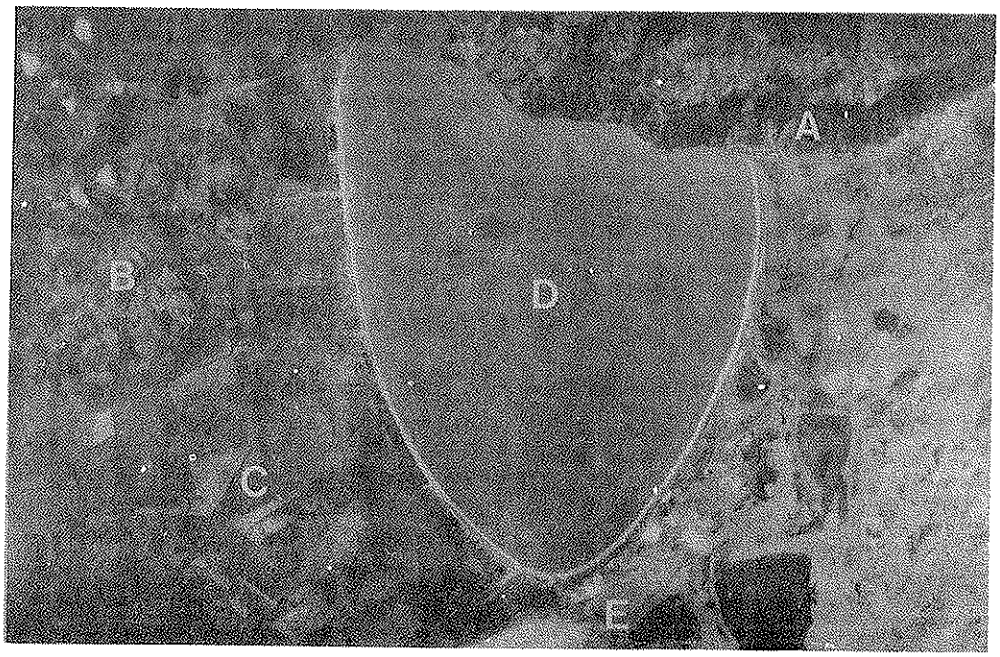


Foto 2 — Vista aérea parcial da Folha de Osório. A = Escarpa do Planalto; B = Extremidade NE da Barreira I; C = Terraço Lagunar II; D = Lagoa dos Barros; E = Terraço da Barreira II.
Escala aproximada: ——— 1800 m

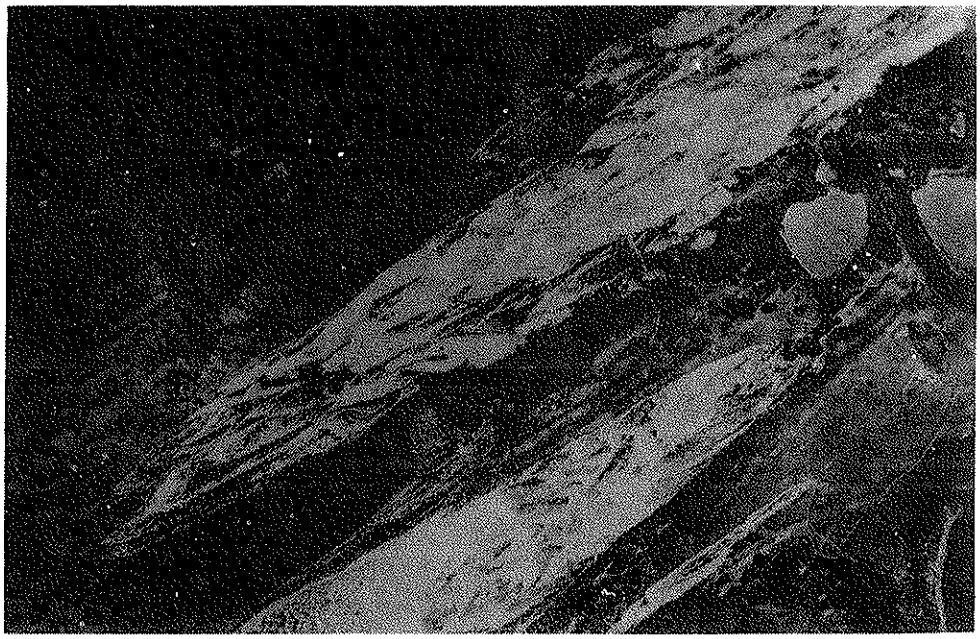


Foto 3 — Vista aérea parcial da Folha de Cidreira. Feições da superfície do Terraço da Barreira III: dunas de retrabalhamento eólico e lagos de deflação.
Escala aproximada: ——— 600 m

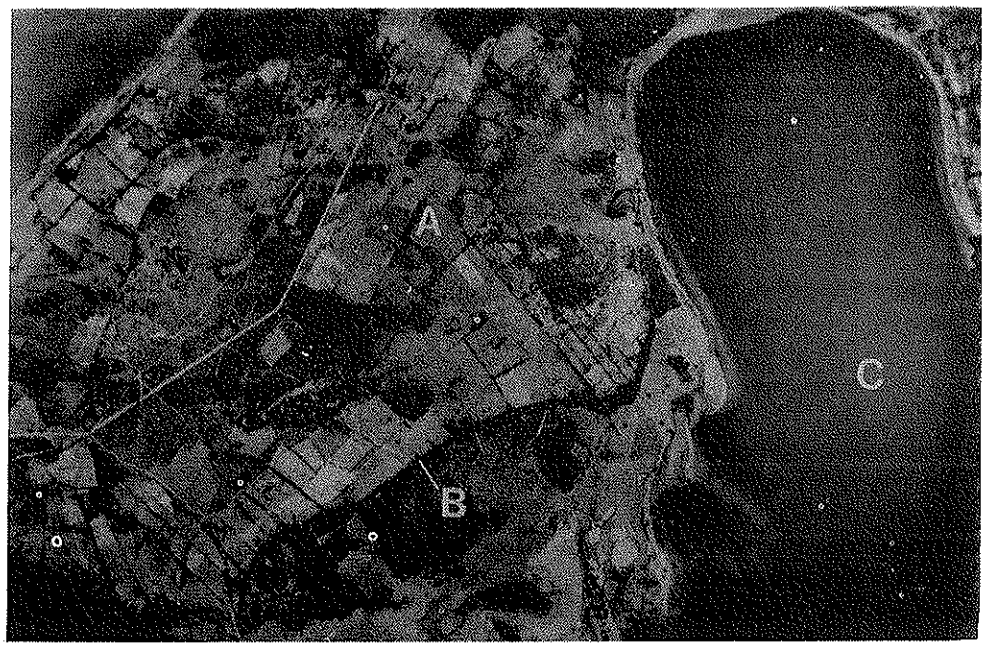


Foto 4 — Vista aérea parcial da Folha de Tramandaí. A = Terraço da Barreira III; B = Rebordo do Terraço (máximo da Transgressão Holocênica); C = Lagoa do Lessa.
Escala aproximada: ——— 330 m

Foto 5 — Vista aérea das proximidades da cidade de Tramandaí mostrando a diversidade de feições associadas à Barreira III, Terraço Lagunar IV e Barreira IV.
Escala aproximada: ——— 2000 m

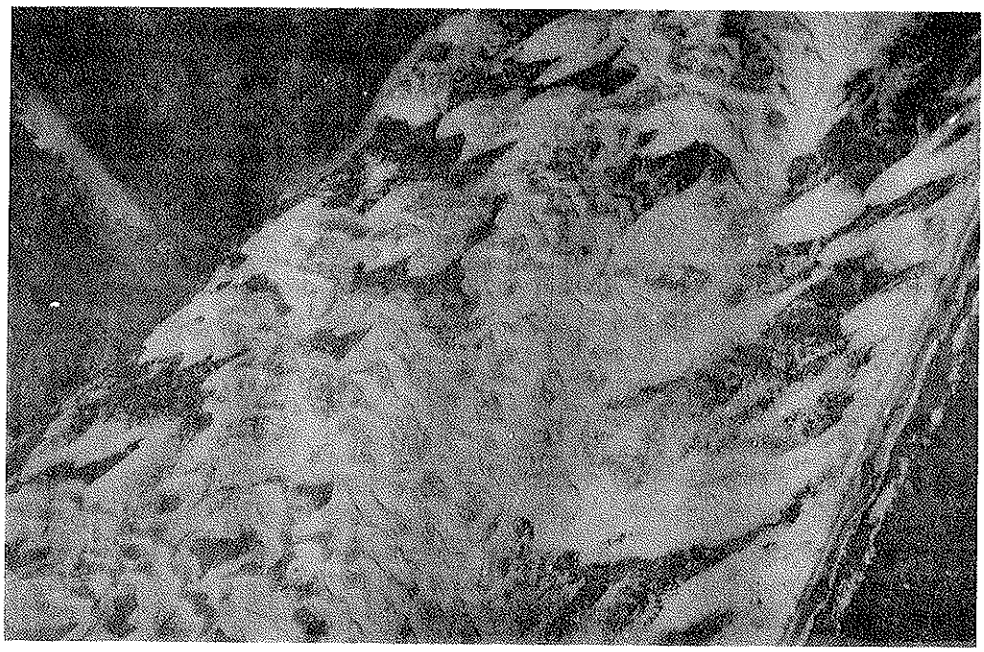
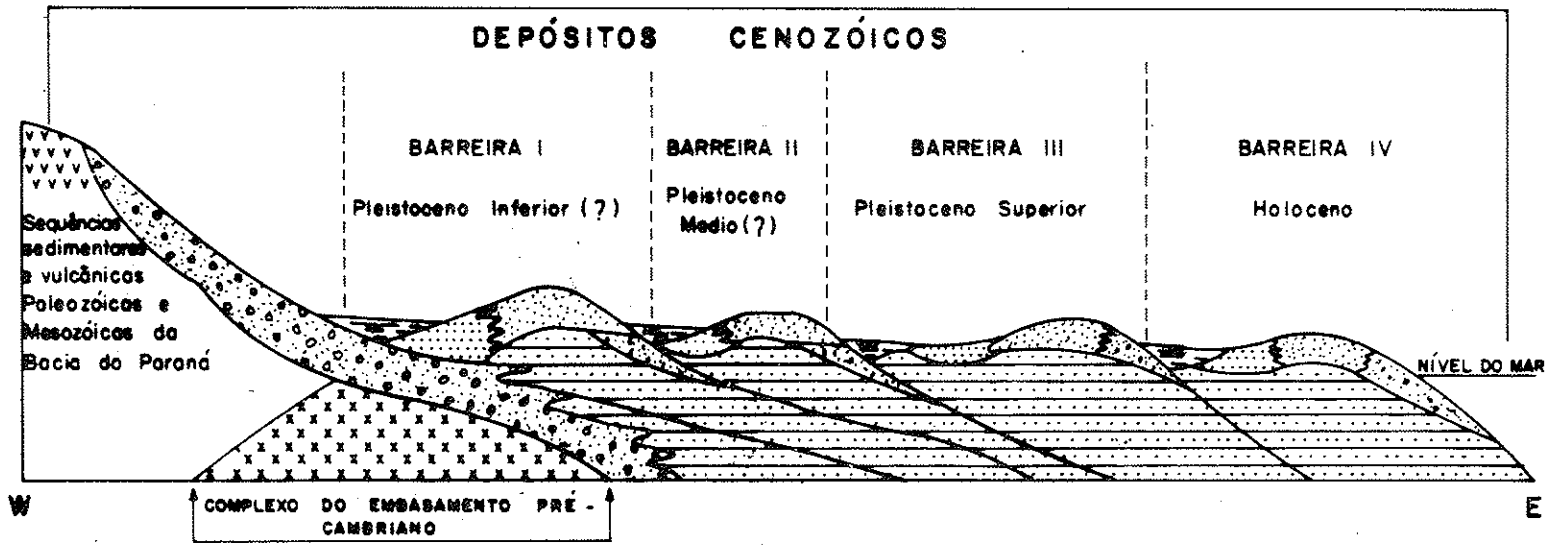


Foto 6 — Vista aérea da Barreira IV na Folha de Cidreira. Dunas transversais à direção do vento dominante (NE) — dunas barcanas e cadeias barcanoides — dominam a paisagem eólica.
Escala aproximada: ——— 330 m



LEGENDA DOS DEPÓSITOS CENOZÓICOS

- DEPÓSITOS DE LEQUES ALUVIAIS
- DEPÓSITOS EÓLICOS
- DEPÓSITOS LAGUNARES
- DEPÓSITOS DE PRAIA
- DEPÓSITOS DE PLANÍCIES FLUVIAL E PALUDAL
- DEPÓSITOS MARINHOS TRANSGRESSIVOS

Figura 2 - PERFIL TRANSVERSAL ESQUEMÁTICO (W - E) DA PROVÍNCIA COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL (SEGUNDO VILLWOCK et alii , 1987)

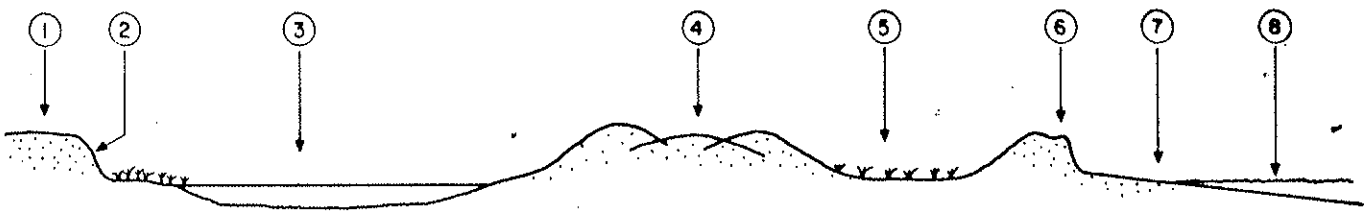


FIG. 3 - Perfil transversal, ideal, no Sistema laguna / barreira IV

1 - Terraço pleistocênico (Barreira III)

2 - Falésia esculpida na Barreira III assinalando o máximo da transgressão holocênica

3 - Corpo Lagunar

4 - Campo de dunas eólicas ativas, não vegetadas.

5 - Região formada por dunas dômicas baixas e mantos eólicas arenosos. Vegetação rala a bem desenvolvida

6 - Cordão de dunas frontais ("foredunes")

7 - Praia arenosa

8 - Oceano Atlântico

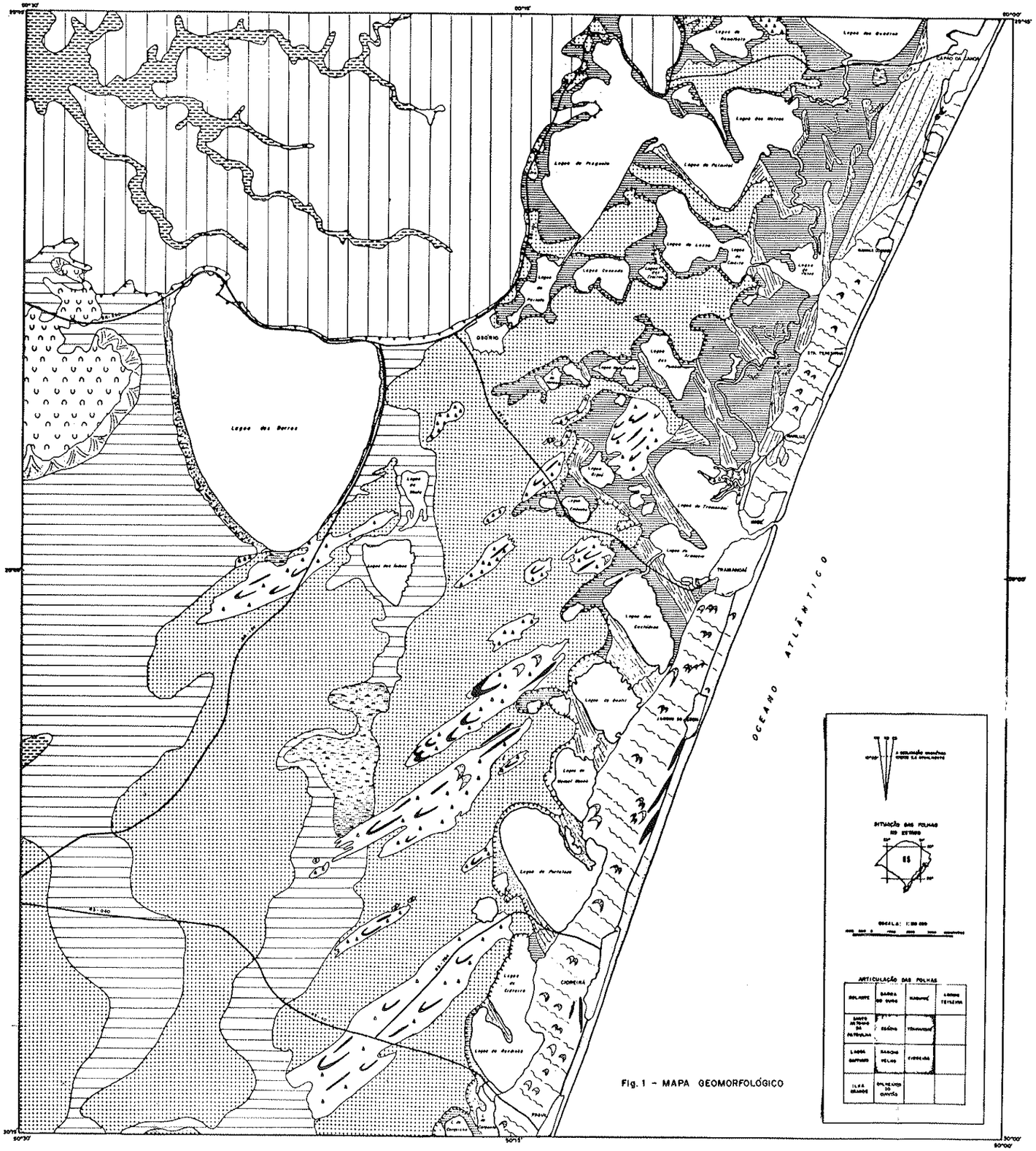


Fig. 1 - MAPA GEOMORFOLÓGICO

COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS E LEGENDAS

BARREIRA HOLOCÊNICA (barreira IV)

- PRAIAS ARENOSAS
- CORDÕES LITORÂNEOS (cristas de praia oceânico)
- DEPÓSITOS EÓLICOS :
  - *Depósitos eólicos ativos indiferenciados* (inclui principalmente cadeias barcanóides, cadeias de dunas transversais e depósitos eólicos mantiformes)
  - *Dunas barcanas*
  - *Dunas longitudinais*
  - *Dunas parabólicas*
- TERRAÇO DA PLANÍCIE LAGUNAR IV (inclui planícies fluviais, lacustres, paludais)
- ESPORÕES E CRISTAS DE PRAIA LAGUNAR E LACUSTRE
- CANAIS FLUVIAIS ABANDONADOS
- DELTAS LAGUNARES E LACUSTRES

BARREIRAS PLEISTOCÊNICAS (barreiras I II e III)

- TERRAÇOS DAS PLANÍCIES LAGUNARES I I e II
- COLINAS DA BARREIRA I
- TERRAÇOS DAS BARREIRAS II e III
- REBORDO DO TERRAÇO DA BARREIRA III

PLANALTO

- PLANALTO
- ESCARPA DO PLANALTO

FEIÇÕES SUPERIMPOSTAS (atuais e sub-atuais)

- TURFEIRAS, PANTANOS E REGIÕES ALAGADIÇAS
- DEPÓSITOS DE CANAL E PLANÍCIE FLUVIAL
- LEQUES ALUVIAIS E DEPÓSITOS GRAVITACIONAIS DE ENCOSTA
- DEPÓSITOS DE RETRABALHAMENTO EÓLICO (ativos ou parcialmente ativos)
- DUNAS ATIVAS DE MARGEM LAGUNAR E LACUSTRE

CIRM / UFRGS
Sub-projeto :

Diagnóstico da região de Tramandaí

MAPA GEOMORFOLÓGICO

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 155-161 (1987)

ESTUDO POLÍNICO DE SEDIMENTOS DA MATA PALUDOSA DO FAXINAL, TORRES, RIO GRANDE DO SUL

Maria Luisa Lorscheitter
Departamento de Botânica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

RESUMO

Estudou-se o conteúdo polínico em um perfil de 3,50m de solo de mata tropical paludosa, situada a 2km da linha de praia, em Torres, Rio Grande do Sul, Brasil.

Os resultados evidenciaram fase inicial lagunar correspondente à última ingressão marinha local durante o Holoceno. Segue uma regressão do mar e colmatação gradativa da laguna, originando uma vegetação cada vez mais diversificada. Esta, através de várias etapas, desenvolveu a atual mata tropical paludosa.

ABSTRATC

This paper presents the pollinic content that was studied in a profile of 3,50 metres of marshy tropical forest soil located 2 kilometres from the coastline in Torres, Rio Grande do Sul, Brazil.

The results proved an initial lagoon phase corresponding to the last local marine transgression during the Holocene. There follows a sea withdrawal and a gradual shallowing of the lagoon originating a steadly more variegated vegetation which throughout several stages gave rise to the present marshy tropical forest.

INTRODUÇÃO

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul é uma ampla região arenosa, recortada por numerosos corpos lacustres. Os compartimentos geomorfológicos desta Planície foram descritos por Villwock (1984) e os vários sistemas deposicionais vêm sendo identificados (Villwock et alii, 1986). Segundo este último, a paleogeografia da Planície Costeira de

Torres foi marcada, durante o Holoceno, por um sistema diversificado de lagunas, decorrentes de transgressões e regressões marinhas. Sobre esse antigo sistema desenvolveram-se mais recentemente elementos florísticos da mata pluvial tropical costeira que, migrados do norte, encontraram nesses terrenos, já em grande parte colmatados, ambientes favoráveis ao seu desenvolvimento. Devido à localização no extremo nordeste da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, ainda sob influência de clima tropical, Torres (e zonas vizinhas) marca o limite meridional de amplitude ecológica de muitas espécies atuais da costa brasileira.

Apesar dos eventos holocênicos já terem sido geologicamente bem estudados na Planície Costeira de Torres, e de já existirem levantamentos botânicos mais globais para a flora atual dessa região (Lindeman et alii, 1975), não há ainda conhecimento das respectivas mudanças vegetacionais que acompanharam esses eventos.

OBJETIVOS

O trabalho tem como objetivo o estudo da gênese de uma mata tropical paludosa, detectando câmbios florísticos relacionados a mudanças paleoambientais no local. Pretendeu-se assim detectar o tipo de terreno onde iniciou-se a sucessão vegetal que culminou na mata paludosa atual.

LOCAL ESTUDADO

A mata situa-se a 29°20' e 29°22' de latitude Sul e 49°45' e 49° 46' de longitude Oeste, numa planície mal drenada, logo a oeste das dunas fixas, próxima à cidade de Torres. Dista cerca de 2km da costa e caracteriza-se pelo elevado número de espécies tropicais, sendo abundantes os epífitos. A serrapilheira cobre o solo lamoso.

MATERIAL E MÉTODOS

Foram analisados sedimentos do interior da mata. A testemunhagem foi realizada com amostrador tipo Hiller, até 3,50m de profundidade, obtendo-se assim várias seções de testemunhos de 26 cm cada (comprimento do amostrador).

As seções de testemunho foram secas em estufa a 40°C e a seguir retiradas 7 amostras de 2g cada, correspondentes a profundidades de 3,32m (amostra 1), 2,06m (amostra 2), 1,32m (amostra 3), 1,07m (amostra 4), 0,94m (amostra 5), 0,82m (amostra 6) e 0,06m (amostra 7). A distribuição das amostras foi feita de acordo com a disponibilidade de coleta.

O processamento químico seguiu o método tradicional (Faegri & Iversen, 1975), utilizando-se inicialmente ácido fluorídrico para retirada de material silicoso, fervura em hidróxido de potássio a 10% para retirada de matéria orgânica e finalmente acetólise. O material foi posteriormente filtrado em malha de 250µm. A montagem das lâminas foi feita com gelatina glicerinada (Salgado-Labouriau, 1973).

Na análise polínica contou-se um número mínimo de 500 grãos em cada amostra, salvo naquelas de grande escassez de grãos (amostras 1 e 2) onde esse número não pôde ser atingido. Elementos como esporos de fungos, cistos de dinoflagelados marinhos e microforaminíferos, também encontrados nos preparados, não foram incluídos no número mínimo de cada amostra, mas sim, contados à parte. Essa contagem era interrompida quando se obtinha o número mínimo de grãos de pólen + esporos. A análise foi relativa, estabelecendo-se a porcentagem dos tipos polínicos em cada amostra em relação ao número total de grãos contados nas mesmas. Com as porcentagens foram montados diagramas polínicos (figs. 1 e 2).

RESULTADOS

Com os dados obtidos pôde-se estabelecer três zonas nos diagra-

mas polínicos (figs. 1 e 2): zona I (amostras 1, 2 e 3), zona II (amostras 3, 4, 5 e 6) e zona III (amostras 6 e 7).

A zona I caracteriza-se por uma abundância em restos de cistos de dinoflagelados marinhos (especialmente Operculodinium centrocarpum e Spiniferites mirabilis) e presença, embora escassa, de microforaminíferos resistentes ao tratamento químico. Os cistos diminuem sensivelmente no final dessa primeira zona (amostra 3) e os microforaminíferos já desaparecem a partir da amostra 2. Associada à presença de elementos de origem marinha há, nessas três primeiras amostras, uma grande escassez polínica. Encontram-se em maior abundância as Gramineae (plantas campestres), que decrescem significativamente em direção à amostra 3. Decrescem, do mesmo modo, as porcentagens de espécies herbáceas do tipo Amaranthus-Chenopodiaceae. Ao contrário, aumentam significativamente em direção à amostra 3 as porcentagens de elementos de ambientes continentais pantanosos, como as Cyperaceae, Polypodium, Cyatheaceae e esporos triletes e monoletes indeterminados (esporos de pteridófitos). Também aumenta o pólen de plantas, na maioria herbáceas, como as Compositae.

Entre os grãos raros encontram-se os de Azolla (pteridófita aquática, flutuante em água doce), Isoetes (pteridófita aquática, submersa em água doce), Pediastrum (alga de águas continentais que tolera águas mixohalinas), Gomphrena (angiosperma herbácea, em geral ocorrente em solos arenosos e secos) e Alnus (angiosperma arbórea dos atuais bosques andinos da América do Sul).

Destacam-se nessa primeira zona dos diagramas os grãos indeterminados, constituídos por material muito mal preservado, de determinação impossível. Os esporos de fungos são muito abundantes.

As amostras 1, 2 e 3 estão constituídas por lama cinza e homogênea, levemente arenosa. A amostra 3 é um pouco mais arenosa que as demais.

A zona II caracteriza-se pela abrupta redução das porcentagens de elementos marinhos (cistos), que a partir da amostra 4 são raros, desaparecendo na 6. Também diminuem em direção a essa amostra o tipo Amaranthus-Chenopodiaceae (que desaparece na 6) e as Gramineae, dois elementos significativos da zona I.

Ao contrário, elementos de ambientes pantanosos abertos encontram-se muito mais bem representados na zona II, como as Cyperaceae, Osmunda, Polypodium, Cyatheaceae, Phaeoceros e esporos triletes e monoletes indeterminados (esporos de pteridófitos). Possivelmente as Compositae, bem representadas na zona II, também correspondam a espécies de pântanos abertos.

Entre os grãos de freqüência baixa aparecem pela primeira vez Urostachys, Eriocaulaceae e Umbelliferae, aumentando a ocorrência de Sphagnum, todos vivendo em terrenos pantanosos abertos. Isoetes, indicador de água doce, tem sua ocorrência aumentada nessa zona.

Elementos de mata, como as Myrtaceae, tipo Ilex e Urticales, destacam-se em relação à zona anterior, assim como Podocarpus, Leucothoe e tipo Celtis, também de mata, surgem pela primeira vez.

Reduzem-se as porcentagens de grãos indeterminados por má preservação e também os esporos de fungos, que voltam a aumentar nas amostras 5 e 6.

As amostras 4, 5 e 6 são constituídas por lama escura, rica em matéria orgânica e levemente arenosa. A areia diminui em direção à amostra 6.

A zona III caracteriza-se pela redução muito significativa de elementos de campo, como Gramineae e Compositae, e de campo pantanoso, como Cyperaceae, além de esporos triletes e monoletes indeterminados. Urostachys e Umbelliferae não foram encontrados nessa zona dos diagra-

mas. Eriocaulaceae, Sphagnum e Isoetes diminuem aqui sua freqüência.

Ao contrário do acontecido com os elementos de campo, aumentam significativamente, em direção à amostra 7, o pólen de Myrtaceae, do tipo Ilex e de Urticales, típicos indicadores de mata.

Entre os elementos raros aparecem na amostra de topo (amostra 7) Posoqueria e Proteaceae, ambas com representantes nas matas tropicais atuais da região. Osmunda, pteridófita de terrenos pantanosos abertos ou de interior de mata, aumenta sua porcentagem na amostra 7. Esta planta tem, nessa zona e na anterior (zona II), o mesmo padrão de distribuição de freqüência das Myrtaceae.

Grãos indeterminados têm na zona III sua menor freqüência. Esporos de fungos, entretanto, voltam a aumentar sensivelmente.

A amostra 7 está constituída por lama homogênea e não arenosa, rica em matéria orgânica.

ANÁLISE DOS RESULTADOS

Os resultados acima descritos permitem detectar três fases distintas no local em estudo: 1º) fase de influência marinha (zona I), 2º) fase de transição (zona II) e 3º) fase de desenvolvimento de mata (zona III).

1º) Fase de influência marinha

A abundância de cistos de dinoflagelados marinhos, presença de microforaminíferos, associados à escassez polínica e ao tipo de sedimento (lama acinzentada levemente arenosa) indicam ambiente de fundo de laguna para o local em estudo. Esta laguna se relaciona à oscilação eustática correspondente à última fase de ingressão marinha holocênica local. A abundância de Gramineae e freqüência significativa do tipo Amaranthus-Chenopodiaceae podem estar relacionadas a espécies que se desenvolveram em ambientes arenosos de influência salina (espécies halófitas), às margens da laguna. Ambientes semelhantes ocorrem atualmente no Litoral do Rio Grande do Sul, onde Salicornia (família Chenopodiaceae) e Spartina (família Gramineae) são halófitos característicos.

A presença de representantes aquáticos de água doce (Azolla e Isoetes) e de algas tolerantes à água mixohalina (Pediastrum) indica variados ambientes transicionais.

O pólen de Alnus, por sua vez, evidencia ventos de sudoeste por ter capacidade de dispersão a longas distâncias (planta andina).

Já no final da primeira zona a diminuição e desaparecimento de elementos marinhos, diminuição dos halófitos e aumento de elementos de pântanos abertos, evidenciam a gradativa perda da influência marinha local.

2º) Fase de transição

O desaparecimento de elementos marinhos, redução significativa de halófitos e maior abundância de diferentes tipos polínicos de espécies de pântanos indicam uma fase posterior de mar regressivo, quando a laguna perdeu a comunicação com o mar. A colmatação gradativa possibilitou o aparecimento desses pântanos, onde puderam se desenvolver espécies características, através de distintas sucessões vegetais. As Gramineae e Compositae, aqui representadas, possivelmente estão relacionadas a espécies de terrenos pantanosos.

Elementos de mata começam a se desenvolver e diversificar nesse pântano aberto, especialmente Myrtaceae, Ilex e Urticales.

A lama escura, rica em matéria orgânica, corrobora os dados polínicos que demonstram maior desenvolvimento de vegetação.

3º) Fase de desenvolvimento da mata

A redução significativa de elementos de terrenos pantanosos abertos (Gramineae, Compositae, Cyperaceae, esporos triletes e monoletes indeterminados, Eriocaulaceae, Sphagnum e Isoetes), o desaparecimento de outros desses mesmos elementos (Urostachys, Umbelliferae), o aumento significativo de elementos arbóreos (Myrtaceae, Ilex, Urticales) e o surgimento de novos elementos arbóreos (Proteaceae e Posoqueria), evidenciam uma fase de franco desenvolvimento da mata. O aumento de Osmunda, planta de pântano aberto ou de floresta, tem no diagrama curva semelhante à das Myrtaceae. A coincidência dessas duas curvas indica o desenvolvimento de mata paludosa em direção à amostra de topo (amostra 7). O aumento de esporos de fungos evidencia, aqui, elevada decomposição do solo.

CONCLUSÕES

Os resultados acima descritos sugerem a origem da mata a partir da colmatação gradativa de uma laguna costeira holocênica, após a última regressão marinha local, que a isolou do mar.

A diminuição progressiva da profundidade da antiga laguna propiciou o aumento da diversificação vegetal e da sedimentação polínica. As distintas sucessões vegetais resultaram na mata paludosa atual. Não foram encontrados grãos de pólen e esporos típicos de espécies de manguezal, o que não invalida a hipótese de Villwock (1987) sobre sua possível ocorrência na região.

Novos locais com matas tropicais no Litoral de Torres deverão ser estudados a seguir, para uma visão mais ampla dos câmbios vegetacionais ocorridos durante o Holoceno. Dentro do possível se procurará associar os resultados obtidos com datações radiométricas através de C_{14}.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FAEGRI, K. & IVERSEN, J. 1975. Textbook of pollen analysis. 3a.ed.New York, Hafner Press. 295p.

LINDEMAN, J.C.; BAPTISTA, L.R.M.; IRGANG, B.E.; PORTO, M.L.; GIRARDI-DEIRO, A.M. & LORSCHEITTER-BAPTISTA, M.L. 1975. Estudos botânicos no Parque Estadual de Torres, Rio Grande do Sul - Brasil. II. Levantamento florístico da planície do Curtume, da área de Itapeva e da área colonizada. Iheringia Série Botânica, Porto Alegre, 21:15-52.

SALGADO-LABOURIOU, M.L. 1973. Contribuição à palinologia dos Cerrados. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências. 291p.

VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis. Pesquisas, Porto Alegre, 16:5-49.

VILLWOCK, J.A. 1987. Processos costeiros e a formação das praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa sul e sudeste brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA: SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS., Cananéia, SP, 1987. Anais... Cananéia, p. 380-398.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N. O.; BACHI, F.A. & DEHNHARDT, B.A. 1985. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES. Proceedings... (no prelo).

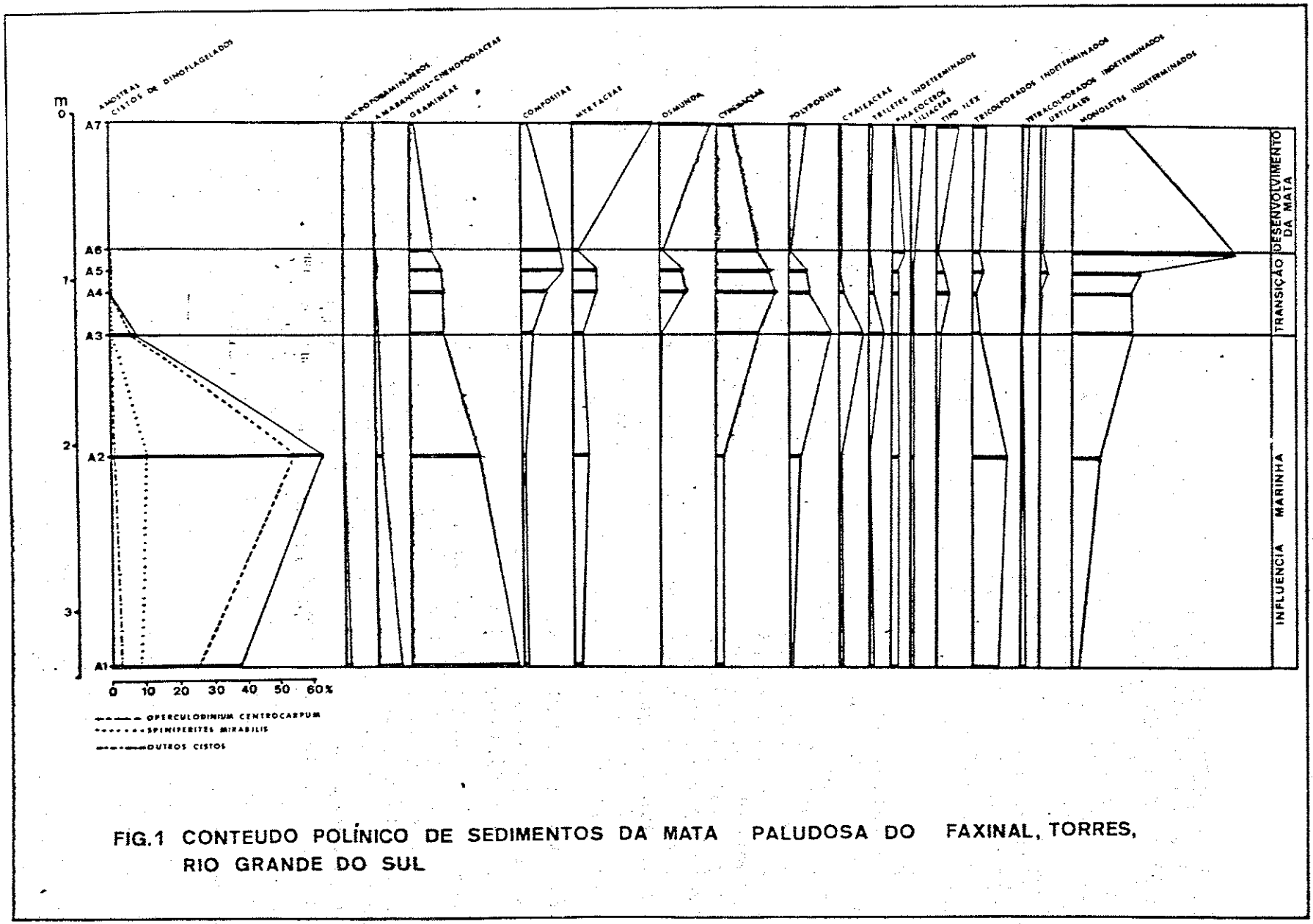


FIG.1 CONTEUDO POLÍNICO DE SEDIMENTOS DA MATA PALUDOSA DO FAXINAL, TORRES, RIO GRANDE DO SUL

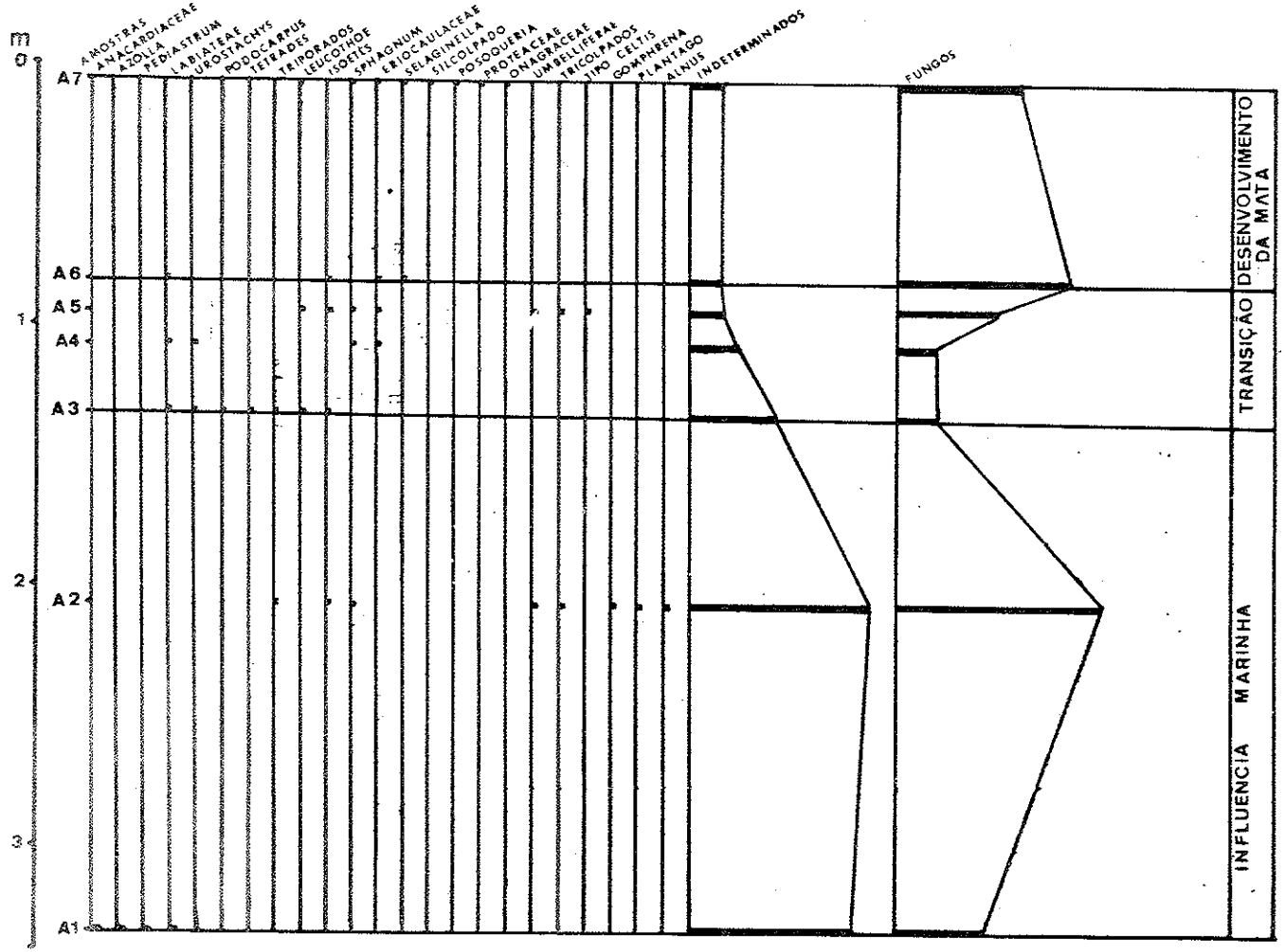


FIG. 2 CONTEUDO POLÍNICO DE SEDIMENTOS DA MATA PALUDOSA DO FAXINAL, TORRES, RIO GRANDE DO SUL (CONT.)

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 163-175 (1987)

TÉCNICAS DO SENSORIAMENTO REMOTO NA PESQUISA DE TURFAS DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RS.

Dejanira Saldanha Frantz
Clovis Carlos Carraro

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

I ABSTRACT

Deposits of turf originated by the process of filling of lagoons have been located in the Costal Plain of Rio Grande do Sul State in Southern Brazil.

These deposits are responsible by the selection of the vegetation and the organic contents and humidity retained in the soil; the above factors cause that areas to have a peculiar signature in the products of the Thematic Mapper (TM) sensor of the Landsat satelite.

The scope of the research is to correlate the chemical and physical characteristics of the deposits with the spectral radiance registered by the TM sensor. Compatible Computer Tapes (CCT) have been submited to Pattern Recognition Methods at the GE-Image-100 system of the Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE). The programs have the scope to generate images with good contrast between turfaceous deposits and the surrounding areas; it has been possible to define the geographic distribution and even a kind os zoning of the deposits.

II RESUMO

Depósitos turfáceos têm sido localizados na planície costeira do RS, originados a partir de corpos lagunares em processo de assoreamento. Esses depósitos ocasionam seleção de vegetação e de conteúdo de matéria orgânica no solo, com conseqüênte variação da umidade retida e quando imageados pelo sensor TM (Thematic Mapper) do Satélite Landsat, fornecem uma assinatura própria.

O objetivo desta pesquisa é correlacionar as características químicas e físicas dos depósitos estudados com os valores de radiância espectral registrados pelo sensor TM.

Foram utilizadas fitas magnéticas compatíveis com computador (CCT) submetidas a tratamento automático no Sistema de Tratamento de Imagens (IMAGE-100) do Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE. Vários algorítmos e programas foram implementados com a finalidade de gerar imagens com melhores características de contraste dos depósitos com o restante da cena, tendo sido obtidas imagens nas quais é possível a definição precisa da distribuição geográfica e ainda um certo zoneamento interno do depósito.

A área piloto desta pesquisa situa-se no banhado dos Pachecos, no no banhado Grande e entre a coxilha das Lombas e as terras altas de Porto Alegre-Viamão. Os parâmetros que pretendem ser estabelecidos nas imagens geradas pelo tratamento automático e interpretados conforme as condições dos depósitos estudados, poderão servir de base para a pesquisa de novos corpos turfáceos depositados em condições semelhantes ao estudado.

III INTRODUÇÃO

A tecnologia do Sensoriamento Remoto, através do uso de imagens de Satelite, aplicada às técnicas de mapeamento geológico e prospecção mineral, tem seu uso cada vez mais ampliado, considerando-se os resultados positivos em pesquisas desta netureza, o reduzido tempo de execução e o baixo custo operacional.

Este artigo aborda resultados da pesquisa realizada no Departamento de Geodésia da UFRGS, que utiliza essa tecnologia na definição de depósitos Turfáceos ocorrentes na Província Costeira do RGS.

Preliminarmente, foi definida uma área piloto que abrange os denominados Banhado Grande e Banhado dos Pachecos, a leste de Porto Alegre, onde turfeiras foram delimitadas e estudadas por equipes de pesquisadores do Centro de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) da UFRGS e da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). A escolha desses locais como área teste deveu-se à existência desses estudos anteriores,na medida em que permitem a correlação das características físico-químicas dos depósitos com as radiâncias das imagens aqui pesquisadas, testando

a aplicabilidade do método. Foram utilizadas imagens multiespectrais obtidas pelo sensor TM (Thematic Mapper) instalado no satélite Landsat 5.

IV OBJETIVOS E METODOLOGIA

O trabalho tem por objetivo testar o uso de imagens de satélite na localização, delimitação e zoneamento de depósitos turfáceos. Pretendeu-se estabelecer, através de sistemas computadorizados, procedimentos que aumentassem o contraste das informações existentes na cena, cujas características levaram os autores a identificar os depósitos pesquisados e as áreas circundantes.

Após essa etapa foi cumprida uma etapa de campo com a finalidade de comparar e definir as informações transmitidas pelas imagens.

O processo de análise busca essencialmente compreender o significado geológico das informações registradas nas bandas espectrais e decifrá-las de acordo com os mecanismos de interação da radiação eletromagnética com os elementos básicos que compõem a superfície imageada (rocha-solo-vegetação-água). É necessário que se defina, no terreno, o comportamento do nível d'água, o estado e origem da matéria orgânica geradora do depósito, o resíduo mineral existente e a caracterização da flora atual.

V LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA-PILOTO

A área estudada, limitada pelas coordenadas geográficas $29^{o}53'$ S e $30^{o}09'$ S e $50^{o}35'$ W e $51^{o}00'$ W, localiza-se nos municípios de Viamão e Gravataí, ocupando parte das folhas Passo do Vigário, Lagoa Capivarí, Gravataí e Santo Antonio da Patrulha, publicadas pela Diretoria do Serviço Geográfico do Exército, na escala 1:50.000.

As turfeiras estão interiorizadas no Banhado Grande e Banhado dos Pachecos, ocupando uma área de aproximadamente 60 Km^2, com a forma de corpos alongados de direção aproximada N-NE (Figura 1).

Segundo Villwock et alii (1980) essas turfeiras pertencem ao Membro Santa Vitória da Formação Chuí, que se estende por vasta área de terras baixas situadas entre a Coxilha das Lombas e as terras altas de Porto Alegre-Viamão e fazem parte da Planície Arenosa Litorânea da Província Costeira do Rio Grande do Sul.

A Planície Arenosa Litorânea é constituída por depósitos arenosos das formações Chuí e Itapoã, imprimindo na geomorfologia três domínios sedimentares: marinho, lagunar e eólico. Na área em questão, foram identificadas feições lagunares como lagoas colmatadas, banhados, áreas lacustres e terraços, e feições eólicas, identificadas como dunas fósseis.

As terras baixas portadoras dos depósitos biogênicos em questão

resultam do assoreamento de lagunas provavelmente isoladas pela formação de barreiras arenosas eólicas, que constituem a Coxilha das Lombas.

A formação Chuí é composta por dois membros: Taim, com depósitos praiais e marinhos rasos e Santa Vitória, com depósitos lagunares; a deposição destes dois membros é sincrônica, com variação faciológica lateral. Para o topo, as litologias do Membro Santa Vitória tornam-se enriquecidas em matéria orgânica, frequentemente formando depósitos de turfa.

VI CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS TURFÁCEOS

Dos depósitos turfáceos aqui pesquisados, somente o denominado Águas Claras, no Banhado dos Pachecos, porção sudoeste da área piloto, tem sua descrição detalhada em Villwock et alii (1980) e no relatório da CPRM.

Nas turfas do Banhado Grande, na porção nordeste da área piloto, não foram executados trabalhos de detalhamento, não havendo, portanto, definição quanto à sua composição químico-física, estrutura e disposição espacial. Por esta razão, serão descritas aqui somente as características do depósito biogênico denominado "Turfeira das Águas Claras". Segundo Villwock et alii (1980) "Esse depósito constitue-se num corpo delgado, lenticular, alongado na direção,NE-SW, com uma largura variável entre 3 e 5 Km e espessuras que em alguns locais ultrapassam a 2 metros. Tal pacote assenta sobre uma seqüência de sedimentos arenosos, areno-argilosos, areno-síltícos e areno-síltico-argilosos com os quais se intercala e interdigita, gradacionando para eles tanto vertical como lateralmente".

No projeto executado pela CPRM nessa turfeira, foram executados 33 furos a trado permitindo a elaboração de um mapa de isópacas identificando-se espessuras que atingem 4,80m, com as maiores profundidades localizadas na porção sul desse depósito.

Quanto à idade, foram feitas 3 datações por Villwock (1980) através do método de rádio carbono (C^{14}) cujos resultados situam-no entre 2200 e 4500 $\pm$100 anos A.P., coincidindo com o início do Holoceno.

Com relação à caracterização da turfa pode-se mencionar que apesar do depósito de Águas Claras apresentar-se como um corpo com comportamento regular e uniforme, as turfas desse depósito são heterogêneas quanto ao seu aspecto estrutural e composicional.

A turfa foi classificada por Villwock (1980) em 3 grupos principais pela análise de 34 amostras:

a) Turfa de boa qualidade;

b) Turfa de qualidade inferior ou intermediária;

c) Material com teor de cinza acima de 75%.

Quanto às condições da flora atual foi constatada a presença de vegetação típica de turfeiras como samambaias, musgos, caraguatá e gramíneas de pântanos.

VII TÉCNICAS DE TRATAMENTO AUTOMÁTICO DAS IMAGENS TM

O Sensor TM possue capacidade de registrar a radiância das superfícies imageadas. Essa radiância espelha a interação da radiação eletromagnética emitida pelo Sol com a superfície e depende principalmente da reflectância espectral da superfície considerada.

Por princípio, cada substância possue um comportamento espectral característico, permitindo sua distinção; mas como, por suas dimensões, o elemento de imagem (pixel) pode integrar vários alvos, origina-se um registro que representa a média das reflectâncias de vários materiais, e a correspondência não é direta. Assim, as imagens TM são formadas por elementos de resolução que representam numericamente os valores de radiância correspondente a uma área no terreno de 30m x 30m. Cada imagem tem 6166 elementos por linha e 6166 linhas, correspondendo a mais de 38 milhões de elementos. O valor da radiância é registrado como sinal analógico proporcional à intensidade da radiação eletromagnética e posteriormente convertido em sinal digital, gravado em fita magnética compatível com o computador. Os valores que o sensor TM admite distribuem-se em 256 níveis que são referidos como níveis de cinza numa imagem fotográfica.

Nesse sensor, a radiação eletromagnética refletida é medida em 7 canais que correspondem a intervalos de comprimento de onda do espectro eletromagnético recobrindo a faixa do visível até o infra-vermelho termal, conforme abaixo especificado:

Canal	Intervalo	Canal
1	0,45 - 0,52 µm	azul
2	0,52 - 0,60 µm	verde
3	0,63 - 0,69 µm	vermelho
4	0,67 - 0,90 µm	infravermelho
5	1,55 - 1,75 µm	infravermelho médio
6	10,4 - 12,5 µm	infravermelho termal
7	2,08 - 2,35 µm	infravermelho médio

A figura 2 mostra o comportamento espectral de superfícies naturais e a correspondência com os canais do sensor TM.

Foi efetuada uma análise visual das imagens para a delimitação preliminar dos corpos turfáceos; contudo, essa análise torna-se limitada frente ao grande volume de informações registradas e codificadas digitalmente nas fitas magnéticas, podendo ocorrer perda de informações, visto que o olho humano consegue distinguir tão somente 14 níveis de

cinza.

A imagem utilizada neste trabalho é de 24/01/86, órbita 221 ponto 81 do Sistema Mundial de Referência (WRS), realçada e ampliada por técnicas de processamento automático.

As fitas magnéticas correspondentes às imagens fotográficas interpretadas, foram submetidas a um tratamento automático no sistema computadorizado do Instituto de Pesquisas Espaciais CNPq/INPE, denominado GE-IMAGE-100. A introdução da imagem no sistema é feita através da fita magnética e a cena é visualizada no monitor de TV na escala desejada, quando então são executados os processamentos desejados.

No sistema I-100 estão implementados programas e algoritmos que visam 2 procedimentos básicos:

1) Técnicas de realce para melhorar a qualidade de contraste e destacar informações para posterior análise visual;

2) Técnicas de classificação temática, que definem agrupamentos ou classes a partir de similaridades de assinaturas espectrais.

Para a aplicação desses programas as fitas magnéticas são submetidas a um pré-processamento que consta de:

1) Correção radiométrica: alguns dados originais apresentam-se com defeitos denominados ruídos, devidos a desajustes de calibração dos detetores do sensor. Esse pré-processamento visa restaurar a imagem, gerando um produto visualmente agradável e com dados radiométricos mais próximos da realidade da cena.

2) Correção Atmosférica: esse programa visa eliminar os efeitos da absorção e espalhamento causado pela atmosfera, cujo efeito aditivo mascara as radiâncias intrínsecas dos materiais, atenuando o contraste da cena.

Após o pré-processamento a sistemática seguida foi a que segue:

1) Escolha da escala de trabalho: foram definidas 3 escalas no vídeo de TV, quais sejam: 1:120.000 na área de reconhecimento, 1:50.000 na Turfeira de Águas Claras e Turfeira do Banhado Grande e 1:25.000 no detalhamento.

2) Aumento de contraste (contrast strech): amplia o contraste de uma cena permitindo que todos os níveis de radiância sejam registrados. Para aumentar o contraste, o programa transporta o menor valor da radiância para o valor zero, o maior para o valor 255 e reagrupa linearmente as radiâncias restantes, resultando imagem com maior contraste. (Figura 3)

3) Composição Colorida: a cada banda é associada uma cor primária no vídeo de TV, compondo assim um sistema aditivo; variações nas respostas espectrais são mostradas por [illegible]s diferentes. (Figura 4)

4) Divisão de Canais ("band ratio"): essa técnica consiste na divisão do valor de cada "pixel" de um canal pelo respectivo valor do mesmo, em outro canal. A imagem resultante, "ratio", enfatiza pequenas diferenças espectrais entre alvos. (Figura 5)

5) Composição Colorida de Imagem ("ratio"): a cada imagem gerada por divisão de canais pode ser associada uma cor primária, produzindo uma composição colorida onde são salientados os aspectos gerados pelo tratamento "ratio". (Figura 6)

6) Componentes Principais: as superfícies que possuem valor de radiância bastante correlacionável nos diferentes canais formam aglomerados de pontos nos diagramas. Esse programa visa através de uma rotação e de translação de eixos, separar esses aglomerados, gerando imagem mais contrastada. É aplicado em 4 canais, dos 7 disponíveis, gerando-se 4 novas imagens chamadas: 1ª componente onde ocorre o maior volume de informações, 2ª componente com menos informações, 3ª componente com pouca informação e 4ª componente com muito pouca informação. (Figura 7)

7) Composição colorida das imagens "Componentes Principais": da mesma forma que foram geradas as composições coloridas das imagens contrastadas linearmente e das imagens "ratio", são associadas as cores primárias às três primeiras componentes, compondo-se uma imagem colorida.

8) Classificação K-Média: é um sistema de classificação não supervisionado que procura por meio de técnicas de estatística determinar relações naturais ao conjunto de dados da cena. A classificação de uma maneira geral agrupa "pixels" que exibem características comuns ou similaridades de assinaturas espectrais. Para execução deste programa foram utilizados 4 canais (canais 2, 4, 5 e 7) e os elementos de imagens agrupados em 8 classes. (Figura 8)

VIII CONCLUSÃO

Pelos trabalhos até agora efetuados pode-se concluir que a aplicação de técnicas de Sensoriamento Remoto e uso de Imagens de satélite na pesquisa de turfas mostrou-se da maior eficácia.

Tendo em vista o grande volume de informações contidas nas imagens, o uso de sistemas computadorizados parece-nos de maior importância na medida que são geradas imagens realçadas que tornam a interpretação visual mais facilitada. Todos os programas usados permitiram que nas novas imagens fossem destacados os depósitos turfáceos do restante da cena de forma mais nítida e permitiram aos pesquisadores inferirem um certo zoneamento interno das turfeiras. A tendência atual desta pesquisa é verificar se esse zoneamento interno corresponde à variação da lâmina d'água presente no depósito, às diferenças da flora sobrejacente

ou às diferenças do conteúdo e do estado da matéria orgânica e do resíduo mineral do depósito.

IX REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BERNARDI, A.C., MENESES, P.R. 1985. Métodos Indiretos de prospecção de turfas através de Sensoriamento Remoto. São José dos Campos, SP.INPE, 22p. INPE - 3416 - PRT/682.

DEHNHARDT, E.A.; VILLWOCK, J.A.; LOSS, E.L.; HOFMEISTER, T.- 1984. Mapa Geológico das Folhas Gravataí e Santo Antonio da Patrulha. In: CECO Ed, Atlas Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul. CECO /DGC. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre.

LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. e HOFMEISTER, T. 1984. Mapa Geológico das Folhas Passo do Vigário e Lagoa Capivarí. In: CECO ed., Atlas Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul. CECO/DGC. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre.

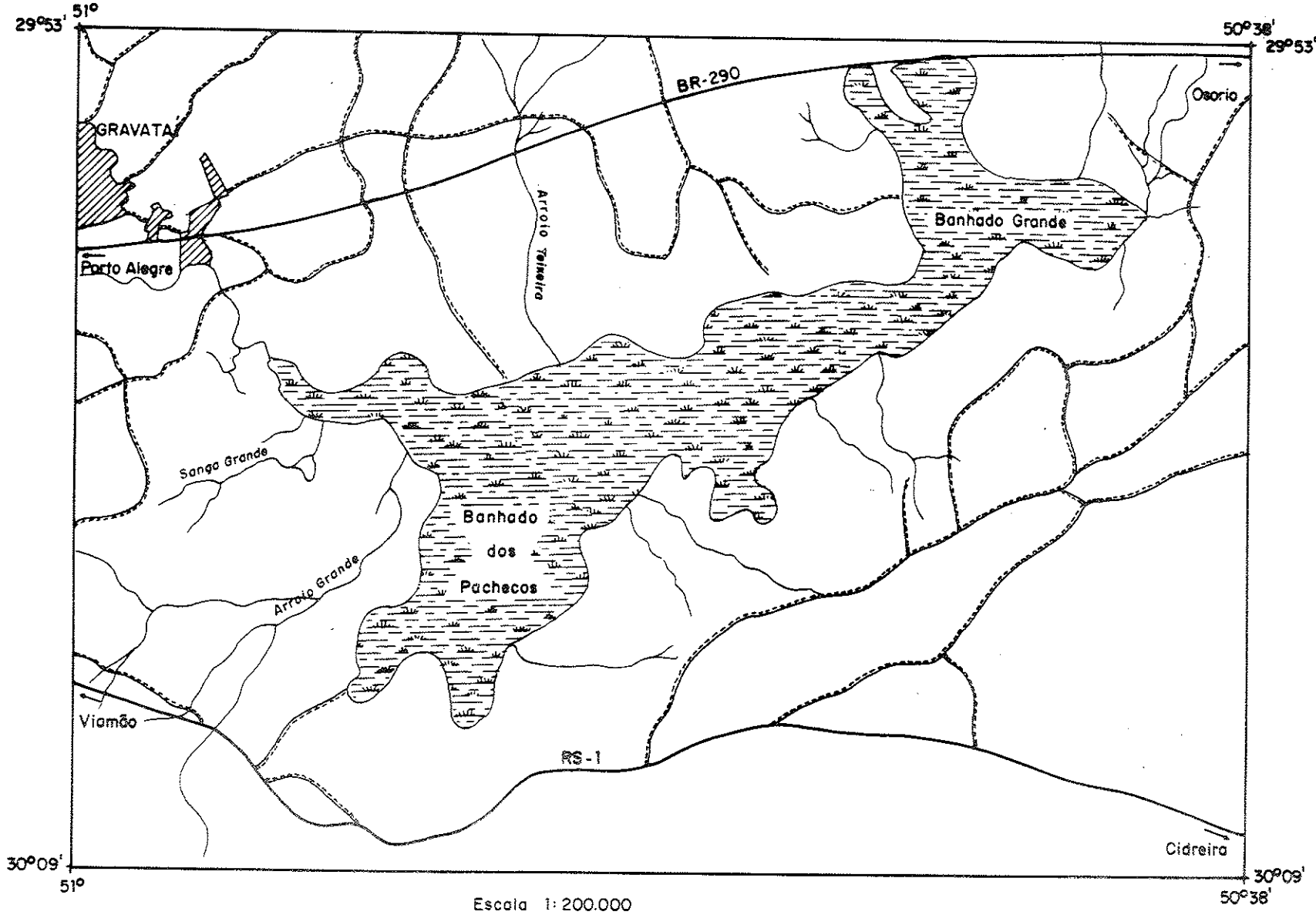
MENESES, P.R. 1986. Avaliação e Seleção de bandas do Sensor Thematic Mapper do Landsat 5 para a discriminação de rochas carbonáticas do grupo Bambuí como subsídio ao mapeamento de semi detalhe. Instituto de Geociências, USP. Tese de Doutoramento. UDP.

PARADELLA, W.R., VITORELLO, I. 1982. O Tratamento por Computação de dados de Sensores Remotos: uma introdução de técnicas que visam aplicações geológicas. São José dos Campos, SP. INPE, 15p. INPE -2419-PRE/127.

VALERIANO, D.M. 1985. Processamento Digital de dados MSS-Landsat aplicado ao mapeamento da Cobertura da Terra da Planície Costeira do Rio Tubarão, SC. Metodologia e estimativa de exatidão de classificação. São José dos Campos, SP - INPE, 87p. INPE - 3455 - TDL/188.

VILLWOCK, J.A. 1972. Contribuição à Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. Dissertação de Mestrado. Geociências.

VILLWOCK, J.A.; DEHNHARDT, E.A.; LOSS, E.L. e HOFMEISTER, T. 1980. Turfas da Província Costeira do Rio Grande do Sul - Geologia do Depósito águas Claras. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú.



Escala 1:200.000

FIG. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

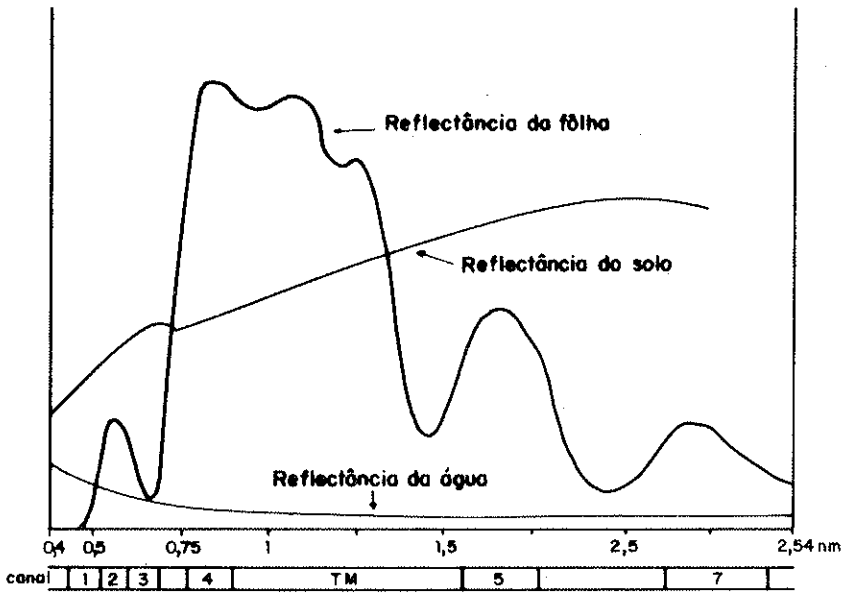


FIG. 2 - ASSINATURAS ESPECTRAIS DO SOLO, VEGETAÇÃO E ÁGUA E DISTRIBUIÇÃO DOS CANAIS DO SENSOR TM NO ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO.

Fig. 3 - Imagem TM - canal 7 com aumento de contraste linear. Turfeira do Banhado Grande

Fig. 4 - Imagem TM - Composição colorida - 4 azul, 5 verde, 7 vermelho. Turfeira do Banhado Grande.

Fig. 5 - Imagem TM - Divisão de Canais 5/2. Turfeira do Banhado Grande.

Fig. 6 - Imagem TM - Composição colorida das imagens geradas por Divisão de Canais. 4/3 vermelho, 7/1 verde, 5/2 azul.
Turfeira do Banhado Grande.

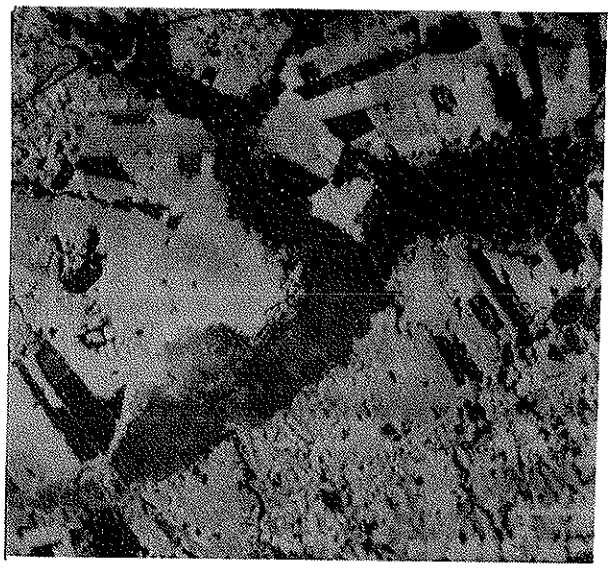


Fig. 7 - Imagem TM - 1ª componente principal gerada pelos canais 2345.
Turfeira do Banhado Grande.

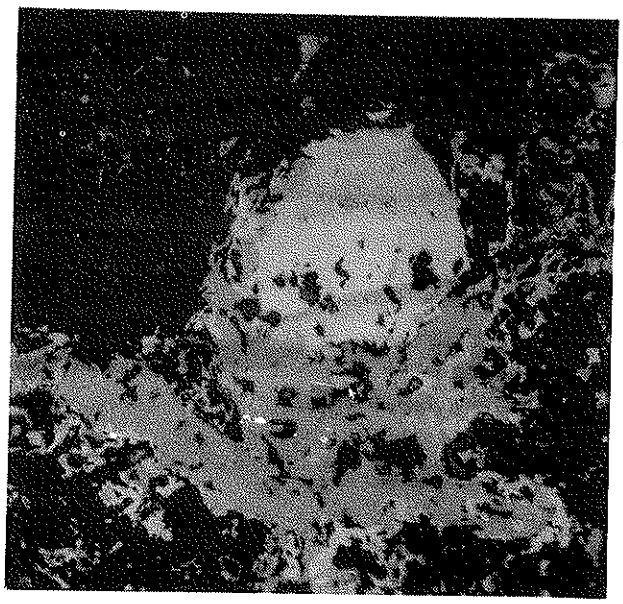


Fig. 8 - Imagem TM - Classificação Temática K-Média.
Turfeira de Águas Claras.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 177-189 (1987)

ESTUDO PALEGEOGRÁFICO DO QUATERNÁRIO DE MORRETES, RS, BRASIL.

Vitor dos Santos Abreu *
Lezilda Carvalho Torgan **
Iêda Regina Forti Esteves ***
Sonia C. Bender Kotzian ***

* Geólogo Pós-Graduação - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
** Técnico Superior Pesquisador da Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul - Bolsista do CNPq.
*** Professor e Pesquisador do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia - Instituto Geociências - UFRGS.

RESUMO O presente trabalho propõe uma interpretação da evolução paleogeográfica ocorrida, durante o Quaternário, na região de Morretes, Rio Grande do Sul, baseada em perfurações de sondagens, realizadas nessa área pela Fundação Ciência Tecnologia (CIENTEC).

Através do estudo da geologia regional da Província Costeira e do estudo sedimentológico e fossilífero (diatomáceas, bivalves e ostracodes) das amostras coletadas, fez-se a reconstrução do modelo ambiental que caracterizou a área logo após ao evento transgressivo flandriano.

A paleoflora e a paleofauna registradas identificam um ambiente lagunar terrígeno, caracterizando um ecossistema distinto que, atualmente, é dominado pelo complexo fluvial Guaíba.

ABSTRACT The present study has the aim to provide an interpretation of the paleogeographical evolution during the Quaternary in the region of Morretes, Rio Grande do Sul, based on drillhole samples taken from this area. The drilling activities were carried out by the Fundação de Ciência e Tecnologia (Foundation Science and Technology - CIENTEC). The reconstrution of the environmental model which characteziged that área soon after the flandrian transgression was achieved through.

The study of the regional geology of the Coastal Province and the sedimentological and fossiliferous (diatoms, mollusks, ostracods) analysis study of the collected samples.

The paleoflora and paleofauna identified in the samples indicate a lagoonal terrestrial environment, characterizing a distinct ecosystem while is presently designated as the Guaíba fluvial complex.

INTRODUÇÃO A Planície Costeira do Rio Grande do Sul é constituída pela porção superior de uma seqüência clástica (cascalhos, areias e lamas) com mais de 5.000m de espessura, pertencente à Bacia de Pelotas, na margem continental sul-brasileira.

A região estudada integra a Planície Costeira e localiza-se no Município de Triunfo, abrangendo a localidade de Morretes, próximo à confluência dos rios Caí e Jacuí (Fig.1). Foi utilizado para este trabalho, a Folha Planialtimétrica de Morretes (SH-22-I-IV-3).

O Quaternário dessa área caracteriza-se por sedimentos com mudanças faciológicas, resultantes de flutuações climáticas e eustáticas, ocorridas nesse período, as quais originaram a deposição de uma sedimentação de ambiente transicional na região, provavelmente durante a transgressão holocênica, constituíndo parte daquilo que JOST (1971) denominou da Bacia de Porto Alegre. A drenagem atual corta os sedimentos depositados após a última regressão.

Os sedimentos estudados são provenientes de 3 perfurações de sondagem, efetuadas pela Fundação de Ciência Tecnologia - CIENTEC, para estudos geotécnicos do Pólo Petroquímico de Triunfo. As amostras para o estudo do conteúdo fossilífero são provenientes da perfuração S.17.

Objetiva-se neste trabalho o reconhecimento dos ambientes deposicionais dos níveis amostrados através, principalmente, de estudos paleontológicos, correlacionando-os para a visualização da evolução paleogeográfica, ocorrida durante o Quaternário dessa região.

MATERIAL E MÉTODOS As amostras para estudo do conteúdo fossilífero foram obtidas através da Sondagem 17, efetuada pela Fundação Ciência e Tecnologia (CIENTEC).

Para análise dos microfósseis, foram observadas as seguintes amostras, nas respectivas profundidades: A1(17,75-16,75m); A2(16,75-15,05m), A3(12,60-11,35m) e A4(10m). As amostras para identificação de diatomáceas foram lavadas, filtradas com malha de 50 micrômetros de abertura, sendo posteriormente tratadas com água oxigenada. O material foi montado com Nafrax em lâminas permanentes, que estão depositadas no Herbário Prof.Dr.Alarich Schültz (HAS) da Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul, sob os números 3715 a 3720 e 3776 a 3782. Foram consideradas abundantes aquelas espécies cuja ocorrência numérica superou o valor médio do número total de indivíduos das espécies da amostra. As fotomicrografias foram efetuadas em fotomicroscópio Zeiss e em microscópio eletrônico de Varredura Cambridge Stereoscan 600.

Para análise taxonômica das diatomáceas, foi utilizado as seguintes obras: CLEVE (1985-6); COMPÈRE (1982); FRENGUELLI (1935); HENDEY (1964); HUSTEDT (1927-30); PATRICK & REIMER (1975); SCHMIDT ATLAS(1874-1959).

Para identificação de micromoluscos e ostracodes, as amostras foram lavadas e filtradas com malha de 74 e 177 micrômetros de abertura.

O material paleofaunístico está depositado nas coleções do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ASPECTOS GEOLÓGICOS A planície da qual os sedimentos abaixos descritos fazem parte está cercada, ao norte da quadrícula de Morretes, por elevações das formações paleozóicas e mesozóicas, estudadas por FIGUEIREDO FILHO et alii (1972), sendo que suas cotas variam de 50 a 100m.

A Formação Estrada Nova, do Grupo Passa Dois, de Idade Paleozóica, apresenta-se a NW da folha, sendo composta por arenitos finos e síltics arenosos com coloração avermelhada.

A Formação Rosário do Sul, de Idade Mesozóica, predomina ao nor-

te da Folha de Morretes, sendo constituída por arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada acanalada de origem fluvial.

A Formação Serra Geral, de Idade Mesozóica, representada por rochas ígneas intrusivas basálticas, ocorre na forma de diques e "sills" dentro das rochas das formações supracitadas, bem como dentro da Formação Botucatú, de Idade Mesozóica, que ocorre ao norte da Folha, sendo representada por arenitos claros de origem eólica.

As principais feições geomorfológicas que ocorrem na Quaternário dessa área podem ser definidas pelos sedimentos aluvionares dos rios Jacuí e Caí e pelos sedimentos finos de um terraço da Bacia de Porto Alegre, pertencente à Formação Guaíba, onde foram efetuadas as perfurações S.15, S.16 e S.17 da CIENTEC (Fig. 2).

A perfuração S.15 é constituída, no seu intervalo basal (7,60 a 6,95m), por uma argila arenosa cinza; o intervalo seguinte (6,95 a 6,60, é composto por uma areia fina argilosa cinza, seguida por um intervalo (6,60 a 1,60m) de argila síltica preta com matéria orgânica. O intervalo superior (1,40 a 5m) apresenta uma composição de argila arenosa cinza com níveis turfáceos. Na base dessa perfuração (7,50m), os sedimentos estão em contato com um arenito cinza avermelhado com estratificação plano-paralela, pertencente à Formação Rosário do Sul, que nessa área representa o embasamento da Bacia de Porto Alegre.

A perfuração S.16 é composta, da base para o topo, de um cascalho arenoso de coloração cinza de 15,80 a 13,40m, seguido de um intervalo (12,40 a 10,30m), constituído de uma areia fina a média argilosa de coloração cinza, seguido por uma argila síltica de coloração preta, de 10,30 a 2,60m, com presença de matéria orgânica. O intervalo superior (2,60 a 0m) é constituído por uma argila arenosa cinza claro, gradando para o topo a uma coloração cinza-escura, com intercalações de material turfáceo.

A perfuração S.17 apresenta um perfil mais completo, tendo sido amostrada para o estudo do seu conteúdo fossilífero. O intervalo basal (19,73 a 17,75m) é constituído por um arenito fino laminado avermelhado, pertencente à Formação Rosário do Sul, constatando com um cascalho arenoso conchífero cinza, de 17,75 a 15,05m. O intervalo seguinte (15,05 a 12,55m) é constituído por uma areia média cinza biodetrítica, gradando para uma argila arenosa preta biodetrítica, com matéria orgânica, de 12,55 a 9,90m; o teor de areia fina do sedimento diminui em direção ao topo da camada. O intervalo superior (9,90 a 0m) é representado por argila síltica preta, apresentando matéria orgânica, sendo que sua coloração grada, a partir de 2,40m de profundidade, para cinza-escuro. Estão presentes, nesse intervalo, pequenos níveis de material turfáceo.

A idade dos sedimentos acima descritos, segundo dados biocronológicos, é provavelmente holocênica.

ANÁLISE DA PALEOFLORA E PALEOFAUNA Com relação ao conteúdo paleontológico, a paleoflora destacou-se um número de espécies e indivíduos em relação a paleofauna.

Representantes da Classe Bacillariophyceae (diatomáceas) foram observados nas profundidades de 17,75 a 10m do perfil.

Na amostra A1(17,75-16,75m), a comunidade diatomológica é composta por formas eurihalinas, ocorrendo em abundância *Coscinodiscus rothii* (Ehr.) Grun., *Surirella rorata* Freng. e *Terpsinoe musica* Ehr. (Figs. 3-8). Os táxons acompanhantes foram: *Actinoptychus splendens* (Schabd.) Ralfs (Fig. 9), *Actinoptychus* sp., *Coscinodiscus oculus-iridis* Ehr. var. *oculus-iridis*, *Cymbella minuta* Hilse ex Rabh., *Nitzschia circumsuta* (Bailey) Grun. e *Triceratium favus* Ehr. (Fig. 10).

Na amostra A2(16,75-15,05m), observou-se a presença de *Coscino-*

discus rothii, *C. oculus-iridis* var. *oculus-iridis*, *Coscinodiscus* spp., *Surirella rorata*, *Terpsinoe musica*, *Triceratium favus*, sendo que *C. rothii* se destacou sobre os demais táxons.

Aos 12,60-11,35 de profundidade (amostra A3), constatou-se novamente a presença de espécies eurihalinas: *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr.(Fig. 11), *A. splendens*, *Actinoptychus* sp., *Aulacosira ambigua* (Grun.) Simonsen, *Aulacosira* spp., *Caloneis bibittata* Pant. var. *lata* Heiden, *Cocconeis placentula* Ehr. var. *eulypta* (Ehr.) Cleve, *Coscinodiscus rothii*, *Coscinodiscus* sp., *Hyalodiscus laevis* Ehr., *Navicula Cryptocephala* Kütz., *Nitzschia circumsuta* (Fig.12), *Paralia sulcata*, (Ehr.) P.T. Cleve, *Pinnularia* spp., *Surirella rorata*, *Terpsinoe musica*, *Triceratium favus*, sendo *Coscinodiscus rothii*, *Paralia sulcata* e *Terpsinoe musica* os táxons mais abundantes.

Não se pode fazer uma comparação precisa entre as amostras obtidas nas diferentes profundidades, pelo fato delas serem de distintos volumes. Entretanto, pode-se observar que há pouca diferença no conjunto de formas encontradas no intervalo de 17,75 a 11,35m. *Coscinodiscus rothii* e *Terpsinoe musica* mantiveram-se abundante nas amostras A1 a A3.

Coscinodiscus rothii (Ehr.) Grun. é, segundo HUSTEDT (1927-30), uma espécie eurihalina, cosmopolita, planctônica, podendo suas variedades serem encontradas em águas salobras e foz de rios.

Terpsinoe musica Ehr. é uma espécie eurihalina de ocorrência rara na Europa, mas comum na América do Sul, em especial no Brasil. Segundo HUSTEDT (1927-30), é uma espécie de hábito epilítico, que ocorre em água doce e salobras.

Surirella rorata, abundante na amostra A1, é uma espécie possivelmente endêmica da América do Sul. Possui hábito planctônico, sendo mesohalóbia e característica, portanto, de ambiente estuarino (FRENGUELLI, 1935).

Paralia sulcata, abundante na amostra A3, é uma espécie eurihalina, cosmopolita, planctônica, que ocorre em ambiente de águas continentais e marinhos.

Aos 10m de profundidade (amostra A4), a comunidade é composta por uma maior diversidade de espécies, ocorrendo simultaneamente a presença de formas dulciaquícolas: *Achnanthes inflata* Kütz., *A. lanceolata* (Bréb.) Grun., *Aulacosira ambigua*, *A. granulata* (Ehr.) Simonsen, *Cocconeis placentula* Ehr. var. *euglypta* (Ehr.) Cleve, *Cymbella minuta*, *Eunotia lineolata* Hust. (Fig.13), *Eunotia* spp., *Frustulia rhomboides* (Ehr.) De Toni, *Gomphonema* sp., *Nitzschia perversa* Grun., *Pinnularia maior* (Kütz.) Rabh. var. *linearis* P.T. Cleve, *Pinnularia* sp. e *Pleurosira laevis* (Ehr.) Compère var. *laevis* f. *laevis*; formas mixohalinas como: *Actinoptychus senarius*, *Caloneis bivittata* Pant. var. *lata* Heiden, *Coscinodiscus rothii*, *Diploneis smithii* (Bréb.) Cleve, *Diploneis* sp., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Nitzschia circumsuta*, *Paralia sulcata*, *Pleurosira laevis* (Ehr.) Compère var. *laevis* f. *polymorpha* Compère, *Rhopalodia giberulla* (Ehr.) O. Müll., *Surirella rorata*, *Surirella* sp., *Terpsinoe americana* (Bailey) Ralfs, *Terpsinoe musica*; e formas marinhas: *Actinocyclus* sp., *Actinoptychus splendens*, *Auliscus caelatus* Bailey var. *rhipis* (A. Schmidt) Peragallo et Peragallo, *Coscinodiscus oculus-iridis* Ehr. var. *oculus-iridis*, *Coscinodiscus* sp., *Podosira stelliger* (Bailey) Mann e *Triceratium favus*. Se destacaram pela abundância, representantes do gênero *Coscinodiscus*, dentre eles *Coscinodiscus rothii*, bem como *Eunotia lineolata* e *Terpsinoe musica*.

Eunotia lineolata Hust. (=*Desmogonium gayanense* Ehr.) é uma espécie dulciaquícola HUSTEDT (1937) a oligohalobia FOGED (1979), encontrada em pântanos, lagos e águas correntes, com pH abaixo de 7.

Segundo PORTO ALEGRE (1918) e TORGAN et alii (1979), flórula

diatomalógica do rio Caí é composta principalmente por representantes dos gêneros: *Aulacosira*, *Cyclotella*, *Gomphonema*, *Navicula*, *Nitzschia*, *Pinullaria* e *Synedra*. Amostragens de fitoplâncton, realizada em maio de 1986, nesse rio, próximo ao local da sondagem realizada, revelou a abundância de *Aulacosira ambigua*, *A. granulata* var. *angustissima*, *Melosira varians* e *Synedra ulna* em relação às espécies pertencentes aos gêneros *Achnanthes*, *Frustulia*, *Gomphonema*, *Navicula* e *Surirella*.

Através dessa análise, pode-se verificar que a comunidade de diatomáceas que ocorre, atualmente, nesse rio difere daquela encontrada a partir de 10m de profundidade na área em estudo.

Por outro lado, com base nos trabalhos de AGUIAR (1979); MARTAU et alii (1977); MÜLLER-MELCHERS (1955, 1959); PORTO ALEGRE (1978); ROSA (1982); ROSA & AGUIAR (1975); SILVA (1985) e TORGAN (1985), pode-se verificar que as espécies de diatomáceas identificadas no material fóssil da região de Morretes são encontradas ainda, no presente, principalmente nos sistemas lagunares e costeiros do Estado do Rio Grande do Sul.

Convém mencionar que somente *Nitzschia perversa* Grun., observada na amostra de 10m de profundidade, constitui-se em primeira citação para o Estado.

A presença em abundância de *Coscinodiscus rothii*, *Paralia sulcata*, *Surirella rorata* e *Terpsinoe musica*, bem como a associação de espécies acompanhantes registradas nas amostras analisadas, refletem a existência de um ambiente transdicional, sujeito a alterações no teor de salinidade da água. A ocorrência aos 10m de profundidade, de elementos dulciaquícolas com abundância de *E. lineolata*, indica que o ambiente possa ter recebido, na ocasião, maior contribuição de águas provindas, provavelmente, de um sistema continental, situado na área em estudo.

No tocante a paleofauna, foi constatada a presença de uma espécie de molusco, além de representantes de ostracodes.

Erodona mactroides Daudin, encontrada nos níveis 17,75m até 11,35m, está representada por cinco valvas no intervalo 12,60 a 11,35m; três valvas no intervalo 16,75 a 15,05m; e cinco valvas no intervalo 17,75 a 16,75m. Essa espécie é considerada como típica de águas mixohalinas, caracterizando ambientes do tipo fluvio-marinho, cuja salinidade varia de 3% a 18% , conforme SPRECHMANN (1978). Estudos efetuados anteriormente por CLOSS (1963) mostraram a ocorrência dessa espécie como escassa em áreas com relativa alta salinidade (desembocadura de lagoa), freqüente na zona pré-mixohalina com salinidade entre 8-15% e muito abundante em águas cuja salinidade varia entre 9-3% (mixohalina). COSTA (1971) comprova a variação intra-específica dessa espécie, dando-a como ótimo indicador paleoecológico de ambientes mixohalinos.

Os ostracodes do gênero *Cyprideis*, registrados no intervalo 17,15 a 11,50m, constituem uma fauna monoespecífica, possivelmente autóctone, reunindo vários exemplares com as valvas unidas ou levemente entreabertas, juntamente com valvas de indivíduos adultos (o o) e de vários estágios larvais. As carapaças e valvas razoavelmente preservadas, apresentando certos elementos internos que permitirão uma futura determinação específica. Externamente, as paredes dos exemplares adultos não são completamente lisas, há evidências de estruturas pouco usuais, que tem sido relacionadas à alteração no teor de salinidade da água.

Espécies do gênero *Cyprideis* são eurihalinas, ocorrem comumente em águas salobras e tem sido assinaladas nos ambientes lagunares da Planícies Costeira do Rio Grande do Sul.

CORRELAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS LITOFÁCIES O cascalho arenoso cinza conchífero, encontrado na perfuração S.17, no intervalo 17,75 a 15.05m, que é correlacionável ao cascalho arenoso presente na base da perfuração S.16 (14,80 a 12,40m), teria sido depositado em condições mixohalinas, sendo que o material grosseiro seria reflexo da influência fluvial do rio Caí, pois sua foz devia estar próximo desse local, quando da deposição desses sedimentos.

A areia média cinza biodetrítica, encontrada na perfuração S.17, no intervalo de 15,05 a 12,55m, parece ser correlacionável à areia média a fina cinza, encontrada de 12,40 a 10,30m na perfuração S.16, sendo que também foi depositada em condições mixohalinas, indicando um período de maior estabilidade desse corpo lagunar.

A seguir, na perfuração S.17, no intervalo de 12,55-9,90m, ocorre uma argila arenosa preta biodetrítica, que não aparece nas duas outras perfurações, indicando, ainda, uma deposição em ambiente transicional.

A partir daí, ocorrem seqüências argilosas pretas com proporções variáveis de areia e silte, perfeitamente correlacionáveis nas 3 perfurações, intercalando-se, à medida que diminui a profundidade, com material turfáceo. Essa seqüência indica um lento e contínuo processo de assoriamento da área, sendo que o ambiente lagunar foi lentamente evoluindo para paludal, indicando uma diminuição progressiva da salinidade do ambiente, com a instalações gradual do que hoje é o Complexo Fluvial Guaíba.

INTERPRETAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA A análise paleontológica dos sedimentos da perfuração S.17 indica que o intervalo 17,75 a 9,90m é composto por estratos depositados sob condições mixohalinas de ambiente lagunar, acumulados, provavelmente, após a transgressão holocênica (Fig.14). Tal corpo lagunar, pertencente ao Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí, teria se originado quando da formação da Barreira das Lombas, nome dado por JOST (1971) para os depósitos arenosos alongados com direção NE-SW, os quais se estendem desde a Lagoa dos Barros até o Município de Barra do Ribeiro, na costa oeste da Lagoa dos Patos, passando ao longo da Península de Itapuã, ao sul de Porto Alegre.

Esses depósitos arenosos de origem eólica, que constituem a Formação Itapuã, formam grupos de morros arredondados, os quais cresceram a partir de cúspides arenosas e de um sistema de ilhas de barreiras estabelecidos na região após uma transgressão pleistocênica.

Em realidade, a situação de 6000 anos atrás mostrava dois corpos lagunares isolados; um a nordeste das terras altas de Porto Alegre Viamão, descrito por VILLWOCK et alii (1980), e outro, para o oeste, que invadiu a Depressão Central, chamado Bacia de Porto Alegre por JOST (1971). Os sedimentos lagunares do intervalo 17,75-9,90m pertencem à Bacia de Porto Alegre e indicam que a "Laguna Guaíba" atingiu dimensões que extrapolam a área hoje ocupada pelo rio Guaíba (Fig.15).

Como descrito por Jost (op.cit.), a Bacia de Porto Alegre foi preenchida por sedimentos fluviais e mixohalinos depositados, sobretudo, sob regressões marinhas após a transgressão holocênica. A esses sedimentos somou-se a carga detrítica proveniente do Planalto e do Escudo Sul Riograndense, constituindo a Formação Guaíba.

AGRADECIMENTOS A Fundação Ciência Tecnologia (CIENTEC) pelo fornecimento das amostras. Aos geólogos Dr. Jorge Alberto Villwock, diretor do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Dr. Dimas Dias Brito, chefe do setor de Bioestratigrafia e Paleocologia - SEBIPE - CENPES/PETROBRÁS, pela leitura crítica do manuscrito. Às

biólogas Cláudia Keller e Olda Delani pelo apoio técnico prestado. À funcionária Maria Fátima Vieira Machado da Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul pela datilografia do trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, L.W. & MARTAU, L. 1979. Diatomáceas de lagos do Parque Zoológico, Rio Grande do Sul, Brasil. Iheringia. Sér. Bot., Porto Alegre (25):27-110, il.

CLEVE, P.T. 1985-6. Synopsis of the Naviculoid Diatoms. K. svenska VetenskAkad. Handl., Stockolm, 27(3):3-220, 4 est. Reimpressão de A. Asher, 1965.

CLOSS, D. 1963. Foraminíferos e Tecamebas da Lagoa dos Patos, R.G.S. Bol. Esc. Geologia. Porto Alegre, (11):1-130, il.

COMPÈRE, P. 1982. Taxonomic Revision of the Diatom Genus Pleurosira (Eupodiscaceae). Bacillaria, Braunschweig, 5: 165-190, il.

COSTA, C.M. Broges da. 1971. Importância Paleoecológica e Estratigráfica de Erodona mactroides Daudin (Mollusca,Bivalvia) - Iheringia , Sér. Geologia, Porto Alegre (4): 3-18, il.

FIGUEIREDO FILHO, P.M.; GAMERMANN, N.; KOULON, F.K. 1972. Mapa geológico da folha de Morretes - RS. Escala 1:50.000 (Mapa nº 4, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul).

FOGED, N. 1979. Diatoms in New Zealand, the North Island. Vaduz, J. Cramer. 225p. (Bibliotheca Phycologica, 47).

FRENGUELLI, J. 1935. Diatomeas de la Mar Chiquita al Norte de Mar del Prata, (Provincia de Buenos Aires). Notas Mus. La Plata, Bot., 1 (5):121-140, 1 est.

HENDEY, N.I. 1964. Bacillariophyceae (Diatoms). In. _____. An introductory account of the smaller algae of british coastal waters. London, Her Magesty's Stationery Office. pt.5, 45est. (Fishry Investigations, Séries 4).

HUSTEDT, F. 1927-30. Die Kieselalgen. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft. v.7, pt.1. il. (L. Raberhorst's Kryptogamen - Flora von Deutschland, Osterreichs und der Schweiz).

HUSTEDT, F. 1937. Systematische und Ökologische Untersuchungen über die Diatomeen-Flora von Java, Bali und Sumatra. Archiv fur Hidrobiologie, 15(1): 131-177, il.

JOST, H. 1971. O Quaternário da Planície Costeira do Rio Grande do Sul - Parte 1, Região Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia , 25º, São Paulo. Anais... São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.53-62, 5 figs.

MARTAU, L. et.alii. 1977. Diatomáceas do Rio dos Sinos, Rio Grande do Sul, Brasil. Iheringia Sér. Bot., Porto Alegre, (22):45-83.

MÜLLER-MELCHERS, F.C. 1955. Las diatomeas del plancton marino de las costas del Brasil. Bolm. Inst. Oceanogr., S.Paulo, São Paulo, 8 (2): 131-6, 2 est.

___. 1959. Plankton diatoms of the Southern Atlantic Argentina and Uruguay Coast. Comum. bot. Mus. Hist. nat. Montev. Montevidéo , 3(38):1-45, 4 est.

PATRICK, R. & REIMER, C.W. 1975. The diatoms of the United States ; exclusivo of Alaska and Hawai. Philadelphia, Livingnston, v.2. il. (Monographs of the Academy of natural Science of Philadelphia, 13).

PORTO ALEGRE, Prefeitura Municipal. DMAE. CESB. 1978. O rio Guaíba , suas características físico-químicas e biológicas. Porto Alegre. p.15-359. (CESB, 27).

PORTO ALEGRE. Prefeitura Municipal. DMAE. CESB. 1981. As águas do rio Caí. Porto Alegre, v.2, p.15-77 (CESB, 35).

ROSA, Z.M. & AGUIAR, L.W. 1975. Diatomáceas da costa do Rio Grande do

Sul: I - Praia do Cassino, Rio Grande, Iheringia, Sér. Bot., Porto Alegre (21):103-27, 24fig.

ROSA, Z. M. 1982. Diatomáceas marinhas e estuariarianas de Tramandaí, Rio Grande do Sul, Brasil. Iheringia Sér.Bot.Porto Alegre, (29):49-145.

SCHMIDT, A. 1874-1959. Atlas der Diatomaceenkunde. Leipzig, Ernst Schl. 4v., 480 est.

SILVA, R.L. 1985. Estudo taxonômico das diatomáceas (Bacillariophyceae) do arroio do Faxinal (sanga da Água Boa), Torres, Rio Grande do Sul, Brasil. 269p. Tese (Mestr.-Ciências Biológicas-Botânica) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1985. /Não publicada/.

SPRECHMANN, P. 1978. The Paleoecology and Paleography of the Uruguayan Coastal Area during the Neogene and Quaternary. Zitteliana, München, 4 (3): 72, pl. 1-6.

TORGAN, L.C.; MENEGHETi, J.O. & SILVA, S.M.A. da. 1979. Contribuição ao estudo do fitoplâncton do rio Caí, Rio Grande do Sul, Brasil. In: Congresso Nacional de Botânica 30º, Campo Grande, MS, 21 a 27 de janeiro, 1979. Anais da Sociedade Botânica do Brasil. São Paulo. p. 141-150.

TORGAN, L.C. 1985. Estudo taxonômico de diatomáceas (Bacillariophyceae) da represa de Águas Belas, Viamão, Rio Grande do Sul, Brasil. Iheringia, Sér. Bot. Porto Alegre (33):17-104, il.

VILLWOCK, J.A.; DEHNHARDT, E.A.; LOSS, E.L.; HOFMEISTER, T. 1980. Turfas da Província Costeira do Rio Grande do Sul - Geologia do Depósito Águas Claras. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31º, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.500-12.

VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the costal province of Rio Grande do Sul, Southern Brasil. A synthesis. Pesquisas, Porto Alegre (16): 5-49, il.

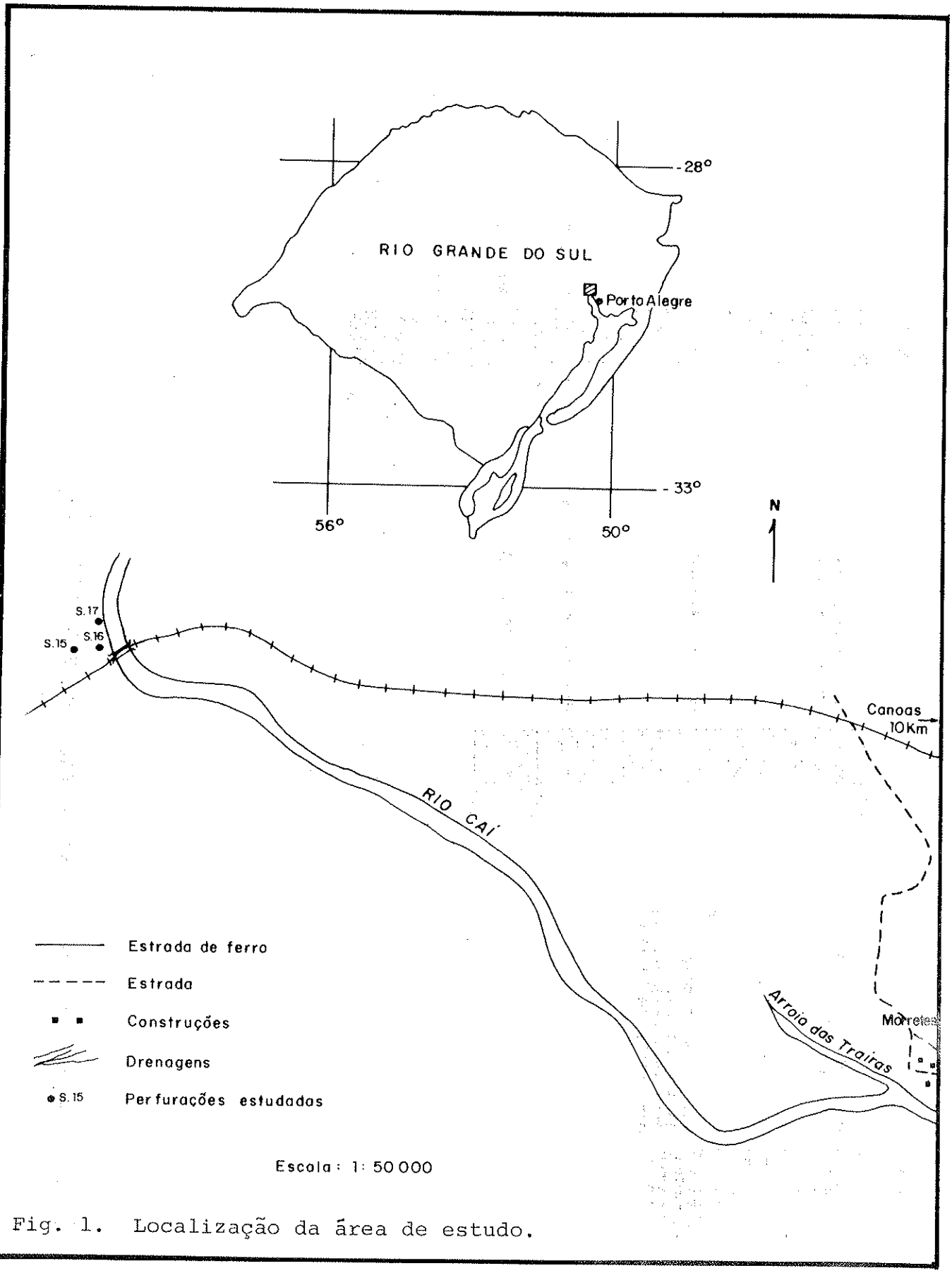


Fig. 1. Localização da área de estudo.

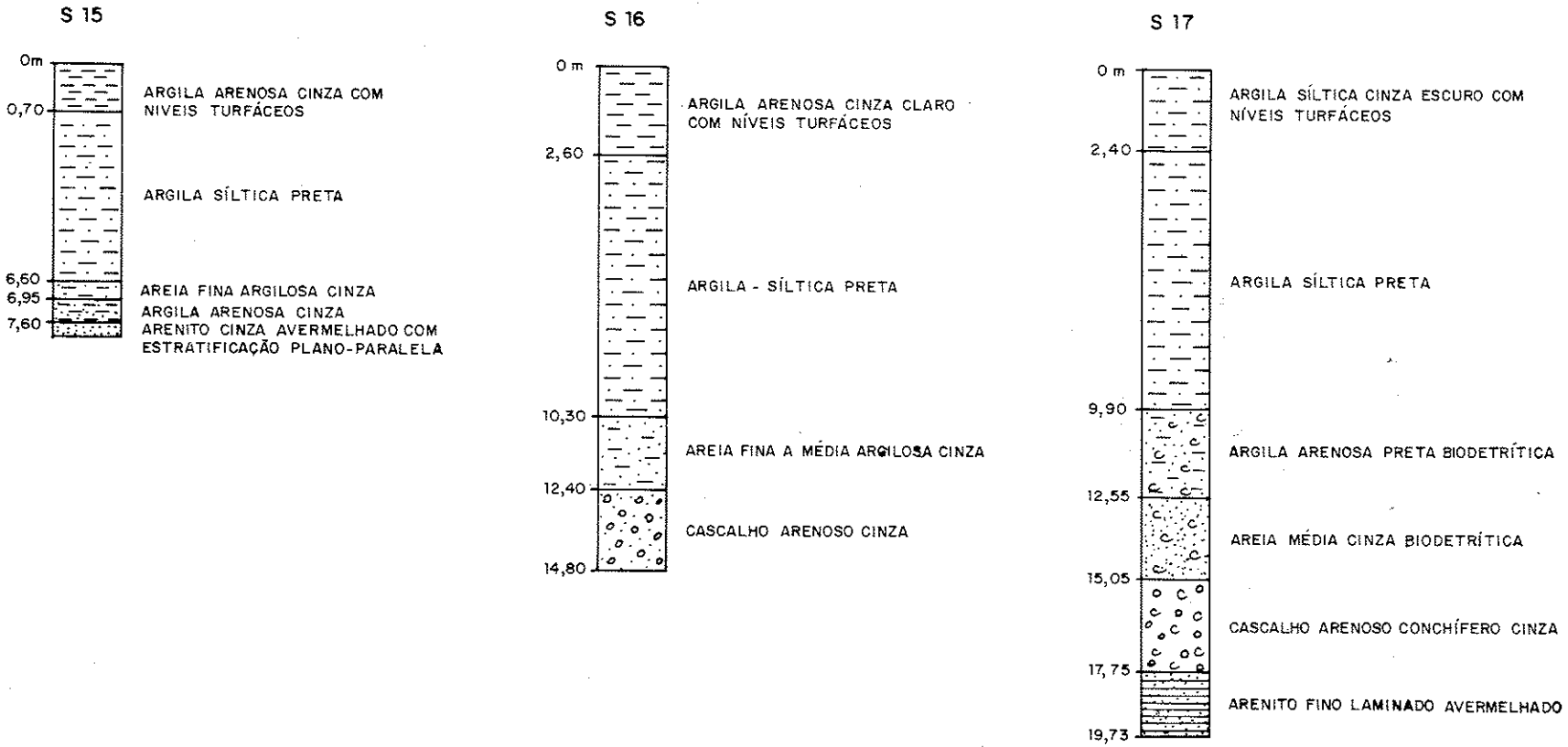
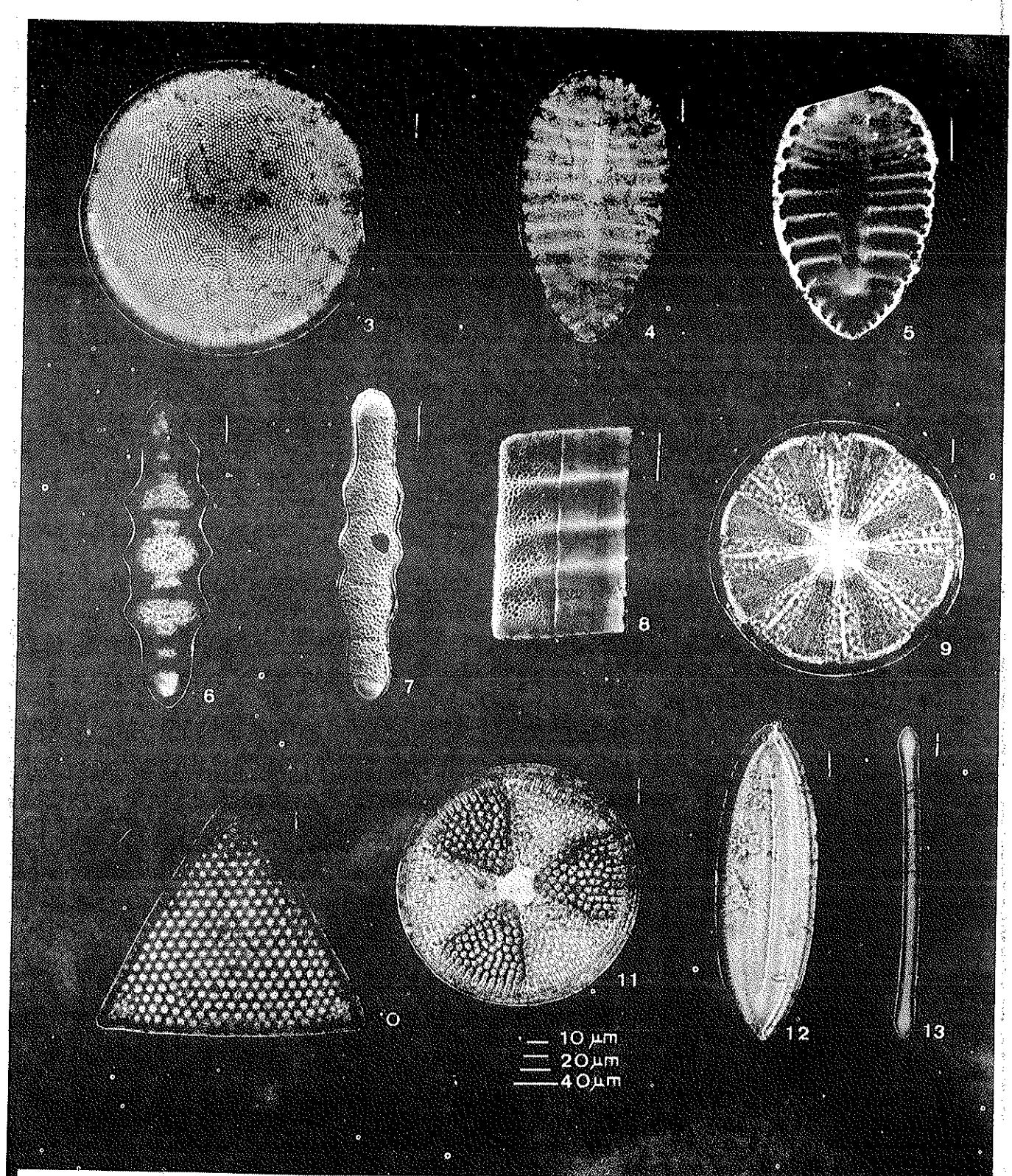


Fig. 2. Perfil litológico das perfurações S15, S16 e S17.



Figs. 3-13. 3. *Coscinodiscus rothii*; 4. *Surirella ronata*; 5. *S. ronata* (ME); 6. *Terpsinoe musica*; 7. *T. musica* (ME); 8. *T. musica* (vista pleural, ME); 9. *Actinoptychus splendens*; 10. *Triceratium favus*; 11. *Actinoptychus senarius*; 12. *Nitzschia circumsuta*; 13. *Eunotia lineolata*.

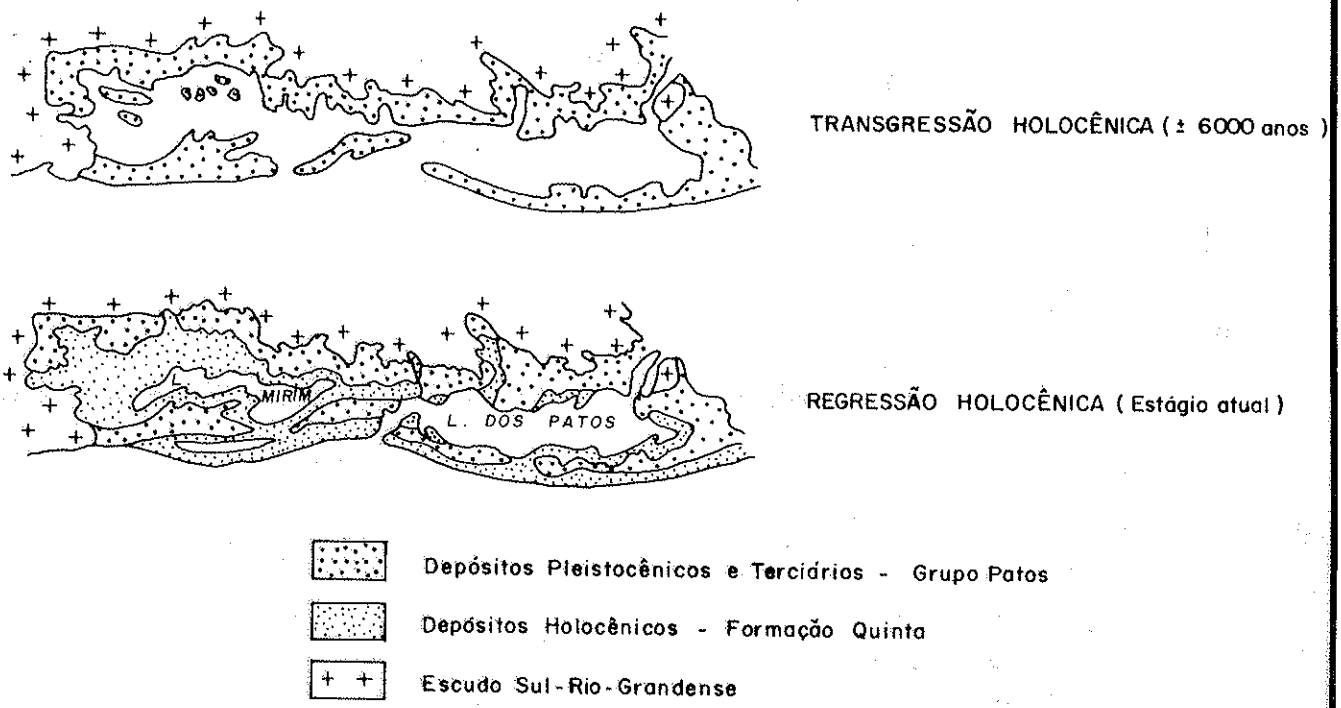


Fig. 14. Oscilação do nível do mar, durante o Holoceno, segundo Villwock, 1948.

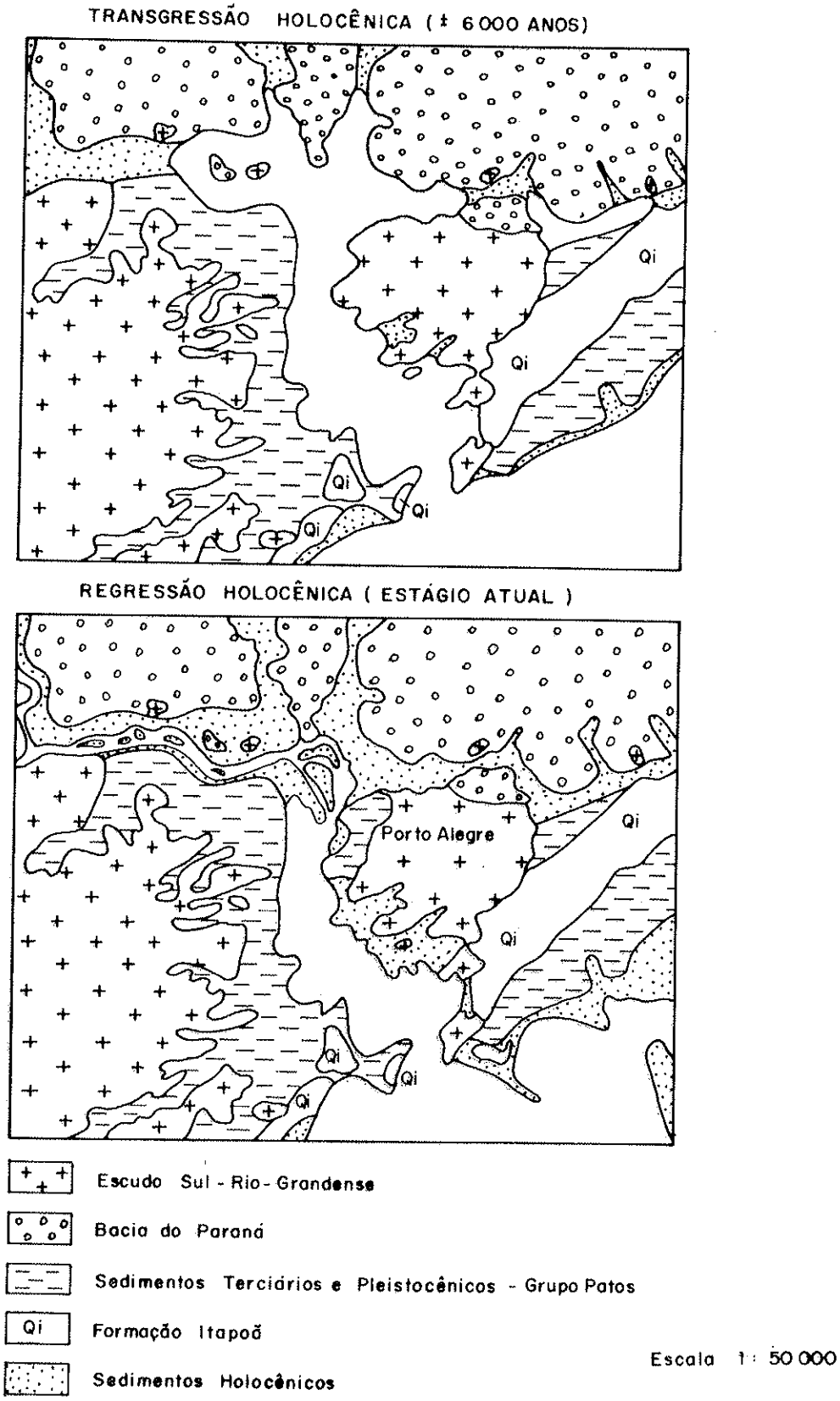


Fig. 15. Modelo de reconstrução paleogeográfica do sistema lagunar Guaíba-Gravataí.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 191-213 (1987)

PROCESSOS SEDIMENTARES NA LAGOA DOS PATOS

I.R. MARTINS *
L.R. MARTINS *
E.E. TOLDO Jr.*
N.L.S. GRUBER *

* Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Porto Alegre, Brasil

ABSTRACT

Surficial and core samples obtained during the 1986 Lagoa dos Patos mission, were analysed with the purpose of having a more detailed information regarding the lagoon sediments.

The sedimentary sequence is predominantly muddy, with two sand strips along the shallow east and west margins, following the classical lagoon environment.

New information obtained through suspension load measures indicates the presence of a high concentration plume at the north devides to the strong fluvial supply of the Guaiba complex.

Five preliminar sedimentary facies were identified, I-lagoonal of fluvial influence, II-high energy well sorted shallow water barrier fine sand, III-continent moderately sorted coarse to medium sand of continent flanc, IV-lagoonal muds and V-estuarine sands and muds.

PROCESSOS SEDIMENTARES NA LAGOA DOS PATOS

1. INTRODUÇÃO

Uma análise da bibliografia relativa a sedimentação lagunar revela que pouco tem sido discutido relativo ao comportamento dos sedimentos dentro do corpo lagunar, principalmente como eles interagem com os parâmetros dinâmicos (físico-químicos) para criar mecanismos de dispersão e acumulação da carga sedimentar.

Dessa forma para uma melhor compreensão da dinâmica lagunar, três fatores básicos condicionantes, entre outros, devem necessáriamente serem levados em consideração. São eles:

- os aspectos quanti e qualitativos da carga sedimentar transmitida a laguna;
- os processos ou mecanismos específicos, inerentes da bacia de recepção e acumulação;
- as condições específicas da laguna como um sistema deposicional.

O primeiro elemento diz respeito a influência das áreas fontes.

Os mecanismos se referem a maneira de transporte, distribuição e deposição dos sedimentos, enquanto as condições da bacia dizem respeito a aspectos tais como dimensões, geometria, condições climáticas, hidroquímicas, influência oceânica, etc...

Os sedimentos acumulados no ambiente lagunar, terão portanto uma vinculação estreita e muito característica, por serem produtos de herança e processos presentes.

Dessa forma os sedimentos existentes podem ter sido acumulados em longos períodos sob condições normais ou em um tempo curto, sob condições catastróficas (rompimento de barreiras com a abertura de canais, ação de "washover"),citando apenas os processos mais proeminentes e comuns.

Portanto, os sedimentos devem ser caracterizados sob o ponto de vista textural, composicional e deposicional (estruturas). A distribuição dessas propriedades físicas devem ser relacionadas com a morfologia de fundo e através delas são inferidos os processos dinâmicos, responsáveis pela distribuição das variedades de sedimentos encontrados no piso lagunar.

Várias formas tem sido empregadas pelos pesquisadores dedicados ao estudo da sedimentação lagunar, visando relacionar os elementos mencionados, na tentativa de obter padrões distintos. STEWART (1958), em seus estudos na laguna San Miguel (México), utilizou um diagrama de distribuição de tamanho para delimitar partículas sedimentares depositadas sob diferentes regimes ou processos. ALLEN (1971), diferenciou zonas de transporte em suspensão utilizando o diagrama CM de PASSEGA (1957).

Com a finalidade de relacionar tais elementos e melhor caracterizar o sistema deposicional presente na Lagoa dos Patos, sedimentos de fundo e testemunhos geológicos, foram coletados, em várias missões realizadas na área de estudo.

Neste trabalho são discutidos os resultados deste estudo.

2. ÁREA DE ESTUDO

A Lagoa dos Patos por suas características próprias constitui-se num dos maiores mananciais de águas costeiras do País, com cerca de 10.000 km² de superfície e 54 km³ de volume de água armazenada. Sua bacia de contribuição fluvial ocupa mais da metade da superfície do território gaúcho.

Situando-se numa região de transição, o "Mar de Dentro" antiga denominação da laguna, representa o elo de integração entre as águas interiores (continente) e o oceâno Atlântico.

Localiza-se na Província Costeira do Rio Grande do Sul, conectando a capital do Estado, Porto Alegre, com o Super Porto localizado na cidade de Rio Grande. Sua margem leste é pouco conhecida e habitada, enquanto na margem oeste situam-se algumas cidades (Tapes, São Lourenço, Pelotas), núcleos turísticos e complexos industriais.

Apesar de suas dimensões e de sua importância ela ainda não está bem estudada e conhecida, especialmente tendo em vista, a utilização adequada do potencial da laguna em termos de seus recursos, tanto hídricos como naturais, uma vez que o seu uso está sendo feito sem maiores preocupações, sem medidas de ordenamento global para o seu uso.

No II Plano Setorial para Recursos do Mar, da CIRM, a Lagoa dos

Patos, foi considerada entre as áreas prioritárias de estudos de Ambientes Costeiros. Em vista disso, foi assinado um Convênio, em junho de 1984, entre o Governo do Estado, a Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, e a Fundação de Rio Grande - FURG e Comissão Interministerial para os Recursos do Mar - CIRM, estabelecendo um acordo de cooperação técnica, visando a realização de um estudo global da Laguna.

Neste Projeto Integrado coube ao CECO efetuar os trabalhos relacionados com os parâmetros geológicos da área.

Os primeiros trabalhos relativos a sedimentação lagunar realizados por MARTINS e GAMERMANN (1967), VILLWOCK et alii (1972), HERZ(1977) ALVAREZ et alii (1981), MARTINS, VILLWOCK e MARTINS (1981), revelaram especialmente as principais texturas sedimentares existentes, as áreas fontes e a circulação geral com base no material em suspensão.

Estudos pertinentes a sedimentação da região estuarial, MARTINS (1963, 1966, 1971), CALLIARI (1980) e de outros autores vinculados à Fundação Universidade do Rio Grande (FURG) contém elementos indicativos dos aspectos sedimentares dessa região.

A localização das amostras de fundo e dos testemunhos geológicos coletados acham-se representados no mapa da Fig. 1.

As amostras e os testemunhos foram coletados durante as expedições de 1979 - 1980 e em 1986.

O processamento de laboratório foi realizado de acordo com a metodologia usualmente utilizada em sedimentologia e no caso específico sintetizada por MARTINS et alii (1978).

Na Fig. 2. encontra-se apresentada a carta de variação textural que sintetiza o conhecimento atual sobre a cobertura sedimentar de fundo da Lagoa dos Patos.

Ressalta-se que apesar da diversidade das texturas presentes é possível relacionar sua distribuição com os mecanismos de transporte,batimetria e energia conduzindo a identificação de duas províncias sedimentares distintas:

a. a região situada em ambas as margens da laguna, mais rasa e de energia de sedimentação mais rigorosa é caracterizada pela presença do componente textural areia, refletindo o transporte por tração;

b. a região central integrada por texturas predominantemente lamosas, ocorrendo em profundidades mais expressivas e de menor energia, indica a forte influência do transporte por suspensão.

As variadas misturas encontradas, nas quais ingressam os componentes areia e lama, representam zonas de misturas ou transição entre os dois mecanismos de deposição mais proeminentes.

Tais misturas parecem estar vinculadas, conforme já anteriormente discutido por ALVAREZ et alii (1981), à flutuações na carga de suspensão durante períodos de cheias e de estiagem.

Para a construção do mapa textural foram utilizados, além dos resultados do presente estudo, informações da região norte de CUNHA (1971) e VILLWOCK (1977), e da região sul de MARTINS (1971) e CALLIARI (1980), para efeitos comparativos.

Os dados obtidos através da análise textural e da mineralogia da fração areia foram utilizados na construção dos mapas de distribui

ção da composição mecânica e mineralógica discutidos a seguir.

3. COMPOSIÇÃO MECÂNICA

A composição mecânica dos sedimentos de fundo da Lagoa dos Patos encontra-se expressa no mapa de texturas (Fig. 2), presentes no corpo lagunar. Quando analisado em conjunto com aquelas ocorrentes na região do Guaíba ao norte e a região estuarial ao sul, revela uma vinculação bastante estreita, indicando uma situação intermediária entre uma deposição mais arenosa ao norte e outra mais argilosa ao sul.

Estes aspectos revelam um comportamento dinâmico distinto, representado por uma área ao norte de aporte e transferência de material lamoso com a conseqüente deposição da areia por perda gradativa de competência, enquanto o material mais fino permanece em suspensão, sendo transmitido ao corpo lagunar. Esta situação caracteriza o Guaíba.

A outra situação ao sul (zona estuarial), está condicionada a um aporte mais expressivo de sedimentos finos (argila), resultante de carga lamosa que foi transportada em suspensão, e que não foi depositada no corpo lagunar propriamente dito.

Conforme VILLWOCK et alii (1972), muitos autores tem atribuido exclusivamente à floculação (devido a salinidade) a causa da deposição do material lamítico ao longo do canal de Rio Grande. Entretanto, considerando que as correntes que se desenvolvem na área tanto por ocasião das enchentes como nas vazantes, atingem de 0,75 a 0,95 m/s, pode-se prever que as argilas, mesmo floculadas, continuam em suspensão, sem condições de assentamento.

O que parece explicar a presença de sedimentos argilosos nesta região, é que entre os períodos de enchentes e vazantes, comuns nesta área, existe um período de relativa calma (estofa), que somam cerca de 52 dias em cada ano, quando então existe condições para a deposição dos sedimentos finos em suspensão, floculados ou não.

O corpo lagunar propriamente dito, situado entre a Ilha da Feitoria e o Pontal das Desertas, (Fig. 1) apresenta um comportamento consistente com relação ao componente areia em ambas as margens. Este componente apresenta características bem diversas entre as duas margens, devido as suas origens.

Na porção central do corpo lagunar vê-se claramente a predominância das texturas síltico-argilosas distribuídos num padrão bastante irregular.

Esta distribuição de texturas, aparentemente desordenadas, dentro do componente lama, pode estar vinculada a processos de circulação diferencial das células integrantes do processo de segmentação da lagu na, levando em conta os processos de flutuação na concentração na carga de suspensão transmitida ao corpo lagunar, problemas de ressuspensão e erosão de fundo, que apesar de serem eventuais podem, pelo volume de material deslocado em cada ocasião, mascarar aspectos que a dinâmica lagunar levou um tempo bastante mais expressivo para desenvolver.

Estes elementos, são apresentados apenas como linhas de trabalho que devem ser considerados a medida que as informações sobre texturas sedimentares, forem sendo mais precisas, em função do adensamento na amostragem.

4. COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

A análise da composição mineralógica foi baseada no estudo à lupa binocular da fração areia, presente em todas as amostras coletadas para estudo. Na Figura 3 são apresentados os resultados obtidos nas amostras mais representativas das diferentes regiões da laguna.

Tais elementos ofereceram novos indicativos, especialmente com relação as áreas fonte e regime sedimentar, e permitem acompanhar as variações encontradas dentro do corpo lagunar.

A composição de cada uma das amostras representativas analisadas é discutida a seguir:

Amostras 2,15 e 45 (Figura 3) (Região Norte - Parte Central da Laguna)

A composição mecânica dessas amostras tem como componente principal o silte e se situam no corpo central - norte da laguna. A análise dos componentes da fração areia indica o domínio do quartzo e a presença de restos de vegetais e fragmentos lateríticos o que vincula a influência de águas continentais (fluviais) e proximidade da área fonte continental.

A amostra 45 localizada mais ao sul, de idêntica composição mecânica, mostra os dois componentes (restos vegetais e fragmentos lateríticos) em proporções menores, evidenciando uma distância maior do agente de contribuição.

Amostras 28,31,52,60,226,325 (Região Média -- Parte Central da Laguna)

Estas amostras encontram-se situadas em condições semelhantes as amostras anteriores, dentro do domínio lamoso, localizadas, no entanto, conforme pode ser acompanhada no mapa da Figura 3 na porção média do corpo lagunar.

Na fração areia o quartzo prossegue como componente principal, surgindo, no entanto, novo componente representado por fragmentos de conchas provenientes de organismos bentônicos associados ao fundo.

As amostras ainda revelam indicios de influência da região norte com a presença de restos vegetais, enquanto as amostras 226 e 325 além, dos fragmentos de conchas, apresentam incidência de minerais pesados e mica.

Amostra 75

Esta amostra situa-se no limite norte da região estuarina e dada a sua proximidade de uma margem rica em vegetação, apresenta nos componentes da fração areia além do quartzo, restos de vegetais.

Amostras 50 e 214 (Flanco Oceânico)

Estas amostras são representativas da faixa arenosa fina do flanco oceânico do corpo lagunar.

O quartzo, predomina de maneira expressiva na fração areia, com índices apreciáveis de maturidade textural (arredondamento e textura superficial diagnóstica).

Os componentes associados são minerais pesados herdados das formações sedimentares da restinga e fragmentos de conchas de organismos associados ao fundo arenoso.

O desague fluvial sob a forma de carga de suspensão é inexpressivo e o material responde a uma dinâmica de energia mais apreciável que as porções centrais da laguna o que inibe a acumulação de componentes texturais finos.

Amostras 140,215,306 e 311 (Flanco Continental)

As amostras aqui apresentadas são representativas da faixa arenosa mais grosseira que atapeta a zona rasa da margem continental lagunar.

O quartzo representa o mineral mais expressivo com índices de submaturo a maturo e com quantidades subordinadas de minerais pesados e fragmentos de conchas.

Os minerais pesados apresentam índices morfométricos menores do que aqueles encontrados na porção arenosa do flanco oceânico, pelo seu menor retrabalhamento.

A amostra 306 apresenta mica como um terceiro componente da fração grosseira, devido a sua proximidade do pro-delta do rio Camaquã.

5. MATERIAL EM SUSPENSÃO

Para um melhor controle do comportamento da carga de suspensão presente na laguna com vistas a um melhor estudo da dinâmica lagunar, foram realizadas em 46 estações geológicas, coletas de água, junto a superfície, meia-profundidade (60% da profundidade total) e a um metro da superfície de fundo, para determinação em laboratório das concentrações do material em suspensão.

Apesar das coletas não terem sido realizadas de forma simultânea e sazonal, seus resultados são incorporados de forma adicional ao presente trabalho.

As indicações preliminares aqui discutidas serão enriquecidas com aquelas a serem obtidas durante o desenvolvimento do projeto Lagoa dos Patos durante o ano de 87.

Baseados nestes dados, verifica-se que o complexo do Guaíba se apresentou durante o mês de abril/86 como um sistema exportador de material em suspensão, transmitindo ao corpo lagunar junto a superfície com um máximo de até 71.37 mg/l. (Figura 4).

Este material comportou-se em forma de "pluma", com a porção mais estreita junto ao Guaíba e ampliando-se para o interior da laguna em direção ao sul por aproximadamente 32 km quando ocorre a dispersão do material, que atinge valores de 30 mg/l.

Esse comportamento em forma de "pluma" não é observado à meia profundidade e junto ao fundo, criando uma zona de máxima turbidez junto ao bordo oeste da laguna, aparentemente estabilizada e possivelmente associada a diminuição de velocidade do fluxo neste local. (Figuras 5 e 6).

6. PERFIS TRANSVERSAIS

Com o objetivo de compreender de forma integrada o comportamento dos sedimentos de fundo com vistas a construção do mapa faciológico preliminar, foram analisados testemunhos coletados segundo três perfis transversais, um na região norte e dois na porção média. (Figura 7).

O resultado dessa análise é discutida a seguir:

Perfil A - A'

Testemunho 140 - Comprimento : 1.25 m
Profundidade : 6,10 m
Localização : próximo a faixa arenosa do flanco continental.

Figura 8 :
Descrição : sequência lamosa com níveis de conchas recorrentes em toda coluna. O grau de compactação aumenta em direção à base. O conteúdo de grosseiros varia de 8 a 14%.

Testemunho 13 - Comprimento : 2,06 m
Profundidade : 7,26 m
Localização : porção central da célula I

Figura 9 :
Descrição : apresenta textura inteiramente lamosa.
A fração arenosa, quando presente, é em quantidade pequena (8%). Fragmentos biodetríticos esparsos em toda a seqüência e em níveis bem marcados aos 60,85,115, 125 e 180 cm.

Testemunho 139 - Comprimento : 0,60 m
Profundidade : 6,50 m
Localização : próximo a faixa arenosa do flanco oceânico.

Figura 10
Descrição : seqüência de lama arenosa. A 0,30 m apresenta um nível mais arenoso e na parte basal a lama é mais compacta.

Análise do Perfil

Este perfil caracteriza-se por mostrar a persistência da acumulação lamosa nas regiões centrais, o que indica períodos em que as condições se mantiveram mais ou menos constantes, somente alteradas por eventos pulsáteis de variação de energia, representados pela ocorrência, na coluna sedimentar de vários níveis de concentração de material bioclástico grosseiro.

Temos portanto, dentro das condições de relativa calma que proporcionaram a acumulação da lama, intervalos de presença ocasional, de níveis de energia mais elevada de curta duração, devidas provàvelmente a condições de tempestades, comuns nesta região.

A ausência de feições deposicionais pode ser devida a ação de bioturbação que inibe a preservação de estruturas deposicionais, muito sensíveis nos corpos lamosos, tais como laminações e micro-laminações.

Perfil B - B'

Testemunho 30 - Comprimento : 1,50 m

Profundidade : 5,50 m
Localização : na célula II, próximo à entrada do saco de Tapes.

Figura 11
Descrição : é composto por duas unidades. A unidade superior (até 0,98m) é uma seqüência lamosa compacta , com a ocorrência de manchas arenosas. Esta unidade passa, através de um contato brusco, para a unidade inferior onde predomina a areia e a presença de alguns fragmentos de rocha, tamanho cascalho. Esta areia apresenta uma variação de tonalidade (verde e amarelo) dando um aspecto mosqueado.

Testemunho 30 - Comprimento : 2,05 m
Profundidade : 5,60 m
Localização : na porção central da célula II.

Figura 12
Descrição : a porção superior do testemunho (até 17 cm) apresenta uma maior incidência de areia, com lentes de lama. Segue, um nível de areia grossa (31-35cm), e níveis de material biodetrítico entre 44 e 46 cm, 83 e 85 cm, 100 e 104 cm, e 152 e 158 cm. A partir dos 46 cm em direção a base, o testemunho é caracterizado por uma seqüência lamosa.

Testemunho 34 - Comprimento : 2,14 m
Profundidade : 6,60 m
Localização : na célula II, próximo ao flanco oceânico.

Figura 13
Descrição : a seqüência é constituída por sedimentos finos. O conteúdo de areia varia entre 5 a 35%, aumentando em direção ao topo. Apresenta vários níveis de material bioclástico que apresentam um contato basal brusco.

Análise do Perfil

Os testemunhos deste perfil localizado na porção média, na região com características estritamente lagunares, mostram claramente a existência de uma verdadeira zona de alternância, com a acumulação de sedimentos ora mais finos, ora mais grosseiros, nas duas zonas que dividem as areias marginais das lamas da parte central.

Esta alternância é governada pelo maior ou menor volume de água dentro do corpo lagunar, que controla o regime hidrodinâmico através

das variações batimétricas e volume de material sólido fino (carga de suspensão) transmitido à laguna.

Perfil C - C'

Testemunho 318 - Comprimento : 1,66 m
Profundidade : 6,50 m
Localização : na porção central da célula III

Figura 14
Descrição : este testemunho é característico do domínio lagunar lamoso. A incidência do componente areia é mínima. Em toda coluna ocorrem fragmentos de biodetritos.

Testemunho 331 - Comprimento : 1,66 m
Profundidade : 6,40 m
Localização : na célula III próximo ao flanco oceânico.

Figura 15
Descrição : localiza-se próximo a zona de transição entre a areia fina do bordo e a lama da parte central. A incidência do componente areia é mais expressiva no topo. Apresenta fragmentos bioclásticos esparsos em todo testemunho.

Análise do Perfil

Este perfil se mostrou similar ao anterior quanto a existência de uma zona de transição onde se nota a alternância de condições hidrodinâmicas.

7. DISTRIBUIÇÃO FACIOLÓGICA

O mapa apresentado na Figura 3 representa uma súmula dos conhecimentos adquiridos até o momento, baseado nas análises relativas à composição mecânica dos sedimentos de fundo, e composição mineralógica da fração areia associada.

Tendo por base os elementos até aqui identificados dividiu-se, tentativamente, as diferentes regiões do corpo lagunar em 5 fácies, de acordo com suas características próprias. São elas:

- I Fácies lamosa de influência fluvial
- II Fácies arenosa de flanco oceânico
- III Fácies arenosa de flanco continental
- IV Fácies lamosa nitidamente lagunar
- V Fácies estuarina.

Os limites apresentados para esta distribuição faciológica são de caráter provisório.

Durante o desenvolvimento do projeto, novas informações incluindo observações sobre feições deposicionais, mineralogia de argilas, organismos associados e comportamento em subsuperfície das camadas sedimentares, utilizando um perfilador sísmico 3.5 KHz, enriquecerão as considerações iniciais quanto ao esboço faciológico construído no atual estágio do trabalho.

Fácies I

A composição mecânica dessa fácies é predominantemente lamosa, com forte influência fluvial e taxas apreciáveis de material em suspensão. A fração areia associada à lama é constituída por grãos de quartzo, restos de vegetais e fragmentos lateríticos. Situa-se na porção central norte da laguna incluindo as áreas de profundidade mais expressiva. A fonte de material acha-se representada especialmente pelos rios que formam o Complexo do Guaíba.

Fácies II

Situa-se na porção rasa do flanco oceânico da laguna, sendo portanto caracterizada por um nível de energia de sedimentação mais acentuada. A área fonte encontra-se representada por material fornecido pela Formação Chuí e sedimentos atuais, especialmente eólicos, transportados pelo vento predominantemente de NE e por transporte aquoso, através de pequenos cursos d'água. A fácies é de composição areno-quartzosa fina, minerais pesados e fragmentos de conchas. A areia possui índices bem desenvolvidos de maturidade textural e mineralógica.

Fácies III

Localiza-se na área rasa do flanco continental da laguna, em situação de nível de energia de sedimentação de moderado a elevado. A proveniência do material que integra esta fácies acha-se representada pela Formação Graxaim (Pleistoceno) e o material intemperizado de rochas presentes no Escudo Pré-Cambriano Sul Rio-grandense. A fácies é constituída por grânulos e areias grossas e médias, submaturas, tanto do ponto de vista composicional (proporção quartzo/feldspato) como textural (indicado pelos índices morfométricos).
Os componentes acessórios incluem os fragmentos de concha como mais expressivos.

Fácies IV

Situa-se na porção central e mais profunda do corpo lagunar tendo por limite norte a Fácies I (de influência fluvial) e ao sul a Fácies V (de características estuarinas). A distinção desta com a situada ao norte se dá, no atual estágio de conhecimento, através dos componentes da fração areia associada onde, embora, mantendo o quartzo como predominante, desaparece totalmente os restos vegetais e fragmentos lateríticos, surgindo consistentemente os fragmentos de conchas de bentos associados.

Fácies V

Localiza-se a partir da altura da Ilha da Feitoria para o sul e é caracterizada por sedimentos finos com tendência à argilosos. A fração areia é composta por quartzo e restos de organismos adaptados à condições de águas com salinidade mais elevada que nas demais regiões da laguna.

AGRADECIMENTOS

Os autores externam seu reconhecimento à Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP e Comissão Interministerial para os Recursos do Mar - CIRM pelo apoio financeiro que tornou possível a realização deste trabalho.

À equipe técnica do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO pela colaboração no desenvolvimento dos trabalhos.

BIBLIOGRAFIA

ALLEN, G.P. 1971. Relationships between grain size parameter distribution and current patterns in Gironde estuary, France. Jour. Sed. Petrol., Vol. 41, p. 74-88.

ALVAREZ, J.A.; MARTINS, I.R.; MARTINS, L.R. 1981. Estudo da Lagoa dos Patos. Pesquisas, V. 14, p 41-66. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS.

CALLIARI, L. 1980. Aspetos sedimentológicos e ambientais na região estuarial da Lagoa dos Patos. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 190 pgs.

CUNHA, R. 1971. O estuário do Guaíba. Características texturais,mineralógicas e morfológicas. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 51 pgs.

HERZ, R. 1977. Circulação das águas de superfície da Lagoa dos Patos. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado.

MARTINS, L.R. 1963. Contribuição à sedimentologia da Lagoa dos Patos I - Sacos do Rincão e Mendanha. Boletim da Escola de Geologia , UFRGS, Porto Alegre, 13.

MARTINS, L.R. 1966. Contribuição à sedimentologia da Lagoa dos Patos II - Sacos do Umbú, Rincão e Mangueira. Notas e Estudos da Escola de Geologia UFRGS, Porto Alegre, 1:27-44.

MARTINS, L.R.; GAMERMANN, N. 1967. Contribuição à sedimentologia da Lagoa dos Patos III - Granulometria da parte norte e média. Iheringia. 1:77-86. Porto Alegre, RS.

MARTINS, I.R. 1971. Sedimentologia do Canal do Rio Grande. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS: 38p.,19 fig. Dissertação de Mestrado em Geociências.

MARTINS, I.R.; PONZI, V.R.A.e CORRÊA, I.C.S. 1978. Processamento Geológico de amostras, Projeto DHN-CECO. Notas Técnicas -CECO/UFRGS , Vol. 103 p.

MARTINS, L.R.; VILLWOCK, J.A.; MARTINS, I.R. 1981. Study of the Lagoa dos Patos, Brazil. Symposium International sur les Lagunes Côtières; Bordeaux, France. Résumés: p. 114.

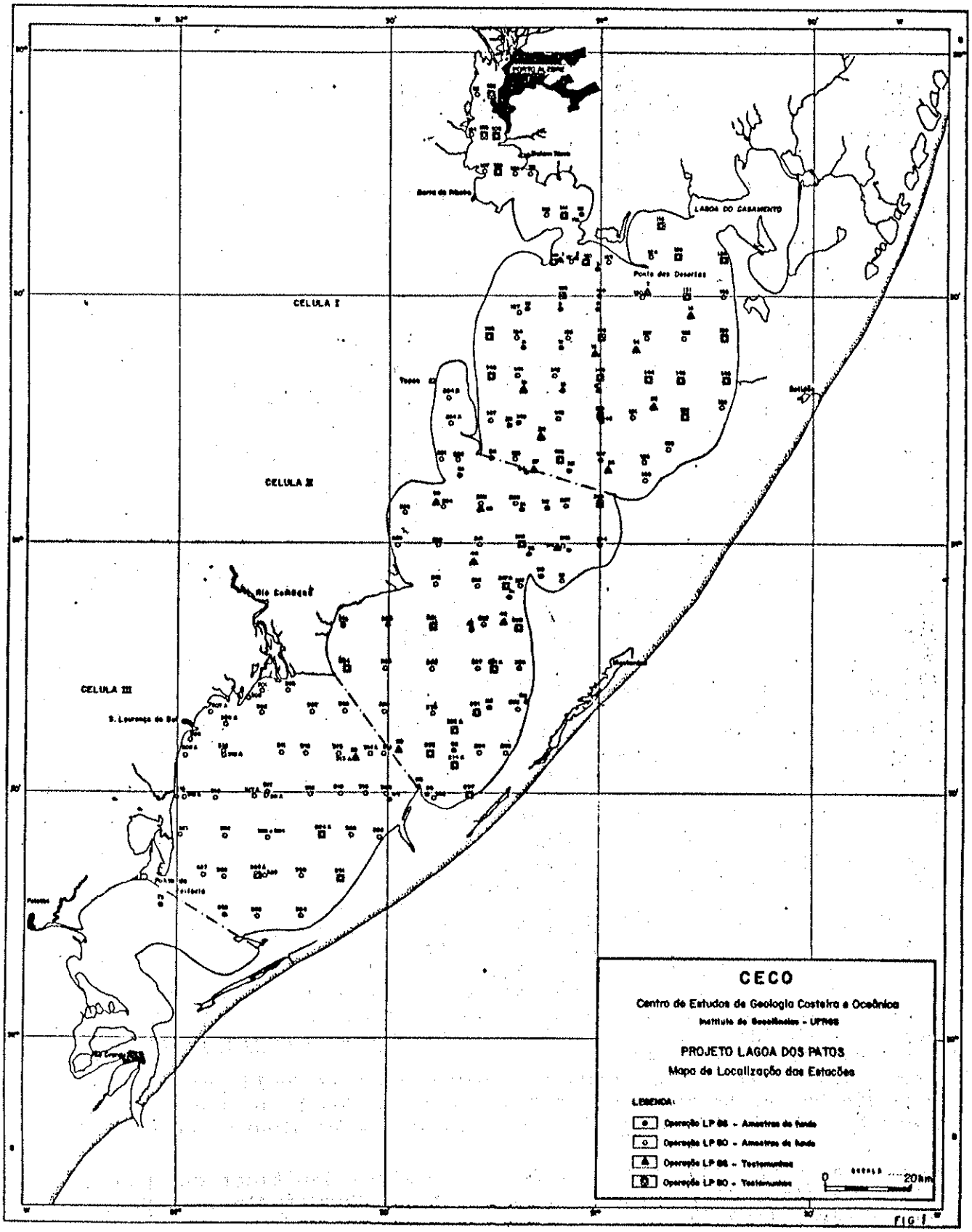
PASSEGA, R. 1957. Texture as Characteristic of Clastic Deposition. Am. Assoc. Petrl. Geol. Bull. Vol. 41, p 1952-1984.

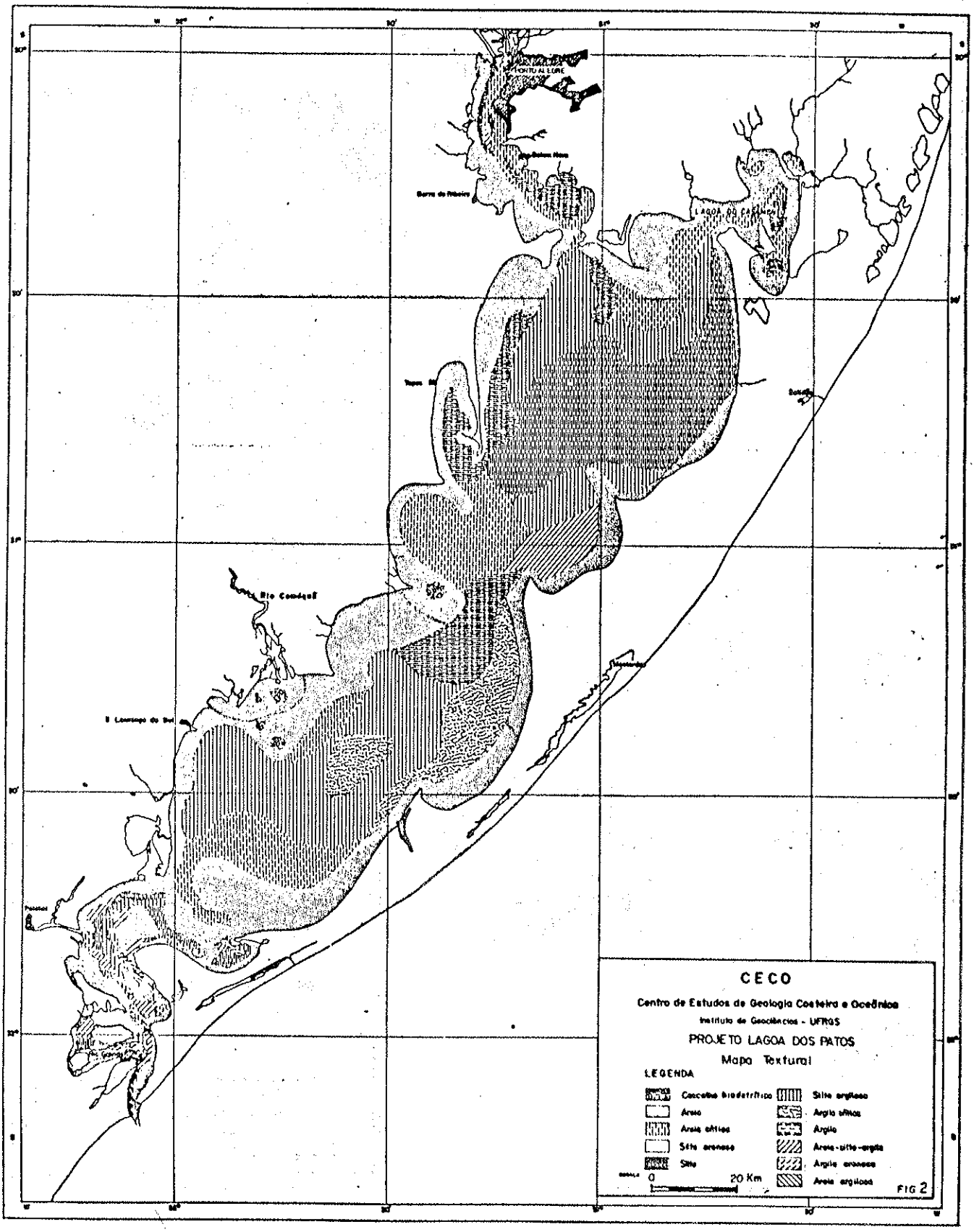
STEWART, H.B. 1958. Sedimentary Reflections of Depositional Environment in San Miguel Lagoon, Baja California, México. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 42, p 2567.

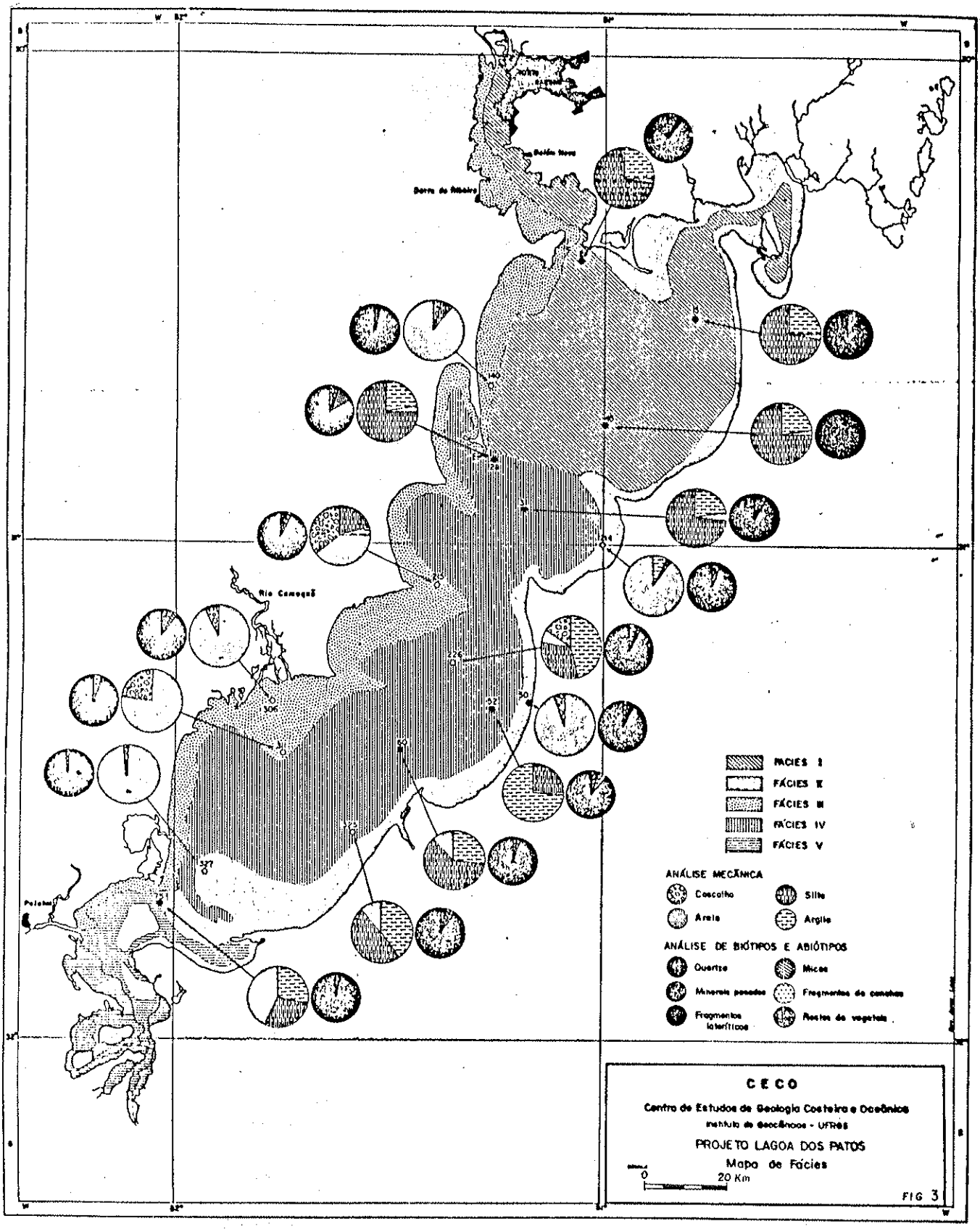
VILLWOCK, J.A.; MARTINS, I.R.; FORMOSO, M.L.L. 1972. Contribuição ao estudo da mineralogia de argilas dos sedimentos de fundo da Lagoa dos Patos (Rio Grande do Sul, Brasil). Estudos Sedimentológicos, Natal. Vol.2, nº 1/2 p 13-34.

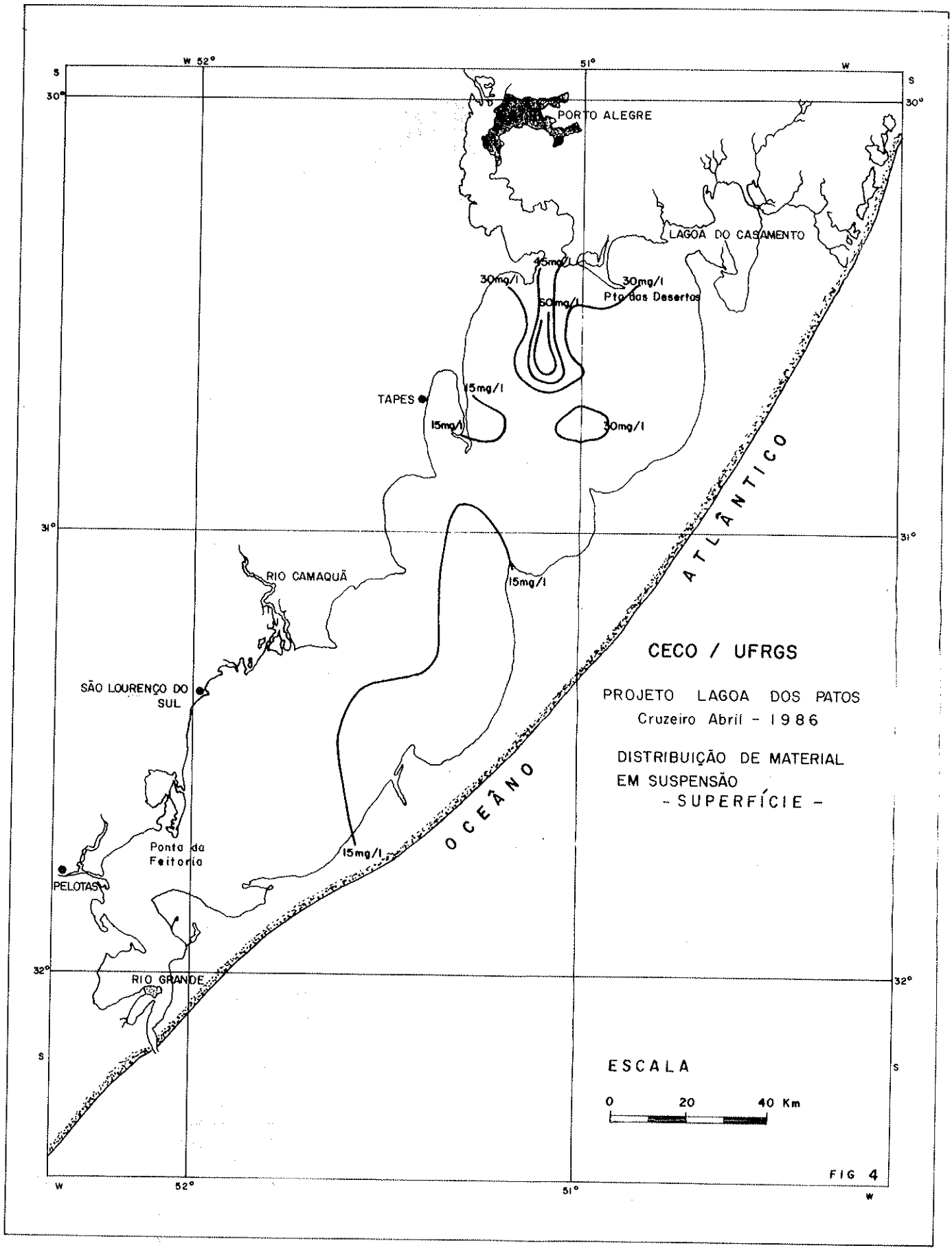
VILLWOCK, J.A. 1977. Aspectos da Sedimentação na região nordeste da Lagoa dos Patos: Lagoa do Casamento e Saco do Cocorutu, RS - Brasil. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 11:193-223.

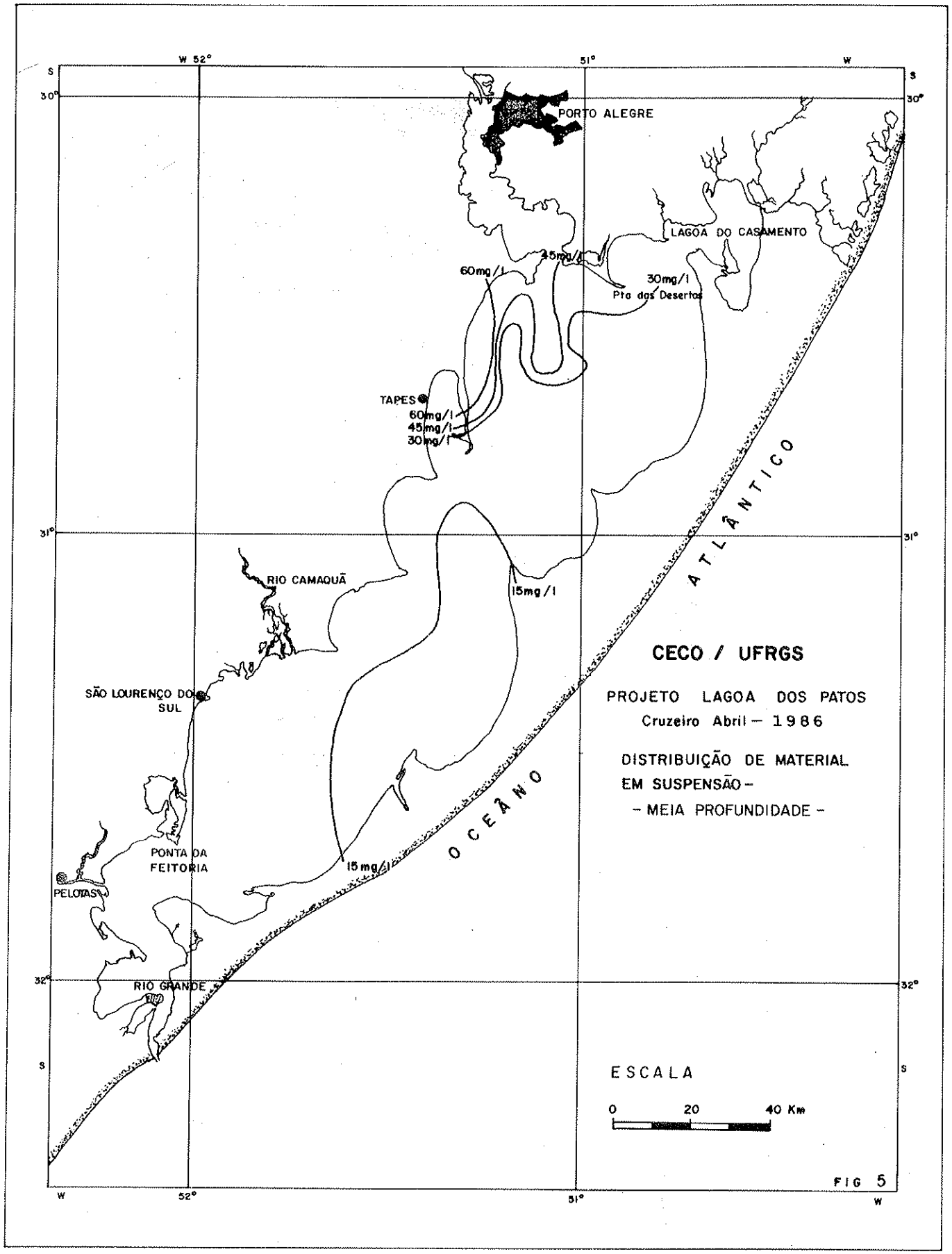
VILLWOCK, J.A. e MARTINS, L.R. 1972. Depósitos lamíticos de pós-praia, Cassino, RS. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 1:69-85.

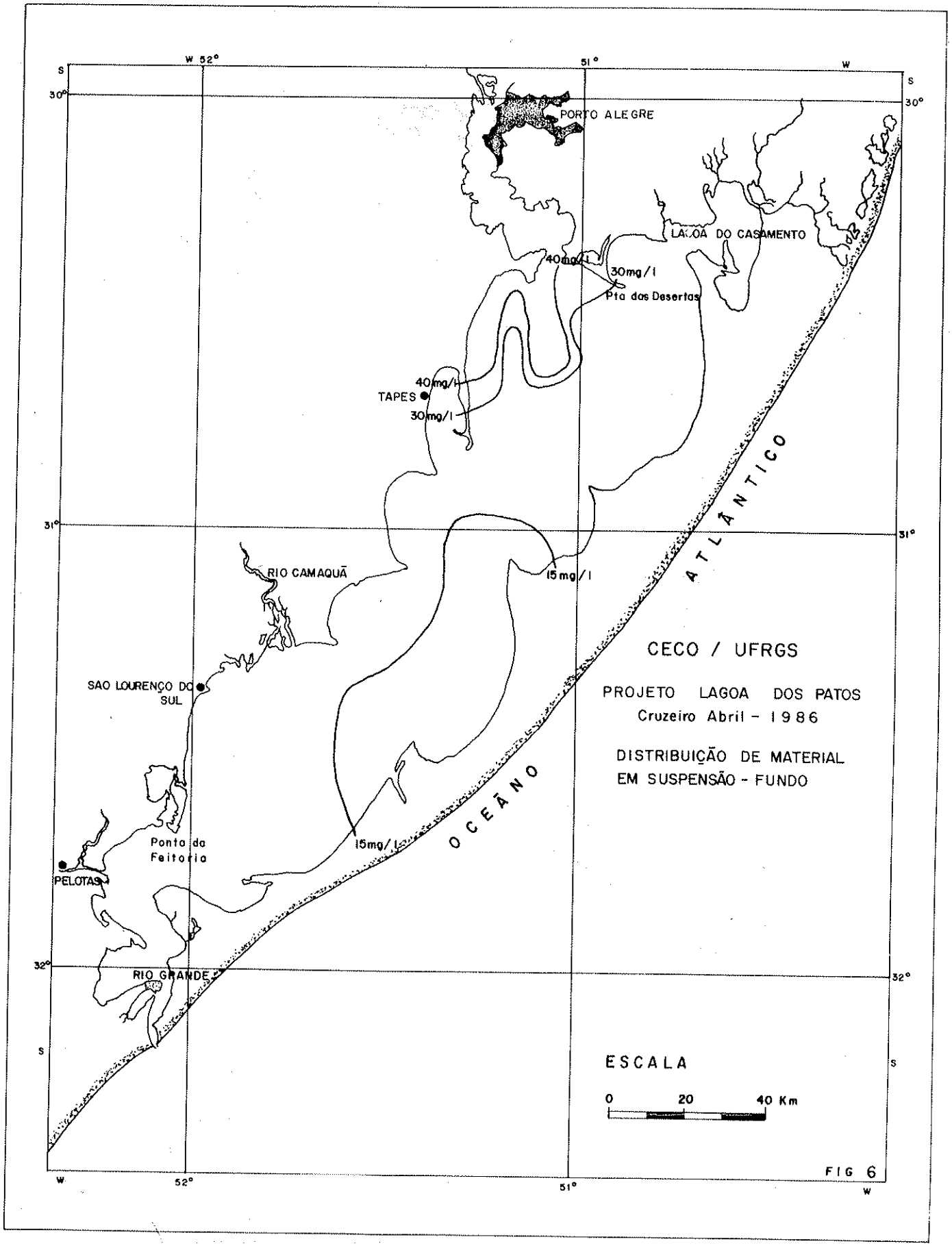

LAGOA DO CASAMENTO
Ponta dos Desertes
CELULA I
CELULA II
CELULA III
Rio Camaquã
CECO
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
PROJETO LAGOA DOS PATOS
Mapa de Localização das Estações
LEGENDA:
20km
FIG 1

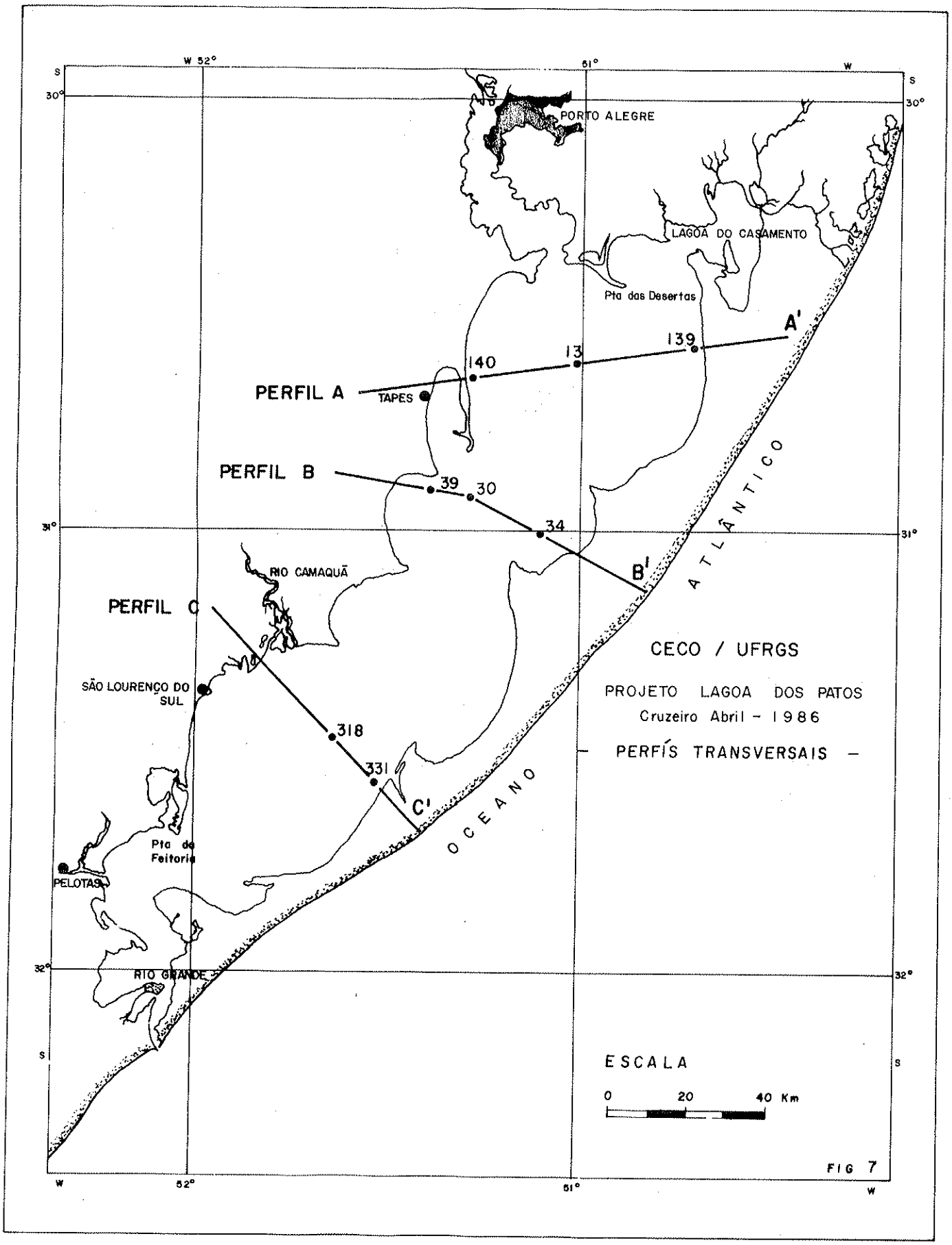

CECO
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Instituto de Geociências - UFRGS
PROJETO LAGOA DOS PATOS
Mapa Textural
LEGENDA
Concreção biodetrítica
Areia
Areia offlica
Silte arenoso
Silte
Silte argiloso
Argila offlica
Argila
Areia-silte-argila
Argila arenosa
Areia argilosa
0
20 Km
FIG 2


Barra do Ribeiro
Rio Camaquã
Pelotas
FÁCIES I
FÁCIES II
FÁCIES III
FÁCIES IV
FÁCIES V
ANÁLISE MECÂNICA
Cascalho
Silte
Areia
Argila
ANÁLISE DE BIÓTIPOS E ABIÓTIPOS
Quartzo
Micas
Minerais pesados
Fragmentos de conchas
Fragmentos lateríticos
Restos de vegetais
CECO
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Instituto de Geociências - UFRGS
PROJETO LAGOA DOS PATOS
Mapa de Fácies
0
20 Km
FIG 3


W 52°
51°
W
S
30°
31°
32°
PORTO ALEGRE
LAGOA DO CASAMENTO
45mg/l
30mg/l
30mg/l
Pta das Desertas
60mg/l
TAPES
15mg/l
15mg/l
30mg/l
RIO CAMAQUÃ
15mg/l
SÃO LOURENÇO DO SUL
Ponta da Feitoria
PELOTAS
15mg/l
RIO GRANDE
ATLÂNTICO
OCEÂNO
CECO / UFRGS
PROJETO LAGOA DOS PATOS
Cruzeiro Abril - 1986
DISTRIBUIÇÃO DE MATERIAL EM SUSPENSÃO
- SUPERFÍCIE -
ESCALA
0 20 40 Km
FIG 4


W 52°
51°
W
S
30°
PORTO ALEGRE
LAGOA DO CASAMENTO
45mg/l
60mg/l
30mg/l
Pto dos Desertos
TAPES
60mg/l
45mg/l
30mg/l
31°
RIO CAMAQUÃ
15mg/l
SÃO LOURENÇO DO SUL
ATLÂNTICO
OCEÂNO
PONTA DA FEITORIA
15mg/l
PELOTAS
RIO GRANDE
32°
CECO / UFRGS
PROJETO LAGOA DOS PATOS
Cruzeiro Abril — 1986
DISTRIBUIÇÃO DE MATERIAL EM SUSPENSÃO -
- MEIA PROFUNDIDADE -
ESCALA
0
20
40 Km
FIG 5


W 52°
51°
W
S
30°
PORTO ALEGRE
LAGOA DO CASAMENTO
40mg/l
30mg/l
Pta dos Desertas
40mg/l
TAPES
30mg/l
31°
RIO CAMAQUÃ
15mg/l
ATLÂNTICO
SAO LOURENÇO DO SUL
OCEÂNO
Ponta da Feitoria
15mg/l
PELOTAS
32°
RIO GRANDE
CECO / UFRGS
PROJETO LAGOA DOS PATOS
Cruzeiro Abril - 1986
DISTRIBUIÇÃO DE MATERIAL EM SUSPENSÃO - FUNDO
ESCALA
0 20 40 Km
FIG 6


W 52°
51°
W
S
30°
31°
32°
PORTO ALEGRE
LAGOA DO CASAMENTO
Pta das Desertas
A'
139
13
140
PERFIL A
TAPES
PERFIL B
39
30
34
B'
RIO CAMAQUÃ
PERFIL C
SÃO LOURENÇO DO SUL
318
331
C'
Pta da Feitoria
PELOTAS
RIO GRANDE
ATLÂNTICO
OCEANO
CECO / UFRGS
PROJETO LAGOA DOS PATOS
Cruzeiro Abril - 1986
- PERFÍS TRANSVERSAIS -
ESCALA
0 20 40 Km
FIG 7

LP 80-T 140 - I

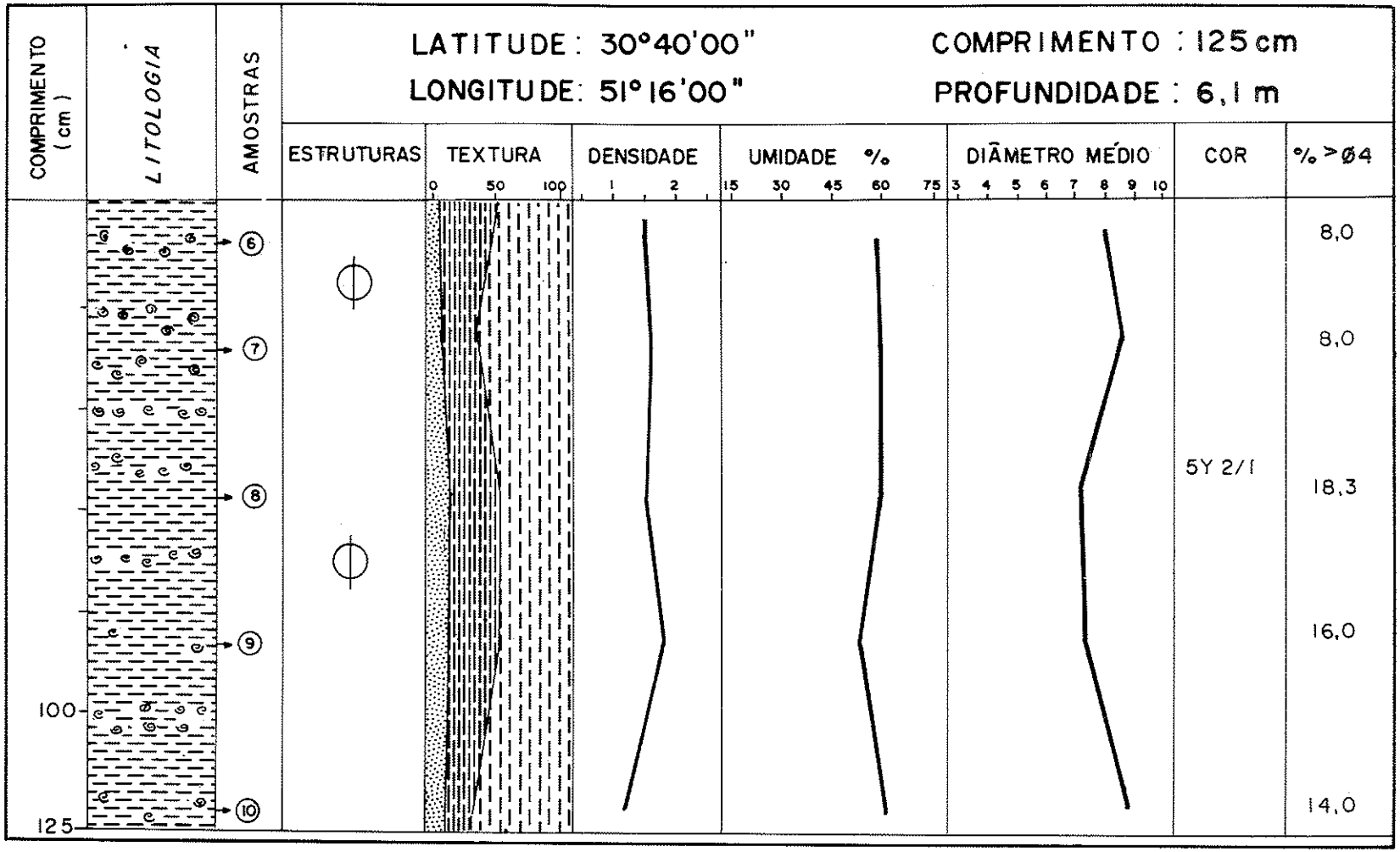


FIG. 8

LP86-T13-I

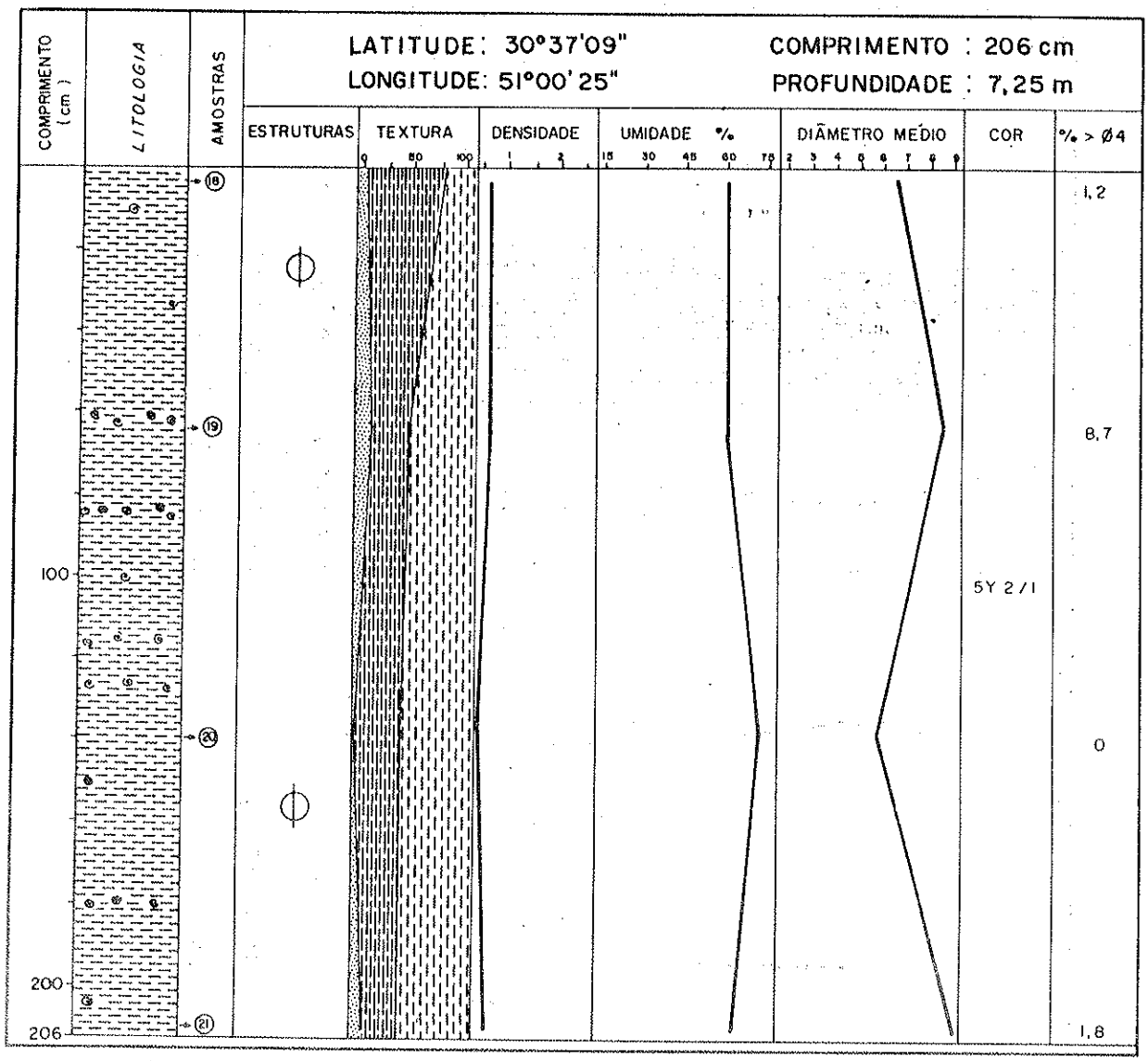


FIG. 9

LP80-T139 - I

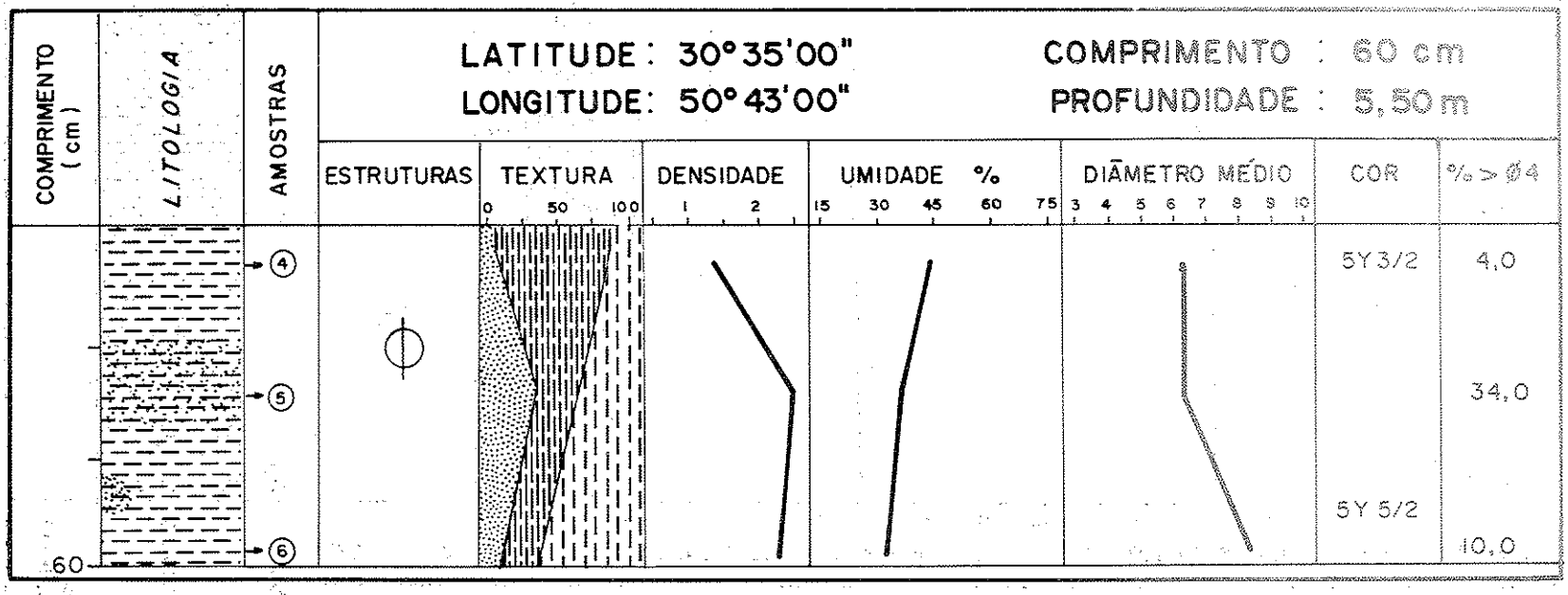


FIG. 10

LP86-T39-II

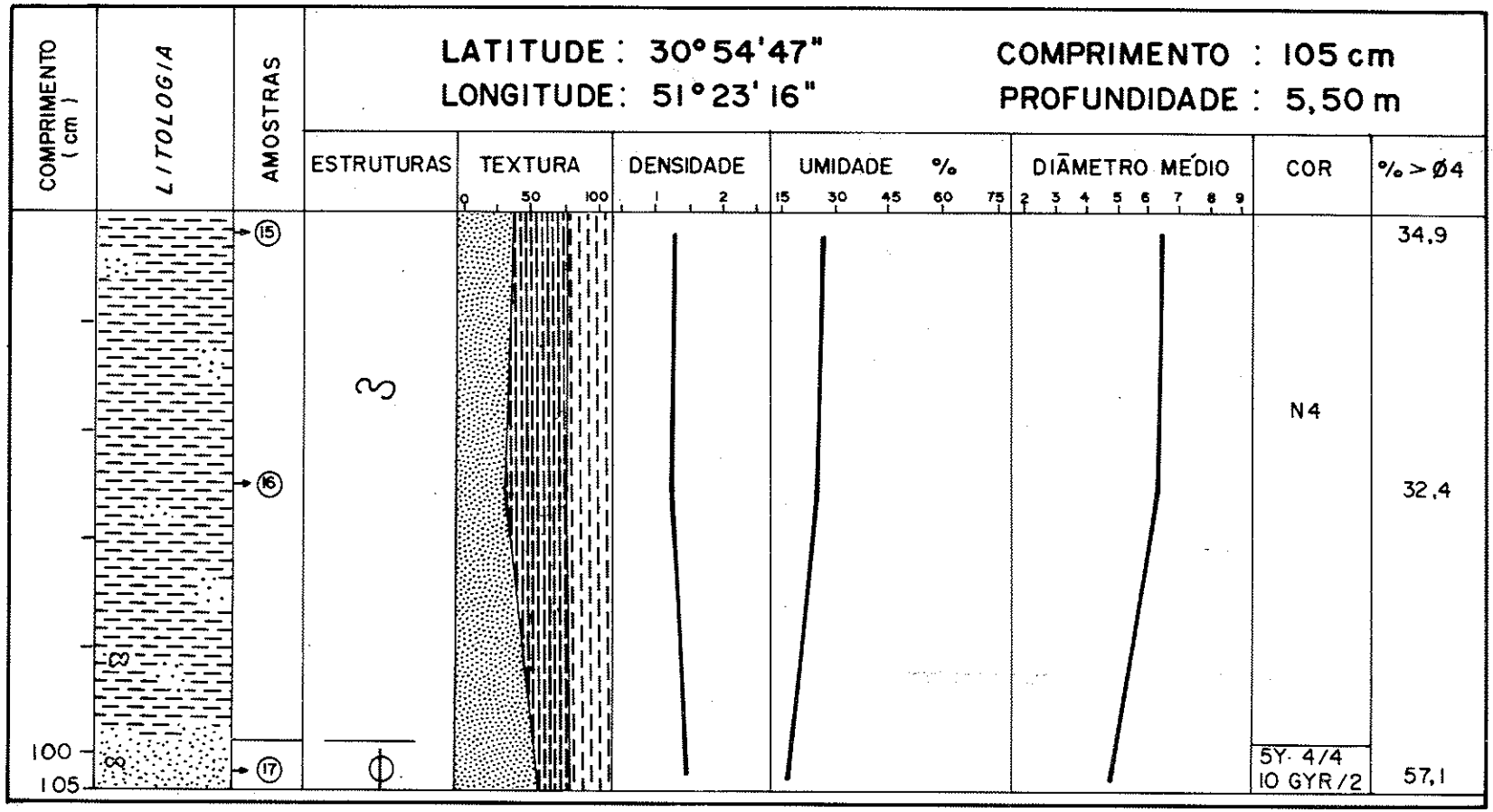


FIG. 11

LP 86 - T30 - II

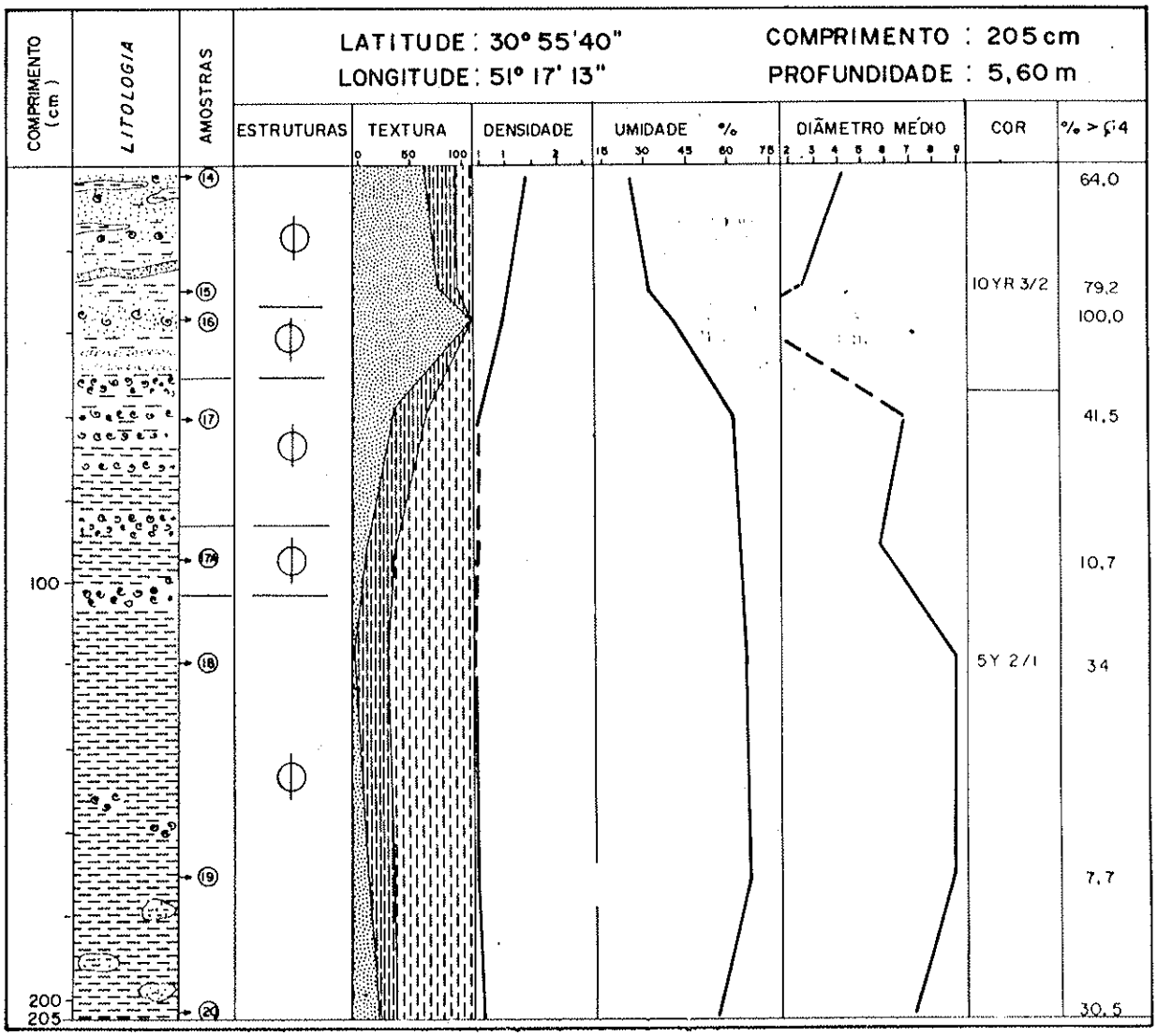


FIG. 12

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 215-225 (1987)

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO EVOLUTIVO DA MARGEM OESTE DA LAGOA DOS PATOS — FOLHAS DE ITAPUÃ, BARRA DO RIBEIRO, SÃO LOURENÇO E BOQUEIRÃO.

Flávio Antônio Bachi

Ronaldo Antônio Gonçalves

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica — CECO/UFRGS.

ABSTRACT

The evolution study of the Rio Grande do Sul coastal province has shown a sequence of barrier/lagoon systems, related with the sea level glacio eustatic variations during the Quaternary.

Aerophotointerpretation technique, and systematic geological mappings, made it possible to identify a barrier system, constituted by three elongated sandy bodies, formed during the first Pleistocene transgressive-regressive pair. Four differents lagoon levels were recognized and related with the present level of "Lagoa dos Patos".

The absence of C-14 datation did not permit to make a chronological relation of the lagoon terraces with the age of the depositional event.

Intending to establish the palaeogeographic evolution of the studied area, four evolurionary stages are proposed, representing the respectives ancient coastlines.

INTRODUÇÃO

Através de aerofotointerpretação, de mapeamento sistemático na escala 1:50.000, utilizando-se como base as folhas do Serviço Geográfico do Exército, de Boqueirão, São Lourenço, Barra do Ribeiro e Itapuã (Fig.1), e apoiados em evidências de caráter geomorfológico, principalmente, são propostos quatro estágios evolutivos para a área estudada, sendo que o primeiro, determina numa paleo-linha de costa e os três seguintes são relativos a evolução do Sistema Lagunar Patos.

Estes diferentes estágios estão materializados na forma de terraços, que são feições geomorfológicas mais ou menos planas, resultantes de processos deposicionais pretéritos.

Estas feições estão situadas em cotas distintas, 22m, 10m e 5m, com exceção do último estágio, que está representado pelo atual nível da Lagoa dos Patos.

A história geológica-evolutiva destes terraços está intimamente

relacionada às variações glacio-eustáticas do nível do mar durante o Quaternário.

Tendo em vista que não foram efetuadas datações absolutas de C_{14} em matéria orgânica, bem como não foram encontrados registros fossilíferos, tornou-se impossível correlacionar cronologicamente os diferentes terraços com idade do evento deposicional.

A nomenclatura adotada é a proposta no Atlas Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul, elaborado pela equipe de pesquisa do CECO.

O estágio I será também denominado de Lagunar, dada a presença de uma barreira arenosa que teria isolado um corpo lagunar em sua porção oeste, junto a região de Barra do Ribeiro. Por outro lado, esta barreira não apresenta registro junto a região de São Lourenço e Biqueirão, portanto, o ambiente na região ao sul da Barra do Ribeiro e Tapes seria marinho continental raso, porém, dada as características geomorfológicas da área, apresentaria um comportamento hidrodinâmico semelhante ou pelo menos próximo ao de uma laguna.

ESTÁGIO LAGUNAR I

Este estágio lagunar está representado por sedimentos areno-síltico argilosos de coloração cinza e cinza escuro, com espessura variável no intervalo de 5 a 30 cm, estando sobreposto a areias quartzosas finas que gradam para areias conglomeráticas relativas aos leques aluviais, principalmente na região de São Lourenço e Boqueirão.

Geomorfologicamente, apresenta-se sob a forma plana, constituindo um terraço lagunar remanescente, o qual está situado em cotas de até 22 metros.

Segundo Villwock (1983), o primeiro evento transgressivo-regressivo ocorrido durante o Pleistoceno (Pleistoceno Inferior), foi o responsável pela formação da Barreira das Lombas (Qbd_1). Esta primeira transgressão atingiu o nível máximo das transgressões pleistocênicas, retrabalhou e erodiu parcialmente os sedimentos depositados anteriormente e formou o primeiro terraço lagunar (Qp_1), (Fig. 7A). Na regressão que se segue o terraço ficou exposto e a Barreira das Lombas começa a ser depositada, devido a abundância de sedimentos aportados do continente, isolando o Sistema Lagunar Gravataí-Guaíba-Araçá. A barreira extende-se desde a porção Norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul até as proximidades da cidade de Tapes, onde termina (Fig.2).

Na área estudada, a barreira está representada por três corpos individualizados, ligeiramente paralelos a linha de costa e com cota máxima de 87m. O embasamento cristalino serviu como sustentáculo para estes corpos.

A sua ausência na área de São Lourenço e Boqueirão é explicada segundo três hipóteses: a) Não ocorreu deposição, tendo em vista esta região estar mais distante das fontes de material sedimentar, representadas pelos rios que desembocavam no canal do Rio Guaíba; b) Ocorreu uma pequena deposição sedimentar, posteriormente erodida; c) A geomorfologia da área não favorecia a implantação de uma barreira.

A presença da barreira na região de Barra do Ribeiro determina uma

paleolinha de costa, que por sua vez fica delimitada na região de Boqueirão e São Lourenço, pela presença do terraço formado quando do evento transgressivo-regressivo (Fig. 3).

ESTÁGIO LAGUNAR II

Este estágio está representado por um terraço localizado em torno das cotas de 10 a 14 metros no máximo. Essa feição geomorfológica é o resultado da atuação de um segundo evento transgressivo-regressivo do Pleistoceno (Pleistoceno Médio), de menor magnitude que o anterior.

Na transgressão tivemos o provável retrabalhamento e erosão parcial da Barreira das Lombas e do primeiro terraço lagunar (Qp_1), devido ao restabelecimento do ambiente lagunar atrás da barreira, com a possível formação do segundo terraço lagunar (Qp_2).

Com a regressão ocorreu a exposição do segundo terraço e o colmatamento dos canais que ligavam a laguna ao mar, pela abundância de aporte de sedimentos. Concomitantemente, iniciava-se a formação da segunda barreira (Qbd_2), responsável pelo início do isolamento do Sistema Lagunar Patos-Mirim.

Supõe-se que a saída do Guaíba nunca tenha se fechado devido, principalmente, a profundidade do canal e ainda ao fluxo de água sempre ter sido relativamente intenso, mesmo nas épocas de estiagem, por ser o somatório do desague de diversos cursos de água.

Este terraço está materializado tanto na região de São Lourenço e Boqueirão como de Barra do Ribeiro (Fig.4).

Sedimentologicamente, o comportamento tanto físico como mineralógico é semelhante ao presente nos sedimentos do estágio anterior. Este estágio marca o nível máximo da Lagoa dos Patos na sua evolução (Fig.7B), registrado nas Folhas de São Lourenço e Boqueirão.

ESTÁGIO LAGUNAR III

Este terceiro estágio está perfeitamente marcado por uma falésia de até 1,5 metros de altura (Fig.5), formada durante um período de estabilização do nível lagunar. Esta falésia é observável tanto em campo como em fotografias aéreas.

O terceiro evento transgressivo-regressivo do Pleistoceno (Pleistoceno Superior), foi responsável pelo isolamento final do Sistema Lagunar Patos-Mirim e pela acreção da terceira barreira (Qbd_3) que incorporou parte da segunda.

A transgressão influenciou o corpo lagunar atrás da Barreira das Lombas, através do canal do Guaíba, retrabalhando parcialmente os depósitos lagunares anteriores e originando, provavelmente, um novo terraço lagunar (Qp_3), com sua possível exposição na regressão subseqüente.

Os sedimentos são representados por areias quartzosas com alto conteúdo de silte e argila, bem como de material orgânico. A coloração varia de cinza a preto com o aumento de conteúdo orgânico.

Este terraço não apresenta-se bem demarcado na região de Barra do

Ribeiro, tendo em vista que a declividade do terreno é bastante suave, mascarando a presença da falésia.

Pode-se observar que durante os períodos de estabilização dos níveis lagunares, os depósitos sedimentares anteriormente formados foram sucessivamente erodidos, sendo que apenas parte desses depósitos ficaram preservados no registro sedimentar (Fig.7C).

ESTÁGIO LAGUNAR IV

Este estágio está representado pelo atual nível da Lagoa dos Patos, dentro do quadro evolutivo proposto (Fig.7D), tanto para a região de São Lourenço e Boqueirão como para Barra do Ribeiro (Fig. 7E).

A transgressão Holocênica no seu máximo afogou parcialmente os depósitos lagunares anteriores, inclusive atrás da Barreira das Lombas, pelo mesmo processo da transgressão antecedente.

Com a regressão, tivemos a exposição do terraço lagunar Qp_4 e a deposição da quarta barreira (Qbd_4) na Planície Costeira.

A presença de pequenos esporões arenosos junto à margem da lagoa e intimamente relacionados à desembocadura de arroios poderão dar origem a pequenas barreiras arenosas que posteriormente, tenderão a segmentar a Lagoa dos Patos. A origem desses esporões se deve a quebra da dinâmica das correntes próximas da costa, pela entrada de material sedimentar trazidos pelos arroios. A Fig.6, ilustra um desses esporões junto à desembocadura de um arroio.

BIBLIOGRAFIA

ATLAS Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul. 1984. Porto Alegre, Instituto de Geociências. UFRGS. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO. Divisão de Geologia Costeira.

AYALA, L. 1977. Contribuição ao estudo da Formação Graxaim do Cenozóico da Planícia Costeira do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 88p. Dissertação Mestrado Geociências.

ARIENTI, L. 1986. Evolução Paleogeográfica da Bacia do Rio Gravataí , Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 189p. Dissertação Mestrado em Geociências

BIRD, E.C.F. 1968. Coastal Lagoon Dynamics. In: FAIRBRIDGE, R.W. ed. Encyclopedia of Geomorphology. New York, Reinhold Book Corporation. p.139-144.

CUNHA, R. 1971. O estuário do Guaíba: Características texturais, mineralógicas e morfológicas. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação Mestrado Geociências.

CURRAY, J.R. & MOORE, D.G. 1964. Transgressions and regressions. In: MILLER, R.L., ed. Papers in marine geology. N.York, MacMilan. p.175-203. (Shepard Commem. Volume).

DELANEY, P.J.V. 1965. Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. Publicação especial da Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, 6:1-105.

FAIRBRIDGE, R.W. 1961. Eustatic changes in sea level. London, Pergamon Press. p.99-185 /Physics and chemistry of the earth, n.4./.
FENSTERSEIFER, H.C. 1979. Contribuição a estratigrafia da Região de Gravataí, R.G.S., Brasil. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 182p. Ilust. Dissertação Mestrado Geociências.
FISCHER, J.J. 1982. Barrier Island. In: FAIRBRIDGE, R.W. e SCHWARTZ, M.L. The Encyclopedia of Sedimentary Petrology, 41:916-927.
JOST, H. 1971a. O Quaternário da Região Norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul - Brasil. Porto Alegre. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 81p., Dissertação de Mestrado Geociências.
PETTIJOHN, F.J. 1975. Sedimentary Rocks. Harper & Row, 3.ed. N.Y. 622p.
VILLWOCK, J.A. 1972. Contribuição a Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul. 113p. Porto Alegre, Instituto de Geociências da UFRGS. Dissertação de Mestrado Geociências.
VILLWOCK, J.A. 1977. Aspectos da sedimentação da região nordeste da Lagoa dos Patos. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 189p. Tese de Doutorado.
VILLWOCK, J.A. 1983. Geological aspects of the Coastal Province of RS. A Synthesis. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 16:5-49.
WALKER, R.G. ed. 1980. Facies Model. Geoscience Canada, Reprint Series 1. 211p.
ZENKOVITCH, V.P. 1967. Processes of coastal development. London. Oliver & Boyd. 738p.

MAPA DE SITUAÇÃO DA ÁREA

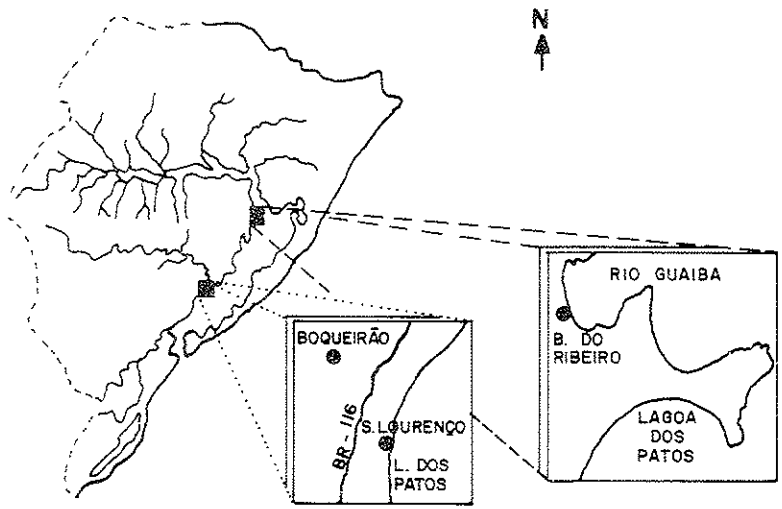


FIG. 1

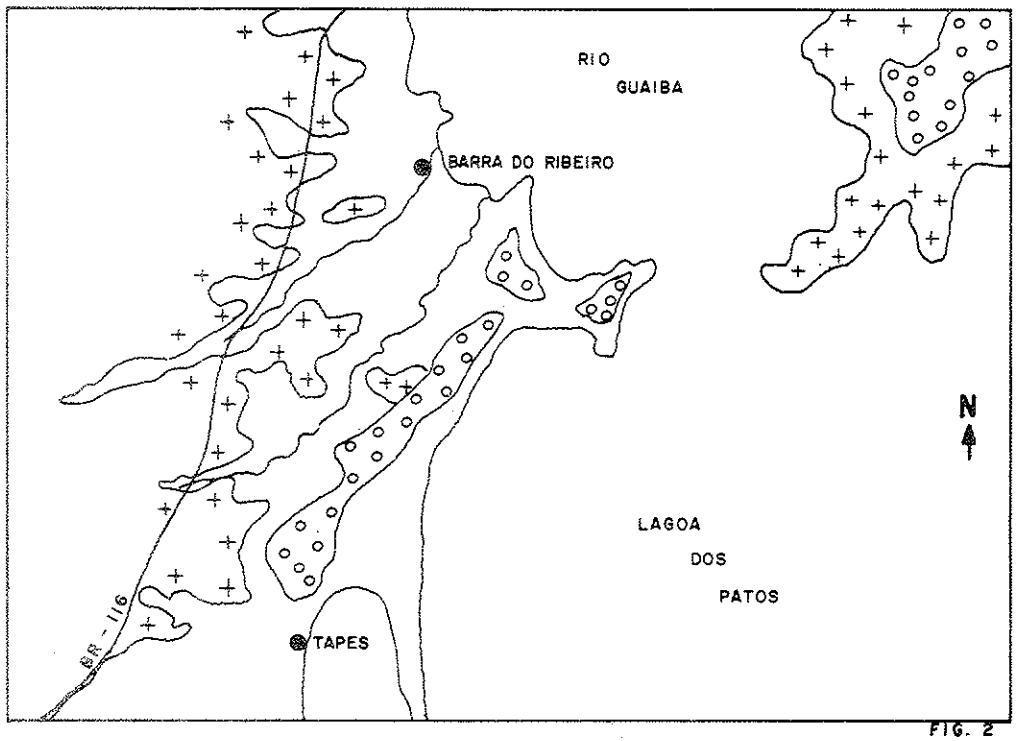


FIG. 2

Esboço parcial da Barreira das Lombas

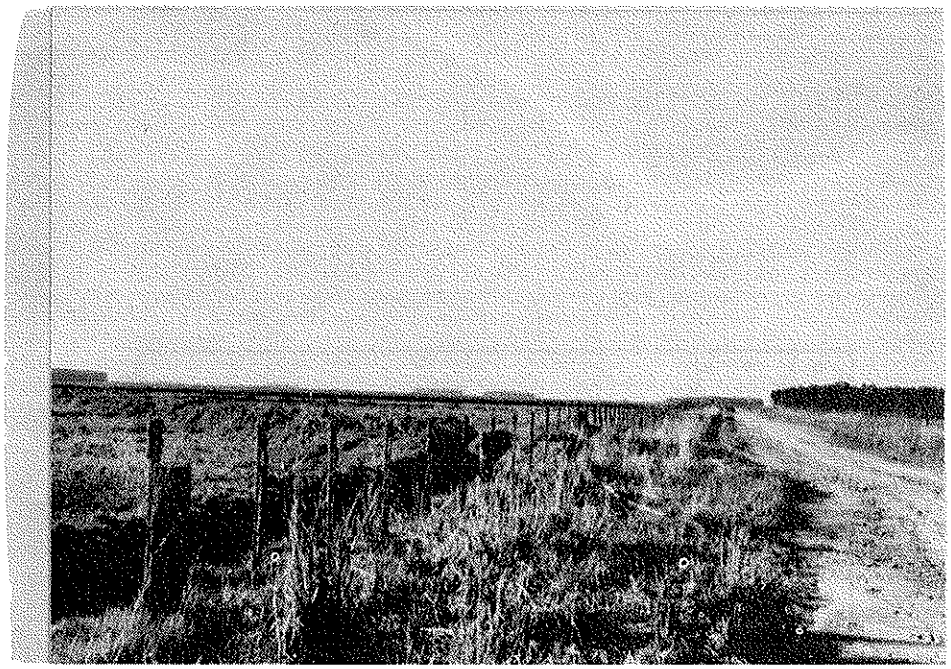


Figura 3 — Ilustra a área onde se acha preservado o terraço relativo ao estágio I, localizado nas Folhas de Biqueirão e São Lourenço.

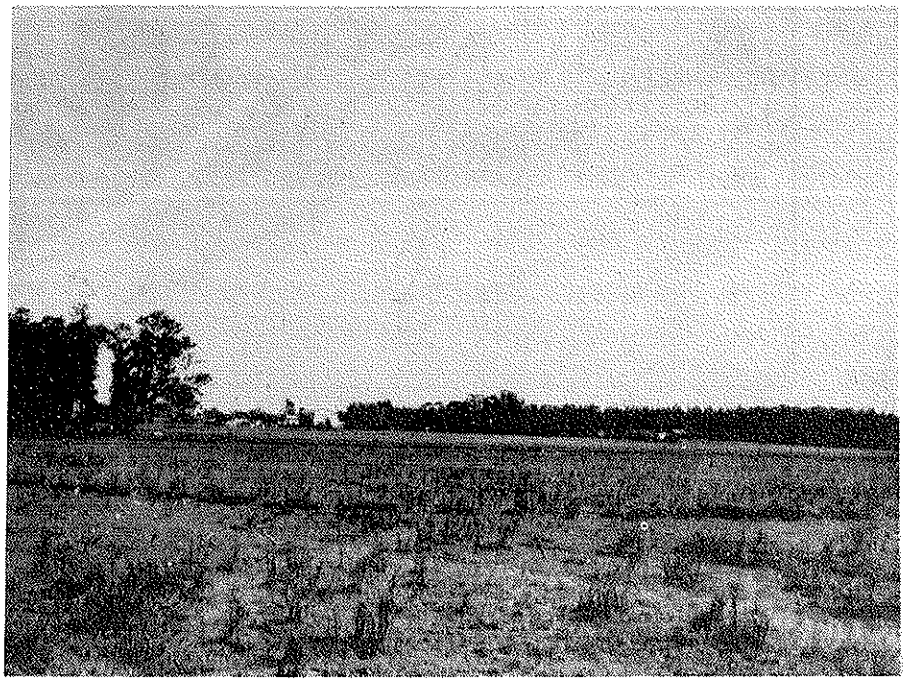


Figura 4 — Vista parcial da falésia que dá início ao terraço lagunar relativo ao estágio II.

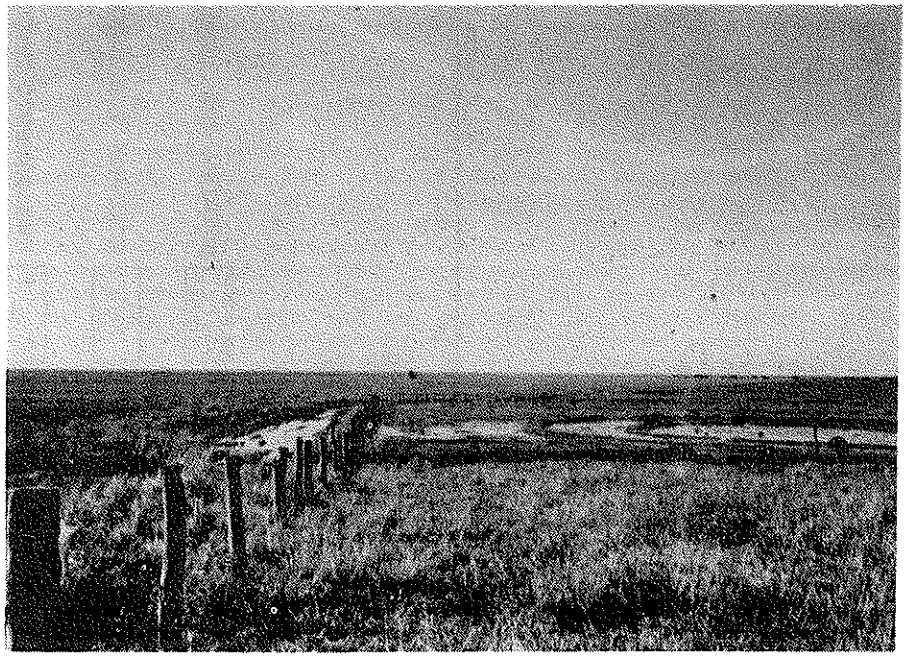


Figura 5 — Em primeiro plano tem-se a falésia que separa os terraços relativos II e III, em segundo plano o estágio lagunar III e junto a linha do horizonte o atual nível da Lagoa dos Patos.

Figura 6 — Esporões arenosos junto a margem da Lagoa dos Patos.

ESTÁGIO LAGUNAR I

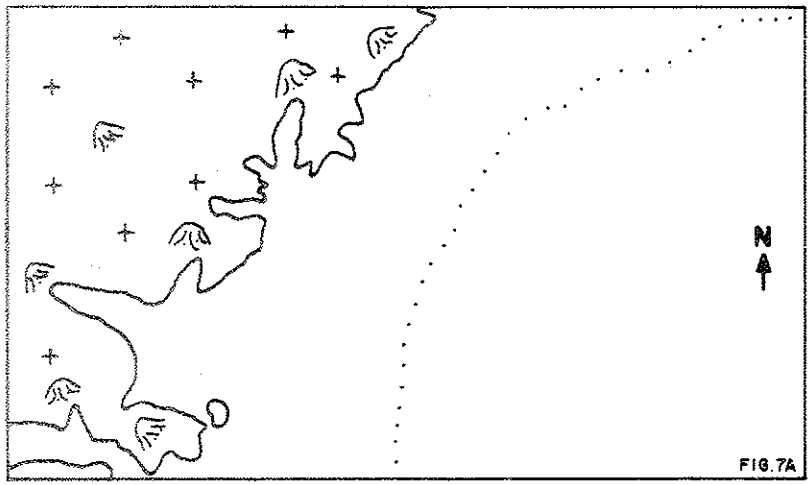


FIG. 7A

ESTÁGIO LAGUNAR III

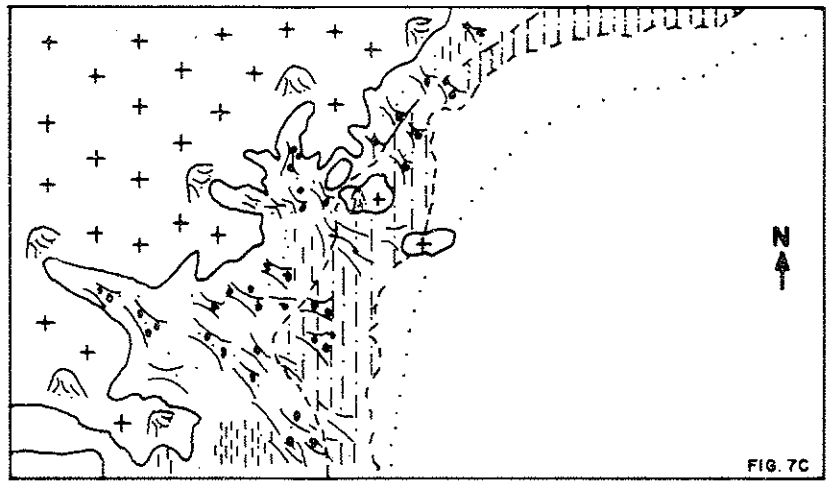


FIG. 7C

ESTÁGIO LAGUNAR II

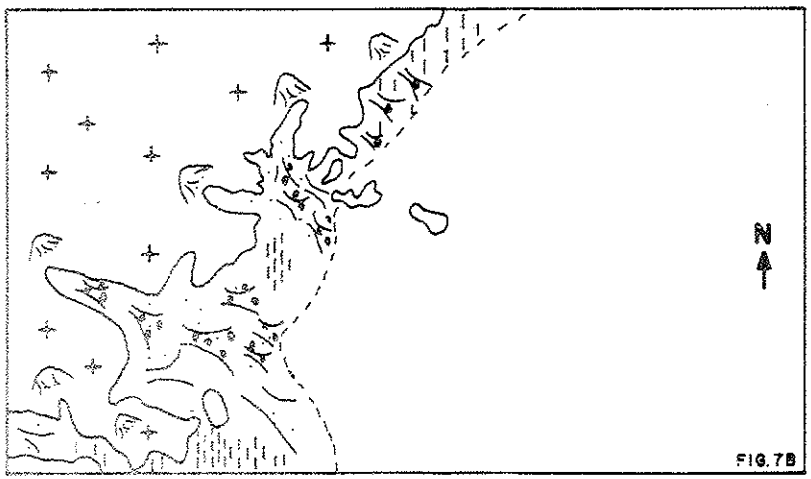


FIG. 7B

LEGENDA :

- $Q p_4$
- $Q p_3$ $Q p_2$
- $Q p_1$
- LEQUES ALUVIAIS
- BARREIRA DAS LOMBAS
- COLUVIOS E ELUVIOS
- EMBASAMENTO CRISTALINO

ESTÁGIO LAGUNAR IV

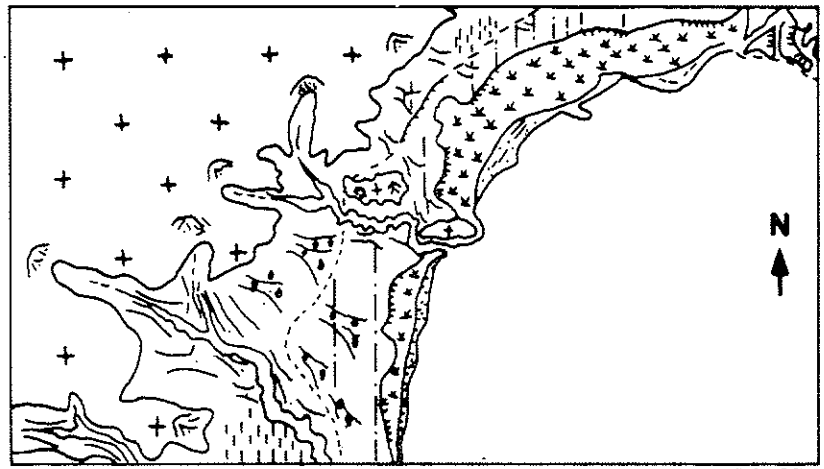


FIG. 7D

ESTÁGIO LAGUNAR IV

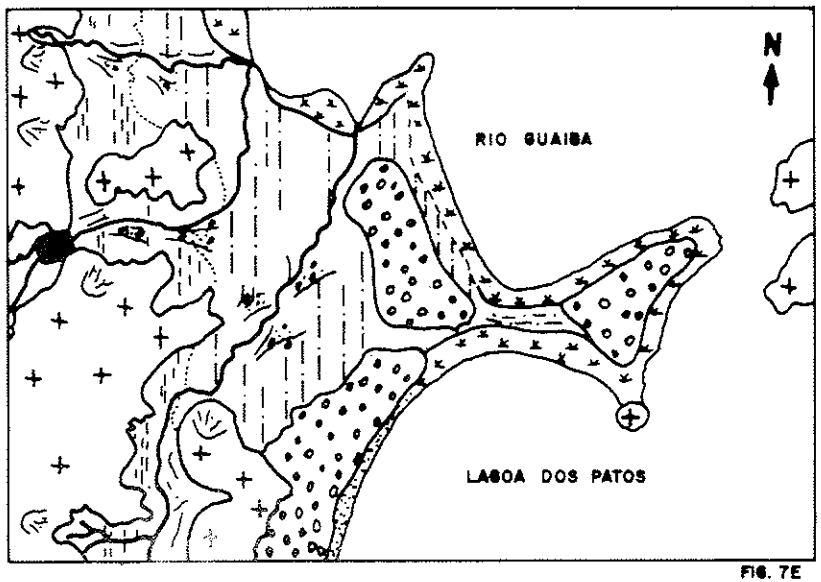


FIG. 7E

LEGENDA

- Qp_4
- Qp_3 Qp_2
- Qp_1
- LEQUES ALUVIAIS
- BARREIRA DAS LOMBAS
- COLÚVIOS E ELÚVIOS
- EMBASAMENTO CRISTALINO

1ºCongresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 227-248 (1987)

MODELO DE EVOLUÇÃO HISTÓRICA E HOLOCÊNICA DO ESTUÁRIO DA LAGOA DOS PATOS, RS.

Thierry Long - Convênio FURG - Université de Bordeaux I (CAPES/COFECUB)
Paulo Sérgio Gomes Paim - UNISINOS

INTRODUÇÃO

O estuário da Lagoa dos Patos é o único acesso ao porto do Rio Grande, o 3º do Brasil e o único porto marítimo do Estado do Rio Grande do Sul. É importante, pois, conhecer a evolução dessa área, tanto em escala humana como em escala geológica, a fim de salientar as tendências predominantes.

Para a abordagem de tais estudos, dispomos de dois conjuntos de observações: de um lado as modificações do estuário a partir do estudo das cartas de navegação elaboradas desde o fim do século XVIII; do outro lado, de evidências geológicas e geomorfológicas (feixes de cordões litorâneos e velhos canais) que nos permitem reconstituir a evolução holocênica do sistema.

Os mecanismos que presidiram os fenômenos de erosão ou de sedimentação na região, não experimentaram variações radicais ao longo do período considerado. É lógico pensar, também, que os fatores dinâmicos que modelam o estuário no nosso tempo (ventos, chuvas e marés) são os mesmos que estiveram ativos há 10.000 anos ou que estarão operando nos próximos séculos.

Apresentaremos, numa primeira parte, as modificações da desembocadura durante os últimos 100 anos a fim de salientar as causas e mecanismos de tais modificações, e depois aplicá-los no estudo da evolução holocênica. Conhecendo as transformações passadas e presentes, nós poderemos tentar uma extrapolação para o futuro, a fim de colocar em evidência as consequências para a navegação portuária das tendências naturais da evolução da desembocadura.

EVOLUÇÃO RECENTE

Desde 1775 as cartas de navegação da região estudada (figura 1) têm sido regularmente estabelecidas a fim de cartografar as modificações morfológicas do estuário e do canal navegável. Nós nos fixamos em seis delas, tanto pela grande similaridade de seus traços e pela pequena escala nas quais elas foram confeccionadas, variando de 1:60.000 a 1:15.000. Para facilitar a observação e permitir as comparações entre elas, reduzimo-las para a escala de 1:100.000, o que trouxe como vantagem a diminuição dos erros envolvidos. Graças a essas seis cartas, que se sucedem durante a última centena de anos (tabela 1), podemos estudar a evolução da linha da costa e do canal.

1. Linha da Costa

A superposição das diferentes cartas mostra claramente que a

Praia dos Molhes e a Praia do Oceano evoluiram de maneira muito diferente.

1.1. Praia dos Molhes

Em 1893, apareceu uma ilha paralela à costa, cuja ponta leste penetra no estuário.

No ano seguinte ela acha-se ligada ao continente pela sua extremidade Oeste, mas já na carta de 1908 ela desaparece, retomando, assim, a situação representada pela carta de 1875 (figura 2). Somente após a construção dos molhes, em 1910, é que se observa uma acreção de 500 metros em direção ao oceano, sobre aproximadamente 1,5 Km de costa, ou seja, uma progressão de 9m/ano no pé do molhe Oeste.

1.2. Praia do Oceano

Nós nos fixamos aqui em quatro cartas onde a orientação da costa é N39º, eliminando as cartas de 1893 e 1984 onde ela é de N30º.

De 1875 a 1952 esta parte do litoral experimentou uma erosão regular que alcançou um total de 400m (figura 3), ou seja, aproximadamente, 5m/ano. Numa abordagem mais detalhada nota-se uma erosão ligeiramente mais elevada antes da construção dos molhes (6m/ano) que após (4m / ano), mas as observações não são nem bastante precisas nem confiáveis o bastante para permitir afirmar que a edificação dos molhes modificou realmente a evolução da costa nesses valores.

2. Canal de Rio Grande

O canal de navegação é composto de dois meandros (figura 4) que evoluiram de maneira importante no decorrer do último século.

2.1. Meandro a Montante

Ele migra progressivamente para o Sul, erodindo o plano esquerdo do canal a juzante de São José do Norte, numa taxa de 10m/ano. O banco formando a margem convexa, limitada a Oeste pelo canal do Porto Velho, é igualmente afetado por esse movimento; sua parte setentrional recua 400 metros em direção ao Oeste (5m/ano), em consequência da migração do meandro precedente, enquanto que sua ponta Sul tem uma progressão de 2Km para juzante (figura 5).

2.2. Meandro a juzante

Ele se desloca nitidamente de Leste para Oeste, erodindo a margem direita do canal em 400 metros (5m/ano), enquanto que o flanco convexo (Banco da Mariana) cresce outro tanto, mantendo o canal com uma largura de 700 metros (figura 6).

Durante a acreção desse banco não ocorre uma sequência de "point bar", resposta clássica à migração de um meandro, mas faz-se pela adição sobre seu flanco Oeste de uma faixa arenosa de 400m de largura que avança de Sul para Norte, a contra corrente, pois do escoamento fluvial (figura 7). Tal crescimento faz-se sob a ação de águas marinhas que entram no estuário em períodos de estiagem e de ventos fortes do setor Sul (tempestades).

2.3. Mecanismos Hidrosedimentares

O principal fator da evolução do canal do Rio Grande é fluvial, mediante migração dos meandros que o compõem, erodindo os flancos côncavos do canal, em direção ao Sul e a razão de 10m/ano para o primeiro, e, em direção ao Oeste, a uma taxa de 4m/ano, o segundo.

A influência não se faz sentir a não ser na acreção do Banco

da Mariana, onde os sedimentos marinhos vêm preencher o vazio criado pela erosão da Ponta da Mangueira, mantendo assim o perfil de equilíbrio do canal.

EVIDÊNCIAS GEOLÓGICAS E GEOMORFOLÓGICAS

A segunda etapa deste trabalho consiste na reconstituição das etapas que marcam a evolução holocênica do sistema, a fim de conhecer os efeitos, a longo prazo, dos processos hidrossedimentares descritos na primeira parte. Para tanto, dispomos de três conjuntos de informações geomorfológicos, cartografados na figura 8: os cordões litorâneos, os recobrimentos arenosos e os traços dos antigos canais.

1. Cordões Litorâneos

Eles ocupam uma vasta superfície, essencialmente ao Sul de Rio Grande (630Km2 ao Sul contra 180Km2 ao Norte) e é possível distinguir ali sete feixes diferentes (figura 8), cada um deles caracterizado por um grau de concavidade dos diferentes cordões. Essa concavidade indica a distância em relação a desembocadura bem como a dinâmica ali reinante. Ademais, os cordões encurvam-se a medida que se aproximam da desembocadura. Apresentam-se, igualmente, orientados em direção ao Oceano, mostrando que a sua formação ocorre sob a influência da saída das águas lagunares, num ambiente de alta energia. A inflexão inversa, em direção ao interim do estuário só é possível quando as águas continentais se comprimem sobre a margem oposta, permitindo, assim, um depósito de energia mais fraca.

feixe 1 (F1): série bem desenvolvida com a sua extremidade Norte entrando no estuário.
feixe 2 (F2): de extensão menor, desviada em direção ao oceano, causada péla saída das águas lagunares.
feixe 3 (F3): muito comparáveis à segunda série, esses cordões iniciam sua inflexão mais ao Sul, atestando um deslocamento da desembocadura nesse sentido.
feixe 4 (F4): são os mais bem desenvolvidos; os cordões são retilíneos mas suas terminações não são visíveis. O canal de escoamento correspondente se encontra mais ao Norte.
feixe 5 (F5): mesma geometria que F2, porém mais ao Sul.
feixe 6 (F6): apresenta as mesmas características que F5, mas a desembocadura está ligeiramente deslocada para o Sul.
feixe 7 (F7): corresponde a desembocadura atual, bastante mais ao Norte em relação às duas precedentes; a largura dessa série é comparável àquelas de F1 e F4.

2. Corpos Arenosos

Os recobrimentos arenosos são de dois tipos: os diretamente ligados à formação dos cordões litorâneos, e os relacionados com a erosão de depósitos holocenos pré-existentes.

2.1. Corpos ligados aos cordões

A formação dessas aspersões está diretamente sob a dependência do volume de areia que se acumula sobre o cordão em fase de assentamento. Se tal volume é suficiente para isolar uma parte do material da influência do nível freático de capilaridade compreendida, há uma importante participação do vento, destacando uma duna do cordão. Essa duna vai progredir sobre os terrenos embebidos de água que vão reter a base

da areia em movimento, rapidamente fixado pela vegetação, formando assim um manto arenoso pouco espesso que recobre parcialmente os cordões precedentemente assentados. A duna vai assim se enfraquecendo a medida que avança (progride), até que ela própria é fixada pela vegeta - ção.

Esse mecanismo bastante simples explica porque tais mantos são sempre de pequena espessura e porque eles terminam quase sempre por um pequeno cordão de dunas (figura 9).

2.2. Corpos ligados a uma erosão

Sua espessura é muito mais importante, não permitindo revelar as formações subjacentes. Eles apresentam numerosas dunas vivas N220º , orientação esta dada pelos ventos Nordeste, que são os dominantes na região. Sua localização sobre as margens direitas do Saco da Mangueira e da desembocadura atual levam a pensar que eles se devem a uma forte erosão nessas zonas, a qual libera uma quantidade importante de areia, submetida em seguida à ação do vento.

Esses mantos arenosos permitem, através da sucessão de seus recobrimentos, de estabelecer satisfatoriamente uma cronologia relativa dos depósitos.

3. Morfologia Fluvial

Nós cartografamos aqui os traços da erosão meandriforme na costa (figura 8). Eles determinam o assentamento de velhos canais que vão nos permitir inferir a paleocirculação no interior do estuário, assim como a posição das antigas desembocaduras, que se correlacionam com a geometria dos cordões.

EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA

A partir de todos esses dados, nós podemos apresentar agora um esquema lógico de evolução do sistema ao longo do Holoceno, comandado, como vimos na primeira parte, pela migração do canal de escoamento das á - guas lagunares, cada etapa tendo por consequência o assentamento de uma nova série de cordões litorâneos.

Os depósitos pleistocenos que bordejam a Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim sobre sua margem Leste terminam em direção ao Oceano por uma falésia de aproximadamente dois metros sobre os depósitos holocenos. Essa falésia registra o máximo da transgressão holocênica. A desembocadura é então muito larga, o escoamento das águas lagunares, que se faz sobre a margem Leste, permite a deposição de areias trazidas pela deriva litorânea Sul-Norte até o interior do estuário. O primeiro feixe (F1), que se apoia a Oeste contra a falésia pleistocênica, mostra assim uma concavidade voltada em direção ao continente, testemunha de uma energia de deposição relativamente fraca devido a grande abertura do estuário (figura 10A).

Numa segunda etapa, a saída das águas lagunares migra em direção à margem Oeste, erodindo a extremidade do feixe F1 e as formações lagunares que se depositaram em sua retaguarda. A deriva litoral que vem do Sul entra então em conflito com as águas que saem da lagoa e os cordões litorâneos da série F2 são desviados em direção ao oceano (figura 10B) . O deslocamento do canal faz diminuir a energia sobre a costa Oeste e permite a formação de uma barra importante que isola a Lagoa do Estreito e fecha parcialmente o estuário.

O meandro juzante continua sua migração para o Sudoeste, contornando as formações pleistocênicas mais consolidadas e erodindo preferen-

preferencialmente as séries F1 e F2. Forma-se então um terceiro feixe (F3), no qual a inflexão em direção ao oceano é mais marcada. Ao mesmo tempo, o meandro a montante, como é possível observar atualmente, e começa a erodir o pontal que barra a desembocadura, a qual continua a se desenvolver em direção ao Oeste. Esses cordões impedem a penetração das ondas do setor Sul a penetrar no estuário e favorecem a deposição de formações lagunares (figura 10C).

A etapa seguinte mostra uma mudança importante. A migração do meandro a montante termina por romper os cordões que barravam a desembocadura, e cuja extremidade Oeste forma a atual Ilha dos Marinheiros. As águas lagunares esgotam-se novamente pela margem Este, permitindo o desenvolvimento de um feixe importante (F4), no qual os cordões são praticamente retilíneos na parte Sul, enquanto que as areias transportadas do Nordeste são bloqueadas pela saída da água doce e formam uma série de cordões orientados em direção ao oceano (figura 10D). No interior do estuário os depósitos lagunares continuam a se desenvolver.

A formação de uma nova barra Nordeste-Sudoeste desvia as águas lagunares para o Sudoeste, provocando a erosão da série F4 e seu recobrimento por depósitos eólicos espessos, bem como a formação de um novo feixe (F5), cujos cordões, de novo sob a influência das águas que saem, orientam-se em direção ao oceano. O meandro a montante retoma sua progressão para o Sul, erodindo a barra criada de novo (figura 10E).

Em seguida, o meandro à juzante desloca-se para o Sudoeste, erodindo a série F5 e provocando a formação de um feixe F6 mais para o Sul. A barra Nordeste-Sudoeste, profundamente recortada pelo meandro a montante, continua sua progressão em direção ao Sudoeste (figura 10F).

A ruptura desse pontal provoca um deslocamento brusco da desembocadura em direção ao Nordeste. O assentamento do feixe F7 isola o Saco da Mangueira; a Ponta da Mangueira constitui-se de um remanescente da antiga barra.

O meandro a juzante desloca-se sempre para o Sudoeste, erodindo a Ponta da Mangueira, a qual é então recoberta por depósitos eólicos espessos; sobre a margem Nordeste desenvolve-se um novo feixe (figura 10G).

Chega-se, enfim, à situação atual, em que o feixe F7 continua a desenvolver-se com recobrimentos eólicos importantes, enquanto que a praia do oceano está em retração. Sobre a margem esquerda da desembocadura, os cordões são recobertos por um manto eólico de grande extensão, em seguida desorganizado por uma multitude de pequenos cursos d'água que redistribuem os sedimentos, tornando praticamente impossível o reconhecimento das faces morfológicas. Os meandros, no interior do estuário, continuam seu movimento respectivo (figura 10H).

A evolução da desembocadura da Lagoa dos Patos responde, pois, a um ciclo comandado pela migração dos meandros que constituem seu canal e pela orientação da costa. Como a costa encontra-se orientada na direção N39º, é sempre o meandro a montante que provoca a migração brusca da desembocadura em direção ao Norte, recortando a linha de costa na sua migração em direção ao Sul. Nessa seqüência, o deslocamento do meandro a juzante em direção Oeste faz deslocar a desembocadura para o Sudoeste até que haja uma ruptura ao Norte.

Nós podemos então supor as modificações do estuário nos séculos vindouros.

O meandro a juzante, estando fixado artificialmente pelas instalações de um novo terminal portuário de Rio Grande (super-porto), cessou sua progressão em direção ao Oeste. O canal, nessa porção do estuário, vai, pois, conservar sua configuração atual, desde que ele parece estar em equilíbrio com o fluxo fluvial. O meandro a juzante, ao

contrário, vai continuar sua migração para o Sul até romper a linha da costa, criando uma nova desembocadura a algumas dezenas de metros mais ao Norte do que a atual (figura 11).

Combinando-se a velocidade de deslocamento desse meandro (10m/ano) e a velocidade da erosão da praia oceânica (5m/ano) pode-se estimar que isso ocorrerá daqui a 400 ou 500 anos. É pouco provável que tais modificações tenham um impacto importante sobre o canal de navegação, uma vez que a desembocadura atual será mantida; ele vai mudar de geometria na parte Norte, mas não sendo preenchido antes de ser abandonado.

CONCLUSÃO

Neste estudo não se levou em consideração a presença de vários terraços lagunares nos quais um, bem desenvolvido, situa-se 1 metro acima do nível atual. A próxima etapa desse trabalho será pois o estudo preciso desses depósitos lagunares, a fim de saber em que momento atuou o abaixamento do nível das águas e quais foram suas consequências sobre a evolução do sistema. Proceder-se-á, igualmente, a testemunhagem e amostragem, de modo a buscar evidências materiais para o que é ainda uma hipótese.

ABSTRACT

A qualitative study of the holocene evolution of the Patos - Lagoon estuarine system, associated to a more detailed study of the historical evolution of the channel region, allowed a regional interpretation of the processes that formed the main geological features occurring in this estuary. Moreover, these studies have been useful for opening a theorectical support for coastal-use planning and management.

Reconstructions of the various historical evolutionary stages, based upon the analysis of ancient maps, allowed a quantitative characterization of the erosional and depositional processes, both marine and lagoonal, that affected the morphometry of the channel region.

The knowledge of the main geological and geomorphological configurations and of the processes that formed them, as interpreted from the historical evolution of the system, when applied to the analysis of aerial photographs, allowed the reconstruction of an evolutionary model for the Holocene, including several stages that were defined on the basis of beach ridges configuration and of the associated submerged channels.

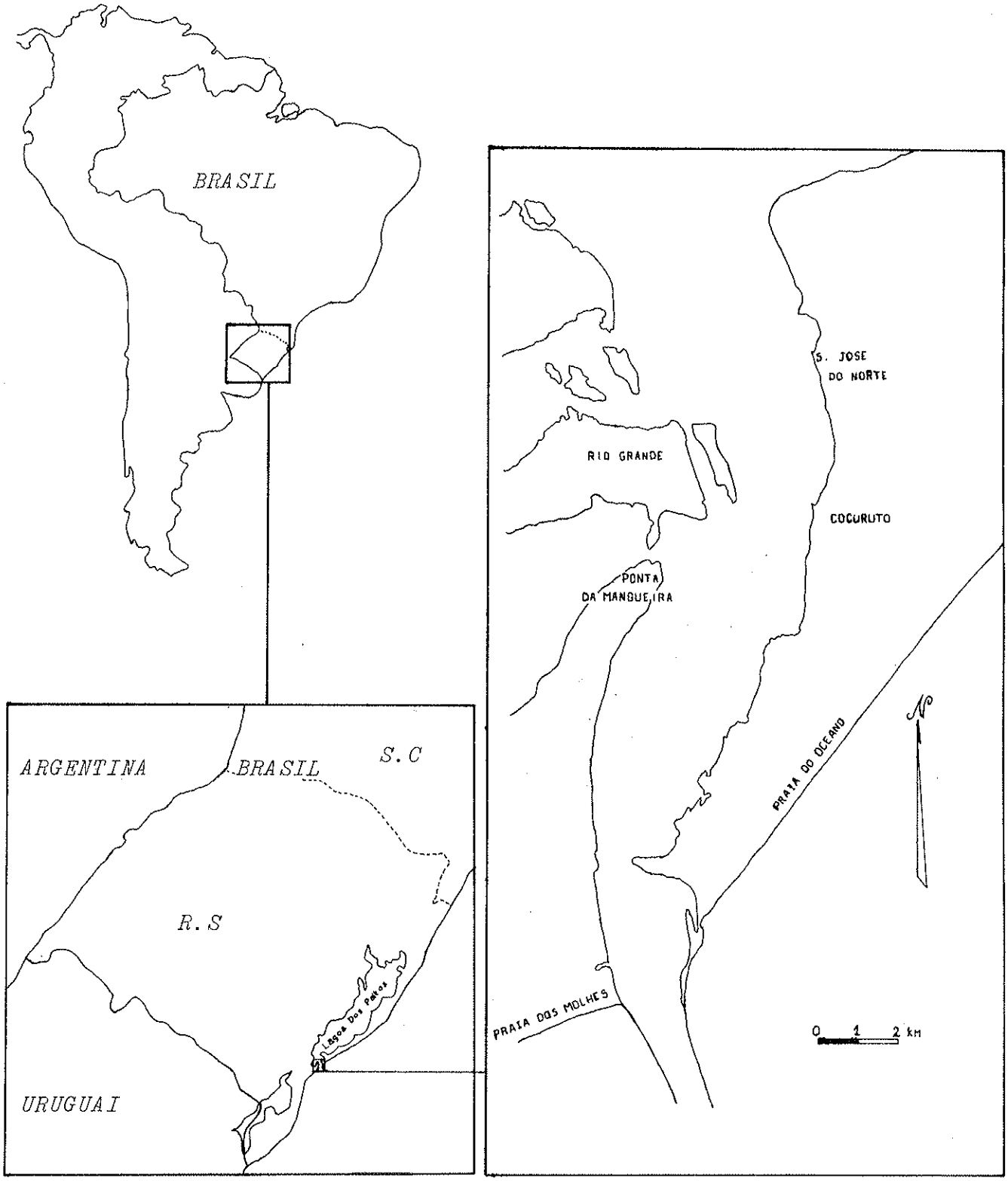


Figura 1: Localização da zona estudada .

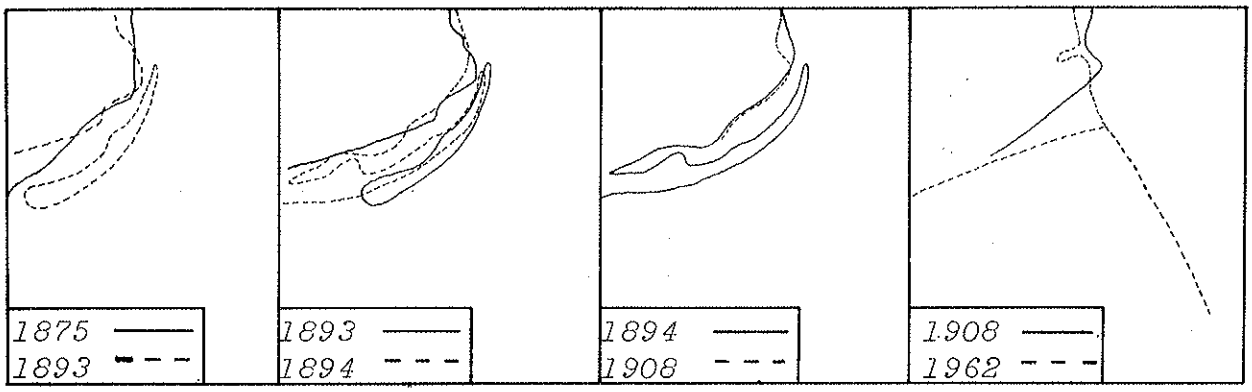


Figura 2: Praia dos Molhes

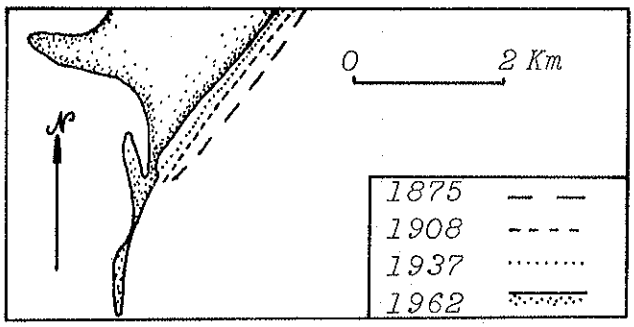


Figura 3: Praia do Oceano

Tabela 1

ANO	1875	1893	1894	1908	1937	1962
ESCALA	1:50.000	1:20.000	1:60.000	1:15.000	1:20.000	1:50.000
REDUÇÃO	50%	80%	40%	85%	80%	50%

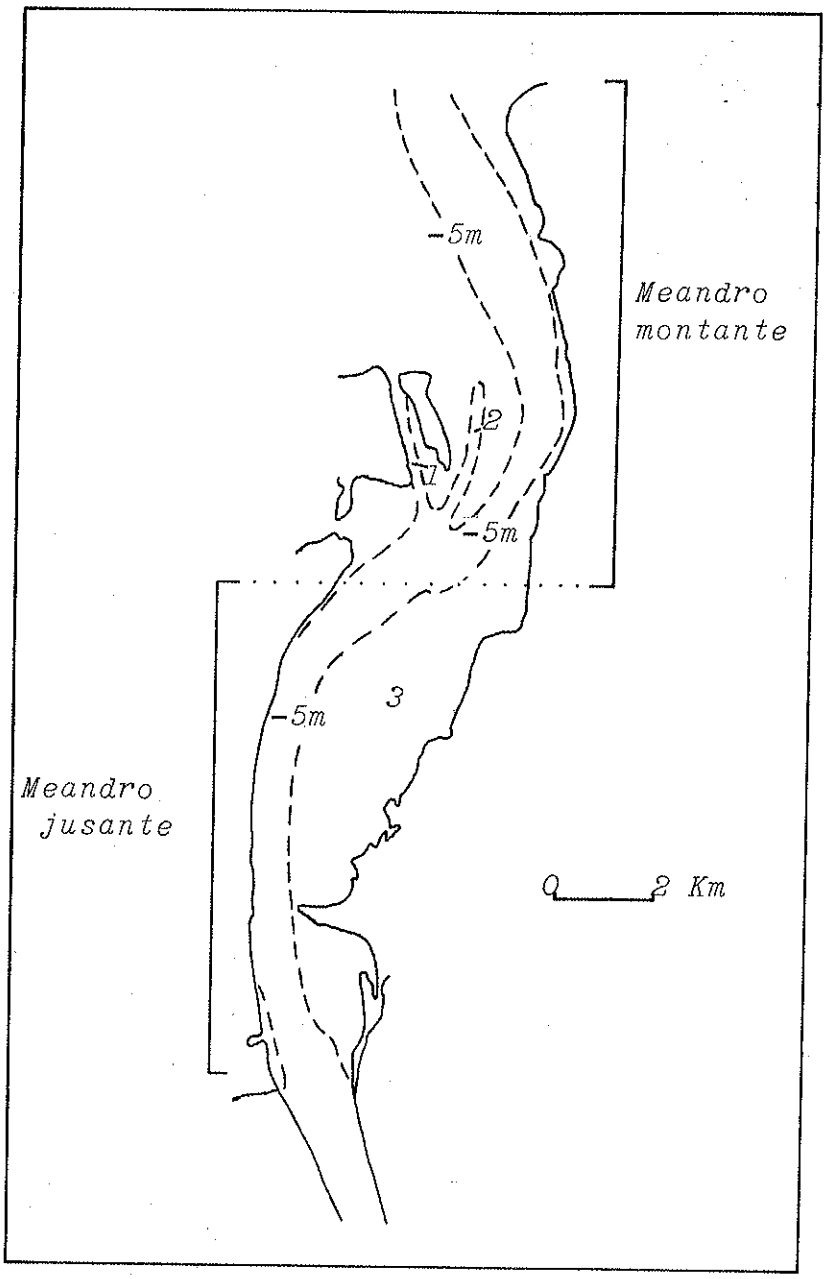


Figura 4: Localização dos meandros

1. Canal do "Porto Novo" (artificial)

2. Canal do "Porto Velho"

3. Banco da Mariana

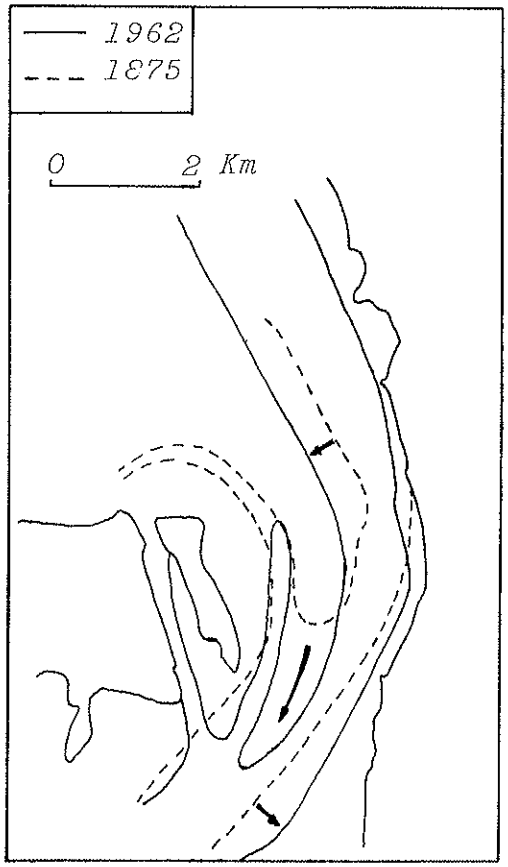


Figura 5:

Meandro montante

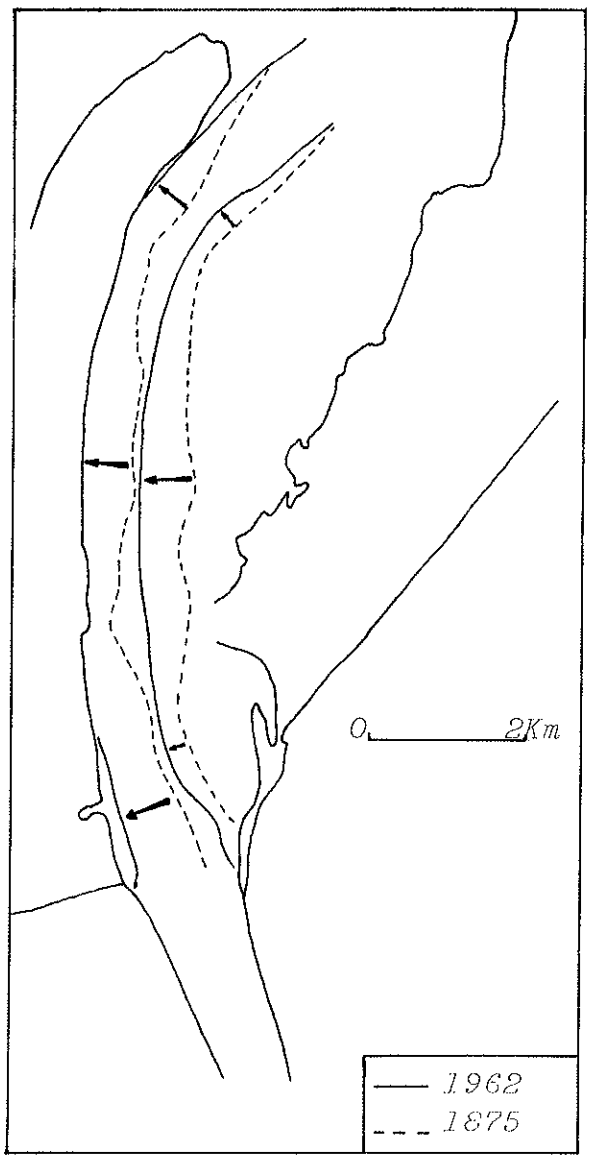


Figura 6:

Meandro jusante

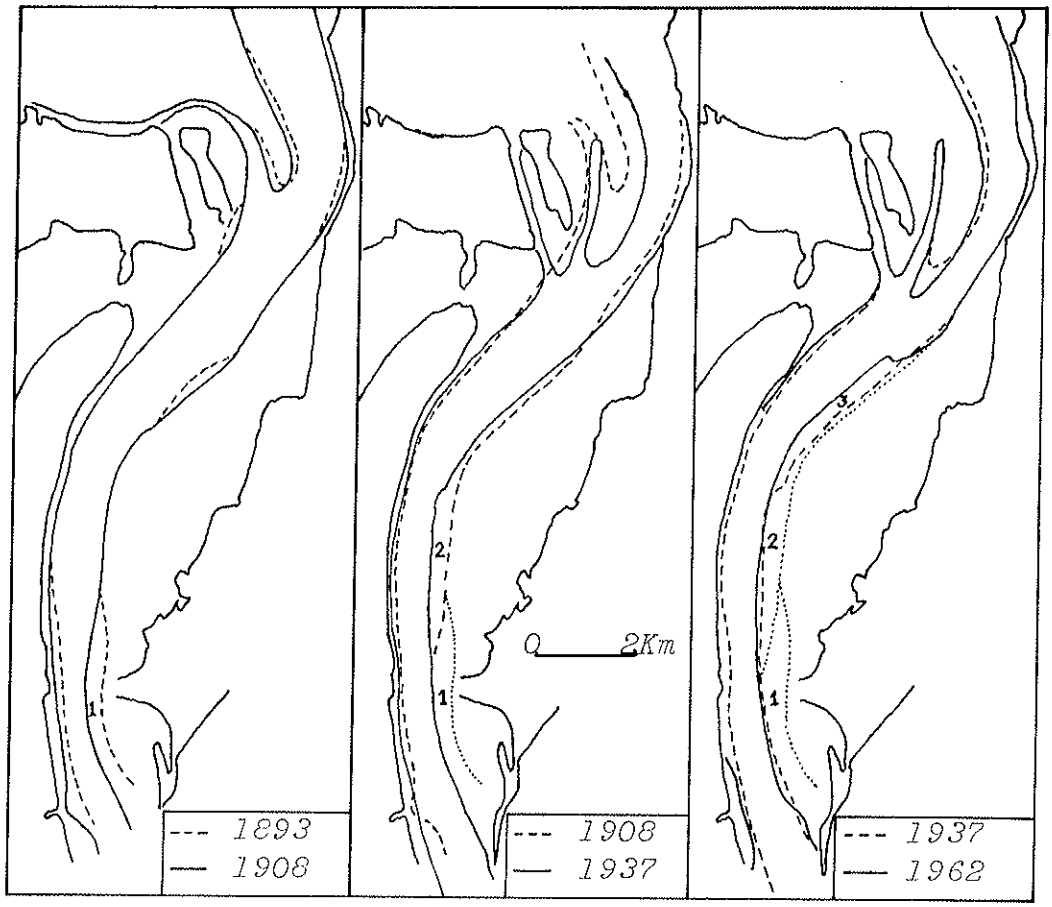


Figura 7: Evolução do Banco da Mariana

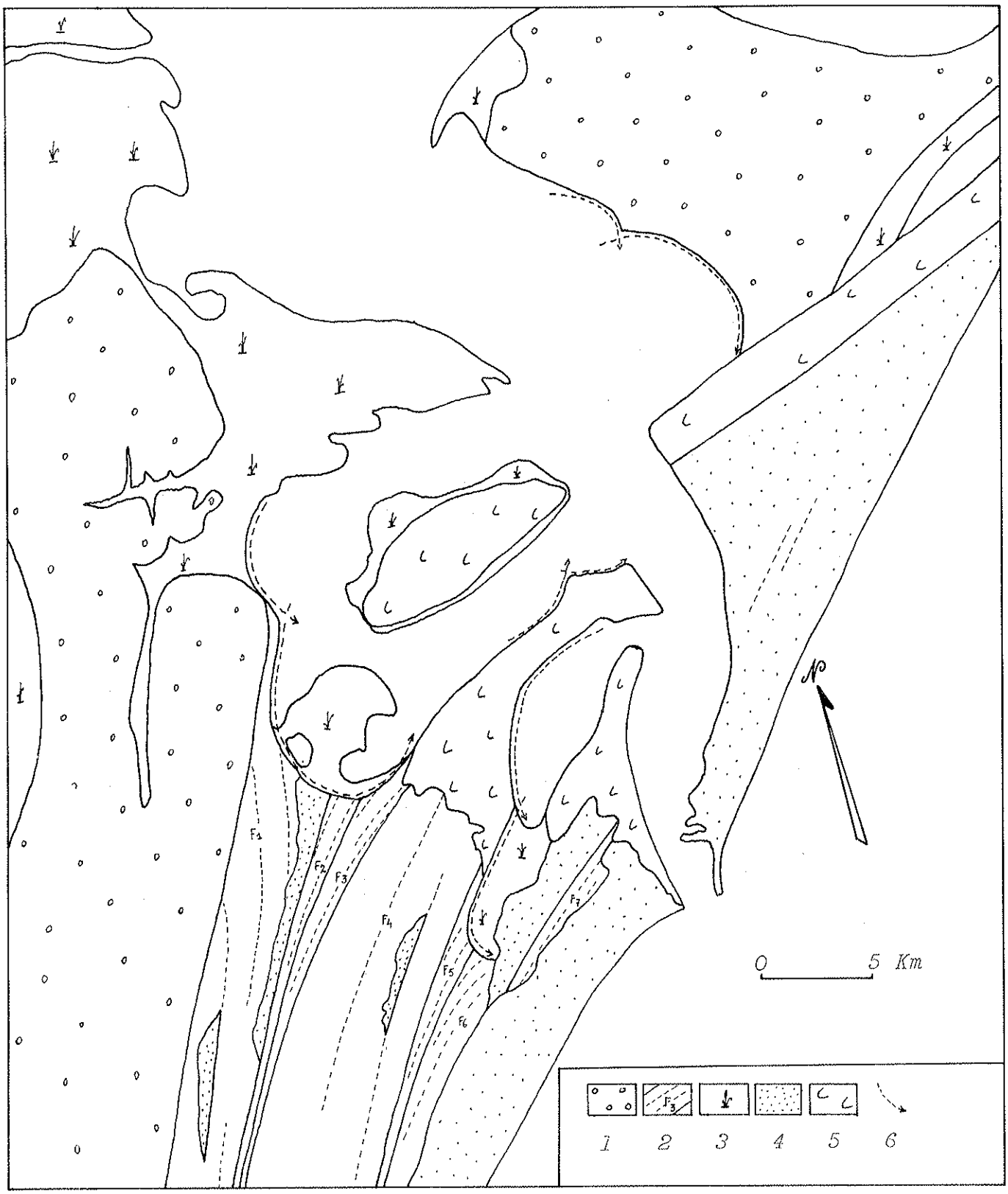


Figura 8: Carta geral das formações geológicas e geomorfológicas
1.Pleistocéno 2.Cordoes 3.Depósitos lagunares 4.Cobertura fina
5.Cobertura espessa 6.Formas de erosão antiga

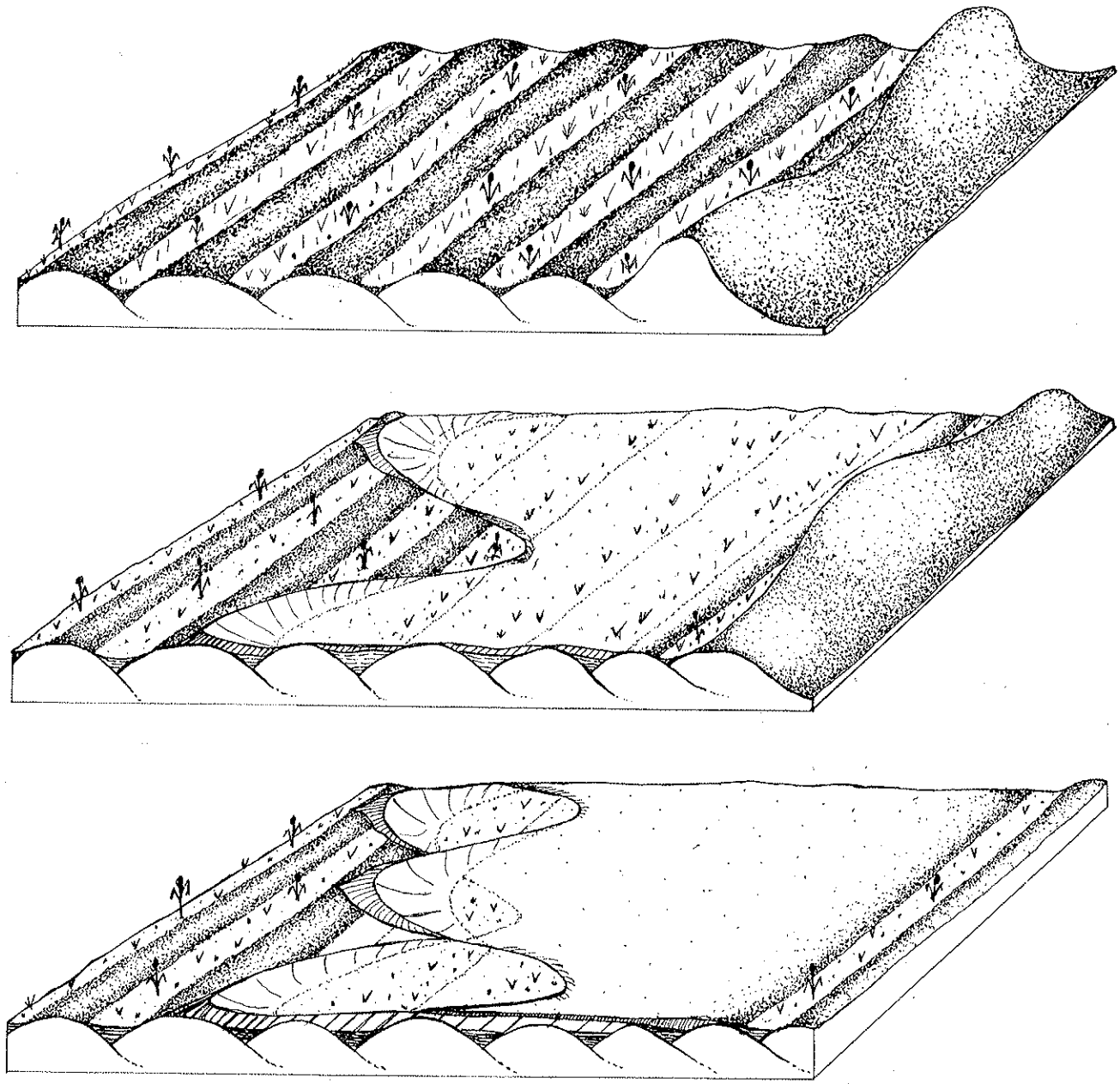


Figura 9: Aspersão a partir dos cordões

Figura 10: Evolução Holocenica

A.Assentamento do feixe F1

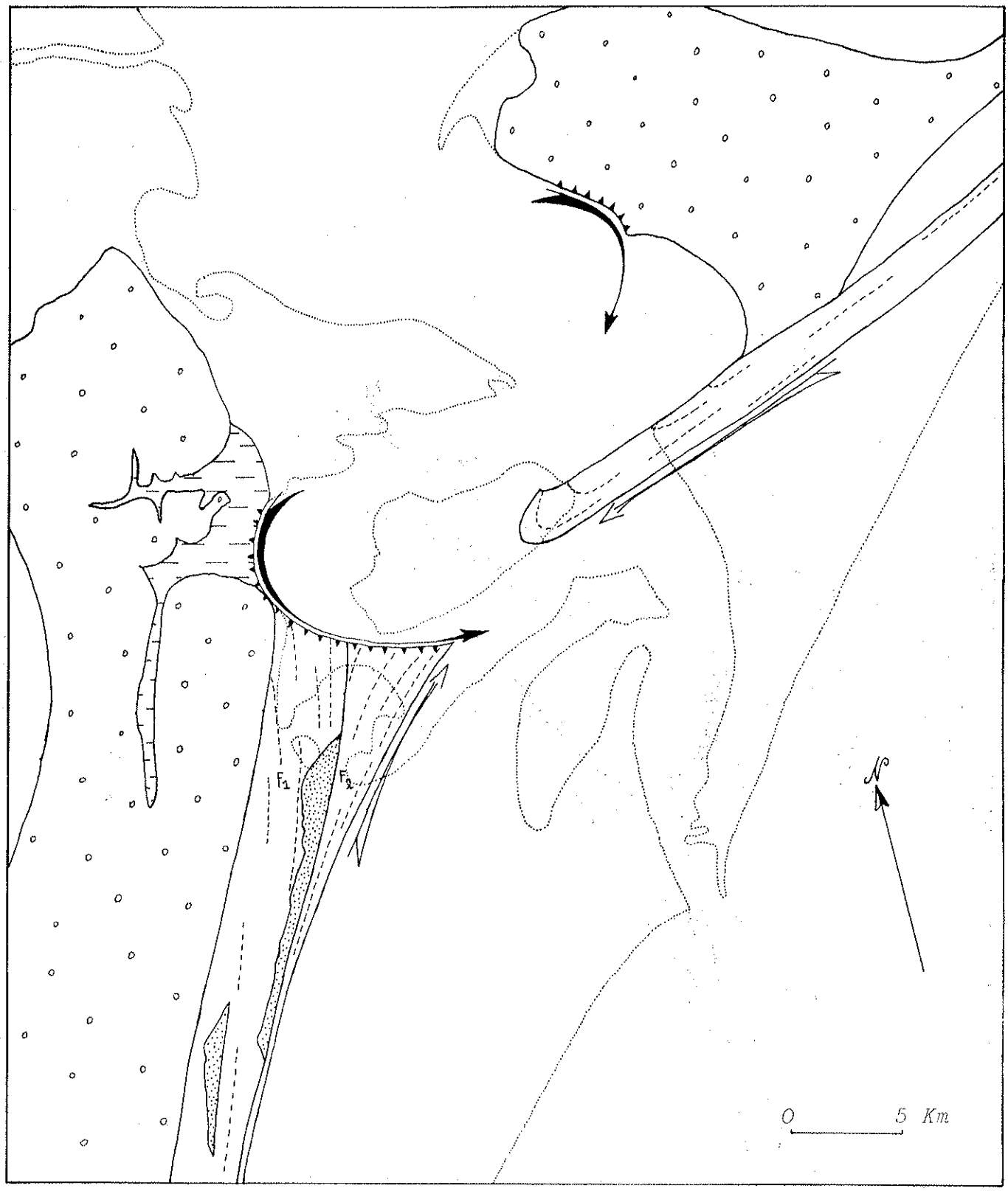


Figura 10 B: Assentamento do feixe F2.

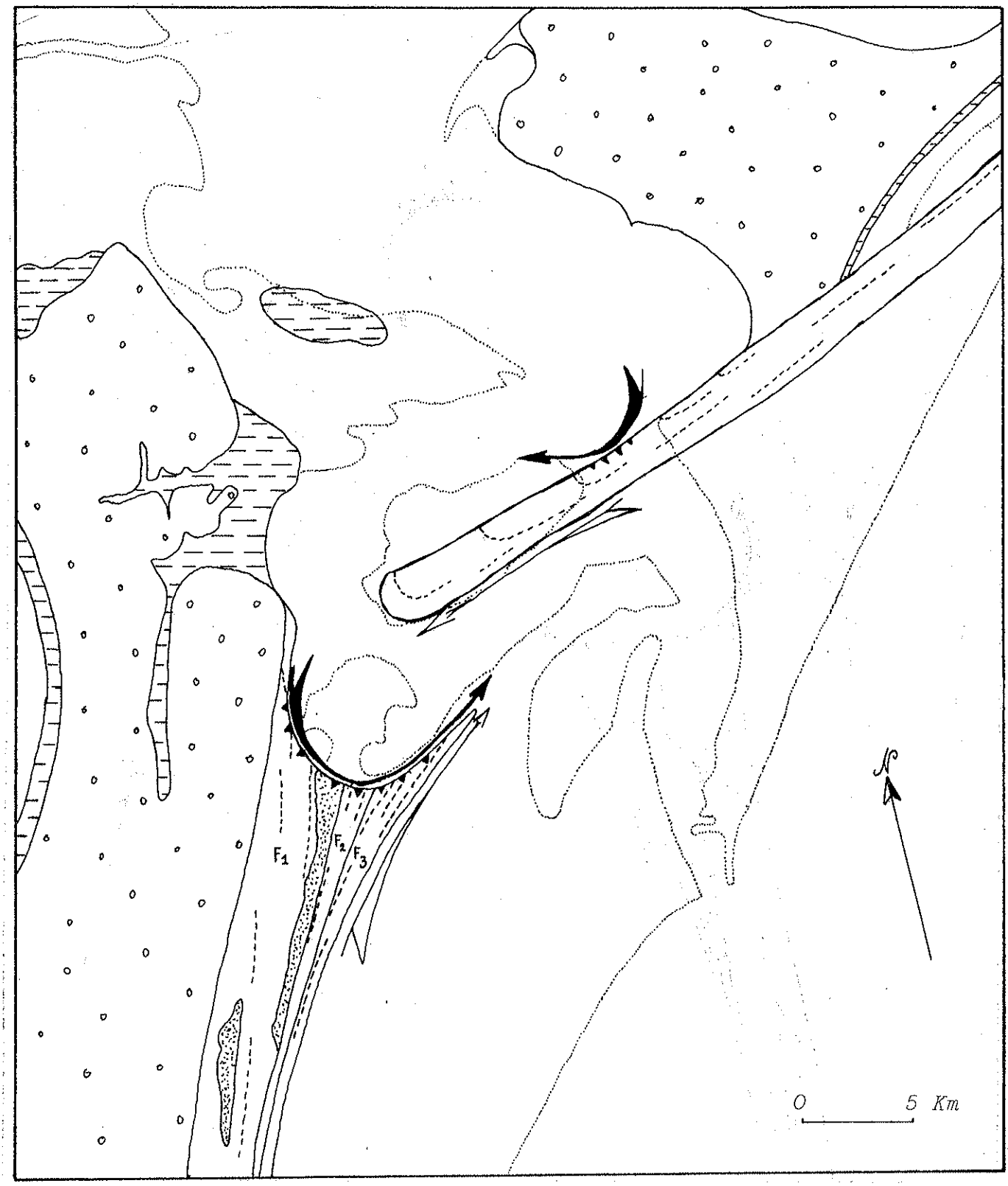


Figura 10 C: Assentamento do feixe F3.

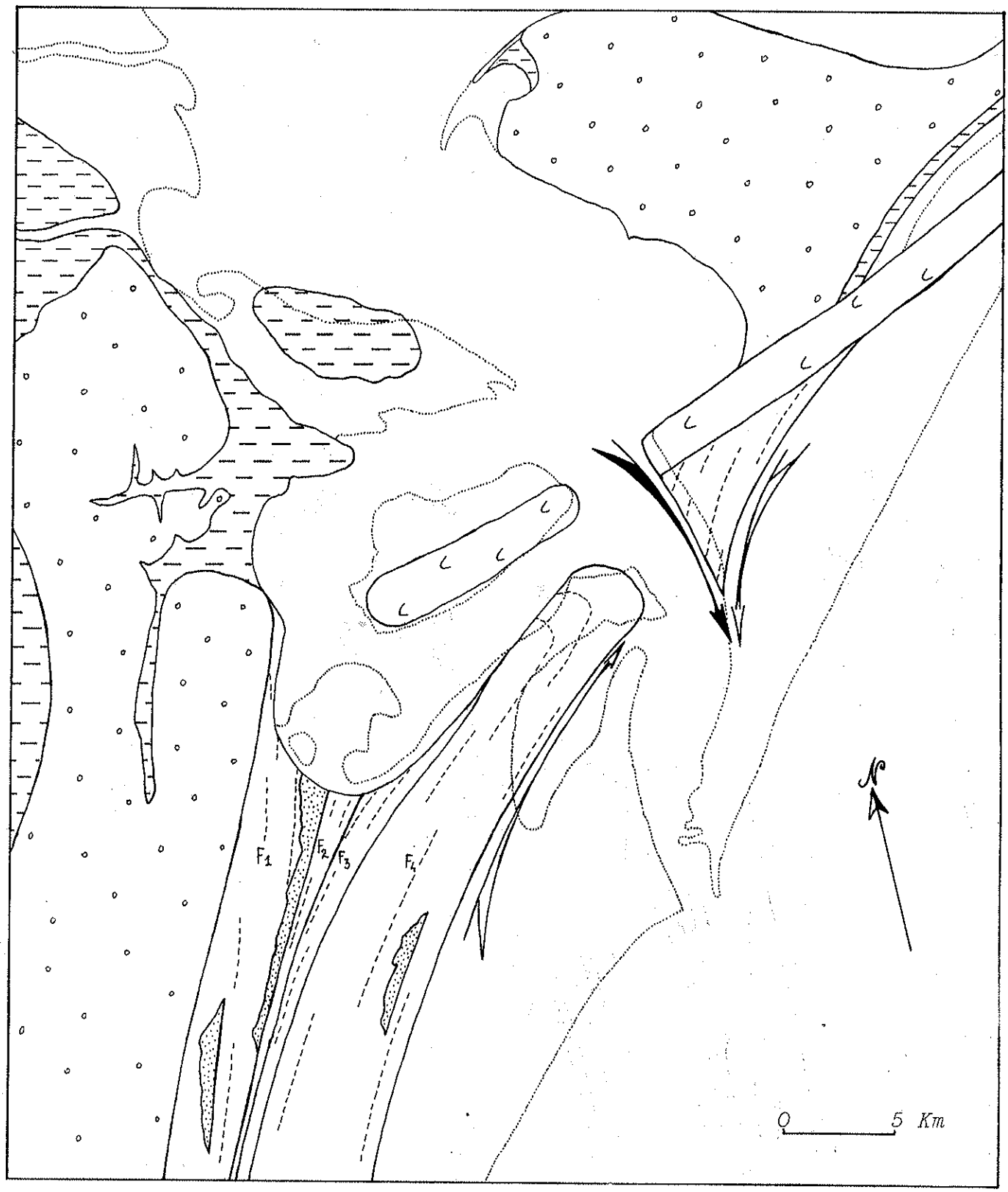


Figura 10 D: Assentamento do feixe F4.

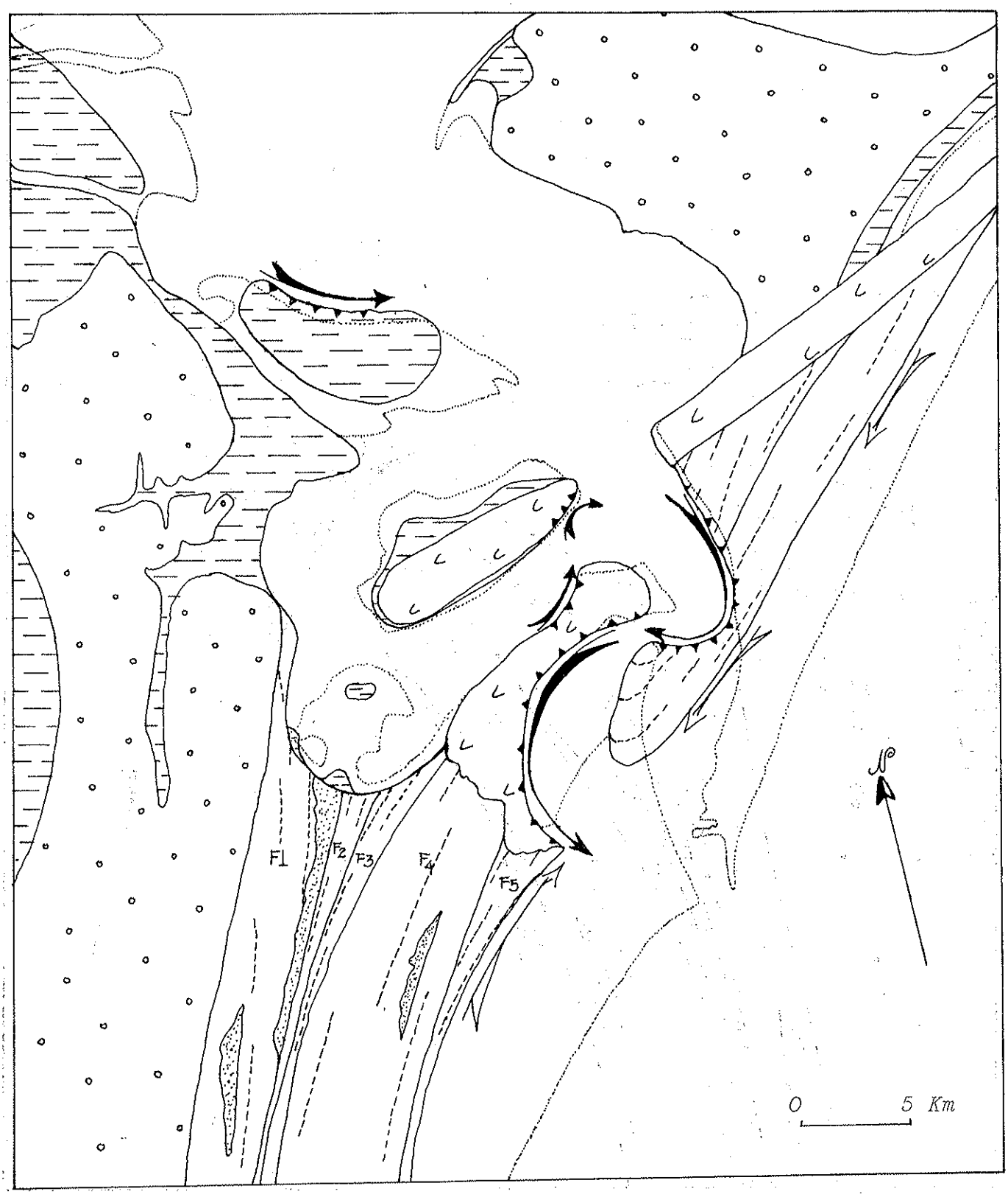


Figura 10 E: Assentamento do feixe F5.

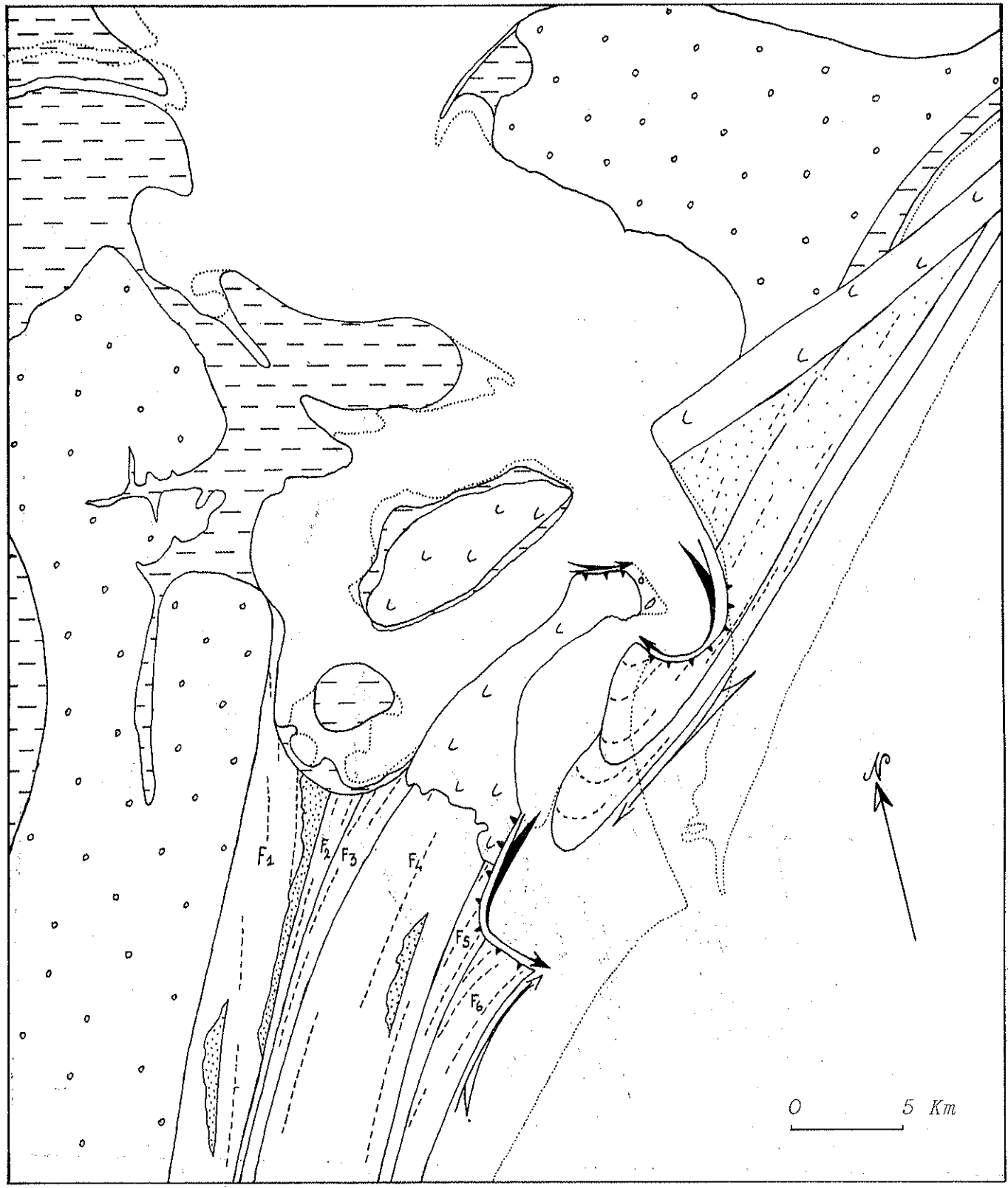


Figura 10 F: Assentamento do feixe F6.

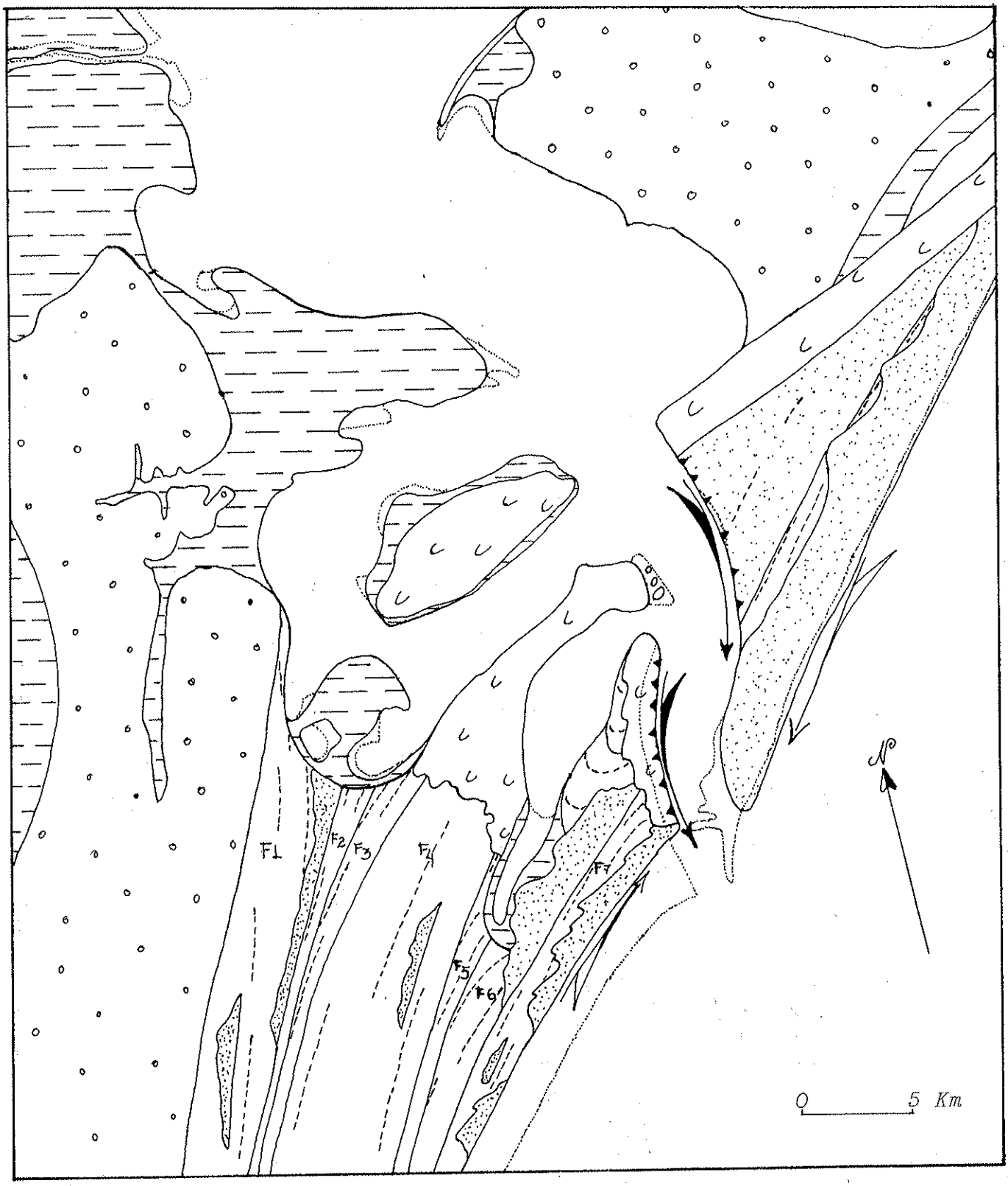


Figura 10 G: Assentamento do feixe F7.

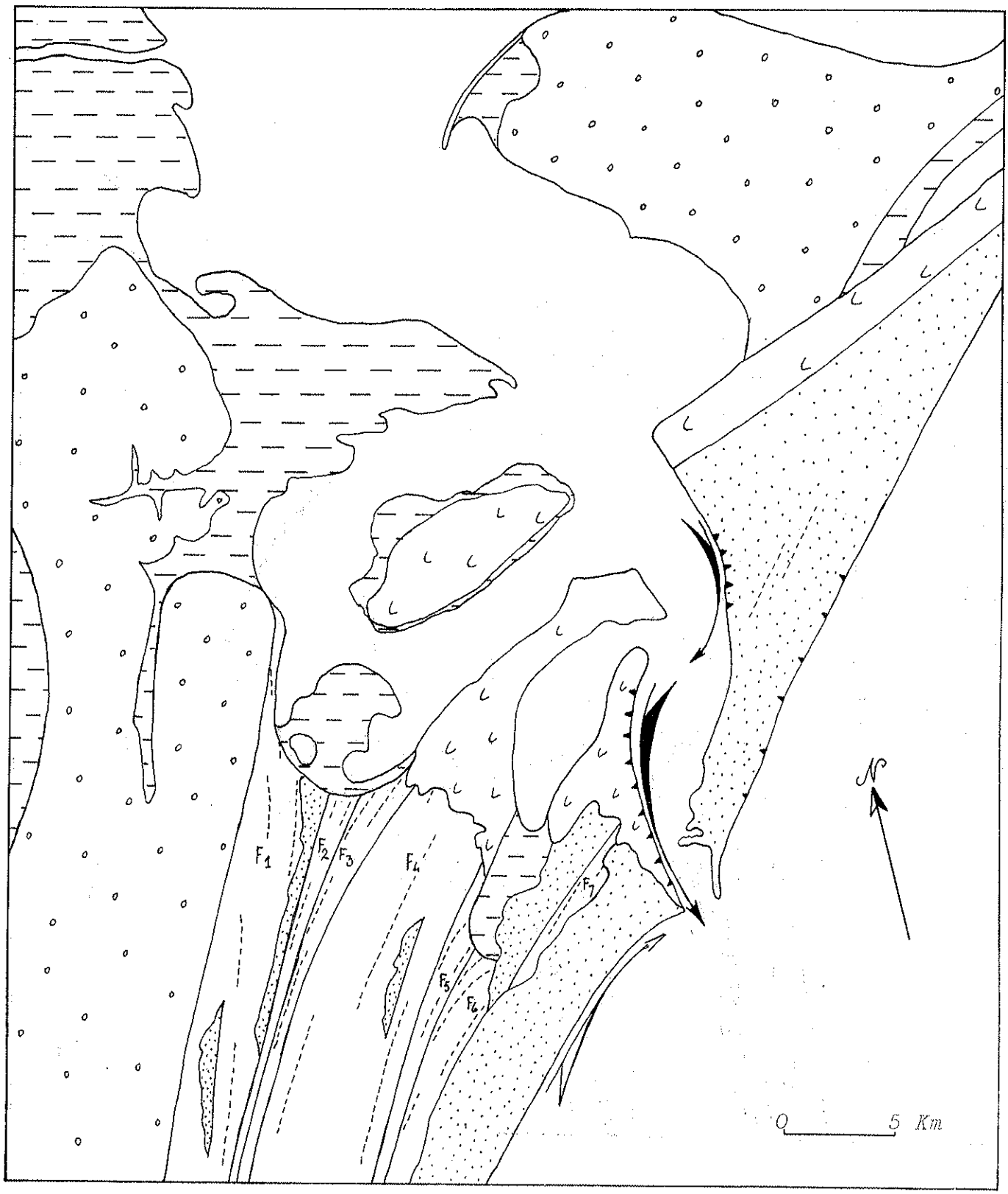


Figura 10 H: Situação atual

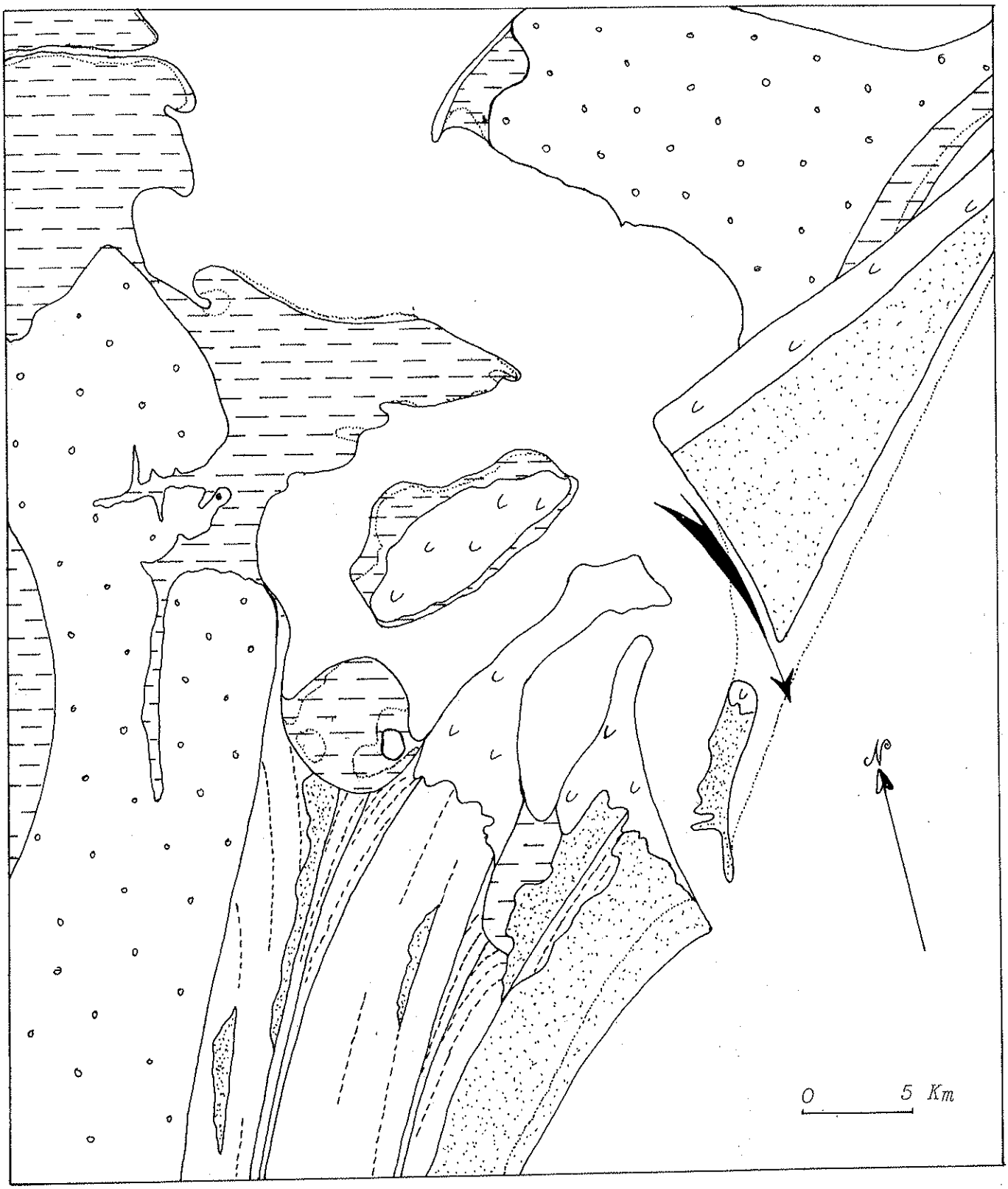


Figura 11: Esquema da situação inferida para daqui a 500 anos

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 249-261 (1987)

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO ESTUARINA DA LAGÔA DOS PATOS *

Paulo Sérgio G. PAIM - Fundação Universidade do Rio Grande **
Thierry LONG - Convênio FURG - Université de Bordeaux I (CAPES/COFFECUB)
Haroldo E. ASMUS - Fundação Universidade do Rio Grande

* Trabalho financiado pela Comissão Interministerial para os Recursos do mar.
** Atualmente no Departamento de Geologia da UNISINOS.

ABSTRACT

Geologic and geomorphologic charts of the estuarine area are part of a project aiming the thematic mapping of the Patos Lagoon and adjoining emerged areas.These two charts are important as support for the construction of the structural and functional organization of the lagoonal ecosystem.With this objective in mind,the charts intend to emphasize the geological and geomorphological features that are important when analyzed under an environmental point of view.As a consequence,the methodology used in this type of mapping is not always coincident with the methodology used in conventional geological type of mapping.

In geological terms,it is possible to identify and delimit large chrono-stratigraphic units wich in some places can be divided in sub-units on the basis of chronologic and genetic characteristics.The geomorphologic chart presents the main features identifyed on the basis of purely morphological criteria.

By comparing these charts with the other cahrts included in the project of thematic mapping,it is possible to infer a narrow and important relationship between the geological and geomorphological characteristics and the various biotic,abiotic and socio-economic aspects that represent this estuarine area.

INTRODUÇÃO

Como parte da programação de estudos do sistema ecológico da Lagôa dos Patos e com vistas a carcaterização ambiental de sua área estuarina,acha-se em desenvolvimento na Fundação Universidade do Rio Grande (FURG),com o suporte financeiro da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM),um projeto que objetiva o mapeamento temático dessa área.Dentro desse escopo principal,tal projeto propõe-se ainda, paralelamente e em decorrência da própria condução do trabalho,a testar e,caso necessário,a adaptar e aperfeiçoar a metodologia de cartografação temática concebida na Universidade Estadual do Rio de Janeiro que a aplicou no mapeamento da Baía de Sepetiba (RJ).

Tendo em mira tais objetivos,o trabalho,desenvolvido até o presente nesse projeto,comportou o levantamento,organização e cartografação das informações que já existiam previamente adicionado das que foram obtidas em trabalhos de campo e de laboratório conduzidos pela equipe envolvida no projeto.

A finalidade dessa pesquisa,nos seus termos mais gerais,é a de integrar todo o conhecimento do sistema,nos seus aspectos bióticos,abióticos e sócio-econômicos,de modo que se possa subsidiar ações de zoneamento e planejamento ambientais.Por outro lado,a pesquisa busca,também, revelar,de maneira condensada,clara e expedita,os níveis de conhecimento sôbre os diferentes temas abordados,nas várias áreas cartografadas. Tal prática permite,em consequência,realizar o planejamento das necessidades e prioridades de pesquisa,em termos de assunto e área geográfica, buscando um aprofundamento do conhecimento relativo aos estudos de caráter ambiental.

No que se refere mais especificamente a geologia e a geomorfologia da área,enfrentou-se,logo de início,problema relacionado com a não disponibilidade de cartas geológicas e geomorfológicas,na escala de trabalho (1:100000),para toda a área considerada.Em consequência dessa carência e da necessidade de manter-se tanto um mesmo nível de detalhamento para toda a área abrangida como um certa homogeneidade de critérios de cartografação,optou-se pelo mapeamento sistemático de toda a área.Para tanto,utilizaram-se imagens de satélite da série LANDSAT,para reconhecimento regional,fotografias aéreas,na escala 1:110000 para o mapeamento propriamente dito e na escala 1:20000 para a solução de problemas localizados,e,por último,reconhecimento e confirmação de campo das principais feições cartografadas.

Na medida em que se elaboraram as diversas cartas temáticas foi sendo percebido um íntimo e importante condicionamento das feições geo lógicsa e geomorfológicas na distribuição espacial de um grande número de variáveis abordadas nas demais cartas.Tais constatações serviram de critério fundamental para a seleção de feições geológicas e geomorfológicas que mereciam destaque nas cartas específicas.

A descrição da geologia e geomorfologia da área emersa abrangida nesta primeira fase de mapeamento temático,bem como a apresentação de

algumas vinculações existentes e constadas entre feições mapeadas e a distribuição espacial dos demais temas,são os objetivos centrais do presente artigo.

GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

A área estudada situa-se aproximadamnete na porção central da Planície Costeira Sul-Riograndense onde localizam-se ,como aglomerações urbanas e industriais mais importantes,as cidades de Pelotas e Rio Grande (Figura 1).

De modo geral,pode ser percebido que a maior parte das feições morfológicas de expressão regional correspondem a distintas unidades geológicas.Essa associação recomenda que se faça,por ser mais adequada, a descrição conjunta dos aspectos geológicos e geomorfológicos.

Numa primeira avaliação pode-se considerar a área como composta por quatro unidades maiores (Pré-Cambriano,Terciário,Pleistoceno e Holoceno)as quais associam-se feições morfológicas particulares.As sub-divisões dessas unidades são apresentadas nos mapas geológico e geomorfológico (Figuras 2 e 3) e nas seções geológicas (Figuras 4,5,6 e 7) e são, a seguir,sumariamente descritas.

a) Pré-Cambriano

Os terrenos cristalinos de idade Pré-Cambriano,os quais constituem o limite Oeste da planície costeira na área mapeada,podem ser relacionados a eventos magmáticos e metamórficos que afetaram a região no final do Proterozóico.Em termos mais específicos,tais terrenos podem ser vinculados ao Batólito de Pelotas,um grande corpo de composição granitóide e de origem polifásica gerado durante o evento orogênico brasiliano que condicionou a estruturação de grande parte do denominado Escudo Sul-Riograndense (CESAR et alii,1986).

Em termos geomorfológicos,corresponde aos contrafortes da Serra do Sudeste e caracteriza-se por uma tpografia soerguida e relativamente acidentada onde as condições litorâneas não mais se fazem sentir de modo expressivo.Uma rede de drenagem relativamente densa,formada por canais de pequeno porte,encaixados e com padrão dentrítico,controla a morfologia ondulada desses terrenos.

A passagem lateral desta unidade morfo-geológica para os terrenos mais baixos e suavizados da planície costeira propriamente dita se dá na forma de uma brusca e irregular mudança na declividade e padrão de relêvo.

b) Terciário

Sedimentos supostamente depositados durante o Terciário Superior (Plioceno) afloram em uma ampla área,limitada a oeste pelos contrafortes da Serra do Sudeste e a leste pelos bordos das Lagôas Mirim e dos Patos,nas áreas de erosão ativa,ou parcialmente recobertos por sedimentos lagunares e lacustres holocênicos,nas zonas favoráveis a deposição.

Nos afloramentos visitados essa unidade constitui-se de camadas lenticulares de cascalho,areia e lama,normalmente dispostos de forma organizada em ciclos granodecrescentes com base erosiva.Predominam os termos psamíticos,de caráter arcoseano,onde as estratificações cruzadas acanaladas de médio e grande porte são as estruturas mais comuns. Tais características levam a uma interpretação das condições deposicionais para esta unidade concordante com diversos trabalhos anteriores que lhe atribuem um gênese fluvial (DELANEY,1965;JOST,1971;AYALA,1980).

Apesar do pequeno número de informações de superfície e ausência de dados de sub-superfície,a indicação de um caráter meandriforme para este paleo-sistema fluvial é uma possibilidade plausível.

Esta unidade corresponde à Formação Graxaim (DELANEY;op.cit.) e pode ser correlacionada à unidade regressiva pliocênica de VILLWOCK (1984).Ademais,pode ser conjecturada uma possível correspondência temporal e genética dessa unidade com a Formação Barreiras, reconhecida desde o Rio de Janeiro até a foz do rio Amazonas (SUGUIO et alii,1985), a qual possui caráter aluvial e,supostamente,idade similar.

c) Pleistoceno

Os sedimentos de idade pleistocênica,aflorantes na região,correspondem a uma ampla área limitada a leste por sedimentos litorâneos holocênicos,nos sítios de deposição praial intensa,ou pela própria costa oceânica,nas áreas sujeitas à erosão atual.Um possível controle estrutural para esta distribuição espacial é discutido mais detalhadamente por ASMUS&PAIM (1986).A oeste, os sedimentos pleistocênicos são limitados por sedimentos holocênicos de origem limnica,nos pontos abrigados da ação das ondas,ou pelas próprias águas do sistema Patos-Mirim nas zonas sujeitas à erosão atual.

Esta unidade é predominantemente constituída por areias finas e médias com boa seleção granulométrica e elevada maturidade mineralógica (quartzo e níveis localizados ricos em minerais pesados). Próximo aos sedimentos de idade terciária ocorre um aumento na percentagem de grãos de feldspato associado a uma menor seleção granulométrica do material que compõe esta unidade. Secundariamente ocorrem níveis pelíticos aos quais associam-se camadas de turfas.

Os sedimentos arenosos, nos poucos locais em que as condições de afloramento eram favoráveis,apresentam uma predominância de laminações plano-paralelas e,secundariamente,estratificações cruzadas tabular planar de médio porte.Como feição peculiar e de importância paleo-climática,tem-se a ocorrência de um nível ferrificado capeando esta unidade em certos locais, conferindo a esta uma coloração avermelhada.

As características supra-citadas levam a supor uma vinculação genética destes sedimentos com condições deposicionais praiais,associada lateralmente a condições limnícas e paludais,o que concorda com as idéias anteriores de outros pesquisadores ao estudar esta unidade (DELANEY,1965;JOST,1971;SOLIANI,1973; JOST&SOLIANI,1976).

Tais sedimentos pleistocênicos podem ser vinculados a Forma-

ção Chuí (Membro Taim) de DELANEY (1965) e são tentativamente relacionados a terceira unidade transgressiva-regressiva de Villwock (1983)e a penúltima transgressão de SUGUIO et alii (1985).

Morfologicamente constituem terraços elevados em relação aos sedimentos holocênicos litorâneos e lagunares,com os quais se limitam normalmente através de uma falésia bastante expressiva.A supurfície desses terraços é normalmente plana,exceto nos locais onde encontram-se recobertos por sedimentos eólicos recentes ou recortada por paleocanais holocênicos totalmente colmatados.A drenagem atual é pouco expressiva.

d) Holoceno

Os sedimentos de idade holocênica correspondem a uma expressiva área da região estudada e formam,em grande parte,as zonas de transição entre as unidades sedimentares mais antigas e os ambientes subaquosos atuais.São exceção a este padrão apenas os sedimentos eólicos e fluviais que por vezes transgridem sôbre superfícies mais antigas de forma não conctada aos ambientes marinhos e limnícos atuais.Apesar da ausência quase absoluta de bons afloramentos,a preservação das feições morfológicas originais,bem como o fato de corresponderem a superfícies de dinâmica ativa,permitem uma clara vinculação de diferentes depósitos a distintas condições deposicionais.

d1) Feixes de Cordões Litorâneos

Possuem uma área de desenvolvimento coincidente com uma concavidade da costa oceânica sul-riograndense.São limitados a oeste pelos terraços pleistocênicos e a sul e norte recobertos por sedimentos eólicos recentes nas imediações de duas convexidades morfológicas do litoral.

Formam um terreno de mrofologia ondulada,marcada pela alternância de cristas e cavas de pequena amplitude (em torno de 1 metro), onde o desenvolvimento fluvial é pouco significativo.

GODOLPHIM (1985),estudando a evolução destes cordões litorâneos,relaciona-os a um evnte regressivo desenvolvido nos últimos 6500 anos.Essa autora distingue sete conjuntos de cordões,separados entre si por superfícies de erosão,e relaciona tais superfícies a sete pequenas oscilações positivas do nível do mar dentro de um quadro geral de rebaixamento deste nível.LONG&PAIM (neste congresso) identificaram um número idêntico de feixes de cordões,os quais,porém,não sao de todo coincidentes com os definidos por GODOLPHIM (op.cit.).Segundo LONG § PAIM (op.cit.) esses feixes acham-se bem definidos nas proximidades da desembocadura da Lagôa dos Patos,devido as diferentes orientações, mas são de difícil delimitação na medida que se afastam dessa zona de confluência.Os mesmos autores relacionam as diferentes orientações dos conjuntos de cordões litorâneos a uma evolução cíclica do canal de desembocadura da Lagôa dos Patos.

Os sedimentos que se incluem no grupo de cordões litorâneos são recobertos de modo intenso,nas proximidades das convexidades da costa oceânica,e de modo mais esparso,nas zonas de mais amplo desenvolvimento dos cordões,por sedimentos eólicos holocênicos.

d2) Terraços Lagunares

Constituem as regiões topograficamente mais rebaixadas da área estudada e,a nível da escala de trabalho,puderam ser identificados dois terraços separados entre si por uma falésia de pequena expressão topográfica.

Esses terraços relacionam-se a processos de colmatação,total ou parcial,de pequenos corpos lacustres ou segmentos de grandes corpos limnicos,e correspondem a superfícies progradacionais (pequenos deltas ontra-lagunares e feixes de cordões lagunares) e agradacionais (sedimentação por suspensão em ambientes protegidos).

d3) Terraços Fluviais

Os terraços onde acham-se instalados atualmente os vales fluviais apresentam uma nítida gradação longitudinal em termos morfológicos na medida em que se encontram localizados em regiões mais ou menos elevadas.Gradam desde vales encaixados (nas regiões mais elevadas da Serra do Sudeste) para vales com formas estuarinas (rias),nas porções mais elevadas dos terrenos de idade terciária e pleistocênica,e formas lagunares nas áreas mais deprimidas (Figura 8).

d4) Depósitos Eólicos

Dentre as áreas holocênicas constituem aquelas com uma morfologia mais diversificada onde uma variedade de formas de leito eólicas podem ser cartografadas e relacionadas a maior ou menor disponibilidade de areia para o retrabalhamento eólico.Uma ordenação sequencial de formas de leito relacionadas a ação do vento pode ser observada em função do aumento de areia disponível ao trabalho eólico : lençóis de areia,dunas parabólicas,dunas barcanas e cristas barcanóides (Figura 9).

Tais sedimentos ocorrem recobrindo tanto sedimentos holocênicos litorâneos e lagunares como parte da superfície dos terraços pleistocênicos.O volume de areia disponível para o trabalho eólico variou tanto espacialmente - pois as acumulações eólicas são mais expressivas nas proximidades das zonas convexas da costa oceânica - como temporalmente-como pode ser visualizado pelas diferentes taxas de recobrimento eólico sôbre os cordões litorâneos.

IMPLICAÇÕES AMBIENTAIS

Nesta seção não se pretende oferecer uma análise axaustiva de todas as interações existentes entre feições e processos geológicos

com as demais variáveis bióticas e abióticas que compõe esse complexo sistema litorâneo.Pretende-se,sim,salientar a influência dos fenômenos geológicos,antigos e atuais,no modelamento e estruturação dos compartimentos onde se desenvolvem os distintos ambientes bem como diversas formas de ocupação e utilização humana.Deste modo,procura-se salientar a necessidade de desenvolvimento de trabalhos integrados que atendam a multidisciplinariedade dos aspectos envolvidos e,em especial,a necessidade de reconhecer a influência da geologia nos fundamentos dos ambientes atuais (PAIM&ASMUS,1986).

Os terrenos sedimentares pré-holocênicos são sítios de intensa atividade agro-pastoril,principalmente através da cultura de arroz artificialmente irrigado e da cebola.Apresentam uma densidade de ocupação e uma atividade humana relativamente altas,quando comparados às regiões mais recentes.Tal padrão se modifica quando essas unidades acham-se recobertas por sedimentos eólicos holocênicos.

A região que inclui os feixes de cordões litorâneos apresenta uma densidade de ocupação humana relativamente baixa,restringindo-se às áreas recobertas por sededimentação eólica de pequena expressão.É utilizada basicamente para a pecuária extensiva e,apenas localmente,para a policultura.

As áreas recobertas por sedimentação eólica abundante correspondem as regiões de menor densidade humana,sendo utilizadas exclusivamente como áreas de reflorestamento.

Os terraços lagunares,principalmente o mais antigo,são utilizados para pecuária extensiva e,principalmente,para a produção de hortaliças que abastecem as aglomerações urbanas maiores.

A topografia e tipo de solo,variáveis estas vinculadas diretamente a origem e idade das distintas unidades geológicas,apresentam uma correspondência bastante clara com a flora e fauna nativas.Como exemplo peculiar,e bastante importante na manutenção do equilíbrio ecológico,preservação e proliferação de espécies (algumas dessas de interesse economico),pode-se citar os pântanos salgados os quais se desenvolvem nos terraços lagunares holocênicos sujeitos a influência de águas oceânicas.

O mesmo raciocínio pode ser feito para toda a região submersa onde a vinculação de feições e processos geológicos,antigos e atuais, com as demais variáveis do sistema é também bastante significativa.Tal correlação foge do escôpo deste artigo sendo apresentada de forma preliminar em PAIM&ASMUS (op.cit.).

Certamente,na medida em que sejam desenvolvidos projetos de pesquisa de caráter multidisciplinar e em escala de maior detalhe,um melhor entendimento e um amior número de interrelações poderão ser avaliadas de modo mais preciso.

BIBLIOGRAFIA

ASMUS,H.E.& PAIM,P.S.G.1986. Condicionamento Geológico na Evolução da Planície Costeira Sul-Riograndense.Congresso Brasileiro de Geologia,34,

Anais.V.1. : pp 461/71.Goiânia (GO).
AYALA,L.1977.Contribuição ao Estudo da Formação Graxaim do Cenozóico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.Curso de Pós-Graduação em Geo - ciências,UFRGS.88p.Dissertação de Mestrado.Pôrto Alegre (RS).
CESAR,A.R.F.;FIGUEIREDO,M.C.H.;SOLIANI Jr,E.;FACCINI,U.F.1986.O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul.Congresso Brasileiro de Geologia,Anais.V.3 : pp 1322/43.Goiânia (GO).
DELANEY,P.J.V.1965. Fisiografia e Geologia da Superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.Publicação Especial da Escola de Geologia UFRGS.Nº 6 : pp 1-195.Pôrto Alegre.
GODOLPHIM,M.F.1985.Paleogeografia da Região do Cassino no Municipio de Rio Grande,BR.Pesquisas,Nº 17 : p. 233-54.Pôrto Alegre.
JOST,H.1971.O Quaternária da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.I. A Região Norte. Congresso Brasileiro de Geologia,Anais.V.1 : pp 53-62. São Paulo.
JOST,H.&SOLIANI Jr,E.1976. Plano Integrado para o Desenvolvimento do Litoral Norte do Rio Grande do Sul : Mapeamento Geológico e Geomorfológico.Secretaria de Coordenação e Planejamento - Fundação de Economia e Estatística do Governo do Estado do Rio Grande do Sul.Relatório.121 p.
LONG,T.&PAIM,P.S.G.1987.Modêlo de Evolução Histórica e Holocênica do Estuário da Lagôa dos Patos,RS.Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.Iº.Pôrto Alegre.
PAIM,P.S.G.&ASMUS,H.E.1986.Fundamentos Geológicos dos Ambientes do Ecossistema Estuarino da Lagôa dos Patos,RS.Congresso Brasileiro de Geolo - gia,34.Anais.V.1 : pp 472/82.Goiânia (GO).
SOLIANI Jr,E.1973.Geologia da Região de Santa Vitória do Palmar,RS,e a Posição Estratigráfica dos Fósseis Mamíferos Pleistocênicos.Curso de Pós-Graduação em Geociências,UFRGS.88p.Dissertação de Mestrado.Pôrto Alegre.
SUGUIO,K.;MARTIN,L.;BITTENCOURT,A.C.S.P.;DOMINGUEZ,J.M.L.;FLEXOR,J.M.; AZEVEDO,A.E.G.1985.Flutuações do Nível Relativo do Mar durante o Quaternário Superior ao Longo do Litoral Brasileiro e Suas Implicações na Sedimentação Costeira.Revista Brasileira de Geociências,V.15,Nº4 : pp.273/286.
VILLWOCK,J.A.1984.Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil.A Synthesis.Pesquisas,Nº 16 : pp. 5-49.Pôrto Alegre.

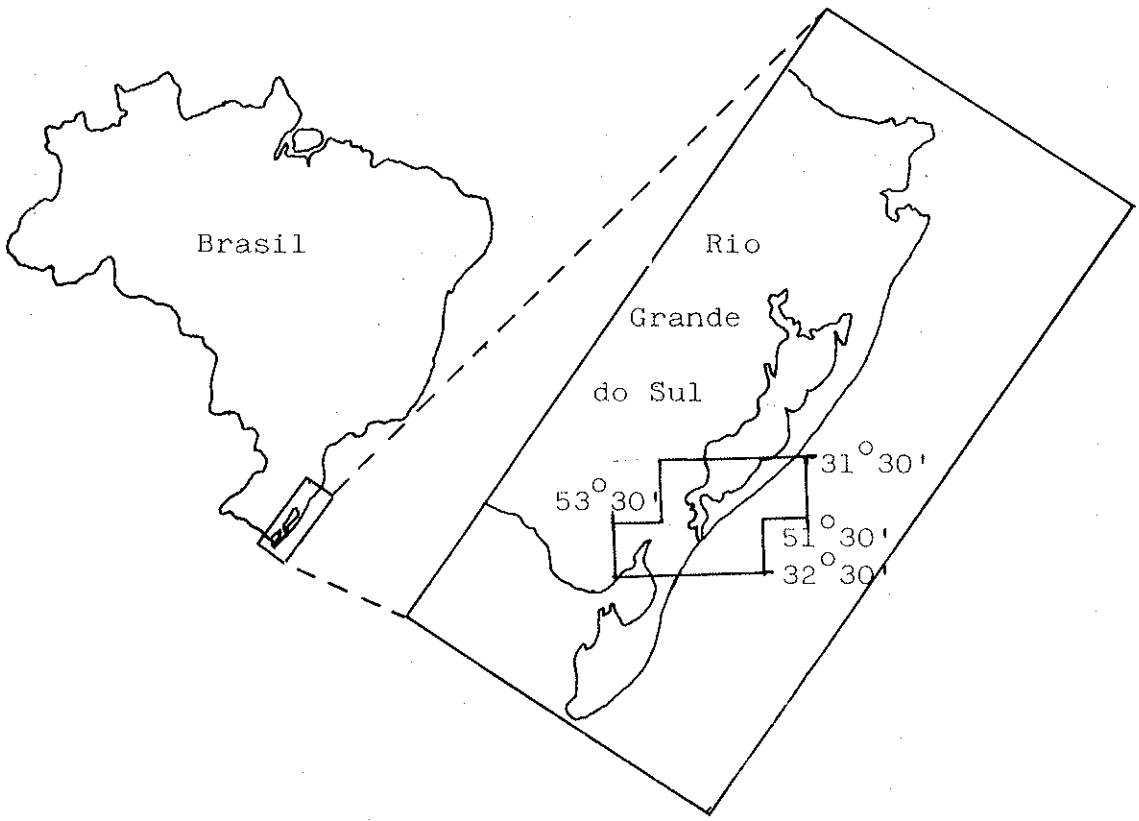


FIGURA 1 : Localização da Área

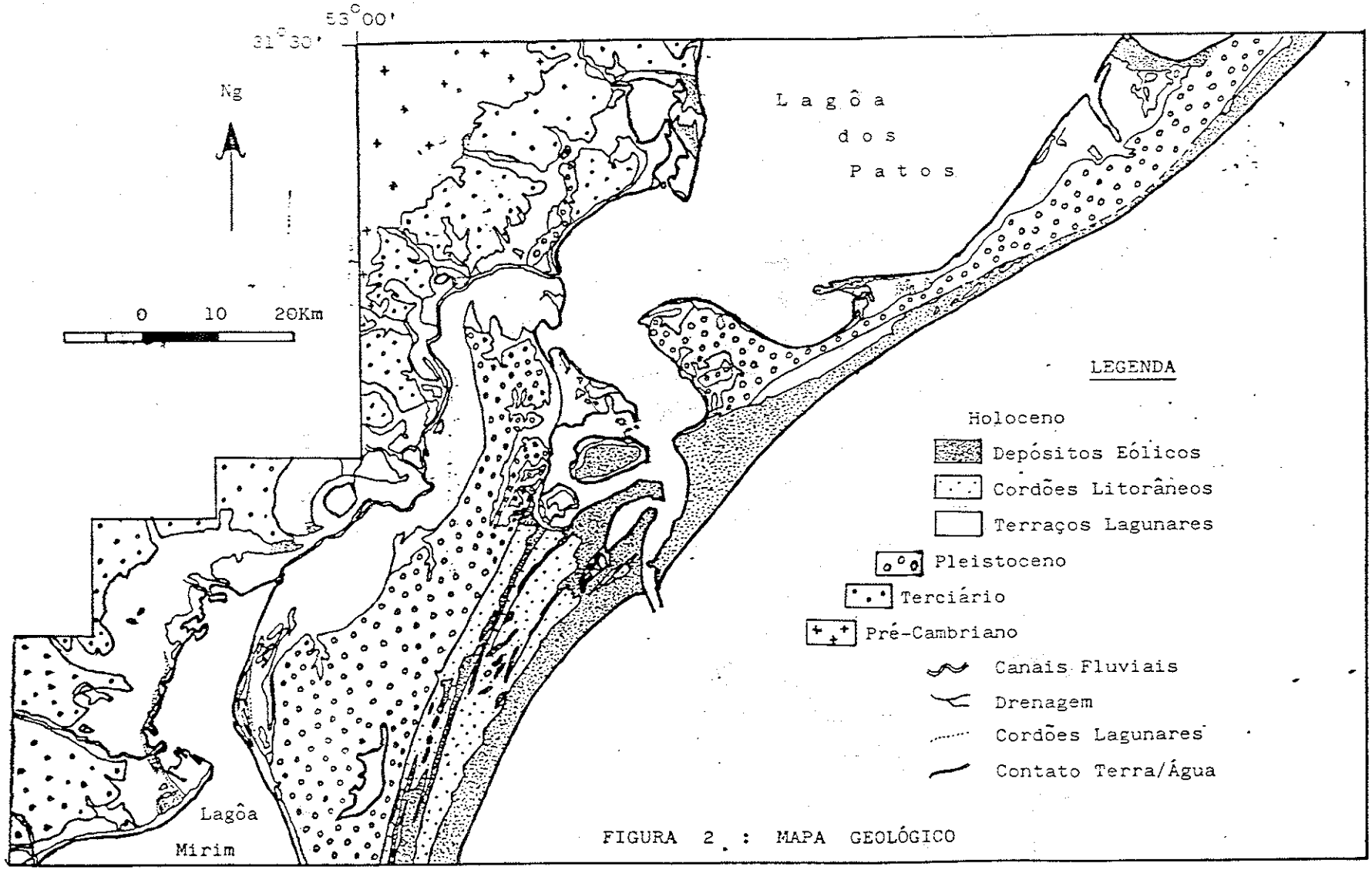


FIGURA 2 : MAPA GEOLÓGICO

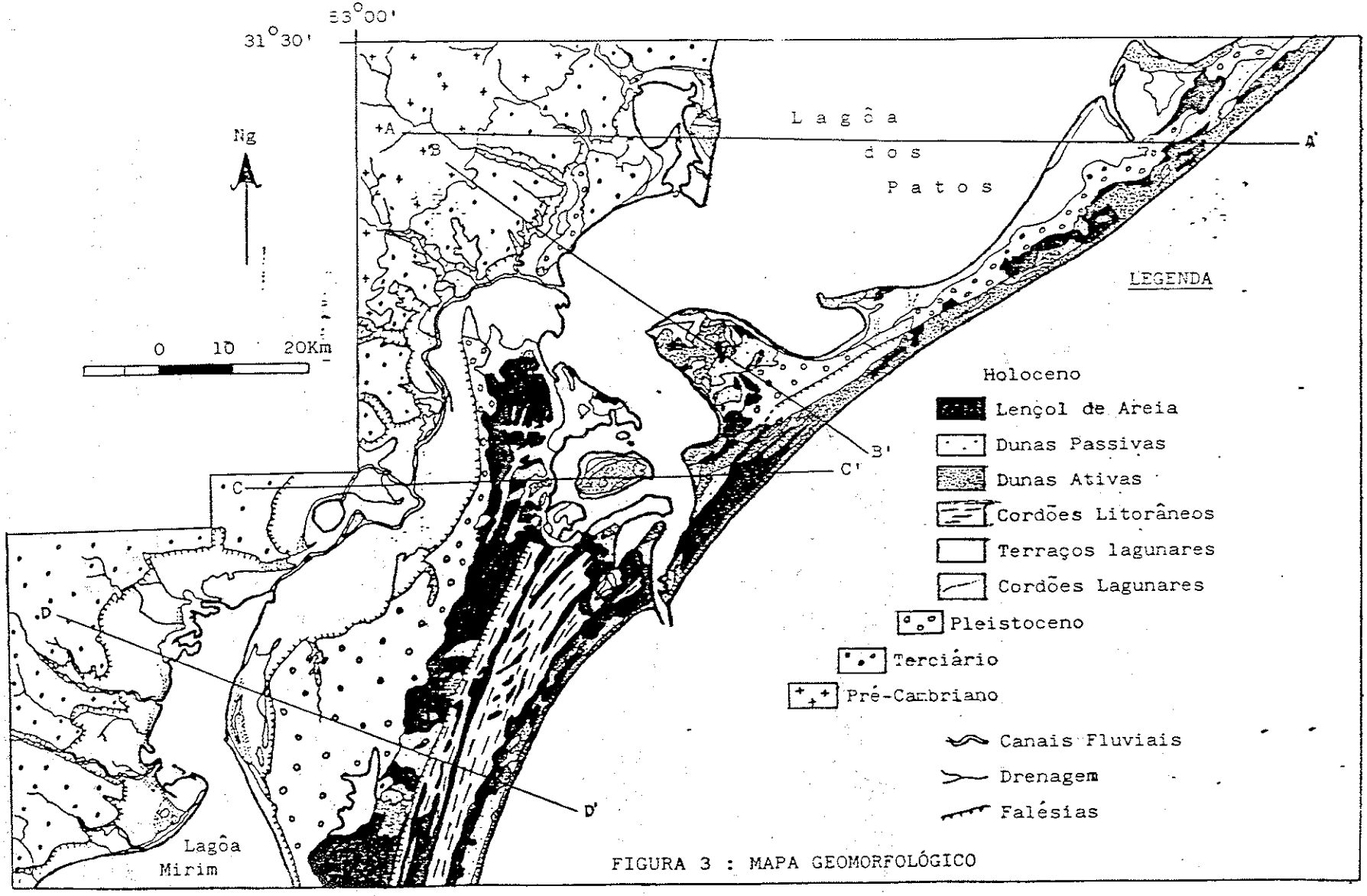


FIGURA 3 : MAPA GEOMORFOLÓGICO

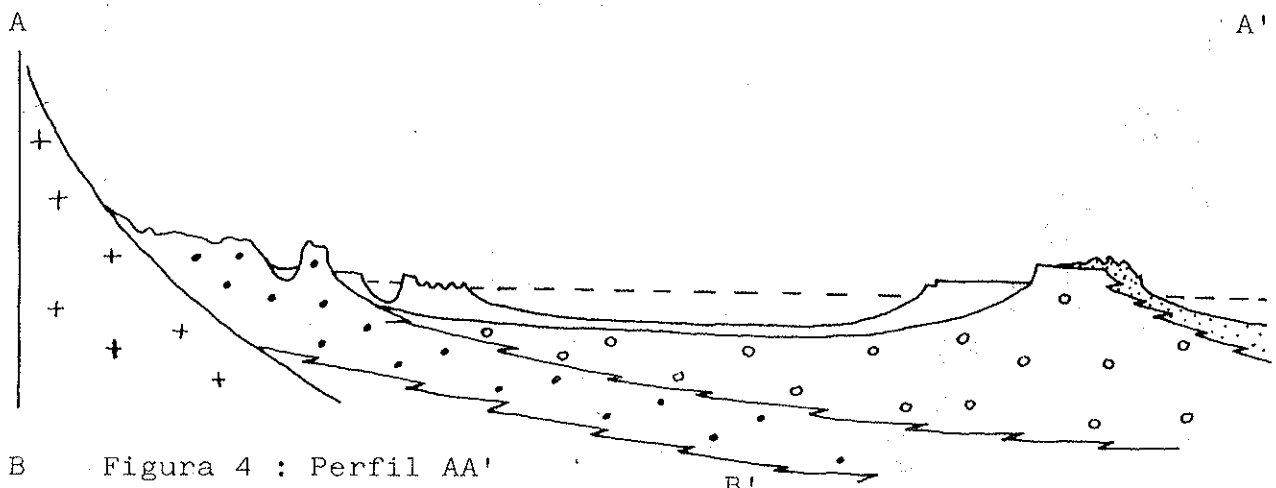


Figura 4 : Perfil AA'

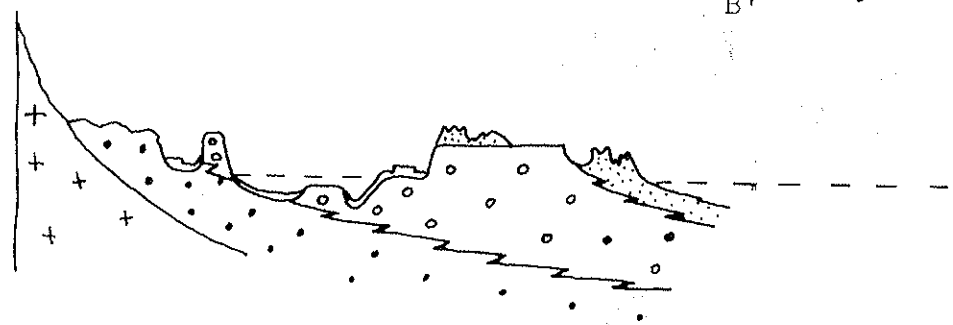


Figura 5 : Perfil BB'

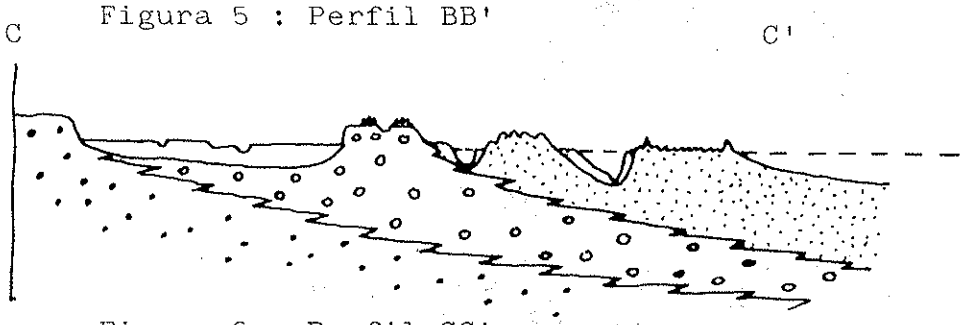


Figura 6 : Perfil CC'

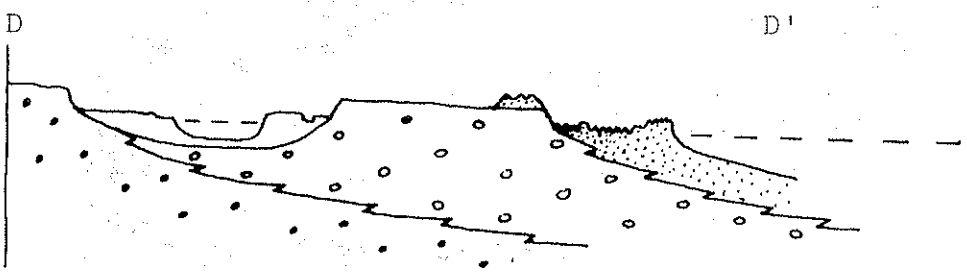


Figura 7 : Perfil DD'

LEGENDA :

Pré-Cambriano
Pleistoceno
Holoceno lagunar
Terciário
Holoceno eólico e litorâneo
--- Nível d'água

Obs.: Sem escala vertical. Localização dos perfis no mapa geomorfológico.

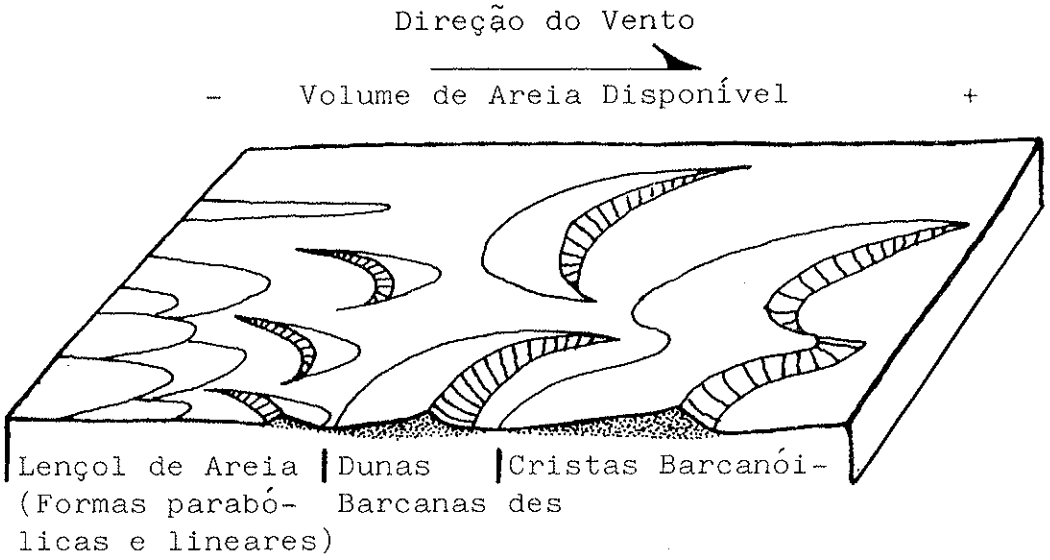


Figura 8 : Formas de Leito Eólicas em Função da Disponibilidade de Areia para Ventos Unidirecionais (Sem escala).

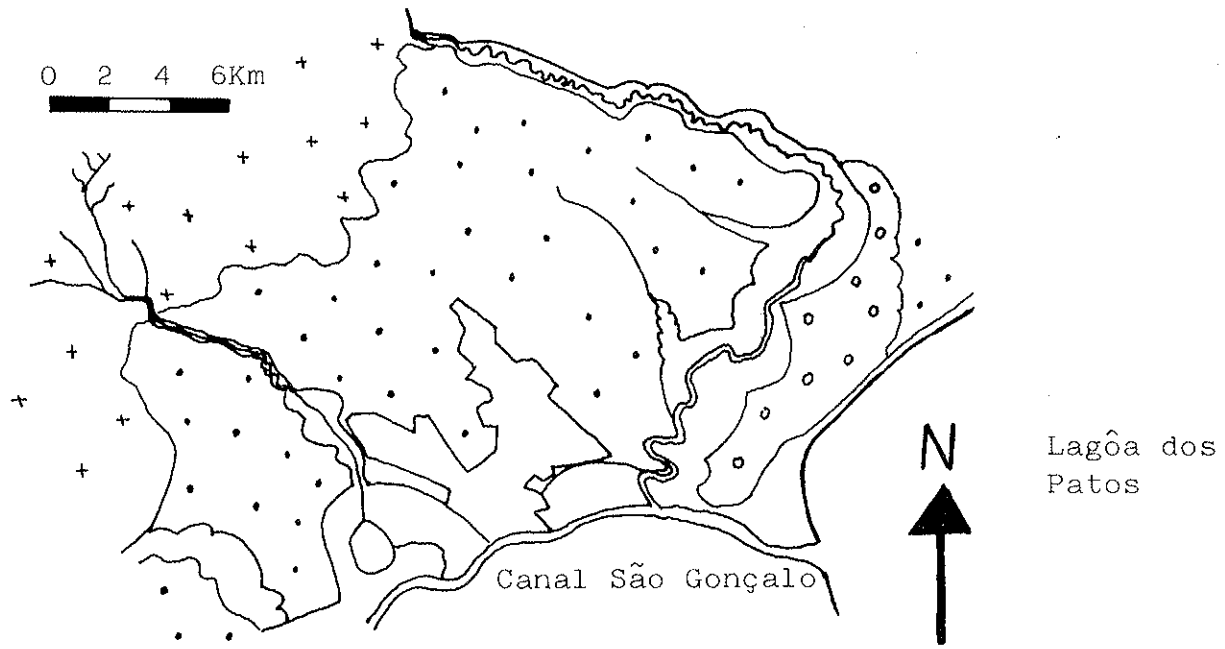
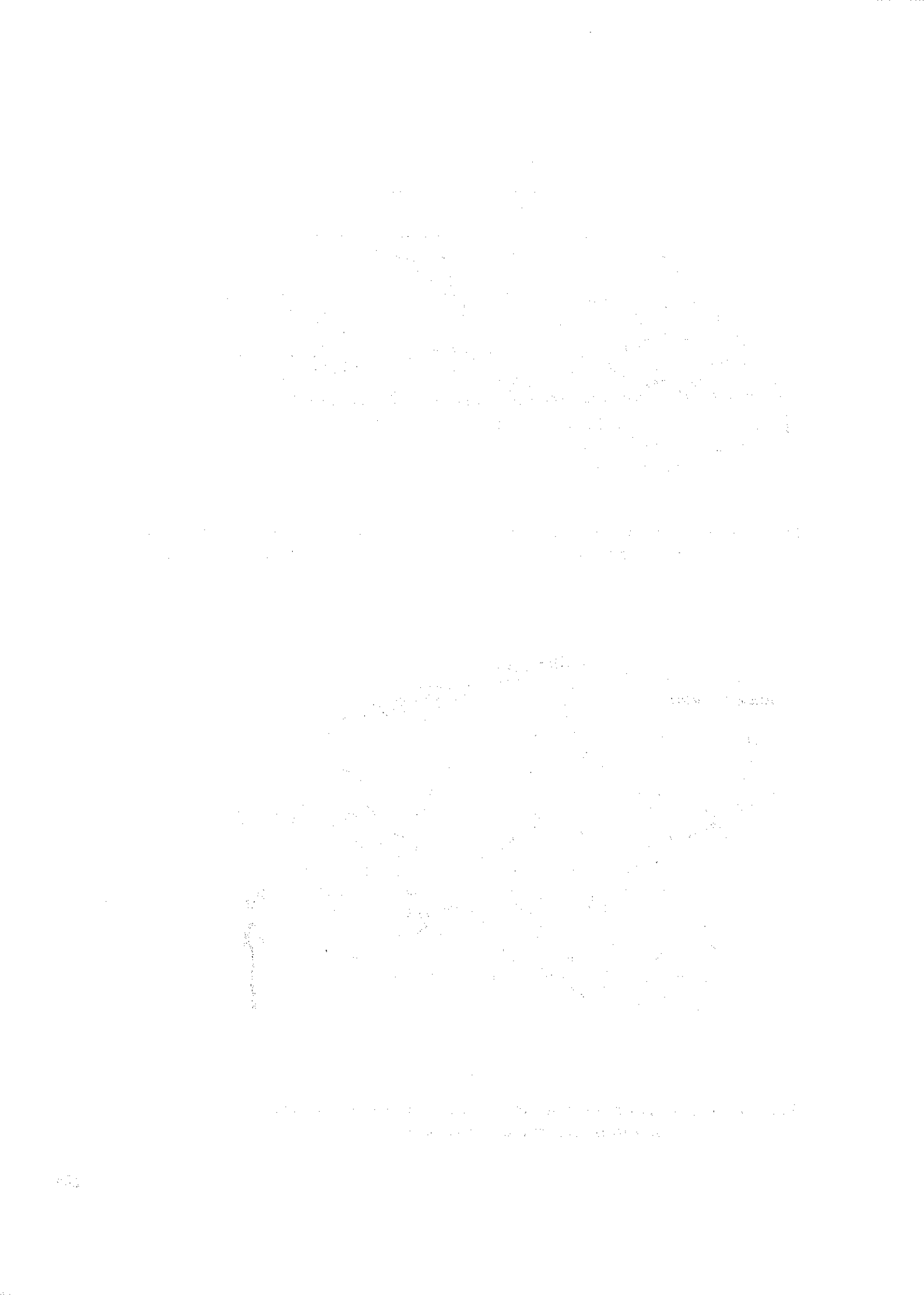


Figura 9 : Formas Herdadas de Planícies Aluviais (Legenda no Mapa Geológico)



1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 263-276 (1987)

RELAÇÕES SOLO-SUPERFÍCIE NA PROVÍNCIA COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL

P. Schneider
E. Klamt
N. Kämpf

ABSTRACT
SOIL - GEOMORPHIC SURFACES RELATIONSHIPS ON THE COASTAL PLAIN OF RIO GRANDE DO SUL - Brasil

On non controlled aerophotogrametric mosaics, scale of 1:45,000 and aerophotos, scale of 1:60,000, the reconnaissance soil survey with detailes, of the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, was performed. The map was published on cartographic basis of the Serviço Geográfico - Ministério da Guerra, scale 1:100,000. Modal profiles of the taxonomic units were studied in the field, physical and chemical analysis were performed on samples collected from the soil horizons and the soils were classified according to the Brazilian System of Soil Classification.

The distribution of the soils is related to the present material found on different geomorphic surfaces. Red Yellow Podzolic soild are found on Botucatu sandstone and Dark Red Podzolic, Reddish Brunizem and Eutrophic Lithosols on basalts of Serra Geral Formation. Red Yellow Podzolic and Quartzic Sands occur on the higher surfaces and Plinthic Planosols and Hydromorphic Quartzic Sands on lower surfaces of eolic and strand beach deposits. Hydromorphic Quartzic Sands also occur on crests of lagunar beaches.

On areas less poorly drained of lagunar deposits eutrophic and solodic Planosols and Solonchak occur, while on poorly drained areas Humic and Low Humic Gley soils occur. The Humic Gley soil, associated to Organic soils, occurs also on paludal deposits.

On fluvial channel and plain deposits, as well as colluvial deposits, Low Humic Gley, Humic Gley and eutrophic Cambisols occur.

INTRODUÇÃO

Diferentes autores, em diferentes países tem demonstrado que a compreensão da evolução dos diferentes tipos de superfícies geomórficas (HÜHE, 1961; DANIELS et alii, 1971; KLAMT & BEATHY, 1972; BEIROTH et alii, 1974; AZOLIN et alii, 1975; CURI et alii, 1975; LEPSCH et alii, 1977; RODRIGUES & KLAMT, 1978; BECKMANN, 1983; UBERTI & KLAMT, 1984, entre outros) e a variação das características do material de origem (GAMBLE & DANIELS, 1974) são importantes fatores a considerar no estudo dos tipos e distribuição de solos numa determinada região. Isto porque existe uma estreita relação entre solo, superfície geomórfica e material de origem, particularmente em superfícies e materiais Pleistocênicos e Holocênicos. Além disso, como a superfície da terra apresenta estabilidade limitada, poucas áreas nela contidas são mais velhas que o Pleistoceno (WALKER, 1962; DANIELS et alii, 1971 e KLAMT, 1973).

Com excessão de remanescentes de arenitos feldspáticos da Formação Botucatu do Jurássico; derrames, diques e sills vulcânicos da Formação Serra Geral do Cretáceo encontrados no município de Torres e raros depósitos continentais (eluviais, coluviais e leques aluviais de encosta) e marinhos (depósitos de plataforma) do Terciário,a planície costeira da região Litoral Norte do Rio Grande do Sul, é constituída de depósitos sedimentares do Quaternário - pleistocênicos e holocênicos (DELANEY, 1965; RS, 1976; VILLWOCK, 1972; UFRGS, 1984). É importante salientar que solos encontrados sobre materiais mais antigos que o Pleistoceno, podem ser desenvolvidos de produtos de retrabalhamento e são por conseguinte mais recentes que esses.

O esquema evolutivo da região norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, proposto por UFRGS (1984), mostra que a mesma foi moldada por processos de sedimentação e erosão em ambientes: marinho, lagunar, praial e eólico, condicionados por uma sucessão de transgressões e regressões marinhas que ocorreram ciclicamente no Pleistoceno e no Holoceno. Desta forma depositaram-se em diferentes épocas, sedimentos de diferentes composições e granulometrias, dando origem às diferentes superfícies geomórficas que compõem a região.

Sedimentos arenosos provenientes do retrabalhamento de depósitos transgressivos marinhos de plataforma, do Mioceno (Tm) e do Pleistoceno (Qm) deram origem à depósitos praiais inter-marés (Abc) e a depósitos eólicos de dunas (Abd). Em conjunto estes depósitos formaram uma seqüência de até 4 barreiras, sendo a mais antiga do Pleistoceno Inferior (Abc_1 e Abd_1) e a mais recente do Holoceno (Abc_4 e Abd_4).

Entre estas barreiras, sedimentos arenosos, argilosos e orgânicos lagunares, formaram planícies lagunares (Ap), praiais e cristas de praias lagunares (Ac) e turfeiras (At); em menor proporção sedimentos fluviais de granulometria variada formaram depósitos de planícies e de canal fluviais (Af) e de canal e planície deltáicos (Ad). No contato da planície costeira com as formações Serra Geral e Botucatú formaram-se depósitos gravitacionais sobrepostos (Te - mais antigo e Ae - mais recente). Depósitos gravitacionais também ocorrem nas encostas dos depósitos eólicos da 1ª barreira (Al). Sobre estes depósitos, a medida que os processos deposicionais e erosionais deixaram de atuar, resultaram superfícies estáveis com características e idades diferentes, nas quais pela ação de processos pedogenéticos se formaram solos com características e graus de desenvolvimento variados, o que está de acordo com BUTLER, 1959.

SCHNEIDER et alii, 1977 estudando uma seqüência de solos que se estende sobre diferentes superfícies (depósitos arenosos eólicos da barreira IV - Abd_4 e da barreira II - Abd_2, depósitos da barreira II - Abc_2 e depósitos da planície lagunar - Ap_3) constataram que além da composi-

ção e da idade das superfícies, também a variação da drenagem condicionada pela variação do relevo de uma mesma superfície tem influência na diferenciação de solos na região.

Este trabalho tem como objetivo estabelecer relações entre as superfícies e materiais anteriormente descritas e as características e distribuição dos solos nas mesmas, para fornecer subsídios à caracterizações, levantamentos e planejamento de uso dos solos.

MATERIAL E MÉTODOS

Numa primeira etapa foi feito o levantamento de solos da região. Para isto inicialmente foi feito um percorrimento geral da área para obter subsídios quanto à ocorrência de solos e quanto à relação dos mesmos com aspectos geomorfológicos, vegetação, drenagem, erosão e uso atual. Estes subsídios permitiriam estabelecer a concepção inicial da distribuição dos diferentes solos na paisagem e confeccionar a legenda preliminar a serem utilizadas no mapeamento dos solos.

Esta legenda foi modificada e aperfeiçoada à medida que os trabalhos de campo avançaram, com supressão de unidades pouco representativas e identificação e definição de novas unidades. O mapeamento a nível de reconhecimento com detalhes foi realizado por fotointerpretação e observações à campo, utilizando-se fotos aéreas com escala de 1:45.000 montadas em mosaicos não controlados e fotos aéreas com escala de 1:60.000. Áreas com o mesmo padrão de paisagem onde 70% ou mais da superfície é ocupada por uma mesma unidade taxonômica foram separadas como unidade de mapeamento simples; onde ocorrem duas ou mais classes taxonômicas, cada uma ocupando menos do que 70% da superfície, foram separadas como associações de solos; e onde ocorrem dois ou mais tipos de solos associados de forma a não serem mapeáveis separadamente mesmo em levantamentos detalhados foram separados como complexo de solos (USA, 1961).

O mapa de solos foi publicado na escala de 1:100.000, em base cartográfica obtida a partir das quadrículas do Serviço Geográfico do Ministério da Guerra.

Perfis modais de cada unidade taxonômica foram descritos de acordo com as normas do Manual de Métodos de Trabalho de Campo (LEMOS et alii, 1973). Amostras dos horizontes dos perfis modais foram coletadas e após secas, destorroadas e peneiradas. Na fração com diâmetro de partículas inferiores a 2 mm (TFSA) foram efetuadas as seguintes análises em laboratório: distribuição granulométrica, argila dispersa em água, relação silte/argila, pH em água e KCl 1,0 N, $Ca^{++} + Mg^{++} + K^{+} + Na^{+}$ trocáveis; H + Al trocável, segundo metodologia descrita por VETTORI (1969); e calculados os valores de capacidade de troca de cátions (T), saturação de bases (V), saturação com Al e com Na por fórmulas apresentadas pelo mesmo autor.

O fósforo e potássio disponível e a matéria orgânica foram determinados segundo metodologia de MIELNICZUK et alii (1969).

Baseado nas características morfológicas e nos dados analíticos, os solos foram classificados no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (CAMARGO et alii, 1987).

Os resultados do levantamento - identificação, caracterização e distribuição dos solos constam no "Plano Integrado de Desenvolvimento do Litoral Norte do Rio Grande do Sul - 4.2. Pedologia, Capacidade e uso Atual dos Solos" 2 volumes (Texto e Mapas) (RS, 1978).

Informações mais detalhadas, especificamente do município de Torres, constam em KLAMT et alii, 1980.

Numa segunda etapa, a partir da comparação entre os mapas geológico (UFRGS, 1984) e os mapas de solos (RS, 1978; KLAMT et alii, 1980)

estudou-se a relação entre os solos e as superfícies geomórficas da região com base nas relações existentes entre solos e superfícies geomórficas, foram idealizadas três seqüências (A, B, C) que caracterizam o Litoral Norte e que estão representadas nas Figuras 2, 3 e 4. A legenda explicativa destas figuras consta no Quadro 1. A localização das áreas representadas por estas seqüências está indicada na Figura 1.

Inserir a Figura 1

A seqüência A representa as relações existentes na parte intermediária da região estendendo-se entre Osório e a Lagoa da Porteira. A seqüência B representa a parte norte da região estendendo-se de Osório até o rio Mampituba e a C representa a parte que se estende ao sul da Lagoa da Porteira.

RESULTADOS

Examinando-se as Figuras 2, 3 e 4 verifica-se que somente a seqüência A (Fig. 2) apresenta a sucessão completa das quatro barreiras caracterizadas por UFRGS, 1984. Tanto a seqüência B como a C apresentam somente as barreiras III e IV. Na seqüência C (Fig. 4), a oeste da barreira III, a planície costeira margeia a Lagoa dos Patos. Na seqüência B (Fig. 3), a oeste da barreira III, a planície costeira contacta com arenitos da formação Botucatu (Jb) e com basaltos da formação Serra Geral (B). Remanescente (morros residuais) destas formações também ocorrem isolados ao longo desta seqüência.

Sobre estes remanescentes foram mapeados solos com horizonte A espesso, coloração bruno escura, textura areia, seguido de horizonte E mais claro, de textura areia que transiciona abruptamente para um horizonte Bt vermelho a vermelho escuro e argiloso. Estes solos são classificados como Podzólico Vermelho Amarelo abrúptico (PVA - unidade Bom Retiro). Freqüentemente o Arenito Botucatú encontra-se obliterado por depósitos gravitacionais de textura mais argilosa, proveniente do basalto da Formação Serra Geral situado acima.

Inserir Figuras 2, 3 e 4

Sobre o material basáltico, tanto nos morros residuais como na encosta da serra que contacta a planície costeira a oeste, três unidades taxonômicas foram mapeadas: a) Podzólico Vermelho Escuro distrófico (PVE = Unidade Molha Coco (KLAMT et alii, 1980)), com horizonte A de espessura média, bruno avermelhado escuro, textura argila, com transição clara a gradual para um horizonte B textural, vermelho escuro, textura argila. Este solo é encontrado nas posições mais estáveis da paisagem; b) Nas encostas inferiores (pedimento Q e 4) são encontrados solos com horizonte A chernozêmico, de coloração bruno avermelhado escuro e textura franco argiloso sobre um horizonte B textural de argila de atividade alta, cores bruno avermelhadas escuras e textura argilosa, classificado como Brunizem Avermelhado (BA - Unidade Ciríaco); e c) Solos Litólicos eutróficos (Li - Unidade Charrua) nas posições mais instáveis, com relevo acentuado.

Conforme pode ser visto na seqüência A (Fig. 2), sobre sedimentos eólicos de dunas litorâneas, depositados no Pleistoceno I (inferior) e que constituem a Barreira I (Fig.), conhecidos como Formação Itapoã (Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:1.000.000) for

maram-se solos com horizonte A e B espessos, bruno claro acinzentado, textura areia, em transição abrupta para horizontes B espessos, bem drenados, de coloração bruno avermelhado escuro e textura franco argilo arenoso, classificados como Podzólico Vermelho Amarelo abrúptico (PVAa - Unidade Itapoã).

Nos sedimentos eólicos de dunas litorâneas (Qbd_2) e depósitos praiais inter-marés (Qbc_2), que constituem a Barreira II, do Pleistoceno II (médio) foram mapeados solos com horizonte A e E espessos, areia franca, em transição abrupta para um B espesso, bruno amarelado com mosqueados, de textura franco argilo arenosa, classificados como Podzólico Vermelho Amarelo (PVAm Unidade Tuia). Em áreas encontradas em níveis pouco inferiores (Qbc_2?) com drenagem imperfeita, ocorrem solos com horizontes A e E espessos, areia franca, em transição abrupta para horizonte B cinzento claro com mosqueados vermelho e amarelos brunados e textura argila arenosa, quase foram mapeados como Planossolo Plíntico (PLp - Unidade Palmares). Nas áreas mais elevadas e mais bem drenadas podem ocorrer ainda solos Podzólico Vermelho Amarelo abrúpticos, com horizonte A arenoso espesso e horizonte de transição mesclado E/B, lamelar sobre um horizonte B bruno avermelhado escuro bem desenvolvido, de textura franco argilo arenosa, (PVAl - Unidade Osório).

Entre as barreiras I e II e mesmo na barreira II encontram-se, sobre depósitos lagunares de diferentes idades (Qp_2, Qp_3 - respectivamente do Pleistoceno médio e do Pleistoceno superior - e Qp_4 - do Holoceno), constituídos de areias síltico-argilosas mal selecionadas, Planossolos eutróficos e solódicos (PLe & PLs - unidades Pelotas e Barros); com horizontes A e E um pouco mais argilosos (franco arenosos) e menos espessos que os do Planossolo Plíntico da barreira II, com transição abrupta para um horizonte B franco argiloso e argiloso de coloração acinzentada. Associado a estes solos, nas partes mais mal drenadas ocorrem solos Glei Húmico de textura média, com seqüência de horizontes A espesso, preto, franco argiloso sobre um C acinzentado e arenoso (GHm - Unidade Itapeva).

Nos depósitos eólicos (Qpd_3) e praiais (Qbc_3) que constituem a barreira III, do Pleistoceno superior, tanto na seqüência A (Fig. 2) como na C (Fig. 4) ocorrem solos com horizonte A e E espessos de testura areia franca, com transição abrupta para um horizonte B plíntico de textura franco argilo arenosa, classificados como Planossolo Plíntico (PLp - Unidade Quintão). Estes solos apresentam horizonte A mais espesso e de cor mais clara que o Planossolo Plíntico da unidade Palmares. Já a seqüência B indica que na barreira III ocorrem Podzólico Vermelho Amarelo abrúptico, lamelar (PVAl - Unidade Osório) sobre os depósitos eólicos (Qbd_3) e Areias Quartzosas distróficas (AQd - Unidade Mostardas) com seqüência de horizontes A pouco escuro de textura areia sobre C constituído de areias quartzosas, sobre depósitos praiais (Qbc_3).

Depósitos lagunares do Pleistoceno superior (Qp_3) e do Holoceno (Qp_4) encontrados entre as barreiras III e II (Seqüências A e C) e na barreira III (Seqüência C) da mesma forma que os depósitos lagunares intercalados às barreiras I e II (Qp_2, Qp_3 e Qp_4) também deram origem a Planossolos eutróficos e solódicos, das unidades Pelotas e Barros, e a solos Glei Húmicos de textura média, da unidade Itapeva.

Os depósitos eólicos de dunas litorâneas que se estendeu junto a atual linha de praia e que formam a barreira IV (Qbd_4), do Holoceno, constituem uma unidade de mapeamento denominada tipo de terro (D), uma vez que nela não ocorrem solos.

Estes depósitos eólicos holocênicos, nas seqüências A e C também podem ocorrer nas barreiras mais antigas e mesmo sobre depósitos de planícies lagunares, onde houve retrabalhamento e deposição de sedimentos

eólicos mais recentes. Onde estas superfícies estão semi-estabilizadas desenvolveu-se solos classificados como Areias Quartzosas distróficas da unidade Mostardas (AQd - Mostardas). Estes solos também se desenvolvem em áreas de dunas lagunares (Qpd_4) nas margens da Lagoa dos Patos (Seqüência C). Na barreira IV, sobre sedimentos praiais (Qbc_4) depositados em cristas de praias parcialmente retrabalhados pelo vento, que ocorrem na seqüência B, desenvolveram-se solos classificados como Areias Quartzosas hidromórficas (AQh - Curumim).

Nos depósitos lagunares (Qp_4) intercalados às barreiras IV e III, das seqüências A e C, foram mapeados solos Gley Húmico de textura média (GHm - Unidade Itapeva) e Areias Quartzosas hidromórficas (AQh - Unidade Curumim), com horizonte A preto turfoso sobre um C cinzento constituído de areias quartzosas.

Observa-se pela Figura 3 que na seqüência B, sobre estes depósitos (Qp_4) são encontrados solos mais argilosos que nas seqüências A e C (Figuras 2 e 4), e que correspondem a Gley Húmico (GHa - Unidade Jundiaí) e a Gley Pouco Húmico (GpH - Unidade Meleiro). A textura mais argilosa destes solos deve estar relacionada a alguma contribuição de sedimentos mais argilosos provenientes das rochas basálticas adjacentes.

Nos depósitos de encosta (talus e leques aluviais) ($Q1_4$) Holocênicos, indicados na seqüência B em que os sedimentos provêm do basalto da Formação Serra Geral, Cambissolos eutróficos (Ce), da Unidade Jacinto Machado ou Vila, foram mapeados. Freqüentemente, quando originados de depósitos de talus, os mesmos apresentam fase pedregosa. As margens do Rio Mampituba eles também ocorrem sobre depósitos de planície aluvial (Qf_4). Em alguns locais, principalmente nas seqüências B e A, nas partes mais baixas e mal drenadas formaram-se depósitos paludais ou turfeiros (Qt). Estes depósitos dão origem a solos Orgânicos (HO - Unidade Gravatal) ou a solos minerais das classes Gley Húmico e Areias Quartzosas hidromórficas, nos locais em que a espessura das turfeiras é insuficiente (< 40 cm) para caracterizar solos orgânicos.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A teoria defendida por diversos autores, de que em diferentes superfícies geomórficas e com material de origem diferente, solos diferentes são encontrados e que o grau de desenvolvimento destes solos é proporcional ao tempo durante o qual as superfícies se apresentam estáveis e durante o qual o material de origem está sujeito a processos pedogenéticos, normalmente relacionado à idade das superfícies, em geral é aplicável à região em estudo. Isto pode ser confirmado pela tendência geral dos solos mais desenvolvidos, Podzólico Vermelho Amarelo abrúptico (PVAa - Itapoã) da barreira I (Qbd_1), do Pleistoceno inferior, transicionarem para solos Podzólico Vermelho Amarelo abrúpticos com mosqueados no B (PVAa - Tuia) e Planossolos Plínticos (PLp - Palmares) na barreira II (Qbd_2 e Qbc_2), do Pleistoceno médio, destes para Planossolos Plínticos (PL - Quintão) na barreira III (Qbd_3 e Qbd_3), do Pleistoceno superior e finalmente destes últimos para os solos menos desenvolvidos da seqüência, classificados como Areias Quartzosas distróficas (AQd - Mostardas), na barreira IV (Qbd_4) do Holoceno, onde, inclusive, em dunas atuais (D) há ausência de solos.

Discordante com esta tendência é a ocorrência de Podzólico Vermelho abrúptico com A/B lamelar (PVAl - Osório) aparentemente bem desenvolvido, tanto na barreira II (Seqüência A) como na barreira III (Seqüência B).

Se a estimativa do grau de desenvolvimento deste solo é correta, a sua ocorrência pode ser considerada coerente na barreira II, mais anti-

ga e incoerente na barreira III, mais jovem. Por outro lado se for aceita a hipótese de que as lamelas do horizonte A/B do solo em questão são evidências de processos deposicionais (superfícies de dissipação) conforme a teoria de BIGARELA, 1979, e não pedogenética (GOETZ, 1970) o mesmo deve ser considerado como pouco desenvolvido, com classificação diferente e sua ocorrência seria coerente na barreira III.

Uma outra contradição à tendência geral mencionada, é a existência de Planossolos Plínticos (PLp - Palmares) e Podzólicos Vermelho Amarelos c/mosqueados no B (PVAm - Tuia) sobre depósitos de mesma idade (Qbd_2 e Qbc_2 da barreira II). Isto pode indicar que nesta barreira existem superfícies com diferentes idades ou que a drenagem diferenciada sobre a mesma superfície, devido a variações do microrrelevo, induziu a um menor desenvolvimento dos solos (PLp - Palmares) nas áreas menos bem drenados e a um maior desenvolvimento (PVA - Tuia) nas áreas mais bem drenadas, apesar da idade uniforme da superfície.

Segundo DANIELS et alii (1967), as condições de drenagem impedida, particularmente de lençol freático elevado, agem como processo de retardamento da eluviação de argila e por conseguinte impedem a diferenciação de solos formados de material semelhante, mesmo que exposta aos processos pedogenéticos por diferentes tempos. Esta teoria pode também explicar o fato de Planossolos semelhantes, associados a solos Glei, serem encontrados sobre depósitos lagunares (Qp_2 - Qp_3 e Qp_4) de diferentes idades conforme evidenciado na seqüência A.

CONCLUSÕES

Do exposto pode-se concluir que:

a) O conhecimento da evolução das superfícies e o tipo de material de origem, são instrumentos importantes a considerar nos processos de caracterização e de mapeamento de solos;

b) As características e evolução genética dos solos podem ser usados como elementos pedoestratigráficos, auxiliando na determinação da evolução de eventos deposicionais e erosionais em áreas como a Província Costeira do RS;

c) À luz dos resultados obtidos, tanto o mapa geológico, quanto ao de solos, devem ser revisados, para tentar eliminar discrepâncias observadas.

LITERATURA CITADA

1. AZOLIN, M.A.D.; KLAMT, E. & SANTOS, M.C.L. Relações solo-superfícies geomórficas e material de origem a oeste da Depressão Central e Campanha do Rio Grande do Sul. In: XV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 1975. Campinas, Soc. bras. Ci. do Solo. Anais. pp.345-350, 1976.

2. BECKMANN, G.C. Development of old landscape and soils. In: "Soils An Australian Viewpoint". CSIRO academic Press. pp.51-72, 1983.

3. BEIROTH, F.A.; UEHARA, G. & IKAWA, H. Geomorphic relationships of Oxisols and Ultisols on Kareai, Hawaii. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38: 128-131, 1974.

4. BUTLER, B.E. Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies. CSIRO Aust. Soil Publ. nº 14, 1959.

5. CAMARGO, M.N.; KLAMT, E. & KAUFFMAN, J.H. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Bol. Inf. Soc. bras. Ci. Solo, Campinas, 12(1): 11-33, 1987 (Separata).

6. CURI, N.; KÄMPF, N. & RESENDE, M. Mineralogia, química, morfologia e geomorfologia de solos originados de rochas efusivas das Encostas Superior e Inferior do Nordeste, no Rio Grande do Sul. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 8: 269-276, 1984.

7. DANIELS, R.B.; GAMBLE, E.E. & NELSON, L.A. Relation between A_2 horizon characteristics and drainage in some fine loamy Ultisols. Soil Science, Baltimore, 104(5): 364-369, 1967.

8. DANIELS, R.B.; GAMBLE, E.E. & CADY, J.G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. Adv. Agronomy, 23: 51-87, 1971.

9. DELANEY, P.J.V. Fisiografia e geologia de superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, UFRGS, Instituto de Geociências. 105p., 1965 (Publicação especial).

10. GAMBLE, E.E. & DANIELS, R.B. Parent material of upper and middle-coastal plain soils in North Carolina. Soil Science Society of American Proceedings, Madison, 38: 633-637, 1974.

11. GOETZ, D. Bändenparabraunerden aus Jungpleistozänen Sanden im Raum Berlin. Dissert. für Doktorgrades der Landbauwissenschaft. Institut für Bodenkunde der Technischen Universität Berlin. 93bl. 1970.

12. KLAMT, E. & BEATTY, M. Gênese de uma seqüência de solos na região do Planalto Médio Riograndense. Pesq. Agrop. bras. Série Agronomia, Rio de Janeiro, 7: 99-109, 1972.

13. KLAMT, E. Soil landscape relationships in the Depressão Central of Southern Brazil. Thesis (Ph. D. - Soil Science) University of Wisconsin, Madison, USA, 247p., 1973.

14. KLAMT, E.; GIANLUPPI, D. & SCHNEIDER, P. Levantamento de reconhecimento com detalhes dos solos do vale do rio Mampituba. Porto Alegre. 177pg., 1980.

15. LEMOS, R.C. de & SANTOS, R.D. Manual de método de trabalho de campo. 36pg., 1973.

16. LEPSCH, I.F.; BOOL, S.W. & DANIELS, R.B. Soil landscape relationship in the Occidental Plateau of São Paulo State, Brazil. Soil Sci. Soc. Am. J., 31: 104-115, 1977.

17. MIELNICZUK, J.; LUDWIG, A. & BOHNEN, H. Recomendação de adubo e calcário para os solos e culturas do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Faculdade de Agronomia, UFRGS. 38p. Boletim Técnico, 2., 1969.

18. RODRIGUES, T.E. & KLAMT, E. Mineralogia e gênese de uma seqüência de solos do Distrito Federal. R. bras. Ci. Solo, 2: 132-139,1978.

19. RS. Fundação de Economia e Estatística - Plano integrado para o desenvolvimento do Litoral Norte do Rio Grande do Sul. Adequação de uso do solo - mapeamento geológico e geomorfológico, Porto Alegre. 121p., 1976.

20. RS. Fundação de Economia e Estatística - Plano integrado para o desenvolvimento do Litoral Norte do Rio Grande do Sul. Adequação de uso do solo - pedologia, capacidade e uso dos solos, Porto Alegre. 238p., 1978.

21. RUHE, R.V. Elements of the soil landscape. In: 7th. International Congress of Soil Science, Madison, Wisconsin, USA, 1960. Transaction... International Society of Soil Science. V.4, p. 165-170, 1960.

22. SCHNEIDER, P. Gênese e classificação de alguns solos da Planície Costeira - RS. Tese (Mestr. Agron. - Solos). Faculdade de Agronomia, UFRGS, Porto Alegre, 1977. (Não publicada).

23. SCHNEIDER, P.; KLAMT, E. & KÄMPF, N. Gênese dos solos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. In: Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro. "Estudo e Cartografia de Formações Superficiais e Suas Aplicações em Regiões Tropicais". São Paulo, 1978. Com. e debates, Vol. I. USP, p.351-362, 1983.

24. SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J. Ambiente fluvial. In: Bigarela et alii ed. Ambientes de sedimentação e sua interpretação e importância. Curitiba, Editora Univ. Paranã, p.179, 1979.

25. UBERTI, A.A. & KLAMT, E. Relações solo-superfícies geomórficas na Encosta Inferior do Nordeste do Rio Grande do Sul. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 8: 229-234, 1984.

26. UFRGS - CECO. Atlas geológico da província costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1984.

27. USDA, Soil Survey Staff. Soil Survey Manual. Handbook 18. Washington, D.C., p.503, 1951.

28. VETTORI, L. Métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, Equipe de Pedologia e Fertilidade do Solo. 24p., 1969. (Boletim Técnico, 7).

29. WALKER, P.A. Terrace chronology and soil formation on the south coast of N.S.N. Journal of Soil Science, London, 13: 178-186, 1962.

30. VILLWOCK, J.A. Contribuição à geologia do Holoceno da província costeira do Rio Grande do Sul. 133p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da UFRGS, Porto Alegre, 1972. (Não publicada).

QUADRO 1 - Legenda

Depósitos Geológicos		Solos	
Qbd:	Depósitos eólicos dunas litorâneas	D:	Dunas
Qbc:	Depósitos praiais inter-marés	Ho:	Solos orgânicos (Gravatal)
Qp:	Depósitos lagunares	GHm:	Glei Húmico - textura média (Itapeva)
Qc:	Depósitos de cristas de praias lagunares	GHa:	Glei Húmico - textura argilosa (Jundiai)
Qpd:	Depósitos eólicos de dunas lagunares	AQd:	Areias Quartzosas distróficas (Mostardas)
Qt:	Depósitos lagunares paludais (Holocênicos)	AQh:	Areias Quartzosas hidromórficas (Curumim)
Qf:	Depósitos de planície e de canal fluvial	GpH:	Glei pouco Húmico (Meleiro)
Qe:	Depósitos de encostas - coluviões	PL:	Planossolo eutrófico (Pelotas)
1:	Pleistoceno inferior (Barreira I)	PLs:	Planossolo solódico (Barros)
2:	Pleistoceno médio (Barreira II)	PLp:	Planossolo plíntico (Palmares e Quintão)
3:	Pleistoceno superior (Barreira III)	Ce:	Cambissolo eutrófico (Jacinto Machado)
4:	Holoceno (Barreira IV)	BA:	Brunizem Avermelhado (Ciríaco)
		Le:	Litólico eutrófico (Charrua)
		PVA:	Podzólico Vermelho Amarelo abrúptico (Bom Retiro)
		PVAa:	Podzólico Vermelho Amarelo abrúptico (Itapoã)
		PVAl:	Podzólico Vermelho Amarelo abrúptico lamelar (Osório)
		PVAm:	Podzólico Vermelho Amarelo abrúptico c/mosqueados (Tuia)

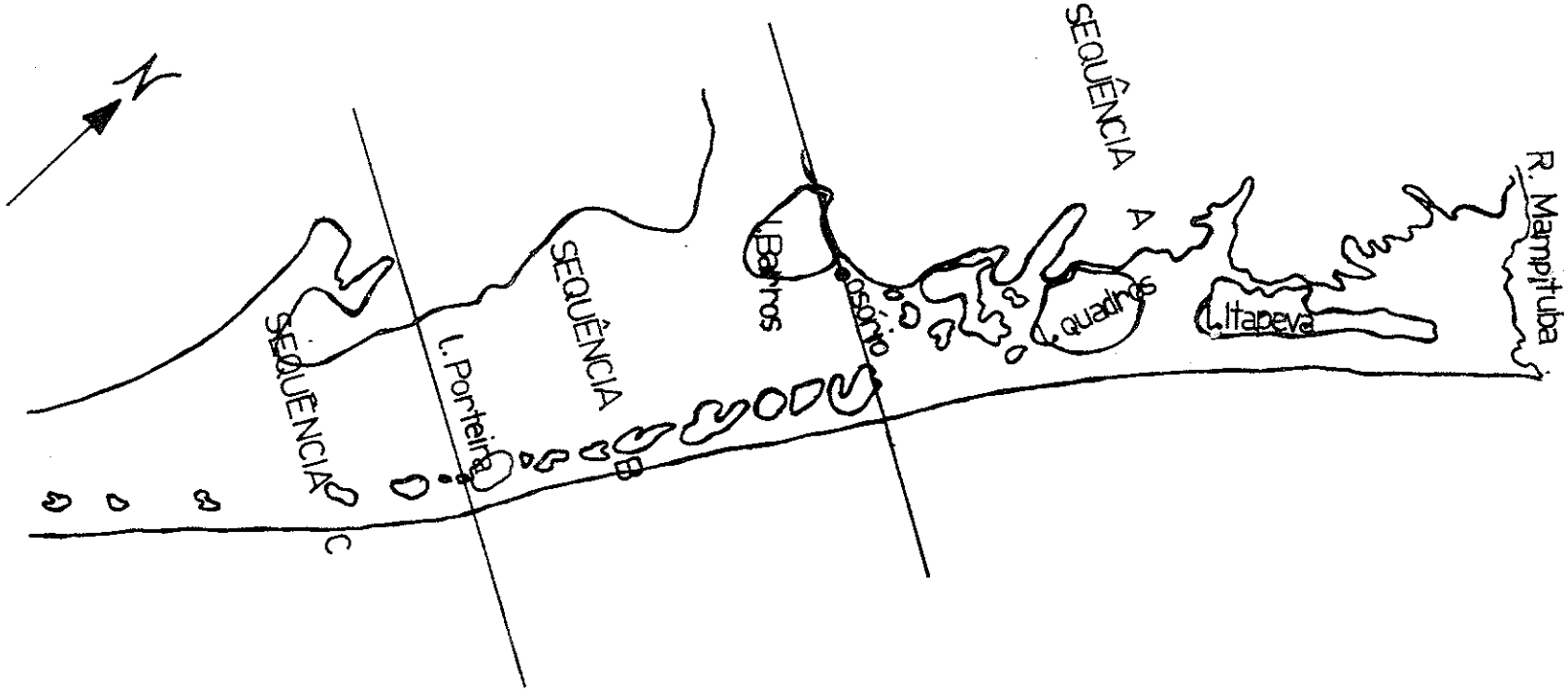


Figura 1 : Localização das áreas da Planície Costeira do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, representadas pelas seqüências idealizadas A, B e C.

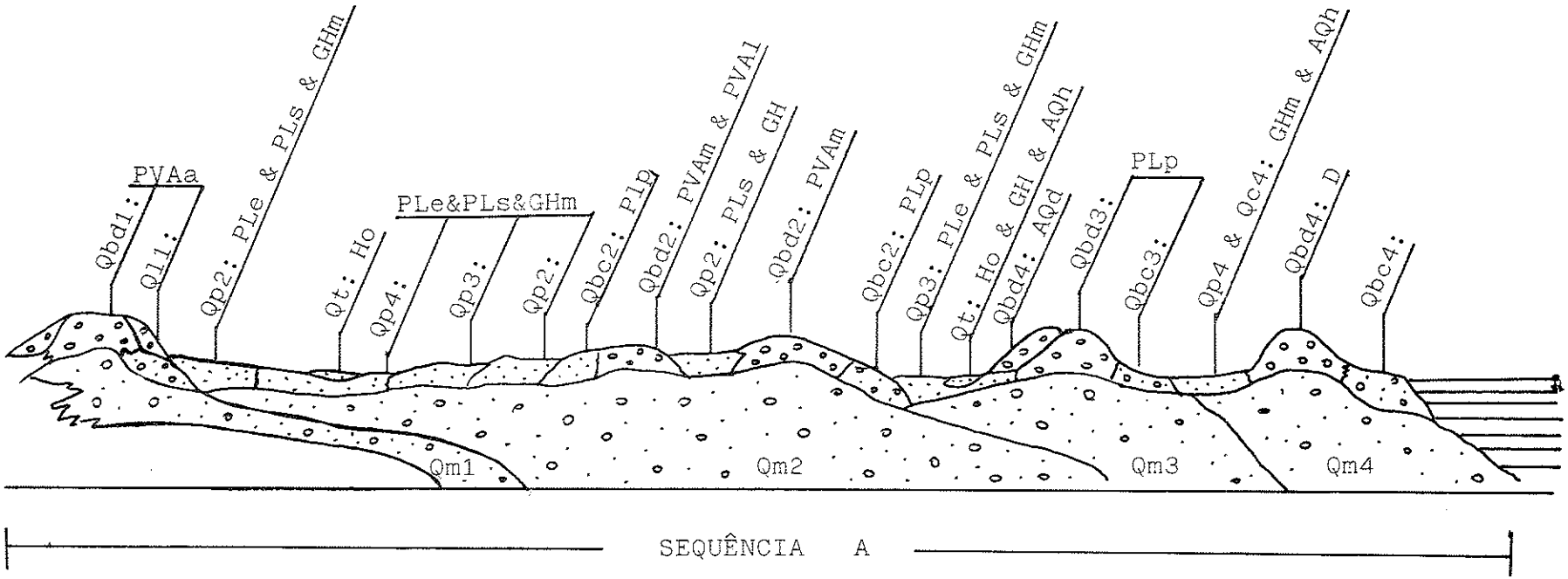


Figura 2 : Perfil da sequência idealizada A, mostrando a relação entre solos e superfícies geomórficas da área da planície costeira do Litoral Norte que se estende de Osório ao rio Mampituba (Figura 1).

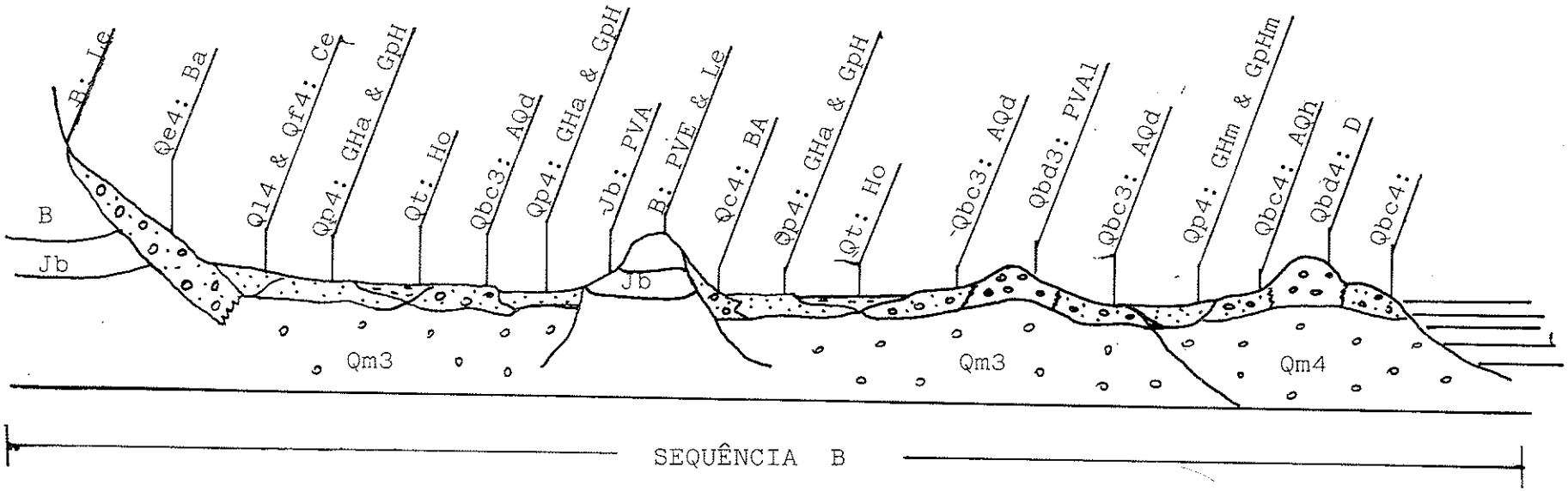


Figura 3 : Perfil da sequência idealizada B, mostrando as relações entre solos e superfícies geomórficas na área da planície costeira do Litoral Norte, que se estende entre a lagoa Porteira e Osório (Figura 1).

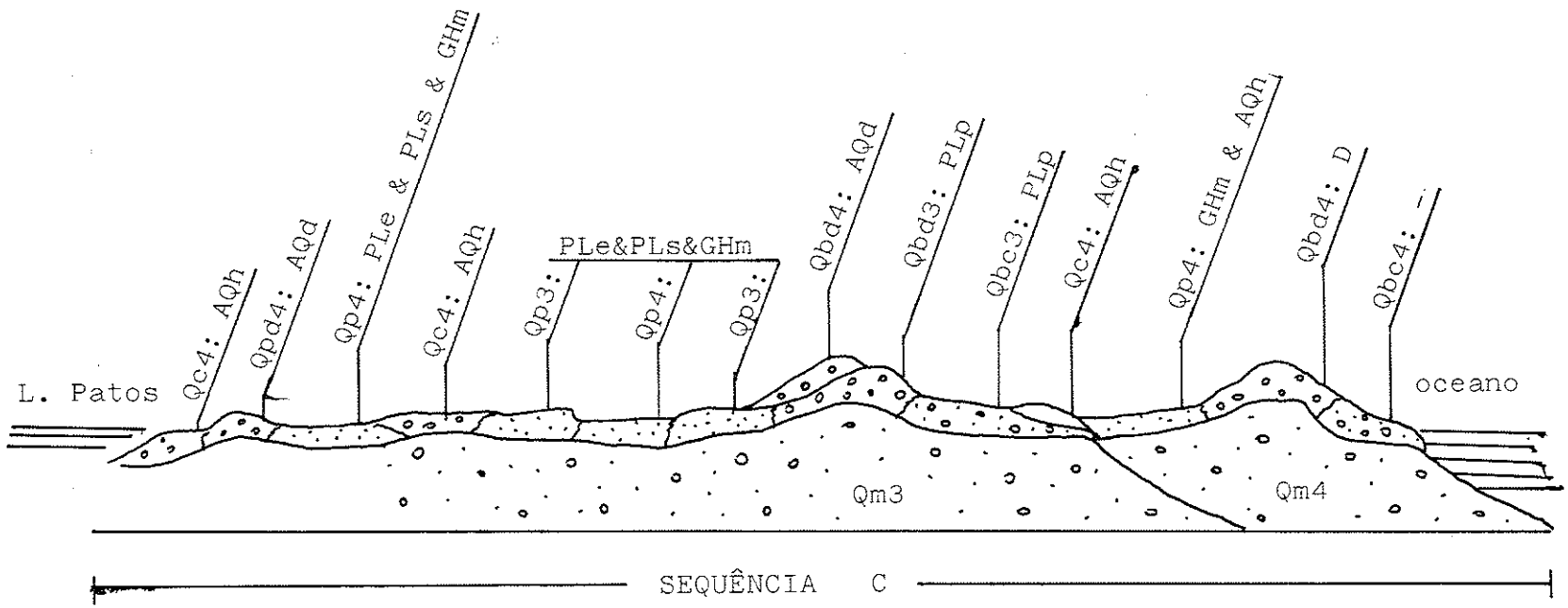


Figura 4 : Perfil da sequência idealizada C, mostrando a relação entre superfícies geomórficas e solos que caracteriza a planície costeira do Litoral Norte ao sul da lagoa da Porteira (Figura 1).

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 277-295 (1987)

INTERFERÊNCIAS SOBRE A MIGRAÇÃO DE ILHAS-BARREIRA NA REGIÃO DA LAGOA DA CONCEIÇÃO, ILHA DE SANTA CATARINA

Francisco Caruso Gomes Junior
Geólogo do DNPM (11º DS/Sta. Catarina) e pesquisador do NEMAR (UFSC)

ABSTRACT:

The Lagoa da Conceição is a coastal lagoon situated behind barriers ocurring as double barriers with a depression between them.

The lagoon is probably derived from a hidrografic reception basin conditioned to a regional faulting trend with NE-SW strike. The development of barrier islands on the eastern side of this barriers let to the formation of the lagoon with several outlets.Later another and more continuons barrier, associated to fluctuations of the relative sea level hight, practically sealed the lagoon from the ocean.

The presence of peats on the actual beach suggests a migration of the younger barrier towards the land in response to sea level rise or due to an intense wind activity in a region where the supply of sediments from the shoreface is plentyful.

Inferences about the evolution of this coastal plain are discussed.

INTRODUÇÃO:

A Lagoa da Conceição é uma laguna situada na borda leste da Ilha de Santa Catarina, que se estende, em sentido Norte-Sul, logo atrás de depósitos arenosos, com um comprimento de 13,5 km; largura entre 2,5km e 150 m e área total de 19,2 km^2. (Fig. 1)

Sua conexão com o mar adjacente dá-se através de um canal de escoamento situado próximo a localidade da Barra da Lagoa. Devido ao comprimento do canal (aprox. 2 km), este atua reduzindo o efeito das marés no interior da laguna (amplitude das marés $<$ 30 cm na lagoa e aproximadamente 50 cm na área costeira adjacente).

Na região os ventos predominantes são os do quadrante Norte, porém os de maior intensidade são os do quadrante Sul, responsáveis pela formação de imensos campos de dunas encontrados na região.

A margem Leste da laguna se caracteriza por uma extensa planície sedimentar na qual podem ser encontradas diversas feições relacionadas à formação do corpo lagunar.

Dentre essas feições sobressai-se o cordão litorâneo externo,(cordão II) associado a atual linha de praia, que apresenta indícios de uma possível migração em direção ao continente, soterrando parte da laguna pré-existente entre o mesmo e o cordão mais interno (cordão I), formado por um nível relativo do mar mais alto que o atual, responsável pela formação do principal corpo lagunar.

Através de um mapeamento geológico de detalhe nas regiões adjacentes a laguna, realçados por dados obtidos na realização de furos de sondagens e por informações complementares provenientes das datações por C^{14} em amostras de turfas, pode-se chegar a algumas conclusões que são expostas neste trabalho em forma de discussão.

METODOLOGIA:

A atividade principal deste estudo foi o mapeamento geológico de detalhe nas unidades sedimentares. Para tanto foram de grande valia os conjuntos de fotografias aéreas que permitiram a fotointerpretação da área, orientando desta maneira os trabalhos de campo. As fotos aéreas mais recentes apresentam boa parte da área estudada com um reflorestamento de pinus, o que dificultou a observação de detalhes referentes aos depósitos; sendo em virtude disto a utilização de fotos antigas mais usadas no decorrer do trabalho.

Este mapeamento foi complementado pela realização de furos de sondagem, nos quais utilizou-se uma sonda em cujo testemunhador foi acoplado um tubo de PVC que permitiu a posterior análise das estruturas primárias encontradas, bem como do material coletado.

Realizou-se também perfis topo-geológicos transversais aos cordões litorâneos, entre a laguna e o mar. Neste levantamento foi utilizado um teodolito com demais acessórios, além de um trado manual.

Informações referentes à datações em amostras de turfas e conchas foram obtidas através do Laboratório de Física Nuclear, da Universidade Federal da Bahia.

DESCRIÇÃO DA LAGUNA:

A laguna devido a sua configuração alongada recebe, de Norte para Sul, a seguinte denominação: Lagoa de Cima, Lagoa do Meio e Lagoa de Baixo; estando esta última ligada ao principal corpo lagunar apenas por um canal estreito sobre o qual passa a ponte que permite a ligação entre as duas margens.

A margem Oeste da laguna é constituída por encostas altas e íngremes do complexo cristalino com praias pouco desenvolvidas formadas por

sedimentos imaturos trazidos pelos pequenos córregos que descem das encostas do maciço costeiro. Exceção constitue a margem Nordeste da Lagoa de Baixo onde observa-se a presença de terraços arenosos e esporões lagunares.

A margem Leste é constituída no seu segmento Norte por um largo campo de depósitos de areias marinhas cujo limite oceânico é formado pela Praia do Moçambique e que se estende para o Sul até a elevação cristalina do Morro da Galheta.

A definição da extremidade Sul da laguna decorreu do avanço de um imenso campo de dunas, que a partir da Praia do Campeche, de areias notadamente mais finas que as da Praia do Moçambique, avançou do Sul para o Norte, soterrando parcialmente as encostas da extremidade Sul do maciço do Morro do Retiro, definindo na sua parte frontal o limite Sul da Lagoa do Meio e no seu limite lateral a margem Leste da Lagoa de Baixo.

A batimetria da laguna (Muehe e Caruso, 1983) revelou a desigualdade entre margens opostas - encostas íngremes do cristalino de um lado e depósitos sedimentares do outro - fazendo com que as secções transversais tendam a apresentar um perfil assimétrico, com as maiores profundidades para o lado das margens do cristalino. Nas áreas sem processos erosivos ou deposicionais significativos a profundidade se situa em torno de 5,0 metros decrescendo em direção às margens com esporões arenosos, quando grandes áreas apresentam profundidades inferiores a 0,5m como é o caso da margem Leste da Lagoa de Cima até a altura do canal da Barra da Lagoa. (Fig. 2)

As maiores profundidades são encontradas na metade superior da Lagoa de Cima onde um canal, próximo à margem do cristalino, atinge profundidades máximas de 8,7m.

Em termos de sedimentologia o fundo lagunar apresenta-se caracterizado por três grupos texturais: areia, areia siltosa e silte arenoso. Próximo aos depósitos sedimentares prevalece a textura arenosa, ao passo que em maiores profundidades a presença de silte é mais predominante.

DISTRIBUIÇÃO DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES: (Vide fig. 4 - Mapa Geológico)

Os depósitos arenosos situados na margem Leste da laguna são constituídos em boa parte de sua extensão por cordões duplos com depressão intra cordões associado. Estes cordões possuem características diferentes, sendo que o mais interiorizado (cordão I) possui altitudes que variam de 8,0 a 10,0 metros e é constituído por areias marinhas de coloração variando de castanha na superfície a marrom na base. Geralmente possui no topo uma fina camada de areias esbranquiçadas e próximo a base um nível de areias consolidadas de coloração escura devido a impregnação por ácidos húmicos e óxidos de ferro. Esse nível basal é caracterizado por sua consistência, sendo conhecido na região pelo nome de "Tijuco". (Foto 1). Próximo a laguna este "Tijuco", cuja parte superior foi erodida, está sobreposto por sedimentos silte-arenosos de origem lagunar.

Entre o cordão I e o cordão II ocorre uma depressão, semi-alagada em alguns locais, que apresenta na superfície características de pântanos, e um pouco mais abaixo; como revelou uma trincheira aberta no local, um nível de turfas. Esta depressão tem como limite no seu lado oceânico o cordão externo, caracterizado por altitudes inferiores ao interno, e por ser constituído essencialmente de areias esbranquiçadas. No seu limite superior observa-se a presença de depósitos eólicos, e próximo a base a presença de depósitos de turfas. (Fotos 2e3). Este nível turfoso possui espessura de aproximadamente 16,0 cm, apresentando-se com grande extensão lateral ao longo do cordão II. Ao realizar-se o perfil AA' na planície costeira (vide figura 3), observou-se num corte

de praia a presença de uma segunda camada turfosa separada da principal, situada mais abaixo, por um pacote arenoso de aproximadamente 1,0 m. Esta camada é pouco espessa e possui no seu contato superior a presença de biodetritos. Esta feição não tem continuação lateral e restringe-se apenas à proximidades deste local.

O cordão I apresenta-se lateralmente interrompido em dois locais, ao passo que o externo é contínuo em toda sua extensão. Um dos locais onde o cordão I é interrompido é próximo a localidade da Barra da Lagoa, onde uma depressão em forma de V, cujo vértice se dirige para a praia atual, e evidências levantadas no campo, indicam a possibilidade de tratar-se de um paleocanal da laguna. Conchas coletadas nos sedimentos lagunares deste paleocanal foram datadas de 5210 ± 230 anos A.P. (Bah - 1558). Um pouco mais ao Norte, próximo a localidade de São João do Rio Vermelho, evidências idênticas são encontradas, possibilitando inferir que aí também se instalou um paleocanal. (Vide mapa geológico).

Na localidade de S. J. do Rio Vermelho pode ser observada uma série de antigas cristas de praia que compõem o cordão I. (Foto 4). Boas exposições de dunas antigas podem ser encontradas nesta região.

Ao longo do contato entre os cordões corre o Rio Vermelho, que no passado devia ter seu talvegue em direção ao oceano, e com a formação do cordão externo, passou a correr em direção Sul, indo desaguar na laguna. Atualmente observa-se a progradação de dunas atuais sobre a margem externa do rio. (Foto 5).

Ainda mais ao Norte, em direção a Ponta das Aranhas, observa-se um imenso campo de dunas, semelhante ao campo de dunas da Joaquina, situada no limite Sul da laguna. Em certos locais deste campo nota-se a presença de remanescentes de antigas dunas, fato observado também na Joaquina. Esta ocorrência sugere a possibilidade das dunas atuais estarem se sobrepondo a antigas dunas ou terraços marinhos.

Do limite Norte da laguna para cima, são encontrados junto ao complexo cristalino, depósitos eólicos misturados com sedimentos provenientes dos morros, denominados por Bigarella (1974) de depósitos de rampas.

A margem Sul da laguna tem como feição marcante o campo de dunas da Joaquina. Este campo apresenta-se ativo na sua parte central, e fixado por vegetação nas suas bordas. Lateralmente, em direção ao Morro do Retiro, boas exposições de dunas antigas são encontradas em contato com as atuais. Nas imediações da Av. das Rendeiras, no local denominado Retiro, uma extensa área composta por sedimentação lagunar se faz presente, e próximo a praia da Joaquina, junto ao morro, excelentes exposições de depósitos de rampas (Bigarella, 1974) podem ser observados.

No lado oposto ao Morro do Retiro, em direção a localidade do Campeche, próximo a estrada do Rio Tavares, observa-se junto ao cristalino a presença de depósitos de rampas, seguidas por exposições de dunas antigas e próximo a praia por dunas atuais; sendo algumas fixadas por vegetação e outras não. Entre os depósitos antigos e atuais observa-se a presença de um possível paleocanal, que a exemplo dos situados ao Norte da região, serviam de escoamento d'água lagunar.

Na margem SW da laguna, no local denominado Village, os depósitos sedimentares encontram-se assim distribuídos: próximo ao cristalino os depósitos de rampas, na parte central terraços arenosos de coloração castanha e próximo à margem depósitos lagunares.

Na região compreendida entre a Ponta do Gravatá e o Morro da Galheta está situada a Praia Mole, constituída por areias eólicas de coloração castanha em sua porção superior, e por areias recentes próximo a praia atual. Em direção a Praia da Galheta observa-se junto ao cristalino a presença de antigas dunas misturadas aos sedimentos provenientes do cristalino. No final da Praia da Galheta tem-se a exposição de dunas an

tigas junto ao morro, estando estas semi-encobertas pelas atuais.

Sítios arqueológicos encontram-se distribuídos pela região, como o Sambaqui da Ponta das Almas na margem SW da laguna, e os Sambaquis do Mocotó, Ilhota, Rio Vermelho e Moçambique na margem leste. Estes são peças importantes no estudo da evolução da região costeira.

CONHECIMENTO ATUAL SOBRE AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA BRASILEIRA:

Ao se estudar a borda leste da Ilha de Santa Catarina observa-se a presença de evidências de antigos níveis marinhos mais altos que o atual, distribuídos por toda a região.

A literatura específica mostra a possibilidade de fazer-se uma reconstituição paleogeográfica de um determinado trecho do litoral a partir destas evidências.

Entre estas, a região da Lagoa da Conceição apresenta a ocorrência de cordões duplos com depressão intra-cordões associada, depósitos de turfas, sítios arqueológicos e uma série de indícios sobre a presença do mar em altitudes diferentes da atual.

A partir da década de 70 começa a ser mais sistemática a pesquisa no Brasil sobre as oscilações marinhas no nosso litoral, possibilitando assim armazenar uma série de dados importantes para o estudo do Quaternário Costeiro.

O levantamento detalhado de determinadas regiões permitiu o armazenamento de uma série de dados, que por sua vez possibilitou serem traçadas curvas sobre a variação do nível relativo do mar nos últimos 7000 anos (Martin e Suguio, 1986; Suguio et al, 1985). Constatou-se no decorrer destes estudos que estas curvas diferiam entre uma região e outra, mas que apesar destas não se correlacionarem em termos de altura eram similares no que diz respeito ao tempo. De uma maneira geral estas curvas mostram três fases transgressivas, sendo as duas últimas de amplitude menor, e suas fases regressivas subsequentes. Basicamente essas fases de níveis marinhos mais alto deram-se há 5.100, 3.600 e 2.500 A.P., sendo a fase de recuo situada entre elas. Atualmente, segundo a curva, a tendência do nível relativo do mar é de abaixamento ou mesmo estacionário, porém vêm sendo publicados alguns trabalhos que apontam esta tendência em direção contrária. Suguio (com. verbal), comenta que o fato desta curva apresentar uma tendência de abaixamento nos últimos milhares de anos, não significa que nas últimas dezenas ou centenas de anos a tendência do nível relativo do mar não possa ser de subida.

De uma maneira geral, esta curva mostra a oscilação do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos, mostrando o comportamento diferente de outras áreas costeiras do mundo, como na costa atlântica dos Estados Unidos, onde o nível relativo do mar nunca ultrapassou o atual durante o Holoceno.

A costa catarinense tem o privilégio de possuir inúmeras evidências destes antigos níveis marinhos, e particularmente no local de estudo, tem-se a presença de 5 sítios arqueológicos, depósitos de turfas e níveis arenosos mais altos que o atual; que complementados com as informações obtidas por datações com C^{14} auxiliam na reconstituição paleogeográfica da planície costeira.

A PLANÍCIE COSTEIRA: HIPÓTESES SOBRE SUA FORMAÇÃO: (Vide fig. 5)

Um canal profundo e estreito, próximo às encostas do cristalino, de direção N20°E, idêntico ao principal trend regional de falhamento, sugere a possibilidade da laguna ter-se originado a partir de uma bacia de recepção hidrográfica.

O encerramento parcial desta bacia ocorreu a partir da formação

de terraços marinhos arenosos na sua parte adjacente, passando esta a adquirir características lagunares.

A presença de cordões com características diferentes na planície costeira adjacente a laguna, sugere a possibilidade destes terem sido formados em épocas diferentes.

O mais interior possui altitudes que variam entre 6,0 e 10,0 metros, e é composto por areias de coloração variando entre castanha e marrom.

Uma das hipóteses sobre a formação deste cordão é a de que este tenha se originado no Pleistoceno, depois de 120.000 anos A.P. Após o máximo da Transgressão Cananéia (Suguio, 1976) ocorreu a fase regressiva subsequente que teria originado estes terraços pela progradação da planície costeira em direção ao mar.

O outro cordão, o externo, possui altitudes menores que o interno, e é composto essencialmente por areias de coloração esbranquiçada. Possui na sua base a presença de depósitos de turfas, que sugerem a possibilidade deste ter caminhado em direção ao continente, após sua formação. A datação deste depósito apresentou idade de 2.660 ± 170 A.P., o que permite inferir a idade holocênica para este cordão.

Na hipótese do cordão I ser pleistocênico, a fase regressiva do nível do mar posterior a Transgressão Cananéia fez com que o escoamento d'água lagunar erodisse alguns locais do cordão recém construído. Há indícios em que pelo menos três locais isto pode ter ocorrido.

Um desses locais seria na localidade de Rio Vermelho, ao Norte da laguna, onde encontram-se evidências que o Ribeirão Gualberto e a rede de drenagem da região desaguavam suas águas na região extremo Norte da laguna; e esta massa d'água juntava-se a outra proveniente da região NW da laguna e escoava suas águas através de uma abertura escavada no cordão pleistocênico. O Rio Vermelho, nesta ocasião, tinha possivelmente seu talvegue direcionado ao oceano. (Vide mapa geológico).

O outro local que possui evidências de abertura é próximo a localidade da Barra da Lagoa. A análise de fotos aéreas mostra claramente feições sedimentares em forma de um funil em direção a praia atual. Esta possibilidade é reforçada pela realização de um testemunho de sondagem realizado nesta depressão que revelou um nível de conchas de aproximadamente 1,0 metro que, juntamente com o aumento no gradiente granulométrico do perfil sondado, reforça esta possibilidade. Nas laterais da depressão, junto ao cordão interno, observa-se a presença de fragmentos biodetríticos misturados aos sedimentos pleistocênicos.

O outro local possível de ter-se instalado um paleocanal, é no extremo Sul da laguna, próximo a localidade do Rio Tavares. Feições de um antigo canal são facilmente identificáveis em fotos aéreas e mostram que a drenagem oriunda desta região erodiu em parte os depósitos pleistocênicos, continuando sua trajetória em direção ao mar. Parte das feições deste antigo canal encontram-se mascaradas pela progradação de dunas atuais.

Outros depósitos remanescentes deste período podem ser encontrados na região, tanto na forma de terraços como de dunas.

Uma nova fase de subida do nível do mar, Transgressão Santos (Suguio, 1976) inicia-se há 16.000 anos A.P. atingindo um nível próximo ao atual há 7.000 anos A.P., quando inicia-se o processo de desenvolvimento de ilhas barreira na zona adjacente ao cordão pleistocênico. Com a continuação da subida do nível do mar ocorre a formação de uma zona alagada entre a ilha-barreira recém-formada e o terraço pleistocênico. O máximo desta transgressão ocorre por volta de 5.100 anos A.P., quando o nível relativo do mar atingiu aproximadamente 3,0 metros acima do nível atual. Por esta ocasião o principal corpo lagunar tinha ligação com a recém formada laguna externa.

Com a fase regressiva que segue após o máximo transgressivo, o ní

vel d'água da laguna principal começa a abaixar e consequentemente a externa começa a secar. Ainda hoje é possível distinguir em fotos aéreas as feições deposicionais da margem interna desta paleolaguna, feições estas que podem estar relacionadas a esta fase, ou mesmo a uma mais recente.

Datações realizadas no Sambaqui da Ponta das Almas (Piazza, 1966 e Hurt, 1974), possibilitam interpretar que por volta de 4.300 anos A.P. este sítio já estava ocupado. Há aproximadamente 3.600 anos A.P. o nível lagunar (Lagoa da Conceição) e por conseguinte o nível do mar, alcançou um nível máximo situando-se à 2.6 ± 0.5 metros acima do nível atual. Poteriormente ocorre o abandono do sítio, pela la. vez, provavelmente devido a um abaixamento do nível do mar. A reocupação ocorre há 2.400 ± 250 anos A.P., quando o nível lagunar novamente sobe alcançando 2.0 ± 0.5 metros acima do presente nível. Datações realizadas em outros sambaquis ao longo do litoral catarinense apresentam similaridade no que diz respeito a estas idades, e por conseguinte a estas fases de subida e descida do nível relativo do mar (Martin e Suguio, 1986).

Datações em amostras de turfas coletadas ao longo do cordão atual da área de estudo, apresentaram idade de 2.660 ± 170 A.P.

Uma trincheira aberta na praia revelou que abaixo desta camada de turfas, tem-se um nível arenoso de aproximadamente 1,0 metro, e logo a seguir um nível arenoso com uma certa percentagem em matéria orgânica, de espessura aproximada de 10 cm. Abaixo deste observa-se areias de coloração castanha e logo a seguir o nível d'água.

Este nível arenoso com percentagem de matéria orgânica, encontrado próximo ao nível d'água, possivelmente está relacionado a fase regressiva que se seguiu ao máximo transgressivo de 5.100 anos A.P. Apesar de conter uma certa percentagem de matéria orgânica, este evento não ocasionou a formação de turfas, como observado no nível mais acima. Este nível turfoso certamente está relacionado à fase regressiva que se registrou entre 3.600 e 2.500 anos A.P., pois a datação destas turfas atestam este fato. Fica em aberto o porque de não ter havido a formação de turfas na la. fase, já que o processo para a formação das mesmas foi idêntico nas duas fases. Pode ser que não tenha havido um acúmulo muito grande de material necessário para a sua formação, ou mesmo que esta zona possa ter ficado semi-alagadiça na la. fase holocênica de descida do nível do mar.

A datação das turfas da camada superior permite inferir que há aproximadamente 2.500 anos A.P. efetivamente se iniciou a caminhada da praia em direção ao continente soterrando as margens da pré-existente laguna, denominada pelo autor de Paleolaguna do Moçambique. Cabe aqui ressaltar que não necessariamente uma subida do nível do mar pode ocasionar esta caminhada. Nesta região de Santa Catarina o baixo gradiente da plataforma interna ocasiona um aporte muito grande de areia na praia, e como a atividade eólica é muito intensa o soterramento da laguna pode ter ocorrido em virtude disto, independente do nível do mar estar numa fase de subida. Este nível poderia estar numa fase estacionária, ou até mesmo de descida, na hipótese de existir um volume muito grande de areia proveniente do alargamento da praia (em virtude do abaixamento do nível do mar), e o volume de areia que estivesse sendo transportado pelo vento em direção ao continente fosse maior que o volume de areia fornecido pelo abaixamento do nível do mar.

Esta última elevação do nível relativo do mar, há 2.500 anos A.P., ocasionou uma nova elevação do nível d'água lagunar e consequentemente uma nova zona alagadiça se instalou entre os cordões, porém de dimensões menores. O posterior abaixamento faz com que esta zona tenha uma tendência a secar, e isto pode ser observado até nos dias atuais, onde próximo ao cordão recente, no contato entre este e a zona alagadiça, se observa a formação de uma nova camada de turfas.

Após todos estes eventos o mar passa a oscilar em torno dos valores atuais, e a atividade eólica passa a ser o principal agente atuante na planície costeira.

A outra hipótese para a formação da planície costeira, é a de que os eventos registrados no Holoceno sejam os responsáveis pela formação da mesma.

Neste caso o cordão I teria se formado por ocasião da transgressão de 5.100 anos A.P., e o cordão externo seria mais recente, provavelmente relacionado a fase de subida do nível relativo do mar há 3.600 anos A.P. Nesta ocasião teria se formado a zona alagadiça intra-cordões que teria conexão com o principal corpo lagunar. Entre a fase subsequente regressiva e a subida do nível do mar ocorrida há 2.500 anos A.P. teria ocorrido a formação da principal camada de turfas encontrada na praia atual, e posteriormente estas teriam sido parcialmente soterradas pela caminhada da praia em direção ao continente. Esta última oscilação positiva do mar teria acarretado uma nova zona alagadiça intra-cordões, e com a posterior descida um novo nível de turfas encontra-se em processo de formação, como observado nos dias atuais.

Importante frisar que a falta de material possível de ser datado no cordão I impede uma melhor apreciação das hipóteses em questão.

A 1a. hipótese tem a similaridade das feições encontradas com aquelas observadas em outras regiões costeiras do litoral brasileiro,que relacionam como sendo pleistocênico o evento responsável pela formação do cordão I. É bem característica a região situada ao Norte da Lagoa da Conceição, na localidade de Rio Vermelho, onde podem ser observados vestígios de antigas cristas de praia, separados por largas zonas intracristas. Amostras de fragmentos de caule e raízes do topo de um depósito situado logo abaixo de cordões com estas características, foram coletadas na região extremo norte da Ilha de Santa Catarina, e apresentaram idades superiores a 30.000 anos A.P. (Duarte, 1981), o que reforça a possibilidade do cordão I ser pleistocênico.

Outra evidência a favor é a altitude do cordão interno. O nível de mar holocênico não alcançou altitudes tão altas para a formação deste, se bem que há de se levar em conta que a contribuição eólica pode mascarar estes fatos.

Fato que fica em aberto nesta hipótese é a ausência da camada de turfas relacionada à 1a. regressão holocênica. Existe a possibilidade desta ter sido destruída na ocasião da 2a. fase transgressiva.

A 2a. hipótese tem a favor os níveis de turfas que se encaixam nos períodos regressivos de 3.600 e 2.500 anos A.P. (este último ainda em formação), após a formação do cordão principal durante a transgressão de 5.100 anos A.P.

Evidências que não apoiam esta hipotese são as características totalmente diferentes entre o cordão I e II, como já discutidos anteriormente. Outro fato é que se todos os depósitos sedimentares são holocênicos, neste caso não teríamos sequer um remanescente do cordão pleistocênico. Por quê? Teriam sido totalmente erodidos? Como seriam as características dos depósitos pleistocênicos, no caso de estes existirem?

CONCLUSÕES:

A descrição dos depósitos sedimentares e hipoteses para sua formação foram discutidos no presente trabalho.

As características diferentes entre o cordão I e II evidenciam que estes estão relacionados a eventos de épocas diferentes no que se refere a sua origem.

A presença de turfas na praia atual sugere a progradação do cordão II em direção ao continente soterrando em parte a paleolaguna exis

tente entre o mesmo e o cordão I, responsável pela formação do principal corpo lagunar. Esta caminhada da praia em direção ao continente pode ter sido em resposta a uma elevação do nível do mar, ou mesmo devido a uma intensa atividade eólica numa região onde o aporte de sedimentos na ante-praia é abundante.

A presença ainda hoje de zonas semi-alagadas entre os cordões, de correntes da última subida do nível do mar, permite observar a formação de uma nova camada de turfas próximo ao reverso do cordão recente.

O mapeamento das unidades sedimentares da região e as inferências sobre sua evolução mostram dados importantes, pois permitem estender esses conhecimentos para áreas similares adjacentes que poderão fornecer mais dados auxiliares na compreensão do mecanismo de formação da planície sedimentar.

AGRADECIMENTOS:

Ficam aqui expressos meus agradecimentos aos geólogos Carlos Alfredo Bortoluzzi e João Awdziej, do 11º Distrito Regional do DNPM, pela colocação de todos os meios possíveis para a realização deste trabalho.

Ao geólogo Antônio Expedito Azevedo, da Universidade Federal da Bahia, pela datação por C^{14} em amostras de turfas e conchas.

Ao geógrafo Dieter Muehe (UFRJ) e aos geólogos Alberto Figueiredo Júnior (UFF) e Louis Martin (CNPq, Obs. Nac.) pela orientação e sugestões apresentadas no decorrer deste trabalho.

Ao topógrafo Mário Martins (Gaplan/SC) pelo auxílio na realização dos perfis topo-geológicos e a Lucia Pinto Camargo e Maria Eliete Oczkovski (DNPM) pelos trabalhos de desenho e datilografia.

BIBLIOGRAFIA:

01 - BIGARELLA, J.J. 1948. Contribuição ao estudo da planície sedimentar da parte norte da ilha de Santa Catarina. Arquivos Biol. Tecnol. vol. IV, artigo 16, p. 107-140.

02 - BIGARELLA, J.J. 1974. Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. CATENA. Vol. 1, p. 107-152.

03 - DILLON, P.W. 1970. Submergence effects on a Rhode Island Barrier and lagoon and inferences on migration of barriers. In:JOURNAL OF GEOLOGY, 1970, vol. 78, p. 94-106.

04 - DOMINGUES, J.M.L. 1983. Evolução quaternária da planície costeira associada a foz do Rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea dos sedimentos. Salvador, UFBa, Curso de Pós-Graduação em Geociências. 71 p., 25 figs., Diss. Mestr. Geociências.

05 - DUARTE, G.M. 1981. Estratigrafia e evolução do Quaternário do plano costeiro Norte da Ilha de Santa Catarina. Porto Alegre, UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Diss. Mestr. Geociências.

06 - HURT, W.R. 1974. The interrelationships between the natural environment and four sambaquis, Coast of Santa Catarina, Brazil, Occasional Papers and Monographs 1, Indiana University Museum. 23 p.

07 - MARTIN, L.; MÖRNER, N.A.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. (1982b). Reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. Publicação especial da Comissão Técnico-Científica do Quaternário, SBG, São Paulo, 154 p.

08 - MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1986. Coastal Quaternary deposits of the states of Paraná and Santa Catarina. In:INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES, São Paulo, 1986, 124 p.

09 - MUEHE, D. & CARUSO, F.G.Jr. 1983. Batimetria e algumas considerações sobre a evolução geológica da Lagoa da Conceição. In:SIMPÓSIO LATINO AMERICANO SOBRE OCEANOGRAFIA BIOLÓGICA, 8, Montevidéo, 1983, Alicmar, Resumes, p. 83.

10 - MUEHE, D. 1984. Evidências de recuo dos cordões litorâneos em direção ao continente no litoral do Rio de Janeiro. In: RESTINGAS: ORIGEM, ESTRUTURA E PROCESSOS. CEUFF, Niterói, 1984, p. 75 a 80.

11 - SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1976. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., v. 1:295-305, Ouro Preto (MG).

12 - SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.L.S.P.; DOMINGUES, J.M.L. ; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. In:REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, vol. 15, p. 273-286.

Fig. 1 - Visão geral da Ilha de Santa Catarina, com destaque para a Lagoa da Conceição, que devido sua configuração alongada recebe de Norte para Sul a seguinte denominação: 1 - Lagoa de Cima, 2 - Lagoa do Meio e 3- Lagoa de Baixo.

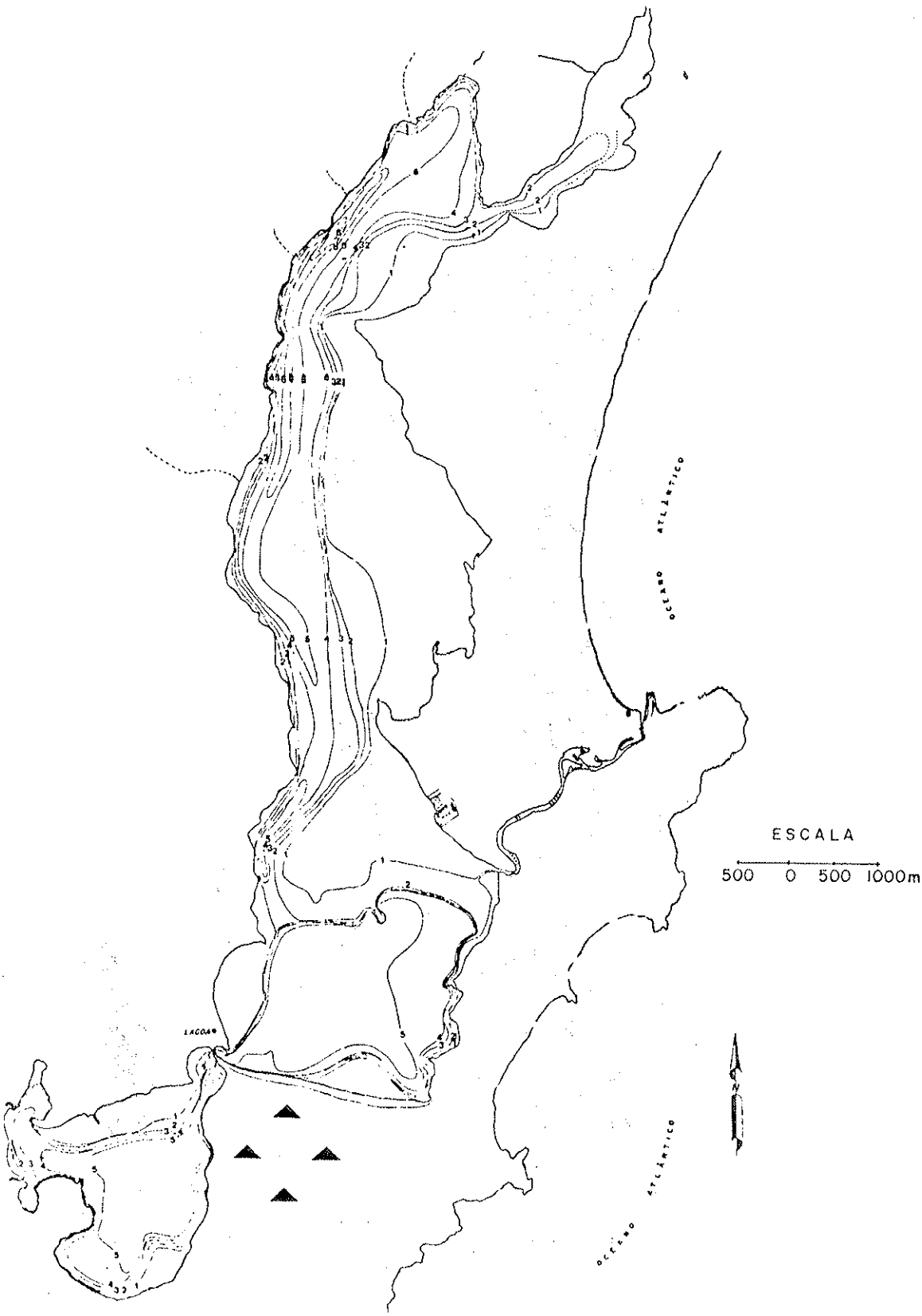
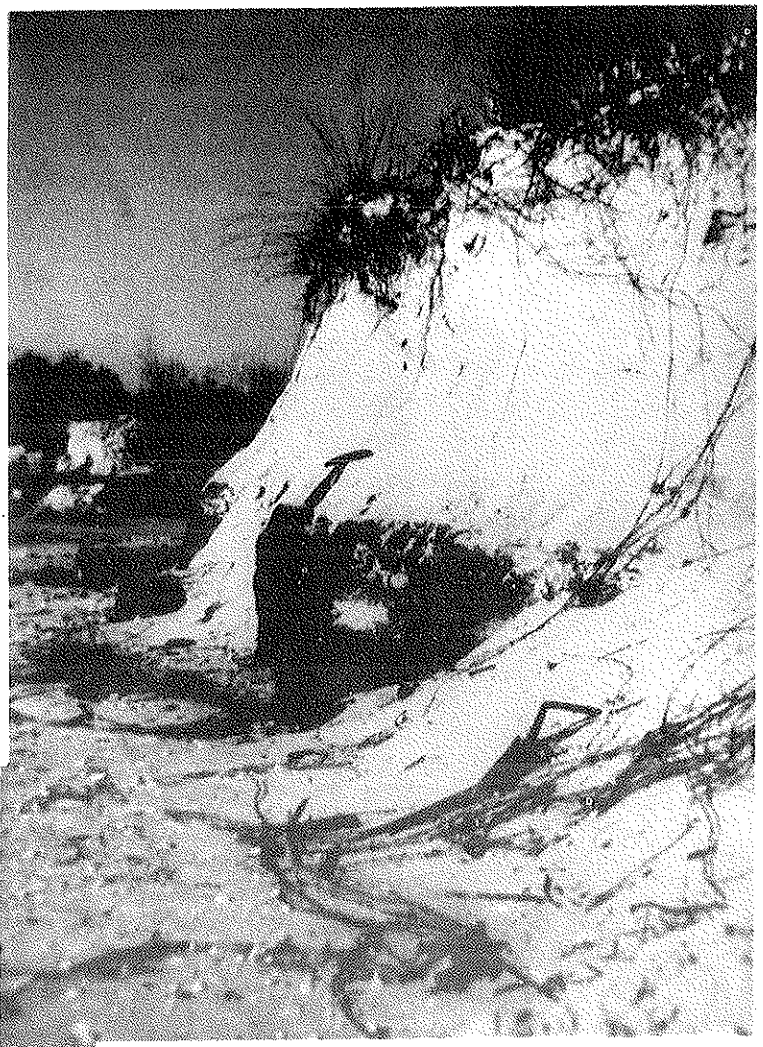


Fig. 2 - A batimetria da laguna (Muehe e Caruso, 1983) revelou a desigualdade entre margens opostas, com as maiores profundidades localizadas próximo ao complexo cristalino. Sondagens realizadas nestes locais revelaram um pacote lamoso com espessura aproximada de 7.0 metros.

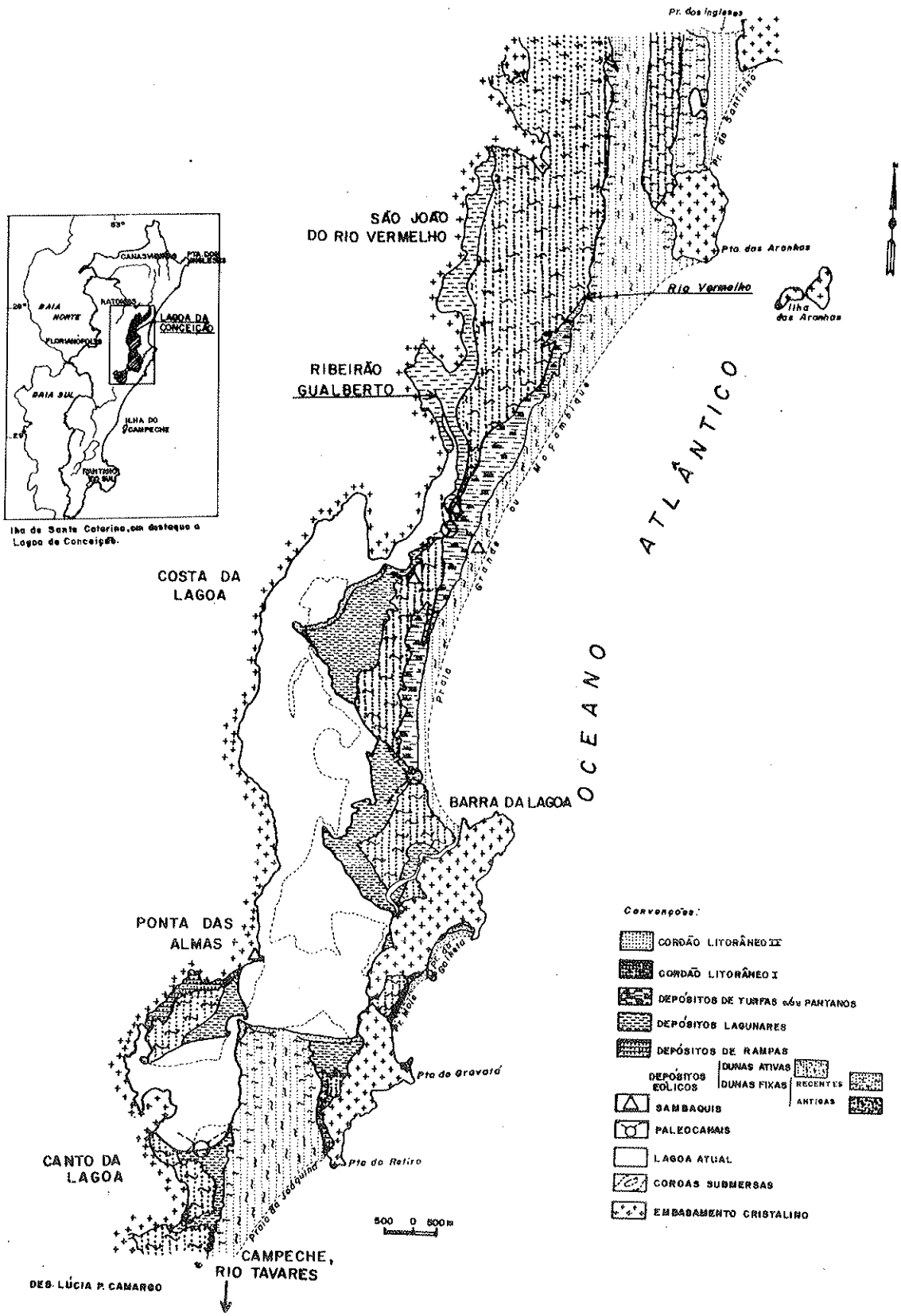
Foto 1 - Observa-se em alguns locais do cordão I a presença, próximo à base, de um nível de areias consolidadas de coloração escura devido a impregnação por ácidos húmicos e óxidos de ferro; conhecido na região pelo nome de "Tijuco".



Fotos 2 e 3 - Características do cordão II, a praia atual propriamente dita. No limite superior a presença de depósitos eólicos, e próximo à base turfas.

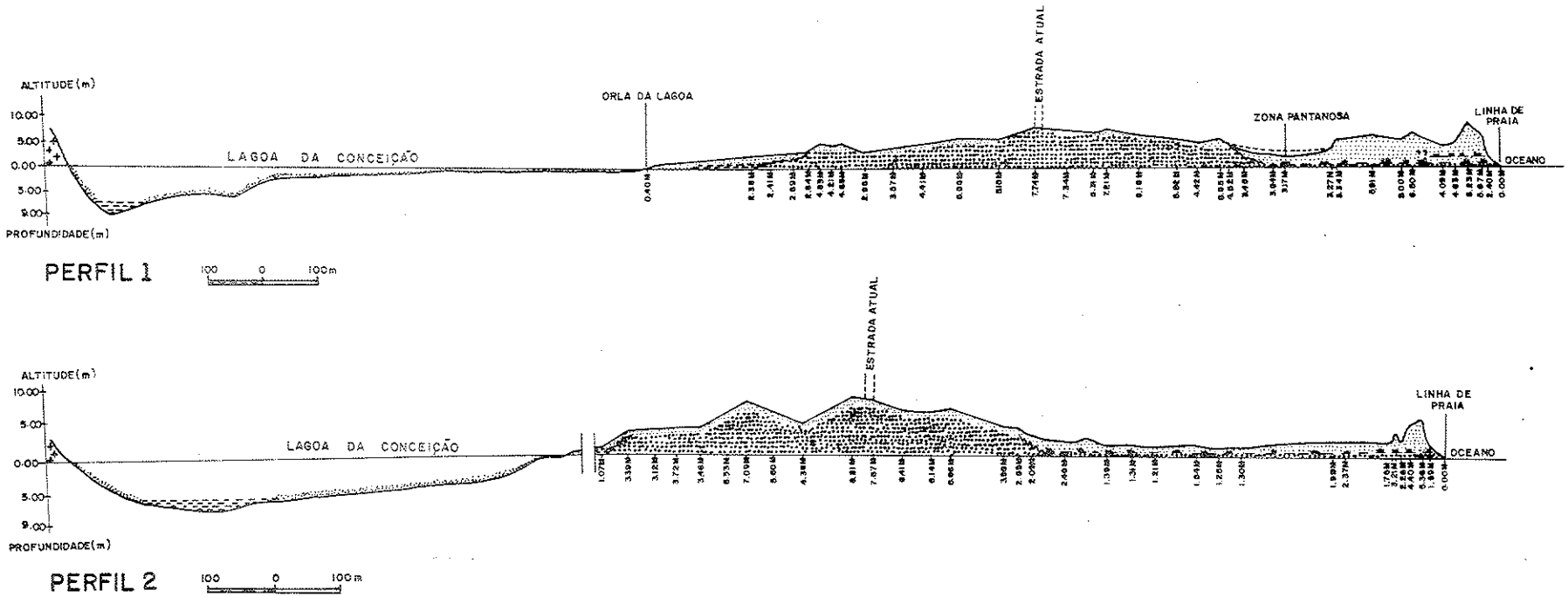
Fig. 4 MAPA GEOLÓGICO / QUATERNÁRIO DA LAGOA DA CONCEIÇÃO E REGIÕES ADJACENTES.

(Segundo Geól. Francisco Caruso Jr.)



Ilha de Santa Catarina, com destaque a Lagoa da Conceição.

Fig. 3 PERFIS TOPOGEOLÓGICOS NA MARGEM LESTE DA *LAGOA DA CONCEIÇÃO*



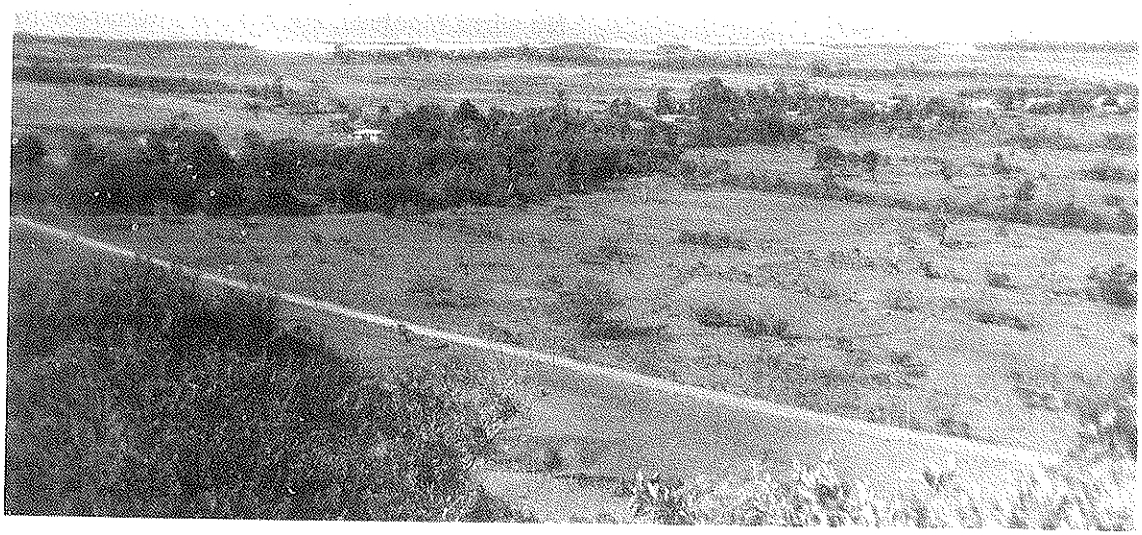
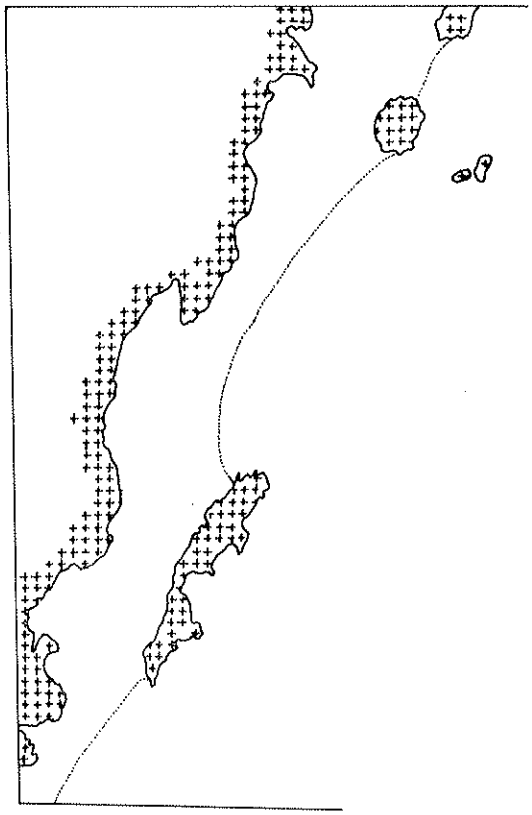


Foto 4 - O observador posicionado em locais mais altos, facilmente identificará uma série de ondulações que compõem o cordão I, morfologia esta relacionada a antigas cristas de praia. Ao fundo as dunas atuais e o oceano.

Foto 5 - Visão da calha do Rio Vermelho, com sua margem externa sendo progradada pelo avanço do campo de dunas atuais. Na foto observa-se um trecho com grande desenvolvimento de vegetação aquática.

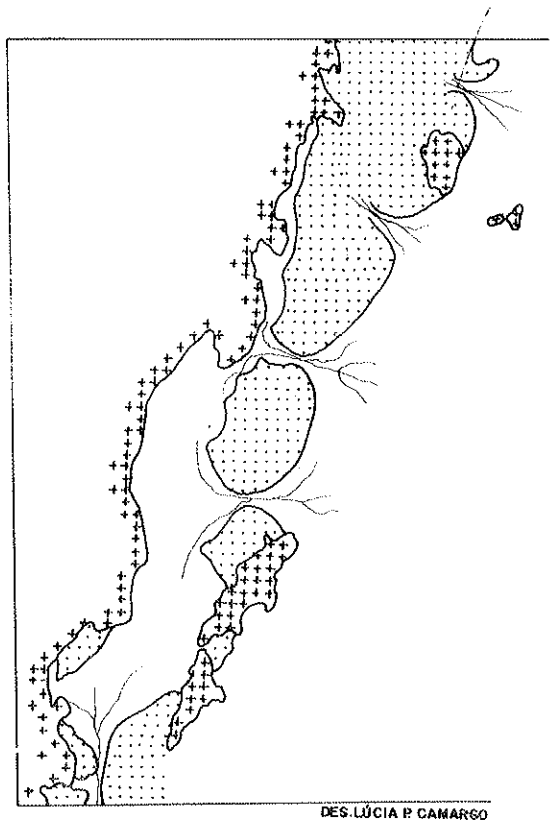
Fig.5 ESQUEMA EVOLUTIVO PARA A FORMAÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA

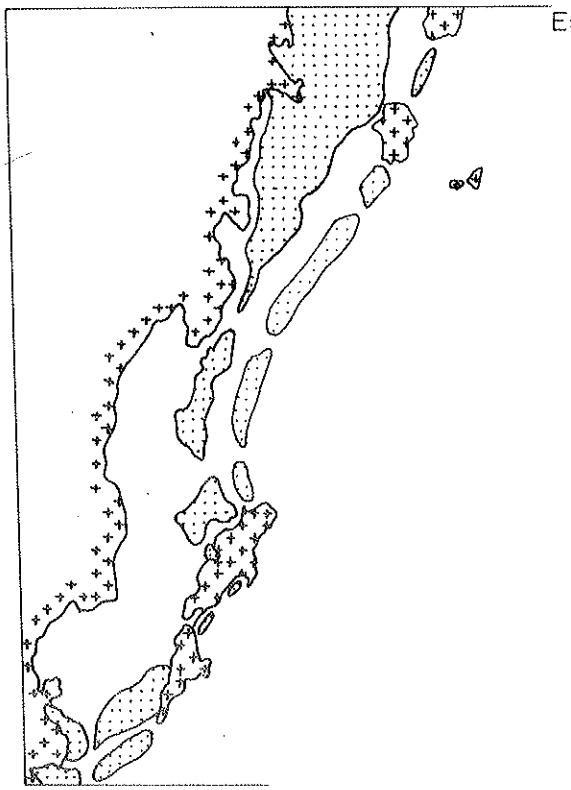


Estágio 1 - Na hipótese do cordao interno ser Pleistocênico, este estágio se refere ao máximo transgressivo de 120.000 anos A.P.

Na outra hipótese, a do cordão interno ser formado pelo evento Holocênico, este estágio se refere ao máximo transgressivo de 5.100 anos AP.

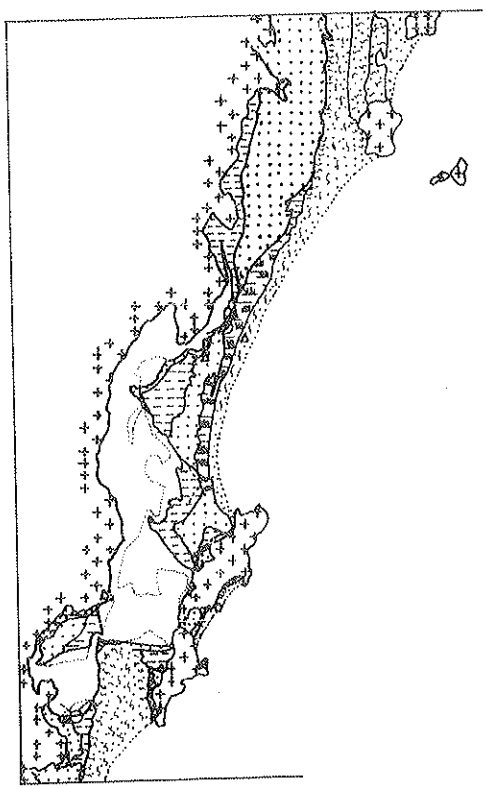
Estágio 2 - A fase regressiva que se segue ao máximo transgressivo ocasiona a formação de Terraços Marinhos na parte adjacente a laguna. Posteriormente a atividade eólica remobiliza estes sedimentos ocasionando a formacão de dunas. A rede de drenagem passa a correr em direção a plataforma, erodindo em parte os depósitos recém formados. Este evento pode ter ocorrido após o máximo transgressivo de 120.000 anos ou o de 5.100 anos A.P.





Estágio3 – A fase transgressiva holocênica ocasiona o processo de desenvolvimento de ilhas-barreira na zona adjacente ao cordão antigo. Com a continuação da subida do nível do mar ocorre a formação de uma zona alagada entre a ilha-barreira recém formada e o cordão I.

Estágio 4 – Outros eventos oscilatórios do nível do mar ocorrem de menor proporção, que no conjunto vão resultar na configuração atual da planície costeira.



1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 297-308 (1987)

PLANIALTIMETRIA DE DETALHE E OS PALEONÍVEIS MARINHOS QUATERNÁRIOS NA PLANÍCIE COSTEIRA DE CARAGUATATUBA, ESTADO DE SÃO PAULO

Celia Regina de Gouveia Souza
Instituto Oceanográfico
Departamento de Oceanografia Física

ABSTRACT

The origin of the São Paulo coastal plains is related to the erosional processes of the Serra do Mar (mountain ridge) as well as to the Quaternary sea-level changes. These sea-level changes are associated to two main transgressive-regressive events, so called Cananéia (Pleistocene) and Santos (Holocene). During the first event, the sea - level reached heights of 5 to 10m above the present level. By other hand, during the Holocene, the sea-level never heights bugger than 4,5 m above the present.

The use of detailed planialtimetry in the researches of these marine palaeolevels in the Caraguatatuba coastal plain had shown interesting results. It was possible to sketch a map in assemblage with previous data and hypothesis, established the probable boundaries of the Quaternary marine transgressions.

INTRODUÇÃO

A paleotopografia é um importante controle na localização e preservação de depósitos costeiros. Muitas praias e ilhas barreiras, antigas e recentes, parecem ter sido formadas e estabilizadas em altas topografias (Heward, 1981).

Suguio & Martin (1976) e Bittencourt et al. (1979), entre outros, baseados na presença de depósitos marinhos reliquiares nas planícies costeiras paulista e baiana e em datações por radiocarbono, associaram sua origem a dois grandes eventos marinhos transgressivos ocorridos no Pleistoceno e Holoceno. Segundo os primeiros autores, na costa paulista, o mar pleistocênico (Transgressão Cananéia) construiu terraços alçados de 9 a 10m de altitude nas zonas próximas ao embasamento cristalino da Serra do Mar e, de 5 à 6m junto à linha-de-costa atual. O mar holocênico (Transgressão Santos), por sua vez, erodiu parcialmente os depósitos pleistocênicos e, através de cordões litorâneos, deixou registros de dois níveis máximos subsequentes: de até + 4,5m e + 3,0 m (Suguio et al., 1977).

A presença de depósitos marinhos correlatos a esses na planície de Caraguatatuba (figura 1), deu subsídios para Martin & Suguio (1976) elaborarem um perfil interpretativo de sedimentação quaternária (figura 2), a partir do qual estabeleceram um modelo evolutivo semelhante aos propostos para outras planícies costeiras paulistas (Suguio & Martin, 1978a).

O objetivo deste trabalho é demonstrar que a utilização da planialtimetria de detalhe em áreas sedimentares (tectonicamente estáveis) que estiveram sujeitas às flutuações quaternárias do nível do mar, pode trazer bons resultados para o estudo da paleogeografia das linhas-de-costa. Estes resultados são ainda mais eficientes quando existe um acentuado mascaramento no terreno devido à densa ocupação urbana, a qual inviabiliza trabalhos de campo e de fotointerpretação geológica.

LEVANTAMENTO PLANIALTIMÉTRICO E OUTROS TRABALHOS

Este levantamento foi executado através da interpolação das cartas planialtimétricas, de escala 1:10.000, da região de Caraguatatuba (Plano Cartográfico do Estado de São Paulo, 1978), sobre as folhas topográficas de Caraguatatuba e Pico do Papagaio (IBGE, 1974), de escala 1:50.000. Nesta base (figura 3) foram também lançadas as principais feições geomorfológicas cartografadas por Cruz (1974) e Suguio & Martin (1978b) e reavaliadas pela autora, através de trabalhos de fotointerpretação (fotografias aéreas de escalas 1:25.000 e 1 : 8.000) e mapeamento geológico de detalhe.

As feições geomorfológicas citadas referem-se a antigos depósitos de linha-de-costa conhecidos como terraços marinhos pleistocênicos e cordões litorâneos holocênicos (figura 1).

RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

A configuração topográfica da planície costeira de Caraguatatuba (figura 3) permitiu a delimitação de quatro intervalos altimétricos principais, a saber: 0 a 2m, 3 a 4m, 5 a 7m e 8 a 11m.

As cotas superiores a 11m encontram-se somente ao fundo da planície costeira, junto às cabeceiras dos rios Camburu e Piraçununga, e às rampas de colúvio, margeando os contrafortes do embasamento cristalino.

As altitudes entre 8 e 11m são também encontradas ao fundo da planície, onde estão associadas à inclinação natural do sopé serrano, mergulhando rumo ao mar. Ocorrem ainda, tanto ao norte quanto ao sul, nas porções mais internas dos terraços marinhos pleistocênicos correlacionados por Suguio & Martin (1978 a e b) à Formação (e transgressão) Cananéia (figuras 1 e 2).

O intervalo seguinte, de altitudes entre 5 e 7m acima do nível médio do mar atual, distribui-se pela planície costeira de Caraguatatuba formando uma crescente, interrompida em sua porção mediana pelo Morro do Camburu. Ao norte e ao sul, ela tangencia os contrafortes da Serra do Mar, estando aí associada a parte dos patamares dos terraços marinhos pleistocênicos acima citados e também às extensões desses terraços

que afloram nas proximidades da linha-de-costa atual, ao sul do núcleo urbano de Caraguatatuba (Souza, 1987, nestes anais).

Essas altitudes aparecem ainda ao longo dos médios cursos dos rios Camburu, Piraçununga e Claro, e nas cabeceiras dos rios Perequê e Perequê-Mirim. A ocorrência de cotas tão elevadas junto a essas margens meandrantes está relacionada a sobrelevações decorrentes de acumulações fluviais (também atividades antrópicas), visto que entre o topo dos terraços e o fundo do leito desses rios, existem desníveis que variam entre 3 e 4m.

As topografias entre 3 e 4m distribuem-se amplamente por toda a planície costeira acompanhando também uma crescente, cujo largo bojo se estende das encostas do Morro do Camburu até as proximidades do traçado atual da rodovia BR-101. As cotas de 4m estão sempre associadas ao topo dos cordões litorâneos holocênicos de primeira geração (Cruz , 1974; Suguio & Martin, 1976, 1978a e b), originados após o primeiro máximo de Transgressão Santos (~ 5.000 anos A.P.). Estão presentes ainda nas zonas baixas existentes entre os restos de terrações marinhos pleistocênicos, provavelmente alagadas durante aquela transgressão e desenvolvidas pelo processo marinho erosivo. As cotas de 3m ocorrem nos baixos que separam os cordões litorâneos citados.

Dados de subsuperfície revelaram a ocorrência de sedimentos de mangue abaixo de 2m de areias fluviais, sob os leitos dos rios Piraçununga e Camburu (cota do fundo dos leitos variando entre +3 e +2m). Suguio et al. (1977), através de datação por radiocarbono de conchas contidas nestes sedimentos, obtiveram uma idade de 6.725 ± 170 anos. A presença desses depósitos foi também verificada nos terrenos adjacentes a estes rios, entre o Morro do Camburu e a faixa mais interna de cordões litorâneos, sob aproximadamente 1m de solo aluvionar (cota de superfície variando entre +3 e +4m). Suguio et al. (op. cit.) encontraram uma idade de 6.745 ± 170 anos para estes depósitos (conchas). Esses dados sugerem o desenvolvimento de um amplo manguezal nas costas de uma barreira praial, a qual provavelmente estaria relacionada aos cordões litorâneos de primeira geração. Eles indicam também que o mar holocênico (primeiro máximo) invadiu as reentâncias e o bojo da atual planície costeira de Caraguatatuba através de canais de maré, posteriormente ocupados pelos atuais cursos fluviais, em consequência da regressão marinha que se sucedeu. Além disso, a nítida inflexão que parte daqueles cordões apresentam (Morro da Lagoa) evidencia que o nível do mar nessa época não ultrapassou os limites altimétricos dos terraços marinhos pleistocênicos que ali já existiam (topos entre +5 e +6m).

Junto ao Morro do Camburu, Suguio & Martin (1978b) mapearam restos de um terraço (figura 1), ao qual atribuíram idade pleistocênica e origem marinha (Formação Cananéia). No entanto, as cotas de +4,5m ali encontradas e a presença de enormes troncos de árvores, pouco carbonizados e soterrados sob as areias grosseiras deste terraço, sugerem uma idade recente para o mesmo.

O intervalo de altitudes entre 0 e 1m ocorre ao longo de toda a linha-de-praia atual. As cotas de 2m penetram para o interior, onde estão associadas ao topo dos cordões litorâneos de segunda geração (Cruz, 1974; Suguio & Martin, 1976 e 1978a e b).

Suguio et al. (1977) dataram conchas contidas em sedimentos de um destes cordões, nas proximidades do Ribeirão da Lagoa, obtendo uma

idade de 2,565 ± 90 anos, sendo, portanto, posterior ao segundo pico da Transgressão Santos (~ 3.200 anos A.P.).

Estes fatos, associados à presença de cotas de 3m nos baixos que separam os cordões litorâneos de primeira geração, os quais se encontram bem preservados, indicam que durante esse máximo holocênico, o mar atingiu apenas as zonas mais baixas da planície costeira, através de canais pré-existentes, não promovendo a erosão dos cordões mais antigos.

No extremo sul da planície, entre a linha-de-costa atual e as proximidades do rio Perequê-Mirim e do embasamento cristalino, ocorre uma zona onde predominam cotas de 2m. Este fato anômalo pode sugerir que, antes mesmo do presente, a porção sul da enseada de Caraguatatuba já se comportava como uma área rasa e protegida da ação direta das ondas, a exemplo do que ocorre na linha-de-costa atual adjacente, onde se desenvolve uma planície de maré (Souza & Furtado, 1987).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Segundo a literatura, na costa brasileira ocorreram, durante o Quaternário, três picos de transgressão marinha: um no Pleistoceno, há 120.000 anos A.P. (penúltima transgressão) e dois no Holoceno (última transgressão), há ~ 5.000 anos A.P. e ~ 3.200 anos. No litoral do sudeste brasileiro, durante o evento mais antigo, o mar beirou os contrafortes da Serra do Mar e deixou marcas de antigas linhas-de-praia entre 5 e 10m acima do nível atual. Durante o Holoceno, porém, não ultrapassou os 4,5m e os 3,0m, respectivamente para o primeiro e o segundo máximos, que estão registrados através de duas gerações de cordões litorâneos.

A integração entre o mapa planialtimétrico (figura 3) elaborado para a planície costeira de Caraguatatuba e os dados de superfície e subsuperfície obtidos nesta área, permitiram traçar os limites internos aproximados dessas transgressões (figura 4) e, paralelamente, identificar os paleoníveis marinhos supra-citados.

Assim, à semelhança de outros pontos do litoral paulista, sul - fluminense e, até certo ponto baiano, na região de Caraguatatuba os topos dos terraços marinhos correlacionáveis à penúltima transgressão situam-se entre as cotas de 8 e 10m, quando presentes nas zonas internas da planície costeira e, entre 5 e 7m, quando próximos à linha-de-costa atual. Estes depósitos, em São Paulo, são atribuídos à Formação Cananéia (Transgressão Cananéia). As linhas-de-praia deixadas pelo mar holocênico (Transgressão Santos, em São Paulo) são representadas por duas gerações de cordões litorâneos, cujas cotas dos topos estão a 4 e 2m , respectivamente para os mais antigos e os mais jovens.

A metodologia empregada neste trabalho pode ser facilmente aplicada em outras áreas costeiras. Salienta-se, entretanto, que a planialtimetria faz uso de valores topográficos relativos (função do nível médio do mar local) de um relevo residual afeiçoado por múltiplos agentes modeladores, incluindo-se entre eles o mar, os cursos fluviais, os fatores morfoclimáticos e o próprio homem. Desta forma, ela deve ser encarada como mais uma das muitas ferramentas utilizadas no estudo da paleogeografia dessas áreas, sendo especialmente útil quando associada

a feições geomorfológicas representativas de registros marinhos.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro concedido à autora (Proc. 84 / 2071-B).

Agradecemos ainda ao Prof. Agenor Pereira de Souza pelo auxílio nos trabalhos de campo e ao Prof. Dr. Valdenir V. Furtado pela orientação científica.

Os nossos sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio pelas críticas e sugestões apresentadas na revisão deste manuscrito. À Sra. Benedita Stella Costa Jacinto e ao Sr. Wilson S. de Macedo Jr., pelos trabalhos de datilografia e desenho, respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. & MARTIN, L. - 1979. Geologia dos depósitos quaternários no litoral do Estado da Bahia. In: H. Inda (ed.), Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, SME/CPM, Salvador (BA), 1:1-21.

CRUZ, O. - 1974. A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba. Inst. Geografia - USP - Série de Teses e Monografias, nº 11:181pp..

HEWARD, A.P. - 1981. A revew of wave-dominated clastic shoreline deposits. Earth - Sci. Rev., 17:223-276.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE) - 1974. Folhas topográficas de Caraguatatuba e Pico do Papagaio, escala 1:50.000 (1ª edição).

MARTIN, L. & SUGUIO, K. - 1976. O quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. An. Congr. Bras. Geol., 29º, v.1, pp. 281-294.

PLANO CARTOGRÁFICO DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1978. Cartas planialtimétricas da região de Caraguatatuba, escala 1:10.000. Gov. do Est. de São Paulo/Secretaria de Economia e Planejamento.

SOUZA, C.R. de G. - 1987. Novos dados sobre a Formação Cananéia na planície costeira de Caraguatatuba, litoral norte do Estado de São Paulo. I Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário (nestes anais). ABEQUA/Porto Alegre.

SOUZA, C.R. de G. & FURTADO, V.V. - 1987. Exemplo de desenvolvimento de planície de maré na região da Enseada de Caraguatatuba. Simpósio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira: Síntese dos conhecimentos, v. 2, p. 337-332. Publ. Acad. Ciênc. Est. São Paulo.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1976. Mecanismo de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. An. do Congr. Bras. Geol., 29º, v. 1, parte 2, pp. 295-305.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. & FLEXOR, J.M. - 1977. Sea level flutuations during the past 6.000 years along the coast of the state of São Paulo, Brazil. Presented to X Internat. Congr. of INQUA, Birmingham - Great Britain (preprint).

SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1978a. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul-fluminense. International Symposium on coastal Evolution in the Quaternary. Special publication nº 1, 55pp. , SP.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1978b. Mapas geológicos das planícies costeiras quaternárias do Estado de São Paulo e sul do Rio de Janeiro (1:100.000). DAEE/SOMA, São Paulo (folha utilizada: Caraguatatuba).

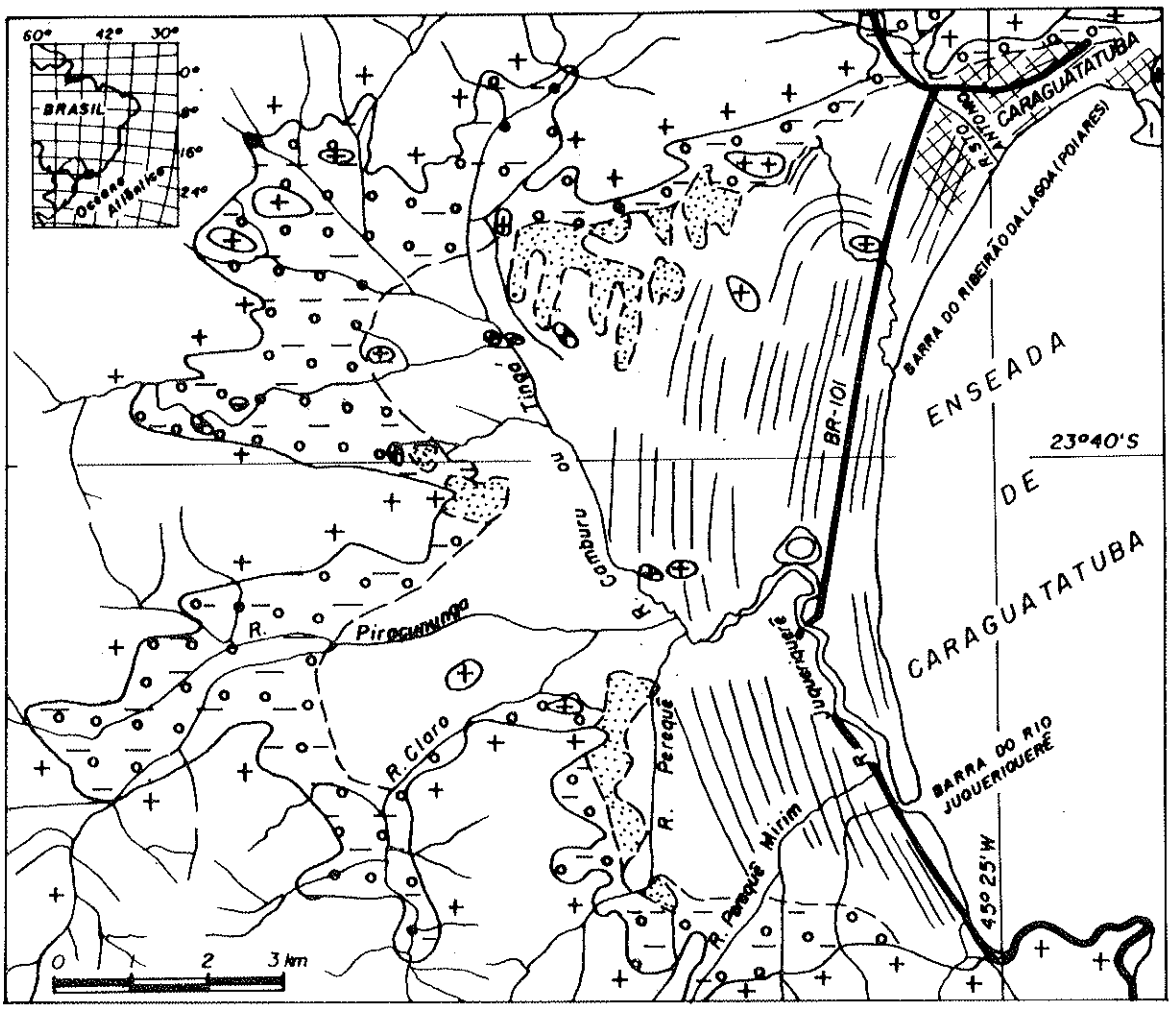


FIGURA 1 - Formações Marinhas Quaternárias na planície costeira de Caraguatatuba (modific. de Suguio & Martin, 1978b).

- Quaternário continental indiferenciado (areias e argilas; pode recobrir formações marinhas e flúvio-lagunares).
- Holoceno marinho e lagunar (areias marinhas litorâneas - cordões litorâneos e praia atual; areias e argilas fluviais e lagunares).
- Pleistoceno marinho (terraços de areias marinhas da Formação Cananéia).
- Embasamento pré-cambriano.
- Cordões litorâneos holocênicos.
- Caraguatatuba (núcleo urbano).

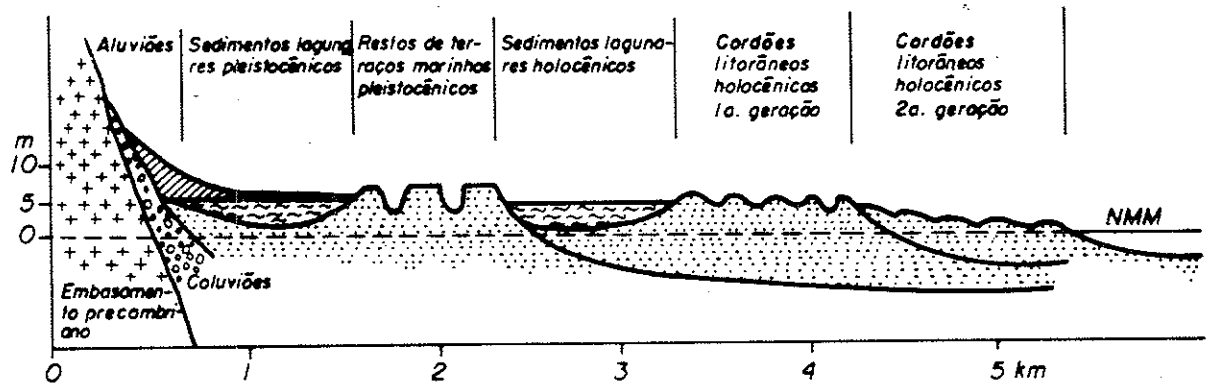


FIGURA 2 - Pérfil interpretativo de sedimentação na planície costeira de Caraguatatuba (modific. de Martin & Suguio, 1976).

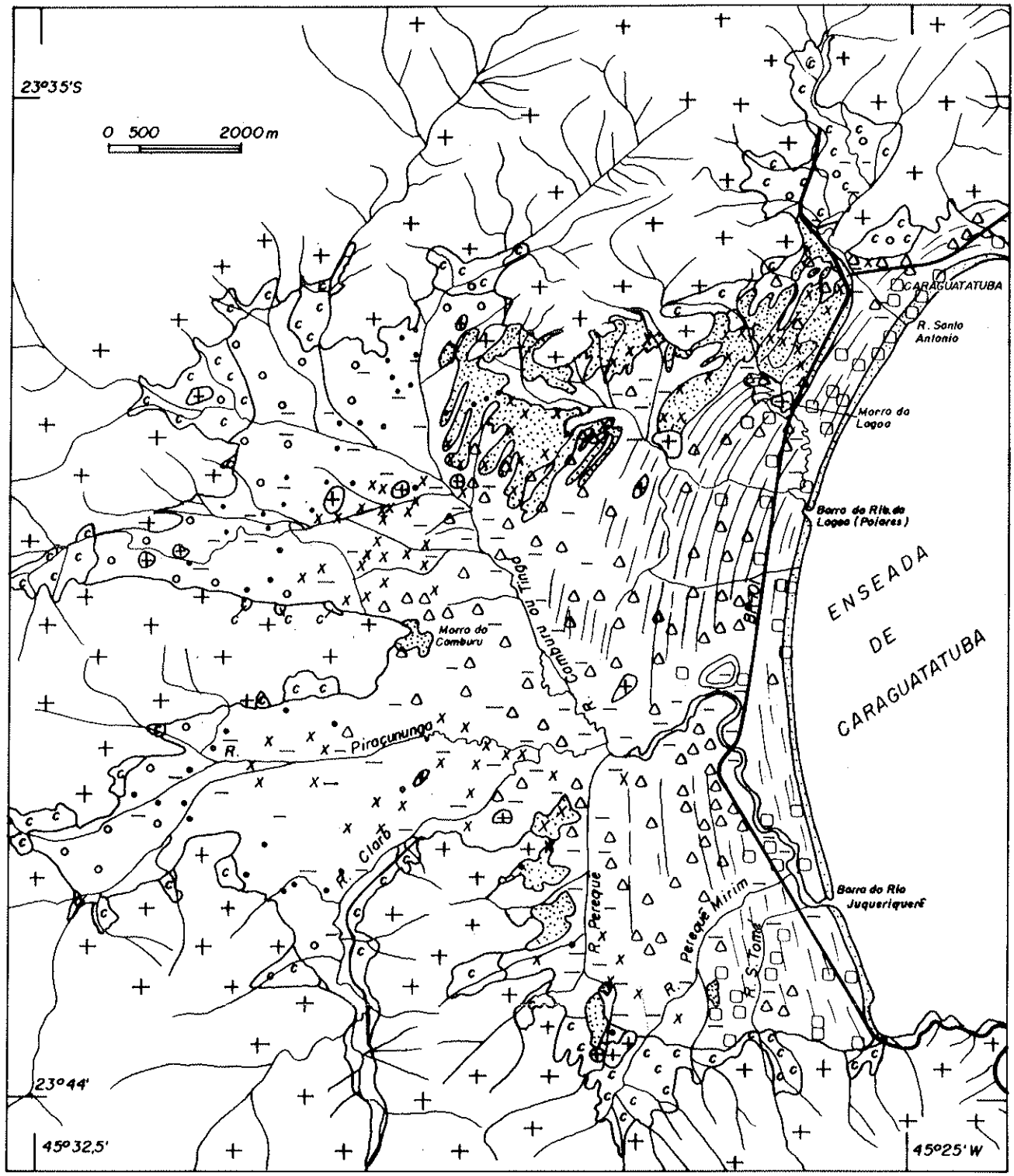


FIGURA 3 - Mapa da planície costeira de Caraguatatuba exibindo os pontos de medida altimétricas e as feições geomorfológicas mapeáveis.
Fontes: Cartas topográficas 1:50.000 de Caraguatatuba e Pico do Papagaio; Cartas planialtimétricas 1:10.000 de Caraguatatuba; Carta geomorfológica 1:40.000 de Cruz (1974); Fotografias aéreas 1:25.000 e 1:8.000 (1962 e 1977, respec.).

FIGURA 3 - (continuação)

Feições geomorfológicas - litologias

Depósitos coluviais (às vezes, mistos com sedimentos fluviais).

Coberturas aluvionares recentes.

Praias recentes.

Cordões litorâneos holocênicos (Cruz, 1974; Suguio & Martin, 1978b) - areias marinhas de praias antigas. O traçado dos cordões indica os limites entre eles (drenagens).

Terraços marinhos pleistocênicos (Cruz, 1974 ; Suguio & Martin, 1978b) - areias marinhas da Fm. Cananéia.

Embasamento pré-cambriano (Serra do Mar).

Cotas planialtimétricas (valores acima do nível médio do mar local)

□ 0 a 2m.

△ 3 a 4m.

X 5 a 7m.

• 8 a 11m.

° 12 a 16m.

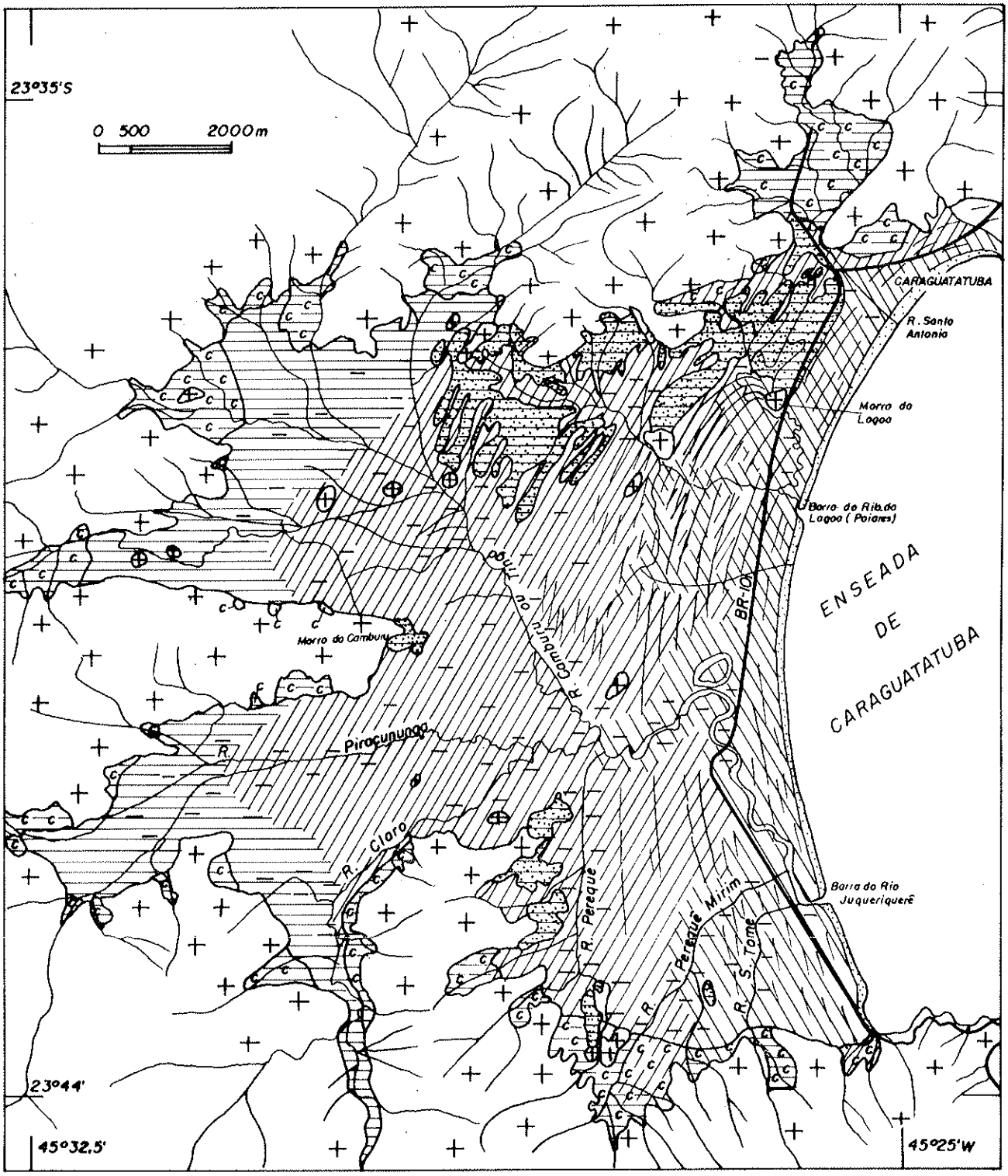


FIGURA 4 - Base da figura anterior esboçando a configuração aproximada e interpretativa das ingressões máximas do nível do mar, durante o Quaternário, na planície costeira de Caraguatatuba.

FIGURA 4 - (continuação)

Transgressão Cananéia: o nível do mar atingiu os contrafortes da Serra do Mar (máximo há 120.000 anos A.P.).

Transgressão Santos - 1º máximo (~ 5.000 anos A. P.): o nível do mar atingiu cotas de até ~+ 4,0m (cordões litorâneos de 1ª geração) e penetrou o interior da planície costeira.

Transgressão Santos - 2º máximo (~ 3.200 anos A. P.): o nível do mar atingiu cotas de até + 3m , alagando os baixios entre os cordões já existentes e construiu outros (2ª geração), com altitudes de + 2m.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 309-317 (1987)

NOVOS DADOS SOBRE A FORMAÇÃO CANANÉIA NA PLANÍCIE COSTEIRA DE CARAGUATATUBA, LITORAL NORTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

Celia Regina de Gouveia Souza
Instituto Oceanográfico
Departamento de Oceanografia Física

ABSTRACT

The Cananéia Formation was originally identified in the Cananéia -Iguape region, as a marine sandy deposit related to the Cananéia Transgression, Pleistocene in age. Outcrops-type were described in the São Paulo State coastal plains, from Cananéia area to the "Baixada Santista". Its continuity has been suggested northward by some authors.

The identification of marine sandy terraces with the same characteristics as the above mentioned, in the Caraguatatuba coastal plain, indicate the extension of the Cananéia Formation at least up to this locality.

INTRODUÇÃO

As planícies costeiras do Estado de São Paulo têm sua origem vinculada ao retrocesso erosivo da Serra do Mar, a partir do final do Mesozóico, associado às flutuações marinhas quaternárias. Estas flutuações, representadas pelas transgressões Cananéia e Santos, respectivamente de idades pleistocênica e holocênica, são as maiores responsáveis pelo preenchimento sedimentar dessas planícies (figura 1). Nelas, ainda hoje, encontram-se restos de terraços marinhos e cristas praiais atribuíveis a fases de níveis marinhos superiores ao atual.

Suguio & Petri (1973), estudando a área costeira de Cananéia - Iguape, encontraram uma sequência de areias marinhas transgressivas às quais denominaram Formação Cananéia. Posteriormente, Suguio & Martin (1976a) atribuíram sua origem ao evento transgressivo-regressivo pleistocênico. Embora estes autores tenham sugerido a continuidade desta formação ao longo de todo o litoral paulista, os afloramentos típicos ocorrem com bastante representatividade nas porções sul e central, porém são inexpressivos ao norte. Nesta porção foram encontrados, apenas em Caraguatatuba, restos de terraços marinhos muito dissecados que foram correlacionados à Formação Cananéia (Suguio & Martin, 1978a), apesar de possuírem características distintas às das areias de Cananéia-Iguape. Por outro lado, Fúlfaro et al. (1976), com base em datações por radiocarbono de amostras de subsuperfície, confirmaram a presença de sedimentos marinhos pleistocênicos em Caraguatatuba. Contudo, atribuíram à Formação Cananéia, tanto os sedimentos com idades superiores a 35.000

anos A.P. (além do alcance do radiocarbono), quanto os inferiores a 10.000 anos A.P..

Este trabalho visa relatar a ocorrência de afloramentos de areias marinhas na planície costeira de Caraguatatuba, cujas características bastante similares às descritas em Cananéia-Iguape, permitem-nos sugerir sua correlação à Formação Cananéia.

A FORMAÇÃO CANANÉIA

A Formação Cananéia (Suguio & Petri, 1973), na região de Cananéia-Iguape, jaz sobre a Formação Pariquera-Açu (Bigarella & Mousinho, 1965) ou sobre o embasamento cristalino pré-cambriano. Seus sedimentos, argilo-arenosos na base (ambiente transicional) e arenosos no topo (ambiente marinho), estão associados à Transgressão Cananéia (Suguio & Martin, 1976a). Sua espessura é de aproximadamente 30m, com os topos alcançando altitudes entre 5 e 6m, nas zonas próximas ao mar e de 9 a 10 m, junto ao embasamento cristalino (Martin & Suguio, 1976).

Segundo Suguio & Tessler (1987), a Formação Cananéia é caracterizada por areias finas a muito finas com laminações de minerais pesados e intercalações areno-argilosas, exibindo acamamentos ondulados, lenticulares e "flaser", associados a intensas bioturbações e estruturas de sobrecarga. Apresentam também, no topo, laminações horizontais e sub - horizontais paralelas, estratificações cruzadas de baixo ângulo, gretas de contração e tubos de Callichirus major. Essas características permitem relacioná-las a subambientes de face praial superior e de antepraia.

No topo da Formação Cananéia é comum a presença de areias pedogenizadas, ricas em matéria orgânica e conhecidas popularmente por "piçarras" (Petri & Suguio, 1973; Navarra et al., 1980).

Em níveis topográficos inferiores à Formação Cananéia ocorrem terraços arenosos com cristas praiais (cordões litorâneos) associadas ao evento transgressivo-regressivo holocênico.

OS AFLORAMENTOS DA FORMAÇÃO CANANÉIA NA PLANÍCIE COSTEIRA DE CARAGUATATUBA

Os afloramentos estudados prolongam-se por aproximadamente 300m e acham-se entalhados pelo Ribeirão da Lagoa (ou Poiares), ao sul do núcleo urbano de Caraguatatuba (figura 2). Estes terraços apresentam cotas de topos alçadas de 5 a 6m acima do nível marinho médio atual (Souza, 1987 , nestes anais) e estendem-se para o interior da planície costeira, onde passam a terraços marinhos mais altos e muito dissecados (figura 2). Estes, com até 10m de altitude (Souza, op.cit.), embora tenham sido interpretados por Suguio & Martin (1978a) e Suguio & Cruz (1982) como uma sucessão de cordões litorâneos construídos na fase regressiva da Formação Cananéia, possuem características muito distintas às dos terraços do Ribeirão da Lagoa.

Nas adjacências dos dois patamares de terraços jazem duas gerações de cordões litorâneos (figura 2), associados às flutuações marinhas holocênicas (Cruz, 1974; Suguio & Martin, op. cit.), com altitudes

de 4 e 2m (Souza, op. cit.).

A seção-tipo obtida para os terraços aqui estudados encontra-se na figura 3:

A camada basal é constituída de areia-síltica de coloração cinza-chumbo e contém muitos fragmentos de madeira carbonizada e tubos de Callichirus major. Seu contato com a camada superior é irregular em virtude da presença de estruturas de sobrecarga ("load casts") bem desenvolvidas.

Sobrejacente a este nível repousa uma sequência de areias finas a muito finas, bem selecionadas, de coloração cinzenta a esbranquiçada na base e amarelada rumo ao topo. Além da granulometria, apresentam um conjunto de estruturas sedimentares típicas de um ambiente de linha-de-costa de baixa energia hidrodinâmica e submetida à ação de correntes de maré. O bom desenvolvimento de tubos ramificados de Callichirus major é também sugestivo destas condições (Suguio & Martin, 1976b).

Não obstante, a presença de algumas intercalações de areias médias a grossas e de lâminas de minerais pesados, bem como de superfícies de erosão e variações e truncamentos laterais de estruturas sedimentares, refletem mudanças repentinas no meio deposicional.

No topo dos terraços acima descritos ocorrem dois tipos de materiais cujas persistências laterais são irregulares: as "piçarras" e os "depósitos de escorregamentos". Leitos de aproximadamente 0,25m de "piçarras" jazem sobre a sequência arenosa através de um contato normal, não erosivo. Possuem estratificações aproximadamente plano-paralelas e destacam-se por um relativamente alto conteúdo de carbonato biodetrítico (~ 10%). Uma análise com lupa binocular revelou a presença de alguns fragmentos de conchas de moluscos e outros biodetritos. Os materiais atribuíveis a escorregamentos (melhor "debris flows") são semelhantes aos descritos por Petri & Suguio (1971) e capeiam os terraços arenosos estudados, ora em contato com as "piçarras", ora com a sequência arenosa.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Suguio & Martin (1978a) correlacionaram à Formação Cananéia restos de terraços marinhos que encontraram no interior da planície costeira de Caraguatatuba. Estes terraços, a não ser pelas cotas dos topos entre 8 e 10m (Souza, 1987) e pela granulação fina das areias, não possuem outras características que possam afirmar com segurança essa correlação.

Os afloramentos descritos neste trabalho, por outro lado, são bastante semelhantes aos depósitos desta formação encontrados nas porções sul e central do litoral paulista. Embora pertençam a uma costa com características morfológicas distintas, apresentam os mesmos tipos granulométricos, o mesmo conjunto de estruturas sedimentares, os mesmos indícios fósseis (tubos de Callichirus major e madeira carbonizada) e as mesmas associações topográficas e estratigráficas encontradas na porção superior da Formação Cananéia, na área-tipo.

A presença de fragmentos de conchas nas "piçarras" que capeiam

os baixos terraços marinhos de Caraguatatuba, no entanto, choca-se com a clássica ausência destes biodetritos na Fm. Cananéia. Por outro lado, se considerássemos estas areias como não pleistocênicas e eliminássemos a possibilidade de tectonismo holocênico, estaríamos supondo que nessa área, a Transgressão Santos teria atingido níveis de até 6m acima do nível médio do mar atual. Isto, de acordo com Suguio et al. (1977), não corresponderia à realidade.

De qualquer forma, a correlação da sequência marinha arenosa encontrada em Caraguatatuba à Formação Cananéia, somente tornar-se-á segura a partir dos resultados das datações (pelo método do radiocarbono) dos fragmentos de madeira, já em processamento.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP - Proc. 84/2071-8) pelo suporte financeiro concedido à autora.

Agradecemos também ao Prof. Agenor Pereira Souza pelo auxílio nos trabalhos de campo e ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio pelas valiosas críticas e sugestões apresentadas na revisão deste manuscrito, bem como ao Prof. Dr. Valdenir V. Furtado pela orientação científica.

Agradecemos ainda à Sra. Benedita Stella C.Jacinto, ao Sr. Wilson S. de Macedo Jr. e ao Sr. Michel M. de Mahiques, pelos trabalhos de datilografia, desenho e revisão do "abstract", respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. - 1965. Contribuição ao estudo da Fm. Pariquera-Açu (Estado de SP). Bolm. Paranaense de Geografia, Curitiba, 16/17:17-40.

CRUZ, O. - 1974. A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba. Inst. Geografia - USP. Série de Teses e Monografias, nº 11: 181 pp..

FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. & STEIN, D.P. - 1976. Escorregamentos de Caraguatatuba: expressão atual e registro na coluna sedimentar da planície costeira adjacente. An. Congr. Bras. de Geol. de Engenh., 1, RJ, ABGE, v.2:341-350.

MARTIN, L. & SUGUIO, K. - 1976. O quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. Anais do Congr. Bras. Geol., 29º, v.1, parte 2, p. 281-294.

NAVARRA, C.T.; FURTADO, V.V.; EICHLER, B.B. & PRADO, O.R. do - 1980. Distribuição da matéria orgânica nos sedimentos marinhos costeiros e nos solos hidromórficos da orla litorânea do Estado de São Paulo. Bolm. Inst. Oceanogr., São Paulo, 29 (2), 267-270.

PETRI, S. & SUGUIO, K. - 1971. Características granulométricas dos materiais de escorregamentos de Caraguatatuba, SP, como subsídio para o estudo da sedimentação neocenozóica do SE brasileiro. An.Congr. Bras. Geol., 25º, SP, v. 1:71-82.

PETRI, S. & SUGUIO, K. - 1973. Stratigraphy of the Iguape - Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil. Part II: Heavy minerals studies, microorgainventories and stratigraphical interpretations. Bolm. Inst. Geoc. - USP, SP, 4:71-85.

SOUZA, C.R. de G. - 1977. Planialtimetria de detalhe e os paleoníveis marinhos quaternários na planície costeira de Caraguatatuba, Estado de São Paulo. I Congr. Bras. de Estudos do Quaternário (nestes anais). ABEQUA/Porto Alegre.

SUGUIO, K. & CRUZ, O. - 1982. Coastline of the state of Rio de Janeiro and São Paulo. Commission on the coastal environment. International Geographical Union. 50p.. CTCQ/SBG, IG-USP, IG-UFRJ.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1976a. Mecanismo de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do estado de São Paulo. Anais do Congr. Bras. Geol., 29º, v. 1, parte 2, pp. 295-305.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1976b. Presença de tubos fósseis de Callianassa nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. Bolm. IG-USP, v. 7:17-26, SP.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1978a. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul-fluminense. International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. Special publication nº 1, 55pp. , SP.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. - 1978b. Mapas geológicos das planícies costeiras quaternárias do Estado de São Paulo e sul do Rio de Janeiro (1:100.000). DAEE/SOMA, São Paulo (folha utilizada: Caraguatatuba).

SUGUIO, K.; MARTIN, L. & FLEXOR, J.M. - 1977. Sea level flutuations during the past 6000 years along the coast of the state of São Paulo, Brazil. Presented to X Intern. Congr. of INQUA, Birmingham - Great Britain (preprint).

SUGUIO, K. & TESSLER, M.G. - 1987. Characteristics of a Pleistocene nearshore deposits: An example from southern São Paulo State, coastal plain. Special session 1: Quaternary of South America, XII INQUA Congress, Ottawa, Canadá (preprint).

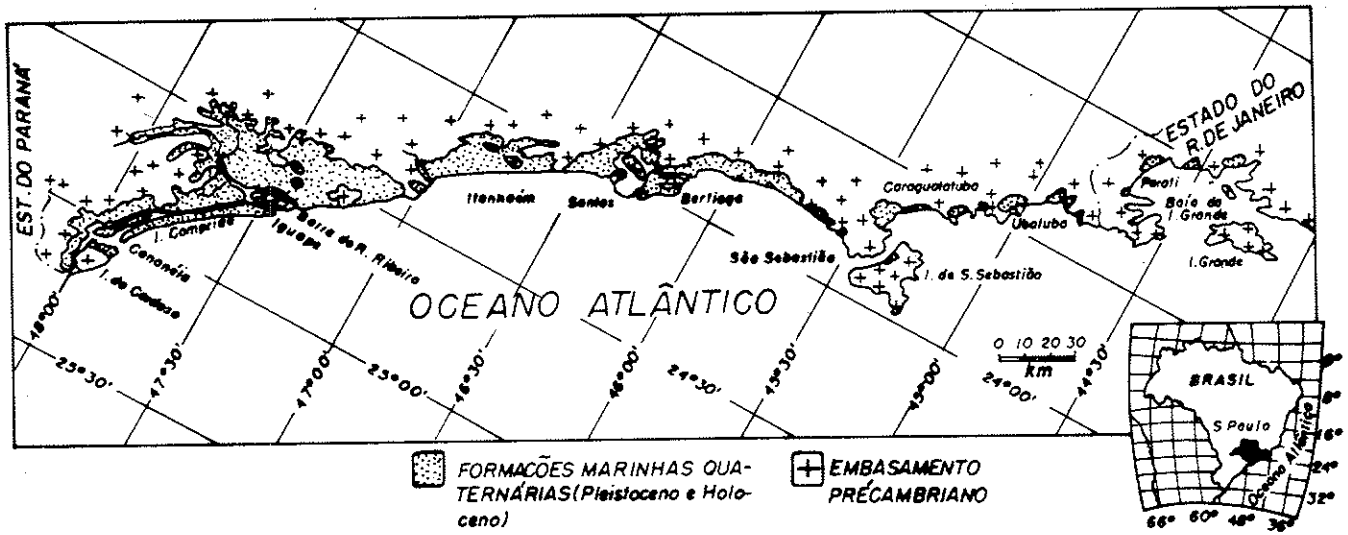


FIGURA 1 - Formações Marinhas Quaternárias no Estado de São Paulo (modificado de Suguio & Martin, 1976a).

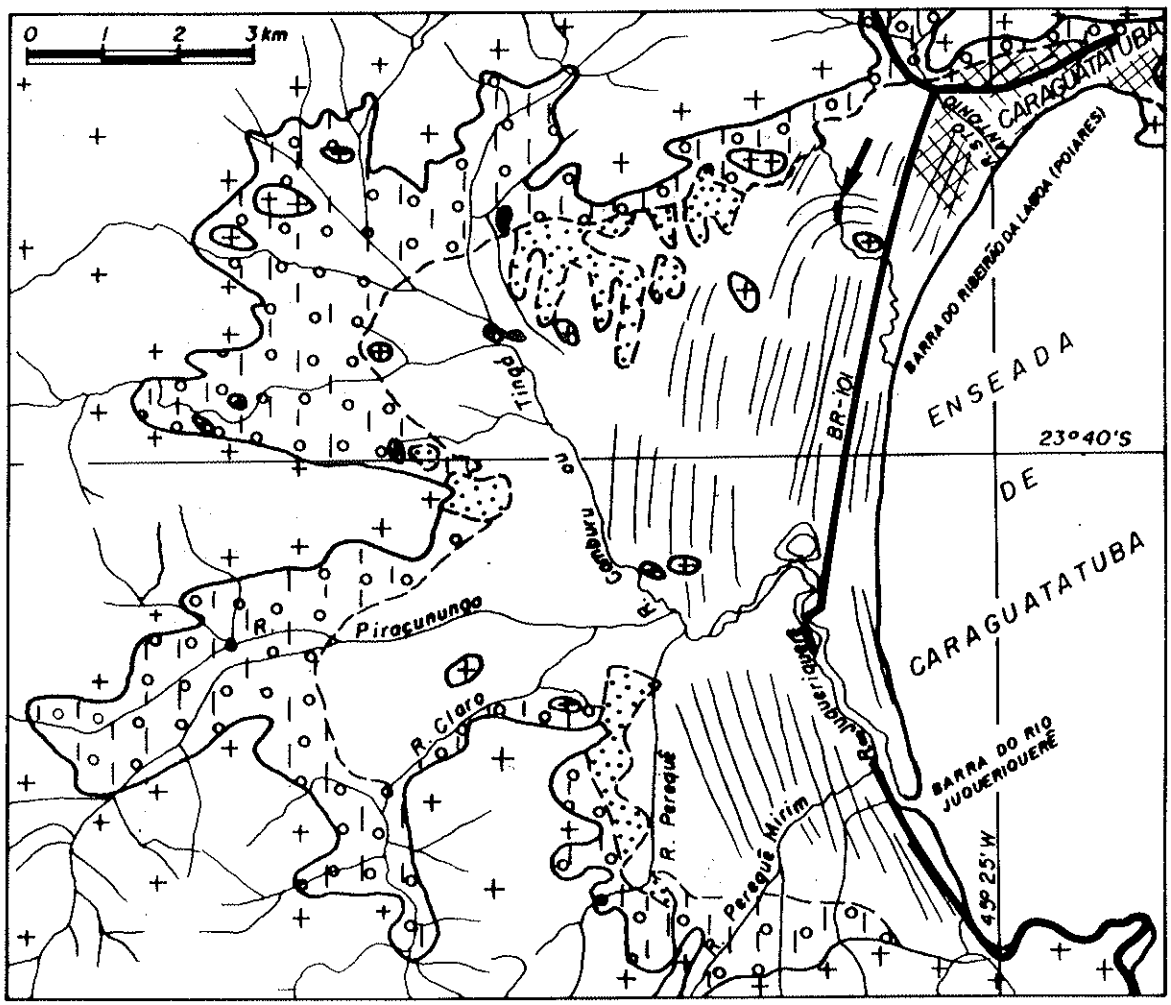


FIGURA 2 - Formações Marinhas Quaternárias na Planície Costeira de Caraguatatuba (modific. de Suguio & Martin, 1978b) e localização da área de afloramentos estudados.

- Quaternário continental indiferenciado (areias e argilas; pode recobrir formações marinhas e flúvio-lagunares).
- Holoceno marinho e lagunar (areias marinhas litorâneas - cordões litorâneos e praia atual; areias e argilas fluviais e lagunares).
- Pleistoceno marinho (terraços de areias marinhas da Formação Cananéia).
- Embasamento pré-cambriano.
- Cordões litorâneos holocênicos.
- Localização dos afloramentos estudados.
- Caraguatatuba (núcleo urbano).

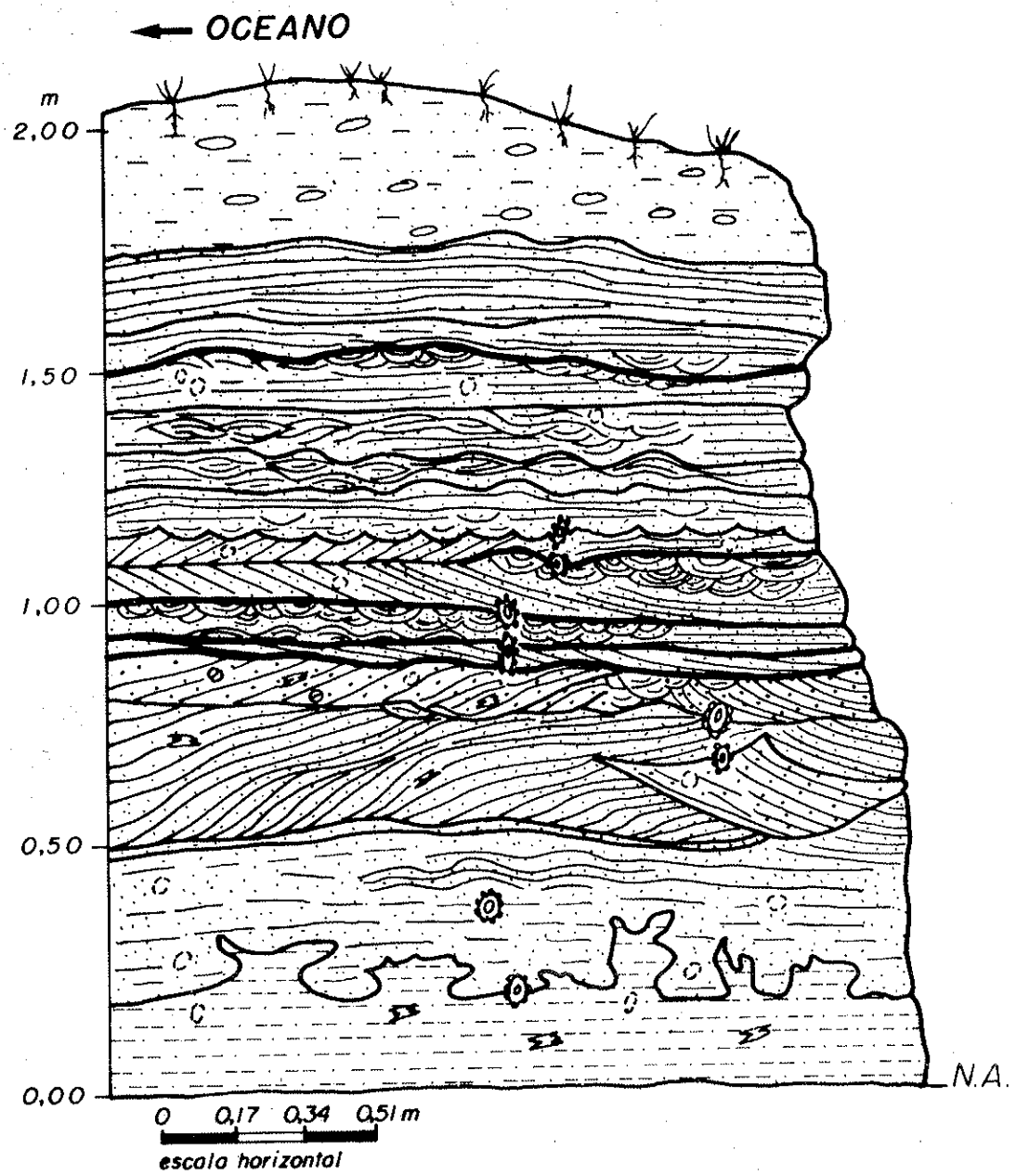


FIGURA 3 - Secção-tipo dos afloramentos da Fm. Cananéia na Planície Costeira de Caraguatatuba (baixos terraços).

FIGURA 3 - (continuação)

Litologias:

Material de escorregamento e solo.

Areias finas a muito finas com intercalações de lâminas de minerais pesados, e "piçarras" no topo.

Areias grossas a médias.

Areia-síltica.

Estruturas sedimentares:

Estratificação plano-paralela.

Estratificação cruzada tabular.

Estratificação cruzada "espinha-de-peixe".

Estratificação cruzada acanalada.

Marcas de onda.

Estruturas "flaser".

Estruturas de sobrecarga ("load casts").

Mosqueamento e bioturbação.

Restos de matéria orgânica carbonizada (madeira).

Pelotas de argila.

Tubos de Callichirus major.

Superfícies de erosão.

1º Congresso ABEQUA/ Porto Alegre, Pag. 319-324 (1987)

COMPARAÇÃO DOS DADOS RADIOCARBÔNICOS EM DEPÓSITOS MARINHOS EMERGIDOS DO LITORAL ARGENTINO.

Jorge Osvaldo Codignotto +

Carlos Andrés Beros ++

+ Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón II, Dpto. de Geología, (1428) Buenos Aires, República Argentina.

++ Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Dpto. de Geología, (9005), Ciudad Universitaria, Comodoro Rivadavia, Chubut, República Argentina.

RESUMO: Dados radiocarbônicos obtidos sob diferentes condiçoes geológicas, climáticas e metodológicas, definem para os últimos 43.000 años um intervalo temporal compreendido entre os 9.000 e 25.000 años onde se encontram menos de 2% dos valores. Isto se explica porque a totalidade dos dados de C^{14} foram obtidos em terrenos emergidos.

Uma comparação do intervalo temporal mencionado com a curva mundial promédio de variações eustáticas evidencia que menos de 2% dos terrenos analizados, com antigüidade não compreendida entre os 9.000 e 25.000 anos, observam uma elevacao de mais de 30 m. Se propõe tomar o valor de 30 m como máximo normal de elevação para depósitos litoraneos com menos de 43.000 años. Valores de mais de 30 m indicam que a soma dos fatores nao eustáticos que provocam a elevação resultam anomalas respeito do entorno.

As faixas temporais mostram que, em geral, o método radiocarbônico, como foi utilizado na Argentina, não conduziu a erros grossos, assim como se constituem em práticas elementos de controle para evitar erros fundamentais de datação e além disso resultam um apelo sobre valores anômalos no componente de elevação do continente nos últimos 43.000 anos.

ABSTRACT: Radiocarbon data obtained under different geological, climatological and methodological conditions establish for the last 43.000 years a temporal interval which lies between 9.000 and 25.000 Y.B.P., where less than 2% of these are located. This pattern can be explained because all the samples were collected from the surface.

A comparison between the temporal interval and the average eustatic changes shows that less than 2% of the analysed terrains, whose ages vary between 9.000 and 25.000, present more than 30 m of uprising.

In the present work, 30 m as the normal maximum uprising for litoral deposits of 43.000 YBP is proposed. An uprising of more than 30 m indicates that the sum of non eustatic factor which causes it is anomalous.

The temporal bands show that, generally, radiocarbon methods, as have been used in Argentina, have hot caused important errors. These bands are usefull to control age determinations. They also help to determine anomalous values in the continental uprising for the last 43.000 Y.B.P. (years before present).

INTRODUÇÃO

O território abrangido na presente comparação envolve a faixa litorânea compreendida entre Tierra del Fuego e o Río de la Plata.

Diferentes critérios utilizados na tomada de amostras, o processamento do material e a elaboracao dos dados tendentes a estabelecer idades absolutas por meio do método de Carbono 14, tem produzido confrontações no momento de comparar interpretações.

Neste trabalho se procura um elemento inapelável que seja coerente com a totalidade da informacao disponível, para ser utilizado como fator de convergência nas opiniões e além disso para estabelecer na Argentina, um padrão que permita controlar erros extremos na datação, e, em conseqüência, permita comparar dados de C-14 situados ao norte do Rio de la Plata.

Toma-se a categoria temporal desde os 43.000 anos AP até a data com dados otidos a partir de conchas de moluscos recolhidos pelos seguintes autores: Albero et al. (1980), Bayarsky et al. (1982), Codignotto (1983), Codignotto (1986), Codignotto et al. (1981), Codignotto et al. (1986), Farinati (1984), Fasano et al. (1983), Fidalgo et al. (1980) González et al. (1983), González et al. (1984), Weiler (1983).

ELEMENTOS CONSIDERADOS

Para confeccionar a figura 1 tomaram-se dados de C-14 dos autores anteriormente citados. A maioria das idades absolutas foram obtidas em latoratórios de Instituto de Geocronología Isotópica (INGEIS).

Desestimaram-se as idades superiores a 43.000 anos.

A categoria de incerteza de cada valor representa-se, com pontos ou com linhas verticais. Ditas unidades são: Bacía Austral (B.A.), Maciço do Deseado (M.D.), Bacía do Golfo San Jorge (BG.S.J.), Maciço Nordpatagonico (MNP), Bacía do Colorado (B.C.), e Bacía do Salado (B.S.).

Os pontos são dados tomados de Codignotto, as cruzes de Fasano et al., as linhas curtas de Farinati, os círculos vazios de González e Weiler e os quadrados de Fidalgo et al.

As linhas oblíquas indicam o setor com menos de 2% de dados.

Na figura 1, as ordenadas correspondem a valores de tempo absoluto e as abcissas representam as diferentes unidades morfo-estructurais que interceptam a linha de costa e que apresentam depósitos litorâneos datados.

Observando a figura 1 nota-se que o aspecto mais saliente é a agrupação de dados em duas faixas limitadas por valores de tempo, independentes das características geológicas, climáticas e metodológicas.

Os limites das faixas foram definidos no valor de tempo absoluto que inclui o 95% dos dados, assim sendo, a faixa inferior está determinada por tempos menores de 9.000 anos, enquanto que a superior para mais de 25.000 anos. Em conseqüência, queda determinada uma categoria entre ditos valores, ao presente de menos de 2% dos dados disponíveis. Na figura 2 observa-se a curva de variacao eustática aportadas por diferentes autores e compilados por Rice (1983), a qual se superpusseram as categorias obtidas da figura 1.

ELEMENTOS BASICOS

1) A elevacao relativa de um ponto do continente respeito ao nível do mar entre dois tempos quaisquer pode ser simplificado com um vector resultante vertical que é produto do somatório de fatores eustáticos e não eustáticos.
2) Da curva de variações eustáticas dos últimos 40.000 anos (figura 2), e conhecendo idade mais altimetria se deduz a componente nao eustática. Este é um procedimento muito utilizado, limitado pela falta de congruência entre as curvas eustáticas de diferentes autores.
3) O conjunto de valores C-14 vertidos na figura 1 tem duas características comuns que devem ser ressaltadas: (a) correspondem valores tomados sobre conchas em depósitos marinhos dos últimos 43.000 anos e, (b) foram extraídos de terrenos emergidos.
4) Ao superpor os limites temporais já discutidos (L_1 e L_2, figura 1), sobre a curva de variações eustáticas se acha que, para a escala de trabalho, curtam aproximadamente a dita curva no valor -30 m, correspondente ao valor 9.000 anos AP e 25.000 anos AP.

CONCLUSÕES

A densidade de amostragem ao longo de litoral argentino dista muito ainda de

ser a adequada para realizar um trabalho estatístico que defina com exatitude os limites L_1 e L_2 (figura 2). Por outra parte, a curva eustática nao está bem definida; com isto salienta-se que se aproximam valores médios, factíveis de ser modificados em alguma medida no futuro.

1) Os possíveis erros derivados da incorreta obtencao de amostras por diversos autores e as diferentes metodologias utilizadas, em nenhum caso fazem perigar a atribuicao ao Plistoceno ou ao Holoceno dos afloramentos considerados.

2) Em modo geral, menos de 2% dos moluscos utilizados nas datações viveram em períodos com o nível do mar, a menos de -30 m respeito do nível do mar atual. Os sedimentos litorâneos gerados entre 9.000 e 25.000 anos acham-se sob o nível do mar atual ou foram re-depositados.

3) Todos os organismos datados com idades aproximadas aos limites apresentam uma componente de elevação não eustático de uns 30 m sobre o nível do mar atual.

4) A coincidencia dos limites (L_1 e L_2, figura 2), com o valor -30 e o fato de que se trabalhou com amostras emergidas, levam a tomar o valor 30 m como um teto racional para as resultantes de elevação não eustáticas. Por cima deste valor, as elevações não eustáticas podem ser consideradas anômalas.

BIBLIOGRAFIA

ALBERO, M. C., E. F. ANGIOLINI, J. L. BALBUENA, J. O. CODIGNOTTO, E. LINARES y N. WEILER, 1980. Primeras edades Carbono-14 de afloramientos de conchillas de la República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3): 363-374.

BAYARSKY, A. y J. O. CODIGNOTTO, 1982. Pleistoceno Holoceno marino de Puerto Lobos, Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII (1): 91-100.

CODIGNOTTO, J. O., 1983. Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno Holoceno en la costa Fueguino Patagónica. Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemiciclo deglacial en la Argentina, Actas: 12-26.

CODIGNOTTO, J. O., 1986. Cuaternario marino entre Tierra del Fuego y Buenos Aires. En prensa. Rev. Asoc. Geol. Arg.

CODIGNOTTO, J. O. y N. MALUMIAN, 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54º de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (1): 44-88.

CODIGNOTTO, J. O., S. C. MARCOMINI y S. N. SANTILLANA, 1986. Edad de las terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante. En prensa. Rev. Asoc. Geol. Arg.

FARINATI, E. A., 1984. Dataciones radiocarbónicas en depósitos holocenos de los alrededores de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina. Simposio Internacional sobre cambios del nivel del mar y evolución costera en el Cuaternario tardío. Actas: 27-31.

FASANO, J. L., F. I. ISLA y E. J. SCHNACK, 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío - Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires) - Caleta Valdés (Chubut). Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemiciclo deglacial en la Argentina. Mar del Plata. Actas: 27-47.

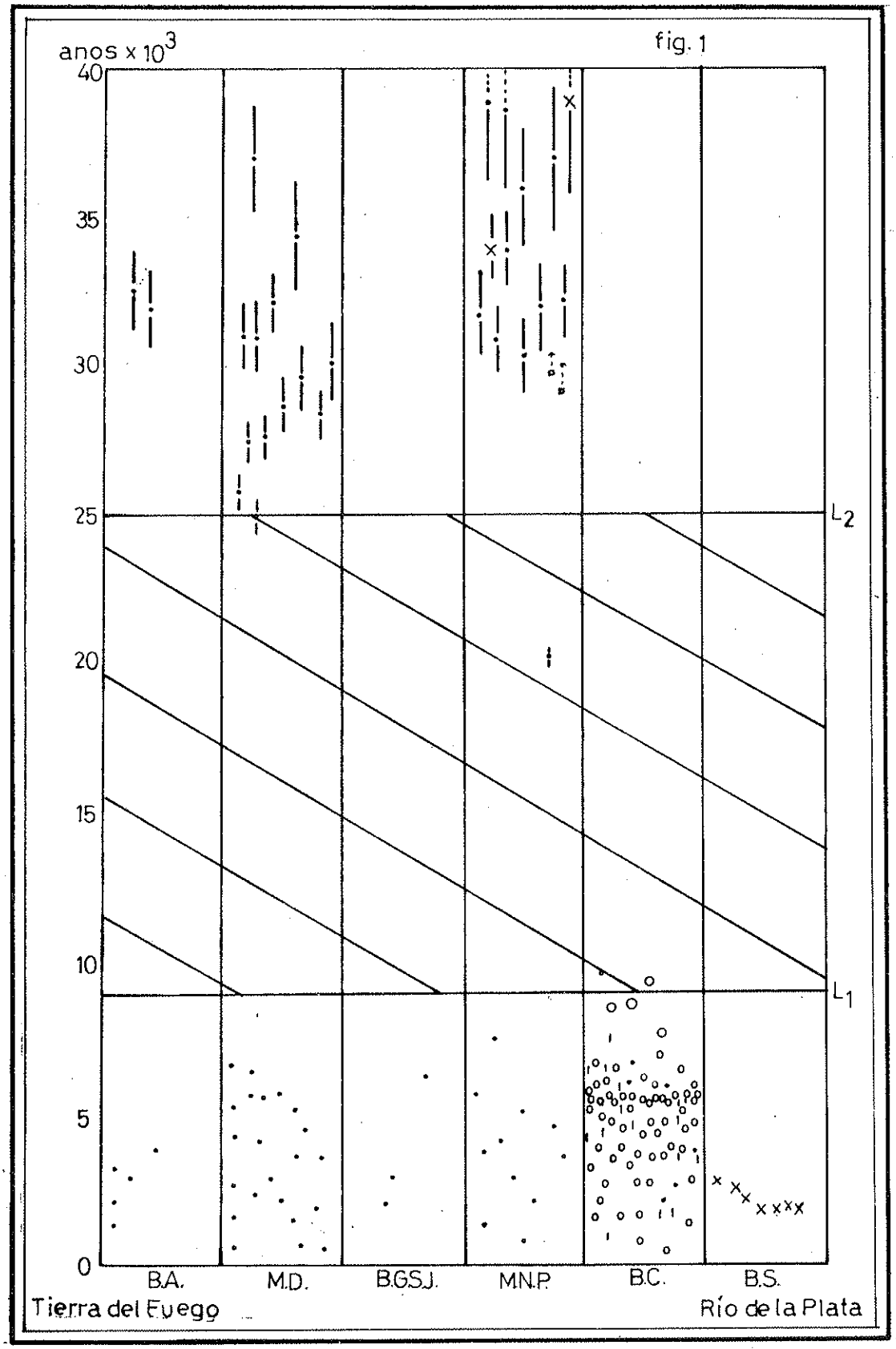
FIDALGO, F., A. J. FIGINI, G. J. GOMEZ, J. E. CARBONARI y R. H. HUARTE, 1980. Algunas dataciones absolutas en sedimentos marinos de la Bahía de San Antonio, provincia de Buenos Aires. Simposio sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense. Mar del Plata. Actas: 243-251.

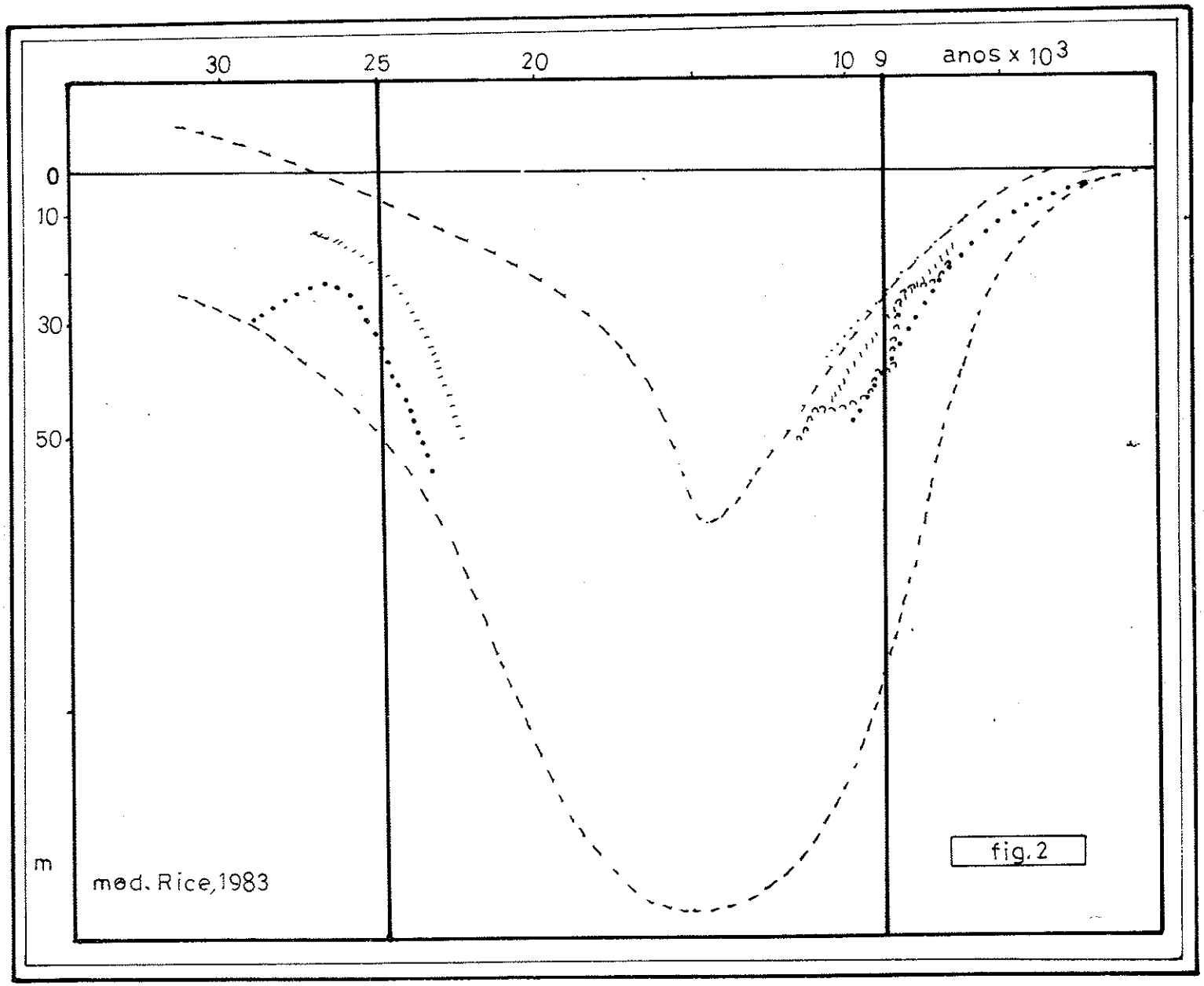
GONZALEZ, M. A., H. O. PANARELLO, H. MARINO y S. A. VALENCIO, 1983. 1983.. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemiciclo deglacial en la Argentina. Actas: 48-57.

GONZALEZ, M. A. y N. E. WEILER, 1983. Ciclicidad de niveles marinos holocénicos en Bahía Blanca y en el delta del río Colorado (provincia de Buenos Aires), en base a edades Carbono - 14. Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemiciclo deglacial en la Argentina. Actas: 69-90.

GONZALEZ, M. A., N. WEILER, M. ALBERO y F. ANGIOLINI, 1983. Interpretación de edades Carbono - 14 invertidas y mezcladas en la espiga de playa holocénica de General D. Cerri (Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina). Ameghiniana, XX (3-4): 227-237.

RICE, R. J., 1983. Fundamentos de Geomorfología. Paraninfo: 393 pp.
WEILER, N., 1983. Rasgos morfológicos evolutivos del sector costanero comprendido entre Bahía Verde e Isla Gaviota, provincia de Buenos Aires. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVIII (3-4): 392-404.


anos x 10³
fig. 1
40
35
30
25
20
15
10
5
0
L2
L1
B.A.
M.D.
B.G.S.J.
M.N.P.
B.C.
B.S.
Tierra del Fuego
Río de la Plata


30
25
20
10
9
anos x 10 3
0
10
30
50
m
mod. Rice, 1983
fig. 2

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre. Pag. 325-333 (1987)

OBSERVAÇÕES DA MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO NAS PRAIAS DA PENÍNSULA "FILDES", ILHA REI JORGE E "STINKER POINT", ILHA ELEFANTE, PENÍNSULA ANTÁRTICA *

Flávio Antônio Bachi

Norberto Olmiro Horn Filho

Ricardo Norberto Ayup Zouain

Sergio Rebello Dillenburg

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica CECO/UFRGS

* Convênio CIRM/UFRGS
Subprojeto PROANTAR
Nº 9620

ABSTRACT

Observations made during Antarctic Operation V made possible the preliminary study of some aspects related to the beaches of the King George and Elephant Islands.

The characteristic feature of the beaches of the Fildes Peninsula and Stinker Point are terraces of marine origin, made up by grayish sediments of varied granulometry and interlaced and/or in abrupt contact with grayish, coarse, angular and unselected glacial and periglacial deposits. The marine terraces maximum heights achieve 15 m on Fildes Peninsula, and 11 m on Stinker Point, relative to present sea level.

The glacial and marine accumulations are worked over by periglacial agents, deiceing waters, resulting in erosive and depositional features along the coast.

The presence of small isles and frequent icebergs condition wave behaviour, affecting beach morphology and sedimentation.

The main source area for shoreline sediments is made up by prevailing rocks on King George and Elephant Islands, namely volcanic and metamorphic rocks, respectively.

RESUMO

Observações realizadas durante a Operação Antártica V, possibilitaram o estudo preliminar de alguns aspectos referentes às praias das Ilhas Rei Jorge e Elefante.

As praias da Península "Fildes" e "Stinker Point" são caracterizadas por apresentarem terraços de origem marinha, compostos por sedimentos acinzentados de granulometria variada e superficialmente interdigitados e/ou em contato brusco com depósitos glaciais e periglaciais acinzentados, grosseiros, angulosos e mal selecionados. Os terraços marinhos alcançam cotas máximas de 15 metros na Península "Fildes" e 11 metros em "Stinker Point", em relação ao nível do mar atual.

As acumulações glaciais e marinhas são retrabalhadas por agentes

periglaciais — águas de degelo, resultando em feições erosivas e deposicionais ao longo da costa.

A presença de pequenas ilhotas e freqüentes "icebergs" condicionam o comportamento das ondas, refletindo na morfologia e sedimentação praial.

A principal área fonte dos sedimentos da faixa litorânea é constituída pelas rochas dominantes nas ilhas Rei Jorge e Elefante, rochas vulcânicas e metamórficas, respectivamente.

INTRODUÇÃO

Durante a primeira fase de atividades de campo do Subprojeto "Contribuição à Sedimentologia das praias das Ilhas "Shetland" do Sul, Península Antártica", os pesquisadores do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica realizaram observações preliminares da morfologia e sedimentação nas praias das Ilhas Rei Jorge e Elefante. Este subprojeto está inserido no Subprograma de Ciências da Terra do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), e tem como objetivo principal a caracterização geral das praias das Ilhas "Shetland" do Sul, no que se refere a suas dimensões, forma, declividade, composição e balanço sedimentológico, relação dos sedimentos com a área fonte e a detecção de possíveis jazimentos minerais.

O trabalho executado durante a Operação Antártica V (verão 1986/87) restringiu-se a duas das onze ilhas do Arquipélago das "Shetland"do Sul — Ilhas Rei Jorge e Elefante, respectivamente nas regiões da Península "Fildes" e "Stinker Point", situadas nos extremos sudoeste das ilhas, conforme é apresentado no mapa de localização da Figura 1.

ASPECTOS GEOLÓGICOS DAS PRAIAS

Dentre as Ilhas "Shetland" do Sul, a Ilha Rei Jorge destaca-se como a de maior superfície. Localiza-se entre 61°50' e 62°15' de latitude sul, e 57°30' e 59°00' de longitude oeste. O gelo recobre parte do interior da ilha, com espessura média de 600 metros (HAWKES, 1961), atingindo muitas vezes a região costeira.

Na direção nordeste da Ilha Rei Jorge, encontra-se o grupo de ilhas da Ilha Elefante, sendo esta a maior e mais importante. Localiza-se entre 61°00' e 61°20' de latitude sul, e 54°40' e 55°20' de longitude oeste. Mais que 95% da ilha está coberta com gelo e neve, somente algumas praias e áreas restritas estão desprovidas de neve nos períodos de verão.

No geral, os setores costeiros norte e sul da Ilha Rei Jorge apresentam características diferenciadas. A costa norte caracteriza-se por ser mais aberta e retilínea, enquanto que o setor sul apresenta uma costa mais irregular, com baías e pequenas enseadas. Em uma destas baías, denominada Baía do Almirantado, situa-se a Estação brasileira antártica Comandante Ferraz, tal como é observado na Figura 1.

No extremo sudoeste da Ilha Rei Jorge está localizada a Península "Fildes", litologicamente representada por andesitos basálticos, hiperstênio — augita — andesitos e augita — andesitos, provavelmente

de idade Mioceno Inferior, conforme estudos de HAWKES (1961) e mapas publicados pelo "British Antarctic Survey" (1979 e 1985). Os limites geográficos da Península "Fildes" são: ao norte, a Passagem ou Mar de "Drake"; ao sul, a Baía de "Maxwell"; a oeste, a Ilha Nelson; e a leste, as demais porções da Ilha Rei Jorge.

"Stinker Point" situa-se na porção sudoeste da Ilha Elefante. O comprimento total de suas praias é de cerca de 4.700 metros, apresentando uma linha de costa onde alternam-se geleiras e falésias de gradiente elevado, com praias estreitas.

As terras altas de Ilha Elefante estão apoiadas em dois grupos de associações de rochas metamórficas, intensamente dobradas, e que segundo observações de TANNER et alii (1982) consistem de xistos e xistos azuis, e filitos ao norte da ilha, e hornblenda — granada — albita — epidoto xistos, alternados com mármores, quartzitos e anfibolitos na sua porção sul, incluindo "Stinker Point". Veios silicosos secundários, a base de quartzo e feldspato sódico, ocorrem nas zonas intensamente metamorfizadas.

A Península "Fildes" está submetida a dois condicionamentos gerais distintos, no que se refere aos agentes marinhos modeladores de suas praias; o setor N-NW está sujeito à ação do Mar de "Drake", enquanto que o setor S-SE sujeita-se à ação dos fatores atuantes no Estreito de "Bransfield". Em "Stinker Point", a faixa costeira está sujeita à ação das ondas e correntes das porções terminais do Mar de "Weddell" e Estreito de "Bransfield".

Do ponto de vista geomorfológico, a faixa litorânea das duas regiões estudadas constitui uma feição topográfica de baixo relevo, tendo sido identificados terraços marinhos que alcançam cotas máximas de 15 metros na praia de Artigas, Península "Fildes", e 11 metros na praia dos Náufragos em "Stinker Point", com relação ao nível do mar atual. Os sedimentos da faixa costeira estão limitados em direção ao continente por depósitos de morainas glaciais e depósitos gravitacionais de encosta. Muitas vezes as terras altas encontram-se em contato direto com o ambiente marinho, acerretando na ausência da faixa costeira e caracterizando a presença de falésias. Predominam nas praias os sedimentos clásticos pertencentes às classes granulométricas das areias, grânulos e seixos, encontrando-se em movimento contínuo, sendo transportados pela ação das ondas, principalmente a partir da zona de rebentação. A ação eólica sobre os sedimentos de menor diâmetro origina, ao longo da praia, e mesmo sobre alguns depósitos de encosta, típicas marcas de ondulação.

O regime semi-diurno de micro-maré, observado tanto na Península "Fildes" como em "Stinker Point", a partir de leituras de oscilações da altura da maré, constitui outro fator importante na dinâmica praial, possibilitando uma maior superfície de atuação das ondas de pequena altura e curto período, conforme foi verificado em observações de janeiro e fevereiro de 1987.

As praias dos setores N-NW e S-SW da Península "Fildes" são constituídas por sedimentos acinzentados e de granulometria variada, predominando areias grosseiras misturadas com grânulos, seixos e matacões. A observação das variações ocorrentes ao longo dos perfis praiais realizadas, permitiu caracterizar a ação das ondas e da maré, bem como os efeitos produzidos por ondas de tempestade.

Nas praias dos Lobos Marinhos e de "Gradzínski", ambas situadas na Península "Fildes", notou-se a presença de vales tipicamente glaciais

em forma de U que chegam à praia, os quais possibilitaram a execução de perfis ao longo dos mesmos, individualizando feições de origem glacial retrabalhadas pela água de degelo, e caracterizadas por materiais grosseiros, angulosos e mal selecionados.

Na praia da Estação Artigas (Uruguai), situada ao lado do Glacial "Collins", observou-se que os perfis da zona de estirâncio e face de praia são os mais abruptos de toda a península.

As principais praias de "Stinker Point": Praias Grande, do Dalziel, dos Náufragos e Tridente consistem de acumulações de sedimentos depositados por ondas e correntes. As praias de ambas as regiões estudadas apresentam as subdivisões da terminologia praial básica, propostas por BIRD (1969) e SHEPARD (1963).

As praias de "Stinker Point" são constituídas predominantemente por sedimentos homogêneos, arenosos, bem selecionados, cinza-escuros junto à linha de costa e apresentando intercalações de níveis amarronados a medida que se aproximam dos depósitos de encosta, os quais apresentam geometria cônica e são representados por materiais resultantes do intemperismo mecânico, submetidos a um pequeno transporte encosta abaixo, tal como foi reconhecido tanto na Península "Fildes" como em "Stinker Point".

Em ambas as regiões estudadas são típicas as feições glaciais e periglaciais superimpostas às feições marinhas, como pode ser observado nos perfis praiais transversais à linha de costa atual das praias de Artigas (Península "Fildes") e Praia Grande ("Stinker Point"), apresentados na Figura 2.

Superficialmente o contato entre os materiais é brusco (vide Fotografia 1) e/ou interdigitado, materializando uma linha que separa de um lado mais interiorizado os sedimentos acinzentados, angulosos e mal selecionados, típicos de depósitos de moraínas glaciais, e constituídos por fragmentos de rochas metamórficas e vulcânicas emersos em uma matriz fina de sedimentos; e de outro lado, voltado para o mar, sedimentos acinzentados, arredondados e melhor selecionados, característicos de ambiente praial.

A água de degelo é responsável pela formação de canais que chegam ao mar, originando na faixa praial feições erosivas e deposicionais (Fotografia 2). Nas encostas destes canais observam-se estruturas sedimentares plano-paralelas de origem marinha, marcadas pela intercalação de sedimentos cinza-escuro e amarronados.

A água de degelo em "Stinker Point" forma verdadeiras cachoeiras, contribuindo com um significativo aporte de materiais finos às praias. Estes, ao atingirem a linha de costa, são submetidos à ação dos agentes hidrodinâmicos, caracterizando uma difusão dos sedimentos em suspensão quando do confronto com a água do mar. O aporte destes materiais é claramente evidenciado pela coloração mais acinzentada da água junto a desembocadura dos canais de degelo. Este processo é mais efetivo durante a maré de refluxo, quando o fluxo da água de degelo é maior que a onda de maré atuante.

Os perfis da Figura 2 e Fotografias 1 e 2 apresentam na sua porção inferior os canais de degelo, que são também responsáveis pelo transporte de grande quantidade de seixos e grânulos discóides, achatados, com pequeno arredondamento e de composição equivalente a das rochas fontes das Ilhas Rei Jorge e Elefante. Os fragmentos ao alcançarem a região do pós-praia, são redepositados acima do berma ou retrabalhados na faixa litorânea.

Blocos erráticos de composição granitóide, aflorantes no setor N-NW da Península "Fildes", conforme é observado na Fotografia 3, sugere que parte das feições morfológicas deste setor são remanescentes da ação de geleiras continentais, ou então procedentes do interior da ilha, onde ocorre a suite intrusiva Andina (HAWKES, 1961). Nos locais de maior incidência de blocos erráticos predominam os materiais grosseiros, com ausência quase total de areia, inclusive na zona de estirâncio.

A presença, em grande quantidade, de pequenas ilhotas rochosas e de freqüentes "icebergs" em frente às praias de "Stinker Point", e especialmente no setor N-NW da Península "Fildes", no domínio do Mar de "Drake", influenciam sobremaneira nas características das ondas que incidem nas praias, refletindo na morfologia e sedimentação das mesmas.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam os seus agradecimentos à Comissão Intermi - nisterial para os Recursos do Mar (CIRM) pelo apoio e possibilidade de realização dos trabalhos de campo realizados durante a Operação Antártica V.

Ao Prof. Dr. Luiz Roberto Martins, diretor do CECO/UFRGS, pela compreensão e facilidades recebidas para a execução das atividades do Subprojeto.

BIBLIOGRAFIA

BIRD, E.C.F. 1969. An Introduction to Systematic Geomorphology. In: Coasts. The Massachussetts Institute of Technology, V.4, 246p.

BRITISH ANTARCTIC SURVEY. 1979. British Antarctic Territory geological map, Sheet 2, 1:500.000, BAS 500 G series. Geology compiled by E. A. FLEMING and J.W. THOMSON. Cambridge, British Antarctic Survey.

_____. 1985. Tectonic map of Scotia arc, 1:3.000.000, BAS (Misc) 3. Cambridge, British Antarctic Survey.

HAWKES, D.D. 1961. The Geology of the South Shetland Islands: I. The Petrology of King George Island. Sci. Rep. Falkld. Depend. Surv., nº 26, 28p.

SHEPARD, F.P. 1967. Submarine Geology. 2.ed. Harper International Edition, New York, 557p.

TANNER, P.W.G.; PANKHURST, R.J. and HYDEN, G. 1982. J. Geol. Soc., 139, 683-90.

UNISINOS. 1984. Carta Preliminar da Península Fildes, Ilha Rei Jorge, Antártida. 1:15.000, Ed. DSG, Ministério do Exército, Depto de Engenharia e Comunicações.

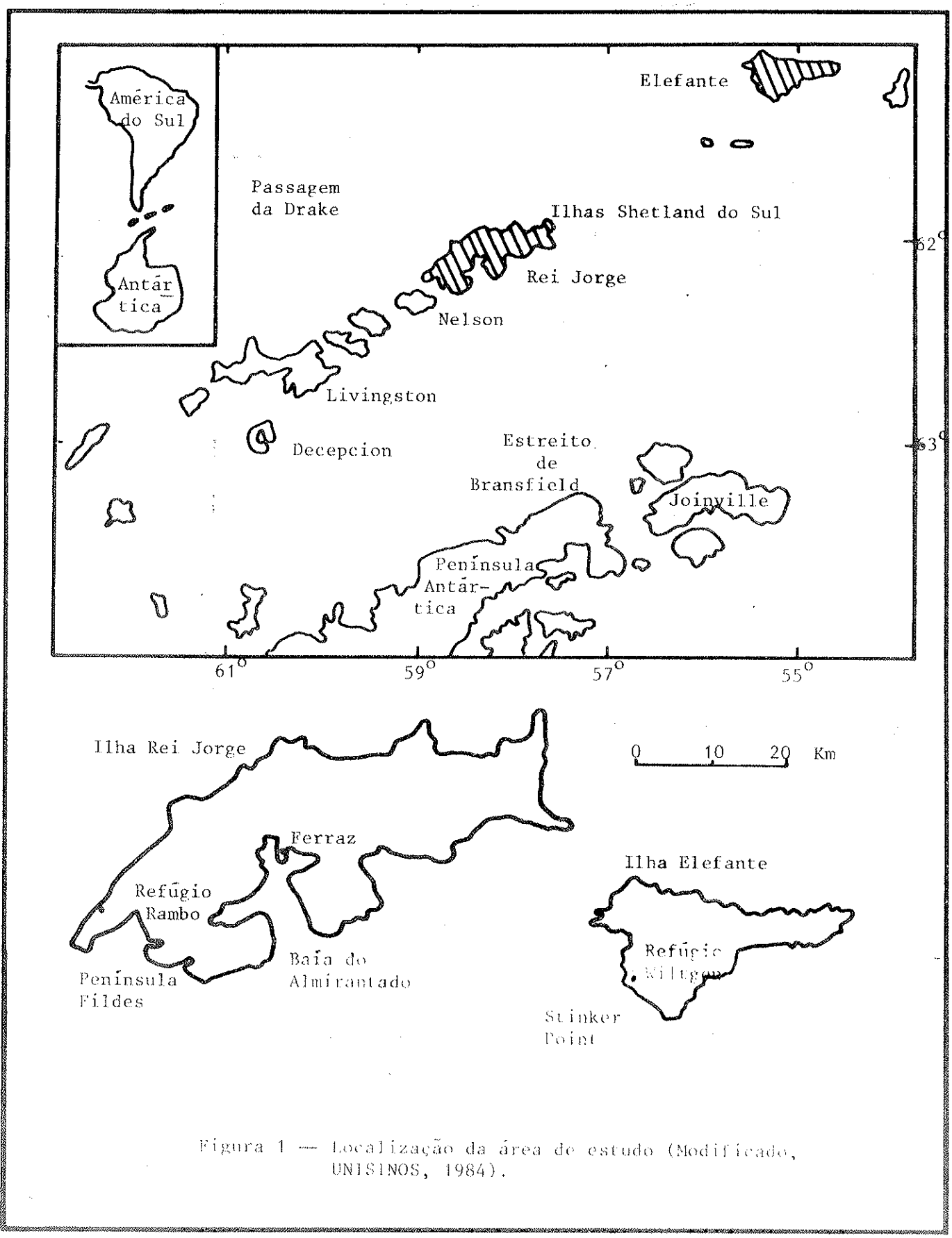
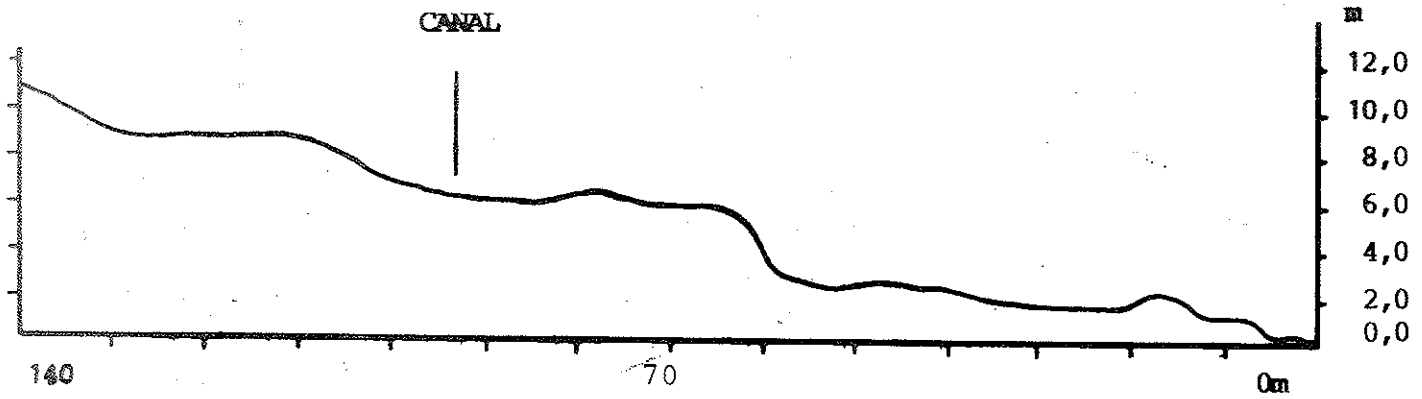


Figura 1 — Localização da área de estudo (Modificado, UNISINOS, 1984).

PRAIA DOS TANQUES RUSSOS

PENÍNSULA FILDES



PRAIA GRANDE

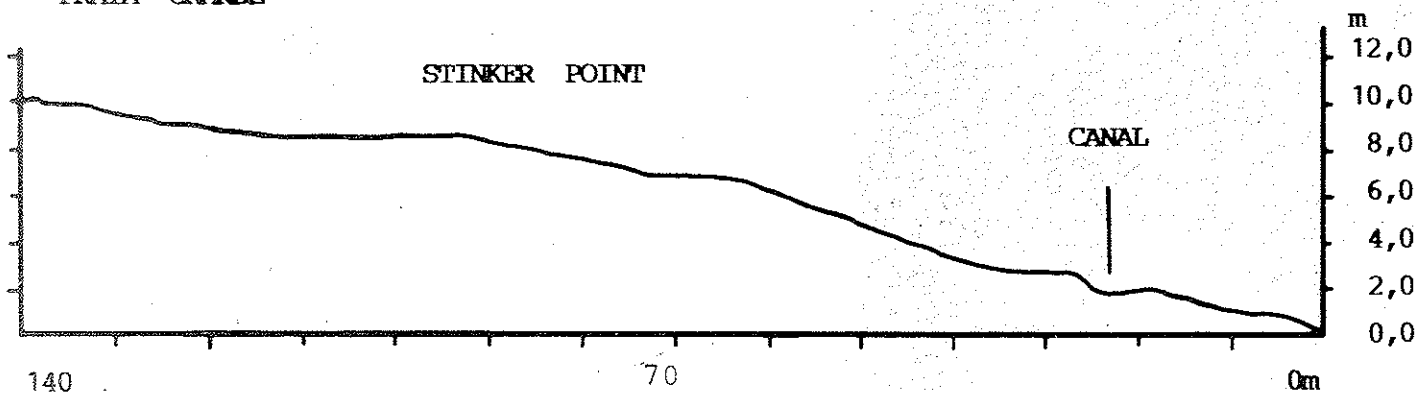
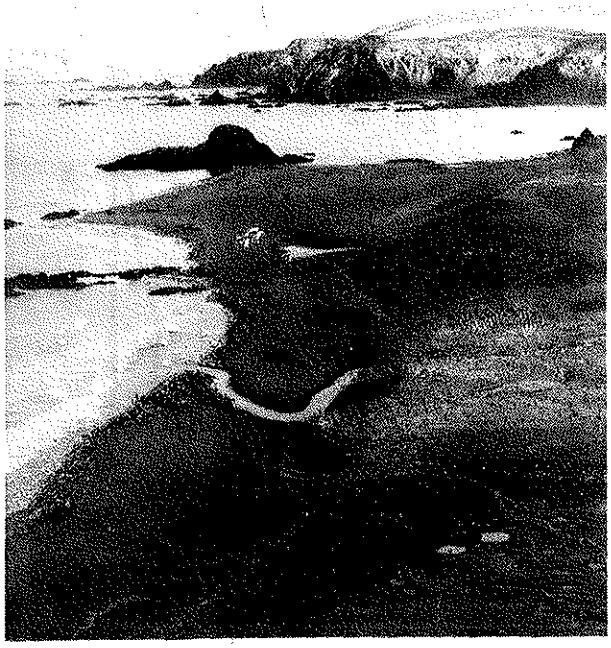
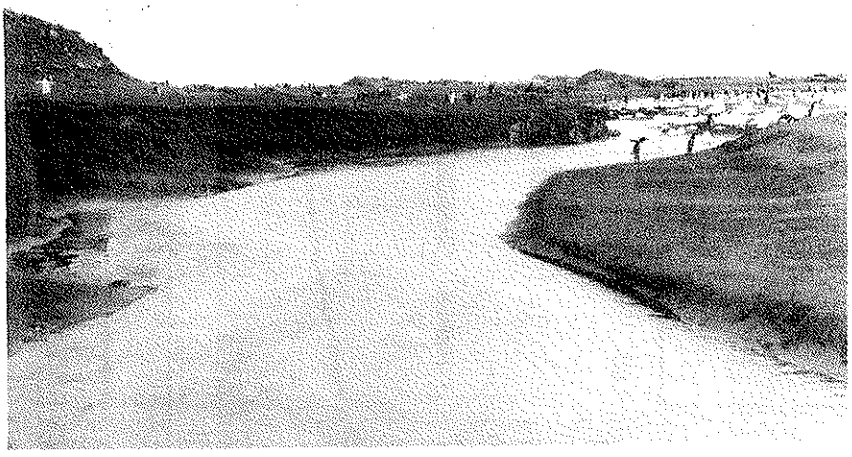


Figura 2 - PERFIS PRAIAIS TRANSVERSAIS -



Fotografia 1 — Vista lateral da Praia Grande, "Stinker Point", Ilha Elefante, onde se observa o contato brusco entre os depósitos marinhos e de morainas glaciais.



Fotografia 2 — Detalhe do canal de degelo da fotografia 1, recortando e retrabalhando os sedimentos praiais. Aproximadamente no centro da foto nota-se uma exposição do embasamento.

Fotografia 3 — Praia da Baía de"Wall", Península "Fildes", Ilha Rei Jorge. Observa-se a presença de blocos erráticos em meio a materiais grosseiros transportados pela ação de geleiras.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 335-342 (1987)

NOVO METODO CRONOESTRATIGRÁFICO APLICÁVEL NAS ACUMULAÇÕES QUATERNÁRIAS DE PRAIA

Jorge Osvaldo Codignotto

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Pabellón II Departamento de Geología.(1428) Buenos Aires Argentina

ABSTRACT

In this work a new cronostratigraphical method is proposed for coastal forms. Analogy concept is used between seismogram scheme and the geomorphology map in coastal zones. This geometrical analogy involve too the base and top concept in sedimentary basins and proximal and distal concept in accretional deposition in coastal zones.

This method make sure: confiability in coastal cronostratigraphical study and geomorphological - stratigraphical descriptions are standarized. It makes possible to correlate and to compare several informations; isotopic age is not essential question.

In this method the aerial photography in scale 1:20.000 or 1:40.000 is essential.

INTRODUÇÃO

Este método foi desenvolvido por Codignotto e colaboradores (1986). A analogia utilizada, o seja o acima e o embaixo do recheio sedimentar,e o distal - proximal da deposição acrescional cordoniforme, consiste no emprego dos critérios de Mitchum et al (1977) e de Vail et al (1977).

Se as diferenças nas escalas não são consideradas, a similitude entre as configurações de os dois esquemas é notável (figura 1).

Por analogia, o acima e o embaixo da figura 1A e equiparável ao distal e proximal da parte B da mesma figura. De modo igual é possível equiparar o conceito de superposição com o conceito de progradação cordoniforme.

As relações geométricas e a interpretação de cada conjunto de linhas no esquema A tem sido estudiados por Mitchum et al (1977).

Neste trabalho tenta-se analizar as configurações cordoniformes, estabelecendo analogias que, mediante a utilização de aerofotos, preferentemente nas escalas 1:20.000 ou 1:40.000, tornem possível aplicar no plano horizontal o que no plano vertical realiza-se por meio de sismogramas.

ELEMENTOS GEOMETRICOS SIMPLES

Orientção: as linhas de cristas subparalelas são indicativas de condições hidrodinámicas semelhantes. As ortogonais às linhas mencionadas indicam a direção de acrescentamento. A linha de máxima acrescentamento é a ortogonal no sector de máxima

separação entre as cristas.

Contatos:tangenciais; são indicativos tanto da passagem de um trecho de acrescentamento a outro de equilibrio, quanto da transição de um sector de acumulação a outro de erosão.

Angulares: São indicativos da ausência de deposição ou de erosão.

Psedoangulares: as vezes na escala de trabalho tem-se contatos angulares aparentes os quais, na realidade, representam diminuições extremas das longitudes de onda da associação cordoniforme (figura 2, A e B).

ELEMENTOS GEOMETRICOS COMPOSTOS

Sobre a base de aerofotos correspondentes a uma área onde os depósitos cordoniformes são claramente identificados, podem-se estabelecer as seguintes linhas:

Linha de paleocosta mais antiga (LP). Corresponde ao traço da linha de costa mais antiga presente no sector baixo estudo. A dita paleocosta pode ser acantilada ou não, podendo também acontecer que os depósitos cordoniformes adjacentes fiquem a maior altura pelos efeitos de ação geomórfica posterior, originada por um fenómeno particular de inversão do relieve, muito comum nas costas patagónicas (figura 3A).

Linha de interfase (LI).Representa o contato mar - terra. Ela é simples de marcar, e fecha o contorno do sector em estudo (figura 2).

Os pontos de união entre LP e LI devem coincidir com sectores de erosão ou não deposição. Os ditos pontos serão os pontos de fecho (F). A área encerrada denomina-se dominio (D),(figura 2).

Dentro do domínio serão traçadas as linhas morfológicas coincidentes com cristas ou seios. Por razões práticas pode-se marcar todos os seios e todas as cristas, mais também pode-se marcar só uma determinada percentagem deles. A eleição depende da escala da fotografia aérea e do distanciamento das cristas.

Linhas limitantes (LL). Correspondem às linhas de contato entre diferentes rasgos associados. Por exemplo, dentro da área compreendida entre linhas limitantes obterá-se um grupo (G), o qual está representado por um conjunto de cristas subparalelas depositadas em condições hidrodinámicas similares (figura 2).

Um grupo ou vários grupos conforman um sistema (S) quando a acumulação tenha-se produzido em condições de estabilidade do nível do mar. Sobre esta base deve ficar claro que os sistemas estarão separados por desníveis, os quais são possíveis de identificar e determinar nos fotogramas a escala 1:20.000.

METODOLOGIA

Adjudicará-se um número de ordem crescente desde LP até LI. Isto surge de aplicar critérios geológicos de cronologia relativa no plano horizontal. Básicamente o fenômeno de acrescimento é o equivalente horizontal da sedimentação vertical.

Quando tem-se obtido o plano estratigráfico (esquema geomorfológico),(figura 1B), o qual é equivalente à seção estratigráfica de Mitchum et al (1977), procede-se a realizar o plano cronoestratigráfico sobre a base da variável tempo.

Nos casos de falta de dados temporais é conveniente supor que o tempo é proporcional ao distanciamento entre cristas sucessivas considerando, para os efeitos práticos, que a velocidade de acrescentamento foi constante. Esta simplificção torna factível a aplicação do método. O distanciamiento entre cristas poderá ser proporcional à distância média ou máxima entre cristas sucessivas segundo as conveniências de escala. No caso de existir dados de idades, no plano cronoestratigráfico será levada até ditos valores.

A intersecção de contatos transportados como absissas com o tempo como ordenadas darão os pontos para começar a desenvolver o diagrama. A união de pontos delimitará áreas dentro do diagrama. Os pontos que tenham o mesmo valor de tempo relativo deverão ser unidos mediante uma linha reta paralela à absissa.

EXEMPLO DE APLICÇÃO NA COSTA PATAGONICA

Puerto Mazarredo - Puerto Pajarito (Santa Cruz, Argentina),(figura 3). Estas localicades do sul do golfo San Jorge foram estudadas por Feruglio (1950), quem descreveu quatro níveis de terraços, dos quais os dois últimos são de acumulação marinha O mais alto deles encontra-se localizado entre os 18 os 25 m s.n.m, e o mais baixo entre os 5 e os 11 m s.n.m., Codignotto (1983) e Codignotto et al (1986),publicaram nove idades Carbono 14, das quais três são pleistocénicas e seis holocénicas (fotograma 1, publicação autorizada pelo Servicio de Hidrografía Naval).

Do fotograma em questão, escala original 1:20.000, obtém-se o plano estratigráfico (figura 3A), e dele o plano cronoestratigráfico (figura 3B), no qual utilizam-se as idades Carbono 14.

Finalmente procedeu-se a obter um plano cronoestratigráfico sem levar em conta as idades absolutas (figura 3C).

Da análise dos gráficos obtidos conclui-se o seguinte: a) as proporções das áreas do cronograma da figura 3B (tempo absoluto), e as áreas do cronograma de figura 3C (tempo arbitrário) mantém-se com notável similitude.b)A discontinuidade horizontal que marca o límite entre os dois sistemas (variação do nivel do mar), abrange um período de erosão e/ou não deposição.

CONCLUSÕES GERAIS

1) Conta-se com um método rápido e confiável para realizar morfocronologia em zonas costeiras com morfologia de habito cordoniforme.

2) Dispõe-se dum método que normaliza as descrições geomorfológicas - estratigráficas e conseqüentemente as torna comparáveis e correlacionaveis.

3)O método permite realizar diagramas cronoestratigráficos sem que sejam imprescindíveis idades absolutas.

4) Existe a possibilidade que o método possa ser aplicado em outros casos geológicos do Cuaternario, cuja geomorfologia responda à geometria tratada nestre trabalho. Por exemplo em costas lacustres e fluviais sob determinadas condições.

5) Também é possível seu emprego na determinação de taxas de acrescentamento, ritmos de sedimentação e variações cíclicas na evolução das margems de bacias.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece a Magdalena Koukharsky a tradução do Português e as observações realizadas.

BIBLIOGRAFIA

CODIGNOTTO,J.O. 1983. Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguino patagónica. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Ultimo Hemiciclo Deglacial en la Argentina. CONICET, Actas, Mar del Plata,12-26.

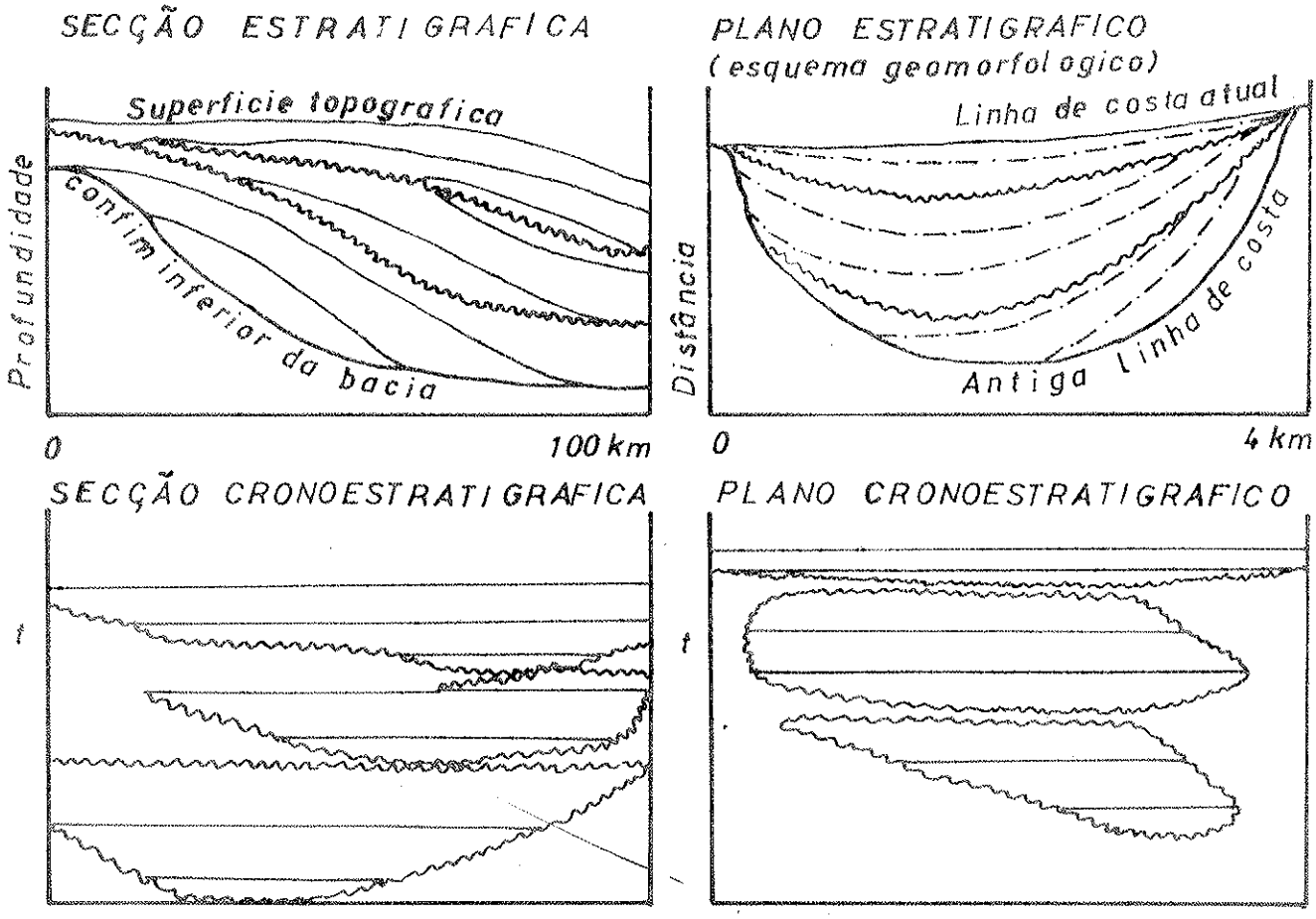
CODIGNOTTO,J.O.,MARCOMINI,S.C.y SANTILLANA,S.N . 1986. Edad de las terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante.Asoc. Geol. Arg. (en prensa).

CODIGNOTTO,J.O.,BEROS,C.A.,TREBINO,L.G. 1986. Nuevo método cronoestratigráfico. Morfocronología en secuencia deposicional cordoniforme. Asoc.Geol.Arg.Rev. (en prensa).

FERUGLIO,E. 1950. Descripción geológica de la patagonia.Y.P.F.,T III:74-196.Buenos Aires.

MITCHUM Jr.,R.M.,VAIL,P.R. and THOMPSON,S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional secuence as a basic unit for stratigraphic analysis. AAPG Mem. 26: 53-62.

VAIL, P. R.,MITCHUM Jr.,R.M. and THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem. 26: 83-97.



Esquema conforme MITCHUM i outros (1977)

Esquema presente trabalhão

A FIG. 1 B

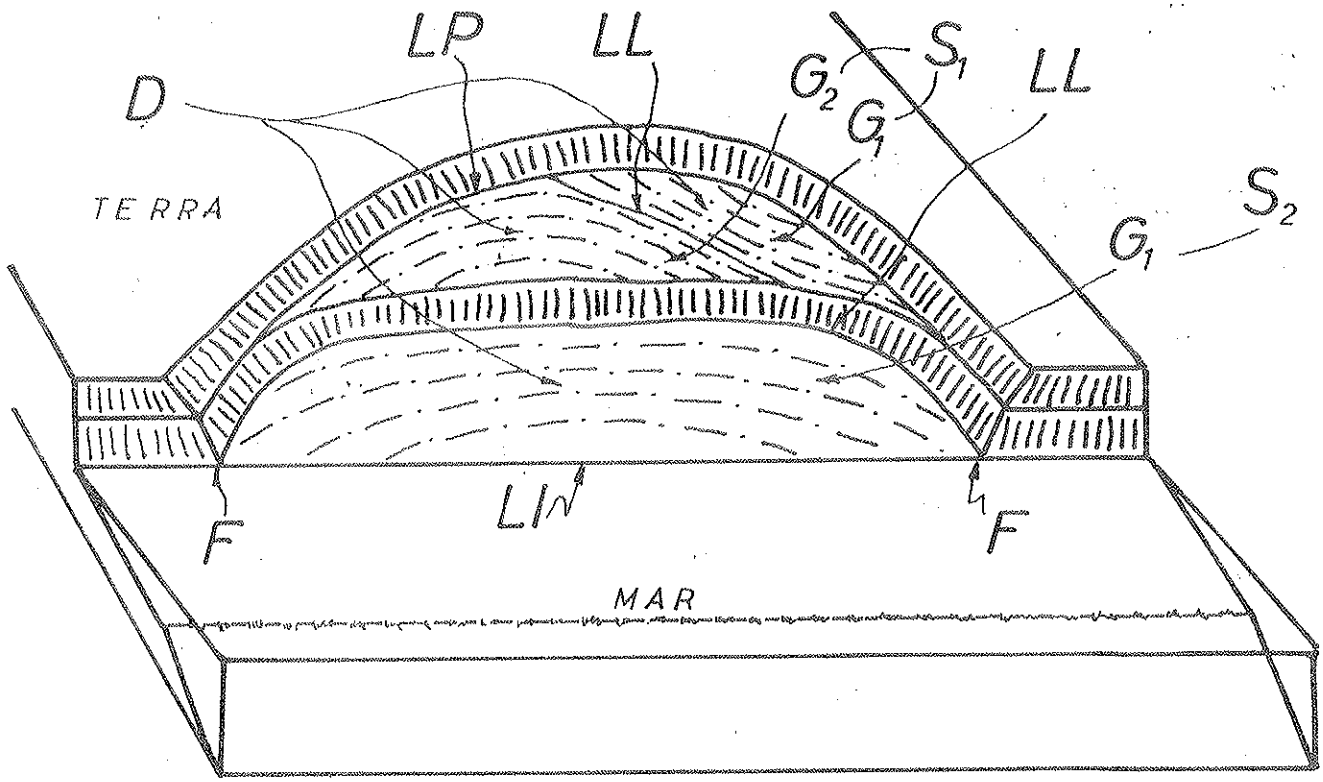
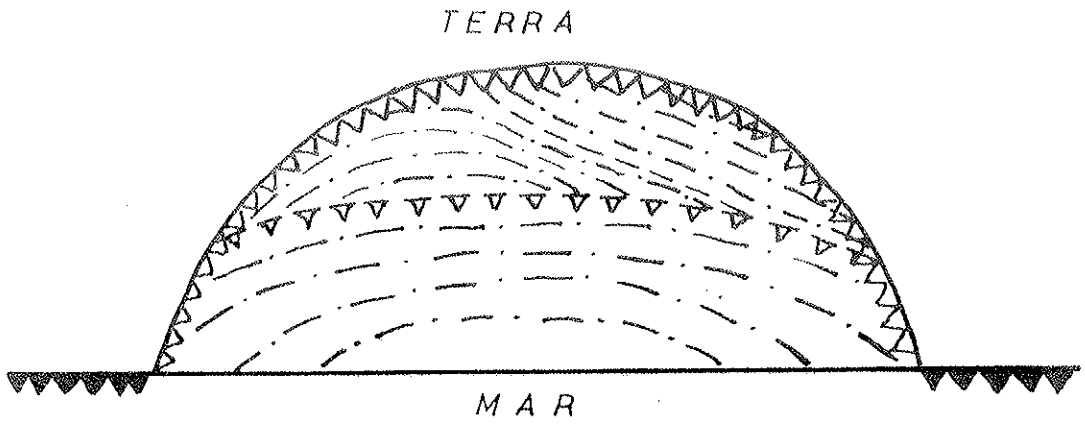


FIG. 2A vista panorâmica

— . — . — Crista de praia



vista em planta

FIG. 2B

▲▲▲ **escarpa** activa

△△△ **escarpa** inactiva

— — — linhas limitantes

——— linhas de interfase

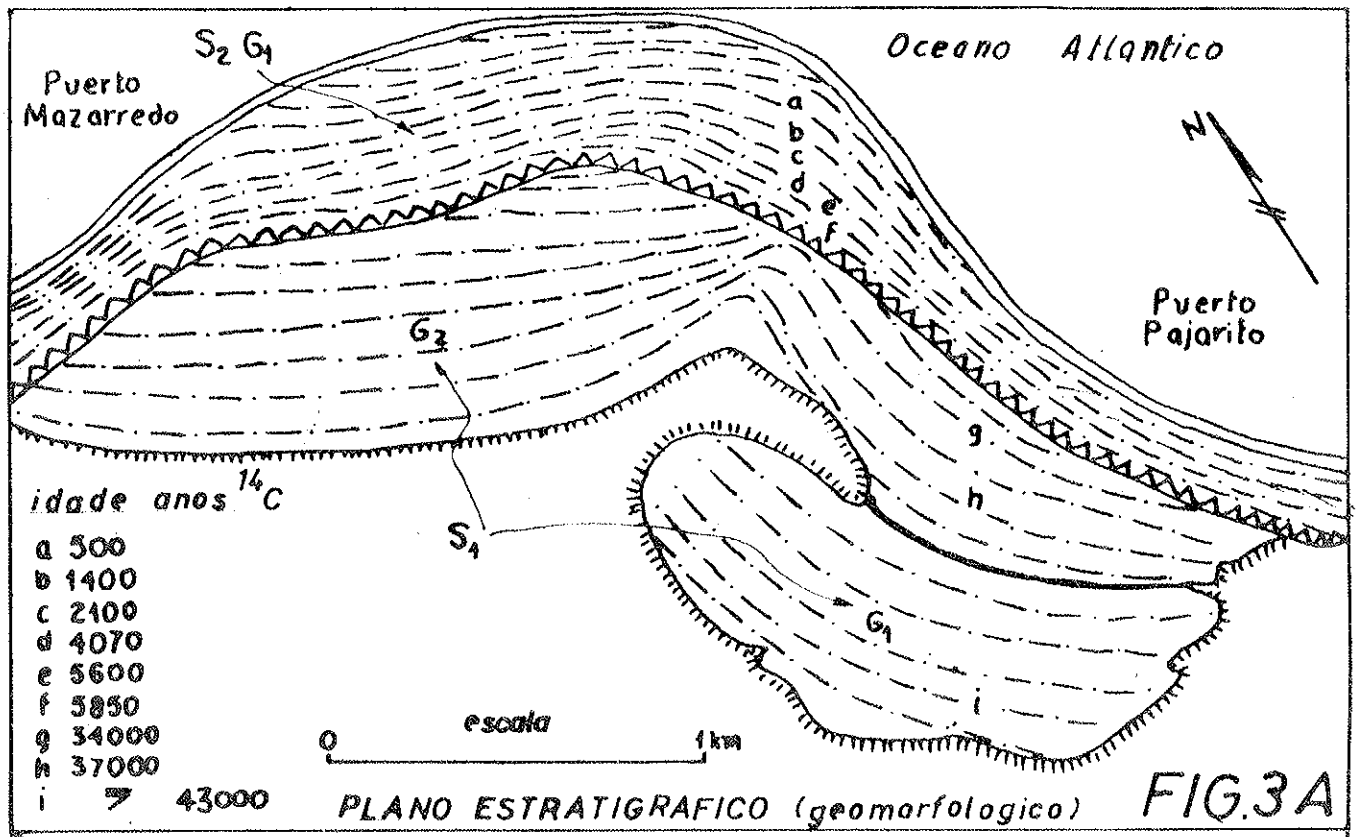
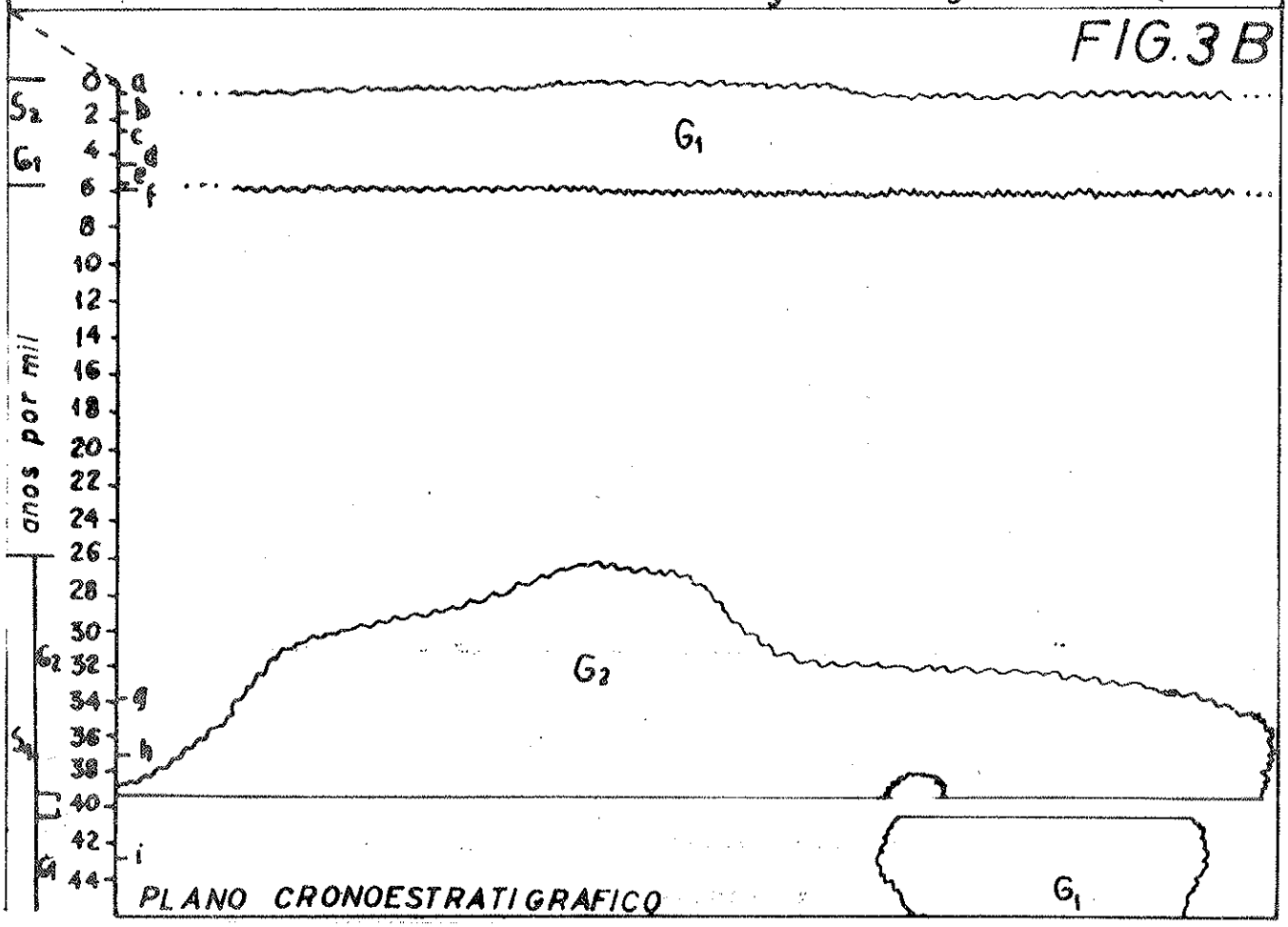
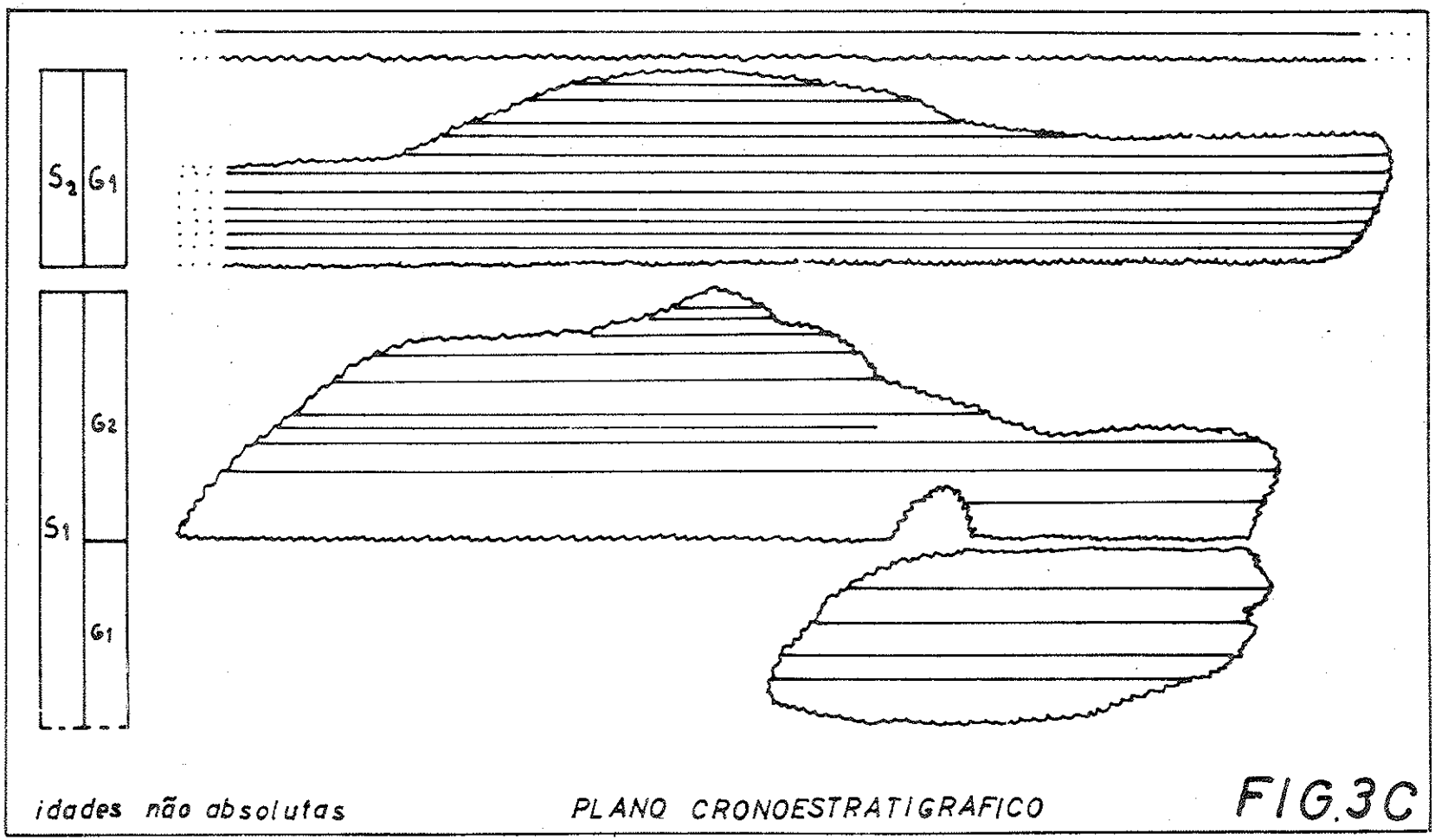
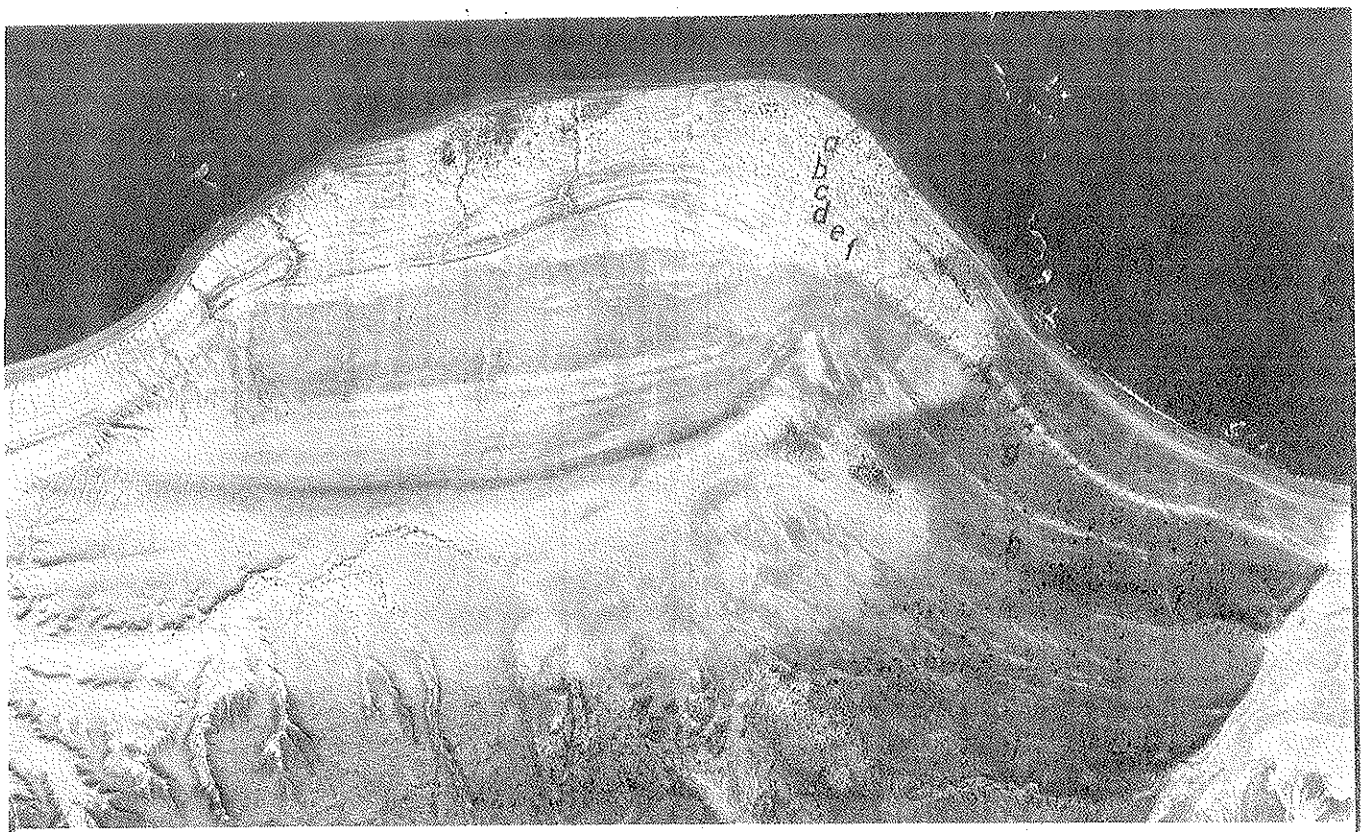

Puerto Mazarredo
S_2 G_1
Oceano Atlantico
N
Puerto Pajarito
a
b
c
d
e
f
g
h
i
G_2
S_1
G_1
idade anos ^{14}C
a 500
b 1400
c 2100
d 4070
e 5600
f 5850
g 34000
h 37000
i > 43000
escala
0
1 km
PLANO ESTRATIGRAFICO (geomorfologico)

FIG.3A

FIG.3B


S_2
G_1
G_2
S_1
anos por mil
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20
22
24
26
28
30
32
34
36
38
40
42
44
a
b
c
d
e
f
g
h
i
G_1
G_2
G_1
PLANO CRONOESTRATIGRAFICO


S2
G1
G2
S1
G1
idades não absolutas
PLANO CRONOESTRATIGRAFICO
FIG.3C



FOTOGRAMA 1

escala
0 1 km

pontos com idades C^{14}

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 343-356 (1987)

A DINÂMICA SEDIMENTAR DA PRAIA DO MAÇARICO/SALINÓPOLIS E SUA IMPORTÂNCIA PARA A GEOLOGIA DA REGIÃO COSTEIRA DO ESTADO DO PARÁ.

LUIS ERCILIO DO C. FARIA JR.*
MÔNICA DOS SANTOS MARÇAL**
ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO***
Centro de Geociências/UFPA.

ABSTRACT

Maçarico Beach is located at the city of Salinas (200 km from Belém), along the northeast coast of the State of Pará (Brazil).

The dynamic processes and the topography on this beach was investigated during one year. The macro-tide (amplitude ~ 5m) is the most important parameter that contributes to relatively rapid changes on the subenvironments of Maçarico Beach.

The coast of Pará is characterized by numerous small islands, estuaries and large drowned valleys, that represent a typical "rias" coast. The Flandrian Transgression (about 7000 y.a.) was probably the principal reason for the present coastal geomorphology with cliffs, dunes, mangrove swamps and very extended tidal-flats. It is assumed also that fault tectonics could also have controlled the sea level fluctuations during the Quaternary along the north coast of Brazil.

INTRODUÇÃO

Estão apresentados neste trabalho dados relacionados a morfologia e suas variações verificadas na praia do Maçarico, localizada em frente à cidade de Salinópolis (mais conhecida simplesmente por Salinas), no litoral do Pará, a cerca de 200 kms, por rodovia, de Belém a capital do Estado (Fig. 1).

A pesquisa realizada abrangeu um Ciclo Hidrológico anual, completo, e se constitui numa contribuição inédita ao conhecimento da dinâmica sedimentar atual e compreensão da evolução fisiográfica recente da área e, por extensão, da Região Costeira do Pará.

As macro-marés, com amplitude média de 5m, as ondas e o regime de ventos, numa perfeita interação sazonal, são os responsáveis pelo considerável deslocamento das areias da praia e das dunas, que produzem o modelamento das zonas do estirâncio e da costa com formas e feições nitidamente variáveis em curtos espaços de tempo.

* Departamento Geologia-UFPA CP. 1611-66.000 Belém/Pesquisador/CNPq
** Bolsista Iniciação Científica-CNPq
*** Curso de Pós-Graduação em Geociências-UFPa.

METODOLOGIA E COLETA DE DADOS

A praia do Maçarico foi selecionada para execução deste trabalho levando-se em consideração suas excelentes condições logísticas e, principalmente, as marcantes variações fisiográficas que vem sofrendo nos últimos anos. Sendo uma área de morfologia plana com um gradiente extremamente suave em direção ao mar, para que fosse possível estabelecer o controle das referidas variações, foram realizados levantamentos plani-altimétricos ao longo de 4(quatro) perfis, distribuídos aproximadamente perpendiculares à linha de costa e cobrindo toda a extensão bem como o comprimento da praia durante a baixa-mar (Fig. 2).

Referidos perfis foram executados durante um período de 13(treze) meses (junho/85 a junho/86), com intervalo entre cada levantamento de aproximadamente 2(dois) meses, geralmente nos períodos de lua cheia e nova, quando ocorrem as marés de sizígia que permitem uma maior exposição da zona intertidal (estirâncio) da praia. A partir dos dados topográficos foram construídos mapas de curvas de nível correspondentes cada levantamento realizado (Fig.4 a 8).

Paralelamente aos trabalhos topográficos fez-se a coleta sistemática dos sedimentos ocorrentes ao longo dos perfis, particularmentenos pontos de mudanças litológicas. As amostras coletadas, foram analisadas quanto a seus parâmetros texturais estatísticos (análise granulométrica) e em, alguns casos, no seu conteúdo mineralógico.

A REGIÃO COSTEIRA DO ESTADO DO PARÁ

Estratigrafia

Apesar da presença de rochas cristalinas do pré-Cambriano, aflorantes na região continental adjacente, somente em alguns locais próximo ao Maranhão se registra a ocorrência destas na região litorânea do Estado do Pará. As unidades litoestratigráficas que estão presentes mais frequentemente ao longo da faixa costeira do Pará são a Formação Pirabas e o Grupo Barreiras. A primeira é composta de calcários marinhos, bioclásticos, micríticos, dolomicríticos e margas datados do Mioceno Inferior (Ferreira, 1982). Os sedimentos "Barreiras", considerados plio-pleistocênicos, ocorrem sobre a Formação Pirabas e incluem desde fácies conglomeráticas, passando por seqüências arenosas até a fácies argilo-arenosa (Góes, 1981). Ocupando grandes áreas na região costeira, apesar de pouco espessos, são definidos como quaternários holocênicos a atuais, os depósitos arenosos fluvio-marinhos, as areias eólicas dos cordões de dunas litorâneas e os sedimentos depositados nos mangues, nas praias e nas planícies de marés (Faria Jr., 1986).

Geomorfologia

O litoral norte do Brasil, a partir do Pará até o Maranhão, apresenta-se com características de costa em vias de submersão, sendo comuns as "rias", bastante recortadas e irregulares, com vales largos, afogados, que se estreitam para o interior do continente (Francisco et al., 1971).

Franzinelli (1976) reconhece três tipos de costa nesta região: a) Costa baixa com pequena inclinação e planos bem desenvolvidos, arenosos ou cobertos por mangues inundados na preamar; b) Costa baixa, complexa, com inclinação moderada e planos inundáveis, pouco desenvolvidos e cobertos por vegetais; c) Costa alta, com falésias esculpidasnos depósitos areno-silto-argilosos, avermelhados do Grês-do-Pará (Forma

ção Barreiras) e com praias inclinadas e planas de maré limitada.

As marés, ondas e os ventos são os agentes geológicos que atuam initerruptamente nessa região, os quais são responsáveis pelo deslocamento dos sedimentos e pelo modelamento fisiográfico da costa, produzindo formas e feições erosivas e deposicionais bastante variáveis. As mais típicas são as falésias com sedimentos "Barreiras", pequenas enseadas, praias muito extensas e planas, manguezais e campos de dunas (Faria Jr., 1984).

Ponçano (1985) reconhece regionalmente dois níveis de falésias que classifica como mais antigas, as falésias interiorizadas, com nível marinho a 5-10, acima do atual, e as falésias atuais, observadas na Costa Atlântica formando feições abruptas.

OS SUB-AMBIENTES DA PRAIA DO MAÇARINO

Reineck e Singhy (1980) incluem a praia como uma parte do grande ambiente marinho costeiro, tipicamente transicional, o qual se caracteriza particularmente pela interação direta dos processos geológicos que ocorrem no mar e no continente.

As sub-divisões do ambiente praial propostas pelos diversos autores geraram uma vasta terminologia nem sempre passível de ser empregada às feições observadas no local estudado. Dentre estas sub-divisões, acredita-se que a de Emery (1960a, in Reineck & Singh, 1985) seja a que melhor enquadra os sub-ambientes da praia do Maçarico, em Salinas (Fig. 3). Além dos termos em inglês são empregados aqui aqueles correspondentes versados para o português.

Costa-Campo de Dunas (Coast-Sand dunes)

A partir dos limites máximos da preamar, ocorre no Maçarico uma faixa pouco estreita (20-30m) de dunas relativamente jovens, com altura média de 3m, ainda desprovidas de vegetação ou com espécies rasteiras, que forma um cordão protetor contra o ataque direto das ondas à estrada que margeia a praia (Fig. 3).

Deve ser ressaltado que após esta estrada, por cerca de 200m e entre residências e no fundo destas, ocorrem partes isoladas de dunas mais antigas, cobertas por vegetação. Referidas partes constituem-se, na verdade, vestígio dos enormes campos de dunas que foram destruídos, paulativamente, a partir do final dos anos 60, com a abertura da estrada beira-mar, estacionamentos, loteamentos, etc... Sobre esta interferência humana e suas conseqüências estão incluídos alguns comentários noutro item deste trabalho.

Pós-Praia (Backshore)

É a região situada acima da linha média da maré alta, representando a zona supratidal, que é alcançada pelas águas somente em ocasiões excepcionais de ressacas ou ondas de tempestades.

Na praia do Maçarico a partir da ação das ondas, nas marés mais elevadas, sobre as areias incosolidadas do cordão de dunas, formam-se barras internas longitudinais a praia,(beach-bar), e estreitos terraços (bermas), que são seguidas em direção ao mar por pronunciadas quebras no declive após as barras. Na figura 4 esta feição está bem evidente no início dos perfis 2 e 3.

Devido a grande quantidade de minerais pesados opacos (óxidos de ferro) são comuns nesta faixa da praia autênticos tapetes negros cobrindo as finas areias brancas de grãos de quartzo.

Estirâncio (Foreshore)

Corresponde a denominada zona intertidal de Reineck (1970c; in Reineck & Singh, 1980) que abrange a área da praia localizada entre a linha média da baixamar e a linha média da preamar.

É o subambiente mais importante na praia do Maçarico bem como, de resto, em quase toda a região litorânea do norte do Brasil. Na área estudada foram observadas mais três subzonas ou elementos fisiográficos que se encontram em franca transformação, sendo elas em direção ao mar: faixa do canal de maré, manguezal e barra de areia (Fig. 3).

A faixa de direção SE-NW, que corresponde ao canal de maré, tem as cotas mais baixas da praia (datum zero), em média 400m de largura e extensão de aproximadamente 2 km, servindo, ainda, de principal conexão com o mar aberto através da qual chegam as primeira correntes de marés. Durente as fases inicial da preamar e final da baixar não ocorrem ondas, permitindo em alguns locais a deposição do material de granulação mais fina, siltoso, associado as areias.

A subzona do manguezal possui largura média de 100m e estende-se longitudinalmente a praia por cerca de 300m. Caracteriza-se pela presença densa de arbustos e pequenas arvôres (no máximo 2m de altura) que estão enraizadas num substrato síltico-argilo-arenoso, extremamente fofo, devido a presença abundante de colônias de uma malacofauna, pequenos carangueijos, etc... Deve ser destacado que esta zona se encontra sendo assoreada por grandes quantidades de areias evidenciado a tendência do mangue a ser soterrado e desaparecer.

A seguir da subzona do manguezal ocorre uma extensa e volumosa barra de areia, com largura média de 200m, com cotas atingindo até 4m acima do plano formado pelo canal da maré (Fig. 7), e comprimento de alguns quilômetros, indo além do Maçarico e atingindo outras praias que se situam mais a SE no litoral de Salinópolis. Durante o período de estudos foi coberta pelas marés somente em algumas ocasiões sendo, por isso, a primeira zona de arrebentação das ondas que se deslocam em direção a praia do Maçarico. Constitui-se desta forma num tipo de barra externa (longshore bar) que pode ocorrer na antepraia superior (Shoreface).

Ante-praia (Shorefare)

A frente da barra de areia mais externa da faixa intertidal ocorre, ainda, até cerca de 1.500m do limite da preamar uma longa faixa de declive bem suave, que submerge sobre o nível da baixa-mar caracterizando o início da ante-praia ou "shore face". Suguio (1980) inclui tanto a zona intertidal como a antepraia no único ambiente do estirâncio. Em todo o litoral Norte são comuns, até a alguns quilômetros da praia, barras de areias finas, quartzosas, que emergem durante a baixa-mar sob a forma de bancos ou coroas muito perigosas para a navegação.

A DINÂMICA DA PRAIA E O TRANSPORTE DOS SEDIMENTOS NO MAÇARICO

A praia do Maçarico pode ser considerada como tipicamente de baixa energia. Os principais mecanismos responsáveis pela modificações morfológicas na área estudada derivam das correntes de marés e correntes costeiras que se desenvolvem sub-paralelas a costa paraense na direção NE-SW. Estas últimas são responsáveis pelo deslocamento das barras arenosas mais externas localizadas na zona da ante-praia. Por outro as correntes de marés que se deslocam nas mais diferentes direções com a preamar e a baixa mar dentro da zona intertidal no Maçarico, au

xiliadas pelas ondas, se encarregam ora de distribuir as areias das barras internas assoreando as partes mais baixas, ora promovendo a erosão de novos canais. O soterramento atual de partes da subzona do mangue bem como o descobrimento de um sobstrato argiloso, com restos vegetais e espécies de conchas, que estavam cobertos por areias, na parte mais superior do estirâncio, evidenciam estes processos, ao que tudo indica, controlados por ciclos mais duradouros.

Os ventos fracos a moderados, de direção NE, aliados a baixa profundidade da água contribuem apenas secundariamente para a ação das ondas no modelamento da praia do Maçarico. Importante, entretanto, é a atuação destes no verão quando são mais fortes e as areias sêcas na praia e nas dunas são efetivamente transportadas.

AS VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS E INTERPRETAÇÕES

Considerando-se o período de observações e levantamentos realizados na praia do Maçarico (13 meses) é preciso reconhecer que não houve a extinção ou o desenvolvimento considerável de qualquer feição que modificasse as características dos subambientes descritos anteriormente. Entretanto, percebe-se, claramente, entre o início e o final dos levantamentos um aumento no fluxo de sedimentos arenosos na direção longitudinal (SE-NW) à costa .

É evidente pelo aumento das cotas ao longo dos perfis que a zona intertidal recebeu uma carga muito grande de sedimentos no período estudado. Algumas áreas desta zona, que estavam cobertas por sedimentos mais finos, como o mangue, e mesmo os canais de marés, foram assoreados gradativamente pelas areias (Vide Figs. 3 a 8).

Referido aumento no fluxo dos sedimentos arenosos decorreu do deslocamento da grande barra externa que constitue os limites dos subambientes da ante-praia e da faixa intertidal. Acredita-se que esta grande barra, através de sua contínua e gradual expansão, deverá cobrir completamente, dentro dos próximos anos, a subzona do mangue localizada no estirâncio.

Apesar do acréscimo geral, final, de sedimentos na praia do Maçarico devem ser destacadas, também, as variações sazonais. Comparando-se os intervalos entre os levantamentos e as estações climáticas da região, observa-se que a fase de maior rebaixamento de todos os subambientes, do campo de dunas a ante-praia, ocorre no período entre agosto e outubro quando o verão encontra-se no seu apogeu (Vide Figs. 4 e 5). O rebaixamento do lençol freático, a falta de chuvas e a constante insolação tornam as areias mais soltas e, consequentemente, o transporte destas pelo agentes atuantes mais efetivo.

INTERPRETAÇÕES FINAIS

O estudo granulométrico das amostras coletadas na zona do estirâncio revelou tratarem-se de sedimentos predominantemente de granulometria areia fina, com diâmetro médio em torno de 2,4 a 2,5ϕ, bem selecionados, com o predomínio das distribuições simétricas. Os valores de curtose mostraram que a distribuição granulométrica dos sedimentos se apresenta sob a forma de curvas principalmente leptocúrticas (Marçal, 1987). A comparação destes resultados com outros conhecidos para a mesma área (Fernandes, 1985) demonstram a origem eólica e fluvial para a maioria das areias que formam as barras internas e externas que ocorrem na praia do Maçarico.

Estes dados vem reforçar, também, a hipótese de Faria Jr. (1984, 1986) de que a ocorrência dos grandes bancos de areias (barras de

"offshore") ao largo do litoral paraense seriam originalmente extensos campos de dunas litorâneos que submergiram no último levantamento do mar durante a transgressão máxima do Holoceno (Flandriana). Referidos campos de dunas teriam sido formados durante o Pleistoceno, por ocasião da última regressão deste período, a partir, principalmente, do retrabalhamento dos sedimentos Barreiras de origem fluvial. Posteriormente, com a transgressão holocênica, colocados na condições de "sedimentos relíquias" na parte superior da plataforma, estes, em desequilíbrio com o novo ambiente, passaram a ser deslocados pelas correntes, marés e ondas.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho sentem-se agradecidos as seguintes Instituições: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que financiou a pesquisa - Proc. nº 40.1755/84 e concedeu a bolsa de iniciação científica; CAPES pela bolsa de mestrado de um dos autores do Curso de Pós-Graduação; Centro de Geociências da UFPA que suportou com sua infra-estrutura técnica e material os trabalhos de campo e laboratório; Escola Técnica Federal do Pará (ETFPA) pela cessão de um aparelho de topografia. Agradecimento especiais são devidos aos funcionários destas instituições pelo apoio e colaboração prestados aos autores.

BILBIOGRAFIA

FARIA JR., L.E.C. (1984) Geologia da Região Costeira do NE do Estado Pará - Relatório Final - Proc. nº 405.971/83-GC-CNPq

FARIA JR., L.L.C. Die Quartäre Entwicklung des Küstengebietes im Bundesstaat Pará/Nordbrasilien. Berliner Geows. Abhand. Reihe A.Sonderband, p. 82. Berlin

FERNANDES, L. (1985) Estudo Sedimentológico dos Sedimentos Recentes das Praias e Dunas da Região de Salinas-Pará. TCC/Departamento de Geologia-UFPA, 22 p. Belém.

FERREIRA, C.S. (1988?) Notas Estratigráficas sobre o Cenozóico Marinho do Estado do pará. Anais do 1º Simpósio de Geologia da Amazônia. V 1: 84-88. SBG. Belém.

FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P.; SILVA, D.F. da; SILVA, G.G. (1971) Contribuição à Geologia da Folha de São luis (SA-23) no Estado do Pará.III Estratigrafia. IV Recursos Minerais. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi. Nova Série Geologia, V. 17. Belém

FRANZINELLI, E. (1976) - Contribuição à Sedimentologia da Baía do Marajó -SUDAM-DNOS-IDESP-Belém,Pa,

GÓES, A.M (1981) Estudo Sedimentológico dos Sedimentos Barreiras Ipixuna e Itapecuru no NE do Pará e NW do Maranhão.Tese de Mestrado - NCGG/UPFA Belém.

MARÇAL, M dos S. (1987) Processos Sedimentológicos Atuais na Praia do Maçarico em Salinópolis-Pará. TCC/Departamento de Geologia - UFPA, 20 p. Belém.

PONÇANO, W.L. (1985) Sedimentação Atual Aplicada a Portos no Brasil.Tese de Doutorado. Instituto de Geociências- USP. São Paulo

REINECK, H.E. & SINGH, I.B (1980) - Depositional Sedimentary Environments. Springer Verlag. New York. 439 p.

SUGUIO, K. (1980) Rochas Sedimentares. Ed. Edgar Blücher. São Paulo 500 p.

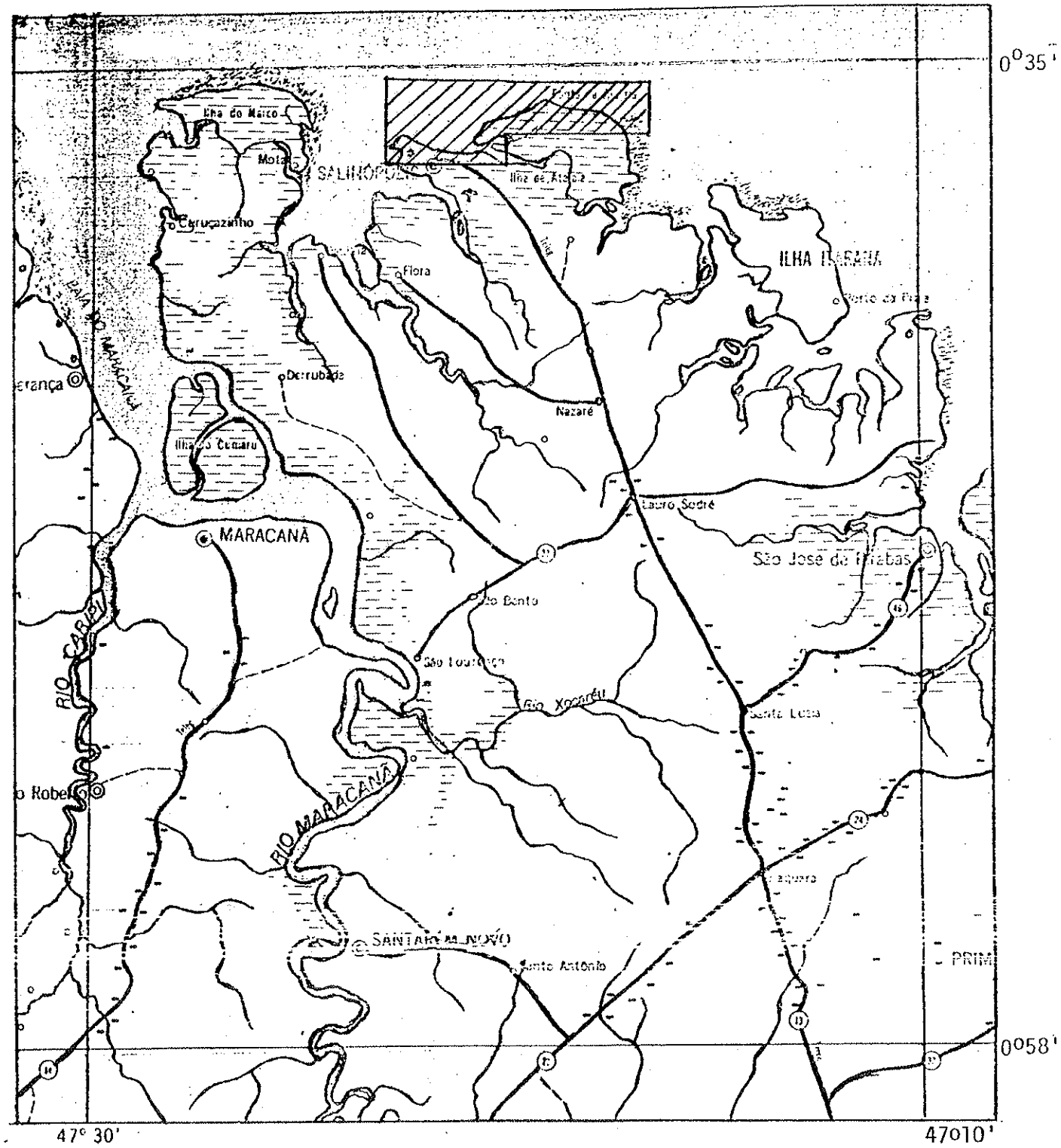


FIG. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO
Copiado do Mapa Planimétrico do Projeto RADAM(1973).
Folha. SA.23-V-A/B.

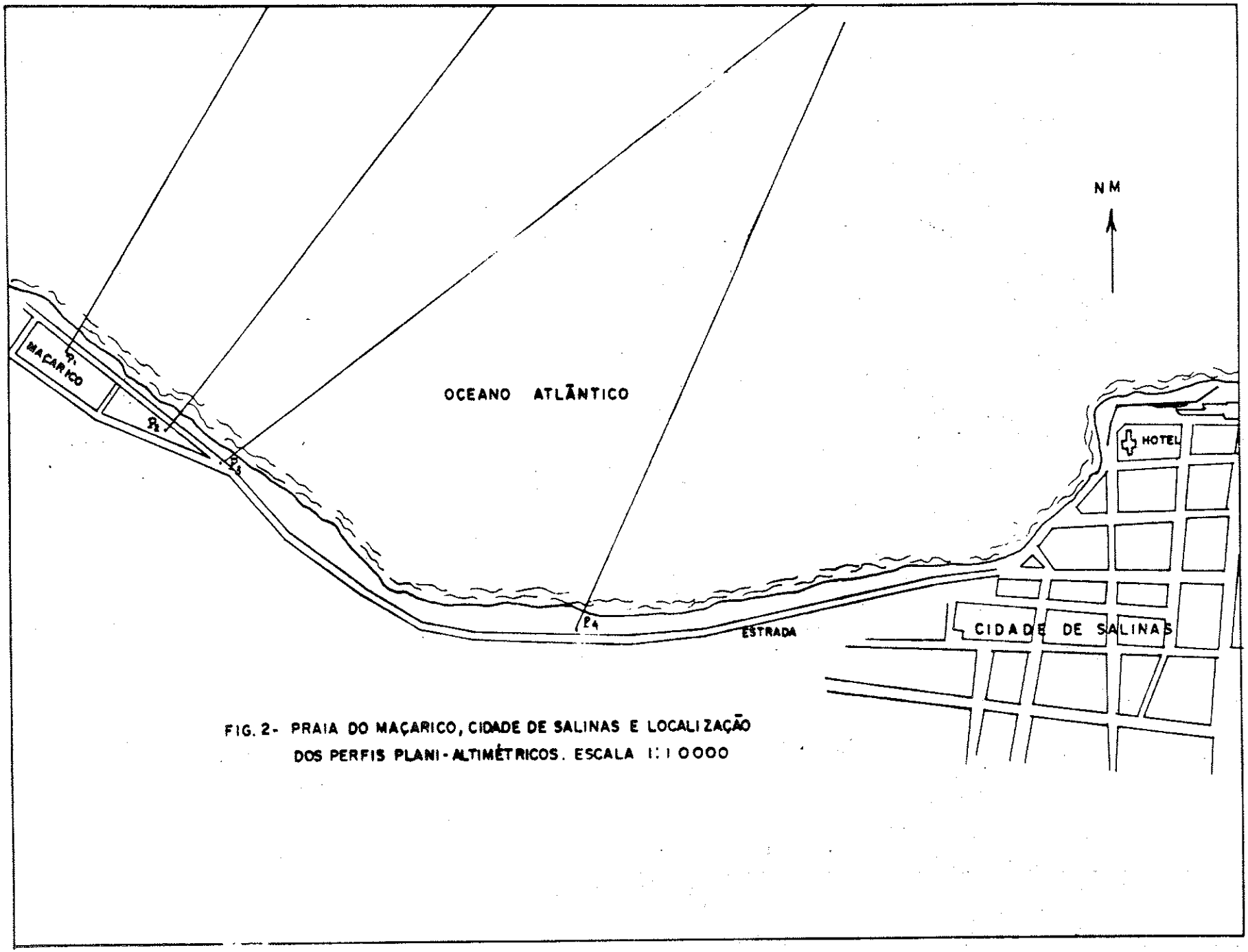


FIG. 2- PRAIA DO MAÇARICO, CIDADE DE SALINAS E LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS PLANI-ALTIMÉTRICOS. ESCALA 1:10000

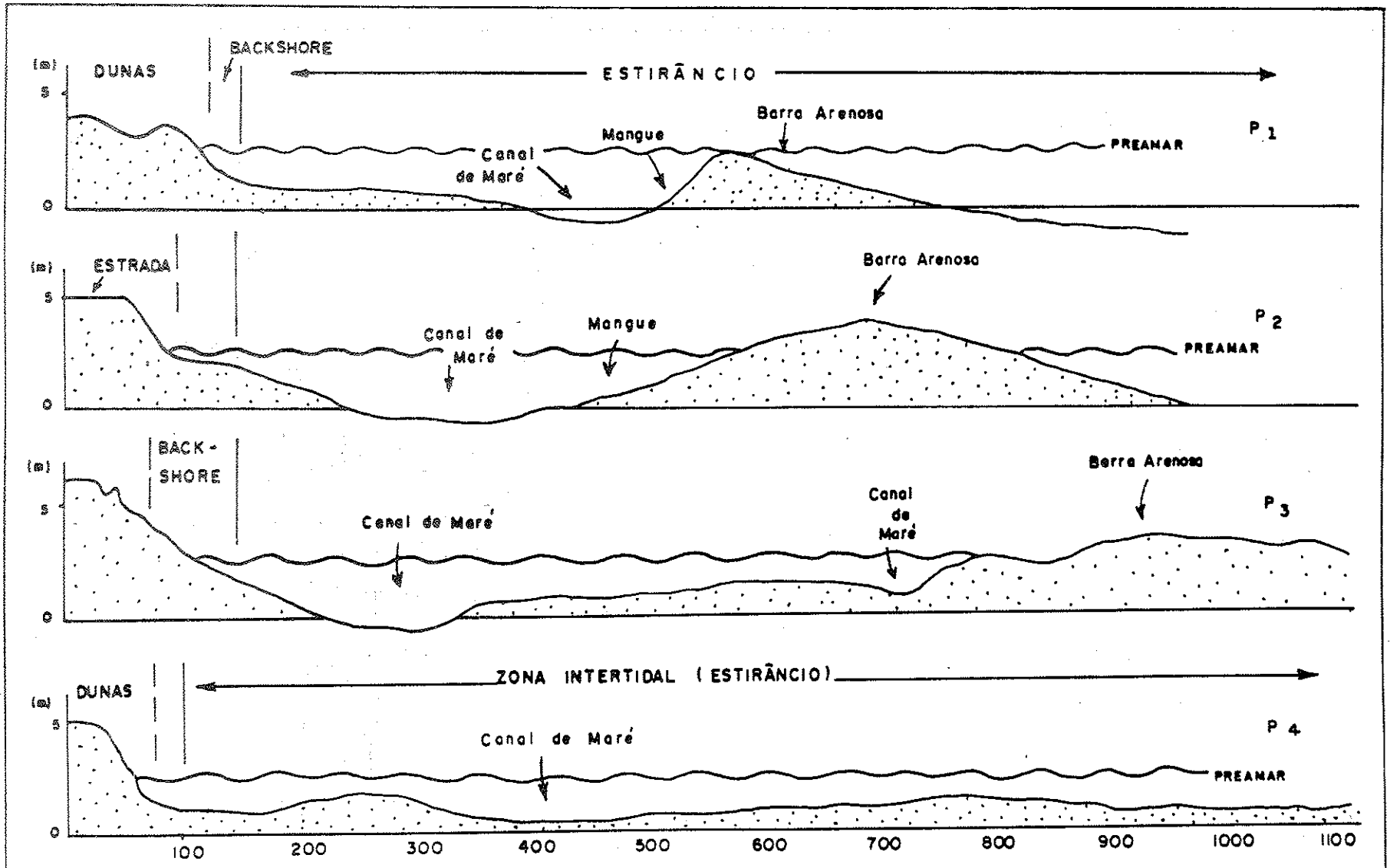


FIG. 3 - SUB-AMBIENTES DA PRAIA DO MAÇARICO, DISTRIBUIDOS AO LONGO DOS 4 PERFIS. LEVANTAMENTOS DE 22/02/86.

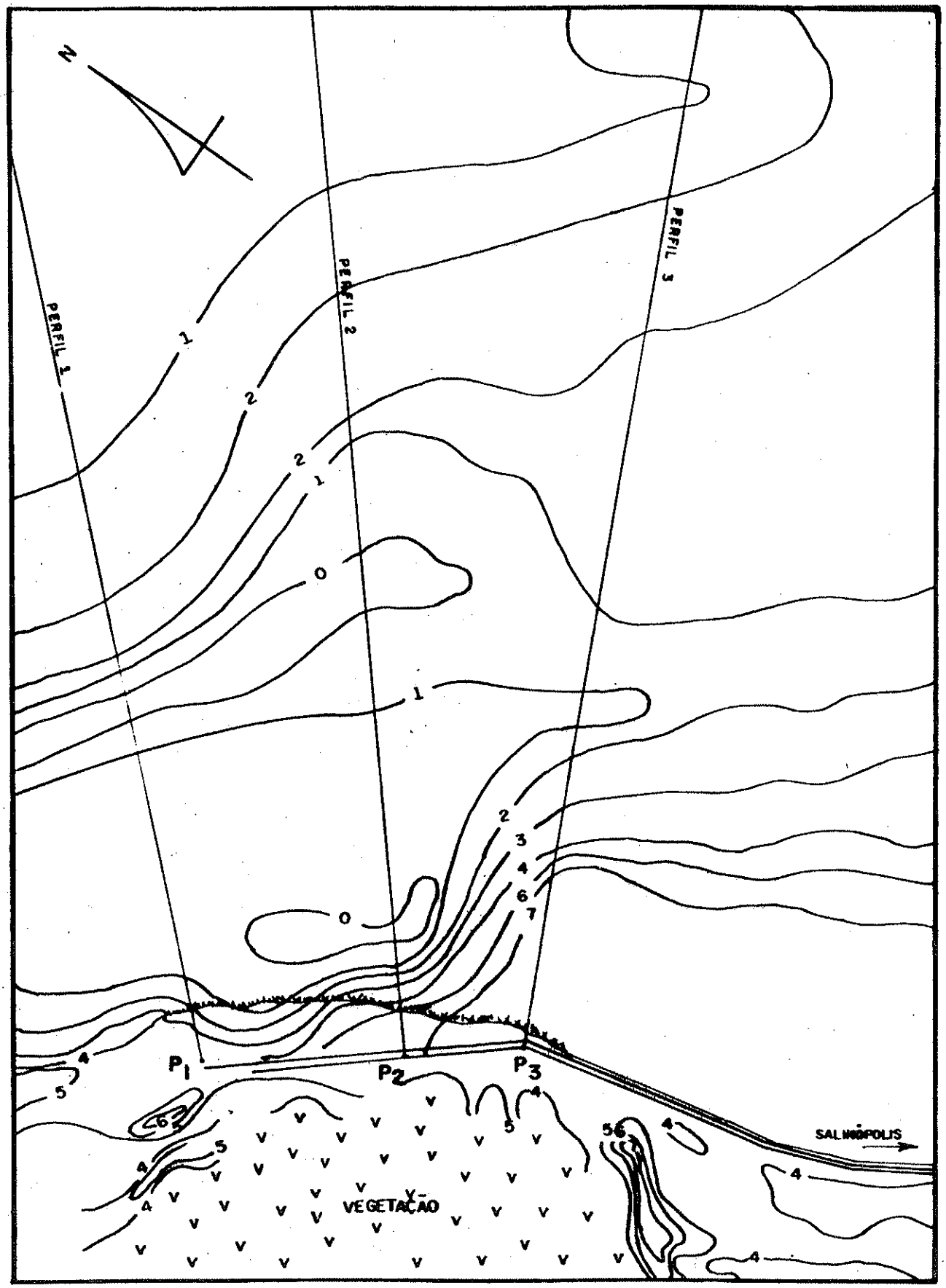


FIG. 4 - MAPA DE CURVA DE NÍVEL DA PONTA DO MAÇARICO. ESCALA 1:4000
LEVANTAMENTO DE 04/06/85.

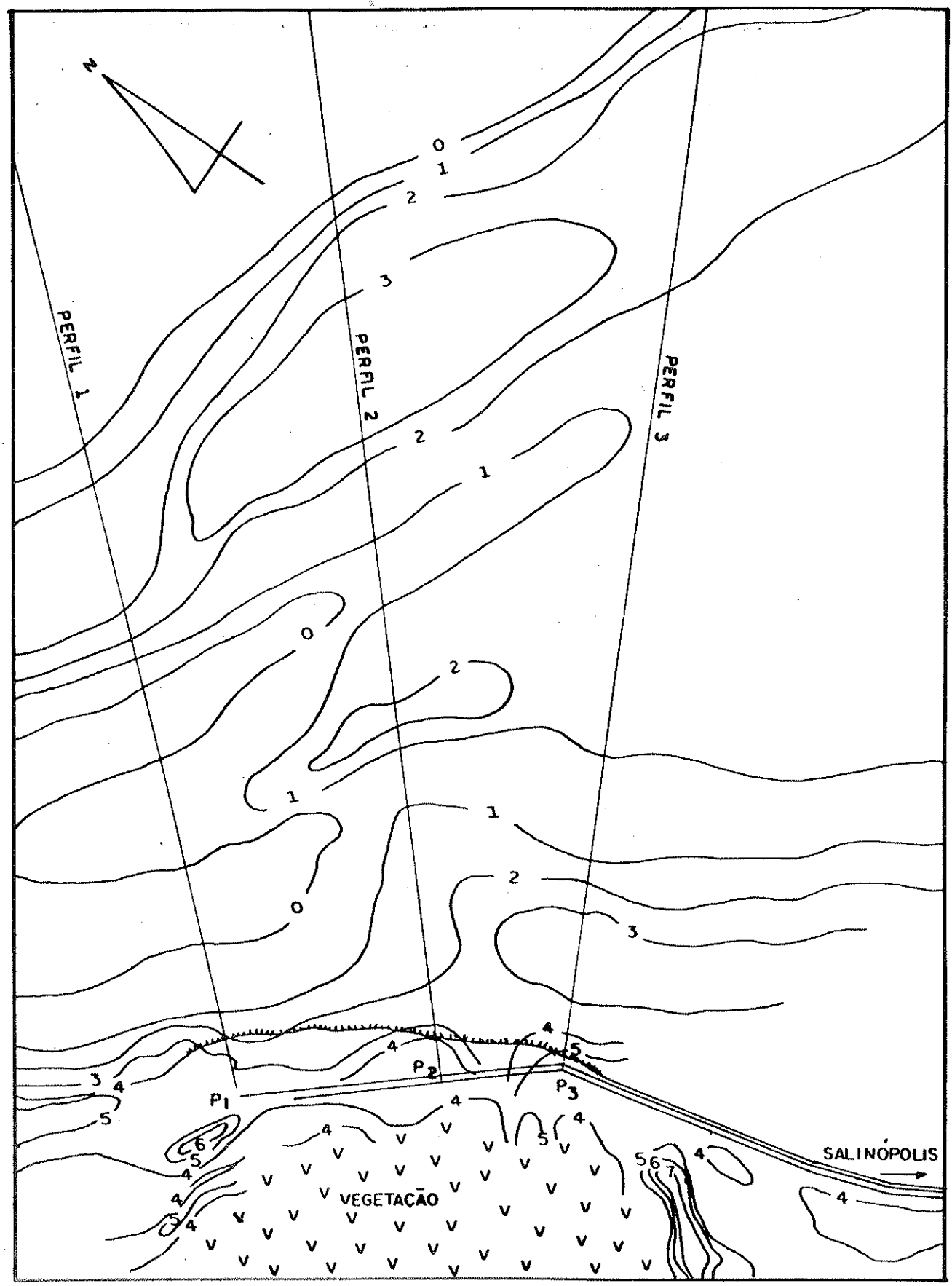


FIG. 5 - MAPA DE CURVA DE NÍVEL DA PONTA DO MAÇARICO. ESCALA 1:4000 – LEVANTAMENTO DE 31/08/85.

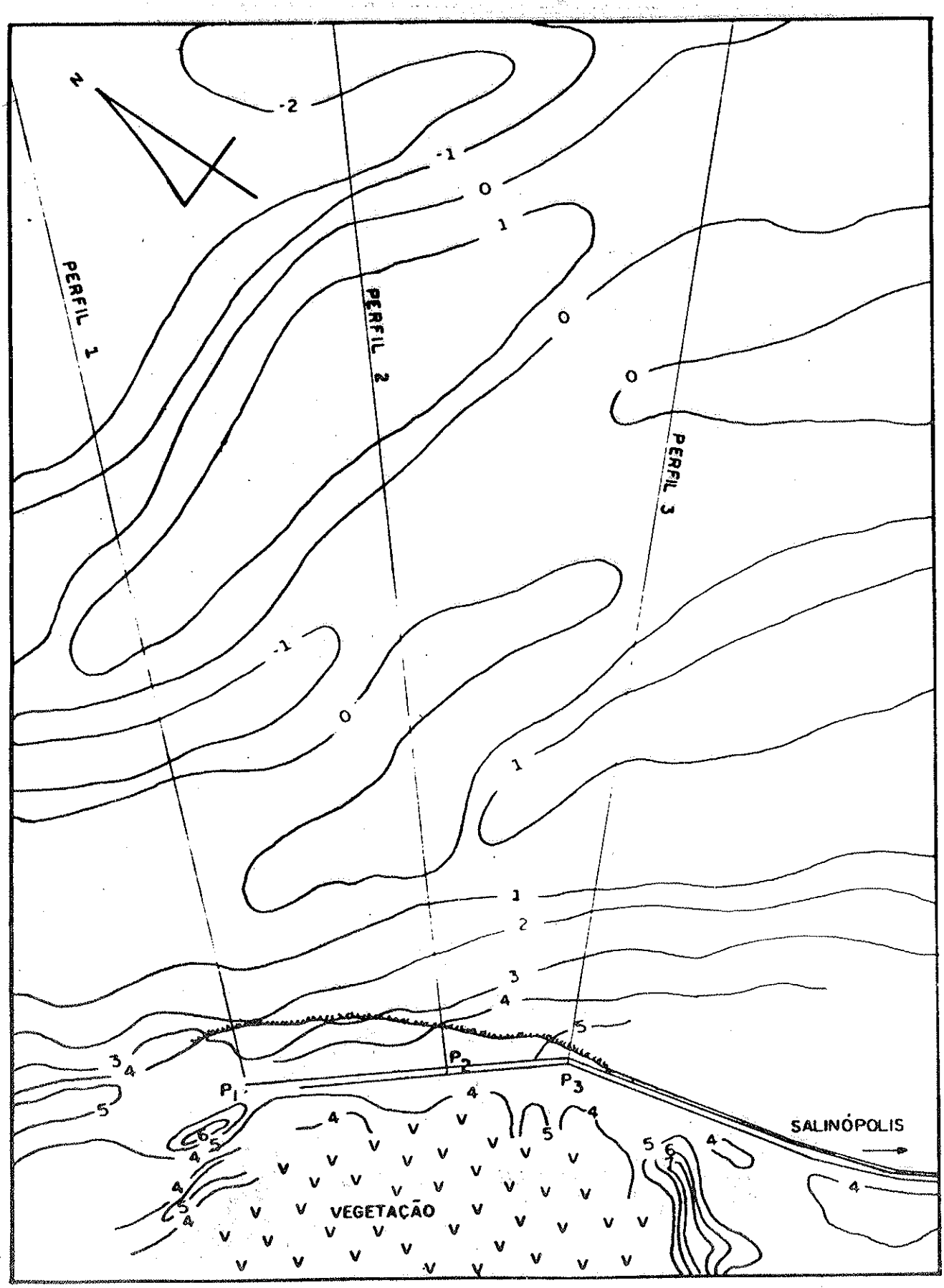


FIG. 6 - MAPA DE CURVA DE NÍVEL DA PONTA DO MACARICÓ. ESCALA 1 : 4000
LEVANTAMENTO DE 26/10/85

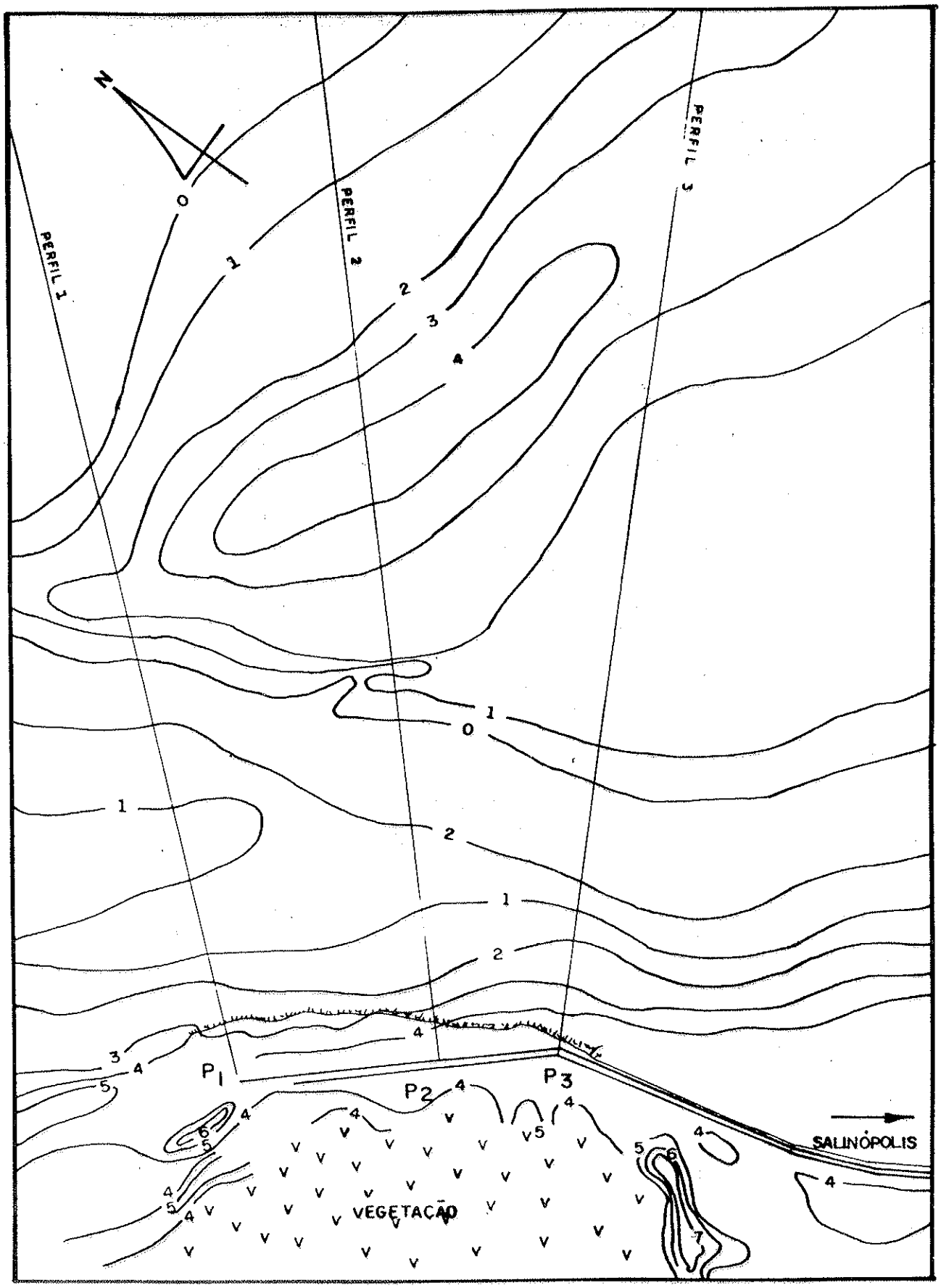


FIG. 7 - MAPA DE CURVA DE NÍVEL DA PONTA DO MACARICO. ESCALA 1:4000
LEVANTAMENTO DE 22/02/86

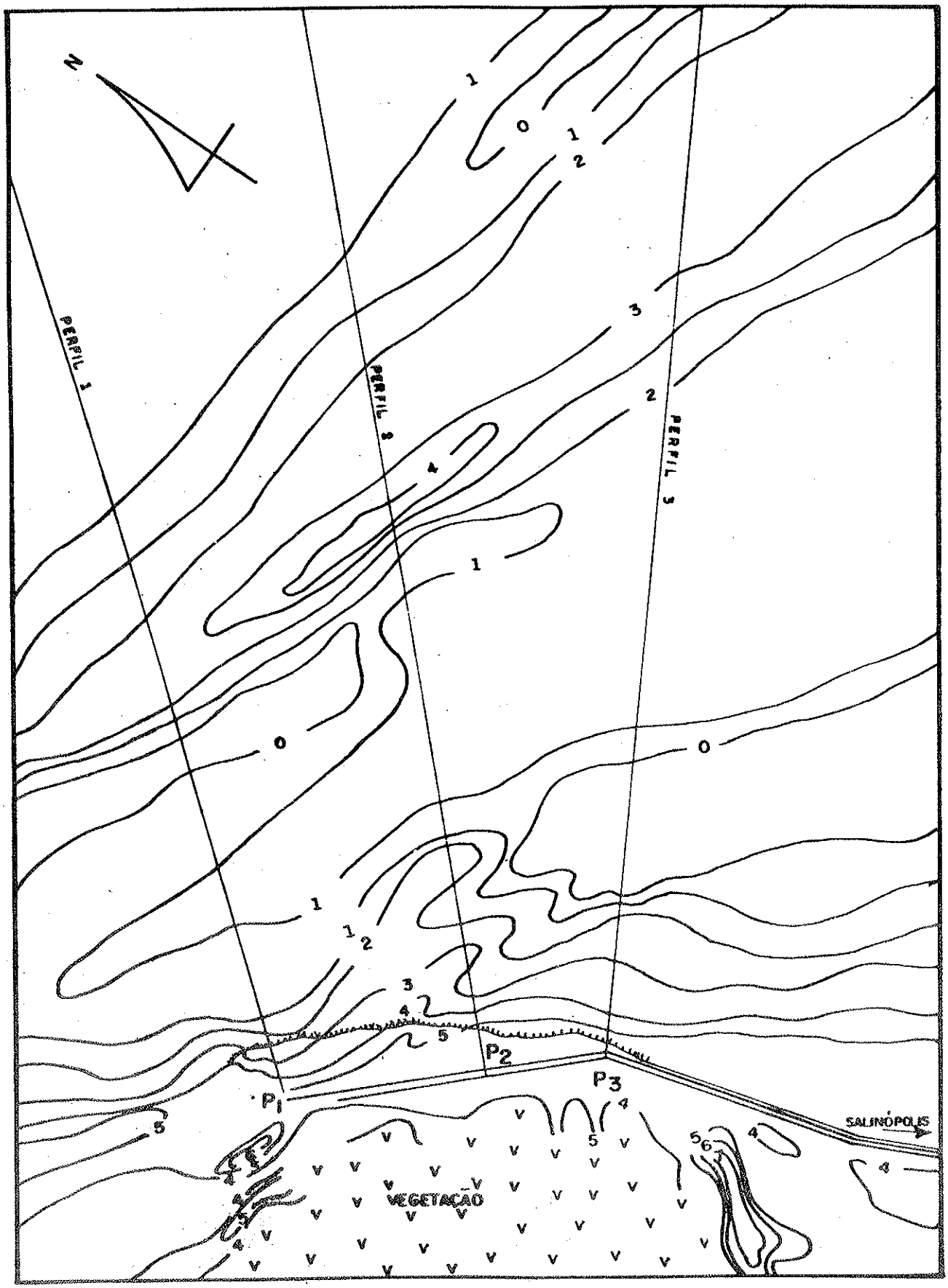


FIG.8 - MAPA DE CURVA DE NÍVEL DA PONTA DO MACARICO. ESCALA 1 : 4000
LEVANTAMENTO DE 07/06/86

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 357-366 (1987)

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BACIA INFERIOR DO MANGUE SECO (RIOS PIAUÍ - FUNDO - REAL) - SERGIPE/BAHIA

Aracy Losano Fontes - Departamento de Geografia - UFS

Maria do Carmos Barbosa de Almeida - Instituto de Geociências - Departamento de Geoquímica - UFBa.

ABSTRACT

Present work deals with the most relevant aspects of the Geomorphology in the inferior basin of Mangue Seco, situated mainly in the south of the structural plain feature called Platform of Estância. This structure covered by a thin sedimentary layer corresponds to an extension of the crystalline basement with high structural position with regard to the tectonic valley that characterizes the sedimentary basin of Sergipe - Alagoas.

It consists of a geomorphological map prepared from systematic photo-interpretation of an serial photographic surveying in the scale of 1:20000 and of a complementary LANDSAT image analysis with field control. Coring has been used throughout the area. Fron integration of geomorphological and geological data a synthetization of knowledges achieved on the area has been attempted on the continental part as well as on the coastal part with the purpose of integration and logical sequense of the events.

The analysis of the geomorphological patterns, their altimetric relative positioning ant the general features of the area allowed identification of three geomorphological units: dissected plateau, coastal platform, and fluviomarine platform. With reference to each of these units, the different types of environment and geometry of these features have been approached.

Our knowledge of the area confirmed by geomorphological evidence and corroborated by works dealing with the relative sea level variations during the quaternary epoch enables us to consider three important transgressive events. Major repercussion of the Most Ancient Transgression is magistered by a series of fossil foundings delimiting internally the coastal platform. The climatic humidifying of that epoch originated organization of the fluvial systems and dissection of the Barreiras surface. The main registers left by the last two transgressive events (The last but one the last transgression) are the pleistocenic and holocenic marine terraces playing a relevant role in the construction of the coastal platform.

INTRODUÇÃO

Os aspectos gerais da evolução paleogeográfica e paleoclimática durante o Quaternário na região costeira do Estado de Sergipe foram abordados por Bittencourt et al (1983). Essa evolução é marcada por modificações climáticas e pelas flutuações do nível relativo do mar, que se traduziram pelas fases agradacionais e degradacionais.

O estudo dos baixos níveis costeiros representa importante documento que a Geomorfologia Moderna legou para o esclarecimento da gênese das áreas litorâneas. A região em apreço apresenta condições favoráveis para o estudo da sequência dos episódios ligados à morfodinâmica do Quaternário: o desenvolvimento das formas de idade relativamente recente bem como o estado de preservação dos seus depósitos.

Dando continuidade a uma pesquisa sistemática em Geomorfologia Litorânea no litoral do Estado de Sergipe, os objetivos propostos para este trabalho são os seguintes: elaborar um mapa geomorfológico da área para individualização das unidades geomorfológicas e a proposição da evolução durante o Plio-Quaternário. Os primeiros estudos a este respeito foram por nós publicados em 1984 e 1986, referentes a bacia inferior do rio Japaratuba e a bacia do rio Sapucaia, respectivamente.

Na busca desses objetivos surge, como consequência natural, a tentativa de se estabelecer, com base nos dados disponíveis, relações entre formas e processos (atuais e pretéritos), bem como destacar a importância dos aspectos geomorfológicos como elemento condicionador fundamental na caracterização do ecossistema estuarino Piaui-Fundo-Real.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área a que se refere este trabalho abrange partes dos municípios de Jandaíra (Bahia), Itaporanga, Estância, Santa Luzia do Itanhi e Indiaroba. Sua localização geográfica está compreendida, entre os paralelos de $11^{o}09'$ e $11^{o}30'$ de latitude sul e os meridianos de $37^{o}15'$ e $37^{o}30'$ de longitude ocidental.

As principais rodovias de acesso a área de interesse são: BR 101, SE 318 (Estrada Estância-Indiaroba) e SE 444 (Santa Luzia do Itanhi-Crasto) com estradas vicinais

MATERIAL UTILIZADO E MÉTODO DE TRABALHO

A identificação das feições geomorfológicas da área obtida inicialmente através de fotointerpretação em aerofotos na escala de 1: 20.000. A partir daí foi elaborado o mapa geomorfológico que teve como base cartas geológicas da Bacia Sergipe-Alagoas, na escala de 1: 50.000 (Petrobrás DNPM-1973), sendo no trabalho a escala reduzida.

O estudo da geologia da área baseou-se também nos testemunhos de poços perfurados pela Petrobrás e COHIDRO. Fez-se uso ainda de imagem Landsat.

GEOLOGIA LOCAL

A área em estudo está situada predominantemente na feição estrutural rasa denominada Plataforma de Estância. Esta estrutura, capeada por delgado pacote sedimentar corresponde a uma extensão do embasamento cris

talino em posição estrutural alta em relação a fossa tectônica que caracteriza a bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas.

O intervalo estratigráfico da área envolve as formações Barreiras, Piaçabuçu, Cotinguiba e os depósitos recentes representados pelos aluviões, sedimentos de praias e eólicos, depósitos de mangues e pântanos.

A formação Barreiras é constituída por clásticos finos a grosseiros de tonalidade variegada. Na parte superior da formação predominam areias grosseiras com matriz de argila, cascalho e ocorrências locais de concreções de clásticos grosseiros cimentados por limonita. Com direção a base são comuns as camadas ou lentes de argila, argila arenosa, arenito caolínico e siltito argiloso.

Na formação Piaçabuçu (Terciário Inferior) a parte superior é constituída por areia quartzosa fina a média localmente conglomerática, piritosa e orgânica. Em direção a base é encontrado o calcário de cor cinza, mole, argiloso, muito fóssil, arenoso e coquinóide. Sua espessura é de 61 m, com topo, e base colocados nas elevações estruturais, respectivamente de - 12 m e - 73 m.

A formação Cotimguiba aparece com o membro Sapucari (Cretáceo Superior, constituído essencialmente por calcários cinza-médio e creme, síltico, argilosos, maciços ou em acamamentos espessos, fossilíferos. Na base, arenito fino e grosseiro, caolínico gradando rapidamente a conglomerado fino.

No poço perfurado pelo Petrobrás (2-PE-1A-SE), na planície costeira, a broca atravessou 155 m de rocha dessa unidade, com topo e base colocados nas elevações estruturais, respectivamente, de -73m e -228m.

Os sedimentos de idade recente repousam em discordância sobre as unidades estratigráficas mais antigas e cuja composição litológica varia de acordo com o ambiente de deposição

A área estudada abrange ainda litologias do Cambriano e do Pré-Cambriano representadas, respectivamente, pela formação Estância e pelo gnaisse do escudo brasileiro.

A formação Estância é constituída de clásticos vermelho-arroxeado, ligeiramente metamorfoseado, constituído de arenito feldspático, micáceo, com frequente estratificação cruzada; alguns siltitos argilosos e raros estratos de conglomerado policomposto em matriz arenosa ou síltica. O gnaisse exposto é de granulação grosseira, com bandeamento cinza-escuro com cinza-claro ou rosa.

CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

Posicionada numa região de clima Megatérmico Subúmido Úmido (C_2 A'a'), apresenta período chuvoso nos meses de março a agosto, onde as precipitações atingem 1.283 mm e 1.425 mm em Estância e Itaporanga, respectivamente. Os meses de dezembro e janeiro são os menos chuvosos com precipitações em torno de 50 mm. A temperatura média é de 25.5°C.

UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS (FIGURA 01)

A Planície Costeira

A planície costeira é limitada, na sua porção ocidental, por um relevo dissecado onde aparecem, em alguns trechos falésias fósseis. Esta unidade caracteriza-se pela presença de formas depositadas sob a influên

cia, principalmente, das condições ambientais variáveis durante o Quaternário.

Esta unidade geomorfológica ocupa uma faixa assimétrica e alongada no sentido NE-SW ao longo do litoral e tem maior expressão areal na dependência do recuo da formação Barreiras.

Ao norte do vale do Piauí é de maior expressão com largura máxima de 12 Km, nos pontos onde o recuo da formação Barreiras é mais pronunciado. Ao sul, torna-se menos ampla que ao norte, condicionada pelo menor afastamento da encosta da formação Barreiras.

Com o objetivo de racionalizar a descrição geomorfológica, dividiu-se a planície em domínios ambientais: terraços marinhos, cordões litorâneos, dunas costeiras, esporões, planície de maré e praias atuais.

Dentro do interesse do presente trabalho, cabe ressaltar a presença de dois conjuntos de terraços marinhos arenosos de idades pleistocênica e holocênica associados a importantes episódios transgressivos que afetaram a costa leste brasileira.

Os terraços marinhos pleistocênicos ocupam a parte mais interna da planície costeira, geralmente alinhados a paralelos a encosta da formação Barreiras, com altitudes entre 6 a 8 m. Eles formam ao sopé da referida formação uma superfície quase horizontal e são interrompidos, principalmente, pelos vales dos rios Fundos e Gonçalves Dias. Seccionando os terraços pleistocênicos são encontrados ainda paleocanais de maré parcialmente colmatados e onde atualmente predomina uma deposição de pântano doce e os canais de maré atuais.

Os terraços marinhos holocênicos estão separados dos pleistocênicos por uma zona de depressões ocupadas pelas lagoas Seca, Escura e Grande, remanescentes de lagunas fechadas por barreiras. Com altitudes variando de 1 até cerca de 5 m. acima do nível médio atual, esses terraços marinhos mais recentes mergulham suavemente para o mar.

O perfil de sondagem do poço Porto do Mato, mostrou uma seção sedimentar constituída do topo para a base, de 11 m de areia creme, de seleção regular e 20 m de argila cinza-escuro, localmente muito siltosa.

São encontrados na superfície dos terraços pleistocênicos e holocênicos alinhamentos, de cordões litorâneas, com direção geral SW-NE, que correspondem a antigas cristas de praia, sucessivamente abandonadas no decorrer da progradação da costa. A distância relativa entre os cômoros é da ordem de 100 m. e os desnivelamentos entre o topo das cristas e as cavas variam em média entre 1 a 3 m de altura, podendo atingir 4 a 5 m. Tais cordões arenosos de extensões variáveis são por vezes intercalados por terrenos superficialmente argilosos. Dependendo da época do ano, essas depressões entre os cordões litorâneos poderão formar lagoas e/ou charcos em decorrência das chuvas, ou simplesmente baixios com evidencias de colmatagem, no período de estiagem.

Observa-se nos cordões litorâneos uma vegetação de caráter xeromórfico na sua parte mais elevada e nas depressões pantanosas uma vegetação higrófila que protege, de uma certa forma, essa paisagem topográfica de baixa altitude que se faz presente com os loteamentos e plantação de coco, a ação antrópica.

O desenvolvimento dos cordões litorâneos, dificultando o livre

acesso do rio Real ao mar, obrigou o curso fluvial a caminhar longitudinalmente à barreira arenosa, no decorrer de sua evolução holocênica.

A migração dos cordões mais recentes em direção ao continente pode ser visualizada na desembocadura do rio Piauí, com pequenos ganchos arenosos à sua extremidade livre que são os esporões (spits). Essa feição, transversalmente anteposta ao canal principal, desenvolve-se no sentido sul para norte, conforme sugerem a progressão e superposição dos depósitos arenosos observados nas fotografias aéreas. Na parte interna dos esporões, voltada para o continente e protegida da ação das ondas, as águas calmas favorecem a deposição de sedimentos finos e o crescimento de mangues. A ilha da Prainha exibe, ao longo do seu corpo, feições do tipo esporão associadas a antiga foz do rio Piauí.

São identificadas na planície costeira, acumulações eólicas situadas em diferentes níveis topográficos, que se formaram devido a episódios paleoclimáticos quaternários e processos morfogenéticos atuais.

Com disposição grosseiramente paralela as lagoas Seca, Escura e Grande, e bordejando os terraços marinhos pleistocênicos, encontram-se as dunas subatuais mantidas pela cobertura vegetal que obstacularíza os efeitos da deflação eólica. O campo dunar apresenta aí uma largura em torno de 800 metros e as dunas atingem altura superior a 10 m.

As dunas mais próximas a orla marítima orientadas segundo a direção dos ventos, desenvolvem-se para oeste e sudoeste, sendo alimentadas pelo material arenoso das praias que, na baixa-mar, ficam expostos à ação dos ventos. Mostram-se ativas, diferentes das precedentes e mantos de aspersão eólica prolongam-se para o interior, criando graves problemas como invasão de áreas utilizadas para a plantação de coco e obstrução de estrada.

O ambiente de planície de maré, próprio das regiões costeiras baixas, foi subdividido com base em critério geomorfológico em: planície de maré inferior (slikke) e planície de maré superior (schorre).

A porção da planície de maré, quase inteiramente coberta na preamar e exposta na baixamar e em geral pouco inclinada, corresponde a planície de maré inferior. É caracterizada por sedimentos predominantemente argilosos, altamente hidratados e ricos em matéria orgânica. Nesse ecossistema mixohalino encontram-se uma zona desprovida de vegetação vascular (lavado) e os manguezais.

A planície de maré superior está compreendida entre o nível médio das preamares de sizígia e o nível das preamares equinociais. Ocupa posição topográfica mais alta e representa antigos domínios de manguezais.

Disseminados pela planície de maré superior são encontrados apicuns de dimensões e formatos variados que apresentam elevados valores de salinidade na água intersticial.

O limite entre o schorre e o slikke geralmente é marcado por uma pequena falésia, que se relaciona com a evolução do estuário.

A linha de costa segue a direção geral SW-NE, delimitando as praias dos Coqueiros e Abaís, separadas pelo vale do rio Piauí. Apresentam caracteres morfológicos que variam com o decorrer do tempo e com as condições dos agentes responsáveis pelos seus depósitos de maneira que não fogem às regras de variabilidade comuns às praias em geral.

BAIXO PLANALTO DISSECADO

Essa unidade que apresenta topografia com altitudes cimeiras de 50 a 100 m corresponde a uma superfície de erosão modelada em rochas sedimentares e metamórfica e que está sendo entalhada pelo sistema hidrográfico dos rios Piauí, Fundo e Real.

O contato oriental dessa unidade com a planície costeira é marcado pela presença de colinas de topos planos (tabuleiros) e arrendondados, sustentadas pelas litologias que constituem a formação Barreiras. Levemente inclinadas para SE em direção ao oceano, são interrompidas e formam falésias mortas e rampeamentos suaves os quais se confundem com a planície costeira.

Os perfis de sondagens dos poços Preguiça (Indiaroba) e Muculandu ba (Estância) mostram espessura de 10,5 m e 10 m. respectivamente, de sedimentos da formação Barreiras, recobrindo a formação Cotinguiba, representados por material arenoso com raras intercalações argilosas de cores variegadas para o primeiro perfil litológico e areia média subarredonda seguida de cascalho mal selecionado, para o segundo.

A dissecação pela rede de drenagem é de certa forma acentuada pelas condições climáticas úmidas que favorecem os processos de alteração das rochas e pelos rios dotados de regime perene que lentamente entalham os vales atingindo, às vezes, formações geológicas mais recentes.

Variando em função do aspecto fisionômico da cobertura vegetal, da permeabilidade das formações superficiais e dos solos, da concentração das precipitações e da topografia, o escoamento assume feições varia das

Nos topos das colinas dominam depósitos arenosos e a cobertura vegetal é mais densa, o escoamento superficial é incipiente pois as condições de drenagem dos horizontes subsuperficiais do solo são excelentes. É nessas condições que são mantidos os aplainamentos da área. Quando porém essas superfícies deixam aflorar sedimentos mais argilosos, os solos escuros e vermelhos, de fraca permeabilidade e de maior retenção de água, favorecem ao escoamento difuso. Aí, o escoamento superficial é intensificado e, com ele, a dissecação do modelado, podendo ser observada a ocorrência de ravinamentos nas bordas das colinas. O mesmo não se verifica, porém, nas manchas de solos vermelhos, onde a vegetação mais densa impede ou atenua a ação do escoamento difuso.

Onde a cobertura vegetal é rarefeita deixando expostos trechos do solo o escoamento superficial é responsável pelo transporte predominante de partículas finas que, remanejadas a maior distância, vão contribuir para a carga aluvial dos riachos que aí têm suas nascentes, deixando em superfície o material de maior calibre.

Na área estudada as vertentes apresentam dominância de trechos, convexos, que muitas vezes formam todo o declive, entrando em contato brusco com os fundos aluviais dos vales com inclinação superior a 30°. Quando a planície aluvial está formada, há um trecho côncavo na parte inferior das vertentes que suavemente entra em ligação com a parte plana, dos vales. A passagem entre os setores convexo e côncavo é quase imperceptível, formando um trecho de fraco declive.

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

O Aplainamento Plio-Pleistocênico

A evolução geomorfológica da área pode ser reconstituída a partir do fim do Terciário e início do Quaternário, quando ocorreu uma sedimentação detrítica que se estendeu do Plioceno ao Pleistoceno Inferior, e que litoestratigraficamente é enquadrada no Estado de Sergipe sob a categoria de formação com o nome de Barreiras. De grande incidência na paisagem brasileira, é considerada por AB' saber (1969), como o principal documento do limite plio-pleistocênico no Brasil, servindo, portanto, como ponto de partida para a datação relativa dos acontecimentos verificados no Quaternário.

Ao longo do litoral oriental e consequentemente da área, os depósitos correlativos dos sedimentos da formação Barreiras, tinham continuidade sobre a plataforma litorânea em períodos de regressão marinha, a julgar pela altura de mais de 50 m apresentada por suas antigas falesias próximas ao litoral. De acordo com Bigarella e Andrade (1964), essa fase perdurou até a glaciação Gunz=Nebraska.

A MORFOGÊNESE PÓS-PLEISTOCENO INFERIOR

O período, que se segue à deposição da formação Barreiras, no Quaternário, é marcado por oscilações secas/úmidas sucessivas.

No final do Pleistoceno Inferior, o clima passou a adquirir características úmidas com o início de um episódio transgressivo denominado por Bittencourt, et al (1979) de Transgressão Mais Antiga (Interglacial Mindel-Riss), que erodiu a porção externa da formação Barreiras. A repercussão maior desse evento transgressivo acha-se registrado numa linha de falésias mortas que delimita, em alguns trechos, o contato entre a formação Barreiras e a planície costeira.

O umidecimento climático dessa época também provocou o predomínio de processos geomorfológicos de erosão vertical e degradação sedimentar, levando a organização do sistema fluvial, retrabalhamento e parcial remoção do pacote sedimentar pré-existente e esculpimento da morfologia dos tabuleiros.

Subsequentemente ao máximo alcançado pela Transgressão Mais Antiga e durante a regressão que se seguiu, instalou-se nova fase semi-árida, semelhante àquela prevalecente durante a deposição da formação Barreiras. Com o advento dessas condições de semi-aridez que correspondem à glaciação Riss=Illinois, o nível do mar, de acordo com estudos realizados no litoral da Bahia por Tricart e Tereza Cardoso (1968), se situava 80 a 90 m abaixo do nível médio atual, permitindo assim que as áreas atualmente submersas fossem submetidas a erosão subárea com seus respectivos processos morfogenéticos.

Nessas condições, uma vasta área da atual plataforma continental até a isóbata de 80 a 90 m era entalhada, pelos cursos de água, o que contribuía para o desmantelamento do pediplano pleistocênico.

Nova umidificação do clima ocorreu a 120.000 anos A.P. durante o interglacial Riss-Wurm que corresponde à Penúltima Transgressão. Nessa época, o nível do mar se situava 6 a 8 m acima do atual. Os vales entalhados nos sedimentos da formação Barreiras foram afogados, o mesmo ocorrendo com o rio Real, que na época alcançava diretamente o mar aber

to.

Na regressão wurminiana, os sedimentos expostos na plataforma continental pela descida do nível do mar e os trazidos pelos rios, deram origem aos terraços marinhos pleistocênicos. Como decorrência ainda desse movimento regressivo, foram edificados os cordões litorâneos mais interiorizados da planície costeira na área estudada.

Durante a estabilização do nível do mar, na fase regressiva, a rede hidrográfica do rio Fundo orientada pelos cordões litorâneos, foi instalada sobre os terraços marinhos pleistocênicos. Ocorreu ainda o retrabalhamento da superfície dos terraços marinhos e da plataforma, propiciando o desenvolvimento do campo dunar com uniformidade de orientação (NE) e que atualmente bordeja os terraços mais antigos da planície costeira.

Por volta de 17.000 anos A.P., uma vasta área da plataforma continental, provavelmente até a isóbata de 110 m (Bloom, 1977), constituía a bacia de drenagem dos sistemas Piauí e Real.

Após a estabilização,o nível do mar começou a sofrer progressiva elevação culminando com a transgressão Flandriana que corresponde ao máximo alcançado pela Última Transgressão (5.100 anos A.P.).

Esta transgressão holocênica, não se processou de maneira contínua sendo interrompida por regressões pequenas. A drenagem que se havia instalado sobre os terraços marinhos pleistocênicos e os rios Piauí e Real foram pela última vez afogados, constituindo estuários. Associado a esse afogamento, tem-se a instalação de canais de maré nos terraços marinhos pleistocênicos e de corpos lagunares.

A descida do nível relativo do mar subsequente ao máximo transgressivo de 5.100 anos A.P. levou a construção dos terraços marinhos holocênicos e dos cordões litorâneos a eles associados. Atualmente esses terraços recentes estão, separados dos terraços marinhos pleistocênicos por uma zona baixa constituída pelas lagoas Seca, Escura e Grande (ao norte da calha do Piauí).

Deve-se ressaltar que o assoreamento das lagunas que evoluíram para lagoas e pântanos costeiros, passando a ser irrigados pelas águas de chuva, dos rios e pelos lençóis freáticos elevados, típicos dos depósitos arenosos que margeiam a área, é uma forte evidência de regressão que sucedeu à ultima transgressão, durante o Holoceno.

Foram observados como testemunhos preservados no interior da planície costeira, no corpo da ilha de Prainha, feições geomórficas do tipo esporão, associadas a desembocadura de canal de maré, sugerindo uma migração de desembocadura fluvial, concomitantemente com a progradação.

No início desse evento regressivo o rio Real, provavelmente, alcançava diretamente o mar aberto com sua desembocadura a alguns quilômetros em direção ao sul. Tomando por base análises de orientação e morfologia dos cordões litorâneos holocênicos, houve um deslocamento da desembocadura desse rio para o norte, com o seu perfil longitudinal alongado, paralelo à costa.

Ainda durante essa fase, o retrabalhamento das areias regressivas e da plataforma teria proporcionado o desenvolvimento do campo dunar

mais recente que exibe uniformidade de orientação (quadrante NE), evidenciando que, durante a evolução da planície costeira, os ventos sopravam predominantemente do quadrante NE.

Durante os últimos 2.000 anos A.P., o nível do mar já estabilizado sustentou o afogamento na bacia inferior do Mangue Seco e feições geomórficas do tipo esporão são observadas na linha de costa atual.

BIBLIOGRAFIA

AB' SABER, A.N. 1969. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do nordeste brasileiro. Revista de Geomorfologia, São Paulo, 19:1-31.

BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Universidade de Recife, Arquivo do Instituto de Ciências da Terra, 2:2-14.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S. & FLEXOR, J.M. 1979. Quaternary Marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). Anais do Simpósio Internacional sobre a Evolução costeira do Quaternário. Influência das variações do nível do mar. Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil, 49-66.

BLOOM, A.A.L. 1977. Atlas of sea level changes. J.G.C.P. Project, 61, 121 p.

FAIRBRIDGE, R.W. 1961. Eustatic changes in sea level. In Physics and Chemistry of the Earth. Pergamon Press, Londres. Inglaterra, 4:99-185.

FONTES, A.L. & ALMEIDA, M.C.B. 1984. O Cenozóico na bacia inferior do rio Japaratuba - Estudo Geomorfológico. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro. Volume 1:

FONTES, A.L. & ALMEIDA, M.C.B. 1986. O Cenozóico na bacia do rio Sapucaia - Estudo Geomorfológico. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia. Volume 1:453-459.

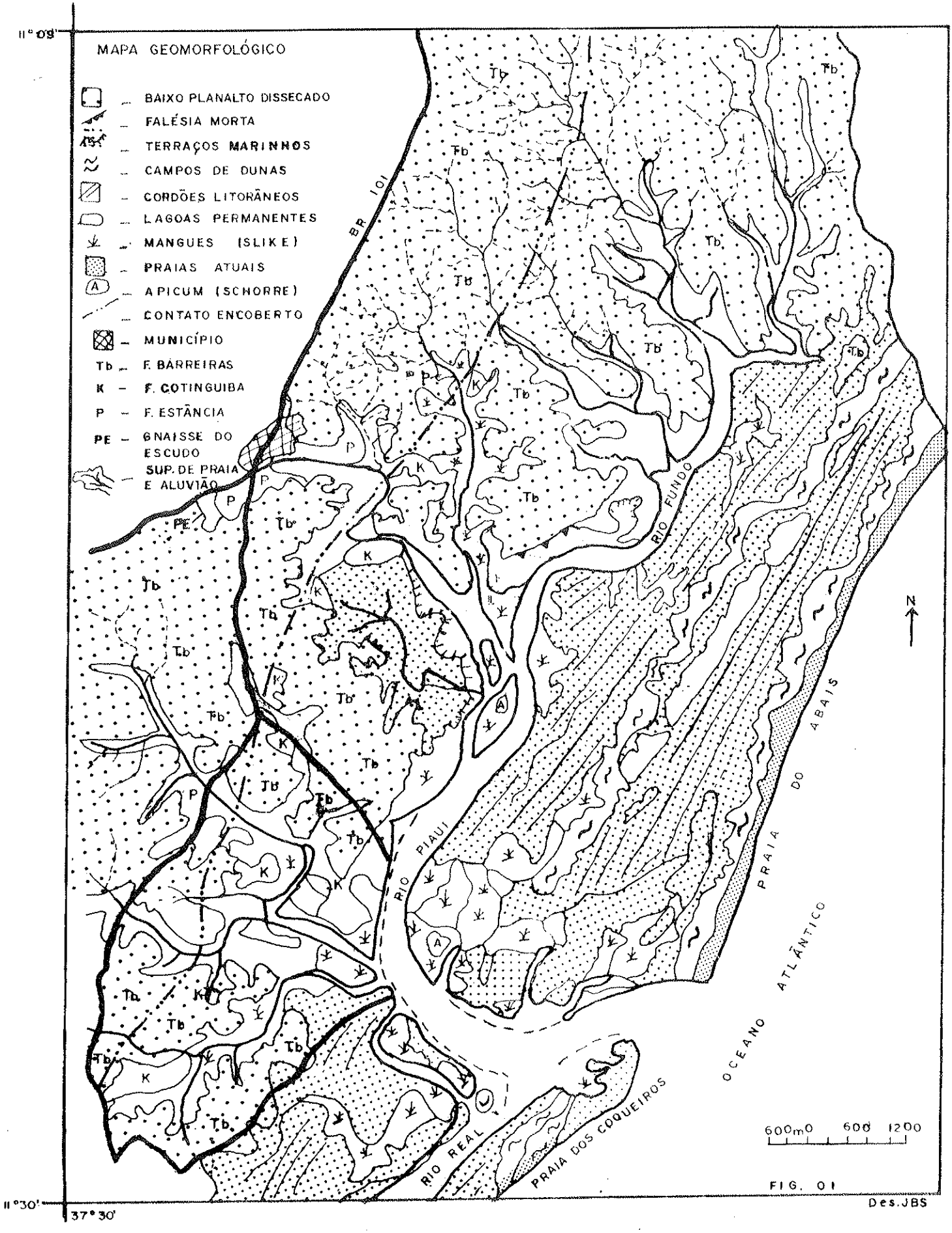
GINSBURG, R.N. 1975. Tidal deposits. Springer - Verlag New York. 428 p.

MARTIN, L.; Mornes, N.A., Flexor, J.M. & SUGUIO, M. 1982 Reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. Publicação especial da comissão técnico - científica do Quaternário (SBG). São Paulo 154 p.

OTTMANN, F. 1965. Introduction a la Géologie marine et Litoralle. Masson et Cie, Paris. 259 p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. & FLEXOR, J.M. 1976. Les variations relatives du niveau moyen de la mer ou Quaternaire recent dans la region de Cananéia - Iguape (São Paulo). Boletim J.G. - USP, 7:113 - 129.

TRICART, J. & Silva, T.C. 1968. Estudos de Geomorfologia da Bahia e Sergipe. Imprensa Oficial da Bahia, 186 p.


MAPA GEOMORFOLÓGICO
BAIXO PLANALTO DISSECADO
FALÉSIA MORTA
TERRAÇOS MARINHOS
CAMPOS DE DUNAS
CORDÕES LITORÂNEOS
LAGOAS PERMANENTES
MANGUES (SLIKE)
PRAIAS ATUAIS
APICUM (SCHORRE)
CONTATO ENCOBERTO
MUNICÍPIO
Tb – F. BARREIRAS
K – F. COTINGUIBA
P – F. ESTÂNCIA
PE – GNAISSE DO ESCUDO
SUP. DE PRAIA E ALUVIÃO
11°03'
11°30'
37°30'
BR 101
RIO FUNDO
RIO PIAUI
RIO REAL
PRAIA DO ABAIS
OCEANO ATLÂNTICO
PRAIA DOS COQUEIROS
N
600m0 600 1200
FIG. 01
Des.JBS

Edgardo Ramos Medeiros **

Dirce Maria A. Suertegaray ***

---

* Trabalho realizado com auxílio financeiro da FINEP, Convênio UFSM/FINEP nº 53.84-0814.00.

** Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Maria.

*** Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ABSTRACT

This work is a preliminary study on the **sand field** origin at Quarai county (RS).

Besides the mesozoic formations two quaternary sequences were defined in the area, one of fluvial sediments and another of aeolian origin.

The obtained results allow us to conclude that the formation of these **sand fields** is resultant, almost entirely, of aeolian and rain erosional sand reworking of the quaternary aeolian sequence.

RESUMO

O presente trabalho é relativo a um estudo premilinar sobre a gênese dos **campos de areia** no município de Quaraí, RS.

Além das formações mesozóicas, foram definidas na área duas sequências quaternárias, uma de origem fluvial e outra de origem eólica.

Os resultados obtidos permitem concluir que a formação dos **campos de areia**, é resultante, em quase sua totalidade, do retrabalhamento eólico e pluvial das areias da seqüência quaternária eólica.

INTRODUÇÃO

As condições geológicas de certas áreas restritas do Rio Grande do Sul favorecem o aparecimento de grandes acumulações de areias inconsolidadas. Este processo de formação de **campos de areia** é denominado popularmente de desertificação. No Rio Grande do Sul os **campos de areia** ocorrem especialmente nos municípios de Alegrete, Itaqui, São Francisco de Assis e Quaraí.

Na região de Quaraí, estas áreas consideradas críticas sob o aspecto do equilíbrio ambiental, estão localizadas no trecho compreendido entre Santana do Livramento e Quaraí, mais precisamente nas localidades conhecidas como Areal e Caty.

Inúmeros são os trabalhos e crônicas desenvolvidas por técnicos de várias formações, que alertam para o fato bem como, freqüentemente, sugerem métodos de estagnação da evolução erosiva.

Objetivos — Este trabalho visa dar uma contribuição no sentido de elucidar a gênese do material arenoso inconsolidado. Contudo, cabe salientar que as considerações sobre a origem dos sedimentos, aqui descritas, são restritas à região de Quaraí (Areal e Caty), sendo prematura a extrapolação para outras áreas de ocorrência de **campos de areia.**

Localização da área — A área em estudo localiza-se entre 53°10' a 53°20' de longitude W e 30°25' a 30°30' de latitude S. Situa-se aproximadamente a 20 km da sede do município de Quaraí, direção SE. O acesso à área é feito pela BR-293, rodovia que liga Quaraí a Pelotas (Figura 1).

GEOLOGIA DA ÁREA

Litologicamente a área está representada por rochas mesozóicas das formações Serra Geral e Botucatu, bem como por sedimentos quaternários. As seqüências vulcânicas são representadas por seus termos básicos, que praticamente circundam a área de afloramento dos arenitos eólicos da Formação Botucatu.

As rochas da Formação Serra Geral mostram-se, de um modo geral, bastante intemperizadas, com recobrimento de solos pouco espessos. Já as rochas da Formação Botucatu apresentam-se pouco intemperizadas, o que é verificado pelo seu baixo grau de friabilidade. De um modo geral ocupam cotas mais baixas (de 120 a 200 m) em relação às eruptivas. O recobrimento desta seqüência eólica, quando não pelas rochas da Formação Serra Geral, é feito por sedimentos quaternários relativamente pouco consolidados. Menos comumente verifica-se o desenvolvimento de solo diretamente sobre as areias do arenito Botucatu e quando isso ocorre, são rasos, com não mais de 1,0 m de espessura.

Aspectos geomorfológicos da área — No contexto geomorfológico do Rio Grande do Sul, a área em questão insere-se na unidade denominada **Cuesta de Haedo**, mais precisamente no seu reverso, domínio litológico das formações Serra Geral e Botucatu.

A observação da área como um todo, permite verificar um declive da topografia em direção NW (ou à calha do Rio Quaraí). Este declive varia entre 160 m a SE a 80 m a NW. Ao longo dessa superfície, cujo desnível é de 80 m., ocorrem unidades arenosas limitadas por litologias vulcânicas. Na área arenosa, o relevo é ondulado, com presença de morros residuais de topos arredondados. Nas áreas de predomínio das eruptivas da Formação Geral o relevo também é ondulado, porém com topos planos, com altitudes mais elevadas a SE e menos elevadas a NW. Estes topos, particularmente por seus níveis mais elevados, sugerem a antiga superfície da Campanha de Ab'Saber (1969).

O entalhamento desta superfície, a partir de novos processos erosivos e deposicionais no Quaternário, conduziu a uma nova configuração geomorfológica. Nesta topografia, os **campos de areia** instalaram-se no interflúvio dos arroios Areal e Caty, em cotas em torno de 140 a 180 m e estão expostos a intensa erosão.

DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

Litologia e estruturas — Esta sedimentação, excluindo os depósitos aluvionares recentes, é constituída por duas seqüências deposicionais com características distintas, tanto pela origem que será tratada

mais adiante no texto, quanto pelas litologias.

A seqüência inferior, informalmente denominada de "A", assenta diretamente sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu (Figura 2). A superfície de contato entre ambas é fortemente erosiva, onde com freqüência é observado um conglomerado de base com espessura média de 0,30 m, podendo atingir até 1,80 m. Em geral, os clastos são pouco trabalhados e mostram uma composição arenítica predominante; subordinadamente ocorrem clastos de calcedônia e basalto. Acima, o depósito torna-se areno-conglomerático, passando gradativamente a arenoso, atingindo às partes superiores com uma constituição argilo-arenosa. A passagem da camada arenosa para a argilo-arenosa de topo é bem nítida, inclusive com mudança de cor, que passa de rosa avermelhada à vermelha ferrugem.

Na base da seqüência, constituída por litologias conglomeráticas, areno-conglomeráticas e arenosas, com espessura total média de 2,5 m, é comum a presença de estruturas cruzadas cuneiformes de baixo ângulo e estruturas acanaladas. São constantes nesta parte da seqüência, em especial na arenosa, estruturas circulares de até 0,15 m de diâmetro e outras alongadas com tamanho máximo de 0,30 por 0,80 m, de provável origem secundária.

No topo da seqüência, constituída por sedimentos argilo-arenosos com aproximadamente 4,0 m de espessura, são observadas estruturas do tipo estratificação plano-paralela, menos comumente de tipo maciça.

Esta parte superior mostra um padrão erosivo do tipo ravinamento que lembra, em muito, o padrão existente no membro Alemôa da Formação Santa Maria, tornando-se menos intenso na parte inferior da seqüência.

O processo de ferrificação é nítido ao longo de toda a seqüência "A", sendo mais acentuado na sua parte superior.

Nos locais onde este pacote aflora desenvolve-se um solo raso, com espessura média de 0,60 m.

A seqüência superior, que de maneira informal é chamada de "B", ora assenta diretamente sobre a Formação Botucatu, ora sobre a seqüência inferior "A" (Figura 2). Em ambas as situações o contato é erosivo. A constituição litológica é arenosa, com predomínio de areia fina (menos de 2% de fração silte). São observadas estruturas cruzadas verdadeiras de alto ângulo (até 26°), de um modo geral pouco preservadas (Figura 3). Além dessas aparecem nas partes inferiores das encostas, estruturas plano-paralelas (Figura 4) e pequenos clastos arenosos oriundos da contribuição do escoamento laminar sobre os depósitos mais antigos desta seqüência superior.

O processo de ferrificação é ausente; contudo, a presença de concreções ferruginosas, que ocasionalmente aparecem no corpo do depósito, registram o retrabalhamento das unidades ferrificadas mais antigas (Figura 4).

O solo sobre esta seqüência é muito pouco desenvolvido, não atingindo mais de 0,15 m de espessura, o que de um modo geral, dificulta a fixação da vegetação.

Ambientes deposicionais da sedimentação quaternária e idade — A partir das observações de campo é possível, dentro da evolução deposicional, distinguir a presença de dois ambientes sedimentares. O mais antigo, que produziu a seqüência inferior "A", é tipicamente fluvial, fato este evidenciado pela sucessão litológica granodecrescente, que vai de um conglomerado de base a um depósito argilo-arenoso de topo. Asso-

ciadas, são encontradas estruturas sedimentares de características fluviais como as de corte e preenchimento, cruzadas cuneiformes de baixo ângulo, acanaladas e plano-paralelas, que são interpretadas como depósitos de canais e de planícies de inundações.

A presença de grandes canais fluviais preenchidos (Figura 5), associados às litologias conglomeráticas da base, predominantemente constituída de clastos resistentes de arenito e calcedônia em detrimento dos de basalto, que são raros e muito alterados, sugere a existência de um clima úmido durante a deposição da seqüência.

A sua conformação topográfica atual, onde aparece recobrindo somente as encostas das partes mais altas da área (Figura 2), sugere a sua prolongada erosão, que aliada a um contato erosivo com a seqüência sobrejacente e a um processo generalizado de ferrificação pós-deposicional, mais a presença de um solo com espessura média de 0,60 m, leva a acreditar que a deposição desta seqüência inferior se deu antes do Holoceno, provavelmente no Pleistoceno.

Já o ambiente sedimentar mais recente, que produziu a seqüência superior "B", mostra um predomínio da atividade eólica. Este fato é comprovado pela existência de paleodunas, onde o sedimento dominante é a areia fina, oriunda principalmente da desagregação da Formação Botucatu, destituída quase que totalmente de matriz (menos de 2% de silte) e cimento, inconsolidada e com estruturas cruzadas cuneiformes típicas, mal preservadas.

O fato de grande parte desses depósitos apresentarem forma de dunas, associado ao recobrimento pouco espesso de solo, com não mais de 0,15 m, permite atribuir a esta seqüência superior uma idade bem mais jovem que a seqüência anterior, provavelmente holocênica.

DISCUSSÕES

Dentro do aspecto geral da área observa-se a existência de diferentes comportamentos na resposta das litologias sedimentares à ação dos agentes erosivos predominantes. As areias da seqüência superior "B", em função da quase total ausência de matriz e cimento, é a mais susceptível à erosão, o que é verificado pela formação de vossorocas profundas de até 4,0 m (Figura 6) e uma erosão laminar facilitada pela escassa cobertura vegetal. Além desses processos erosivos, observa-se que uma vez destruída a delgada camada de solo, quer seja pelo pisoteio de gado, quer seja pela abertura de estradas ou outro agente qualquer, inicia-se uma atividade eólica, que culmina com a formação de um núcleo de **campo de areia.**

Por sua vez, a seqüência inferior "A" mostra uma maior resistência às atividades eólicas, resistência esta determinada por suas características litológicas, em especial pelo seu conteúdo de argila nas suas camadas superiores. Contribui também, a existência de um solo bem mais desenvolvido que o da seqüência "B", areno-argiloso e bastante ferrificado. Entretanto, a erosão **pluvial concentrada** é capaz de provocar nesta seqüência, devido a sua pouca coesão, o aparecimento de vossoro - cas.

Já a contribuição atual da Formação Botucatu no desenvolvimento de **campos de areia** é pouco expressiva, em razão de seu baixo grau de friabilidade, limitando-se a ceder sedimentos toda vez que ocorre sua denudação, quer por retirada de solo, quer por movimentação das seqüências sobrejacentes.

CONCLUSÕES

a) A área é constituída predominantemente por litologias mesozóicas das formações Serra Geral e Botucatu. Além dessas, foram definidas neste trabalho duas seqüências quaternárias.

b) A seqüência quaternária "A" tem origem fluvial e idade provavelmente pleistocênica. Sua participação na formação dos **campos de areia** é pouco expressiva.

c) A seqüência quaternária "B" tem origem eólica e depositou-se provavelmente no Holoceno, a partir do retrabalhamento da Formação Botucatu principalmente.

d) A contribuição atual de sedimentos da Formação Botucatu no desenvolvimento dos **campos de areia** é pouco significativa.

e) A formação dos **campos de areia** deve-se, em quase sua totalidade, à liberação de areias da seqüência superior quaternária "B".

f) De um modo geral, podem ser consideradas como realmente críticas no desenvolvimento de **campos de areia**, as áreas onde afloram os sedimentos inconsolidados da seqüência superior quaternária "B".

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. AB'SABER, A.N. 1969. "Participação das Superfícies Aplainadas nas Paisagens do Rio Grande do Sul. **Geomorfologia, 11.** Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia. São Paulo, SP.

2. CHRISTOFOLETTI, A. 1974. **Geomorfologia.** Editora Edgard Blücher Ltda., Editora da USP. 149p.

3. SELLEY, R.C. 1976. **Medios Sedimentarios Antiguos.** Hermann Blume Ediciones, Madrid. 251p.

4. VIEIRA, N.M. 1978. **Estudo Geomorfológico das Boçorocas de Franca, SP.** Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Franca, SP. Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho". Tese de Doutoramento. 226p.

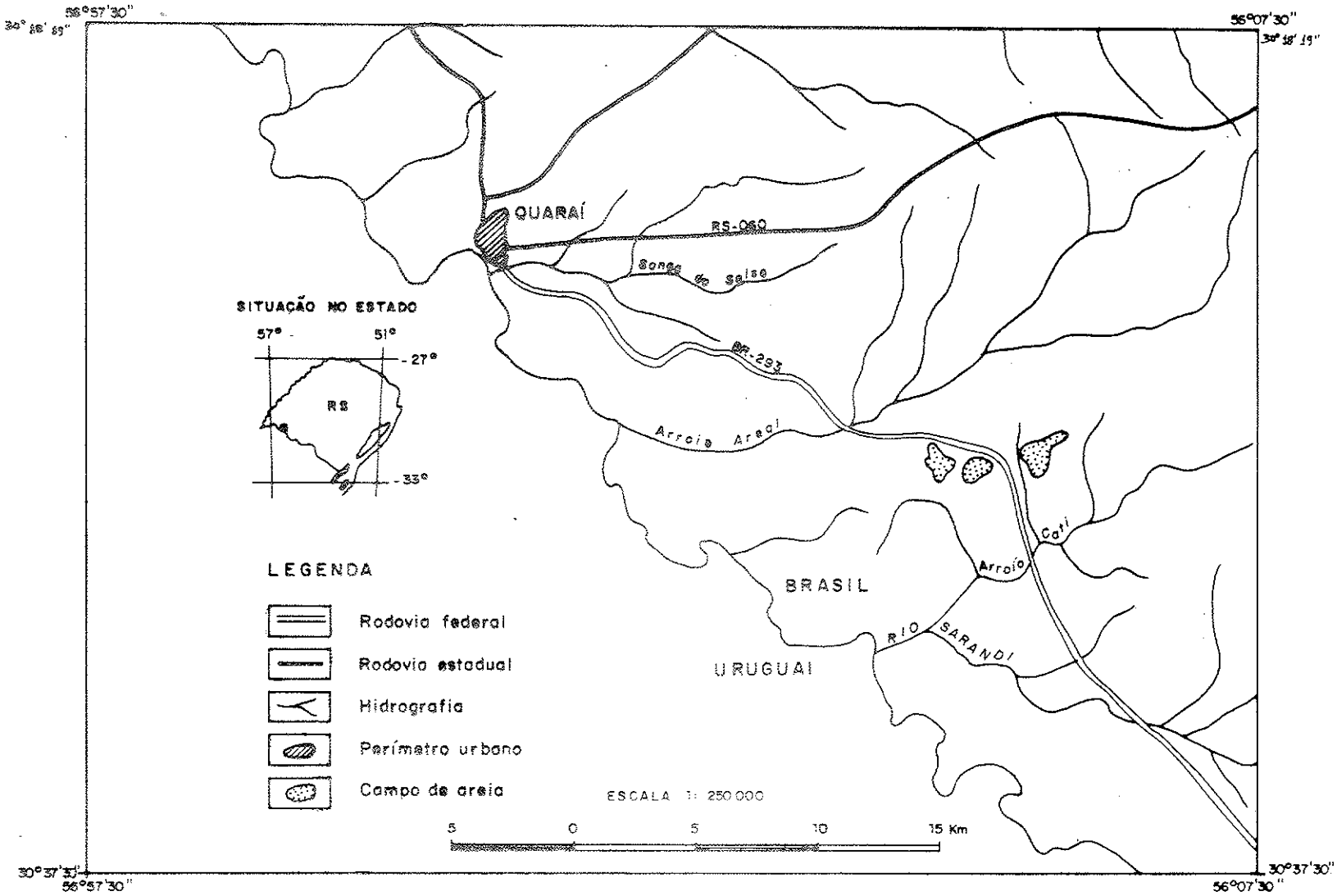


Figura 1 - Mapa de localização da área.

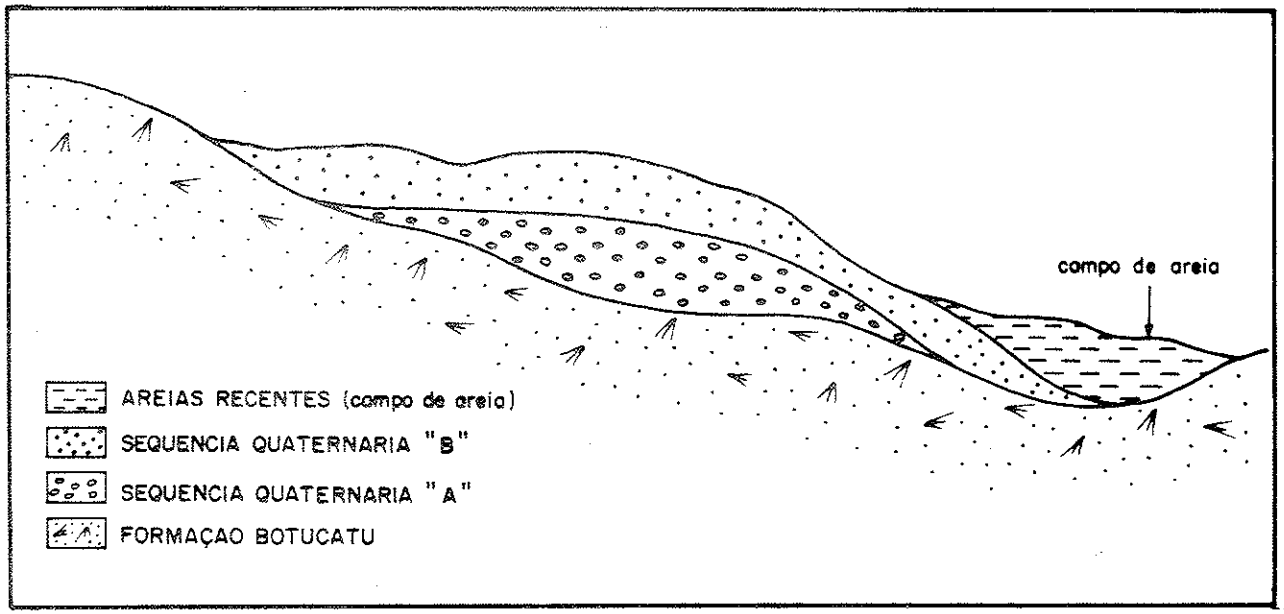


Figura 2 - Perfil esquemático da distribuição das litologias.

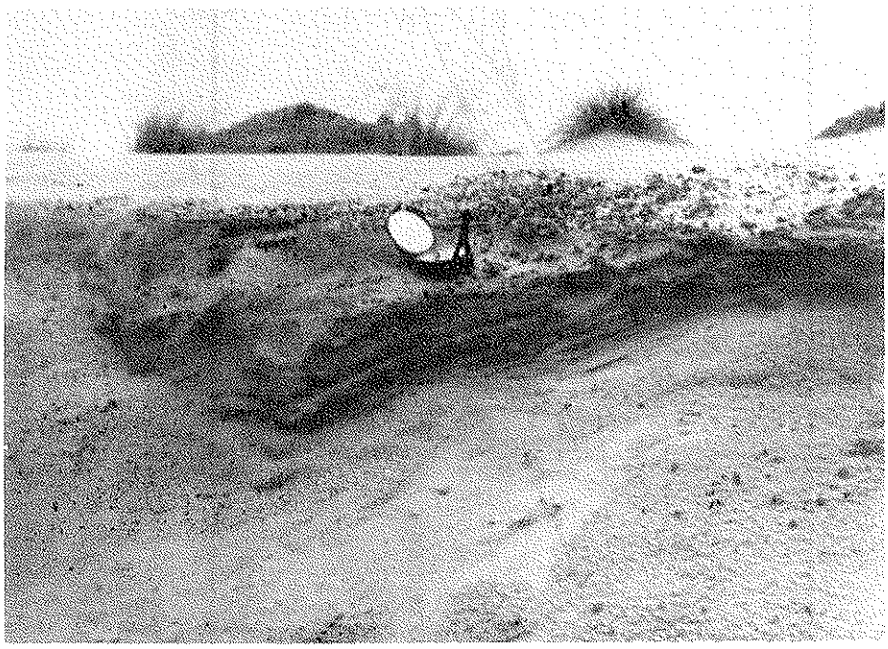


Figura 3 — Estrutura cruzada no arenito holocênico da seqüência quaternária eólico.

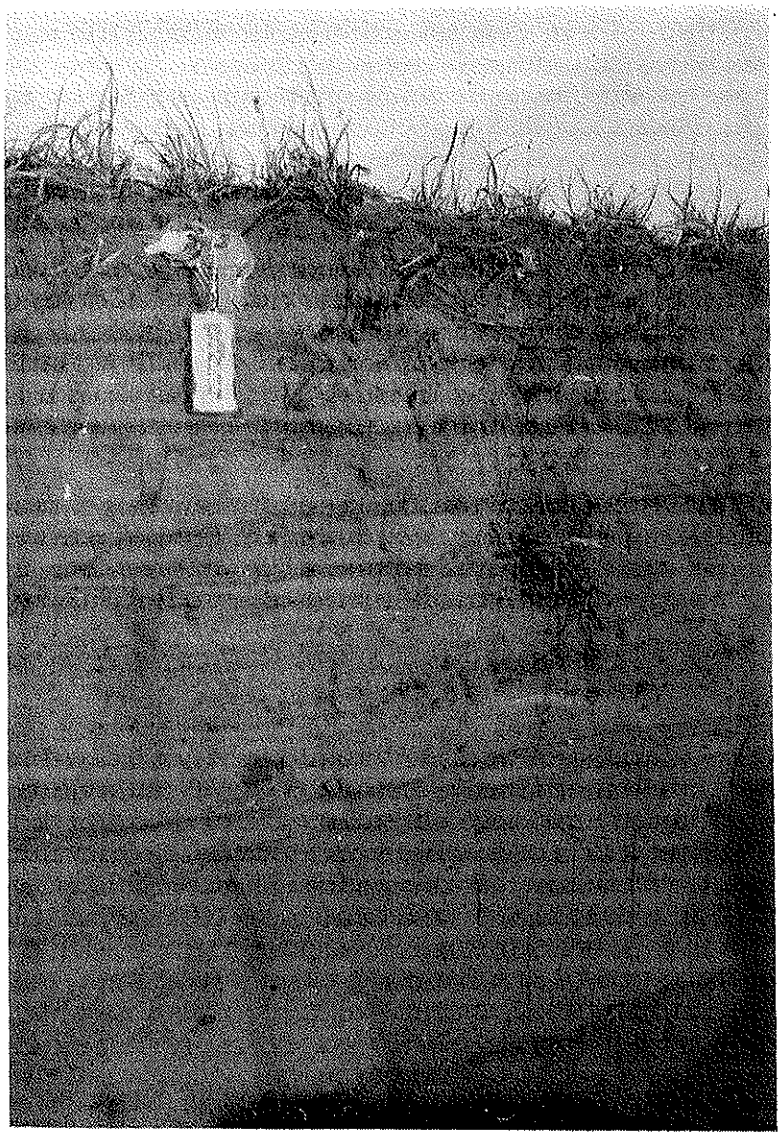


Figura 4 — Estruturas plano-paralelas e pequenos clastos arenosos mostrando a influência do escoamento laminar na seqüência quaternária eólica.

Figura 5 — Paleocanal fluvial entalhado nos arenitos eólicos da formação Botucatu e preenchido com sedimentos pleistocênicos.

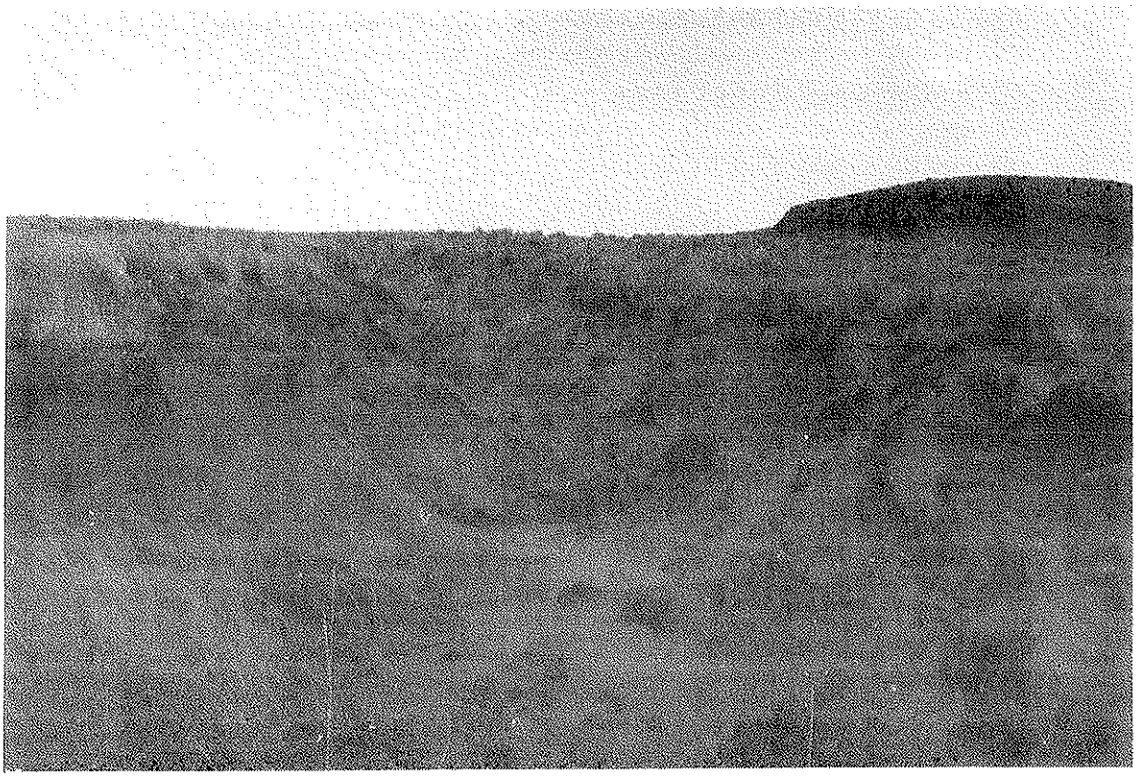


Figura 6 — Vossoroca entalhada nos arenitos holocê nicos da seqüência eólica quaternária.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 379-392 (1987)

ALGUNS TERRAÇOS FLUVIAIS DO SUDESTE E DO CENTRO-OESTE BRASILEIRO DATADOS POR RADIOCARBONO: POSSÍVEIS SIGNIFICADOS PALEOCLIMÁTICOS

Bruno Turcq
ORSTOM - IGc/USP (São Paulo)

Kenitiro Suguio
IGc/USP (São Paulo)

François Soubiès
ORSTOM-IAG/USP (São Paulo)

Michel Servant
ORSTOM (Paris-França)

Márcia M. N. Pressinotti
IG/SMA (São Paulo)

ABSTRACT

A reconnaissance survey of Upper Quaternary continental deposits in southeastern and center-western Brazil, grounded on radiocarbon ages, revealed the presence of two sedimentation phases which amply attained these areas, probably related to paleoclimatic changes. They are well represented by alluvial deposits of Tamanduá river (São Simão, State of São Paulo). Organic clay beds allowed us to date the most ancient deposits of this valley between 13,000 and 17,000 years B.P. (Before Present). On the other hand, above an erosional surface, occurs a peat deposit with wood fragments in its basal portion, which have been dated between 5,000 and 6,000 years B.P. These phases, representing probable changes in the hydrological cycles as evidenced in São Simão, are apparently recurrent in other sites. In Poços de Caldas area (State of Minas Gerais), the oldest phase is represented by a paleosoil dated as 15,000 years B.P., lying upon a stone line which is in turn covered by a colluvium. In Cristalina (State of Goiás), more northward, they have been found terraces from bottom to top, composed of gravel, sand and organic silt, which has been dated as 14,000 years B.P. Lower levels in Cristalina, and organic deposits from basal portions of a terrace representing several fluvial episodes in Gouveia (State of Minas Gerais), have been dated respectively, as 21,000 and 32,000 years B.P. The erosional phase before 5-6,000 years B.P. seems, similarly, to represent an important event in Central Brazil. Tree trunks, sampled from above a basal gravel of a lower terrace, were dated as 6,000 years B.P. in Lages creek (Goiânia, State of Goiás) and 5,000 years in Poços de Caldas. Important changes in sedimentation have been also detected, at that time, in Bonito (State of Mato Grosso do Sul). The differences in altitude and vegetation in these areas, allowed us to recognize these places as representative sites for future detailed paleoclimatic studies.

RESUMO

Um trabalho de reconhecimento de depósitos continentais do Quaternário Superior nas regiões sudeste e centro-oeste do Brasil, apoiado por datações ao radiocarbono, revelou a presença de duas fases de sedimentação que atingiram amplamente essas áreas, provavelmente relacionadas a flutuações paleoclimáticas. Elas são bem representadas em depósitos aluviais do Rio Tamanduá (São Simão, Estado de São Paulo). Níveis argilosos, ricos em matéria orgânica, permitiram datar os depósitos mais antigos deste vale entre 13.000 e 17.000 anos A.P. (Antes do Presente). Por outro lado, acima de uma superfície erosiva, desenvolve-se sedimentação turfosa, contendo fragmentos de troncos de árvores na base, datados entre 5.000 e 6.000 anos A.P. Essas fases, de prováveis flutuações no ciclo hidrológico, evidenciadas em São Simão, parecem recorrer em outros sítios. Na região de Poços de Caldas (MG), a fase mais antiga se traduz pela presença de paleossolo datado de 15.000 anos A.P., repousando sobre uma linha de seixos e recoberto por coluviões. Em Cristalina (GO), mais ao norte, foram encontrados terraços compostos, da base para o topo, de cascalho, areia e silte orgânico, tendo sido este último datado em 14.000 anos A.P. Níveis inferiores em Cristalina e depósitos orgânicos da base de um terraço representando vários episódios fluviais de Gouveia (MG) foram datados, respectivamente, em 21.000 e 32.000 anos A.P. A fase erosiva anterior a 5-6.000 anos A.P. parece, do mesmo modo, representar um evento importante no Brasil Central. Troncos de árvore sobre cascalho basal de um terraço baixo foram datados em 6.000 anos A.P. no córrego das Lages (Goiânia, GO) e em 5.000 anos A.P. em Poços de Caldas. Mudanças importantes na sedimentação foram também detectadas, nesta época, na região de Bonito (MS). As diferenças de altitudes e de coberturas vegetais nessas áreas permitem relacioná-las como sítios representativos para estudos paleoclimáticos de detalhe.

INTRODUÇÃO

Desde a década de 60, trabalhos de cunho geomorfológico e de distribuição faunística e florística vem acusando divergências entre as condições climáticas hoje reinantes, em várias partes do território brasileiro, e as que existiam nessas mesmas áreas em épocas pretéritas (AB'SABER, 1957; TRICART, 1958, 1977; BIGARELLA & AB'SABER, 1964; HAFFER, 1969; VANZOLINI, 1986, etc.).

Os depósitos continentais dos vales fluviais ou das vertentes adjacentes, observáveis em terraços fluviais, podem registrar as flutuações paleoclimáticas acusando diretamente modificações nos padrões de escoamento superficial, isto é, do ciclo hidrológico, ou indiretamente através de modificações da cobertura vegetal que, por sua vez, vão também interferir na natureza da sedimentação continental. Desta maneira, as idades desses depósitos permitem estabelecer a cronologia das fases de mudanças paleoclimáticas.

Datações realizadas por BIGARELLA (1971) em sedimentos fluviais do Rio Pirabeiraba (SC) e por MEIS e MONTEIRO (1979) em sedimentos do médio vale do Rio Doce (MG) indicaram a existência de terraços fluviais, cujas bases foram datadas em cerca de 10.500 anos A.P. (Antes do Presente). SILVA DE MOURA e MEIS (1986) detectaram a presença de paleossolos na mesma faixa de idade, em depósitos de vertente do Rio Bananal (SP). Outros paleossolos do Estado do Paraná foram datados por BIGARELLA em aproximadamente 18.000 anos A.P. Finalmente, terraços fluviais mais recentes de Santa Catarina foram datados por BIGARELLA (1971) em 1.500 a 2.800 anos A.P. Dados geocronológicos de depósitos continentais como estes são bastante escassos na literatura brasileira.

O objetivo inicial deste trabalho é o de implementar, através de datações de depósitos continentais, o quadro cronológico do Quaternário Brasileiro para, em seguida, através de técnicas analíticas especializadas (palinomorfos, diatomáceas, isótopos estáveis, etc.) detectar possíveis registros de flutuações paleoclimáticas. Com esta finalidade foram desenvolvidos trabalhos de campo em depósitos fluviais contendo fragmentos de madeira ou de carbono vegetal em quantidade suficiente para a datação com radiocarbono. As áreas inicialmente selecionadas estão situadas no sudeste e centro-oeste brasileiro (Fig. 1) pelas seguintes razões: (a) Essas áreas sofrem, hoje em dia, forte atuação de frentes frias, cujo padrão de circulação meridional pode ter sido diferente em épocas pretéritas (MARTIN et al., 1986), (b) são áreas que apresentam grande variedade de cobertura vegetal, do campo à floresta umbrófila, passando pelo cerrado, cerradão e floresta estacional. As possíveis mudanças de distribuição dessa cobertura florística são sucetíveis de influir no padrão de sedimentação continental.

DEPÓSITOS CONTINENTAIS ESTUDADOS

Aluviões do Rio Tamanduá, São Simão (SP)

O Rio Tamanduá localiza-se aproximadamente a 21°25' de latitude sul e 47°35' de longitude oeste, estando o trecho estudado do rio situado a 700 m de altitude (Fig. 2). A largura da planície aluvial varia de 200 m a montante até 1.000 m a jusante da porção estudada. Vários diques de diabásio cruzam transversalmente o rio constituindo soleiras locais. Nas porções mais altas da planície aluvial desenvolvem-se intensas atividades de mineração de argila, ensejando a observação da natureza dos sedimentos.

Os depósitos das porções mais altas exibem seqüências areno-argilosas com granodecrescência ascendente, a montante da zona de estudo, e com granocrescência ascendente na porção mais larga a jusante. Níveis turfosos intercalados nas argilas, datados por radiocarbono, indicaram idades entre 17.000 e 13.000 anos A.P. Os sedimentos areno-argilosos são interrompidos no topo por um nível erosivo recoberto por fragmentos de madeira e turfa. Datações na base da seqüência superior,

de natureza orgânica, acusaram idades entre 5.180 (Bondy 18) e 5.650 (Bondy 14) anos A.P.

Depósitos de Poços de Caldas (MG)

Na região de Poços de Caldas, situada nas coordenadas 21°50'S e 46°30'W, foram estudados dois tipos de depósitos, um terraço aluvial e um depósito de vertente (Fig. 3a e 3b).

O terraço aluvial encontra-se na localidade de Campo da Rita, a 1.130 m de altitude, sendo constituido na base por 50 cm de areia grossa e acinzentada com matacões e seixos, em cuja porção superior aparece um nível argiloso descontínuo contendo material carbonoso. Um fragmento de madeira amostrado neste nível foi datado de 4.890 (Bondy 7) anos A.P. Este nível é recoberto por 50 cm de argila cinza-azulada com manchas avermelhadas e seguida por 90 cm de material argilo-arenoso branco. A parte superior do corte é composto por um colúvio de 60 cm de espessura, de natureza areno-argilosa, com muitos seixos e de cor parda.

O depósito de vertente ocorre na localidade de Pouso Alegre, 1 km a noroeste do terraço aluvial, situado a 1.200 m de altitude. É constituido por 150 cm de colúvio argilo-arenoso, pardo-avermelhado, recobrindo um horizonte descontínuo areno-argiloso rico em matéria orgânica datado de 15.860 (Bondy 45) anos A.P. Este nível recobre uma linha de seixos (stone-line) situada no topo de sienito alterado.

Terraços fluviais do Córrego das Lages (GO)

O Córrego das Lages corta a BR-153, cerca de 30 km ao sul de Goiânia (GO), situando-se em coordenadas 17°00'S e 49°15'W a uma altitude de 700 m. Neste local aparecem dois níveis de terraços bem definidos (Fig. 4). O terraço mais baixo atinge até 2,5 m acima do leito atual do rio, sendo constituido da base para o topo de areia grossa, argila cinza, lentes arenosas e fragmentos de madeira, e material síltico-argiloso mais arenoso na base. As datações de fragmentos de madeira indicaram idades de 6.170 (Bondy 13) e 5.770 (Bondy 8) anos A.P. O terraço mais alto, situado 4 m acima do leito atual do rio, é composto na base de seixos e matacões, passando a areia fina e silte cinzentos. A porção superior do terraço é recoberto por colúvio avermelhado com seixos esparssos.

Terraços fluviais de Cristalina (GO)

Seguindo pela BR-040, ao sul da cidade de Cristalina em coordenadas 16°45'S e 47°40'W, em altitude aproximada de 1.200 m, ocorre um terraço fluvial no prolongamento de uma vertente aplainada de fraco declive (Fig. 5). Este terraço apresenta, na base, um nível de seixos recoberto por sedimentos argilo-sílticos com lentes de areia e horizontes orgânicos, que foram datados de 20.870 (Bondy 73) anos A.P. A montante, entre o nível de seixos e a camada argilosa, aparece um nível

de areia cinza. As argilas orgânicas logo acima desta areia foram datadas de 13.750 (Bondy 74) anos A.P.

Terraços fluviais de Gouveia (MG)

Cerca de 23 km a sudeste de Gouveia, pela rodovia MG-259 rumo Curvelo, os córregos da Sepultura e Contagem (Latitude 18°35'S e Longitude 43°50'W), situados a aproximadamente 1.100 m de altitude, exibem terraços 3 a 5 m acima do leito atual do rio. Esses terraços são formados de areias finas, com níveis argilosos ricos em matéria orgânica na base, superpondo-se a camadas de areias grossas e seixos. Numerosos paleocanais recortam os depósitos arenosos (Fig. 6).

O afloramento de onde foi coletada amostra para datação é constituido por argilas orgânicas basais, contendo fragmentos de madeira, que foram datados de 31.950 (Bondy 72) anos A.P. Essas argilas são recortadas por um paleocanal com várias fases de preenchimento, apresentando granodecrescência ascendente. Segunda geração de paleocanais menores se superpõe à precedente, onde o topo dos depósitos é constituido de areia fina.

Depósitos margosos de Bonito (MS)

Na região de Bonito, MS (Latitude 21°12'S e Longitude 52°30'W), próximo a escarpas de calcários e dolomitos de Serra da Bodoquena, ocorrem depósitos margosos em planícies aluviais, cuja espessura pode chegar a 5 m. Esses materiais pulverulentos, com alto teor de $CaCO_3$ e contendo menos de 20% de partículas com diâmetros superiores a 50μ, são utilizados como corretivos de solos. No vale do Rio Salobro, situado a 130 m de altitude na estrada de Bodoquena para Morraria Grande, o topo desses depósitos é rico em conchas de gastrópodes, que foram datados em cerca de 5.200 (Bondy 66) anos A.P. Acima aparece argila orgânica com idade de 2.150 (Bondy 71) anos A.P. e siltitos argilosos(Fig. 7).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As peculiaridades sedimentológicas e as idades obtidas com radiocarbono, dos depósitos continentais aqui estudados, permitem formular algumas hipóteses sobre possíveis mudanças nos padrões pretéritos de escoamento superficial nas áreas aqui consideradas:

a) Entre 32.000 e 21.000 anos A.P. formaram-se depósitos pelíticos, ricos em matéria orgânica, que constituem a base dos terraços fluviais em Gouveia (MG) e Cristalina (GO). Depósitos deste tipo, refletiriam baixa competência do escoamento superficial (granulometria fina) e lençol freático superficial (acumulação de matéria orgânica). Essas condições sugerem um paleoclima mais úmido.

A idade dos terraços de Gouveia obtida em tronco de madeira, submetido em laboratório à preparação por ataque ácido e alcalino, seria

bastante confiável. Porém, a idade em Cristalina foi obtida em matéria carbonosa associada a sedimento e existe a possibilidade de contaminação por carbono recente correspondendo, então, a uma idade mínima.

De fato, um paleoclima mais úmido tem sido sugerido para as latitudes intertropicais da América do Sul (VAN DER HAMMEN, 1974) e da África (SERVANT, 1986), para o período entre 30.000 e 20.000 anos A.P.

b) Os depósitos fluviais de São Simão (SP), por outro lado, forneceram idades 17.000 e 13.000 anos A.P., indicando descarga fluvial razoavelmente forte que teria ocasionado o preenchimento por sedimentos do vale fluvial. A presença de camadas turfosas poderia estar ligada a níveis superficiais, provavelmente efêmeros, do lençol freático. Na mesma época, em altitude maior de Poços de Caldas (MG), desenvolveu-se um nível de paleossolo. Esta fase, de 15.000 anos A.P., representaria uma época de estabilidade da vertente, entre uma etapa de forte escoamento superficial (mais seca?) registrado pela linha de seixos seguida por depósitos de movimento de massa (colúvios).

As argilas orgânicas de Cristalina (GO), datadas de 14.000 anos A.P., superpostas à areia fluvial e sotopostas a colúvios síltico das vertentes, devem ser correlacionáveis aos depósitos aluviais de São Simão (SP).

Este intervalo de tempo, de 17.000 a 13.000 anos A.P., parece ter sido caracterizado por ausência de chuvas fortes (estabilidade de vertentes e sedimentos aluviais finos a médios), mas as condições paleoclimáticas globais são difíceis de serem interpretadas.

c) Entre as amostras datadas, nenhuma situou-se na faixa de idade de entre 13.000 e 6.000 anos A.P. porém, as idades obtidas por BIGARELLA (1971) em Santa Catarina, por MEIS e MONTEIRO (1979) em Minas Gerais e por SILVA DE MOURA e MEIS (1986) em São Paulo são sugestivas de flutuações paleoclimáticas neste período.

d) Em torno de 5.000 a 6.000 anos A.P. foram depositados os sedimentos contendo fragmentos de madeira, associados à porção inferior dos terraços fluviais estudados nas cercanias de Goiânia (GO) e Poços de Caldas (MG), bem como na porção superior ao nível erosivo de São Simão (SP). Esses depósitos são contemporâneos ou brevemente posteriores a uma fase erosiva generalizada, talvez relacionada a chuvas fortes e escoamento torrencial.

Os sedimentos estudados em Bonito (MS) indicam também que, nesta época, tenham ocorrido mudanças drásticas nas condições de sedimentação, pois margas ricas em gastrópodes (5.000 anos A.P.) passam para argila orgânica. Porém, a interpretação paleoclimática desta fase permanece problemática, pois as mudanças nas características sedimentológicas são atribuíveis tanto a um incremento nas pluviosidade quanto a um decréscimo na temperatura.

e) A única idade da faixa de 5.000 anos A.P. até hoje foi obtida

em argila orgânica de Bonito (MS), que indicou 2.000 anos A.P. A natureza da amostra datada, constituida de matéria orgânica associada a sedimentos deve, também neste caso, corresponder à idade mínima, podendo ter ocorrido contaminação por carbono moderno.

CONCLUSÕES

Embora em caráter preliminar, o presente estudo permitiu o reconhecimento de eventos quaternários, que possivelmente representam fenômenos de flutuações paleoclimáticas de âmbito regional no sudeste e centro-oeste do Brasil. Desta maneira, são sugeridos períodos caracterizados por: a) Argilas orgânicas com idades entre 32.000 e 21.000 anos A.P. (paleoclima mais úmido?); b) Sedimentos fluviais e colúvios de 17.000 a 13.000 anos A.P. e c) Fase erosiva seguida de sedimentação fluvial entre 5.000 e 6.000 anos A.P.

A determinação de idades desses depósitos constitui apenas o começo de um estudo mais detalhado, com utilização de técnicas de análises de polens, diatomáceas, isótopos estáveis, etc. para se chegar a uma reconstituição mais plausível das flutuações paleoclimáticas quaternárias no tempo e no espaço.

BIBLIOGRAFIA

AB'SABER, A.N. 1957. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. Bol. Soc. Bras. Geol., 6(1):39-48.

BIGARELLA, J.J. 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono 14. Paleoclimas, Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, Universidade de São Paulo, 1:1-22.

BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A.N. 1964. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Sud Brasiliens. Z. für Geom. 8:286-312.

HAFFER, J. 1969. Speciation in Amazonian forest birds. Science 165 (3889):131-137.

MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; KOUSKY, V. & CAVALCANTI, I.F. de A. 1984. Inversion du sens du transport littoral enregistrées dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce (Brésil). Possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphèrique. C. R. Acad. Sciences, Paris, t. 288, Serie II, nº 1, p. 25-27.

MEIS, M.R. de M. & MONTEIRO, A.M.F. 1979. Upper Quaternary "rampas": Doce river valley, Southeastern Brazilian plateau. Z.Geomorph. N.F., 23(2):132-151.

SERVANT, M. 1986. Le programme GEOCIT. Une Comparaison Afrique de l'Ouest/Amèrique sud-équatoriale (30.000 - 0 ans B.P.) Changements Globaux en Afrique durant le Quaternaire: Passé-Present-Futur. ORSTOM, Paris, Travaux et documents nº 197, p. 439.

SILVA DE MOURA, J.R. da & MEIS, M.R., de M. 1986. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Bananal, SP. An. Acad. brasil. Ciênc., 58:89-102.

TRICART, J. 1958. Division morphoclimatique du Brésil Atlantique Central. Rev. de Géo. Dyn. 9(1-2):1-12.

TRICART, J. 1977. Aperçus sur le Quaternaire Amazonien. Recherches Françaises sur le Quaternaire. INQUA 1977. Sup. au bulletin AFEQ. 1977/1, nº 50:265-271.

VAN DER HAMMEN, T. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. Journal of Biogeography 1:3-26.

VANZOLINI, P.E. 1986. Paleoclimas e especiação em animais da América do Sul Tropical. ABEQUA, São Paulo, Publicação Avulsa nº 1:1-35.

NOTA: Trabalho realizado através do Convênio Internacional CNPq(Brasil)-ORSTOM (França) - Proc. 1.15.10.004-84.

TABELA I - Resultados de datações ao radiocarbono

Nº Amostra	Idade(anos A.P.)	Natureza da amostra	Localidade geográfica
Bondy 7	4.890 + 240 - 230	Madeira	Poços de Caldas (MG)
Bondy 8	5.770 + 290 - 280	Madeira	Goiânia (GO)
Bondy 13	6.170 + 300 - 290	Carvão	Goiânia (GO)
Bondy 14	5.650 + 250 - 250	Carvão	São Simão (SP)
Bondy 16	15.680 + 890 - 800	Turfa	São Simão (SP)
Bondy 17	16.920 + 1450 - 1230	Turfa	São Simão (SP)
Bondy 18	5.180 + 400 - 390	Carvão	São Simão (SP)
Bondy 45	14.860 + 600 - 560	Matéria Orgânica	Poços de Caldas (MG)
Bondy 47	16.160 + 1140 - 1010	Matéria Orgânica	São Simão (SP)
Bondy 49	13.080 + 580 - 540	Turfa	São Simão (SP)
Bondy 66	5.200 + 240 - 230	Conchas	Bonito (MS)
Bondy 71	2.150 + 500 - 470	Matéria Orgânica	Bonito (MS)
Bondy 72	31.950 + 2610 - 1970	Madeira	Gouveia (MG)
Bondy 73	20.870 + 1440 - 1220	Matéria Orgânica	Cristalina (GO)
Bondy 74	13.750 + 1210 - 1060	Matéria Orgânica	Cristalina (GO)

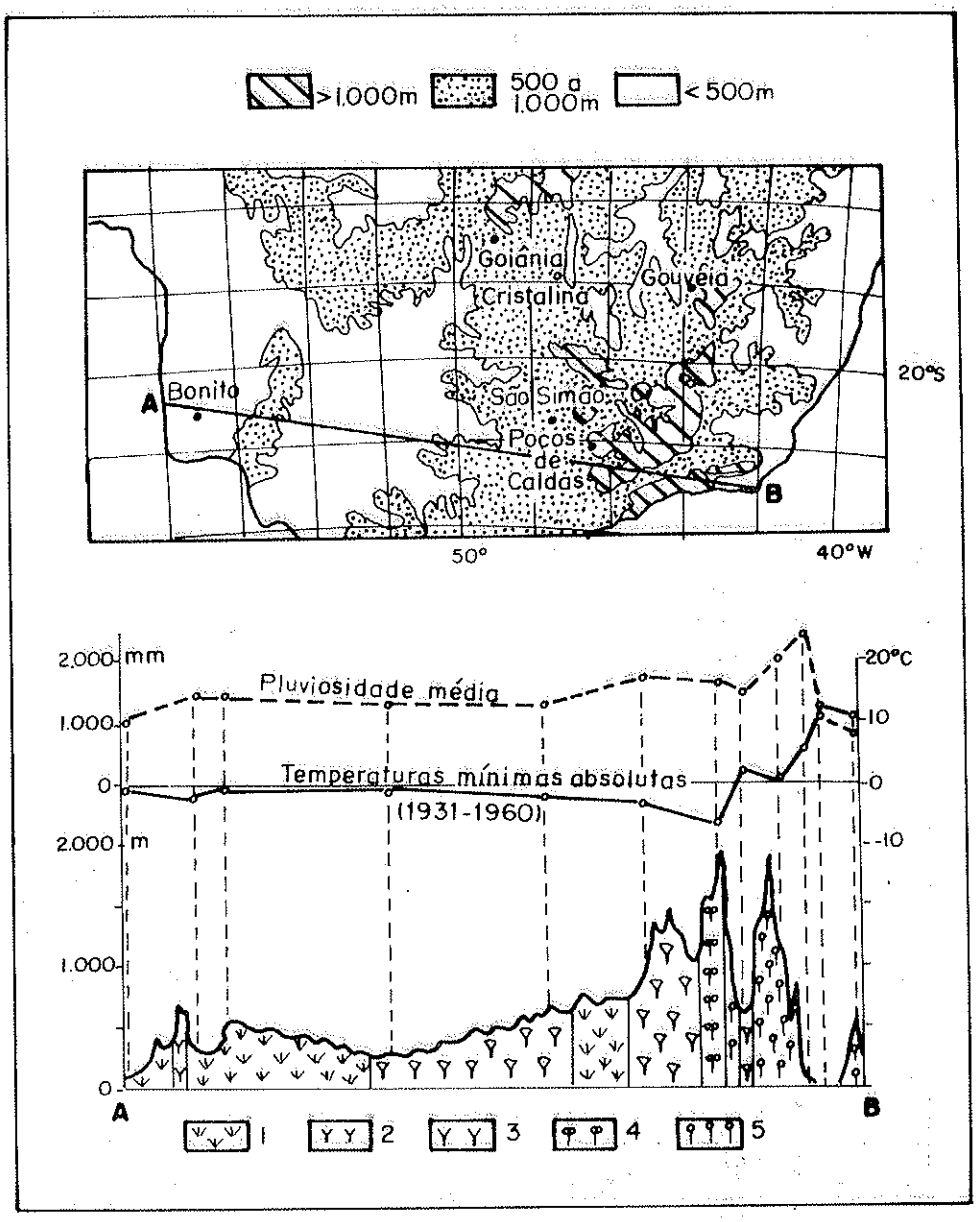


Fig. I - Indicação dos locais estudados, clima e vegetação.

1 - Savana arborizada densa, 2 - Floresta decídua, 3 - Floresta semi-decídua, 4 - Floresta umbrófila com Araucaria, 5 - Floresta umbrófila densa.

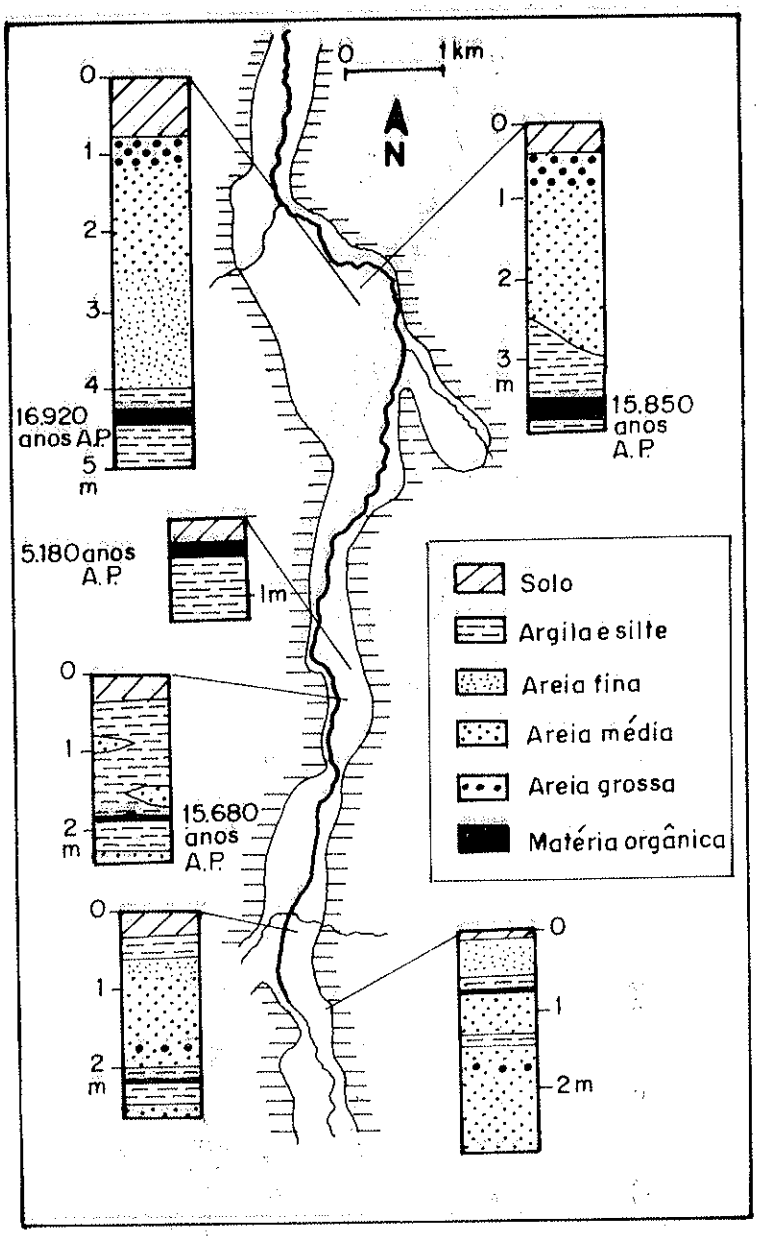


Fig. 2 - Aluviões do Rio Tamanduá, São Simão (SP).

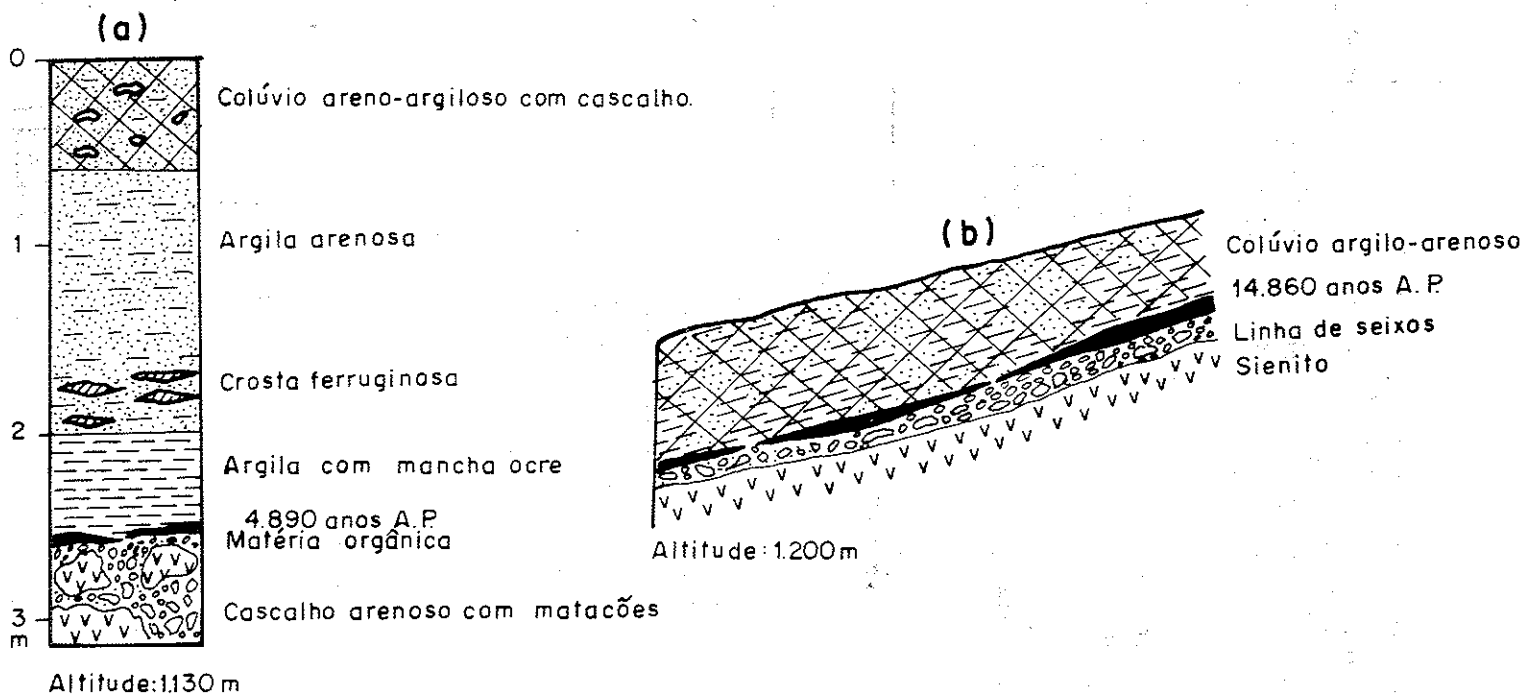


Fig. 3 - Depósitos sedimentares de Poços de Caldas (MG).

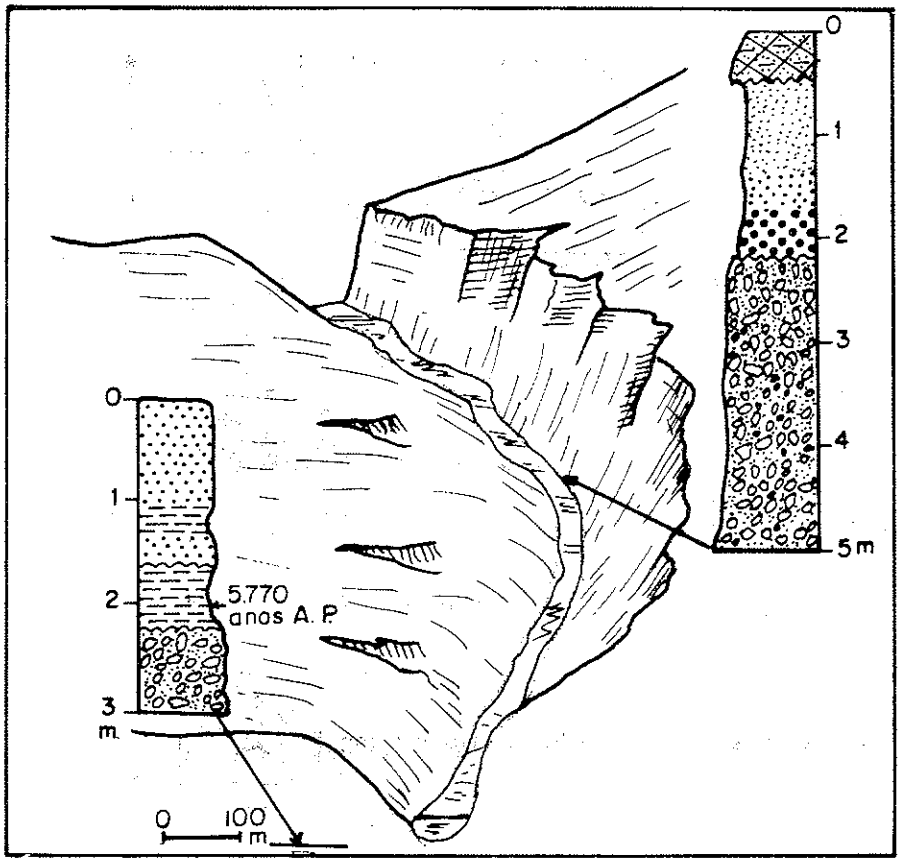


Fig. 4 - Terraços fluviais do Córrego das Lages (GO).

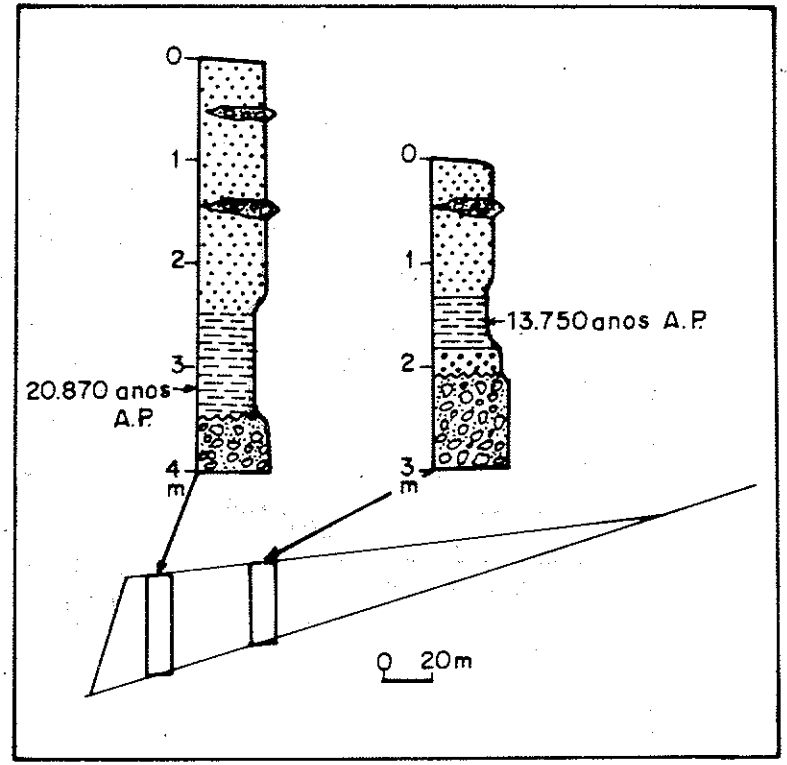


Fig. 5 - Terraços fluviais de Cristalina (GO).

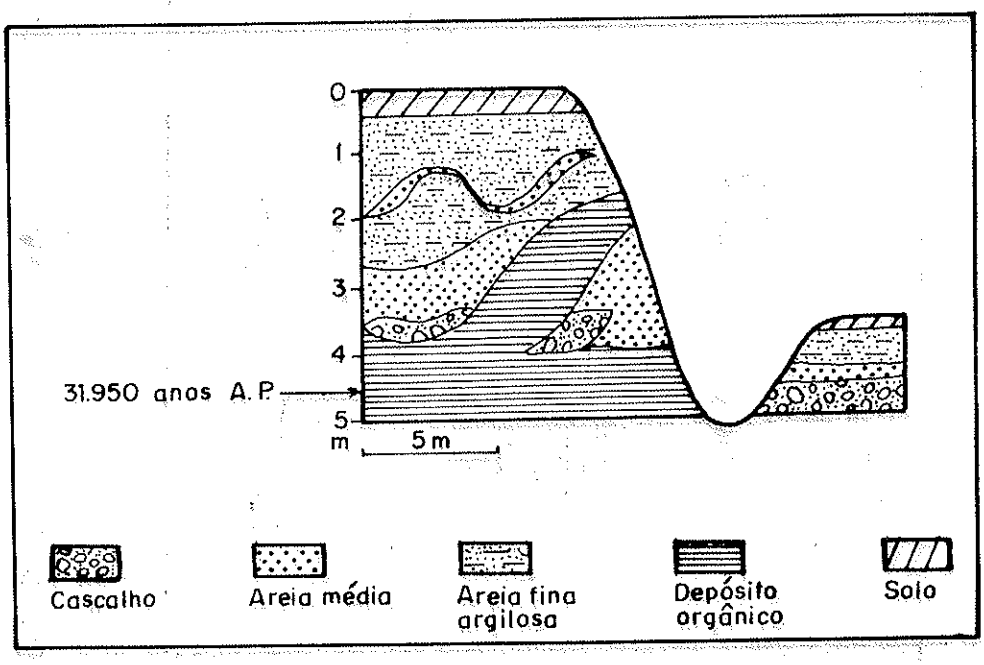


Fig. 6 - Terraços fluviais de Gouveia (MG).

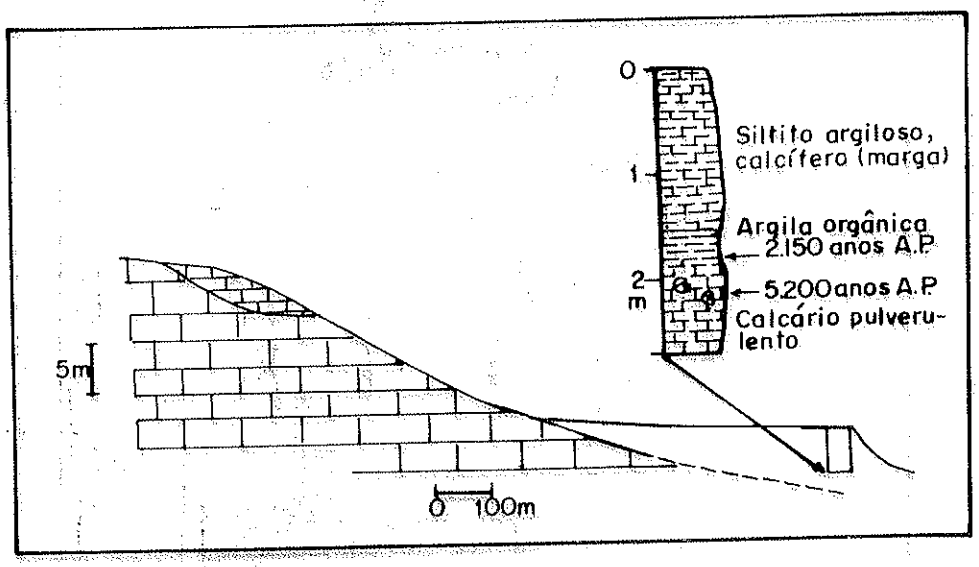


Fig. 7 - Depósitos margosos de Bonito (MS).

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 393-407 (1987)

"O CENOZÓICO DA PORÇÃO MEDIANA-CENTRAL DO ESPINHAÇO MERIDIONAL - 1ª SÍNTESE (*)

ALLAOUA SAADI
Departamento de Geografia, IGC, UFMG, Belo Horizonte.

ROBERTO CÉLIO VALADÃO
Bolsista do CNPq, Departamento de Geografia, IGC, UFMG, Belo Horizonte.

ABSTRACT

The region of Gouveia forms a structural window in which out crop Pré-cambrian granites from the basement, schists of the Rio Paraúna Supergroup which overlay the basement and quartzites from the Supergroup Espinhaço. This geological assemblage are nearly always found inbricated in tectonic compartments molding an alongated depression of N-S direction drained by the Ribeirão do Chiqueiro.
From a geomorphological view point, this area constitutes an anticlyne formed in the sequences of the Espinhaço Supergroup resulting from epirogenetic response to thrusting of "nappes". Evolving since the Cenozoic, this anticlyne forms now a days a basin which shows four altimetric levels: -between 1250 and 1300 m= tabular surface which has been gradad on the quartzites during Terciary, where are found residual hills from a Cretaceous surface (1400 m); -between 1050 and 1100 m= hill crests and interfluves, occurring on schists and granites, belonging to a pediplanation level of Upper Terciary in which a stony (quartz) cover and silt-sand deposits are found; -between 900 and 1000 m= valley floors which show succession of cutting and drowning occurred during Quaternary.
The Quaternary presents a great range and type variability: alluvion (pebbles, sand and turf), colluvium (three in number), stone lines, etc. The analysis of the morphodinamic evolution shows that climatic changes can not be the only factor responding for changes detected in the area. Tectonic reactivations during Quaternary are also considered as important facts linked to landscape evolution in the area.

* Trabalho realizado graças ao apoio do CNPq e do CPq/UFMG.

INTRODUÇÃO

Pretender elaborar uma síntese, ainda que preliminar da evolução morfodinâmica Cenozóica da Serra do Espinhaço Meridional representa uma tarefa complexa por várias razões. Esta região ficou sempre longe das áreas pelas quais os geomorfólogos tiveram interesses específicos. Em segundo lugar destacamos as dificuldades introduzidas pela complexidade estrutural e pela diversidade litológica. Por último, tratando-se de região não alcançada pelos efeitos do eustatismo Cenozóico não pudemos utilizar diretamente os subsídios dos resultados obtidos sobre o Quaternário litorâneo.

Portanto, dentro deste quadro referencial, adquirem grande importância as obras pioneiras de geomorfologia a escala continental ou regional. A atuação das flutuações climáticas, sobretudo dos climas secos sobre as paisagens brasileiras (AB'SABER, 1955; CAILLEUX & TRICART, 1957;TRICART, 1958; AB'SABER, 1977), fornece elementos de explicação para a repartição dos domínios morfoclimáticos e para os aspectos poligênicos dos relevos brasileiros. Ao estudarem os vários níveis de aplainamento do Brasil Oriental, DE MARTONNE (1940) e KING (1956) oferecem um roteiro básico para a explicação dos patamares escalonados que caracterizam o relevo das Serras e Planaltos. No Brasil Sudeste e sobretudo nas Serras litorâneas as influências das reativações tectônicas recentes teriam tido um papel importante no processo de elaboração das paisagens (FREITAS, 1951; BJORNBERG et al, 1971; SOARES, 1973; BJORNBERG & GANDOLFI, 1974; FÚLFARO et al, 1974; ASMUS & FERRARI, 1978).

Os relevos do Brasil Sudeste resultam então de combinações de intensidades variadas entre efeitos de mudanças climáticas e de reativações tectônicas cujos resultados são uma sucessão de fases de pediplanação durante os interpluviais e de fases de mamelonização durante os pluviais. Aliando aspectos policíclicos e poligênicos os pedimentos (WHITAKER, 1981) e pediplanos ocupam uma posição de destaque na estruturação das paisagens do Pleistoceno Inferior em regiões com clima tropical de longa estação seca (BIGARELLA et al, 1961; PENTEADO, 1970). Nas sínteses do Quaternário Paulista (AB'SABER, 1969) e Paranaense (BIGARELLA, 1964; BIGARELLA et al, 1965) os pediplanos e pedimentos remanescentes do Pleistoceno Inferior dominam topograficamete terraços e planícies aluviais elaborados durante o resto do Pleistoceno e o Holoceno.

Durante o Quaternário Superior os processos de reafeiçoamento das encostas adquirem maior importância como mostram os estudos das coberturas coluviais e de suas relações com os depósitos aluviais no Médio Vale do Rio Doce (MEIS, 1977; MEIS & MONTEIRO,1979) e no Médio Vale do Rio Paraíba (MOURA & MEIS, 1981; MEIS & MOURA, 1984). De acordo com estes autores, tivemos a oportunidade de relatar fatos iguais para o Espinhaço Meridional, bem como o caráter predominantemente aluvial dos depósitos Holocênicos (SAADI; VALADÃO & LESSA, 1986).

CARACTERÍSTICAS REGIONAIS

A área em estudo situa-se dentro da porção mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional entre os paralelos de 18°20' e 18°34' S e os meridianos de 43°37' e 43°54' W.Gr. (FIG. 1). Corresponde à bacia hidrográfica do Ribeirão do Chiqueiro, localizada na Município de Gouveia-MG que faz parte da Microrregião Mineradora de Diamantina.

Trata-se de uma depressão de direção N-S, circundando a cidade de Gouveia e escavada nas sequências Pré-cambrianas da Serra do Espinhaço Meridional descritas por FOGAÇA & SCHOLL (1984). Segundo os autores, o embasamento Arqueano (mínimo de 2.8 b.a) representado pelos migmatitos e granitos s.l. da Sequência Infracrustal aflora no eixo de um grande anticlinório, tendo sido esta faixa axial perturbada por falhamentos de empurrão ou inversos dando origem a zonas milonitizadas ao longo dos contatos com xistos sobrejacentes. O Supergrupo Rio Paraúna, segunda sequência Arqueana (2.8 b.a a Proterozóico Inf.), é constituído por dois grupos. O Grupo Pedro Pereira, que exibe na região xistos verdes (unidade vulcano-sedimentar) fortemente dobrados e tectonicamente encaixados no embasamento, e o Grupo Costa Sena, constituído de duas unidades: quartzo-mica-xistos da Formação Barão do Guaicuí com contatos basais de caráter tectônico e quartzitos com lentes de metaconglomerados da Formação Bandeirinha.

Segundo os autores, as duas sequências Arqueanas formam o embasamento dos metassedimentos Proterozóicos do Supergrupo Espinhaço, representado na região pelas três formações inferiores (SCHOLL & FOGAÇA, 1979):

- Formação São João da Chapada: quartzitos médios a grosseiros e filitos hematíticos;
- Formação Sopa Brumadinho: filitos, quartzitos médios a grosseiros e metaconglomerados;
- Formação Galho do Miguel: até 500 m de quartzitos puros e finos com contato basal discordante em escala regional (SHOLL, 1980).

As rochas destas três sequências foram intrudidas durante o Proterozóico (entre 1.8 e 1.1 b.a.) por corpos de metadiabásio, que sob a forma de diques e "sills" aproveitaram os sistemas de falhamentos de direções E-W, NW-SE e NE-SW.

Na borda sudeste da Serra, região de Serro-Conceição do Mato Dentro, a imbricação tectônica das espessas sequências de rochas metassedimentares e metavulcânicas dos Supergrupos Minas e Espinhaço (ALMEIDA ABREU et al, 1986) com rochas cristalinas da Sequência Infracrustal e um cinturão de rochas ultramáficas demonstram a imposição de uma tectônica de "nappes" com importante transporte de massa de Leste para Oeste. De acordo com estas observações e com ALMEIDA ABREU (com. verbal,1987) o anticlinal de Gouveia, apesar de moldado nas sequências do Supergrupo Espinhaço, é consequência de um alto estrutural pré-Espinhaço derivado do reequilíbrio isostático do empilhamento de "nappes" da tectônica do Supergrupo Rio Paraúna. A tectônica Espinhaço estacionando novas "nappes" sobre este obstáculo, a epirogenia positiva é retomada e se prolonga até os dias atuais.

O clima da região pode ser definido como mesotérmico (Cwb de Köppen), caracterizado por verões brandos e úmidos alternando com invernos mais frescos e secos. A pluviosidade com uma média de 1290 mm, mostra importante variação interanual (2139 mm em 1945, 483 mm em 1964) que reflete as variaçoes de pluviosidade do mês de Dezembro, o mais chuvoso (620 mm em 1945, 131 mm em 1963). A estação seca estende-se de Maio a Setembro, sendo centrada sobre os meses de Julho e Agosto. A temperatura média anual é de 19,5°C, existindo uma amplitude de 5°C entre as temperaturas médias de Julho (16,3°C) e de Fevereiro (21,2°C).

A ESTRUTURA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA

Segundo o "Mapa Geomorfológico de Minas Gerais" na escala de 1/25.000 (IGA, 1977) os altos da Serra do Espinhaço representam o domínio das "Serras, Patamares e Escarpas do Espinhaço" onde são preservados "testemunhos de superfícies de aplainamento que truncaram estruturas dobradas e falhadas". KING (1956) reconhece na região a existência de duas superfícies de erosão pré-Quaternárias elaboradas sobre a sequência predominantemente quartzítica do Supergrupo Espinhaço.
A morfologia da área em estudo é caracterizada por uma depressão de 300 metros de profundidade encravada em direção N-S no assoalho granítico, sendo bordejada por escarpas xistosas e quartzíticas sub-verticais cujos topos limitam nitidamente uma grande superfície tabular elaborada nas sequências do Supergrupo Espinhaço. As figuras 2 e 3 ilustram a estruturação geomorfológica da bacia que apresenta quatro níveis altimétricos correspondendo aos marcos cronológicos do escavamento do anticlinório de Gouveia:

1. acima de 1300 m: morros e cristas monoclinais cujos topos localizam-se à altitude média de 1400 m constituindo resíduos de uma superfície de erosão atribuída segundo KING (1956) ao Ciclo Pós-Gondwana (Cretáceo Inferior). O alinhamento dos relevos ao longo das linhas de falhas atesta o controle tectônico da dissecação Pós-Cretácea desta superfície;
2. entre 1250 e 1300 m: uma superfície dissecada ao longo dos lineamentos tectônicos trunca as sequências dobradas dos Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço e seria o resultado do Ciclo Sul-americano (Eógeno?) de KING;
3. entre 1000 e 1100 m: o fundo da depressão é ocupado por colinas e interflúvios alongados modelados nos xistos e granitos das duas sequências geológicas inferiores. Os topos planos, nivelados em altitudes variando entre 1050 e 1100 m correspondem a relíquias de pedimentos cujas partes superiores formam degraus embutidos nas bases das escarpas periféricas. A coalescência destes pedimentos, provavelmente de idade Plio-Quaternária (Ciclo Velhas?), devia bordejar uma bacia semi-endorréica em ambiente de clima seco.
4. entre 950 e 1000 m: fundos dos vales apresentando altenâncias de alvéolos entulhados por aluviões e de trechos estreitos encaixados na rocha. Nos cursos inferiores desenvolvem-se largas planí

cies em processo de calmatação atual, apesar da tendência regional ao encaixamento dos talvegues no assoalho rochoso.

O INTERFACE TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO

A fig. 2 mostra que o Neógeno é marcado pela escavação da bacia a partir da superfície Sul-Americana. Em torno da cota 1100m, as bases das escarpas unem-se a um nível de aplainamento que truncou os xistos e granitos s.l. do embasamento. Ao exemplo da paisagem da fig.4 , este nível é hoje caracterizado por relíquias de pedimentos, outrora coalescentes, ancorados nas bases das escarpas e terminando com depósitos rudáceos compostos por seixos e blocos de quartzo sub-arredondados e por areias grossas. Estes restos de terraços (fig.9a) capeiam topos de colinas e são geralmente fossilizados por uma cobertura coluvial argilo-arenosa vermelha. Nas mesmas altitudes (1050m - 1070m), os rasgões das voçorocas revelam a existência de bacias decamétricas preenchidas por até 3 metros de areias, siltitos e argilas de cor branca a cinza (fig 6). Depósitos compactos, eles comportam lentes de cascalho anguloso e assentam-se sobre pavimentos rudáceos compostos por elementos angulosos de origem litológica local e são fossilizados pela mesma cobertura coluvial fina. Relatando a existência de feições semelhantes no Estado de São Paulo, AB'SABER (1969) atribui estes pedimentos cobertos ao Pleistoceno Inferior, enquanto que localmente a relação com a posição das superfícies mais antigas incitaria a considerá-los contemporâneos do Ciclo Velhas de King.
Porém, no estágio atual do nosso trabalho não possuímos ainda dados suficientes para atribuir-lhes uma idade definitiva e preferimos, por enquanto, considerar este conjunto erosivo e deposicional como marco do interface Plioceno/Quaternário.

O QUATERNÁRIO

As figs. 8 e 9 ilustram respectivamente as principais características geomorfológicas do alvéolo do Córrego dos Pereiras, uma das unidades mais representativas da área de estudo, e as seções lito-estratigráficas nela levantadas.
Esta unidade geomorfológica é caracterizada por um alargamento do vale do Córrego dos Pereiras nas proximidades da confluência com o Córrego do Rio Grande. As encostas convexo-côncavas são modeladas nos quartzo-mica-xistos do Supergrupo Rio Paraúna sobrepostos aos granitos miloni tizados da Seqüência Infracrustal.As escavações abertas pelas voçorocas exibem coberturas coluviais fossilizando os xistos e, na base das encostas, depósitos fluviais e flúvio-lacustres resultando de uma paleodinâmica de caráter meândrico. O fundo do vale é revestido por depósitos aluviais recentes constituídos por terraços parcialmente recobertos pelos cones aluviais oriundos das voçorocas.

OS DEPÓSITOS

SEÇÃO A-B (FIG.9a)

Na extremidade da seção, o depósito localizado no topo da encosta representa um terraço tp que foi relacionado no parágrafo anterior com pedimentos do interface Plioceno/Quaternário.
Do mais antigo ao mais recente, a seqüência cronológica dos depósitos Quaternários é a seguinte:

.fragmentos de um terraço tc2 (altura aprox. 10m): seixos de quartzo leitoso sub-arredondados a arredondados em posição horizontal e discordante com a foliação dos quartzo-mica-xistos;

.terraço tc1 (altura aprox. 1m): seixos de quartzo leitoso sub-arredondados a arredondados preenchendo escavações no embasamento cristalino e cronologicamente correlacionados com a base rudácea dos paleocanais que dissecaram as encostas rochosas e foram posteriormente fossilizados pelas coberturas coluviais;

.terraço T2 (altura aprox. 4m): seqüência aluvial composta da base para o topo por areias ferruginizadas médias a finas com estratificações cruzadas e siltes e argilas com estratificações horizontais;

."stone line" inferior (SL2): areias e siltes de cor avermelhada preenchendo uma paleo-ravina com perfil em berço moldado no colúvio inferior;

.terraço T1 (altura aprox. 3m): seqüência composta por camadas arenosas com lentes de seixos quartzosos, assentadas sobre um pavimento rudáceo contínuo e localmente recobertas pelos cones oriundos das voçorocas.

SEÇÃO C-D (FIG.9b)

Nesta seção duas ocorrências importantes do ponto de vista estratigráfico:

.os seixos quartzosos do terraço Tc2 aparecem nas duas encostas opostas a mesma altura em relação ao talvegue, na mesma posição horizontal e discordante sobre os quartzo-mica-xistos;

.na extremidade N da seção, no topo da encosta aparece parte de um dos paleocanais contemporâneos do terraço Tc1.

SEÇÃO E-F (FIG.9c)

Esta seção segue a base da encosta formando a margem esquerda do vale, fornecendo portanto detalhes suplementares sobre a composição da seqüência aluvial T2.
Sobre os granitos milonitizados ocorrem vários depósitos de seixos quartzosos que representam fragmentos do terraço Tc1. Em discordância sobre estes e sobre os granitos, o terraço T2 é contínuo mas apresenta variações laterais de fácies cuja representação é impossível no espaço do desenho: nas extremidades WNW e ESE da seqüência, o material possui características francamente aluviais, enquanto que na parte central ad

quire características mistas que lhe conferem uma fácies aluvial-coluvial. Localmente, ocorrem lentes com seixos de quartzo leitoso.
O fato novo é representado nesta seção pela presença, no topo da sequência T2, de argilas orgânicas de cor preta, estratificadas e preenchendo bacias com espessuras de até 2m. Estes depósitos possuem características flúvio-lacustres e se encaixam cronologicamente entre o terraço T2 e o colúvio inferior C2.

EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA

Posteriormente à elaboração do pediplano Plio-Quaternário (?), marcado na paisagem pela associação de características morfológicas (topos de colinas e interflúvios e sedimentológicas (terraços rudáceos e bacias detríticas), a entrada do Pleistoceno Inferior é caracterizada por uma fase de coluvionamento que afoga temporariamente a paleobacia. Em seguida, o encaixamento das calhas fluviais até o nível ocupado hoje pelo terraço Tc2 desmantela o pediplano e desenha os grandes traços da rede hidrográfica atual. Subseqüentemente, enquanto as encostas estão submetidas à processos de pedimentação (Fig.5), as calhas são estulhadas por detritos que caracterizam os fragmentos do terraço Tc2; Talvez esta primeira fase de dissecação tenha ocorrido em várias etapas, mas o estado atual dos conhecimentos sobre a região não permite tal afirmação. Uma segunda fase de dissecação rebaixa as mesmas calhas ao nível do terraço Tc1 (1m acima do talvegue atual), enquanto que os pedimentos laterais estão sendo dilacerados por profundas ravinas a perfil em "V". Fundos de vales e de ravinas são posteriormente entulhados por detritos grosseiros e areias, marcando provavelmente o fim do Pleistoceno Médio.
O Pleistoceno Superior inicia-se pela deposição da seqüência aluvial T2 que assorea todos os vales com mais de 2m de areias e argilas. A medida que sobem os níveis de base locais, os traçados fluviais adquirem as sinuosidades de meandros. Os canais abandonados evoluem em brejos e são preenchidos por argilas e matéria orgânica. O fim do Pleistoceno é marcado por duas fases de coluvionamento precedidas cada uma por uma fase de erosão superficial representadas pelos pavimentos das linhas de seixos. Este afogamento dos vales por material aluvial e coluvial eleva o nível de base de 10m em relação à última fase de dissecação. O Holoceno inicia-se com um encaixamento das calhas fluviais até 1m abaixo do nível de dissecação atingido durante o Pleistoceno Médio. Os depósitos holocênicos são todos de origem aluvial e são representados por dois terraços arenosos, que nos cursos inferiores, estão sendo recobertos por várzeas em formação.

CONCLUSÃO

O conteúdo deste trabalho representa uma primeira tentativa de síntese da evolução geomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional durante o Cenozóico. As pesquisas em andamento tratam de aperfeiçoar este quadro preliminar, através de três linhas principais: estudo das feições

e dos depósitos localizados sobre a superfície Sul-Americana, datação por C^{14} das inúmeras turfeiras e bacias argilosas que se intercalam nos depósitos aluviais do Pleistoceno Superior e estudo do Cenozóico na borda sudeste da Serra (região de Conceição do Mato Dentro - Morro do Pilar), onde os trabalhos já foram iniciados em colaboração com geólogos.

A breve caracterização da evolução morfodinâmica da bacia do Ribeirão do Chiqueiro não deixa dúvidas quanto a atuação das mudanças climáticas sobre a elaboração do relevo durante o Cenozóico. Contudo, várias características geomorfológicas localizadas tanto na área em estudo, quanto na borda sudeste da Serra testemunham a atuação de reativações Pleistocênicas de acidentes antigos (SAADI& ABREU, 1987).

BIBLIOGRAFIA

AB'SABER,A.N. 1955. Problemas Paleográficos do Brasil Sudeste. Boletim Geog., 13(127): 392-402.

AB'SABER,A.N. 1969. Uma revisão do Quaternário Paulista; do presente para o passado. Rev. Bras. Geografia, 31(4):1-51.

AB'SABER,A.N. 1977. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais Quaternários. Paleoclimas , USP, (3):19 p..

ALMEIDA ABREU,P.A. et al. 1986. Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda Oriental da Serra do Espinhaço, MG; XXXIV Cong.Brasl.Geol. , (3):1219-1231.

ASMUS,H.E. & FERRARI,A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozóico na região sudeste do Brasil. Série REMAC, 4:7-24.

BIGARELLA,J.J. 1964. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. Bol.Paran.Geog., 10/15:211-223.

BIGARELLA,J.J.; MARQUES FILHO,P.L. & AB'SABER,A.N. 1961. Ocorrência de Pedimentos Remanecentes nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva , SC), Bol. Paran.Geografia, (4/5):82-93.

BIGARELLA,J.J.; MOUSINHO,M.R. & SILVA,J.X. 1965. Process and Environments of the Brazilian Quaternary. Simposium on cold climate process and Environments. VII INQUA Congress, Fairbanks, Imp. Univ.do Paraná.

BJORNBERG,A.J.; GANDOLFI,N. & PARAGUASSU,A.B. 1971. Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. An. XXV Cong.Bras.Geol., (2): 159-174.

BJORNBERG,A.J. & GANDOLFI,N. 1975. Falhamentos recentes na região de São Carlos - SP. An. XXVIII Cong.Bras.Geol., (6):241-243.

CAILLEUX,A. & TRICART,J. 1957. Zones Phytogéographiques et Morphoclimatiques du Quaternaire au Brésil. Compt.Rend.Soc.Biogéographie, 293: 7-13.

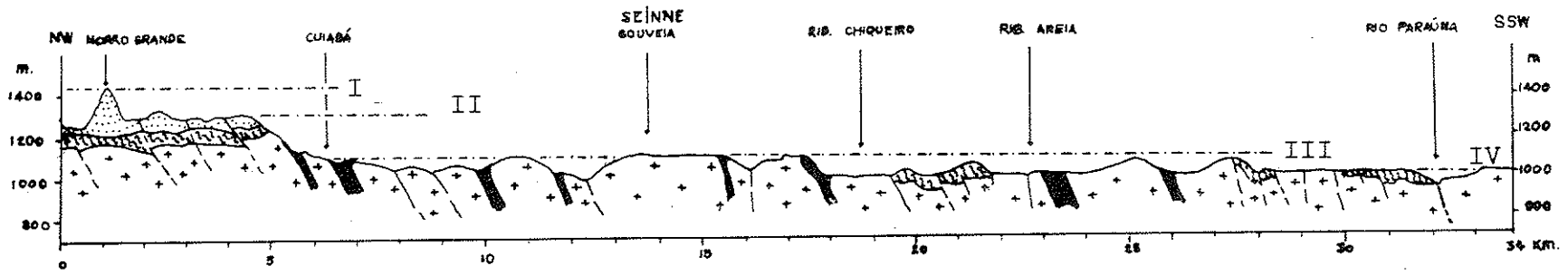
DE MARTONNE,E. 1940. Problèmes morphologiques du Brésil Tropical Atlantique. Ann. Géogr. XLIX, pp. 1-27 et 106-129.

FOGAÇA,A.C.C. & SCHOLL,W.V. 1984 . Estratigrafia e tectônica das rochas Arqueanas e Proterozóicas da região de Guinda e Gouveia (MG). An. XXXIII Cong.Bras.Geol..

FREITAS,R.O. 1951. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. Rev.Bras.

Geog., 14:171-222.
FULFARO,V.J.; SUGUIO,K. & PONÇANO,W.L. 1974. Recent tectônic features in the Serra do Mar Region, State of S.Paulo, Brazil and its importance to Engineering Geology. Proc. 2nd Intern.Congr. of. Eng.Geology, Ass. Brasil de Eng.Geol. São Paulo, v.1, theme 11, p:71-77.
IGA. 1977. Mapa Geomorfológico de Minas Gerais - 1/250.000. IGA, SECT, Projeto Radar - MG, 2 folhas.
KING,L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev.Bras.Geog., 18 (2):147-266.
KLAMMER,G. 1981. Landforms, cyclic erosion and deposition, and Late Cenozoic changes in climate in southern Brazil. Z.Geomorph., N.F., 25(2):146-165.
MEIS,M.R.M. 1977. As unidades morfoestratigráficas Neoquaternárias do médio vale do Rio Doce. An.Ac.Bras.Ciências, (49): 443-459.
MEIS,M.R.M. & MONTEIRO,A.M.F. 1979. Upper Quaternary Ramps: Doce River valley, southeastern Brazilian Plateau. Zeit.Geom. , 23(2):131-151.
MEIS,M.R.M. & MOURA,J.R.S. 1984. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution. Amer.Journal Science, (284):241-254.
MOURA,J.R.S. & MEIS,M.R.M. 1981. Litoestratigrafia preliminar para os depósitos de encostas do Quaternário Superior do Planaldo Se do Brasil, Rev.Bras.Geociências, (10):258-267.
PENTEADO,M.M. 1970. Características dos Pedimentos nas regiões quentes e úmidas. Not.Geomorfológica, Campinas, 10(19):3-19.
SAADI,A.; VALADÃO,R.C. & LESSA,G.C. 1986. Depósitos Cenozóicos e evolução morfodinâmica da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro - Serra do Espinhaço, MG.An. II Simp.Geog.Fís.Aplicada , (no prelo).
SAADI,A. & ALMEIDA ABREU,P.A. 1987.Primeiras observações sobre a Neotectônica do Espinhaço Meridional, inédito. 1º Simpósio de Estudos Tectônicos, UFBA, Salvador, BA , 14-20/19/1987.
SCHOLL,W.V. 1980. Estratigrafia, Sedimentologia e Paleografia na região de Diamantina. Münst.Forsch.Geol.Paleont.,(51):223-240.
SCHOLL,W.V. & FOGAÇA,A.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). Atas I Simpósio Geol.de M.G., (1):55-71.
SOARES,P.C. 1973. Nota sobre a tectônica moderna na depressão periférica paulista. Not.Geomorf., 25(13):75-81.
TRICART,J. 1958. Division morphoclimatique du Brésil Atlantique central Rev.Geom.Dyn., IX, pp. 1-22.
WHITAKER,A.C.R. 1979. The use of the term "pediment"and related terminology. Z.Geomorph., N.F. , 23(4):427-439.

FIG. 2 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA DOS DOMÍNIOS MORFO-ESTRUTURAIS NA BACIA DO RIBEIRÃO DO CHIQUEIRO



SEQ. INFRACRUSTAL

S. GR. RIO PARAÚNA

S. GR. ESPINHAÇO

INTRUSÕES BÁSICAS

FALHAS

I - IV NÍVEIS DE EROSÃO

0 5 10 15 20 Km

FIG. 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

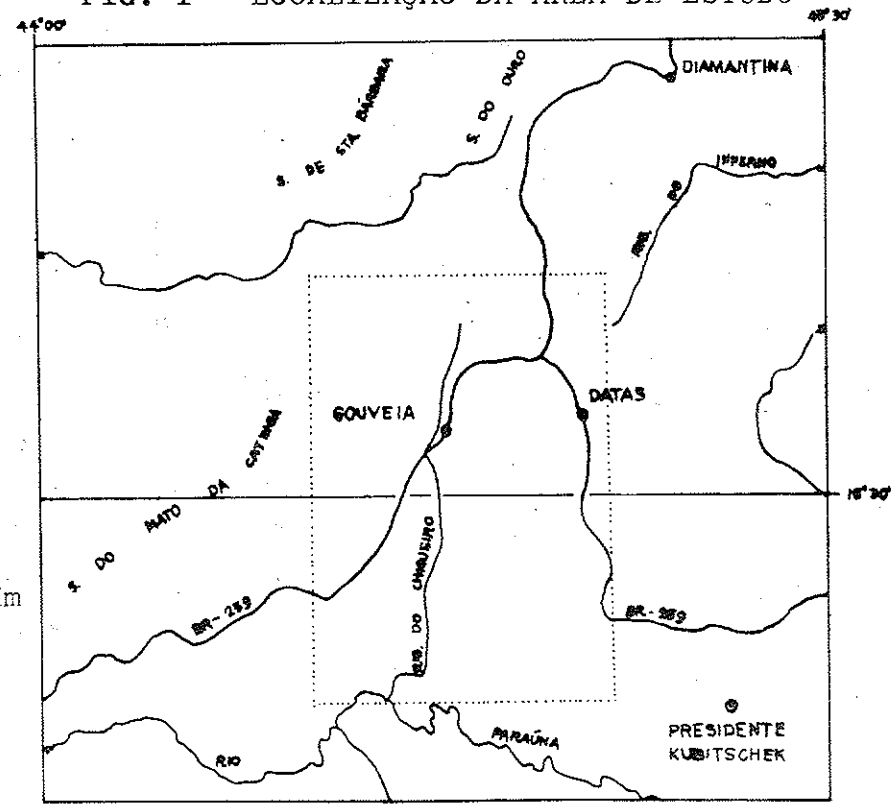
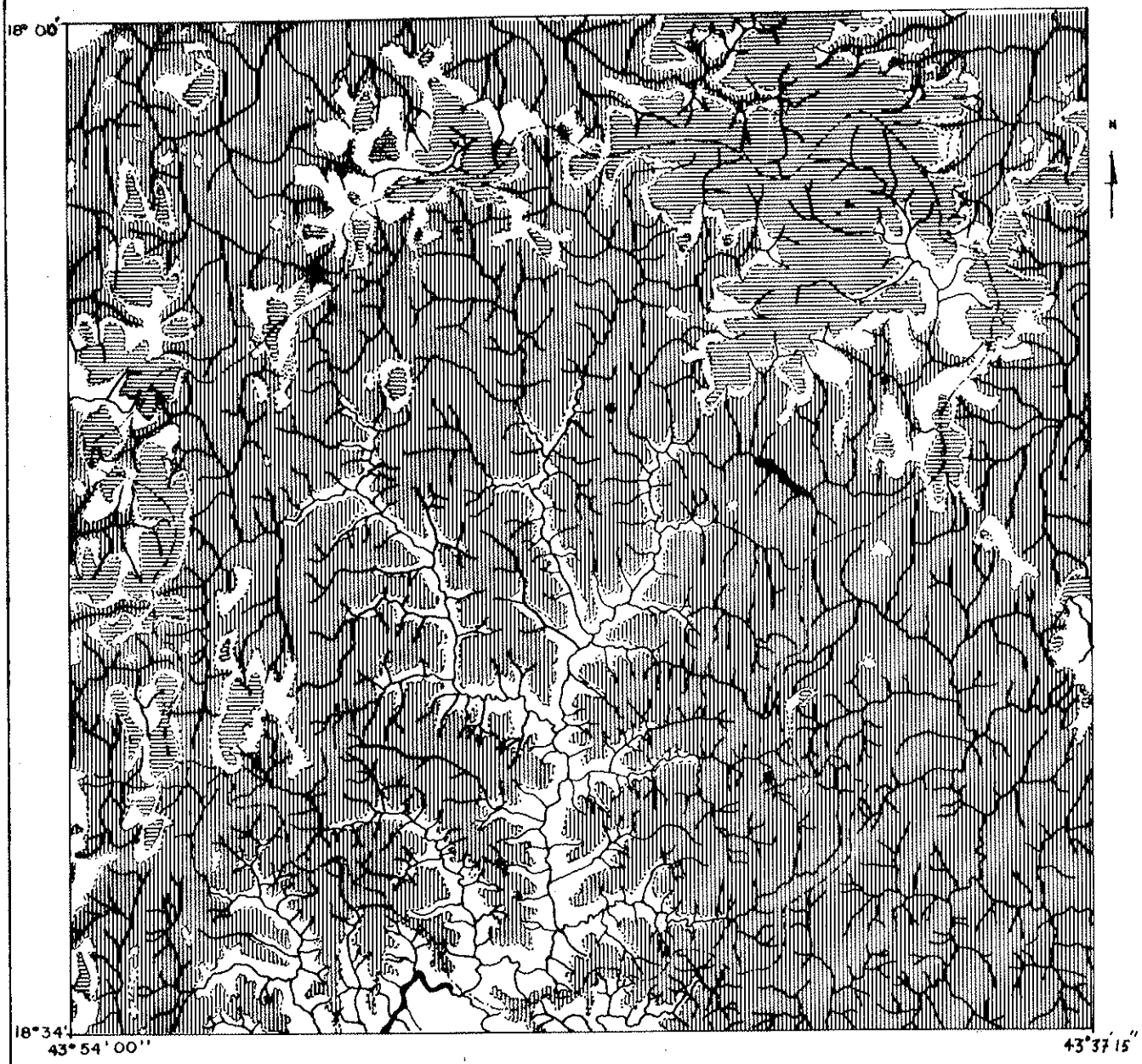


FIG. 3 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA



NÍVEIS ALTIMÉTRICOS

- SUPERIOR A 1300 m
- 1250 A 1300 m
- 1000 A 1250 m
- INFERIOR A 1000 m

- LOCALIDADES
- LIMITE DA BACIA
- REDE HIDROGRÁFICA

C - CUIABÁ
D - DATAS
G - GOUVEIA
L - LAJES

0 5 10 Km

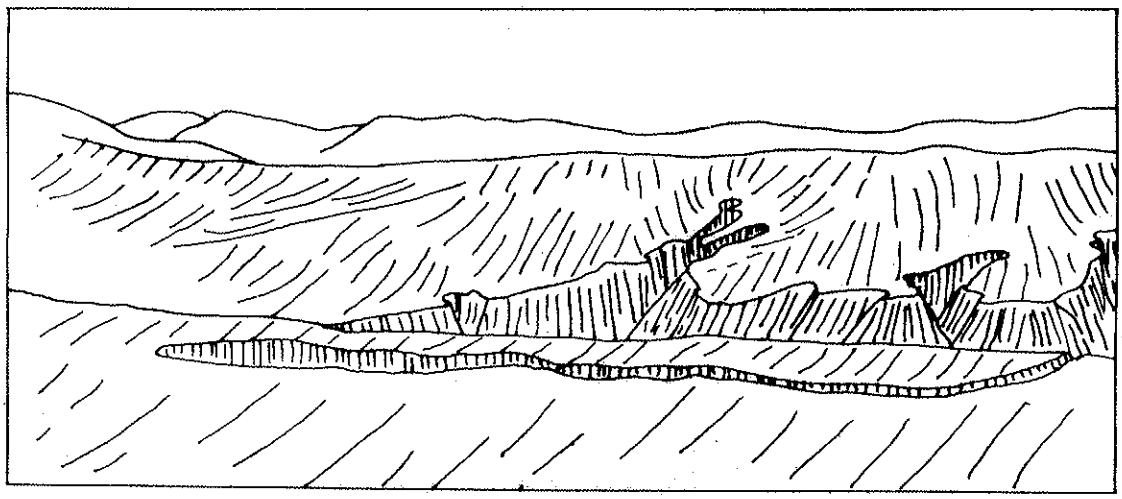


FIG. 4 - EM SEGUNDO PLANO RESTOS DO PEDIPLANO PLIO-PLEISTOCENO ELABORADO SOBRE OS XISTOS E COBERTO POR COLÚVIOS. EM DIREÇÃO AO CÓRREGO DOS PEREIRAS, RELÍQUIAS DOS PEDIMENTOS DO PLEISTOCENO INFERIOR DESTRUÍDOS POR VÁRIAS FASES DE DISSECAÇÃO POSTERIORES.

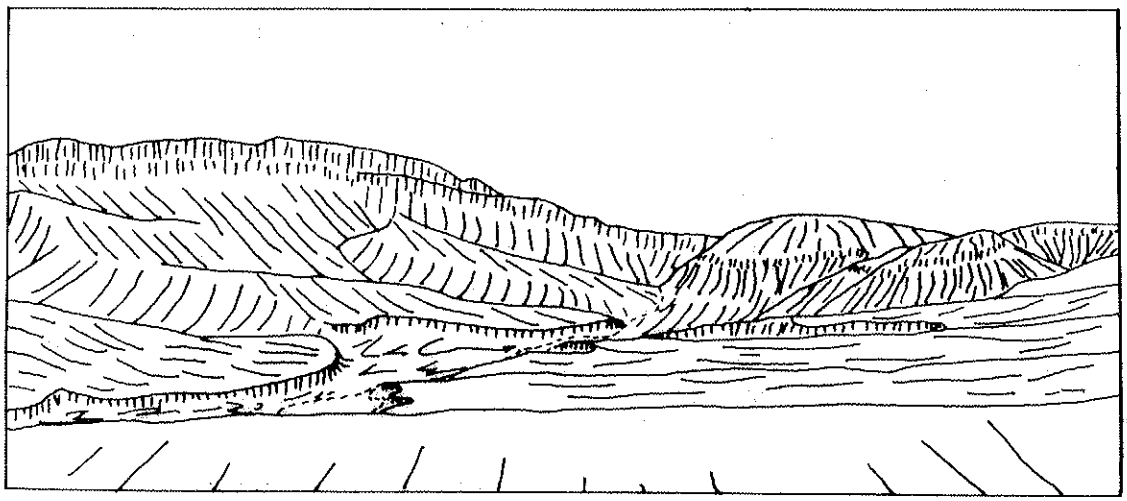


FIG. 5 - VALE DO CÓRREGO PACIÊNCIA BORDEJADO POR ESCARPAS XISTOSAS QUE DOMINAM TOPOGRAFICAMENTE OS PEDIMENTOS DO PLEISTOCENO INFERIOR.

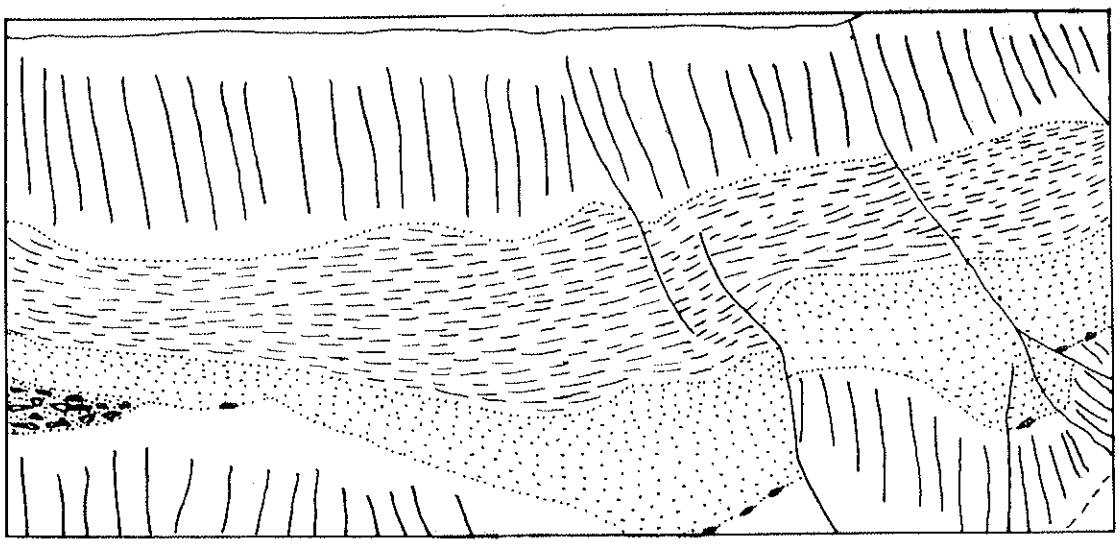


FIG. 6 - BACIAS ARENO-ARGILOSAS DO PLEISTOCENO INFERIOR. AREIAS E ARGILAS COMPACTAS DE COR ESBRANQUIÇADA COM PAVIMENTO RUDÁCEO E COBERTURA COLUVIAL.

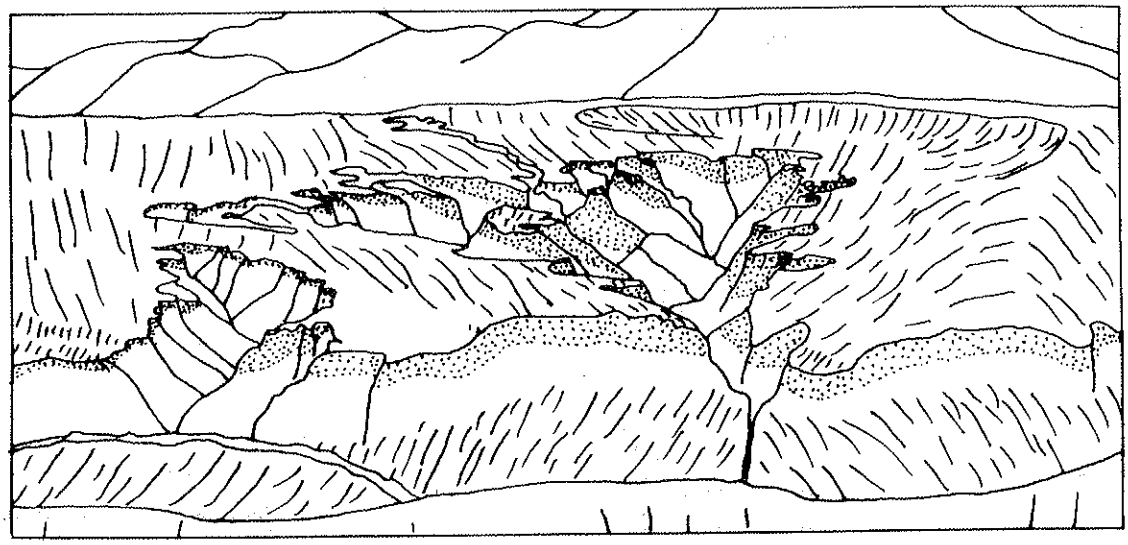


FIG. 7 - VOÇOROCAS DO CÓRREGO DOS PEREIRAS. O ANFITEATRO NO TOPO E A GEOMETRIA DA BASE DOS COLÚVIOS DENUNCIAM O CARÁTER CÍCLICO DA DISSECAÇÃO PLEISTOCÊNICA.

FIG. 8 - MAPA GEOMORFOLÓGICO DO ALVÉOLO "CÓRREGO DOS PEREIRAS"

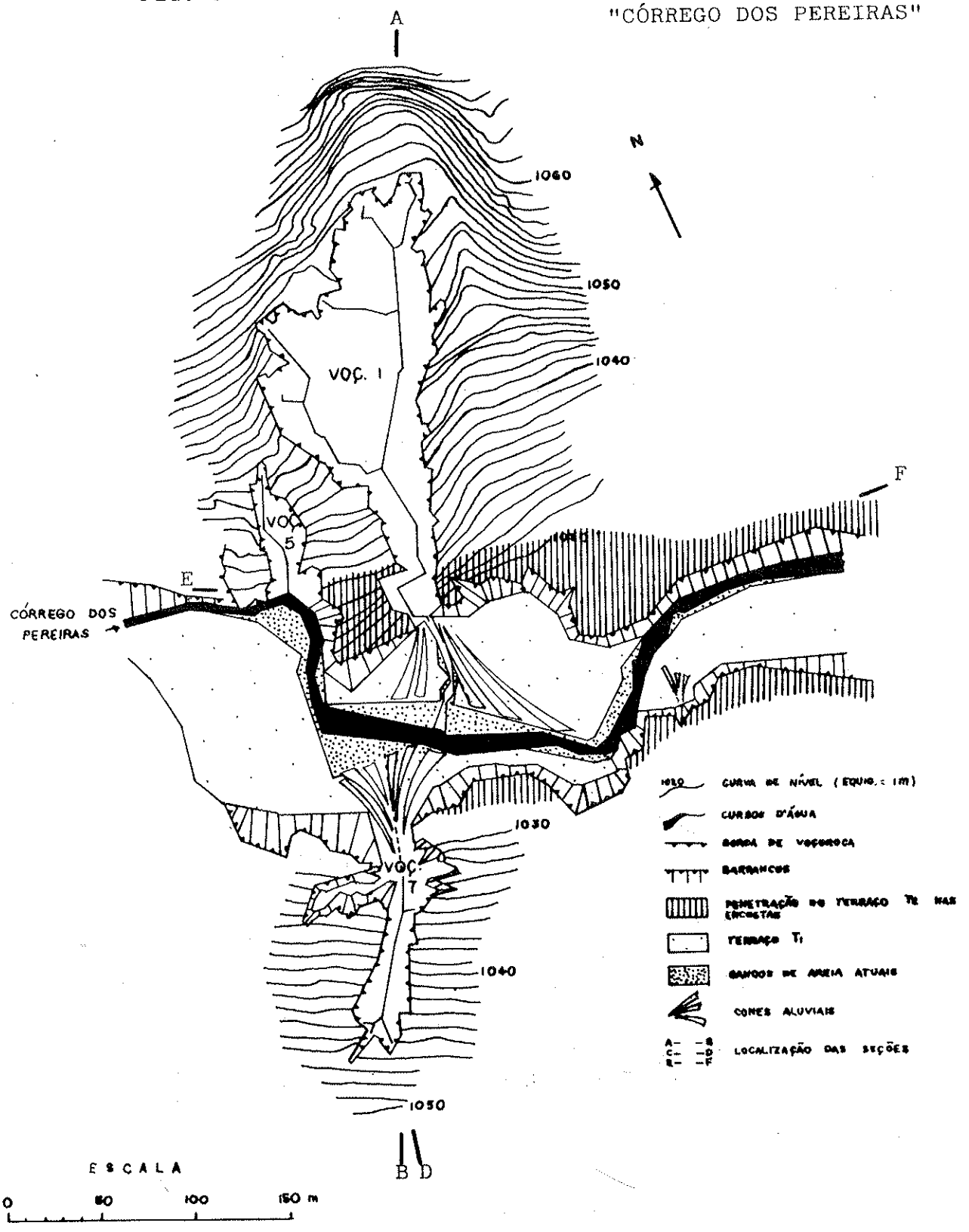
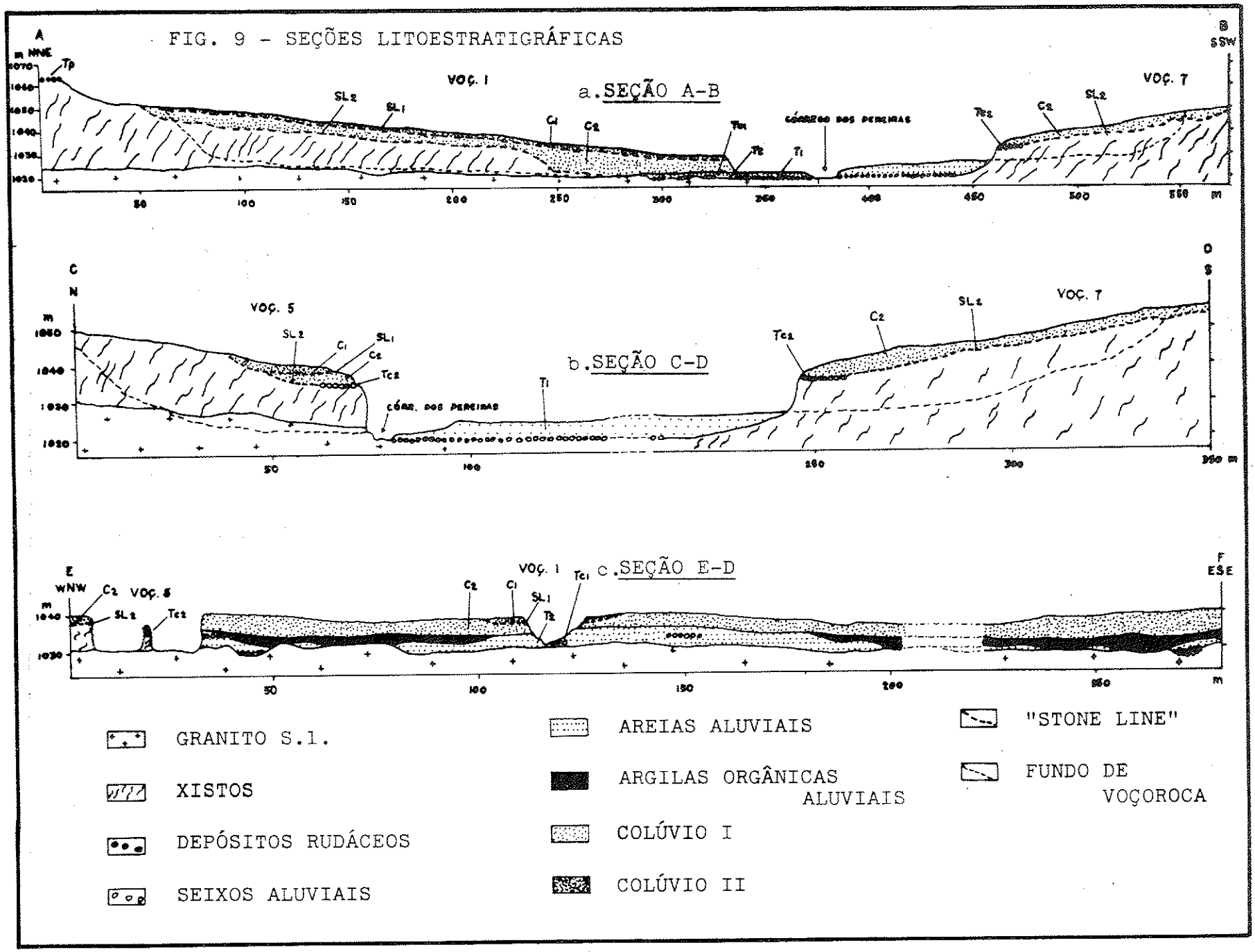


FIG. 9 - SEÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS



1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 409-420 (1987)

FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DA REGIÃO DO SUB-MÉDIO SÃO FRANCISCO

Luiz E. Mantovani[1]
Gilles R. Riché[2]

1- Pesquisador da EMBRAPA/CPATSA
2- Pesquisador do Convênio EMBRAPA/ORSTOM

RESUMO

Diversos tipos de formações superficiais são encontradas na região do Trópico Semi-Árido devido à multiplicidade de processos morfogenéticos e pedológicos atuantes. A região do Sub-Médio apresenta significativo estreitamento da bacia do São Francisco que se traduz por um aumento do gradiente altimétrico entre os divisores de água laterais e o nível de base local constituído pelo rio. Assim as formações superficiais que têm amplo desenvolvimento a montante de Remanso, se tornam menos freqüentes e mais delgadas ao longo da bacia, a jusante. As formações superficiais podem ser correlacionadas com antigos níveis de aplainamento e com as vertentes geradas durante o processo de entalhe destes. Um nível superior situado entre 700 e 900 m apre-

senta restos de laterização e alguns indícios de espraiamento de material. Entre 500 e 600 m existe um nível intermediário de ligação que mostra restos de coluviamento e concrecionamento.

Posicionada entre 300 e 500 m a extensa superfície Sertaneja se recobre em muitos interflúvios, por depósitos areno-argilosos marcados por conglomerados basais, às vezes polimíticos. Numerosas depressões inundáveis se justapõem aos depósitos antigos sobre toda a área desta superfície situada a margem esquerda da bacia. Próximo ao rio, edifícios dunares antigos atingem amplo desenvolvimento situando-se a sota-vento dos alíseos de SE. A margem direita foi assoreada por extensa sedimentação química carbonática do calcário Caatinga que atinge até 40 m da espessura. Zonas e bolsões de caliche representam remobilizações posteriores dos carbonatos. Os processos mais recentes são marcados por uma fase de entalhamento generalizado do relevo sem contudo atingir um estado de dissecação, salvo em zonas isoladas. Durante o Holoceno, pelo menos uma forte oscilação climática deve ter sido responsável pelos conglomerados de seixos rolados que formam a base da maioria dos leitos arenosos de riachos e rios secos de toda a região. Não foram ainda encontradas evidências de pedogêneses pretéricas profundas típicas de climas úmidos, nos setores de aridez mais acentuada. Entre 300 a 400 m presença de uma canga na superfície Sertaneja é bastante comum debaixo do capeamento eólico e nas altas vertentes dos entalhes dos riachos. Duas das gerações de dunas (amarela e branca), esta última mais recente, assumem em certas ocasiões a forma perfeitamente conservada de barcanas.

I - INTRODUÇÃO

O interior do Nordeste brasileiro e o Sul da Etiópia/Ogaden posicionado a Nordeste da África, constituem os únicos exemplos de extensa região semi-árida sob latitudes sub-equatoriais. Talvez graças essa particularidade, tenham se mostrado imperfeitos aos modelos e correlações tentados com outras regiões de clima tropical semi-árido. No âmbito do Trópico Semi-Árido brasileiro (TSA) a região do Sub-Médio São Francisco se destaca pela diversidade de situações geoecológicas resultantes de múltiplos tipos de interações entre um substrato geológico variado e das modulações climáticas impostas pelo relevo. Paralelamente aí se verificam médias pluviométricas anuais inferiores a 400 mm com grande variabilidade inter-anual, que situam este setor entre o de maior aridez do TSA.

Insolação e temperaturas elevadas em todas às estações, alto nível da ETP anual contribuem para que localmente a cobertura vegetal se apresente descontínua, notadamente nas áreas mais argilosas. Isto tudo não poderia deixar de influenciar os fatores morfogenéticos atuantes sobre uma cobertura pedológica pouco espessa e de drenagem interna muitas vezes reduzida.

A partir de 1981 a EMBRAPA através do Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semi-Árido (CPATSA) lançou com a colaboração do ORSTOM-França um programa de pesquisa visando conhecer com maior detalhe o comportamento das coberturas pedológi-

cas, estabelecendo suas relações tanto com o material de origem quanto com as formas de relevo associados. O objetivo desses estudos é o de estabelecer esquemas para um possível manejo melhorado dos recursos edáficos e hídricos da região. Desta forma vários levantamentos foram realizados em diversas áreas do TSA, segundo escalas e meios variados.

II - MATERIAL E MÉTODOS

Fotografias aéreas e imagens de satélite têm sido usadas para apoiar os trabalhos de campo. Atualmente além de observações e amostras de superfície analisados se dispõe de um total de 400 perfis de solos descritos com suas respectivas análises na região do Sub-Médio. Esses perfis foram locados segundo topseqüências representativas das principais paisagens e se encontram delimitados ao nível de grupos de pixels sobre imagens LANDSAT-MSS. Uma amostragem florística completa seguida de descrição da vegetação e de sua estrutura, acompanha cada perfil.

Assim já é possível estabelecer algumas correlações entre as condições edáficas e a cobertura vegetal, mesmo quando ela se apresenta moderamente modificada. Paralelamente se estabeleceram alguns padrões radiométricos e morfológicos em imagens de sensores remotos que estão associados a diversos estados de superfície no campo.

Uma gama variada de meios e equipamentos possibilita acompanhar e correlacionar topograficamente as formações superficiais. Assim em apoio aos levantamentos de campo foi possível

de se dispor de fotografias aéreas pancromáticas nas escalas de 1:70.000, 1:40.000 e 1:25.000; fotografias aéreas infra-vermelho falsas-cores, escala de 1:20.000; imagens de satélite obtidas no INPE, segundo vários tratamentos, em escalas entre 1:250.000 e 1:25.000; imagem de satélite tratadas nos laboratórios do ORSTOM(França) e em microcomputador no CPATSA graças aos logiciais STEPPE e TIMOR (PARROT, 1986), em diversas escalas; mosaicos semi-controlados e carta imagem do Projeto RADAMBRASIL, escala 1:250.000 mapas topográficos, escala 1:100.000 e 1:25.000.

A flexibilidade de escalas se torna um importante fator para o estudo de coberturas a medida que se transpõe os níveis de observação regional até serem alcançados detalhes de ordem métrica de grandeza. Ampliações e reduções ópticas sucessivas se realizaram em estereoscópio e estéreo-transferidor dotados de lente "zoom". Processo semelhante teve lugar com tratamento digital de imagens.

Após concluída a fase de foto-interpretação preliminar acompanhada de reconhecimento prévio de campo e levantamento bibliográfico/cartográfico, determinam-se os percursos mais favoráveis ao estudo de toposeqüências representativas de cada paisagem identificada por interpretação.

III - RESULTADOS

O Vale do São Francisco apresenta morfologia bastante peculiar pela total assimetria entre a sub-bacia situada à margem esquerda e à da margem direita. Enquanto que a primeira é cons

tituída em parte por sedimentos em estruturas tabulares seguida por vasto peneplano sobre o embasamento ao norte, a segunda é orientada pelos sistemas de dobramentos. Espinhaço e Diamantina. A largura da bacia ocidental varia de 400 a 700 km enquanto a leste, o divisor de águas não dista mais do que 200 ou 300 km do rio. Os gradientes são bem maiores na bacia ocidental aonde os cursos d'água descem, em algumas dezenas de quilômetros desde relevos situados até 2.000 m de altitude, para vales profundos entalhados em níveis pouco superiores ao de base representado pelo rio São Francisco. Esta assimetria entre as duas sub-bacias se mantém ainda que sobre outras bases mais adiante quando o São Francisco flexiona seu curso e direção ao oceano, a leste. Poucos alinhamentos estruturais apresentam continuidade superficial em ambas as margens a exceção do que acontece com as serras do Estreito e do Boqueirão. Adiciona-se neste quadro o fato que os depósitos eólicos pretéritos evoluíram a partir de aluviões retrabalhados pelos ventos com nítida predominância dos alíseos de SE. Estes aluviões foram depositados sobretudo pelo rio São Francisco que possui direção geral N-S, depois W-E (região de Sobradinho) e em seguida SW-NE(região de Petrolina). Desta forma os depósitos eólicos representados mais nitidamente por dunas se desenvolveram exclusivamente sobre a margem esquerda.

Esta diferença de gradientes também pode ser relacionada ao fato que, os divisores de água da bacia correspondem aos níveis altimétricos da antiga superfície Sul Americana de King (1956). Esta superfície se encontra em torno de 650 a 900 m na altura dos divisores da margem esquerda, enquanto que na bacia

oriental sobre a Chapada Diamantina este aplainamento se eleva entre 900 e 1.100 m. Igualmente aí ocorrem residuais mais elevados. Esta situação se inverte a partir da altura de Juazeiro quando os divisores meridionais correspondem às porções elevadas da Superfície Sertaneja situada em torno de 500 m. Entretanto ao norte os divisores continuam alinhados entre 600 e 900 m em níveis correspondentes a Superfície Sul Americana.

Os padrões de drenagem também diferem muito entre os afluentes da margem direita e os da esquerda. Os primeiros possuem seus cursos principais alinhados seguindo o sentido S-N, se adaptando às lineações de mesma direção, originadas durante o Arqueano e Transamazônico. Os segundos cortam por epigênia as estruturas SW-NE e W-E do Proterozóico médio e Brasiliano.

Este fato deve ter facilitado bastante o barramento dos cursos por camadas mais resistentes como quartzitos, milonitos e pelos freqüentes filões de quartzo. A situação descrita perdura no trecho entre Petrolina e Cabrobó mudando em seguida com a inflexão do São Francisco para SE.

Os afluentes da margem esquerda que até aí mantinham cursos de sentido NW-SE normais à estrutura regional; assumem um sentido NE-SW correndo paralelos às lineações do embasamento.

Os elementos de drenagem acima descritos servem de base inicial para situar o quadro morfológico sobre o qual se desenvolvem as formações superficiais da Região do Sub-Médio, tal como elas se apresentam atualmente.

Deve-se acrescentar que a evolução das superfícies de ablação e agradação, se iniciou já durante o Paleozóico como testemunham as coberturas do Siluriano/Devoniano. Evolução esta que prosseguiu durante o Mesozóico tendo então sido marcada pela extensiva deposição de terrenos arenosos e areno-argilosos (Formações Urucuia, Exu, Marizal).

A partir da literatura existente e das observações de campo pode-se tentar agrupar as formações superficiais da região nos tipos abaixo relacionados, sendo indicada entre parênteses a natureza das associações pedológicas mais freqüentes que se desenvolvem sobre estes materiais:

Formações Carbonáticas:	Formações vazantes Caliche (vertissolos) Calcário Caatinga - fáceis à predominante química (BRANNER, 1911) - fáceis à predominante conglométrica (Cambissolos eutróficos, Cambissolos latossólico, Vertissolos).
Formações Eólicas:	Loess ? recobrimentos delgados (Planossolos, perfis compostos) depressões interdunares (Areias Quartzosas, planossólicas, Planossolos) coberturas dunares espessas (barcanas) campos de duna (cobertura contínua)(Areias Quartzosas amarelas, brancas, vermelhas)
Formações de Espraiamento Torrencial:	conglomerados de seixos de quartzos com matriz ausente ou reduzida conglomerados de matriz areno-argilosa conglomerados polimíticos conglomerados basais com cobertura areno-argilosa latossilizada níveis areno-argilosos com lentes conglomeráticas subordinadas recobrimentos areno-argilosos latossolizados com conglomerado basal recobrimentos areno-argilosos latossolizados sem conglomererado basal

Formações Aluviais:

diques marginais-do rio São Francisco, composto de corpo alongados arenosos de ordem de grandeza variando entre decimétrica a decamétrica, envolvidos por material silto-argiloso (solos aluviais)

depósitos de preenchimento-predominantemente argilosos

depósito de leito de riachos secos-material arenoso com passagens argilosas jazendo sobre base muitas vezes conglomerática (solos Glei pouco húmico)

cascalheiras de terraços antigos-parcialmente erodidas, composta de elevada proporção de seixos de quartzo apresentando arredondamento (Podzólicos cascalhentos)

argilitos flúvio-lacustres de carácter calco-sódico-("Formação Vazantes"), associados possivelmente às fases antigas de ressecamento, do São Francisco(solos calco-sódicos, vertissolo solódico)

leques aluviais-depósitos areno-argilosos a cascalhentos que apresentam feição de antigos leques de espraiamento ocorrendo na confluência de riachos da margem direita, entre a foz do Salitre e Sobradinho. (Planossolos e Solonetz Solodizado)

Depósitos de Encostas:

cone de blocos rochosos-formados em encostas íngremes por material pouco alterado denotando morfogênese muito ativa, a partir de desabamentos de falésia. Freqüentes nas áreas de ocorrência do Arenito Tombador (solos litólicos e afloramentos de rocha)

vertentes recobertas por blocos-comuns ao longo de cristas de quartzito, formados por material em trânsito, não apresentado espessamentos locais (solos litólicos e afloramentos de rocha)

tálus e cones aluviais-depósitos espessos formados a partir da coalescência de linhas de drenagem, podendo receber contribuição secundária de elementos transportados somente por gravidade

leques aluviais de piemonte-ocorrem ao longo da base de alguns relevos mais proeminentes (solos Podzólicos, Planossolos, etc)

coluviões-formados por arrastamento sobre rampas protegidas por vegetação (geralmente caatinga hiperxerófila) sendo compostos de fragmentos angulosos de quartzo, quartzito ferruginoso, itabirito, envolvidos por matriz silto-argilosa. (solos litólicos, Podzólicos cascalhentos, Cambissolos)

Pavimentos:	de calhaus-sobre filões de quartzo formados por grande concentração de calhaus de arestas vivas, tendo ocorrido remoção dos finos. Formam-se também em certas áreas do calcário Caatinga, sendo então formados por calhaus de calcário com feições de dissolução e fragmentos de quartzo.
	rochosos-sobre migmáticos e alguns granitos pouco alterados ferruginizados apresentando poucos blocos residuais, cacimbas e "dorsos de baleia"; comuns nos entalhes fluviais
	de arenitos-em altitude, formando campos rupestres da Chapada Diamantina
Solos Associados desenvolvidos diretamente sobre o embasamento "in situ":	Latossolo Vermelho-Amarelo
	Podzólico Vermelho-Amarelo Latossólico
	Podzólico Vermelho-Amarelo, fase cascalhenta (sobre micaxitos, gnaisses e migmáticos ácidos
	Podzólico Vermelho-sobre metamorfitos e migmátitos de composição intermediária
	Podzólicos Plínticos-sobre micaxistos
	Planossolos-sobre granitos; migmátitos e metamorfitos de composição ácida
	Solonetz-sobre rochas de composição granodiorítica
	Regossolos-sobre granitos de composição alcalina e granulação grosseira
	Vertissolos-sobre corpos básicos e ultrabásicos, calcários
	Cambissolos-sobre calcários, principalmente, filitos, etc.
	Areias Quartzosas-sobre quartzitos
	Areias Quartzosas Regossólicas-sobre leptinitos
	Solos Litólicos-principalmente sobre arenitos, quartzitos, filões de quartzo, migmátitos ácidos, meios de alteração hidrotermal
	Rendzinas-sobre calcário duros, porém fragmentados
	Bruno Não Cálcicos-sobre metamorfitos e outras rochas de composição básica ou intermediária
	Vertissolos Planossólicos ou não-desenvolvidos em depressão fechados ("vertissolos topomórficos") a partir da alteração de rochas subjacentes e com reduzido aporte oriundo das vertentes circundantes

CONCLUSÕES

Algumas inferências e questões podem ser levantadas a partir dessa análise preliminar de elementos que compõem as paisagens regional do Sub-Médio São Francisco.

Embora as condições atuais de pedogênese na região sejam ainda um tanto controvertidas, não foram detectados indícios claros de espessos mantos de alteração indicadores de condições significativamente mais úmidas que as atuais.

A mesma direção de ventos do setor SE predominou durante a edificação dos maciços dunares situados a sota-vento do rio São Francisco.

Ocorreram nítidas fases torrenciais responsáveis pela mobilização de alteritos, seixos e blocos rolados.

Superfícies de aplainamento e de deposição se apresentam claramente, cortando diversas litologias e estruturas inclusive subverticais.

Finalmente a riqueza e diversidade de formas e materiais presentes podem sugerir temas para futuros estudos, inclusive sobre a Formação Caatinga e a questão das depressões doliniformes.

BIBLIOGRAFIA

BRANNER, J.C. Aggraded limestone plains of the interior of Bahia and the climatic changes suggested by them. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, 22(5):187-206, May, 1911.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal**; geologia, geomormologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. 740p. il. (Prcjeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais, 23).

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SC.24/25 Aracaju/Recife**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983. 852p. il. (Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais, 30).

KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 18(2):147-265, abr./jun.1956.

PARROT, J.F. **Description et mode d'emploi des logiciels TIMOR et STEPPE**. Paris, ORSTOM, 1986. 101p.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 421-426 (1987)

SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO DOS CAMPOS DE TERMITEIROS – "MURUNDUS" – BACIA DO RIO UTINGA, BAHIA

Regina Coeli Ribeiro da Costa*
Teresa Cardoso da Silva*
* Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE

ABSTRACT

This work describes the termite fields ("murundus") of the basin of the Utinga river, a tributary of the Paraguaçu river, state of Bahia. According to their forms, height, spacing, position and activity, a typology is outlined. Each type is analyzed and the environment is characterized according to the litology, relief, vegetation and climate. It is referred to the influence of the termite fields in the area's land use as well as to the consequent environment problems. The conclusion presents a paleoclimatic correlation of the activities of these organisms through analysis of the events in the quaternary period as discussed by some researchers. The main buildings are attributed to stage characterized by a decrease of humidity preceding the holocene period.

INTRODUÇÃO

Esta nota prévia analisa os campos de termiteiros (murundus), que ocorrem no centro-leste da bacia do rio Utinga, afluente do rio Santo Antônio, que integra a bacia do Alto Paraguaçu-Ba. Os termiteiros ocupam principalmente a parte leste desta bacia (Fig. 1).

O objetivo proposto é fazer uma correlação paleoclimática partindo da descrição desses microrelevos na tentativa de se obter uma tipologia dos murundus, relacionada com as formas e atividades das térmitas.

CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL E TIPOLOGIA

Em parte da bacia do rio Utinga observam-se microformas de relevo conhecidas por murundus, cuja forma e tipo de distribuição espacial ligam sua origem ao trabalho de térmitas (cupins).

Os cupins são insetos que se alimentam de madeira (celulose) ou

de húmus retirado do solo. Na construção de seus ninhos,usam o material por eles excretados, podendo usar também argila ou estrume. Geralmente habitam as florestas tropicais podendo também estar presentes em formações vegetais abertas. São considerados como insetos tipicamente tropicais (Enciclopédia Mirador Internacional, 1979).

Os murundus nesta área, geralmente estão associados a relevo plano, formações superficiais argilosas a argilo-arenosas em áreas predominantemente de litologias calcárias (Grupo Bambuí) e conglomerados com matriz quartzosa e arcoseana, siltitos e argilitos com grânulos esparsos (Formação Bebedouro). Os solos que predominam na área correspondem principalmente a Latossolo Vermelho-Amarelo, álico de textura argilosa sobre os quais ocorrem uma cobertura vegetal de Florestas Estacional Decidual e Semidecidual. Esta área caracteriza-se por um clima subúmido a seco, localmente semi-árido com pluviosidade anual de 600 a 800 mm, atingindo localmente 1.000 mm. A deficiência hídrica do solo varia de 7 a 11 meses na parte leste e de 2 a 4 meses na porção oeste (Companhia de Desenvolvimento do Vale do Paraguaçu; IBGE, 1986).

As formas, alturas, espaçamento dos montículos e atividade animal baseam as diferenças entre os três tipos mais frequentes encontrados na área:

Tipo A - correspondem a murundus de formas cônicas a convexas, com medidas aproximadas de 0,8 a 2 m de altura, 3 a 9 m de eixo maior e espaçamento variado, predominando de 5 a 7 m. Ocorrem na maior parte da área (Fig. 1) sob relevo plano retocado com pequenas depressões, planos rampeados e nas ombreiras laterais aos vales (Fig. 2). Os solos correspondem a Latossolo Vermelho Amarelo com inclusão de Hidromórfico Cinzento, álicos, textura argilosa. O balanço hídrico mostra uma deficiência de 7 a 11 meses. A cobertura de Floresta Estacional Decidual acha-se degradada para vegetação secundária com pastagem. Esses montículos são semelhantes aos observados por Motti; Motti; Sacramento (1973) na região de Santa Quitéria-Ba e por Penteado - Orellana (1980) na área do cerrado. A observação dos murundus mostra que não há cupins vivos em seu interior, e geralmente não se observam mais os interstícios construídos por eles, com exceção de um pequeno trecho na parte leste, onde numa área de desmatamento observou-se térmitas em atividade.

Tipo B - murundus de formas cônicas com medidas similares às do tipo A, posicionados sobre relevo e solo semelhante (Fig. 2). A deficiência hídrica do solo varia de 2 a 4 meses. O que os caracteriza é a cobertura de Floresta Estacional Semidecidual, onde algumas árvores se desenvolveram sobre os montículos, e nelas observa-se uma fase atual de cupins, alimentando-se de seu tronco. Ocorrem em pequeno trecho na parte oeste da bacia(Fig. 1).

Tipo C - murundus de formas convexas situados no fundo das depressões ramificadas na borda leste da bacia (Figs. 1 e 2). Neles há cupins, em atividade. Possuem pequena expressão areal em relação ao tipo A. Os montículos tem altura em torno de 0,50 m,com eixo maior inferior a 2 m e espaçamento variado. O material formador é de textura média/argilosa correspondendo a Solos Hidromórficos Cinzentos álicos, com deficiência hídrica variando de 7 a 11 meses.

USO DO SOLO E PROBLEMAS AMBIENTAIS

Os murundus principalmente os dos tipos A e B, funcionam como um

impecilho ao uso do solo, à expansão do sítio urbano e à instalação de obras de infraestrutura, sendo necessário a sua remoção. Na área em estudo, um exemplo disso é o caso do campo de pouso da cidade de Utinga, onde os montículos tiveram que ser removidos para a construção de pista.

A maior parte da área de ocorrência dos murundus (margem esquerda do rio Utinga) está ocupada pela agropecuária, com predomínio da pecuária extensiva de bovinos, ovinos e caprinos e cultivos de mandioca, feijão, milho, mamona e sisal (Companhia de Desenvolvimento do Vale do Paraguaçu; IBGE, 1986). Nessa área de pequenas propriedades com cultivos de subsistência, a presença desses montículos constitui um impedimento à mecanização. Observou-se que o solo é usado mesmo com a sua presença, através da pecuária extensiva e do cultivo manual sobre e entre os murundus. Este fato provoca uma diminuição da área cultivada e conseqüentemente, um rendimento mais baixo.

Na margem direita do rio Utinga, principalmente no trecho sul, a implantação de projetos agropecuários utilizando mecanização, foi condicionada à remoção dos murundus. Nos locais onde os montículos foram removidos para dar lugar à pastagem, as espécies graminosas só se instalam se o solo for adubado e irrigado.

As condições climáticas atuantes com chuvas concentradas promovendo o escoamento superficial difuso entre os montículos, é um fator de instabilidade aos quais se opõem a topografia geral plana, as formações superficiais argilosas e a cobertura de pastagens que recobre o solo, moderando à predisposição à erosão.

CORRELAÇÃO PALEOCLIMÁTICA

A análise do sistema morfogenético que ocorre nesse trecho da bacia do rio Utinga, permitiu uma tentativa de correlação dos eventos que antecederam e precederam a fase de formação dos termiteiros.

Os eventos mais notáveis se traduzem por uma superfície geral plana com elevações residuais, esculpida em rochas calcárias. Sobre elas é comum a ocorrência de dolinas e depressões alongadas, cujo fundo acha-se preenchido por seixos de sílex, onde a espessura do depósito ultrapassa 2 m. Assim, os eventos cujos efeitos são registrados nessa área se reportam à época de formação das dolinas e depressões alongadas. O clima atual com chuvas concentradas de 2 a 4 meses e escoamento fluvial caracterizado por uma drenagem efêmera, não favorece a carstificação. A presença das dolinas indica portanto a existência de uma fase climática com água mais abundante, quando os fenômenos cársticos foram mais intensos do que no período atual. Tricart; Silva (1968) reportam esta fase ao Mioceno, quando foram formadas as dolinas e foram liberados os fragmentos de sílex contidos no calcário.

Posteriormente, teria ocorrido uma fase de torrencialidade das águas, com o carreamento dos seixos e elaboração de um aplanamento, atribuído ao período de deposição do Barreiras no litoral — Plio-Pleistoceno — (Tricart; Silva, op.cit).

Os demais eventos pleistocênicos na área se manifestaram inicialmente através de um remanejamento das formações superficiais e uniformização da superfície topográfica por um recobrimento de cerca de 7 m. Deduz-se que essa uniformização foi produzida por um tipo de escoamento superficial relacionado com chuvas abundantes de distribuição irregular, para permitir o carreamento temporário de massa de material, sem se concentrar.

O material de recobrimento foi posteriormente transformado em Latossolo, representativo de um clima com uma pluviosidade suficiente para o desenvolvimento de uma vegetação de floresta que ali se instalou.

Existe menção (Companhia de Desenvolvimento do Vale do Paraguaçu; IBGE, 1986) que nessa área as espécies vegetais atuais são derivadas de uma cobertura pretérita, cujas oscilações climáticas quaternárias não tiveram muita influência na criação de espectros biológicos diferenciados. A cobertura florestal teria fornecido ao solo o húmus favorável ao desenvolvimento das térmitas.

A fase anterior, sucedeu um período de transição para condições mais secas, provocando uma rarefação da cobertura vegetal que permitiu o desenvolvimento dos termiteiros em espaços aproximados, e que caracterizam esta fase como a de maior atividade desses insetos. A estrutura amorfa dos murundus e ausência de raízes e paleotroncos nos mesmos, confirmam o espaçamento da vegetação, bem como a existência de húmus abundante nos solos, herdado do período anterior. Posteriormente é possível que tenha havido um desequilíbrio ambiental responsável pela diminuição da atividade desses insetos.

Com o advento do Holoceno retornaram as condições de abundância de água, favorecendo ao escoamento fluvial e formação das planícies aluviais, remodelamento das formas de relevo e diferenciação da cobertura vegetal.

Dois sistemas morfogenéticos se distinguem atualmente. Na margem esquerda do Utinga o clima é subúmido a seco com chuvas torrenciais, o escoamento fluvial é efêmero e há uma rarefação da vegetação com o surgimento de uma Caatinga de origem antrópica (Companhia de Desenvolvimento do Vale do Paraguaçu; IBGE, 1986). Nas depressões úmidas surge uma nova fase de cupins cujos ninhos são baixos; ocorrem cupins que se alimentam de celulose das árvores, construindo seus ninhos nos troncos.

Na margem direita do Utinga os índices pluviométricos são mais elevados, atingindo 1.000 mm e o escoamento fluvial é permanente nos baixos cursos. Aí também ocorrem cupinzeiros em troncos de árvores.

A interpretação dos sistemas morfogenéticos permitiu chegar-se às seguintes conclusões:

- a maior intensidade de atividade das térmitas corresponde a uma diminuição de umidade ocorrida no final do Pleistoceno;
- as condições ótimas de alimentação e desenvolvimento desse insetos que ocorreram naquele período, não se repetem plenamente no momento atual, quando esta atividade é localizada e pouco intensa;
- a relação estreita entre a proliferação desses insetos e os sintomas de um desequilíbrio das condições ambientais, alerta para os riscos de uma retomada que pode ser provocada pelo desmatamento.

BIBLIOGRAFIA

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DO VALE DO PARAGUAÇU; IBGE. Bacia do Rio Utinga; subsídios à formulação da estratégia de desenvolvimento integrado da bacia do Rio Paraguaçu. Diagnóstico e proposições para o uso. Salvador, 1986, 78p.

ENCICLOPÉDIA MIRADOR INTERNACIONAL, V.7, 1979. São Paulo, Encyclopaedia Britannica do Brasil, 1979. p.3120-1.

MOTTI, C.P.; MOTTI, P.; SACRAMENTO, M.G.P. Observações sobre as formações superficiais e as termiteiras na área de Santa Quitéria (quadrícula de Ibitiara), Ba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27º, Aracaju, 1973. Anais. Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia, 1973. v.1. p.393-8.

PENTEADO-ORELLANA, M.M. Microrelevos associados a Termitas no Cerrado. Not. Geomorfol., Campinas, 20 (39-40): 61-72, dez., 1980.

TRICART, J.; SILVA. T.C. da. Estudos de Geomorfologia da Bahia e Sergipe. Salvador, Imp. Oficial, 1969. 167p.

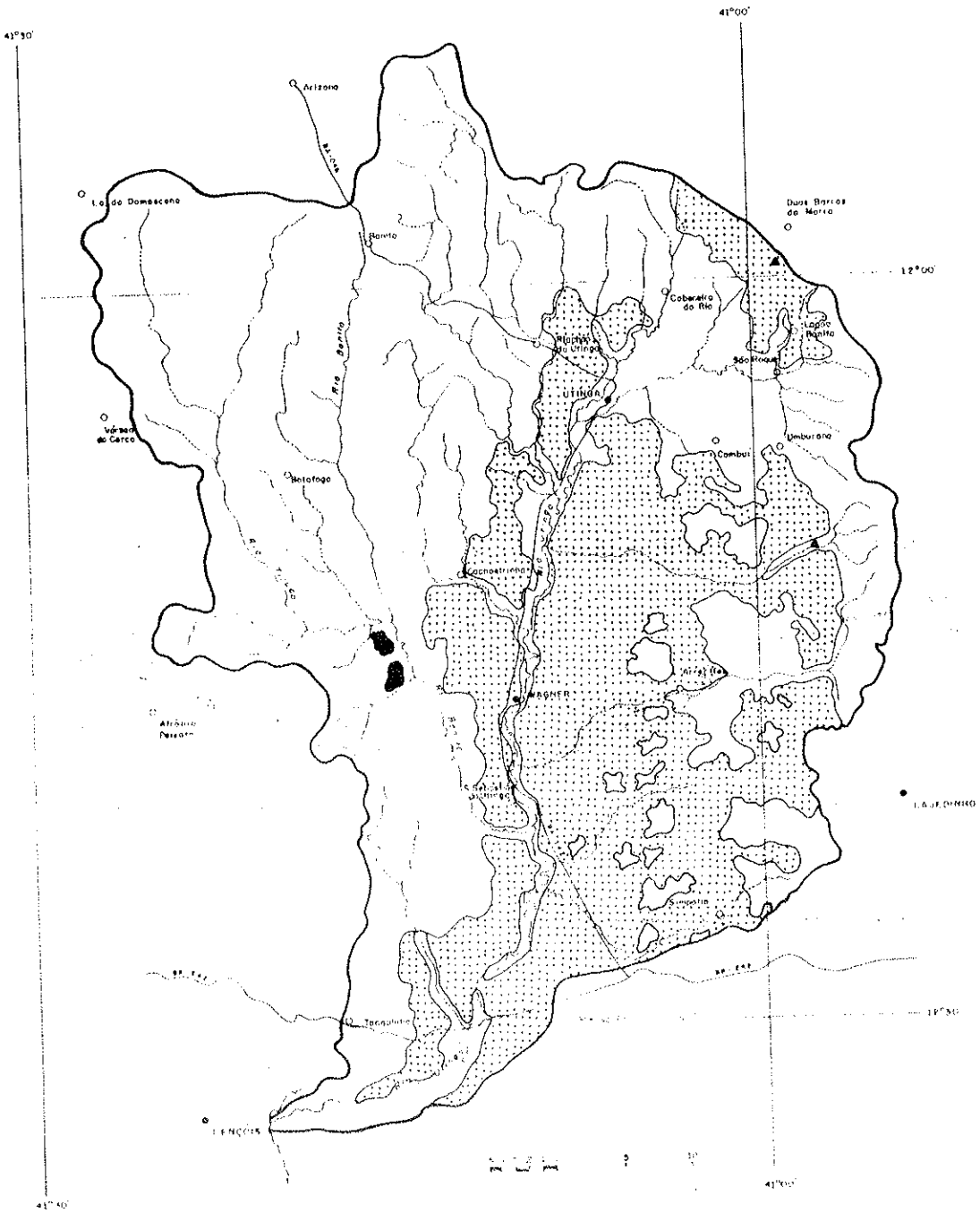
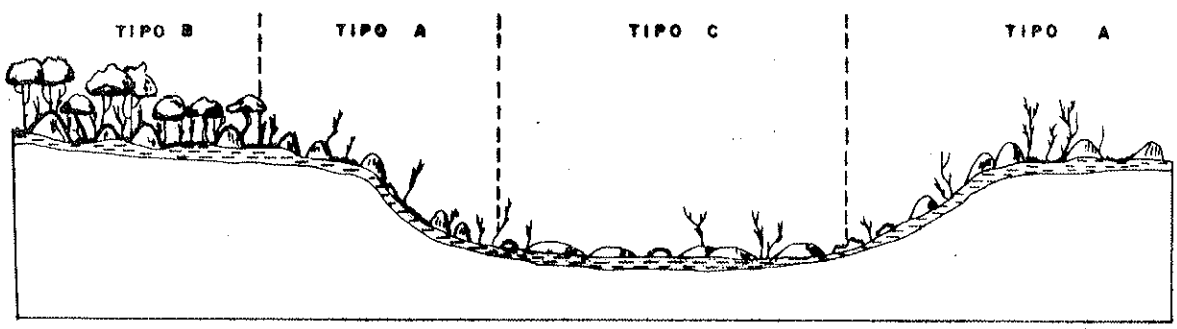


Fig.: 1 - Distribuição dos campos de termiteiros - murundus na Bacia do Rio Utinga - BA



- Solo (textura argilosa a argilo-arenosa)

Fig.: 2 - Perfil esquemático com tipos de murundus.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 427-436 (1987)

DATAÇÕES C14 EM SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS DA GRANDE SÃO PAULO

Mario Sergio de Melo (1)
Waldir Lopes Ponçano (1)
W.G.Mook (2)
Antonio Expedito G. de Azevedo (3)

(1) Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo
(2) Isotope Physics Laboratory - University of Groningen (The Netherlands)
(3) Laboratório de Física Nuclear Aplicada - Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica - Instituto de Geociência e Instituto de Física - Universidade Federal da Bahia.

ABSTRACT The greater São Paulo area has developed mainly on Tertiary sediments of the São Paulo Basin and southeastern part of the Taubaté Basin; it also occupies the Soleira de Arujá, a structural high that separates the formerly mentioned tectonic depressions. This structural high, as well as the basement of the basins, are formed by complex precambrian crystalline rocks. In this area, Quaternary colluvial-alluvial deposits occur, specially over the Tertiary sediments. The Quaternary sediments are more important along the Tietê (São Paulo Basin), Parateí and Paraíba do Sul (Taubaté Basin) river valleys. The origin of those deposits has been here attributed to Quaternary climatic changes. C14 dating on carbon-bearing simples from colluvial-alluvial deposits situated above a fossil erosive surface (developed along the present alluvial plains) show ages from 27 480 to 52 000 years BP, thus indicating that their deposition took place during a stage previous to the last glacial maximum of 15 000 years BP. On the other hand, carbon-bearing rests from sediments of the present alluvial plains show ages ranging from 2 440 to 5 485 years BP (post glacial). Wood pieces from the base of peat layers covering alluvial deposits show ages from 1 050 to 2 025 years BP.

INTRODUÇÃO

As datações C14 aqui discutidas foram realizadas dentro de um estudo integrado de estratigrafia das unidades sedimentares cenozóicas, análise estrutural e evolução tectônica da área compreendida entre as bacias terciárias de São Paulo e Taubaté (FIGURA 1). Esses estudos visaram subsidiar o entendimento das condições tectônicas e sísmicas atuais da região (IPT 1986).

As bacias terciárias são depressões tectônicas no embasamento cristalino, preenchidas com sedimentos fluviais e lacustres, datados co

mo eocênicos a oligocênicos a partir da análise de seu conteúdo palinológico (Lima et al. 1985, Melo et al. 1985, IPT 1986).

Sobre esses depósitos terciários e o embasamento pré-cambriano ocorrem sedimentos coluvionares e associações colúvio-aluvionares. São depósitos texturalmente imaturos, reunidos sob a designação informal de "sedimentos neo-cenozóicos". Admite-se que os mais antigos destes depósitos possam ser até pliocênicos, sendo representados principalmente por ocorrências pouco extensas, que aparecem em situações topográficas diversas (topos de morros, encostas, fundos de vales).

Os depósitos mais recentes são representados por aluviões delgados e relativamente extensos, dispostos ao longo das várzeas atuais, e também pela camada superficial de coluviões atuais, de distribuição generalizada. Delgados horizontes de turfa aparecem comumente sobre os aluviões das várzeas atuais. Estes aluviões e turfas foram informalmente agrupados sob a designação de "aluviões quaternários", e são, em geral, mais maduros que os depósitos neo-cenozóicos.

METODOLOGIA

Todas as amostras datadas foram coletadas ou nos sedimentos das planícies aluvionares atuais, ou em sedimentos mais antigos sob a planície atual. Dispõem-se elas em 11 horizontes diferentes, situados em 8 locais distintos da área estudada (FIGURA 1), e constituem a totalidade dos afloramentos com material datável reconhecida durante os trabalhos de campo (no qual foram estudados cerca de 800 afloramentos). Seis dos locais com amostras datadas correspondem a exposições em "portos de areia" (extração de areia por desmonte hidráulico) na área da Grande São Paulo. O local 720 corresponde a obras de escavação para o trem metropolitano, e o 749 a um corte de estrada.

As datações, em número de 16, foram realizadas parte no laboratório de Física Nuclear Aplicada da UFBa e parte no Isotope Physics Laboratory da Universidade de Groningen (Holanda). Algumas amostras foram subdivididas, procedendo-se a datações nos dois laboratórios.

No Laboratório da UFBa as amostras foram inicialmente colocadas numa solução de NaOH a 5%, aquecidas a 80°C por cerca de duas horas, e em seguida lavadas até a neutralidade e secadas. Após este pré-tratamento, as amostras foram convertidas a CO_2 por combustão em fluxo de oxigênio, em linha de preparação com dispositivos para garantir a oxidação completa do carbono e purificação do gás obtido. A atividade do C14 foi medida em sistema com contador proporcional, com volume útil de 1,2 litros preenchido com o CO_2 obtido da amostra, a uma pressão de 760 mm de mercúrio. Uma alíquota desse gás é utilizada para determinação, por espectrometria de massa, da razão isotópica C13/C12. As determinações de idade são baseadas em contagens realizadas durante dois dias e calculadas relativamente a 95% da atividade do padrão de referência de ácido oxálico NBS. As atividades das amostras foram corrigidas de forma a ficar normalizadas a um δ C13 de -25 por mil (PDB). A idade convencional é baseada na meia-vida de 5.568 anos para o C14.

No Laboratório de Groningen todas as amostras foram tratadas com solução de HCL (4%) durante 48 horas, a 80°C. As amostras de madeiras e carvão foram subseqüentemente tratadas em solução de NaOH a 1%, aquecidas a 50° ou 80°C, respectivamente, durante 24 horas ou menos. Finalmente os resíduos foram acidificados com 1% de HCl. As amostras secas foram então convertidas a CO_2 por combustão com oxigênio. O CO_2 foi cuidadosamente purificado, e considerado pronto para contagem 14 dias após, para decaimento do Radônio. As atividades do C14 foram determinadas em diferentes contadores proporcionais, sendo feitas duas contagens de 24 horas para cada amostra. Os resultados foram corrigidos para ra

zões C13/C12 diferindo de -25 por mil (delta versus PDB) e baseados em 95% da atividade do ácido oxálico. As idades foram calculadas com base na meia-vida de 5.568 anos e apresentados com desvio de um sigma, resultando assim datações C14 convencionais.

RESULTADOS

As características geológicas dos locais de coleta de amostras são apresentadas nas seções colunares da FIGURA 2.

Sua caracterização granulométrica consta da TABELA 1 e os resultados das datações da TABELA 2. São relativamente raras as ocorrências de fragmentos de madeira e/ou carvão nos sedimentos quaternários da área estudada; eles são mais comuns em aluviões e turfas mais novos, e mais raros nos depósitos colúvio-aluvionares mais antigos, apesar de as exposições destes últimos serem muito mais numerosas.

As amostras 16-A, 16-C e 16-D (Itaquaquecetuba), 21-A e 23-A (Jundiapeba) e 720 (Barra Funda) foram todas coletadas ao longo da várzea do Rio Tietê. A amostra 22-A foi coletada na várzea do Rio Paraíba do Sul. As amostras 14-A, 14-B e 29-A foram coletadas em estreitas faixas de planície aluvionar atual de pequenos tributários do Rio Parateí. A amostra 749-B foi coletada em estreita faixa de planície aluvionar de tributário do Rio Tietê em Suzano.

Duas das amostras foram coletadas em sedimentos inequivocamente terciários: 16-D (Formação Itaquaquecetuba) e 23-A (Formação São Paulo).

As amostras 14-A e 29-A foram coletadas em sedimentos colúvio-aluvionares, e a 749-B em sedimentos coluvionares, todos eles diretamente assentados sobre o embasamento cristalino ou sobre sedimentos terciários, e recobertos por aluviões. Esses três locais de coleta correspondem a estreitas faixas de planícies aluvionares atuais de pequenos cursos d'água.

As amostras 14-B, 16-C, 22-A e 720 foram todas coletadas em sedimentos arenosos de antigas barras fluviais.

As amostras 16-A e 21-A representam esparsos fragmentos de madeira, coletados na base de depósitos de turfa, que aparecem comumente na área estudada, sempre acima dos depósitos aluvionares antes mencionados.

DISCUSSÃO

Do conjunto das idades obtidas, destaca-se, inicialmente, a ausência de datações no intervalo entre 5.485 (14-B) e 27.480 (720) anos BP, que compreende o último máximo glacial. Outros estudos com datações C14 realizados no Brasil (Bigarella 1964 e 1971) e em outros locais da América do Sul (Van der Hammen & González 1963, Van Geel & Van der Hammen 1973, Schreve-Brinkman 1978, Van der Hammen 1978) mostram, de modo concordante, ausência de datações compreendidas no intervalo de tempo de 12.500 a 20.500 anos BP.

No que se refere às amostras de sedimentos mais antigos, a idade da amostra 16-D (54.000 anos BP) vem de encontro a estudos palinológicos, que indicam idade eocênica para a Formação Itaquaquecetuba (Melo et al. 1985, IPT 1986), mais antiga, portanto, que os 50.000 anos inicialmente sugeridos para essa unidade (Suguio 1971). O resultado da amostra 23-A, por outro lado, indica idade de 50.400 anos para sedimentos da Formação São Paulo, e talvez seja explicável por contaminação por material mais novo.

Os resultados das amostras 14-A (52.000 anos BP), 29-A (42.500 anos BP) e 749-B (30.000 anos BP) são sugestivos de uma fase de pelo me

nos 9.500 anos de duração, mais antiga que 30.000 anos, em que teriam predominado processos de coluvionamento. Não se pode descartar a possibilidade de que a amostra 14-A corresponda a retrabalhamento de material mais antigo, originado dos sedimentos terciários sotopostos, o que modificaria, em parte, essas interpretações. Vale ainda notar que a presença de tais depósitos, ao longo de vales de drenagens de menor ordem, indica que a rede de drenagem então vigente deveria ter configuração próxima da atual.

Admite-se que o coluvionamento é mais intenso em fases de oscilação climática, em que há fenecimento da cobertura e conseqüente mobilização do manto de intemperismo. Assim, esses depósitos entre 30.000 e 52.000 anos BP podem estar indicando uma fase de condições climáticas mais frias e secas que as atuais, correspondente ao pleniglacial médio do último glacial (Wurm ou Weichselian, na Europa), que vem sendo identificada na área da Sabana de Bogotá (Van der Hammen & Gonzalez 1963, Dueñas 1980) e no Chile (Heusser 1974, Heusser et al. 1981).

Já a datação dos depósitos aluvionares antigos da Barra Funda, em 27.480 anos BP, através da amostra 720, registra um evento de idade coincidente com fase mais úmida e quente que vem sendo identificada na Patagônia (Markgraf et al. 1986) e no Chile (Heusser 1983). Esta fase, identificada no sul do continente, seria mais quente que a média glacial, porém mais fria que o Holoceno.

Naturalmente, não se pode excluir a possibilidade de que o fragmento de madeira datado da amostra 720 seja retrabalhado dos sedimentos terciários, e contaminado isotopicamente com material mais novo, embora os sedimentos terciários mais próximos sejam lacustres, sem restos de madeira. Parece mais razoável, no momento, correlacionar os sedimentos desta amostra ao final da fase de predomínio de coluvionamento, sob condições climáticas mais frias e secas, previamente discutida. A textura grossa (arenosa a conglomerática) dos sedimentos do afloramento 720 suportam esta suposição.

Os sedimentos aluvionares datados através das amostras 14-B, 16-C, 22-A e 720 parecem pertencer, pelas relações estratigráficas observadas, a uma única seqüência. Entretanto, as idades das três primeiras variam de 2.440 a 5.485 anos BP, caracterizando uma fase aluvionar mais recente.

As amostras 16-A e 21-A, constituídas por fragmentos de madeira, visam representar depósitos de turfa, muito comuns na área estudada, sempre situados estratigraficamente acima dos aluviões arenosos mais novos (5.485 - 2.440 anos BP), com que concordam as idades obtidas (2.025, 1.310 e 1.050 anos BP).

Bigarella (1971) interpreta aluviões arenosos com cascalhos da Estação Experimental do Trigo de Curitiba, datados em 2.420 anos BP, como representativos de uma fase de clima seco; são eles recobertos por material síltico-argiloso rico em matéria orgânica, atribuído a deposição sob clima úmido. Pode-se perceber que estes dados são compatíveis, tanto do ponto de vista estratigráfico, como das idades, com os que ora sao apresentados, no sentido de que a seqüência mais jovem que 5.500 anos BP apresenta uma fase de aluviões arenosos, capeados por sedimentos finos (com turfa, no caso da Grande São Paulo). Entretanto, levando em conta a síntese de Walker & Cant (1984), pode-se considerar que as características destes aluviões também são compatíveis com os depósitos de barras de pontal de sistema fluvial meandrante, que é justamente o sistema fluvial atual da área aqui estudada, embora neles faltem as fácies mais típicas de transbordamento, argilosas.

Assim, é possível que se devam rever algumas das interpretações paleogeográficas em que há uma estreita associação entre clima e textura de sedimentos. Nesse mesmo sentido, deve-se ainda notar que as

turfas também podem ser consideradas depósitos típicos do sistema meandrante atual; como elas não ocorrem (em nenhum dos afloramentos estudados) intercaladas aos aluviões arenosos, duas hipóteses podem ser levantadas: 1) as turfas e sedimentos mais finos teriam sido erodidos, ou 2) teria havido uma efetiva mudança ambiental durante o Holoceno.

Ressalte-se que o número de datações realizadas ainda é muito pequeno (e aqui se consideram também todas as datações existentes na literatura, referentes a depósitos quaternários de ambientes continentais), face tanto ao número de questões levantadas, quanto à própria extensão geográfica a que eles interessam.

Finalmente, vale lembrar que, à luz de todos os dados disponíveis, pode-se distinguir quatro gerações de depósitos aluvionares na região da Grande São Paulo (FIGURA 3): 1) a Formação Itaquaquecetuba, terciária, possivelmente eocênica; 2) aluviões quaternários anteriores ao último máximo glacial (amostra 720); 3) aluviões quaternários arenosos, pós-glaciais; 4) aluviões quaternários finos, com turfa, mais novos que os anteriores, possivelmente até atuais.

CONCLUSÕES

O registro das seqüências sedimentares quaternárias da área investigada, bem como as datações C14, permitem identificar os seguintes eventos deposicionais/ambientais: 1) coluvionamento persistente entre 52.000 e 27.480 anos BP, com aluviões subordinados, processado sob condições de intermitência de climas mais e menos frios e secos que os atuais, sob as quais as encostas não poderiam ter adquirido proteção vegetal adequada; 2) fase sem depósitos datados, entre 27.480 e 5.485 anos BP, correspondente a período abrangendo o último máximo glacial; 3) deposição de aluviões, a partir de 5.485 anos BP, inicialmente predominantemente arenosos, denotando ainda condições climáticas mais rigorosas que as atuais, passando a mais finos, síltico-argilosos, com turfeiras, nos últimos 2.025 anos, sob condições comparáveis às atuais.

Esse esboço é tentativo, especialmente levando em conta que os sedimentos quaternários datáveis são escassos, e que o número de datações é reduzido. É preciso, entretanto, notar que, embora parciais, os presentes resultados não contrariam descobertas paleoclimáticas de outras partes da América do Sul.

As seqüências quaternárias costeiras vêm sendo objeto de programas de datações C14 que já se encontram bastante desenvolvidos. Espera-se que o mesmo venha a ocorrer com os depósitos quaternários continentais, para os quais se dispõe de pouco mais de 20 datações conhecidas, até o momento.

AGRADECIMENTOS

Aos colegas Antônio Fernando Gimenez e Sérgio Luís Vieira Caetano, que participaram dos trabalhos de campo. À bibliotecária Dominique Commelin, do Laboratoire de Géologie du Quaternaire (CNRS - Luminy), que auxiliou no levantamento bibliográfico. À FURNAS - Centrais Elétricas S/A, que financiou os estudos e autorizou a divulgação dos resultados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BIGARELLA, J.J. 1964. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. Bol. Paran. Geogr. (10-15): 211-231.

BIGARELLA, J. J. 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. Paleoclimas, Inst. Geogr. USP (1):22 p.
BISTRICHI, C. A. et alii. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. São Paulo, v. 2 (IPT, Monografias 6).
DUEÑAS, H. 1980. Palinologia de los sedimentos pliocenicos y cuaternários de la Sabana de Bogotá. Bol. I. G. Inst. Geociências, USP 11: 168-180.
FOLK, R. L. & WARD, W. C. 1957. Brazos river bar: a study on the significance of grain size parameters. Jour. Sed. Petr. 27 (1): 3-26.
HEUSSER, C. J. 1974. Vegetation and climate of the southern Chilean lake district during and since the last interglaciation. Quat. Res. 4: 290-315.
HEUSSER, C. J. 1983. Quaternary pollen record from Laguna Tagua Tagua, Chile. Science, 220: 1429-1432.
HEUSSER, C. J. et alii. 1981. Temperature and precipitation record in southern Chile extended to 43.000 yr ago. Nature, 294: 65-67.
IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1986. Tectônica e sedimentação cenozóica na área da soleira entre as bacias de São Paulo e Taubaté. São Paulo, DMGA (IPT, Relatório 23.724).
LIMA, M. R. de et alii. 1985. Estudo palinológico de uma camada de linhito da Formação Caçapava, Bacia de Taubaté, Terciário do Estado de São Paulo, Brasil. An. Acad. Bras. Ciênc. 57 (2):183-197.
MARKGRAF, V. et alii. 1986. Bajada de Rahue, Province of Neuquen, Argentina: an interstadial deposit in Northern Patagonia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 56: 251-258.
MELO, M. S. de et alii. 1985. Contribuição à cronologia da Formação Itaquaquecetuba - SP. An. Acad. Bras. Ciênc., 57(2):175-181.
SCHREVE-BRINKMAN, E. J. 1978. A palynological study of the Upper Quaternary sequence in the El Abra corridor and rock shelters (Colombia). Paleogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 25:1-109.
SHEPARD, F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Jour. Sed. Petrology, 24:151-158.
SUGUIO, K. 1971. Estudo dos troncos de árvores "linhitificados" dos aluviões antigos do rio Pinheiros (SP): significados geocronológico e possivelmente paleoclimático. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG, v.1, p. 63-69.
VAN DER HAMMEN, T. 1978. Stratigraphy and environments of the Upper Quaternary of the El Abra corridor and rock shelters (Colombia). Palaeogeogr. Palaeoeclimatol. Palaeoecol. 25:11-162.
VAN DER HAMMEN, T. & GONZÁLEZ, E. 1963. História de clima y vegetación del Pleistoceno Superior y del Holoceno de la Sabana de Bogotá. Bol. Geológico (Bogotá) XI (1-3):189-266.
VAN GEEL, B. & VAN DER HAMMEN, T., 1973. Upper Quaternary vegetational and climatic sequence of the Fuquene area (Eastern Cordillera, Colombia). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 14(1):9-22.
WALKER, R. G. & CANT, D. J. 1984. Sandy fluvial systems. In WALKER, R. G. (Ed.): FACIES MODELS. Geoscience Canada, Reprint Series 1 (Second Edition): 71-89.

	SEDIMENTOS NEO-CENOZOICOS			ALUVIOES QUATERNARIOS							
A M O S T R A	14-A	29-A	29-B	14-B	14-C	16-A	16-B	21-A	23-A	23-B	720-F	720-G
%Granulo	0.00	0.59	0.88	0.00	1.46	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	1.31	0.00
%Areia	43.91	68.58	37.88	44.33	98.31	12.67	99.87	97.51	14.95	91.35	98.68	8.77
%Silte	27.60	3.45	18.17	26.86	0.22	43.22	0.12	1.57	43.51	5.19	0.00	21.86
%Argila	28.48	27.39	43.85	28.76	0.00	44.12	0.00	0.82	41.52	3.45	0.00	69.85
Media	Sm	Amf	Sm	Sm	Ag	Sf	Aa	Am	Sf	Af	Aa	Sm+
Desvio	mPs	mPs	mPs	mPs	Ms	Ps	bem s	Ms	mPs	Ms	Ms	Ps
Classificacao	A+S+a	Aa	aA	A+S+a	A	aS	A	A	Sa	A	A	aS

TABELA 1 - Resultados das analises granulometricas (ver FIGURA 2), parametros calculados segundo FOLK & WARD (1957). Classificacao segundo SHEPARD (1954).

AMOSTRA	ANOS BP LAB.GRONINGEN	ANOS BP LAB.UFBa
14-A	52.000 + 3.400 - 2.400	>30.000
14-B	5.485 ± 40	4.910 ± 210
16-A	2.025 ± 30	1.310 ± 150
16-C	5.195 ± 35	
16-D	>54.000	>30.000
21-A	1.050 ± 60	
22-A	2.720 ± 30	2.440 ± 170
23-A	50.400 + 2.900 - 2.100	
29-A	42.500 ± 1.000	
720		27.480 ± 4.290
749-B		>30.000

TABELA 2 Resultados das datacoes C14 (ver FIGURA 2).

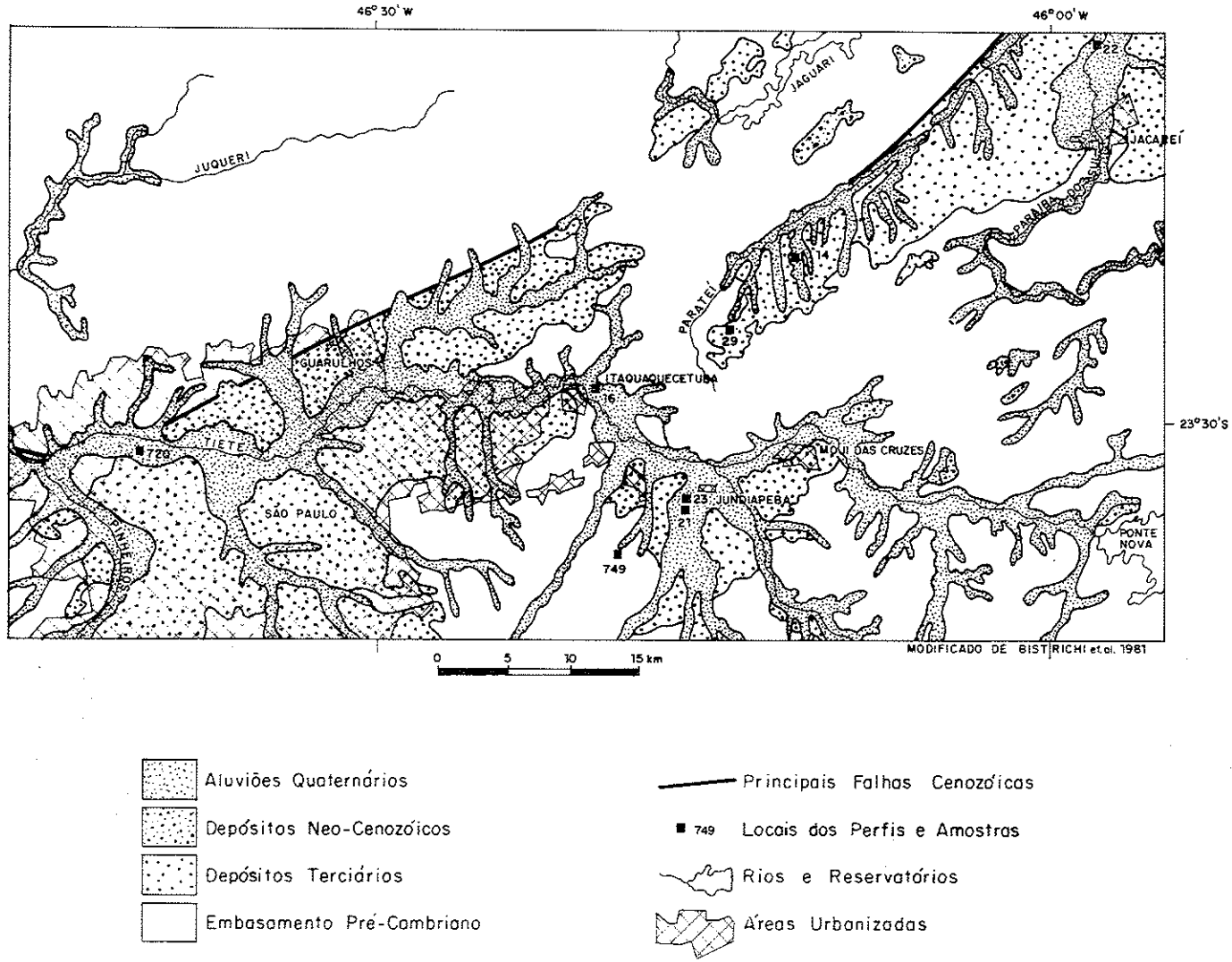


FIG. 1 – ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA E LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

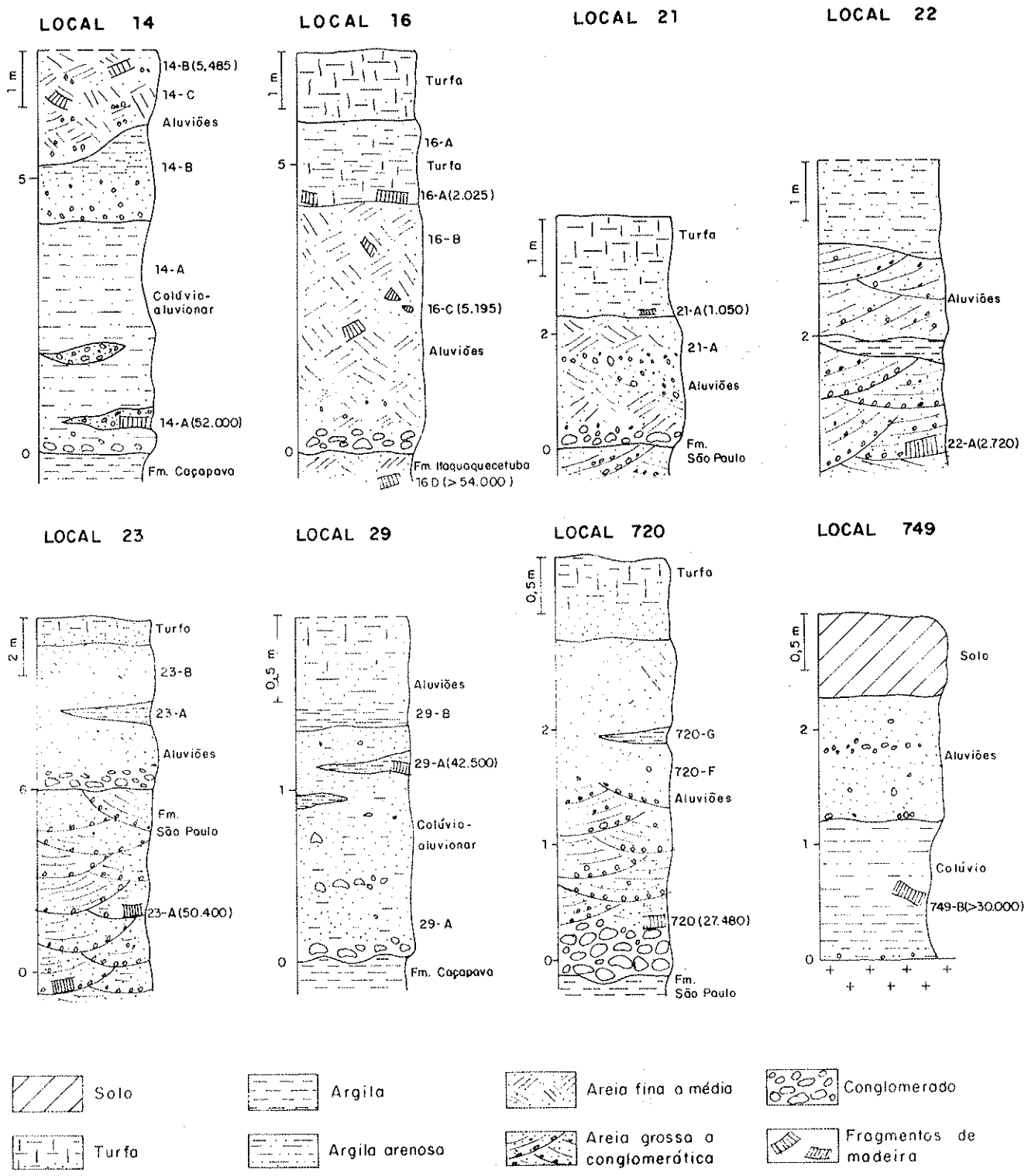


FIG. 2 - PERFIS GEOLÓGICOS DOS LOCAIS ESTUDADOS, COM INDICAÇÃO DAS AMOSTRAS COM ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS (TABELA 1) E DAS AMOSTRAS DATADAS (TABELA 2). VER LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS NA FIG. 1

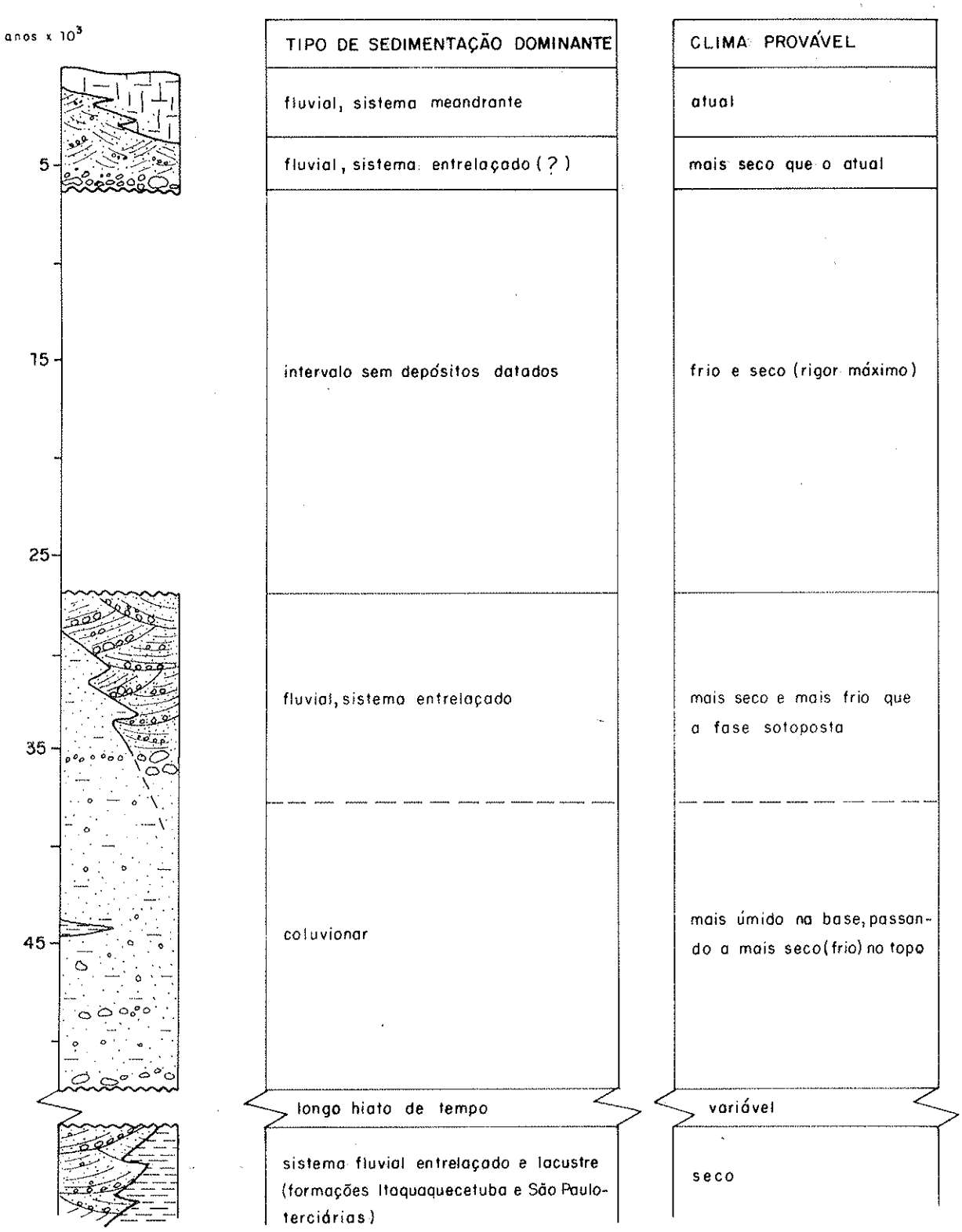


FIGURA 3- TENTATIVA DE INTERPRETAÇÃO DE FASES DE TIPOS DE SEDIMENTAÇÃO DOMINANTE E PALEOCLIMAS, A PARTIR DOS DEPÓSITOS ENCONTRADOS NA ÁREA E DE DATAÇÕES C 14 .

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 437-450 (1987)

POSSÍVEIS PARÂMETROS PARA O RECONHECIMENTO DE SAMBAQUIS ATRAVÉS DA AEROFOTOINTERPRETAÇÃO.

Tania Andrade Lima
Doutoranda em Antropologia Social da USP. Bolsista do CNPq.
Donizete Aparecido Rodrigues
Instituto de Pré-História - USP.
Sergio Batista Pereira
Estagiário do CNRC - Fundação Nacional Pró-Memória.

INTRODUÇÃO. A Arqueologia, ao se preocupar fundamentalmente com os processos de mudança cultural em sociedades extintas, volta-se para o estudo das adaptações ambientais, tornando imprescindíveis as abordagens multidisciplinares aos projetos de pesquisa. Conforme assinala Butzer (1972), o estudo da relação do homem pré-histórico com o meio ambiente requer, sempre, uma estreita interdisciplinaridade entre as Geociências, a Biologia e a Arqueologia.

Os sítios arqueológicos não são simples fossilização das atividades humanas e o arqueólogo, para atingir seus objetivos, tem que se preocupar com a interrelação entre os aspectos culturais e naturais dos assentamentos pré-históricos. O contexto arqueológico deve ser entendido dentro da matriz geológica e geomorfológica em que está inserido, sendo preciso considerar a dinâmica dos processos geomorfológicos (erosão, sedimentação) que atuam antes, durante e após a ocupação do sítio (Wood & Johnson, 1978). Nessa abordagem interdisciplinar a utilização de fotografias aéreas convencionais, multiespectrais ou em infravermelho traz resultados altamente satisfatórios (Gumerman & Lyons, 1971; Cruz, 1984).

Assim, considerando a validade da Aerofotointerpretação como técnica auxiliar de pesquisa, a Arqueologia vem utilizando-a com diferentes finalidades: confecção de esboços geomorfológicos com potencial arqueológico, levantamento, prospecção, cartografação, localização e inserção topomorfológica de sítios, identificação e delimitação das áreas de recursos naturais exploradas pelas populações pré-históricas, e assim por diante.

No caso dos sítios litorâneos conhecidos como "sambaquis", embora haja um reconhecimento unânime por parte dos pesquisadores quanto aos subsídios que a aerofotointerpretação é capaz de fornecer ao seu estudo e preservação, até hoje não foram estabelecidos parâmetros que permitam a sua identificação em fotos aéreas. Observações sistemáticas vêm sendo feitas no decorrer dos trabalhos desenvolvidos em sambaquis situados em ilhas da Baía da Ribeira, Angra dos Reis, Rio de Janeiro, no sentido de detectar algumas características inerentes a esses assentamentos que possam ser utilizadas para o estabelecimento desses parâmetros.

A ÁREA PILOTO: A BAÍA DA RIBEIRA E A SUA OCUPAÇÃO PRÉ-HISTÓRICA . A região em estudo situa-se no Escudo Atlântico da Plataforma Sul- Americana e integra a Região de Dobramentos do Sudeste Brasileiro. As rochas pré-cambrianas migmatizadas e granitizadas, aí predominantes, acham-se

cortadas por pequenos diques de diabásio e gnaisse.

A área de interesse (Foto 1) está inserida no Complexo Serra do Mar - Bacias Costeiras (Ponçano, 1976). Por constituir a vertente marítima da Serra do Mar, apresenta relevo peculiar: escarpas festonadas, cristas, esporões e cornijas, com declividades bem acentuadas e litoral bastante recortado pela Baía da Ribeira, pontilhada por pequenas ilhas, com o surgimento de acidentes geográficos como pontas e pequenas enseadas (DRM-RJ, 1983; Oliveira Castro et alii, 1984).

As encostas desprotegidas sofrem a ação da desagregação mecânica e acentuada decomposição química. As fortes declividades, associadas ao alto índice pluviométrico, favorecem constantes movimentos de massa, com deslisamentos e quedas de blocos.

Os depósitos quaternários ocorrem nas pequenas planícies aluvionares da desembocadura dos principais rios, com material sedimentar de mangue, areno-argiloso e arenoso, de contribuição marinha e continental.

Os principais rios da região correm para o mar, destacando-se o Ariró e Jurumirim. Estes rios descem as encostas da Serra do Mar, com cursos bastante retilíneos, encaixados em vales fechados e profundos,com trechos encachoeirados, até atingir o baixo curso, onde meandram nas planícies aluviais de suas desembocaduras.

O clima pode ser classificado, em geral, como do tipo tropical quente e úmido. Os aspectos diversificados do relevo, no entanto, condicionam variedades locais dos elementos climáticos. As diferenças altimétricas de relevos baixos, nas faixas litorâneas e depressões, e maciços serranos com altitudes superiores a 2.000 metros, refletem quadros climáticos distintos, abrangendo climas de sub-úmidos a super-úmidos,com precipitações médias anuais que oscilam entre 800 e 4.300 mm (Radambrasil, 1983).

O tipo de vegetação predominante na região é a Mata Atlântica, representada pela floresta tropical úmida. Em certas áreas a floresta foi quase totalmente destruída e substituída por culturas, pastagens e vegetação secundária.

Em algumas das ilhas que pontilham o fundo desta baía (Algodão, Caieira, Comprida, Major, Bigode) foram registrados inúmeros sambaquis , atestando o interesse que este tipo de meio ambiente, de alta produtividade biótica, despertou nas populações pré-históricas que ocuparam o litoral sul/sudeste brasileiro. Especializadas na coleta de moluscos, essas culturas encontraram nas pequenas ilhas rochosas generosos bancos desses animais, que asseguraram, temporariamente, o fornecimento de seu alimento preferido, há cerca de 3.350 + 80 anos antes do presente (WSU 3359), conforme atesta a datação radiocarbônica feita para um desses sítios, o Sambaqui do Algodão.

Os sambaquis e suas características. O levantamento do potencial arqueológico da área, feito entre os anos de 1984 e 1985, revelou a existência de sítios ainda perfeitamente preservados, ao lado de outros em avançado estado de destruição, como consequência da ocupação cada vez mais intensa das ilhas de Angra dos Reis, polo turístico do eixo Rio/São Paulo.

Por suas excelentes condições de preservação, um deles, o Sambaqui do Algodão (Fotos 2,3 e 4), foi considerado como sítio piloto nas pesquisas empreendidas na região, fornecendo importantes diretrizes metodológicas na abordagem dos demais assentamentos. Situado numa pequena ilha com cerca de 10.000 m2, não-habitada e quase que totalmente recoberta pela Mata Atlântica, este sambaqui apresentou, como peculiaridade notável, uma completa ausência de vegetação na sua superfície, ao contrário do que se observa comumente nesses sítios. Em toda a superfície escavada,

de aproximadamente 85 m2, não foi registrada a ocorrência de quaisquer tipos de raízes, testemunhando que a mata não avançou sobre o sítio. Isto sugere que esta nudez possivelmente não decorre de eventuais ações antrópicas, mas sim de condições desfavoráveis para a instalação da vegetação. Este mesmo fenômeno foi observado em outro sítio, o Sambaqui do Peri, na Ilha Comprida, estando ambos situados em baixas encostas.

Por sua vez, o Sambaqui do Bigode (Fotos 5 e 6), localizado numa ilhota em meio ao manguezal existente hoje em dia ao fundo da baía, mais recuado à época da ocupação, apresenta uma densa cobertura vegetal que é típica desses assentamentos. Esta situação se repete em vários outros sítios, mostrando-se eventualmente alterada pela ação humana. Na maioria dos casos esses sambaquis estão situados em cotas baixas.

CRITÉRIOS UTILIZADOS E POSSÍVEIS PARÂMETROS. A partir das observações feitas na Baía da Ribeira e em inúmeros outros sambaquis existentes no litoral dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, estão sendo tentativamente estabelecidos alguns parâmetros para o seu reconhecimento em fotos aéreas, com base em dois critérios: vegetação e topomorfologia. Uma maior confiabilidade na sua aplicação dependerá, contudo, de testagens mais amplas, sobretudo nas situações que fogem aos chamados "casos clássicos", já determinados, e que são os seguintes:

- Caso A: sambaquis situados em baixadas litorâneas, manguezais, apicuns, etc., recobertos por uma vegetação exuberante, estimulada pelos altos teores de calcita resultantes da presença de grande quantidade de carapaças de moluscos; em geral esses sítios estão localizados em áreas relativamente abrigadas. Sua leitura em fotos aéreas é facilitada por esta característica, já que a vegetação que os recobre é bastante diferenciada da vegetação circundante (Fotos 5 e 7).
- Caso B: sambaquis situados em planícies costeiras, em ambientes de praia, fortemente assolados por ventos, apresentando-se como elevações consideráveis em meio à topografia plana em que estão inseridos. A ação dos ventos nesses compartimentos impede a instalação de vegetação. Seu reconhecimento em fotos aéreas é imediato, tendo em vista que o relevo que os caracteriza é totalmente desconforme nesta paisagem (Fotos 8 e 9).

Uma outra possibilidade está ainda em fase de investigação e tem como modelo os sambaquis da Baía da Ribeira situados em baixas encostas, mencionados acima, onde a vegetação não se instala. Na Ilha do Algodão este fato está comprovado pelo depoimento de moradores de ilhas vizinhas há mais de 40 anos, por sucessivas fotos aéreas das décadas de 60, 70 e observação direta nos anos 80, bem como pela total ausência de raízes em toda a área escavada, conforme assinalado anteriormente (Fotos 1 e 3). A rigor não existem impedimentos para essa instalação, e, neste caso, outras variáveis devem ser consideradas, entre elas a composição do solo.

Análises químicas das amostras de sedimento recolhidas no Sambaqui do Algodão, ainda em curso, forneceram alguns resultados preliminares que talvez possam dar alguns subsídios importantes. O pH das duas camadas estratigráficas aí existentes, correspondentes a duas ocupações distintas, 7,8 para a camada inferior (argilosa e de coloração amarelada) e 8,2 para a superior (arenosa e de coloração marrom-escura a preta), atestam um solo extremamente alcalino, sem condições de suprir adequadamente os vegetais, já que esse excesso dificulta a absorção de nutrientes pelas raízes. As razões dessa alcalinidade podem ser decorrentes não apenas das carapaças de moluscos, mas também da rocha matriz, ainda em processo de identificação, caso se trate de uma rocha básica.

Entretanto, embora restritivo para algumas espécies, este fator não pode ser considerado como efetivamente impeditivo à instalação da vegetação.

A análise dos teores de nitrogênio orgânico e matéria orgânica contidos no solo forneceu os seguintes resultados:

- para a camada inferior, entre 0,02% e 0,05% de nitrogênio orgânico, e entre 0,50% e 1,00% de matéria orgânica, teores considerados muito baixos, porém concordantes com o conteúdo cultural do estrato, composto basicamente por carapaças de moluscos e raros restos de vertebrados.
- para a camada superior, 0,12% de nitrogênio orgânico e 2,50% de matéria orgânica, teores elevados e igualmente concordantes com o conteúdo cultural do estrato, composto por grande quantidade de restos de peixes, crustáceos, mamíferos, aves e répteis, além das carapaças de moluscos, estas em menor número que no estrato inferior.

Essa riqueza de matéria orgânica e nitrogênio orgânico na camada superior, teoricamente propicia condições ótimas para a instalação da vegetação, não sendo esta, portanto, a razão da sua ausência.

Por sua vez, os ensaios de difração e florescência de Raio-X que analisaram a estrutura e os elementos constitutivos do sedimento revelaram, para ambas as camadas, altos teores de calcita, decorrentes da presença das conchas, e ainda quartzo e feldspato, resultantes da decomposição da rocha matriz. A camada inferior é mais rica em ferro que a superior, apresentando ambas um alto teor de estrôncio, além de manganês. Este percentual elevado de estrôncio pode ser um dos responsáveis pela ausência de vegetação. Embora o carbonato de cálcio explique em parte a sua presença, as causas de uma ocorrência tão expressiva deverão ser melhor investigadas. Em se tratando de um oligo-elemento, pode atuar toxicamente sobre os vegetais, quando em excesso.

Até o momento estes são os resultados disponíveis para este tipo de caso; as análises estão apenas começando, sendo necessário aprofundar o estudo pedológico, tanto do ponto de vista analítico, quanto morfológico, para a obtenção de respostas capazes de explicar corretamente o fenômeno observado. Particularmente reveladoras poderão ser as comparações com amostras de outros sambaquis da área, onde a vegetação é exuberante, e mesmo de outros pontos da ilha, onde ocorre a mata, fora dos limites do sítio arqueológico. Os dados não permitem ainda resultados conclusivos, sendo prematuras eventuais extrapolações para situações semelhantes em outros sambaquis da costa brasileira. Não obstante, especial atenção está sendo dada a essas variáveis, de modo a se avaliar corretamente o seu peso nessa questão.

CONSIDERAÇÕES FINAIS. O estabelecimento de parâmetros seguros poderá viabilizar não apenas o reconhecimento de sítios até então não identificados, como também fornecer importante apoio a projetos de pesquisa voltados ao estudo da adaptação de populações pré-históricas a ambientes litorâneos. Uma de suas mais importantes aplicações, contudo, diz respeito a um possível controle da ação antrópica sobre os sambaquis, auxiliando na manutenção e atualização dos cadastros de instituições estaduais e federais. A agressão a esses sítios, motivada sobretudo por interesses econômicos ligados à sua exploração e iniciada a partir do contato com o europeu, vem se intensificando nos últimos anos. Uma ação fiscalizadora em toda a costa brasileira é inexeqüível, o que torna altamente desejável o desenvolvimento de técnicas que possam agilizar os mecanismos de controle por parte das instituições envolvidas na sua proteção e/ou pesquisa, sendo a Aerofotointerpretação uma das técnicas potencialmente mais capazes de fornecer os elementos necessários a esse tipo de trabalho.

BIBLIOGRAFIA:

BUTZER, K. W. 1972. Environment and Archaeology: an ecological approach to Prehistory. London, Methuen & Co.

CRUZ, O. 1984. A compartimentação topomorfológica no litoral norte do estado de São Paulo e a localização de sítios pré-cerâmicos em fotografias aéreas. Revista de Pré-História, São Paulo, Vol. VI.

GUMERMAN, G. & LYONS, T. R. 1971. Archaeological methodology and remote sensing. Science, 172:126-32.

WOOD, W. R. & JOHNSON, D. L. 1978. Disturbance processes in site formation. In: SCHIFFER, M. B.(ed.) Advances in archaeological method and theory, vol. I, Academic Press, New York.

ABSTRACT. This paper discusses the Aerialphotointerpretation relevance as an auxiliary technique in the archaeological research and, on account of this,intends to establish parameters which will allow the recognition of shellmounds in aerial photographies. Observations done during the researchs undertaken in the Baía da Ribeira, Angra dos Reis, Rio de Janeiro, have been demonstrating that two criterions are essential on these considerations: vegetations and topomorphology. These aspects together are being tested on others shellmounds of the south/southeast brazilian coast, in order to confirm the validity of such a practice. Establishing reliable parameters will make possible the recognition of sites not yet identified, but also will provide important suport to research projects concearning prehistorical adjustments to coastal environments. One of its main implications, however, have to do with a possible human action control on shellmounds, which will accelerate supervision mechanisms by institutions involved with their protections and/or research.

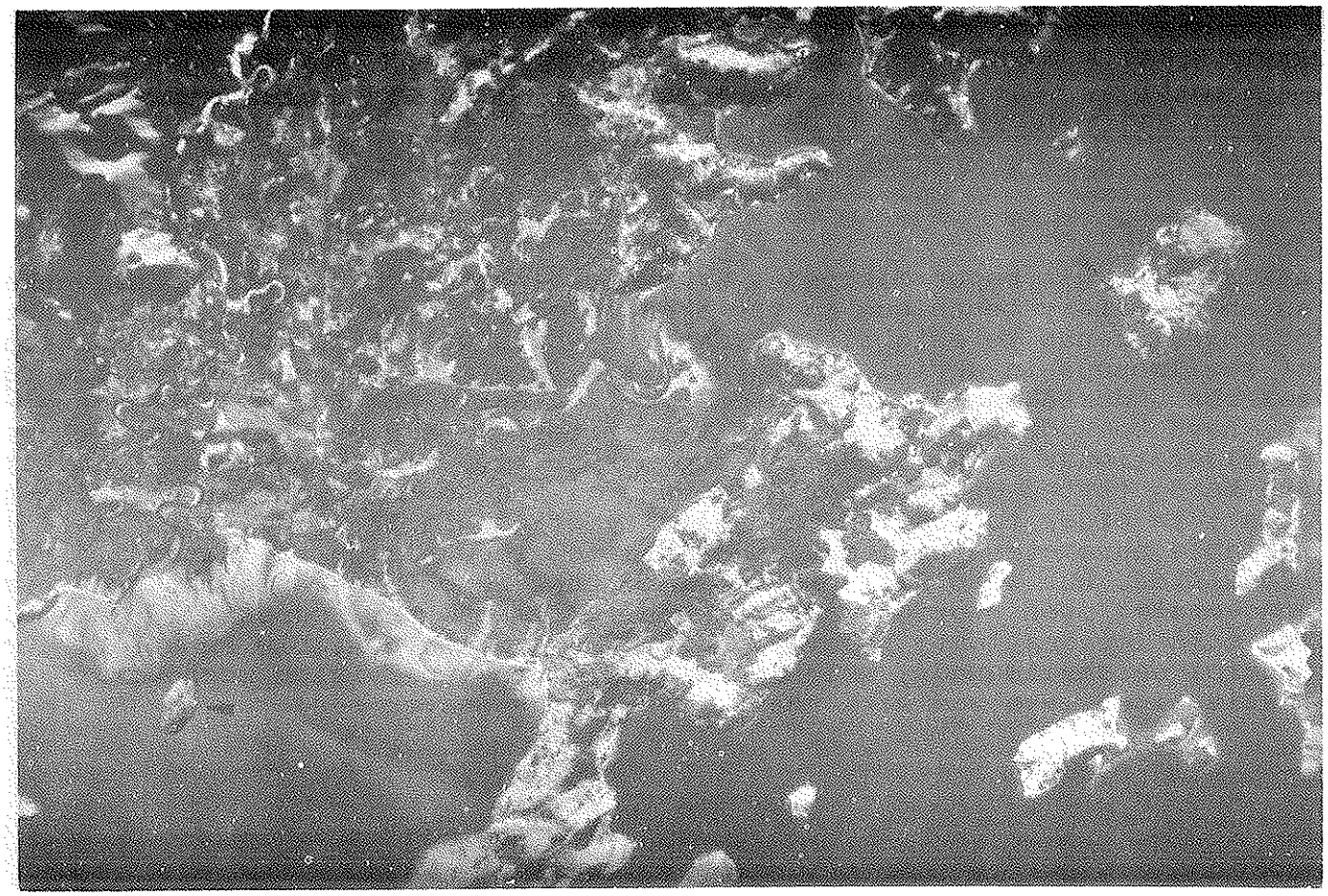


FOTO 1: Foto aérea do fundo da Baía da Ribeira, Angra dos Reis, Rio de Janeiro, Escala 1:30.000. As setas indicam a localização dos sambaquis estudados.

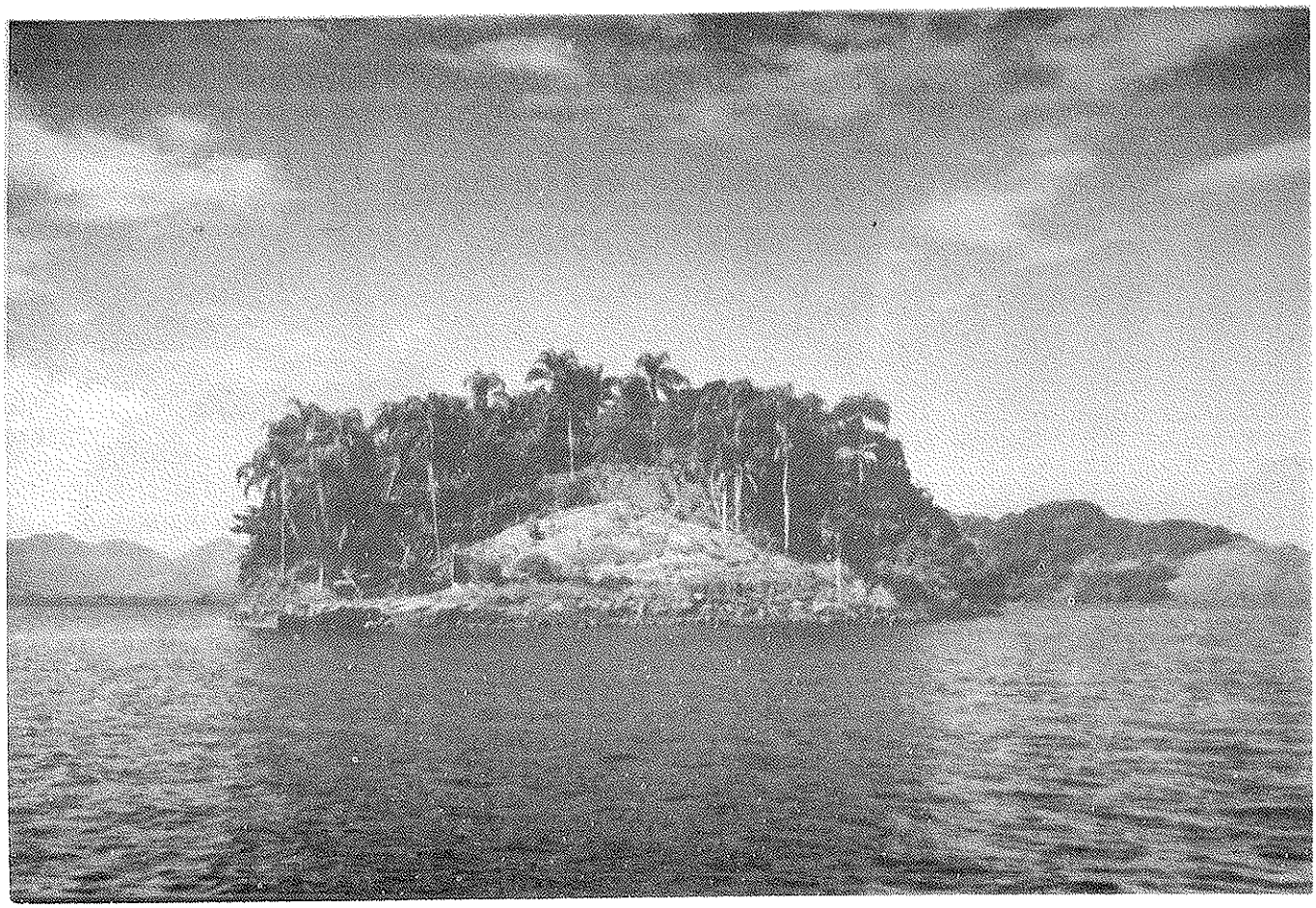


FOTO 2: Ilha do Algodão, Baía da Ribeira, Rio de Janeiro. Em primeiro plano o sambaqui, na área despida de vegetação.

FOTO 3: Ilha do Algodão, Baía da Ribeira, Rio de Janeiro. Vista em perfil do sambaqui, correspondendo à área sem vegetação.

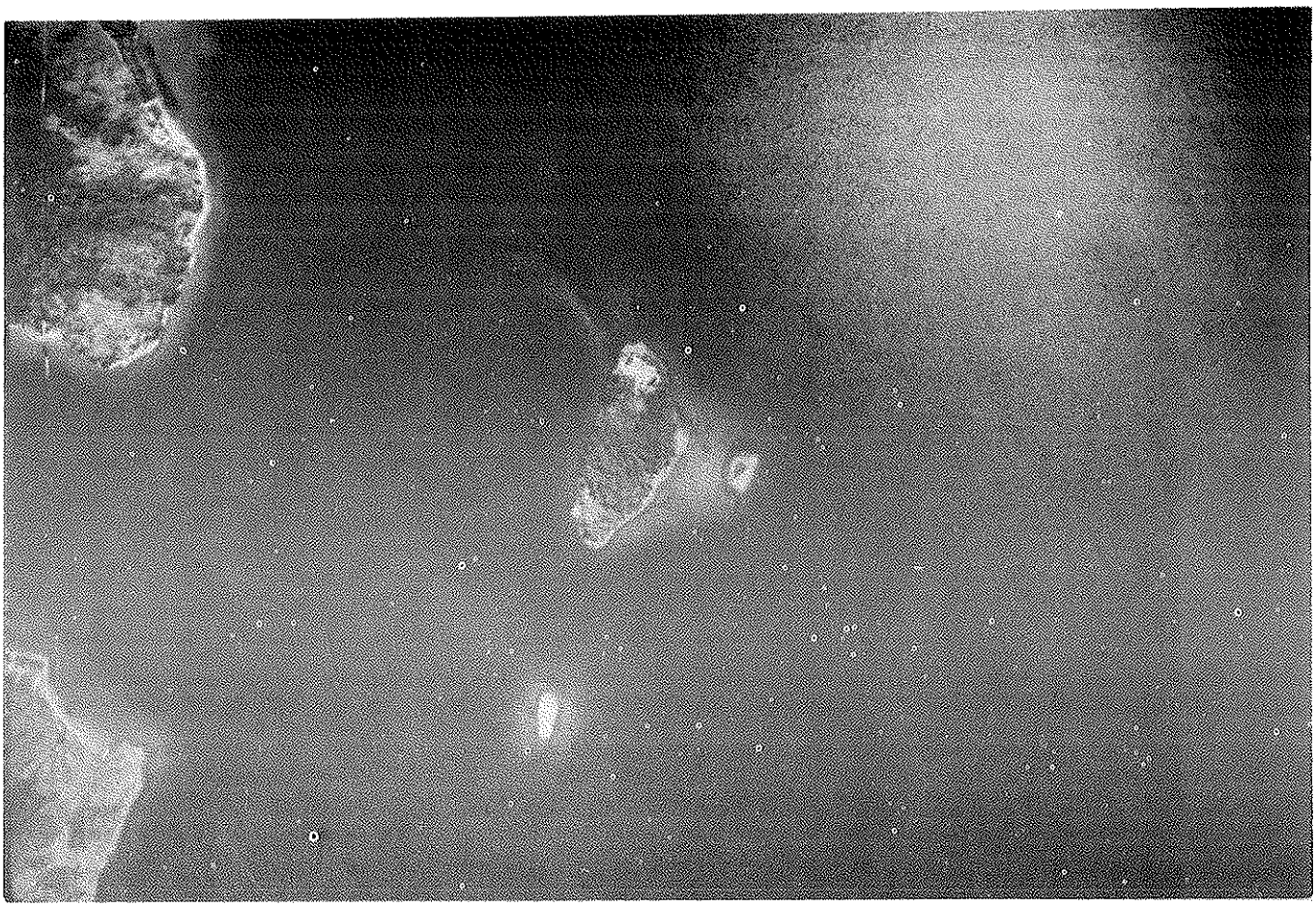


FOTO 4: Foto aérea da Ilha do Algodão. Escala 1:5.000. A seta indica o sambaqui, na face norte da ilha.

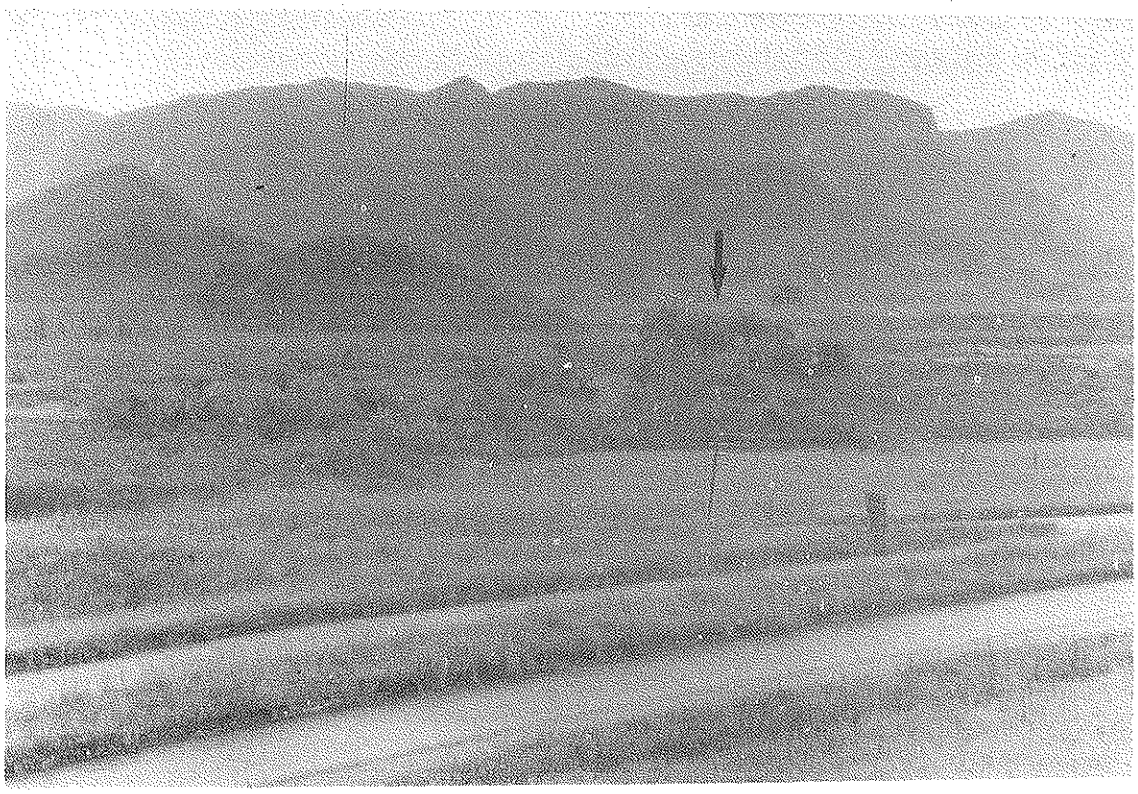


FOTO 5: Sambaqui do Bigode, situado em uma ilhota em meio ao mangue zal existente ao fundo da Baía da Ribeira. A seta indica o sítio arqueológico, recoberto por exuberante vegetação.

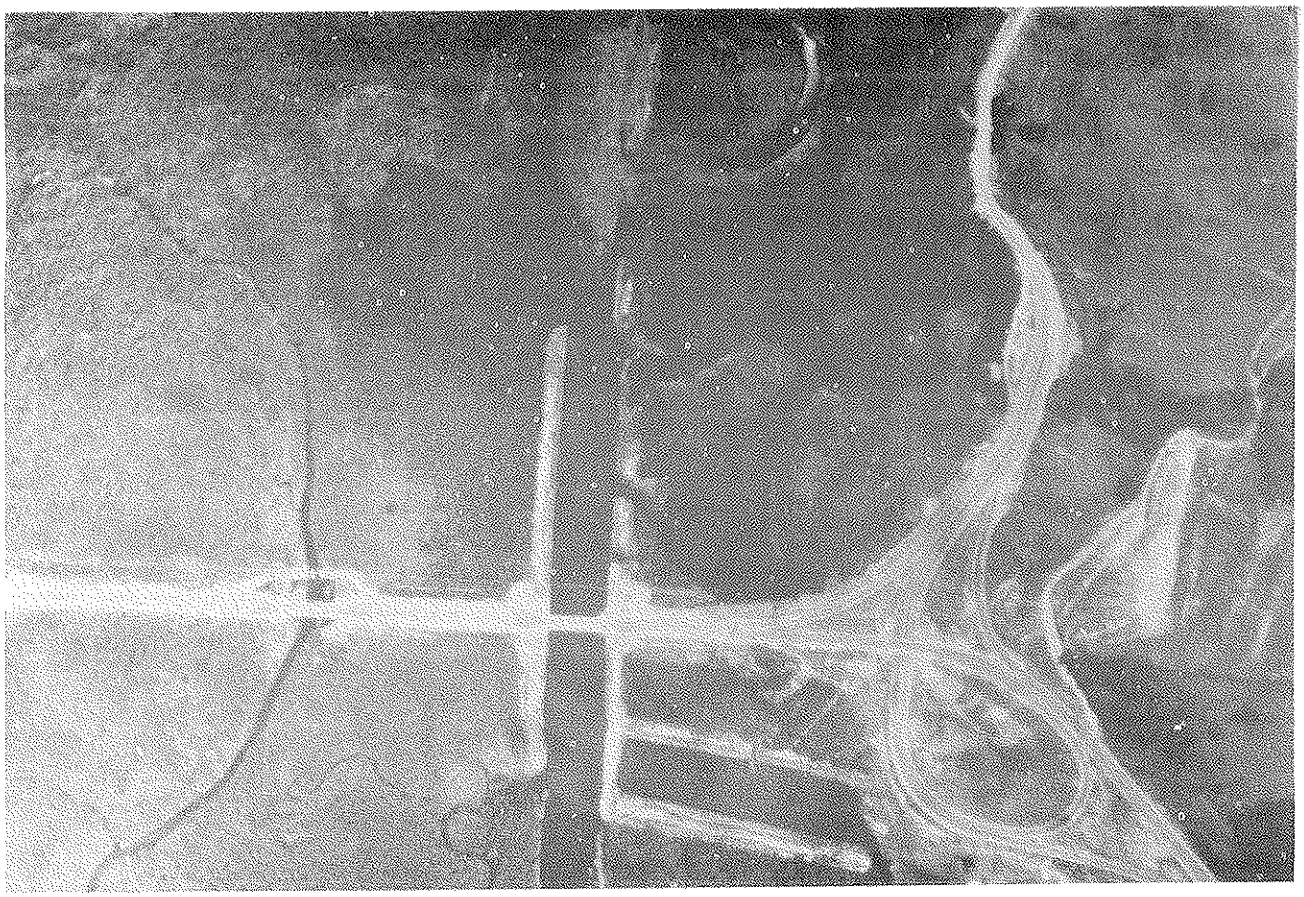


FOTO 6: Foto aérea do Sambaqui do Bigode. Escala 1:5.000. A seta indica o sambaqui e a sua cobertura vegetal, claramente diferenciada da vegetação circundante.

FOTO 7: A seta indica o Sambaqui Congonhas III, Tubarão, Santa Catarina, recoberto por densa vegetação, que se destaca na paisagem. (Foto: R. L. Bastos).

FOTO 8: Sambaqui do Cabo de Santa Marta IV, Laguna, Santa Catarina, parcialmente recoberto apenas por gramíneas. (Foto: R. L. Bastos).

FOTO 9: Sambaqui da Ponta da Garopaba do Sul, Jaguaruna, Santa Catarina, parcialmente recoberto apenas por gramíneas. (Foto: R. L. Bastos).

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag.451-458 (1987)

AEROFOTOPROSPECÇÃO ARQUEOLÓGICA NO RIBEIRÃO DO PALMITAL, BACIA DO PARANAPANEMA, ESTADO DE SÃO PAULO.

Donizete Rodrigues
Instituto de Pré-História da USP

ABSTRACT

This paper deals with the application of aerophotointerpretation in archeological research in the Palmital River Basin, State of São Paulo.

Archeological research in the Piraju Region has revealed the position of lithic sites in quaternary terraces and on slopes with exposed basalt, always near outcrops of intratrapp sandstone, the source raw material for chipping.

The experience of almost twenty years of research on the Paranapanema Project has furnished sufficient scientific-methodological basis for establishing an archeological aerophotoprospection program.

Aerophotoarcheology, as a research method of interdisciplinary character, involves close correlation of prehistoric, geological and geomorphological data. This methodology recommends archeological surveying and prospection on a regional scale based on geomorphological photointerpretation techniques.

Through aerophotointerpretation, it has been possible to check the terraces, delimit the areas where raw material(basalt outcrops with silicified sandstone dikes)occurs and chart the supposedly favorable locations for lithic sites.

Field work in the mapped areas has located twenty-eight sites displaying lithic(chipped sandstone) industry in terraces and on slopes with basalt exposures.

The present stage of work allows us to conclude that applied aerophotoarcheology has been very productive in the survey of lithic sites in the Piraju Region.

A pesquisa de sítios pré-históricos da Bacia do Paranapanema teve início em 1968 e vem sendo desenvolvida pelo Museu Paulista da Universidade de São Paulo, sob a coordenação de L. Pallestrini.

A regionalização do Projeto Paranapanema prevê a existência de cinco áreas, a saber: a) Alto Paranapanema, que envolve a bacia superior; b) Serra de Botucatu, abrangendo a área de influência desta feição geomorfológica; c) Médio Paranapanema de Piraju, considerada a área "core" do Projeto; d) Médio Paranapanema de Assis; e) Baixo Paranapanema e Presidente Prudente, correspondendo o território da 10ª. Região Administrativa do Estado.

As linhas de pesquisa do projeto enfocam a prospecção, a escavação(as características da situação horizontal e vertical), a análise tecno-tipológica do material arqueológico, bem como a inserção dos sítios no contexto ambiental regional.

O levantamento arqueológico da referida bacia vem demonstrando, gradativamente, o posicionamento preferencial de sítios pré-históricos em determinados compartimentos topomorfológicos e próximos a fontes de matéria-prima, revelando a estreita correlação entre o assentamento e a distribuição das reservas petrográficas.

De acordo com os trabalhos realizados na Região de Piraju, o assentamento de caçadores-coletores da faixa cronológica entre 1000 e 7000 anos antes do presente deu-se junto a afloramentos de basalto com arenito silicificado intratrapiano(matéria-prima básica da indústria lítica lascada), em amplos terraços fluviais quaternários.

A experiência dos quase vinte anos de pesquisas do Projeto Paranapanema, forneceu base científico-metodológica suficiente para o estabelecimento de um programa de aerofotoprospecção arqueológica.

A Aerofotoarqueologia(Morais, 1985 ; 1986), como método de pesquisa de caráter interdisciplinar, envolve a estreita correlação entre os dados pré-históricos, geológicos e geomorfológicos. Está vinculada à linha de ação que preconiza o levantamento e a prospecção arqueológica de âmbito regional, com base em técnicas de fotointerpretação geomorfológica.

Ressalta-se que a aplicação dessa metodologia não esgota a pesquisa: ela reveste-se de caráter previsivo e seletivo, carecendo de uma seqüência natural que é a abertura de sítios através de escavações por "superfícies amplas"(Pallestrini, 1975).

Através da interpretação de fotografias de escala adequada pode-se verificar a distribuição dos compartimentos topomorfológicos favoráveis ao assentamento humano(terraços), delimitar as áreas de ocorrência de matéria-prima(afloramento basáltico com arenito intratrapiano, cascalheiras, paleopavimentos detríticos) e cartografar os locais supostamente favoráveis ao encontro de sítios líticos para posterior verificação "in situ", pois essa metodologia não dispensa o trabalho de campo que corrobora ou não a presença de sítios nos locais previamente mapeados.

Os sítios arqueológicos estão sempre inseridos em contextos geológicos e geomorfológicos, elementos vitais da paisagem regional. Daí a importância da interdisciplinaridade entre as Geociências e a Arqueologia(Butzer, 1972).

Na Bacia do Paranapanema, as reservas petrográficas foram um dos principais fatores condicionantes da fixação de muitas populações pré-históricas. Assim, as informações referentes à estrutura geológica do meio ambiente onde se insere a área em estudo e a gênese das suas litologias aflorantes aptas ao lascamento, fornecerão respostas diretas à abordagem arqueológica(Morais, 1983).

As supra e infra-estruturas, definidas por Pallestrini(1975), sofrem perturbações por diferentes naturezas, inclusive processos geo

morfológicos durante a ocupação do sítio e após o seu abandono (diversas modalidades de erosão e sedimentação). Assim, na resolução de problemas referentes à estratigrafia e à distribuição espacial do material arqueológico(resultantes de fatores naturais e humanos), tem-se baseado também, nas informações fornecidas pela Geomorfologia, através de seus processos atuantes.

De acordo com a divisão geomórfica proposta por Almeida(1964), para o Estado de São Paulo, a Bacia do Palmital(mapa 01) está inserida na Província das Cuestas Basálticas, Localiza-se nos municípios de Timburi, Sarutaiá e Piraju. Estes municípios são partes integrantes da Microregião Homogênea de Ourinhos. As coordenadas geográficas dos pontos extremos da bacia são, aproximadamente: Norte(23º 00' S); Sul(23º 17'S); Leste(49º30' W); Oeste(49º37' W).

A Geologia da Bacia do Palmital, em escala regional, constitui-se de rochas do Grupo São Bento, predominando a Formação Serra Geral e em menor escala a Formação Botucatu (DAEE, 1984), além das formações quaternárias.

A Formação Botucatu testemunha um grande deserto climático de aridez crescente, apresentando estruturas dunares, cuja existência se prolongou durante a ocasião do vulcanismo. A unidade apresenta ocorrência generalizada e raramente ultrapassa 100 metros de espessura. As rochas estão expostas numa faixa contínua, nos sopés e nas escarpas das serras basálticas.

A Formação Serra Geral, constituída por rochas basálticas compactas com intercalações de arenito, é resultado do intenso vulcanismo de fissura, ocorrido no Mesozóico, quando ainda perduravam as condições áridas do Deserto de Botucatu. Apresenta corpos intrusivos constituindo diques e "sills" de diabásio(Almeida & Melo, 1981).

A intensa atividade eólica durante o extravasamento do magma, fez com que entre dois derrames sucessivos ocorressem intercalações arenosas, dando origem ao arenito silicificado intertrapiano(Guidicini & Oliveira Campos, 1968).

O arenito intertrapiano utilizado como matéria-prima pelos artesãos pré-históricos da faixa cronológica de 2000 anos antes do presente, resultou em peças líticas mais robustas, com amplas retiradas e retoques mais vigorosos, com menor sofisticação da técnica de lascamento e associados a sítios cerâmicos(Morais, 1983).

O magma ao entrar em contato com a superfície, sofreu resfriamento rápido no topo e na base do derrame provocando, esse resfriamento, fraturas no basalto. A areia movimentada pela atividade eólica, penetrando nas fissuras, absorveu o cimento silicoso do basalto, dando origem ao arenito silicificado intratrapiano.

O arenito intratrapiano utilizado como matéria-prima básica, pelos artesãos pré-históricos da faixa cronológica entre 4000 e 7000 anos antes do presente, resultou em artefatos líticos extremamente requintados, de pequenas dimensões e finamente retocados, denotando maior sofisticação da técnica de lascamento.

A Província das Cuestas Basálticas caracteriza-se morfologicamente por apresentar relevo escarpado, nos limites com a Depressão Periférica, e no reverso uma sucessão de grandes plataformas estruturais de relevo suavizado, inclinados para Oeste em direção à calha do Rio Paraná. As linhas de cuestas vem sendo intensamente esculpidas pela erosão através da densa rede de drenagem e em clima favorável aos processos de intemperismo de caráter diferencial(Melo & Poncano, 1983)

Em alguns trechos a frente da cuesta recua dezenas de quilômetros, quando os principais rios conseqüentes oriundos do Planalto Atlântico e da Depressão Periférica, cortam-na transversalmente em boqueirões ou entalhes. O Rio Paranapanema a atravessa, no município de

Piraju, em altitudes de 540 metros.

A Geomorfologia da Bacia do Palmital apresenta topos e interflúvios arredondados e vertentes de perfis convexos a retilíneos, localmente ravinadas. A drenagem é de média densidade, com padrões dendrítico e sub-dendrítico. Os vales apresentam-se fechados, com planícies aluviais esparsamente distribuídas e restritas às margens dos pequenos tributários(IPT, 1981).

O estudo da Bacia do Palmital(Rodrigues, 1987) foi realizado de acordo com a seqüência operacional retratada a seguir.

1. Verificação da bibliografia pertinente

A consulta bibliográfica de obras específicas abrangeu quatro áreas afins:

1.1 Geologia, com ênfase na interpretação fotogeológica, procurando esclarecer os fatores reconhecíveis nas fotos que conduzem à identificação e mapeamento das unidades aflorantes.

1.2 Geomorfologia, com ênfase na notificação e cartografação dos eventos ligados à dinâmica de erosão e sedimentação de depósitos coluviais e aluviais, em diferentes compartimentos topomorfológicos.

1.3 Aerofotogrametria e Aerofotointerpretação, com o estudo dos métodos e técnicas da Aerofotointerpretação e da Aerofotogrametria; verificação de aspectos ligados à correção de distorções, escalas e tomada de medidas em fotografias aéreas; combinação de processos de identificação e observação(tamanho, forma, tonalidade, textura) e feições que lhes são associadas(sombra, padrão, sítio) e interpretações pertinentes, em estereoscopia binocular.

1.4 Arqueologia Pré-Histórica, com o interrelacionamento entre o meio ambiente e a Arqueologia e conseqüente abordagem interdisciplinar com as Geociências, no que se refere à aplicação da técnica de aerofotointerpretação na pesquisa arqueológica.

2. Seleção das faixas de vôo e das fotografias aéreas

No levantamento e seleção das fotografias aéreas (1:25 000), procurou-se abranger toda a área da Bacia do Ribeirão do Palmital.

3. Adaptação de legendas

Para a elaboração das legendas do trabalho, baseou-se na tabela de convenções elaboradas por Morais(1985), com adaptações pertinentes.

4. Confecções de "over-lays"

Os "over-lays" são obtidos pela aplicação da técnica de decalque, cobrindo-se uma das fotos do par estereoscópico com plástico "ultra-phan" e registrando-se nele os elementos da fotoanálise, de acordo com o interesse da pesquisa.

Para esse trabalho registrou-se no "ultra-phan", elementos naturais(canais fluviais e pluviais, planícies aluviais inundáveis, em fase de sedimentação, divisores de bacias), antrópicos(estradas, pontes, cidades) e, com base em dados geológicos e geomorfológicos, os locais supostamente favoráveis ao encontro de sítios líticos.

5. Comprovação das situações, através de trabalhos de campo

Como foi frisado, a Aerofotoarqueologia, como método de pes

quisa, não dispensa o trabalho de campo. Assim, a verificação "in situ" é indispensável para corroborar ou não a presença de sítios nos locais previamente mapeados.

6. Elaboração final de cartas em diferentes escalas

Os mapas, baseados em cartas topográficas(mapa 01) e na aerofotointerpretação com controle de campo(mapa 02), contêm os possíveis elementos de cunho interdisciplinar(geológico, geomorfológico, arqueológico).

Para a Bacia do Palmital manipulou-se 25 fotografias, compreendendo 05 faixas de vôo, resultando um total de 09 "over-lays".

Através da aerofotointerpretação, realizada em laboratório, foi possível verificar a distribuição dos compartimentos topomorfológicos favoráveis ao assentamento(terraços), delimitar as áreas de ocorrência de matéria-prima(afloramentos basálticos com diques de arenito silicificado) e mapear os locais supostamente favoráveis ao encontro de sítios líticos.

Considerando-se apenas um trecho da Bacia do Palmital e áreas circunvizinhas, os resultados do trabalho de campo foram surpreendentes. As áreas mapeadas apresentaram arenito intratrapiano, que serviu como matéria-prima para a indústria lítica local. Foram detectados 28 sítios (mapa 02) apresentando indústria lítica lascada, cuja matéria-prima predominante é o arenito silicificado.

Coadunando com as situações apresentadas pelos sítios prospectados por Morais(1985), através da aplicação da mesma metodologia, a inserção topomorfológica dos 28 sítios refletiu, também, o posicionamento de sítios líticos(de estratigrafia complexa), inseridos na Província das Cuestas Basálticas, em terraços quaternários e vertentes com exposições de basalto e próximos a afloramentos de arenito intratrapiano, revelando a estreita dependência do assentamento em relação à fonte de matéria-prima.

O atual estágio do trabalho permite afirmar que graças as experiências adquiridas, a aplicação da Aerofotoarqueologia vem demonstrando ser bastante produtiva no levantamento de sítios líticos na Província das Cuestas Basálticas(Médio Paranapanema de Piraju).

Ressalta-se que a aplicação dessa metodologia constitui apenas uma etapa inicial de trabalho, ou seja, levantamento e prospecção de sítios pré-históricos. Não sendo conclusiva prevê, portanto, a continuidade das investigações através da aplicação da mesma em outras áreas e escavações sistemáticas de sítios previamente selecionados.

Encerrando esse trabalho espera-se que o estudo da Bacia do Palmital e áreas circunvizinhas, tenha contribuído para a elucidação progressiva das ocupações pré-históricas do Paranapanema paulista.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. de. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Bol do Inst. Geog. e Geol, São Paulo(41):169-263, 1964.

ALMEIDA, F.F.M. de & MELO, M.S. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO. São Paulo, IPT, 1981. V.1, p. 46-81 (Monografias, 6).

BUTZER, K.W. Environment and Archeology: an ecological approach to Prehistory. London, Methuen & Co., 1972.

GUIDICINI, G. & OLIVEIRA CAMPOS, J. Notas sobre a morfogênese dos derrames basálticos. Bol da Soc. Bras. de Geol., São Paulo, 17(1): 15-28, 1968.

MELO, M.S. & PONÇANO, W.L. Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. São Paulo, IPT, 1983 (Monografias, 9).

MORAIS, J.L. de. A utilização dos afloramentos litológicos pelo Homem pré-histórico brasileiro: análise do tratamento da matéria-prima. Coleção Museu Paulista, Arqueologia, 7. São Paulo, 1983.

_____. Aerofotoarqueologia: um estudo de caso no Projeto Paranapanema. Rev. do Museu Paulista, São Paulo, XXX, 1985.

_____. A propósito da interdisciplinaridade em Arqueologia. Rev. do Museu Paulista, São Paulo, XXXI, 1986.

PALLESTRINI, L. Interpretação de estruturas arqueológicas em sítios do Estado de São Paulo. Coleção Museu Paulista, 1. São Paulo, 1975.

RODRIGUES, Donizete A. Levantamento de ocupaçoes pré-históricas: três estudos de caso no Paranapanema paulista. Dissertação de Mestrado, F.F.L.C.H.-USP. São Paulo, 1987.

DOCUMENTAÇÃO CARTOGRÁFICA E AEROFOTOGRAMÉTRICA

DAEE-SP/UNESP. Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1:25 000 folha SF-22-Z-D/SF-22-Z-C - Itapetininga/Cornélio Procópio(1984).

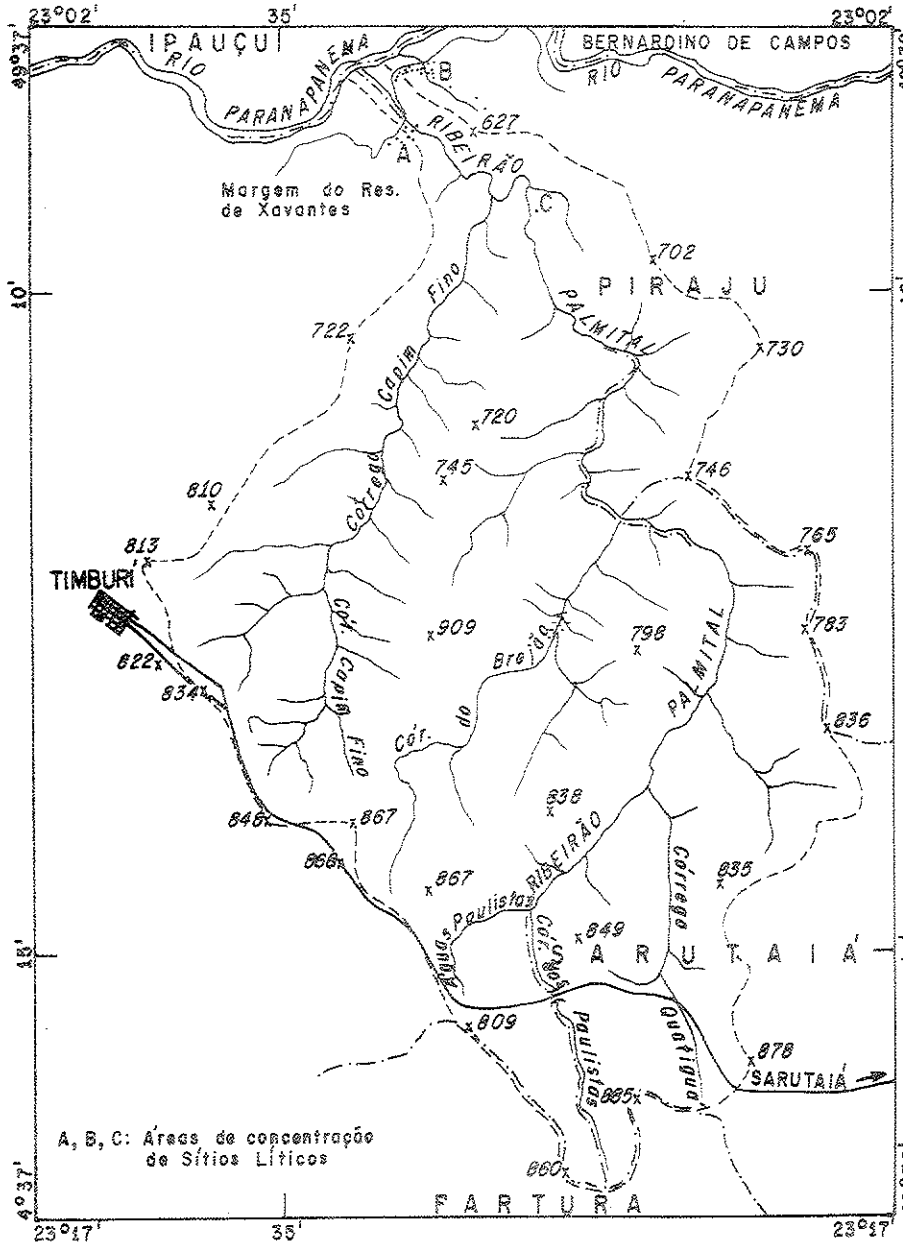
FIBGE - Carta do Brasil, 1: 50 000, Folhas SF-22-z-C-III-2 - Ipauçu " (1970); SF-22-Z-C-III-4 - Carlópolis (1971).

IPT-SP. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, 1: 1 000 000 (1981)

IBC-GERCA. Levantamento aerofotogramétrico, 1:25 000, fotoíndice SF-22-E-II(1972/73).

***

Meus agradecimentos ao Prof. Dr. José Luiz de Morais, orientador do trabalho, e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo(FAPESP), pelo financiamento do projeto(proc.85/1120-8).



BACIA DO PALMITAL
MÉDIO PARANAPANEMA
ESTADO DE SÃO PAULO
PROJETO PARANAPANEMA

AEROFOTOPROSPECÇÃO ARQUEOLÓGICA

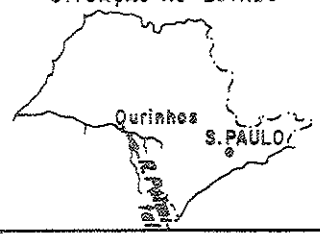
MAPA - 01

ESCALA 1 0 1 2 3 km

L E G E N D A

---- Delimitação da Bacia -.-.- Divisa Municipal

SITUAÇÃO NO ESTADO



Fonte:

IBGE - C. DO BRASIL / 1971 - ESCALA 1:50 000
Folhas de Ipaucu e Cordeirópolis

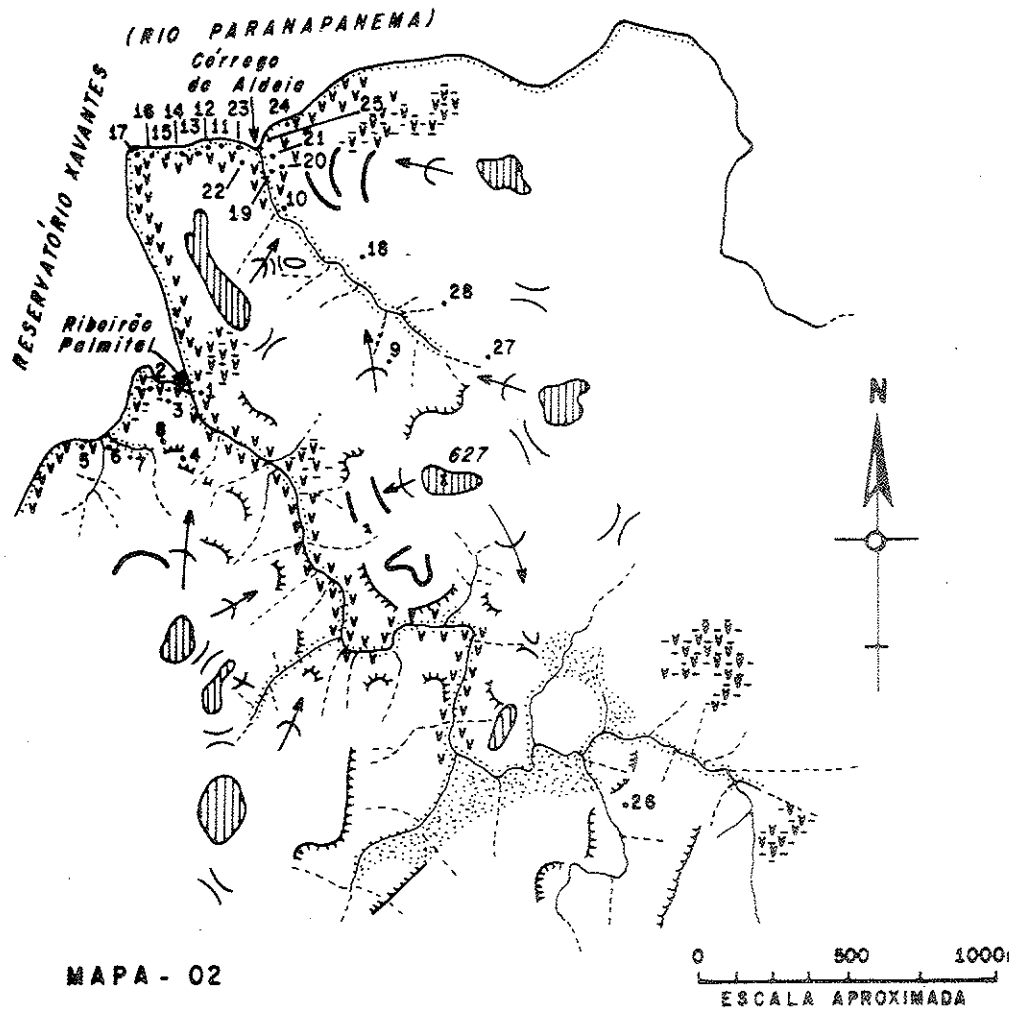
Des. Hélio Rodrigues/87

PROJETO PARANAPANEMA

BAIXO PALMITAL E ÁREAS CIRCUNVIZINHAS

PIRAJU, TIMBURI - S. PAULO

AEROFOTOARQUEOLOGIA



MAPA - 02

LEGENDA

ESCOAMENTO SUPERFICIAL DAS ÁGUAS

- Canais fluviais
- Canais pluviais

ALTIMETRIA

- x — Altitude em metros

TOPOMORFOLOGIA / PETROGRAFIA / SEDIMENTOLOGIA / ARQUEOLOGIA

- Topos
- Colos
- Exposições de basalto, com arenito intratrapiano, locais altamente favoráveis para o encontro de sítios
- Exposições de arenito silicificado intertrapiano
- Vertentes convexas, com escórias, de basalto e arenito silicificado, favoráveis para o encontro de sítios
- Patamares
- Planícies aluviais inundáveis, em fase de sedimentação
- Escarpas arenito-basálticas

EVENTOS ANTRÓPICOS

- Sítios pré-históricos

Fonte:_
F. Aéreas: IBC 1972/73
Aerofotointerpretação e
Organização:_ DONIZETE RODRIGUES
Des._Hélio Rodrigues/87

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 459-478 (1987)

PESQUISA INTEGRADA DE MEIO AMBIENTE E ARQUEOLOGIA PRÉ-HISTÓRICA NA BACIA DO RIO GUAREÍ, SP

LYLIAN COLTRINARI *

MARISA COUTINHO AFONSO **

* Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo

** Instituto de Pré-História da Universidade de São Paulo

I - INTRODUÇÃO

Após a descoberta do abrigo Sarandi, com vestígios arqueológicos (artefatos lascados de sílex), no município de Guareí, São Paulo, foi elaborado, em 1979, o "Programa de Pesquisas Arqueológicas no Vale Médio do Rio Tietê", sob a coordenação dos Profs. Drs. Solange Bezerra Caldarelli e Walter Alves Neves. Este projeto compreendia estudos arqueológicos e ambientais com o objetivo de contribuir para a compreensão dos aspectos culturais e ecológicos dos grupos caçadores e coletores pré-históricos do interior do Estado de São Paulo.

À época do começo da pesquisa integrada, em 1982, os conhecimentos relativos às condições ambientais da área eram escassos e, quando existentes, de difícil compatibilização. Por outro lado, do ponto de vista da geologia do Quaternário, a perspectiva de detectar interrelações entre os estabelecimentos humanos pré-históricos e os parâmetros do ambiente ao longo do Holoceno era particularmente interessante, considerando as dificuldades que enfrentam essas pesquisas no contexto tropical.

Em primeiro lugar, porque é inerente à pesquisa do último período geológico a utilização de correlações entre os elementos abióticos e bióticos do meio ambiente nas diversas escalas espaço-temporais; segundo, porque a intensidade do intemperismo e a pedogênese impedem a permanência de elementos datáveis nos estratos de materiais quaternários, e, em muitos casos, os detritos orgânicos, materiais líticos e fragmentos de cerâmica podem ser localizados no tempo com relativa precisão (Coltrinari & Neves, 1984).

Por outro lado, do ponto de vista geomorfológico, o trabalho interdisciplinar implicava na utilização simultânea de duas escalas diferentes para a análise do meio físico, uma de semi-detalhe, para a definição e caracterização da compartimentação regional em que se inserem os sítios ou sistemas de sítios, e outra, de detalhe, necessária para

o conhecimento da inserção de cada sítio nas formas de relevo - vertente, fundo de vale, interflúvio - em que se localizam. As escalas propostas, regional e local, não são excludentes, nem as únicas adequadas à pesquisa: todas são solidárias entre si e necessárias à compreensão da dialética da paisagem e, em outro nível, do sistema de relações entre o meio ambiente e os bandos pré-históricos (Coltrinari, 1984).

II - METODOLOGIA

O projeto começou com a escavação sistemática do abrigo Sarandi, através do método etnográfico, que é o mais adequado para se reconstituir as atividades cotidianas dos habitantes do sítio (Foto 1).

Em 1980, foi iniciado um programa de levantamento arqueológico na bacia do rio Guareí, com o objetivo de se conhecer as diversas manifestações arqueológicas da região. A metodologia utilizada foi a proposta por Evans & Meggers (1965), ou seja, a prospecção foi feita ao longo dos cursos d'água e atendendo-se a informações dos moradores locais.

O levantamento arqueológico pretendeu ajudar no estabelecimento de uma tipologia de sítios e na identificação das relações entre os sítios e o meio ambiente. De cada sítio, foi retirada uma amostra da cultura material para estudos tecnológicos e tipológicos, feitos em laboratório.

Percebeu-se, no entanto, que faltava uma estratégia melhor de amostragem da área, e que ela só poderia ser idealizada com o aprofundamento das pesquisas ambientais.

Em 1983, houve uma reformulação das bases conceituais e metodológica do projeto e uma maior preocupação nos "sistemas de sítios", como unidades de análise. Foi elaborada uma mudança da metodologia do levantamento arqueológico que começou a ser feito pelo "método dos quadrados" (Neves, 1984). Esta alteração só pode ocorrer com a intensificação dos projetos ambientais e seus resultados preliminares, pois a localização das unidades amostrais (quadrados de 1 km^2) dependeu da definição das unidades da paisagem. Estes quadrados foram escolhidos em diferentes compartimentos geomorfológicos e prospectados sistematicamente em toda a sua extensão.

Este levantamento sistemático e probabilístico da bacia do rio Guareí foi aplicado em duas sub-bacias (a do ribeirão Guarda-mor e a do ribeirão Areia Branca) e teve a finalidade de identificar os padrões de estabelecimento dos grupos pré-históricos que habitaram a área.

A bacia do ribeirão Areia Branca voltou a ser prospectada pelo novo método porque os sítios apresentaram um padrão distinto do encontrado na bacia do ribeirão Guarda-mor e foi necessário verificar se está diferença era real ou devido às metodologias diversas.

O trecho da bacia do rio Guareí recoberto por cerrado e próximo ao abrigo Sarandi foi prospectado, experimentalmente, em 1985. Não

foi viável a utilização do "método dos quadrados" nesta área coberta por vegetação primária e de relevo ligeiramente ondulado, por falta de marcadores na paisagem que servissem de amarração para os vértices do quadrado. Foi testado um novo método - o "transect com caminhadas perpendiculares", onde a cada 100 m, dois prospectores afastavam-se em direção perpendicular à do transect e em sentidos opostos. A substituição de uma figura geométrica bidimensional como unidade amostral por uma linear facilitou a sua localização na paisagem.

No que se refere ao projeto ambiental, a proposta de trabalho apresentada pelo autor senior à equipe de arqueólogos do Instituto de Pré-História da Universidade de São Paulo abrangia duas fases nas quais integravam-se pesquisas de gabinete, campo e laboratório. Na primeira delas, o objetivo era a definição dos compartimentos geomorfológicos na bacia do Alto Guareí, a partir do mapeamento em escala 1:50.000, da geologia, hipsometria e formações superficiais, completado com a cartografia das formações vegetais.

Foi realizado inicialmente um levantamento da documentação bibliográfica, cartográfica e aerofotogramétrica existentes, para a elaboração de overlays e da cartografia preliminar. O trabalho de campo acompanhou os de gabinete e permitiu a verificação e detalhamento das informações, oferecendo subsídios para a confecção dos documentos definitivos. Simultaneamente, foi realizado o reconhecimento das condições físicas atuais dos diversos sítios e sistemas de sítios, em particular aqueles que, a critério dos pré-historiadores, eram prioritários como objetos de estudo para a segunda etapa do trabalho conjunto. Diga-se de passagem que os sítios escolhidos pelos arqueólogos são também de interesse para a análise do quadro ambiental, seja pelas suas condições intrínsecas de localização, seja pela posição que ocupam na paisagem.

Dos trabalhos realizados ficaram como produto uma série de cartas temáticas que não puderam ser reproduzidas por razões de ordem técnica; com base nessas cartas, foi realizada a caracterização da área e de seus compartimentos.

A área de estudo (Figura 1) localiza-se na Depressão Periférica Paulista (Almeida, 1964), definida por Ab'Sáber(1969) como "...uma região rebaixada, interposta entre o Planalto Atlântico e os planaltos ocidentais e embutida entre as áreas serranas elevadas e acidentadas (750 - 1600 m) e as escarpas das altas cuestas arenítico-basálticas (850 - 1100 m)".

A bacia do rio Guareí, afluente do Paranapanema, constitui faixa de ligação entre as bacias do Tietê e do Paranapanema. Na primeira, segundo Almeida (1964), "... a topografia é pouco acidentada com desníveis locais que só excepcionalmente ultrapassam 200 m. Por toda parte predominam colinas baixas, de formas suavizadas, separadas por vales jovens, sem planícies aluviais importantes, determinados pela interação dos perfis convexos das vertentes. É toda a zona coberta por rede de drenagem bem organizada ...". Observa-se também que, enquanto as

formas das sub-bacias do Tietê apresentam formas ovaladas, com padrões dendritiformes nas cabeceiras e cursos subsequentes e com densidade e percursos menores na margem direita dos cursos principais, as sub- bacias do Paranapanema apresentam formas mais largas, com cabeceiras mais amplas, como leques abertos, com maior densidade de padrões semidendríticos, tendo os afluentes de ambas as margens a mesma extensão (Castro, 1980).

Do ponto de vista climático, tomando como base a classificação de Koeppen, o clima é de tipo Cfb. De acordo com Troppmair (1975), a temperatura média anual é de 18º a 19ºC, sendo a média das mínimas de 10ºC no inverno, e a média das máximas, no verão, de 28ºC. A deficiência hídrica, quando ocorre, é pequena, cerca de 50 a 80 mm nos meses mais secos.

De acordo com a carta da Comissão de Solos (1960), predominam na área solos podzólicos vermelho-amarelos, enquanto nas várzeas desenvolvem-se perfis de solos hidromórficos.

Quanto à vegetação, ocorrem matas e cerrado, distribuindo-se, a mata latifoliada, em aparente coincidência com as rochas da Formação Corumbataí, e mata de várzea, acompanhando os cursos de água principais (Chiarini & Coelho, 1969; Troppmair, 1969, 1965; CPRM, 1975). Mesmo dentro do domínio do cerrado, Fúlfaro (1970) observou a ocorrência de pequenas linhas de mata, relacionados a morros residuais capeados por derrames basálticos da Formação Serra Geral. O abrigo Sarandi encontra-se em tal situação (Caldarelli, 1983). Na bacia do Alto Guareí, também de acordo com Caldarelli (1983), ocorrem as seguintes associações entre vegetação e solo: os litossolos e os podzólicos estão relacionados às matas, e os regossolos e latossolos à formações de cerrado.

Os resultados da pesquisa mostram, em primeiro lugar, que a localização dos sítios pré-históricos estudados dá-se preferencialmente nas bacias dos ribeirões Areia Branca e Guarda-mor (Figura 2), o que levou a concentração dos trabalhos na alta bacia do Guareí, do qual são afluentes e co-formadores esses cursos de água, e na faixa imediatamente a jusante da cidade de Guareí.

A geologia da área (Almeida, 1964; Fúlfaro, 1964, 1970; Soares & Landim, 1973; Dias Ferreira, 1979; Almeida *et al.*, 1981, entre outros) mostra a ocorrência de rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná. As rochas paleozóicas do Grupo Passa-Dois correspondem às Formações Irati e Corumbataí, constituídas respectivamente por siltitos e arenítos finos em parte concrecionados por calcários e sílex, e argilitos, folhelhos e siltitos com intercalações de bancos carbonáticos, silexitos e camadas de arenitos finos (Almeida *et al.*,1981).

Nos fundos dos vales e ao longo da margem esquerda do ribeirão Guarda-mor, até a altura da confluência do Areia Branca no rio Guareí, ocorrem afloramentos da Formação Irati (Pi), praticamente ausente da margem direita do Guareí salvo por uma estreita faixa de uns poucos quilômetros ao longo do rio a jusante da foz do Areia Branca. Os afloramentos estão constituídos pelas rochas do membro Assistência, no

qual folhelhos e subordinadamente calcários e siltitos se mostram bastante silicificados (Almeida, 1964).

A Formação Corumbataí (Pc) aflora em toda a área de pesquisa localizada entre o limite S da bacia (divisor Guarda-mor/ córrego do Bernardes, afluente do R. Itapetininga) até aproximadamente o divisor entre os afluentes da margem direita do R. Guareí e os da margem esquerda do ribeirão Areia Branca. Aflora também nos fundos dos vales do sistemaAreia Branca, acompanhando a margem direita deste rio e a do coletor principal a jusante da cidade de Guareí. O limite entre as bacias do Guareí e do Itapetininga, um alto topográfico que forma parte da "cuesta de Pereiras" (Almeida, 1964), está sustentado por estruturas silicificadas da parte média e superior da Formação Corumbataí; são principalmente bancos de marga parcialmente silicificada, com até 3 m de espessura, bem como camadas de sílex alternadas que atingem individualmente 2 m de espessura. Na bacia do ribeirão Areia Branca, sob as rochas mesozóicas, as estruturas silicificadas delgadas da Formação Corumbataí originam degraus estruturais ou, ainda, acompanham e sustentam interflúvios; segundo Almeida (1964), o espigão do Areia Branca, entre este rio e o Guareí, seria um dos exemplos.

No limite norte da área, o divisor entre a bacia do ribeirão Areia Branca e a do rio Bonito está formado por relevos remanescentes da erosão da cuesta sustentados pelas rochas do pacote constituído pelas formações Pirambóia (Ŧ Jp) e Botucatu (Ŧ Jb), por vezes coroados de derrames basálticos da Formação Serra Geral, como acontece com o morro do abrigo Sarandi.

Os materiais da Formação Pirambóia, de origem fluvial, compõem-se de arenitos com estratificação cruzada, e arenitos argilosos, argilitos e siltitos com estratificação plano-paralela, originando vertentes recortadas com degraus e patamares (Soares & Landim, 1973). Constituem a sustentação do relevo na bacia do ribeirão Areia Branca e do limite N e NW da mesma; mais ao sul, o divisor está formado por afloramentos dos arenitos Botucatu, como acontece nos morros residuais nivelados em torno dos 800 m, capeados por rochas básicas, que foram isolados das cuestas pela erosão, como é o caso do Sarandi.

Os materiais quaternários acompanham os cursos dos rios; são bastante contínuos ao longo do curso do coletor principal, basicamente a jusante da confluência com o Areia Branca, em cujo curso inferior também se observa a expansão dos depósitos aluviais. Parece evidente a correlação entre os aportes dos produtos de alteração dos arenitos da porção NE da bacia e o desenvolvimento, e inclusive diferenciação, dos níveis quaternários.

A análise do relevo mostra que suas características gerais acompanham a distribuição das formações geológicas que afloram na área, cuja influência percebe-se inclusive nos atributos das formações superficiais que recobrem vertentes e interflúvios.

A morfologia da alta bacia do R. Guareí mostra dois conjuntos diferenciados; o mais extenso, localiza-se nas partes E e S e é drena-

do pelos ribeirões Guarda-mor, das Pedras e o próprio Guareí; o segundo setor corresponde à bacia do ribeirão Areia Branca, que completa a NW a alta bacia do coletor principal. Esta apresenta forma semicircular quase perfeita, se se considerar que a distância entre a confluência do Guarda-mor e o Guareí dos Lemes e as cabeceiras do Areia Branca a NE e as dos afluentes do Guarda-mor a S e SE oscila entre 11,5 e 12,5 km.

A S e E, sobre rochas da Formação Corumbataí, o grau de dissecação e o padrão de drenagem são visivelmente diferentes em relação ao setor NE. Enquanto na bacia do Guarda-mor a densidade de drenagem é superior a 1,6 km/km², na bacia do Areia Branca alcança apenas a 0,7 km/km². O padrão radial centrípeto dos formadores e afluentes do Guareí pela margem esquerda contrasta com o retangular do Areia Branca e dos afluentes do Guareí dos Lemes pela margem direita. Esta aparente subordinação a lineamentos estruturais confirmaria a existência do sistema de falhas Guareí-Torre de Pedra-Morro do Bofete, considerado por Soares (1974) como apresentando pequenos rejeitos, à exceção do setor próximo ao morro do Sarandi.

No que toca à compartimentação topográfica, é nítido o predomínio de um nível de colinas embutido em relação aos relevos fortes dos divisores SE e NW, que se localizam acima dos 700 - 720 m, e atingem os 866 m a NE do Sarandi. As colinas desenvolvem-se entre 620 - 700 m, originadas a partir do entalhe fluvial sobre as rochas paleozóicas e mesozóicas; os vales apresentam vertentes suaves que flanqueiam vales estreitos nos quais a sedimentação quaternária é restrita, à exceção do baixo curso do Areia Branca e do Guareí, em especial a jusante da confluência de ambos. A planície de inundação do Guareí apresenta-se entre 614-620 m; no Areia Branca oscila entre 620-630 m, altitudes semelhantes às verificadas no Guarda-mor.

De acordo com Dias Ferreira (1979), a sequência de morros-testemunho de que forma parte o morro do Sarandi corresponde a um nível de aplainamento do Terciário Médio, representado no limite NW da área de pesquisa por testemunhos nivelados em torno de 800 m e mantidos por rochas básicas. Possivelmente os interflúvios que formam o limite S e SE daalta bacia sustentados pelos afloramentos de sílex, assim como o espigão do Areia Branca, representam o degrau inferior desta superfície.

As colinas de nível intermediário caracterizam-se por seus divisores de perfil convexo suave, vertentes de declividade pouco acentuada, com sinais de entalhes hoje afuncionais, que provavelmente contribuíram ao descarnamento das vertentes deixando expostos os bancos de sílex da Formação Corumbataí. Estes bancos ou lentes sustentam rupturas, chegando a originar degraus mais ou menos desenvolvidos de acordo com o mergulho e a espessura das camadas de diferentes resistências.

Fúlfaro (1970) reconheceu na região três níveis de sílex, considerando que correspondem a antigos leitos de calcário substituídos por sílica. Tais níveis, segundo o autor, obedecem à estrutura interna da

rocha, aparecendo o sílex de forma concordante com a estratificação, e têm expressão regional. Em numerosas vertentes da área, em particular na parte SE, foi possível observar imediatamente abaixo dos afloramentos de bancos e blocos de sílex dos interflúvios, cabeceiras de erosão e anfiteatros de escorregamento.

Na área de afloramento dos materiais mesozóicos, os entalhes das vertentes são mais importantes; observam-se também degraus e patamares, em geral associados a camadas mais argilosas e siltosas intercalados nos arenitos. O modelado é mais irregular do que no caso anterior, pois os intervalos entre os degraus são desiguais nos sentidos longitudinal e transversal. Na época da chuva, quando o escoamento interno torna-se parcialmente interrompido, originam-se zonas encharcadas, às quais se associa uma vegetação diferente (Soares, 1973, *in* Dias Ferreira, 1979). No contato entre as formações Pirambóia e Corumbataí, que aflora nas baixas vertentes, numerosas nascentes geram também encharcamento e hidromorfia.

Finalmente, no que diz respeito às formações superficiais, as verificações de campo permitiram estabelecer as características dos materiais de recobrimento encontrados sobre as três principais litologias. No extremo NE da bacia, a montante das nascentes do Areia Branca, ocorre em superfície material arenoso fino, às vezes cinzento até 20-30 cm de profundidade; embaixo, há material arenoso, proveniente da alteração da rocha *in situ*, que aflora entre 50 e 120 cm. Nota-se nos perfis as já mencionadas irregularidades das camadas, já que tanto pode aparecer material alterado areno-argiloso quanto seixos parcialmente remanejados por alteração da matriz. É comum observar na passagem entre o horizonte superficial cinzento e a rocha *in situ* manchas bruno alaranjadas, provavelmente associadas a raízes ou canais de construção biológica.

Os materiais de recobrimento da Formação Corumbataí são rasos, sendo frequente o afloramento do substrato já aos 45 cm de profundidade. Os produtos de alteração são argilosos, areno-argilosos finos, com ou sem silte; nos perfis mais evoluídos observa-se a ocorrência de horizonte B textural, com teores altos de argila. Nos topos, a espessura é insignificante, sendo frequente o afloramento da rocha, como já foi escrito anteriormente; os fundos de vale são chatos e, quando reentalhados, apresentam terraços de várzea. A ausência de alargamento depois do entalhe mais recente favoreceu a acumulação do material transportado ao longo das vertentes; daí o aspecto caótico que muitas várzeas apresentam.

Sobre a Formação Irati, limitada à porção S da cabeceira do Guareí, é frequente localizar perfis pedológicos com horizontes B latossólicos; a espessura varia, mas em geral atingem em torno de 100 cm. Perfis latossólicos arenosos são encontrados sobre afloramentos de arenito Pirambóia, próximo ao divisor N, sobre interflúvios largos de perfil reto/convexo.

Nas várzeas dos entalhes menores sobre Formação Corumbataí, os

aluviões apresentam materiais superficiais arenosos finos, que recobrem horizontes argilosos com matéria orgânica; na base, ocorrem argilas com sinal de hidromorfia; os perfis são pouco espessos, atingindo até 70-80 cm. Nos rios onde o nível do lençol abaixou, os horizontes orgânicos ficam expostos na faixa de passagem entre o sopé da vertente e o fundo, constituindo-se em elementos adequados à análise bioestratigráfica e, eventualmente, cronoestratigráfica.

O mapeamento das formações vegetais a partir do exame de fotografias aéreas em escala 1:25.000 e mosaicos do levantamento realizado em 1962 foi completado com verificações realizadas entre 1983 e 1985. Foi determinada a existência de mata de várzea ao longo do curso principal e do Guarda-mor. Ela é mais frequente e densa ao longo dos cursos de água entalhados nas rochas paleozóicas, e também em alguns fundos de vales da bacia do Areia Branca, onde aflora a Formação Corumbataí.

Restos da cobertura florestal original foram também preservados em interflúvios e vales das cabeceiras localizadas próximas ao limite S da bacia; parece evidente que estão associados aos locais onde os materiais de alteração apresentavam maior espessura, tendo a vegetação contribuído para sua fixação e, ainda, seu desenvolvimento em meio a uma paisagem quase que totalmente desprovida de cobertura vegetal primitiva. Na parte correspondente aos afloramentos da Formação Pirambóia, a mata acompanha os contatos entre as camadas arenosas e areno-siltosas e/ou areno-argilosas, ou, como acontece no morro do Sarandi, desenvolve se nas vertentes voltadas para S. As ocorrências de cerrado na área são limitadas, restringindo-se a alguns interflúvios, e às vertentes à margem direita do Areia Branca. Trabalhos detalhados em algumas manchas de vegetação foram realizados conjuntamente pela equipe do Instituto de Pré-História da USP e por botânicos da UNICAMP; os resultados serão dados a conhecer em uma etapa posterior do trabalho.

Através do levantamento arqueológico da bacia do alto Guareí, foram localizados seis sítios e dois complexos arqueológicos. Os complexos, segundo Caldarelli (1983), são locais com duas ou mais áreas de ocorrência de vestígios arqueológicos, distando de 100 a 250 m e também são indicativos dos padrões de estabelecimento.

Os sítios Sarandi, Areia Branca II, Pau Papudo e São Pedro e o complexo Areia Branca I estão situados na bacia do ribeirão Areia Branca; o sítio Vista Alegre e o complexo Guarda-mor encontram-se na bacia do ribeirão Guarda-mor, ao sul da bacia do Guareí. Todos os sítios localizados são líticos e o Sarandi é o único em abrigo sob rocha.

O sítio Areia Branca II é um sítio- base. Tem uma extensão e densidade de material arqueológico grandes, diversidade de tipos de artefatos, muitos apresentando desgaste acentuado e outros retransformados. Os complexos Guarda-mor e Areia Branca I apresentam várias áreas de atividades separadas espacialmente e pouco distantes entre si. Os sítios Pau Papudo e São Pedro apresentam baixa densidade de vestígios líticos, e foram classificados como "mini-sítios", segundo a terminologia proposta por Isaac, Harris & Marshall (1981). Apesar de serem pouco expressivos em termos da quantidade de peças líticas que apresentam, têm impor-

tância para a compreensão do sistema de estabelecimento dos grupos pré históricos.

O abrigo Sarandi apresenta algumas particularidades: é o único abrigo sob rocha localizado e é o único datado por Carbono 14, o que o torna um referencial em termos cronológicos e tipológicos (5540 ± 120 AP). Este abrigo foi habitado por grupos caçadores e coletores pré-históricos e apresenta três tipos de vestígios arqueológicos: testemunhos líticos, testemunhos de combustão (fragmentos de carvão vegetal, áreas de ocorrência de cinzas, coquinhos calcinados e peças líticas queimadas) e testemunhos vegetais (pólens, coquinhos, fragmentos de madeira carbonizada). Estes vestígios refletem as seguintes atividades: atividades internas (lascamento de pedra, preparo de peles, confecção de utensílios de matérias perecíveis, processamento e consumo de alimentos) e externas (procura de matérias-primas, caça e coleta de vegetais). Esses sítios, com exceção do complexo Guarda-mor, foram objeto da tese de doutoramento da Dra. S. B. Caldarelli (Caldarelli, 1983).

Ao final do levantamento arqueológico, o seguinte quadro foi esboçado: 1) a bacia do ribeirão Guarda-mor apresenta maior ocorrência e densidade de vestígios arqueológicos (artefatos lascados) do que a do ribeirão Areia Branca; 2) há diferenças nos padrões de estabelecimento nas duas sub-bacias: na bacia do Areia Branca há sítios-base, como os Areia Branca I e II, onde há concentração de atividades, e sítios menores, como Catanduva, Pau Papudo e São Pedro, de atividades menos intensas e de curta duração; na bacia do Guarda-mor, os sítios são mais extensos e com maior densidade de material; 3) os sítios apresentam indústrias líticas semelhantes e relacionadas às dos outros sítios do vale do rio Tietê e não do Paranapanema.

III - INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A partir do trabalho desenvolvido em nível regional é possível formular algumas constatações que, se não respondem totalmente às indagações formuladas inicialmente pelos pré-historiadores, permitem ao menos concluir que as leituras específicas e unidirecionadas da paisagem, quando combinadas, se enriquecem e aprofundam.

As indagações poderiam resumir-se da seguinte forma: saber se existia um compartimento onde a ocupação foi preferencial, e averiguar quais as características dessa unidade de paisagem que teriam provocado esse fenômento.

A partir das informações sintetizadas na segunda parte, pode-se afirmar que o setor preferencial dos assentamentos foi o compartimento intermediário, de relevo colinoso, nas faixas próximas aos divisores S e N da alta bacia do Guareí. Tanto o Guarda-mor quanto o Areia Branca caracterizam-se pela alta densidade de drenagem, os vales de fundo estreito e vertentes de declividade suave que divergem em direção a interflúvios de perfil reto/convexo, principalmente na parte S da área. Estas características fazem pensar que a circulação de grupos de caçadores e coletores não encontrava obstáculos no interior da área.

Se é possível levantar esta hipótese em função das condições atuais da rede fluvial, acreditamos que as condições seriam ainda mais favoráveis durante as fases do Holoceno em que os entalhes hoje afuncionais integravam a rede fluvial permanente.

Quando analisada a posição dos sítios, faz-se mais claro o relacionamento entre os assentamentos e os cursos d'água; estão localizados, sem exceção, próximos de cabeceiras ou conjunto de cabeceiras (sítios Vista Alegre, Pau Papudo, abrigo Sarandi), nas baixas vertentes (Catanduva, São Pedro) e em patamares mais ou menos extensos, correspondentes a níveis de terraço (Areia Branca I e II), atingindo em muitos casos o fundo dos vales. O complexo arqueológico Guarda-mor, nas colinas altas próximas ao divisor S da bacia na área de cabeceiras do rio homônimo, mostra que os bandos pré-históricos habitaram as vertentes em toda sua largura e extensão, dos divisores até a base. Constata se que a escolha por patamares enxutos, próximos a um estreitamento do vale ou de uma confluência não é aleatória: veja-se o caso do sítio-base Areia Branca II, a jusante da cidade de Guareí.

Merece também atenção a posição dos sítios no relevo e em relação aos pontos cardeais, detalhes que ficam em evidência na pesquisa de campo, já que as cartas em escala 1:50.000 não mostram a exposição dos planos que compõem uma vertente ou da passagem entre os interflúvios e as vertentes, em relação ao sol. É bastante claro em certos casos que o local escolhido era adequado do ponto de vista estratégico (pela morfologia e/ou posição na paisagem), pela proximidade da água, já analisada, e pela sua posição em relação ao sol e aos ventos dominantes, voltados para N e /ou, se em áreas planas, próximos a reentrâncias no relevo; isto, sem considerar a continuidade da cobertura vegetal, hoje quase inexistente, que atuava como elemento de refúgio e proteção.

Por influência dos fatores mencionados (características da rede fluvial e do relevo, as distâncias entre os extremos da área), é bastante evidente que, além de circularem com facilidade dentro da área, os bandos pré-históricos transitavam por ela como um verdadeiro corredor; note-se, por exemplo, a localização dos sítios na bacia do ribeirão Areia Branca, cujo vale serviria de passagem para os grupos que chegavam através do divisor baixo e entalhado localizado a E. Certamente o acesso era mais fácil do que a travessia dos interflúvios capeados por sílex e arenito/basalto.

Quanto à matéria-prima, ela localizava-se à distância acessível na borda S, onde os bancos e lentes de sílex da Formação Corumbataí, densamente diaclasados, forneciam material adequado para os artefatos para caça, pesca e uso doméstico.(Foto 2).

Em todos os sítios, a matéria-prima dominante é o sílex, embora haja também peças de quartzo, arenito silicificado e basalto, significando menos de 1% do material. O quartzo e o arenito silicificado provavelmente foram coletados de cascalheiras, nas beiras dos rios e o basalto, da Formação Serra Geral, aflora no topo de morros testemunhos, como o Sarandi.

Os grupos pré-históricos que habitaram a região deram preferência aos blocos de sílex para a retirada de suportes para os artefatos, mesmo no caso das pontas-de-projétil. Estes blocos apresentam diáclases e muitos fraturaram no momento do impacto do lascamento, o que explica a existência de fragmentos de matéria-prima, fragmentos de núcleos e detritos de lascamento em todos os sítios.

No caso do abrigo Sarandi, os blocos de matéria-prima foram trazidos semi-preparados para o sítio, denotando um lascamento anterior, para a pré-formação dos núcleos, provelmente para diminuir o peso na subida do morro. Há poucos e pequenos blocos de matéria-prima no interior do abrigo e a indústria lítica é de pequenas dimensões. A presença de artefatos pequenos, compostos e reutilizados é grande, o que significa uma tentativa de aproveitar o máximo possível as matérias-primas. Há pouca ocorrência de peças bifaciais no abrigo em relação aos sítios em campo aberto. Mas, a presença de pontas-de-projétil indica uma proximidade entre esses tipos de sítios. As pontas serrilhadas, próprias para atividades de pesca, só foram encontradas em sítios em campo aberto.

Estas hipóteses resumem as conclusões relativas ao primeiro nível da pesquisa, mas não encerram todas as observações nem os resultados relativos aos primeiros trabalhos de detalhe realizados. Por esses motivos, consideramos adequado encerrar este trabalho fazendo menção às pesquisas iniciadas em dois locais específicos, o abrigo Sarandi e o complexo Guarda-mor.

O abrigo Sarandi, localizado próximo ao limite N da bacia, encontra-se encravado num dos morros testemunhos remanescentes da linha de cuestas, modelada em materiais mesozóicos, hoje a vários quilômetros a NW.

Autores que realizaram pesquisas na área (Wernick, 1966; Wernick *et al.*, 1973) consideram que a evolução das cavernas em relevos semelhantes associa-se a processos de intemperismo físico e químico, desenvolvidos principalmente ao longo das soluções de continuidade geradas pela densa rede de diáclases que atravessa os arenitos. A combinação desses processos é visível no próprio Sarandi onde, juntamente com os produtos de dissolução de sílica e óxidos de ferro, e as respectivas precipitações, encontram-se blocos abatidos que cobrem quase toda a extensão do abrigo. O exemplo mais claro é dado pelos blocos que recobrem o nível arqueológico de maneira generalizada. Outras quedas de blocos aconteceram posteriormente, mas em pontos localizados (Caldarelli, 1983).

No que toca à rede fluvial, o morro em que se localiza o abrigo tem uma nascente no topo, cuja água escorre pela frente da boca e desce morro abaixo, originando o córrego Inhoaíva, afluente do Guareí. Esta nascente reflete de perto as condições hidrológicas da área, já que o aumento ou diminuição do fluxo acompanha o ritmo e a quantidade de umidade relativa durante o ano; assim, é fraco ou nulo no inverno e permanente e mais ou menos abundante no verão.

Em termos de temperatura, sempre de acordo com Caldarelli(1983), é extremamente frio no inverno e fresco no verão; pela posição da boca em vertente voltada para o S (Figura 3), fica exposto aos ventos invernais, mas está protegido das chuvas de verão. É também relativamente bem iluminado pela luz do sol, o que possibilita o desenvolvimento de atividades artesanais no seu interior. As condições de habitabilidade teriam sido boas,tanto no que se refere à proteção contra as intempéries quanto como ponto de defesa. Segundo Caldarelli (1983), os recursos necessários à subsistência estavam próximos: ao lado da água, em meio à mata e próximo ao cerrado (Figura 3).

Do ponto de vista da defesa, a posição do abrigo é única: voltado para o S, domina o conjunto da área das colinas, inclusive por causa da altitude (770 m),superior àquela dos outros sítios, tanto nos fundos de vale (600 - 650m) quanto nos interflúvios e vertentes (700-740m). A morfologia dos relevos próximos acentua o isolamento do abrigo e a possibildade de controle do acesso, já que a cabeceira do Inhoaíva separa-o das colinas baixas da margem S do córrego; a visibilidade é muito boa, chegando, em dia claro, a vários quilômetros.

No que toca às pesquisas de detalhe, foi iniciada a cartografia dos materiais localizados na parte externa do abrigo, que formam um leque achatado de perfil convexo na parte superior e côncavo na base, a parte mais afastada do abrigo. Quanto à origem do material, considerando sua localização próxima a uma fenda na parede vertical acima da boca, é possível que a água circulante dentro da rocha se concentrasse nesse ponto da borda superior da boca, e que transportasse o arenito alterado, depositado hoje como colúvio. A hipótese desse tipo de transporte é baseada no caráter do depósito, sem acamamento ou estrutura; mas não exclui outros processos, já que vários blocos heterométricos encontram-se enterrados nos materiais finos.

A orientação aleatória desses blocos sugere queda por gravidade e soterramento nos materiais mais finos; o aspecto externo indica fragmentação mecânica prévia à queda, já que são praticamente idênticos àqueles que formam a parede externa do abrigo. Por outro lado, o arenito alterado *in situ* encontra-se, no perfil, em posição inferior em relação aos blocos.

Foi também discutida a sedimentação complexa do interior do abrigo, em particular as relações entre as camadas estéreis, do ponto de vista arqueológico, e o solo arqueológico (Foto 4). Contando somente com as evidências visuais, pode-se afirmar que existem, pelo menos, dois materiais diferentes: os materiais grosseiros (blocos heterométricos e areias), sem arranjo aparente, e os materiais finos (predominantemente argila), sedimentados em camadas finas, plano-paralelas, localmente perturbadas por escorregamento subaquático. No primeiro caso, trata-se de materiais provenientes do teto do abrigo, cuja queda seria devida ao alargamento do sistema de diáclases que atravessa o arenito; quanto às areias, provêm da alteração, exemplificando a eficácia da intensa dissolução sobre o cimento do arenito.

No que toca aos depósitos mais finos , são produto de sedimentação em meio aquático calmo, pois a estrutura do depósito assemelha-se à das varves das bordas das áreas que sofreram glaciação. À parte o laranjo interno do depósito, a semelhança estende-se à alternância de camadas claras e escuras. Em todo o caso, esses materiais dão base à hipótese de que em fase (fases?)posterior à ocupação - da qual existem evidências datadas - existiu um lago no interior do abrigo, em cujo fundo os materiais acumularam-se por decantação. Provavelmente a vegetação instalada na boca do abrigo fornecia a matéria orgânica em decomposição que se incorporava às argilas das camadas mais escuras das pseudo-varves.

Pode-se pensar também que, à época do lago, a acumulação de material na boca do abrigo separava o ambiente interno do externo; na parte interna, o lago recebia parte da água que caía da parede superior da boca e escoava pela vertente interna da acumulação no chão do abrigo. O resto da água escorria sobre os materiais acumulados e os remanejava e transportava na parte externa do abrigo.

Finalmente, no que toca aos sítios de campo aberto, foi examinado, no complexo Guarda-mor, um horizonte orgânico contendo artefatos líticos num corte transversal na alta vertente de uma das cabeceiras (Foto 3). Segundo Caldarelli (informação verbal), trata-se de um sítio ou, mais provavelmente, de vários "loci" dispostos ao longo de uma via de passagem pré-histórica. Várias lascas foram descobertas nos flancos e nos fundos de alguns sulcos bastante profundos (30-40 cm), que já começaram a entalhar a vertente acima do corte da estrada.

Em fase anterior,tinha sido realizado o mapeamento sumário do corte e das lascas,que na época(maio/1985) encontravam-se enterradas no horizonte pedológico fóssil. Quando das últimas verificações (agosto de 1985), notou-se que várias lascas mapeadas haviam sido deslocadas pela erosão das águas concentradas nos sulcos que atingem a borda superior do corte, escoando posteriormente pelo perfil. Ao carregar os materiais finos, o fluxo desestabiliza as peças arqueológicas, destruindo com alta velocidade evidências relativas tanto à ocupação da área quanto à sua evolução paleogeográfica. Por outro lado, na base do perfil o escoamento concentra-se e, devido à declividade da estrada, adquire turbulência suficiente para escavar sulcos profundos; o perfil está sendo destruído ao mesmo tempo pela base, a parte frontal e a borda superior. Esta evolução rápida dos processos requereria o levantamento expedito da totalidade do perfil, que se prolonga aproximadamente por 500 m acompanhando a estrada.

Estas e outras observações, em particular no sítio Areia Branca II, deveriam constituir a etapa inicial da segunda fase da pesquisa,mas as condições atuais não nos permitem dizer se os trabalhos terão continuidade.

BIBLIOGRAFIA

AB'SABER, A.N. 1969. A Depressão Periférica Paulista. São Paulo, IGEOG/USP. 15p. (Geomorfologia 15)

ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Bol. Inst. Geogr. Geol., São Paulo (41): 169-263.

ALMEIDA, F.F.M. de et al. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. Nota explicativa e Mapa Geológico, IPT.126p. il. (Monografia IPT, 6)

CALDARELLI, S.B. 1983. Lições da Pedra - Aspectos da ocupação pré-histórica no vale médio do Rio Tietê. São Paulo. 355 p.il. (Tese.FFLCH USP -inédito)

CASTRO, S.S. 1980. O Platô de Itapetininga e as formações superficiais: materiais de origem do latossolo vermelho escuro orto. Dissertação de mestrado apresentada à FFLCH-USP.

CHIARINI, J.V. & COELHO, A.G. 1969. Cobertura vegetal natural e áreas reflorestadas do Estado de São Paulo. Boletim do Instituto Agronômico, Campinas, 193, 35 p.

COLTRINARI, L. 1984. Proposta metodológica para pesquisa integrada de meio ambiente e Pré-História na alta bacia do rio Guareí, SP. Revista de Pré-História, São Paulo, Instituto de Pré-História/USP, VI: 185-187.

COLTRINARI, L. & NEVES, W.A. 1984. Quaternary landscape structuring and human settlement: a test case in Central São Paulo, Brazil. Quaternary of South America and Antartic Peninsula, A.A. Galkena Publishers. Rotterdam. 2: 129 - 134.

COMISSÃO DE SOLOS (org.) 1960. Levantamento e reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Boletim do Ministério da Agricultura, 12.

C.P.R.M. (org.) 1975. Levantamento da cobertura vegetal e do reflorestamento no Estado se São Paulo. Boletim do Instituto Florestal. São Paulo, 11.

DIAS FERREIRA, R. 1979. Geomorfologia da região da Serra do Limoeiro, SP. São Paulo. (Dissertação de mestrado. FFLCH-USP-inédito).

EVANS, C. & MEGGERS, B. 1965. Guia para Prospecções Arqueológicas no Brasil. Museu Paraense Emílio Goeldi. Belém.

FÚLFARO, V.J. 1964. A Formação Corumbataí nos arrdores de Conchas, Estado de São Paulo. Bol. Soc. Bras.Geol., São Paulo, 13(1/2):43-53.

FÚLFARO, V.J. 1970. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. Bol. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, DNPM ,253: 1-83.

ISAAC, G.; HARRIS, J.N.K. & MARSHALL, F. 1981. Small is informative : the applications of the study of mini-sites and least effort criteria in the interpretation of the early Pleistocene Archaeological record at Koobi Fora, Kenya. Union International de Ciências Préhistóricas y Protohistóricas, X Congresso, Comision VI: 102-119.

NEVES, W.A. 1984. A evolução do levantamento arqueológico na Bacia do Alto Guareí, SP. Revista de Pré-História, Instituto de Pré-História/USP- VI: 225-234.

SOARES, P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais ... Porto Alegre, SBG, V. 4, p. 107-121.

SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no flanco nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju, SBG, V.1, p. 243-256.

TROPPMAIR, H. 1969. A cobertura vegetal primitiva do Estado de São Paulo. São Paulo, IGEOG/USP. 11 p. (Biogeografia 1).

TROPPMAIR , H. 1975.Regiões ecológicas de Estado de São Paulo. São Paulo. IGEOG/USP. 24 p. (Biogeografia 10)

WERNICK, E. 1966. A silicificação do arenito Botucatu na quadrícula de Rio Claro. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, V. 16, Nº1: 49 - 57.

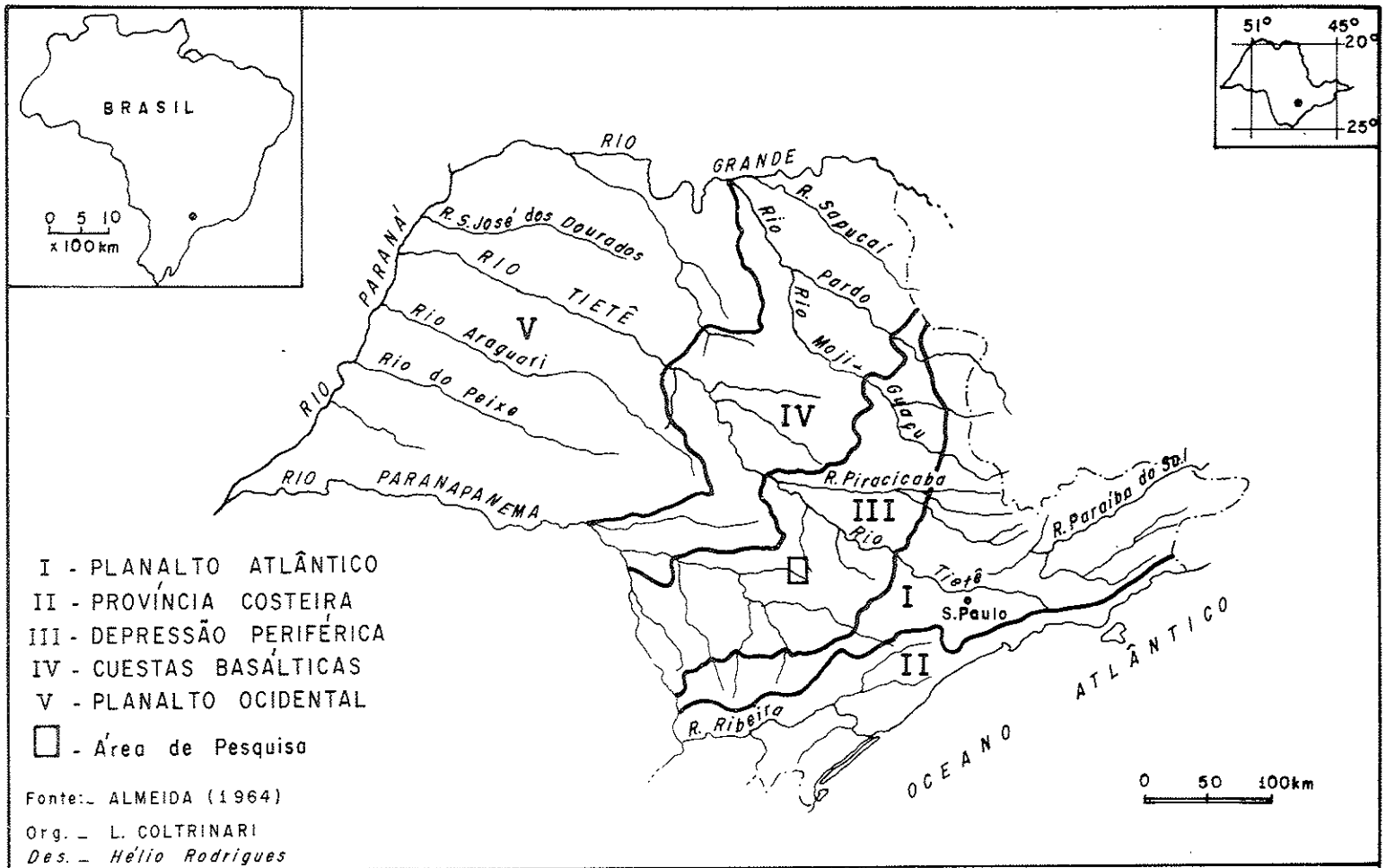
WERNICK, E. et al. 1973. Cavernas em arenito. Notícias Geomorfológicas V. 13, nº 26: 55 - 67.

ABSTRACT

Multidisciplinary reseach in Guareí river basin, State of São Paulo, was based upon the common interest of geoscientists and archaeologists on looking for relationships between human settlements and environmental paramenters.

The research project started with the analysis of geological, geomorphological, pedological, and botanical features at regional level, as well as the archaeological survey.Results showed that there exist three geomorphological compartments or landscape units (interfluves, hills and valley flats), and that prehistoric settlements are located in the intermediate compartment, excepting Sarandi rock shelter. Raw material for lithic artifacts was find in the southern part of the area associated with chert levels of Palaeozoic rocks.

Detailed research began with lithostratigraphic survey of sedimentary rocks in the rock shelter and Guarda-mor open air site.



Fonte:_ ALMEIDA (1964)

Org._ L. COLTRINARI

Des._ Hélio Rodrigues

Fig. 1_ COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO ESTADO DE S.PAULO

L E G E N D A

..... Limite da bacia

~700~ Curva de nível

• Sítio pré-histórico

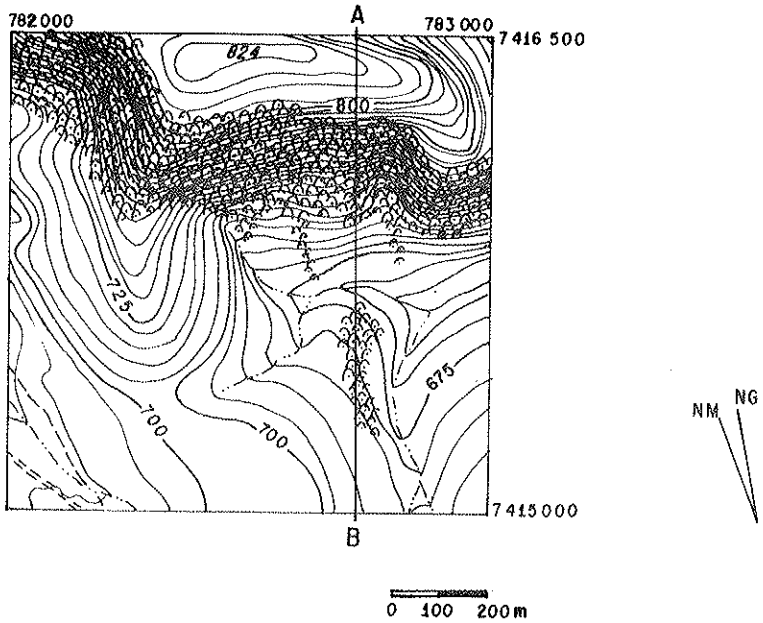
Mancha de vegetação primária

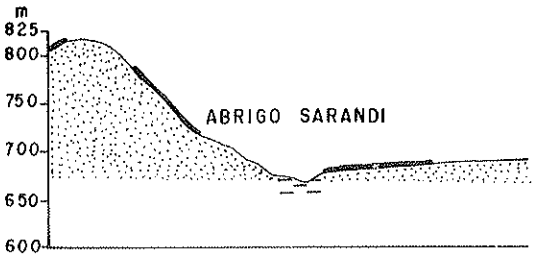
Cidade

A Abrigo Sarandi
B São Pedro
C Catanduva
D Areia Branca I
E Pau Papudo
F Areia Branca II
G Vista Alegre
H Guarda - Mór

Fig. 2- LOCALIZAÇÃO DE MANCHAS DE VEGETAÇÃO PRIMÁRIA E SÍTIOS PRÉ-HISTÓRICOS PESQUISADOS NA BACIA DO ALTO RIO GUAREÍ

Org.- L. COLTRINARI E M. C. AFONSO
Des.- Hélio Rodrigues/87





Formação Botucatu
Formação Pirambóia

Eh 0 50 100m
Ev 0 25 50m

Fontes:-
SEPLAU/SP - 1978
Folha SF-22-Z-O-III-4-NO-E
Escala 1:10 000
IPT S.A. - 1981
Mapa Geológico do Estado de S. Paulo - Escala 1:500 000

Org.-
W. A. NEVES E
L. COLTRINARI
Des.- Hélio Rodrigues/87

Fig. 3 - GEOLOGIA E VEGETAÇÃO PRIMÁRIA NO LOCAL DO ABRIGO SARANDI

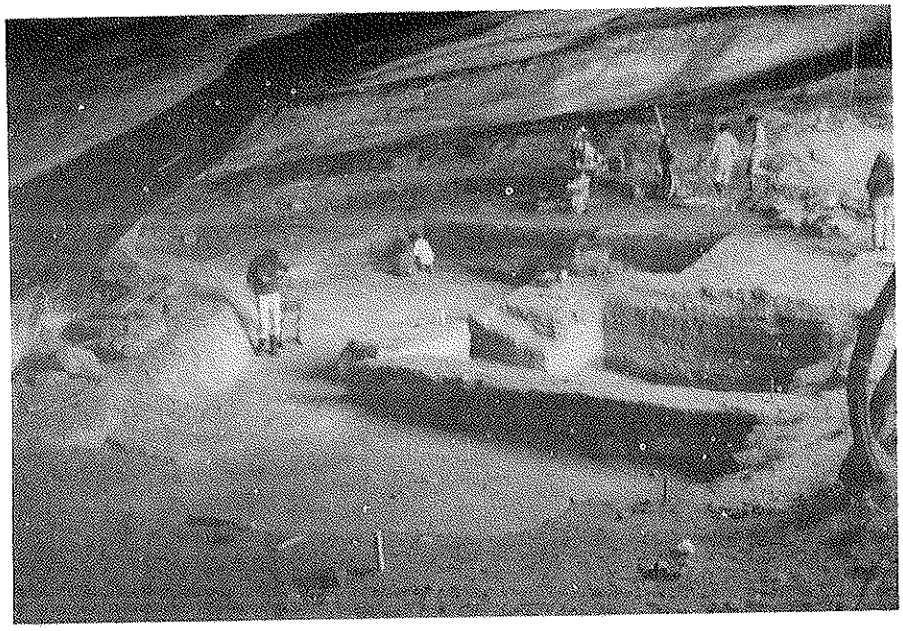


FOTO 1: abrigo Sarandi

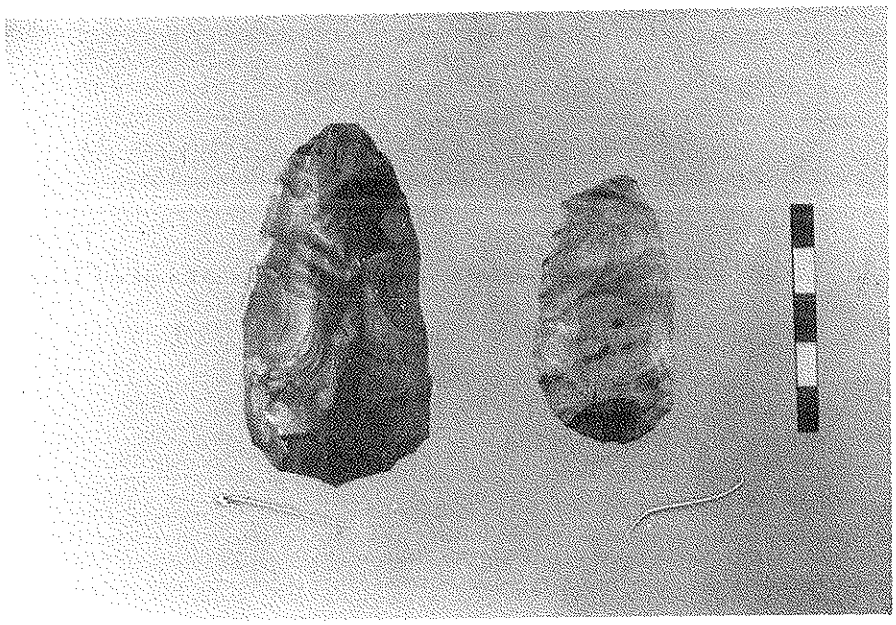


FOTO 2: exemplos da indústria lítica: raspadores terminais convexos carenados, de sílex

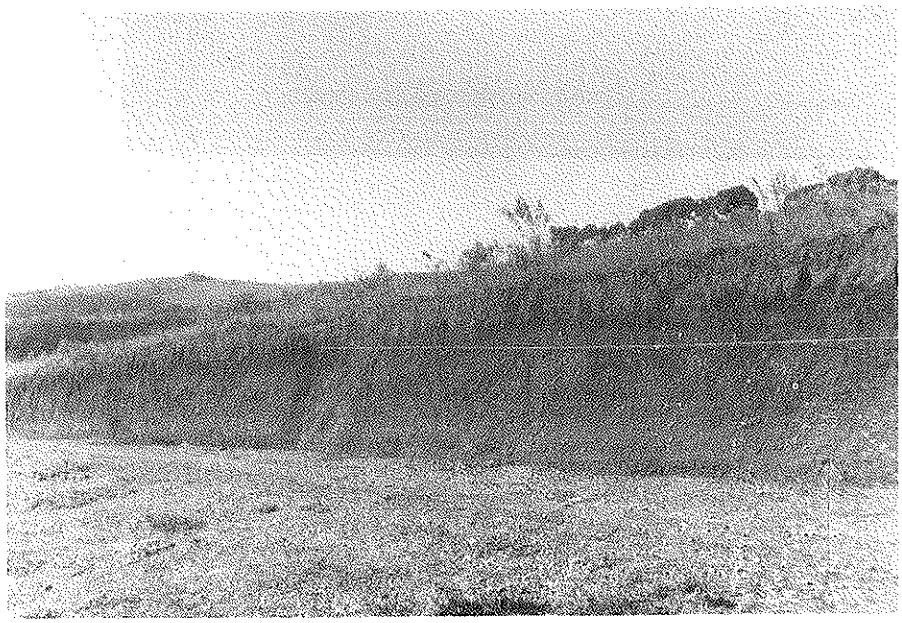


FOTO 3: Complexo Guarda-mor: perfil estratigráfico

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 479-485 (1987)

EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E TRANSIÇÃO CULTURAL - Estudos de arqueologia no litoral do Estado do Espírito Santo.

Celso Perota - (DCSO-CEG-UFES).
Walne Cassiano Botelho (GEO-CEG-UFES).
Jozene Carla De Marchi (estagiária).

ABSTRACT

A number of archeological sites on the coast line of the State of Espírito Santo, specially "Areal I" gave indications that together with sea level flutuations betweem 4.500 to 2.000 AP. there were cultural changes.

INTRODUÇÃO

Um dos problemas da arqueologia brasileira é o de interpretar corretamente a paisagem e sua evolução, nos diversos períodos da pré-história. Sabemos que "... dados paleoclimáticos são relevantes porque as mudanças climáticas podem afetar drasticamente as fontes de subsistência o suficiente para alterar as adaptações culturais ou provocar migrações de/para outras regiões." (MEGGERS & EVANS. 1972.51.), por isso é fundamental o estudo da evolução da paisagem, palco das atividades pré-históricas, onde vamos constatar os processos de adaptação cultural.

Estudos geomorfológicos, paleoclimáticos e arqueológicos vem sendo desenvolvidos desde a década de 60 no Brasil, como atividade interciência. Podemos destacar os trabalhos de FAIRBRIDGE e sua discutida "curva de variação de nível oceânico; de PENTEADO, quando estabelece para a região de Rio Claro SP. uma série de fases de evolução geomorfológicas, nas quais utiliza dados arqueológicos. Ainda nesse período podemos destacar as contribuições de BIGARELLA e AB'SABER que utilizando-se de dados arqueológicos conhecidos, principalmente de datações radiométricas, interpretaram e adaptaram as curvas de variação de nível oceânico propostas por Fairbridge, para a realidade brasileira, assim como da paisagem como um todo.

Do ponto de vista arqueológico LAMING/EMPERAIRE tentou estabelecer uma periodização de nossa pré-história com dados fornecidos pelo sambaquis do sul do Brasil, estudados no início da década de 60. Seu modelo constava de dois grandes períodos; a) um antigo, caracterizado por um clima frio e nível do mar mais baixo que o atual e b) um período recente, com o clima atual e o nível do mar no máximo que se encontra hoje.

A complexidade dos fenômenos relativos à evolução da paisagem, nota-

damente da região litorânea, fizeram com que análises mais profundas, desses fenômenos, fossem feitas. Para tanto deve-se destacar, na década de 70, os trabalhos desenvolvidos por SUGUIO, MARTINS, FLEXOR e outros que procuravam estabelecer, assim como, determinaram os antigos níveis marinhos no quaternário, realizando pesquisas de caráter local e regional, nas quais estabeleceram "curvas de variação relativa do nível do mar", assim como apresentam de maneira clara uma metodologia com o estabelecimento de uma série de indicadores que podem servir de maneira concreta aos demais estudos.

No Estado do Espírito Santo tais autores realizaram um importante trabalho sobre a "Evolução da planície costeira do Rio Doce durante o quaternário", no qual fazem uma interpretação sobre a influência das flutuações do nível do mar na região.

A FISIOGRAFIA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

O Estado do Espírito Santo tem características geomorfológicas que podem ser definidas em três grandes grupos; a) planície costeira dominada por sedimentos arenosos e depósitos areno-argilosos fluviais entremeados de zonas alagadiças e em algumas regiões, principalmente no delta do rio Doce, de uma grande quantidade de lagoas. A cobertura vegetal é bem definida com uma vegetação pouco densa na parte externa, ou seja nas proximidades da linha de costa, ao passo que, mais ao interior a vegetação vai tomando a forma de floresta, que toma formas definidas no limite dos tabuleiros; b) planície dos tabuleiros que está instalada em sedimentos terciários da "formação barreiras". Essa formação aflora com intensidade a partir do município da Serra e toma seus contornos definidos a partir do município de Linhares (no vale do rio Doce). Essa planície foi dominada por uma vegetação de florestas; c) região serrana que é caracterizada pela presença de rochas pré-cambrianas, forma terrenos altos dando ao relevo características peculiares como contornos de vales profundos com presença de grandes altitudes que podem chegar aos 2.000 metros. Essa formação é mais característica no sul do Estado quando a serra geral (Mantiqueira) chega até as proximidades do litoral.

Devemos destacar neste trabalho a planície costeira do Estado do Espírito Santo, pois é nesse grupo que vamos encontrar a maioria dos sítios arqueológicos, até agora encontrados no Estado.

A planície costeira do Estado do Espírito Santo é denominada por; a) depósitos marinhos litorâneos; b) depósitos lagunares; c) depósitos fluviais, que no decorrer de pleistoceno e heloceno deram o seu contorno atual.

Um estudo detalhado da sequência de sedimentação do quaternário na planície no Estado, feito por SUGUIO e outros definem para o delta do rio Doce uma sequência de eventos a partir de 120.000 AP. ou seja;

Primeira fase a cerca de 120.000 AP. caracterizado por um período de nível de mar mais elevado entre 8 a 10 metros, com afogamento dos vales como também vamos ter sedimentos marinhos em cima dos terraços terciários da formação barreiras.

Segunda fase caracterizada por uma transição e é quando se inicia a formação dos primeiros pontões arenosos que começam a fechar as entradas dos vales dando início a formação das lagunas.

Terceira fase a partir dos 18.000 AP. com início da última grande transgressão quando os vales entalhados dos terrenos pleistocênicos fo-

ram progressivamente, invadidos por lagunas e com a formação de depósitos de areia sobre a plataforma continental.

Quarta fase entre 6.500 a 5.100 AP. quando a transgressão foi interrompida e o nível relativo do mar permaneceu estacionário até 5000 AP., com isso formou-se um conjunto de ilhas barreiras e do isolamento das lagunas.

Quinta fase a 4.000 AP. caracterizada de intensas oscilações negativas e fases de transgressões, que foram traduzidas nas formações de novas gerações de cordões arenosos e por variações nas áreas lagunares (ressecamento de algumas e formação de outras). Nessa fase as transgressões são traduzidas pela invasão dos braços lagunares de zonas baixas. A fase de transgressão o sistema lagunar praticamente desapareceu, sendo hoje testemunhos representados por uma série de lagoas.

Na elaboração desse modelo os autores citados, além da metodologia própria de pesquisa, utilizaram as datações radiométricas, obtidas com radiocarbono com amostras de conchas coletadas em depósitos lagunares (recentes e antigos) assim como de alguns sambaquis, que estão localizados naquele delta. Tais amostras foram separadas em dois grupos de sedimentação; a) o primeiro denominado de primeira geração temos datações que variam entre 6.350-200 (SPC-006) a 5.600-200 (BAH-956) e os b) denominados de segunda geração, entre 3.540-150 (BAH-952) a 3.060 (BAH-944). As datações obtidas com amostras de sambaquis revelaram as seguintes datações; 4.400-200 (SPC-027), 4240-150 (SPC-034) e 3.550-150 (BAH-951) para os localizados em sedimentos de primeira geração e de 2.970-180 (SPC-035) dos localizados nos sedimentos de segunda geração.

A ARQUEOLOGIA

Na planície costeira no vale dos rios Santa Maria e Jacuí, localizados ao norte da baía de Vitória os sítios arqueológicos são abundantes sendo encontrados sítios desde pré-cerâmicos (sambaquis e abertos) com economia de coleta, caça e pesca, até sítios de economia diversificadas, assim como cerâmicos.

Os sambaquis da região tem seus substratos em terrenos cristalinos ou em sedimentos arenosos de pleistoceno e alguns do holoceno. Os sambaquis que se encontram nos mangues sempre tem suas bases ou em afloramentos cristalinos ou em concreções ferruginosas da "formação barreiras". Tais sambaquis tem uma fauna malacológica diversificada com predominância de Crassostrea rhyzophore, Lucina Pectinata, Corbula coribae, Corbula cubaniana, Mytella Sp.

Por outro lado uma série de sítios arqueológicos aberto que contém restos de fauna malacológica, mas que não podem ser classificados como sambaquis, são também identificados na região e suas bases estão em sedimentos arenosos do pleistoceno.

Os sítios cerâmicos localizam-se diretamente nas margens atuais dos rios ou nos paleocanais dos rios Santa Maria e Jacuí.

Nesse ambiente se encontra o sítio Areal I (ES-VI-46) cujo estudo serviu para a interpretação do presente trabalho.

O sítio Areal I localiza-se em sedimentos arenosos do pleistoceno na bacia sedimentar do rio Santa Maria. Fica cerca de 750 metros (em linha reta N/S) da área alagadiça do rio Jacuí. Sua base encontra-se cerca de 6 metros do nível do mar e a 70 metros de uma paleo/lagoa. Mede 27 x 25 metros e tem de 1,30 a 1,35 m de sedimentos arqueológicos. O sítio apresenta uma série de ocupações humanas bem distintas;

a) A primeira ocupação do sítio é claramente de caçadores. A camada é de areia relativamente escura com presença de grande quantidade de matéria orgânica que chega a alterar as camadas arqueológicas que estão em posição inferior e que deve ao processo de lixiviação. Nessa camada se encontra pequenos espaços com presença de fauna malacológica (Corbula cubaniana) indicando que seus ocupantes pré-históricos praticavam a coleta de forma exporádica. O material arqueológico é abundante. É constituído de núcleos e lascas de quartzo e ocasionalmente de núcleos de basalto. A análise de sedimentos da camada apresentou uma percentagem predominante de graus sub-arredondados (45,6%) seguindo-se de graus arredondados (31,81).

b) A segunda ocupação é caracteristicamente de coletores. Estratigraficamente interrompe-se a presença de areia constitutivo da camada inferior e temos uma linha compacta constituída de restos da fauna malacológica (Crassostrea Rhyzophore, Lucina pectinata, Corbula corabae, Corbula cubaniana e Mytella Sp. e com pouquíssimos ossos de peixes e animais. O material arqueológico é raríssimo com a presença de algumas lascas de quartzo e alguns núcleos de basalto, sem forma definida. Os sedimentos são caracterizados pela presença de graus sub-arredondados (44,88%) e arredondados (26,11%) e com a presença de argila.

c) A terceira ocupação é caracterizada por uma diversificação do grupo humano que a habitou. Na camada arqueológica vamos encontrar restos de moluscos (predominância de Lucina pectinata), ossos de peixes em abundância, ossos de aves e de pequenos mamíferos. Isso caracteriza uma atividade econômica diversificada. O material arqueológico é constituído de uma indústria de lascas, os núcleos que aparecem não foram utilizados como artefatos e temos uma indústria sobre concha (Lucina) como também uma quantidade considerável de ossos trabalhados, como pontas de projéteis, pendentes, adornos. Há também a presença de contas de vértebras de peixes e de dentes de mamíferos, perfurados. Nessa ocupação vamos encontrar uma grande quantidade de blocos de basalto por toda a extensão do sítio com sinais de uso (provavelmente como bigornas de lascamento e polimento) e outros alterados por ação do fogo ou interpéries.

Foram coletados nessa camada dois cacos de cerâmica. A análise sedimentológica apresenta 45,27% de graõs sub-arredondados e de 28,05% de grãos arredondados.

d) A quarta e última ocupação é caracteristicamente de caçadores. A camada arqueológica é constituída de areia preta com uma quantidade muito grande de ossos de animais (mamíferos e aves) e de poucos ossos de peixes e com a presença de alguns moluscos (Mytella Sp. e Lucina pectinata). O material lítico é constituído de núcleos e lascas de quartzo. Não há muitos artefatos em núcleos e uma predominância das lascas que foram feitas em quartzo. A indústria sobre concha é escassa e aumenta o nº de artefatos sobre ossos, notadamente de adornos e pontas de projéteis. A sedimentologia apresentou uma percentagem de granulos de areia sub-arredondada (45,26%) predominando sobre as arredondadas (27,80%).

Nas fases de ocupação do sítio encontra-se sepultamentos, uns evidenciados por achados fortuitos e outros por escavação. Só foi possível identificar a procedência do que foi escavado metodologicamente, cujo óbito ocorreu na última fase de ocupação e que está depositado na 3A. fase.

Além disso uma série de sítios arqueológicos pré-cerâmicos, de conteúdo cultural variado, foram cadastrados na região. Uma parte tem estratigrafia dos sambaquis enquanto que uma grande maioria tem caracte-

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
Biblioteca

rísticas semelhantes a fase final de ocupação do sítio Areal I. Arqueologicamente esse período pré-histórico é denominado de Fase Potiri e que pertence à Tradição Itaipu.

INTERPRETANDO ARQUEOLOGICAMENTE AS OSCILAÇÕES DO MAR NO HOLOCENO

Os sítios arqueológicos tem contribuído de maneira eficaz como diagnóstico das alterações produzidas pelas flutuações do nível do mar. Quer pela localização espacial dos sítios quanto a configuração de sua estratigrafia.

O sítio Areal I é um testemunho que pode servir de modelo para avaliar essas flutuações de origem natural e as consequências produzidas nas populações pré-históricas.

Estudos sobre a variação do nível do mar, no litoral do Estado do Espírito Santo, feitos por SUGUIO e outros, que num primeiro trabalho enfocam os problemas ocorridos no litoral norte e em especial no delta do rio Doce e o segundo, em fase de complementação, no litoral centro/sul. Apesar de que ainda não foi fixado a curva de variação para a região onde está localizado o sítio Areal I podemos utilizar, com algumas ressalvas, o modelo proposto para o litoral norte do Estado. Juntamente com o estudo estratigráfico e cultural do sítio Areal I possibilitou a apresentação de um modelo de adaptação das populações pré-históricas na região cujo quadro é o seguinte;

I - Estabelecimento de uma população "caçadora" ao redor dos 4.500 AP. quando o nível do mar estava mais baixo que o atual. A presença de uma percentagem insignificante de fauna malacológica nas camadas dessa ocupação pode ser diagnóstico de que a paleo/laguna-lagoa, que cerca o sítio e que serviu de base para o assentamento, estava seca e que tais moluscos (Corbula cubaniana) não eram abundantes na região. O volume da indústria lítica caracterizada por grandes quantidades de lascas, juntamente com ossos de mamíferos e de aves atestam que a base alimentar, nesse período, foi basicamente de animais de habitat terrestre.

II - A chegada de populações "coletoras" que caracteriza o segundo assentamento no sítio, deu-se a partir dos 4.000 AP. período que tivemos o início de uma fase intensiva de oscilações negativas e transgressivas do nível do mar e que estão traduzidas geomorfológicamente pela formação de cordões arenosos e por variações nas áreas lagunares (ressecamento de algumas e formação de outras). Esse período é bem caracterizado no sítio Areal I, quando a estratigrafia do sítio se altera completamente com aparecimento de uma camada compacta de restos de moluscos com predominância de Crassostrea rhyzophore, Lucina pectinata e Corbula cubaniana e com material arqueológico escasso e característico dos sambaquis da região,

III - Esse período que vai de 4.000 a 2.000 AP. e que apresenta a sequência de oscilações do nível do mar que vão de 1,30 abaixo e 1,30 acima pode ter alterado a paisagem assim o clima fazendo com que a população pré-histórica também se adaptasse a dinâmica ecológica. Nesse ambiente é que se estabelece a terceira ocupação no sítio que, arqueológicamente, pode ser definido como um período de intensa adaptação. Estratigraficamente há indícios de uma atividade econômica diversificada com a utilização de vários meios de subsistência. A estratigrafia composta de restos de moluscos, ossos de peixes, aves e mamíferos, assim como de uma indústria lítica com quantidade significante de lascas podem ser identificados dessa atividade econômica diversificada. A presença de uma boa quantidade de valvas de moluscos (Lucina pectinata) com sinais de uso e de lascamento bem como das bases de polimento podem

também indicar a presença de uma nova tecnologia para ser utilizada num novo tipo de alimento. O abaixamento do nível do mar e o ressecamento da paleo laguna/lagoa pode ter contribuído para que o fato ocorresse.

IV - Na última etapa de ocupação do sítio Areal I a população é nitidamente de "caçadores" com a indústria lítica toda voltada para a atividade de caça, apesar de que ainda apareceram valvas de moluscos na estratigrafia, indicando que a coleta persistiu e que a fonte desse recurso alimentar estava próximo daqueles habitantes. Numa análise geomorfológica isso pode ser explicado por uma pequena transgressão na qual a laguna foi alimentada por água do mar ou por lençol freático, dando condições para a presença dessa fauna. Esse período deve ter ocorrido entre 2.500 a 2.000 AP. quando a laguna começa seu processo de cheia e depois o seu ressecamento, indicando um recuo do nível do mar.

CONSIDERAÇÕES GERAIS

O sítio Areal I representa em sua estratigrafia testemunhos da transição da paisagem que, juntamente com o processo de mudança cultural são representativos do que ocorreu em partes do litoral do Estado do Espírito Santo.

Essa mudança cultural foi devida a "pressão ambiental" sobre a população local. É evidente que a superposição de grupos coletores sobre os grupos de caçadores entre a primeira e a segunda ocupação demostra que a adaptação do homem se fez num primeiro momento, com os recursos alimentares disponíveis. Por outro lado no período de oscilação constantes entre 4.000 a 2.000 AP., que também podem refletir alterações ecológicas, notadamente climáticas, deve ter pressionado tais populações e encontrarem novas alternativas de alimentação. Isso poderia ser feito com tubérculos e depois com uma agricultura insipiente decorrendo disso um aumento populacional que é verificado na última ocupação do sítio Areal I (Fase Potiri) quando o limite de ocupação do sítio foi ultrapassado, com um padrão de assentamento diferente.

Numa visão geral da pré-história da região vamos encontrar uma série de evidências que denotam também esses processos de mudança cultural como; a) sítios com mais de uma mancha que denotam possível aumento populacional como também de organização; b) presença de pedras com alterações produzidas por fogo pode ter sido para aquecimento e podem denotar um clima mais frio que o atual; c) aparecimento de dois cacos de cerâmica no terceiro nível de ocupação denota que essa tecnologia já era conhecida a redor dos 3.000 AP. no litoral do Estado do Espírito Santo. (Esse dado juntamente com a indústria de conchas poderá comprovar a prática do uso de tubérculos ou outro tipo de alimento carbohidratado pelo grupo).

Numa análise espacial da localização dos sítios da região pode-se inferir que os sambaquis estão localizados preferencialmente nas proximidades da linha de costa (antiga e atual), ao redor de paleo lagunas e lagoas. Num segundo momento as populações pré-históricas utilizam os paleo-canais dos rios Jacuí e Santa Maria e no último, quando da regularização do nível do mar (2.000 AP.) vamos encontrar os sítios localizados nas margens dos rios atuais, são sítios das mais diversas fases ceramistas do Estado do Espírito Santo.

Resumindo as oscilações do nível do mar e sua implicação ecológica levaram as populações pré-históricas a uma série de mudanças culturais, desde a sua dieta alimentar até na dinâmica do padrão de assentamento.

BIBLIOGRAFIA

AB'SABER, Aziz Nacib. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. In Geomorfologia. USP. 18. São Paulo. 1969.

BIGARELLA, J. J. Subsídios para o estudo das variações de nível oceânico no quaternário brasileiro. In Anais da Academia Brasileira de Ciências. vol. 37. Rio de Janeiro. 1965.

. Variações climáticas no quaternário superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono-14. In Paleoclimas. USP. São Paulo. 1971.

FAIRBRIDGE, R. W. World sea level and climatic changes. In Quaternaria. vol. 6. Roma. 1962. pp 11/134.

HURT, W. R. Adaptações marítimas no Brasil. In arquivos do Museu de História Natural. vol. XIII - Belo Horizonte. 1983/84. pp.61/72.

LAMING/EMPERAIRE, Annette. Novas perspectivas sobre a pré-história do sul do Brasil. In ANHEMBI. nº 113. vol. XXXVIII. São Paulo. 1960.

PENTEADO, M. M. Novas informações a respeito de pavimentos detríticos (stones lines). In Notícias Geomorfológicas. v.9 nº 17. Campinas. 1969.

PEROTA, Celso. Dados parciais sobre a arqueologia norte espírito - santense. In PRONAPA. Resultados preliminares do quarto ano. 1968/69. Museu Paranaense "Emílio Goeldi". Belém. 1971. pp 149/158.

. Resultados preliminares sobre a arqueologia da região central do Estado do Espírito Santo. In PRONAPA. Res. prel. 5º ano 1969/1970. Publ. Avulsas do Museu Paraense "Emílio Goeldi". Belém. 1974. pp. 127/139.

MARTIN, L. et alii. Reconstrução de antigos níveis marinhos no quaternário. C.T.C.Q. SBG. USP. São Paulo. 1982.

SUGUIO, K. et alii. Evolução da planície costeira do rio Doce (ES) durante o quaternário. Influência das flutuações do nível do mar. In Atas do IV Simpósio do quaternário no Brasil. São Paulo. 1982. pp 92/116.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 487-491 (1987)

SAMBAQUIS FLUVIAIS NO BAIXO XINGU

Celso Perota (DCSO/CEG/UFES)
Walne Cassiano Botelho (GEO/CEG/UFES)

ABSTRACT

This work reports prelim nars findings abaout the archeology of the fluvial shellmounts (sambaqui) located on the Lower Xingu River and suggests a working hypothesis for future research.

INTRODUÇÃO

Ao longo do curso inferior do Rio Xingu, no Estado do Pará, foram encontrados, durante a realização dos trabalhos de campo do Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas da Bacia Amazônica, 3 (três) sambaquis fluviais.

O Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas da Bacia Amazônica é um programa de pesquisas integrada do projeto de pesquisa intitulado "Ecossistemas da Amazônia". Fazem parte desse grande projeto de pesquisa, uma série de pesquisadores, das mais diversas áreas do conhecimento científico.

O programa de arqueologia tem como objetivos gerais: a) ampliar o conhecimento pré-histórico na bacia amazônica; b) testar aplicação do modelo de "refúgios florestados" proposto por Haffer. Tem também como objetivos especificos: a) conhecer a estrutura e funcionamento do ecossistema tropical; b) reconstituir no tempo e no espaço esse ecossistema; c) estudar a história das populações e a forma de vida no ecossistema tropical; d) determinar o impacto da presença humana nos trópicos desde os primeiros habitantes até os tempos modernos; e) revelar as diferenças na antiguidade das culturas pré-históricas adaptadas à floresta tropical; f) verificar a continuidade, ou não, da ocupação local das diferentes tradições arqueológicas; g) estudar a superposição de complexos e fases distintas, além de outros tipos de situações compatíveis com o modelo de refúgios florestados.

A estruturação das áreas de pesquisa do PRONAPABA foram escolhidos com base em situações hipotéticas dos "refúgios florestados" propostos por Haffer, numa tentativa de entendimento das migrações das populações pré-históricas nos períodos de coalescências da floresta tropical. Uma dessas áreas está localizada no baixo Xingu, nas imediações da cidade de Altanira no Estado do Pará, onde foram encontrados os sambaquis fluviais.

PESQUISAS ARQUEOLÓGICAS NO BAIXO XINGU

Dentro do PRONAPABA foram realizadas 3 (três) etapas de campo que cobriram parte da área do baixo Xingu, notadamente a que fica entre a localidade de Porto Vitória (no município de Altamira) e a cidade de Senador José Porfírio.

Levantou-se nessa região uma série de sítios arqueológicos cujos componentes estão agrupados numa variedade de fases e de Tradições arqueológicas, assim como, obteve-se uma série de datações de C-14 para tais complexos culturais. Levantou-se três fases da Tradição Policromica (Primavera, Criajó e Cacarapi) e outra da Tradição Mina (Fase Macapá). Para as fases de Tradição Policromica foram obtidas as seguintes datações:

- Fase Primavera - 980 ± 70 AP. (BETA-17136) a 830-80 (BETA-17.140).
- Fase Criajó - 910±60 AP. (BETA-17.145) a 770-80 (BETA-17.124).
- Fase Cacarapi - 365±60 AP. (SI-3507) a 145-55 (SI-3706).

Para a Fase Macapá da Tradição Mina foi obtida a datação de 1650-70 AP. (SI±3517).

No rio Guará foram localizadas dois sambaquis fluviais cujas datações variam em 2.255-55 AP. (SI-7146) a 610-55 (SI-7140).

OS SAMBAQUIS DO RIO GUARÁ

Dois sambaquis fluviais foram encontrados nas margens do Igarapé do Guará que é um afluente da margem esquerda do rio Xingu. Os dois sambaquis, Guará I e Guará II estão localizados na proximidade da foz do Igarapé no rio Xingu. O sambaqui Guará II localiza-se em uma ilha formada pelo Igarapé e pelo rio Xingu com concentração de material arqueológico nas margens do mesmo, enquanto que o sambaqui Guará I está localizado em outra ilha, mas formada somente pelo Igarapé do Guará.

O sambaqui do Guará I tem a sua maior extensão 459m e na maior largura 95m. Sua área total calculada é de 20.390m^2. Já o sambaqui Guará II de forma alongada com um comprimento de pouco mais de 200m e a maior largura de 80m. Nos trabalhos de topografia do Guará I foram feitos 2 (dois) perfis logitudinais e 2 (dois) transversais. Como referência vertical (DATUM) foi arbitrada a cota 9.000m na média da lâmina d'água. O perfil longitudinal foi dividido em duas seções. Observando os 2 (dois) perfis transversais e também os longitudinais e em especial o C-D, nota-se que o declive para o lado do Igarapé é forte enquanto que para o interior é suave. Como é comum nesse tipo de construção ter um perfil mais ou menos simétrico, este aspecto pode sugerir que o sítio deveria avançar mais leste ou na melhor das hipóteses os dois sítios serem um só, num passado distante, pois o sítio Guará II localiza-se na outra margem do Igarapé, um pouco mais para o norte (uns 250m) entre o rio Xingu e uma outra embocadura do Igarapé do Guará.

Foram realizados cortes estratigráficos nos dois sambaquis com ocorrência de material arqueológico até 1,20. Na primeira etapa de campo realizada em janeiro/fevereiro de 1986, os cortes atingiram no Guará I 90/100cm, enquanto que no Guará II foi até 1,20m (considerando-se que a altura dos sedimentos desse sambaquis eram mais altos). Na etapa de campo realizada no mês de julho, quando o nível das águas está mais baixo que em janeiro, chegou-se a aprofundar os cortes atingindo-se a profundidade de 1,20m, no caso do Guará I e até 1,10m no caso do Guará II. Nos dois casos e nas duas temporadas de campo nos níveis indicados foi atingido o lençol freático. Sondagem desses cortes revelou-se que ainda há sedimentos arqueológicos.

No local é sentido a influência das marés onde observa-se uma variação de até 0,30m (julho). Também observou-se na vegetação aquática e ribeirinha, como também na vegetação que cobria o próprio sítio, que, durante os períodos de cheia, as águas do igarapé recobrem quase que totalmente os sambaquis, deixando a descoberto somente as partes mais altas do local (acima da quota 10.000m do desenho).

Os sambaquis estão embasados provavelmente em um terraço arenoso. Foi feito uma sondagem no meio do igarapé, verificou-se que o material do fundo do mesmo tem as mesmas características das camadas do sambaqui. No local dessa sondagem, a lâmina d'água era de 2,80.

Tais sambaquis tem características identicas na sua composição estratigráfica. Na superfície desenvolveu-se um solo orgânico de pouca profundidade a seguir camadas de fauna malacológica composta de Castalia ambiqua e Triplodon corrugatus, com predominância (95%) de Castalia. Estratigraficamente as camadas se apresentam de forma horizontal, alternando-se camadas compactas de moluscos e outra de areia misturada com valvas de moluscos triturados e com a presença constante de lentes de carvão.

O material arqueológico encontrado nesses sambaquis é notadamente cerâmico. O material lítico encontrado é raro e insignificante. Da análise parcial do material cerâmico foram diagnosticadas duas fases arqueológicas que preliminarmente foram denominadas de Guará e Guarabira. Quanto a Tradição não há definição por se tratar de material arqueológico inédito na bacia amazônica. Os tipos cerâmicos encontrados em cada fase são: Fase Guará - Guará simples, Ipu simples, Guará concha, Guará Vermelho (engobo e banho), Guará Vermelho Polido, Guará Pintado (raro), Guará Inciso Largo, Guará Inciso Fino, Guará Inciso Linha Dupla, Guará Inciso Ponteado, Guará Labio Inciso, Guará Inciso preenchido, Guará Borda Incisa, Guará Pseudo Exciso, Guará Vermelho Pseudo Exciso, Guará Labio Pseudo Exciso, Guará Polido, Guará Ponteado arrastado, Guará Raspado, Guará ralador. Apliques modelados, peso de rede. Encontramos nessa fase bases planas, concava e anelar. Na Fase Guarabira vamos encontrar os seguintes tipos, Guará simples, Ipú simples, Matipó simples (tempero de cariape), Guará Concha, Guará Vermelho (engobo e banho), Guará Pintado (raro), Guará Inciso Fino, Guará Inciso Ponteado, Guará Vermelho Inciso, Guará Borda Incisa, Guará Vermelho Inciso com Hachura, Guará Inciso com Hachura, Guará raspado, Guará ralador, Guará escovado e peso de rede. As bases são planos e côncavas.

Uma série de datações foram obtidas, através do C-14, nos mais diversos níveis dos sambaquis.

GUARÁ II	GUARÁ I
550-80 AP. (BETA-17125)	860-55 AP. (SI-7149)
840-60 AP. (SI-7142)	870-65 AP. (SI-7145)
850-65 AP. (SI-7141)	1000-55 AP. (SI-7148)
1050-60 AP. (SI-7143)	1060-80 AP. (SI-7147)
1485-75 AP. (SI-7144)	1255-70 AP. (SI-7150)
	2255-55 AP. (SI-7146)

CONSIDERAÇÕES GERAIS

Como tais sambaquis ainda estão sendo alvo de pesquisa de campo e de estudos de laboratório, as considerações que se inserem neste traba-

lho podem ser alteradas no final da pesquisa.

Do ponto de vista arqueológico o material encontrado, visto de conjunto, não tem similar na área amazônica. Dos tipos decorativos os temas tipos Guará Inciso, Inciso preenchido, Inciso Linha Dupla são muito marcantes e diagnósticos. Outros tipos que ocorrem como o Guará Raspado são semelhantes aos encontrados na Fase Mangueiras da Ilha de Marajó, bem como os tipos Guará Vermelho Inciso com Hachura e Guará Inciso com com Hachura são típicos das fases de Tradição Hachurada Zonada que também ocorre na Ilha de Marajó, sendo que esses últimos não são diagnosticos e podem ter sido incorporados por influência de populações de outras fases, pois as datações de C-14 revelam alguma contemporâneidade.

Do ponto de vista ambiental e paleoambiental, os sítios despertam um maior interesse pois uma análise detalhada do sítio pode revelar situações de extrema importância. Apesar de que as etapas de campo terem sido feitas em meses (Janeiro/fevereiro e julho) em que há um certo equilíbrio no nível do rio pode-se constatar que, durante os meses de cheia, as águas do Igarapé do Guará e do rio Xingu cobrem quase toda a extensão dos sítios, ficando somente os pontos mais altos fora d'água. No ano de 1986, durante a etapa de campo do mês de julho pode-se verificar que o nível das cheias daquele ano deixaram somente 0.10cm do sambaqui fora d'água. Verificou-se, portanto, uma oscilação de água de 1.00m entre o pico de cheia e o início da vazão.

A revelação de infiltração de água nos cortes estratigráficos nas duas etapas de campo acompanha a dinâmica do abaixamento das águas do rio Xingu.

Para explicar os fatos arqueológicos e os problemas paleoambientais que foram revelados, levantou-se duas hipóteses sobre a ocupação e construção de tais sambaquis. A primeira, de que tais sítios seriam de ocupação sazonal, nas quais as populações pré-históricas teriam usado os períodos secos para habitar o local. A segunda hipótese é de que os habitantes dos sambaquis teriam iniciado sua ocupação num período em que o nível das águas do rio Xingu, estivesse mais baixo que o atual.

Alguns estudos atuais sobre a Amazônia, notadamente os feitos por Haffer, Vanzolini; Absy, Migliazza e Meggers, tem revelado dados de extrema importância e que podem ser utilizados para explicar a dinâmica biogeográfica da ocupação dos sambaquis Guará I e II. Numa análise das mais variadas datações de C-14 para toda a Amazônia, obtidas em sítios arqueológicos que vão desde o Lhanos de Mojos na Bolívia, passando pelos rios Purus, Jurua, Madeira, Tapajós, Xingu e Tocantins, bem como os da margem esquerda, principalmente o rio Negro, que foram colocadas em sequência por Meggers, foi verificado que, insistentemente entre, aproximadamente, 2.300 a 1.700 vamos encontrar uma interrupção de datações. Estudos palinológicos feitos por Absy em lagos amazônicos revelaram também que entre 2.500 a 2.000, o nível desses lagos estavam mais baixo que o atual e que pode revelar que houve uma variação do nível de base. Na ilha de Marajó, objetivamente na lago Arari, que fica mais ou menos no centro da ilha, as análises palinológicas feitas por Absy revelaram que entre 2.600 a 1.800, encontra-se um período de flutuações na ocorrência de pólens, havendo uma predominância de ervas e gramíneas sobre pólens de espécie de floresta, assim como de que, o nível do lago estava mais baixo que o atual.

A visão de Haffer, que estuda aves e de Vanzolini (répteis) sobre a presença dos tipos de animais em determinados pontos da floresta amazônica possibilitam aos autores a formulação e a utilização do modelo de

refúgios florestados, onde a floresta amazônica durante o pleistoceno e notadamente no holoceno teve períodos de expansão e recuo, conforme as oscilações climáticas.

Os estudos linguísticos feitos por Migliazza indicam também que o deslocamento de grupos falantes das línguas Karib e Aruak do norte para o sul só pode ser feito num período de regressão da floresta, já que o ambiente de ocupação dessas populações na origem e nos dias de hoje não é o da floresta tropical.

Arqueológicamente podemos inferir que a ausência de maiores informações sobre a cerâmica encontrada nos sambaquis Guará I e II, pode ser explicada na dinâmica do deslocamento da populção, que deve ter sido feito num período mais seco que o atual, que, consequentemente vai alterar as margens dos rios onde tradicionalmente encontra-se os sítios arqueológicos, dos quais a grande maioria, provavelmente, está submersos e de difícil identificação arqueológica.

Num resumo sobre as duas hipóteses de trabalho já concluímos que; a) pelas características da estratigrafia, notadamente pela composição da malacofauna o sítio realmente teve ocupação sazonal mas não necessariamente durante os meses mais secos; b) que a hipótese sobre a ocupação ter sido feita em período cujo ambiente era diferente do atual é mais provável, principalmente quando verifica-se os problemas dos sítios dentro de um quadro mais amplo de estudos sobre a Bacia Amazônica.

BIBLIOGRAFIA

ABSY, Maria Lúcia. Palinology of Amazônia, The history of the forest as revealed by the palynological Record. In AMAZÔNIA. Pergamon Press. New York, 1985. pp. 72/82.

FORD, J. A. Método para estabelecer cronologia culturales. In Manuales Técnicos II. O.E.A. Washington DC. 1982.

MEGGERS, B. J. Amazônia. Man and culture in a Countreful Paradise. Aldine Press. Chicago. 1971.

---------- . Aboriginal adaptation to Amazônia. In AMAZÔNIA. Pergamon Press. New York. 1985. pp.307/327.

MEGGERS, B. J. & EVANS, C. Arqueological investigations at the Mounth of the Amazon. Bureau of American Ethnology Bulletin. 167. Smithsonian Institution. Washington DC. 1952.

PEROTA, Celso. Relatório de trabalho de campo realizado no rio Xingu durante o mês de julho de 1977 para o Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas da Bacia Amazônica. Vitória. 1977.

SIMÕES, Mario Ferreira. Pesquisas e cadastro de sítios arqueológicos na Amazônia Legal Brasileira. Publ. Avul. Museu Paraense "Emílio Goeldi". Belém. 1983.

SIMÕES, M. F. & ARAÚJO COSTA, F. Áreas da Amazônia Legal Brasileira para pesquisas e cadastro de sítios arqueológicos. Publ. Avul. Museu Paraense "Emílio Goeldi". Belém. 1978.

1º Congresso ABEQUA. Porto Alegre, Pag. 493-499 (1987)

TÍTULO: ESTUDO DE SOLOS EM SÍTIO ARQUEOLÓGICO

AUTORES: Dirse Clara Kern[1], Nestor Kämpf[2] e Paulo Schneider[2]

(1) Arqueóloga Museu P.E.Goeldi - Enge-Rio/Estudante do Pós-Graduação em solos - UFRGS

(2) Professor do Departamento de Solos - UFRGS
Bolsista do CNPq

ABSTRACT:
SOIL STUDIES IN AN ARCHAELOGICAL SITE

The influence of prehistoric human activity may affect soil properties; consequentely detailed pedological studies may furnish interesting data for archaeological research. To test this, soil profiles were described and sampled on an Archaelogical Black Earth (ABE) site, and on Yellow Latosol out of the site, in the region of Cachoeira Porteira, Oriximiná-Pará State. Lagers of assumed archaelogical uniformity were subdivided in Alp, A1, A2 and A3 pedological horizons, with variable thickness, followed in depth by B horizons. Samples from each horizon were analysed for P, Ca, Mg, Zn, Mn, and organic matter.

The ABE profile shows an enrichment in the analysed elements in comparison to the adjacent Yellow Latosol, with a range of respectively 320-60 t0 46-0 ppm for P; 16,2-6,7 to 0,3-0,0 mE/100g soil for Ca; 6,7-0,2 to 0,9-0,0 mE/100g soil for Mg; 56-0 to 0 ppm for Zn; 686-0 to 0 ppm for Mn; and 13,1-0,8 to 5,6-0,8% organic carbon. Archaelogical fragments are abundant and in variable amounts in the Yellow Latosol. Their occurrence is coincident with the higher concentrations of P,Zn, Mn and C in the soil profile. The data allow to conclude that (1) the morphological description of the soil is a good criteria to advise in setting the thickness of stratigraphic logering on archaelogical sites of ABE, and (2) the chemical characterization of the soil horizons is a usefull parameter to distinguish between archaelogical sites and no-sites.

INTRODUÇÃO

O solo é o resultado dos fatores ambientais (clima, organismos vivos, relevo, material de origem e tempo), dentre os quais a ocupação humana também pode modificar as características adquiridas naturalmente pelo solo.

Na amazônia ocorrem manchas de solos afetadas por cultura pré-histórica, de cor escura e com alta fertilidade natural, conhecidos vulgarmente como Terra Preta Arqueológica (TPA), Terra Preta de Índio ou simplesmente Terra Preta. Apesar da intensidade de ocorrência de TPA, a mesma geralmente não é mapeável em levantamentos pedológicos devido a sua reduzida extensão não representável nas escalas utilizadas (Silva et al., 1970). Os trabalhos pedológicos realizados em TPA por Randani et al. (1962) in Vieira (1975); Sombroek (1966); Silva et al. (1970) e Bennema (1977), analisaram essencialmente os teores de P, Ca, matéria orgânica e pH. Sob o ponto de vista pedológico, os trabalhos referentes a TPA, são realizados à medida que chamam a atenção dos pedólogos por possuirem uma alta fertilidade e por serem material de interesse para o estudo da gênese dos solos. Em estudos arqueológicos a TPA é comumente utilizada para estabelecer a área limite do sítio arqueológico e determinar a espessura do refugo ocupacional.

O presente trabalho faz parte de pesquisas arqueológicas na região de Cachoeira-Porteira, Oriximiná - Pará e teve como objetivo testar a caracterização pedológica de TPA, como metodologia auxiliar na identificação de sítios e na orientação de cortes estratigráficos arqueológicos.

MATERIAL E MÉTODOS

Seguindo a metodologia proposta pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (Lemos & Santos, 1984), foram coletados e descritos perfis de solos no sítio arqueológico PA-OR-73:Colônia e em áreas adjacente, localizado à margem direita do rio Trombetas, 6km a jusante da vila de Cachoeira-Porteira no município de Oriximiná - Pará. Na fração terra fina seca ao ar foram determinados Ca e Mg extraídos com acetato de amônio à pH 7 (EMBRAPA, 1979). O P e o C orgânico foram determinados respectivamente pelos métodos de Mehlich e Walkley-Black, modificado (Tedesco et al., 1985). O Zn e Mn extraídos com oxalato de amônio (Schwertmann, 1964).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Características morfológicas. A caracterização morfológica do perfil de TPA evidenciou uma sequência de horizontes pedogenéticos Alp, A1, A2, A3 (SBCS/SNLCS, 1984), em camada de refugo ocupacional que, de acordo com os conceitos arqueológicos, foi considerada homogênea ou de difícil subdivisão. A fração grosseira (> 2mm) do solo é constituída de material arqueológico, onde os fragmentos de cerâmica abrangem de 15,3 a 2,6% e o material lítico de 0,9 a 0,5% da massa total do solo.

O perfil completo da TPA apresenta uma sequência de horizontes Alp, A1, A2, A3, A/B, B1 e B2 (tab.nº 1). Os horizontes A compreendem uma espessura de 53cm, tem coloração escura variando de cinzento muito escuro (10YR 3/1 úmido) a preto (7,5YR 2/0 úmido), com textura franco-argila-arenosa, estrutura forte em pequenos a médios grumos e pequenos a médios blocos subangulares, a consistência úmida é muito friável e

quando molhado é ligeiramente pegajoso a pegajoso e ligeiramente plásti co; as raízes, bem como o material arqueológico decrescem com a profundidade variando de abundantes a poucos e a transição é clara e plana do horizonte A3 para o A/B. Este horizonte possui cerca de 70cm de espessura, coloração variegada bruno acinzentado escuro (10YR 4/2 úmido) e bruno amarelado (10YR 5/6 úmido), com textura muito argilosa, estrutura moderada em pequenos a grandes blocos subangulares, a consistência úmida é muito friável e molhado é pegajoso e plástico; tem poucas raízes; intensa atividade não atual de cupim; ausência de material arqueológico e a transição para o horizonte B1 é irregular e abrupta. Os horizontes B possuem cerca de 80cm de espessura, coloração bruno amarelado(10YR 6/6 úmido) que contrasta com os horizontes A, textura muito argilosa, estrutura maciça com superfícies foscas cinzento escuro (7,5YR 4/3 úmido) devido a translocação de matéria orgânica pela atividade de cupim, a consistência úmida é friável e quando molhado é pegajoso e plástico. No horizontes B há ausência de raízes, bem como de material arqueológico.

O perfil pedológico do solo da área adjacente ao sítio apresenta uma sequência de horizontes A1, A2, A3, AB, BA, B1 e B2 (tab. nº 2). Os horizontes A compreendem uma espessura de 32cm, coloração variando de bruno escuro (10YR 3/3 úmido) a bruno acinzentado muito escuto (10YR 3/2 úmido), textura muito argilosa a argila, estrutura moderada em blocos subangulares que se desfazem em granular, a consistência úmida é muito friável e quando molhado é pegajoso e plástico; as raízes são bem distribuídas neste horizonte; há regular quantidade de carvão e atividade atual de cupim e a transição é plana e gradual do horizonte A3 para AB. Os horizontes transicionais entre A e B, subdivididos em AB e BA, têm cerca de 40cm de espessura, coloração variando de bruno escuro (10YR 4/3 úmido) a amarelo brunado (10YR 6/6 úmido), textura muito argilosa, estrutura moderada em pequenos a grandes blocos subangulares a maciça que se desfaz em moderada em pequenos a grandes blocos subangulares, a consistência úmida é muito friável e quando molhado é pegajoso e plástico; a quantidade de raízes, de carvão e a atividade não atual de formigas é pouca e a transição para o horizonte B é gradual e plana. Os horizontes B possuem cerca de 120cm de espessura, coloração amarelo brunado (10YR 6/6 úmido), textura muito argilosa, estrutura maciça que se desfaz em moderada em médios e grandes blocos subangulares, a consistência úmida é muito friável e quando molhado é pegajoso e ligeiramente plástico e a quantidade de raízes e carvão varia de pouca a nula.

O solo da área adjacente à TPA é classificado como Latossolo Amarelo Distrófico (LAd), A moderado, textura argilosa, relevo plano e vegetação floresta tropical perenefólia.

Os perfis descritos ocupam a mesma superfície geomórfica com relevo plano. A vegetação atual é constituída de capoeira no interior do sítio arqueológico, devido ao uso agrícola recente, e mata secundária nas áreas adjacentes a este.

Características Químicas. As análises químicas mostram que os valores de Ca, Mg, P, Mn, Zn e matéria orgânica são significativamente maiores na TPA, e especialmente na camada arqueológica da mesma, do que no LAd. Uma comparação entre os perfis da TPA e o LAd mostra um decréscimo dos teores dos elementos químicos em função da profundidade (Tab. nº 1 e 2); na TPA e no LAd os teores variam respectivamente de 16,2 - 6,7 para 0,3 - 0,0 mE/100g de Ca; 6,7 - 0,2 para 0,9 - 0,0 mE/100g de Mg; 320 - 60 para 46 - 0 ppm de P; 686 - 0 ppm de Mn; 56 - 0 ppm de Zn e 13,1 - 0,8 para 5,6 - 0,8% de matéria orgânica.

A quantidade de material arqueológico está correlacionada com os teores de Zn e Mn. Na TPA o material arqueológico é abundante nos horizontes superficiais, decrescendo 16,2% no horizonte A1 para 2,6% no A3, enquanto que os teores de Zn e Mn variam respectivamente de 56 a 1 ppm e 686 a 196 ppm nos mesmos horizontes; nos horizontes subjacentes, bem como em todo o perfil do LAd os teores de Zn, Mn e material arqueológico são nulos.

O teor de P na TPA é elevado em todos os horizontes, até 180cm de profundidade. O teor mais alto de P está no horizonte A1 (320 ppm), diminuindo levemente até o horizonte A3 (139 ppm); decresce a 60 ppm no AB e 70 - 80 ppm no horizonte B. No LAd os teores de P são significativamente mais baixos do que na TPA, ocorrendo o teor mais elevado no horizonte superficial (46 ppm) e decrescendo irregularmente com a profundidade.

O teor de Ca na TPA é alto em todos os horizontes diminuindo com a profundidade. Os teores mais elevados de Ca ocorrem nos horizontes A (16 - 9 mE/100g). No LAd o teor deste é baixo no horizonte superficial (0,3 mE/100g) e nulo nos demais.

O teor de Mg é alto no horizonte Alp da TPA (6,7 mE/100g) e baixo nos demais. No LAd, o teor de Mg á baixo variando de 0,9 para 0,0mE/100g.

O teor de matéria orgânica tanto na TPA como no LAd diminui com a profundidade. Na TPA os teores são altos no horizonte Alp (13,1%), A1 (10,5%) e no A2 (6,3%); médio no horizonte A3 (4,5%) passando a baixos nos demais horizontes (2,2 - 0,8%). O LAd tem teor alto de matéria orgânica no horizonte A1 (5,6%), porém siginificativamente inferior à TPA, médio no A2 (2,7%) e baixo nos demais (2,5 - 0,8%).

Os trabalhos pedológicos realizados por Ranzani et al. (1962) in Vieira (1975); Sombroek (1966); Silva et al. (1970) e Bennema (1977) em Latossolos Amarelos com TPA, confirmam os altos teores de P, Ca e matéria orgânica, bem como a possibilidade de subdivisão dos horizontes A para estes solos.

CONCLUSÕES

A camada de refugo ocupacional da TPA considerada arqueologicamente homogênea ou de difícil separação, foi subdividida, segundo a morfologia, em horizontes pedogenéticos A. Estas diferenças entre si mostram também quanto aos teores dos elementos analisados quimicamente (Ca, Mg, P, Zn e matéria orgânica) e quantidade de material arqueológico. Estes resultados indicam que critérios pedológicos possibilitam a subdivisão da camada arqueológica da TPA, auxiliando na orientação dos cortes estratigráficos; deste modo pode ser evitada a mistura de camadas ocupacionais eventualmente diferentes.

Segundo o Soil Taxonomy (1985) e o Sistema Brasileiro de Classificação de Solo (Camargo et al., 1987), o solo da TPA tem horizonte diagnóstico superficial A antrópico em função do teor de P_2O_5 ($>$ 250 ppm). Os teores de P, Ca, Mg, Zn, Mn e matéria orgânica, significativamente mais elevados na TPA, podem ser usados em Arqueologia como parâmetros para distinguir sítio de não-sítio arqueológico, principalmente quando estes não possuem evidências arqueológicas bem visíveis, como por exemplo, fragmentos de cerâmica.

BIBLIOGRAFIA

BENNEMA, J. 1977. Soils. In: Ecophisiology of tropical crops. New York, Academic Press. p.29-55.

CAMARGO, M.N.; KLAMT, E. & KAUFFMAN, J.H. 1987. Sistema Brasileiro de Calssificação de Solos. Separata do B.Inf., Soc.bras.Ci.Solo, Campinas, 12(1):11-33.

EMBRAPA. 1979. Serviço Nacional de Levantamento e Classificação de Solo. Manual de métodos de Análise de Solo. Rio de Janeiro. 247p.

LEMOS, R.C. & SANTOS, R.D. 1984. Manual de descrição e coleta de solos no campo. Campinas, SP. ed. SBCS/SNLCS. 46p.

SCHWERTMANN, U. 1964. Differenzierung der Eisenoxyde des Bodens durch Extraction Ammonimoxalat-Lösung. Z. Pflanzenenernaecha. Bodenk., (105):194-202.

SILVA, B. et alii. 1970. Os solos da área Cacau Pirêra-Manacapurú. Belém, Instituto de Pesquisas e Experimentação Agropecuária do Norte. Série Solos da Amazônia, 2(3):1-198.

Soil Survey Staff. 1975. Soil Taxonomy. Agrc. Handbook 436. Soil Conservation Service-USDA. Washington, D.C. 754p.

SOMBROEK, W. 1966. Amazon soils: a reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon Region. Wageningen, Center for Agricultural Publications and Documentation.

TEDESCO, M.J.; VOLKWEISS, S.J. & BOHNEN, H. 1985. Análise de solo, plantas e outros materiais. Porto Alegre, RS. Faculdade de Agronomia, UFRGS. 188p. (Boletim Técnico nº 5).

VIEIRA, L.S. 1975. Manual da Ciência do Solo. São Paulo, Ed. Agronômica Ceres. p.385-390.

Horizontes Simbolos	Profundidade (cm)	Cor (Munsell) úmido	Fração da amostra total do solo % Lítico (> 2mm)	Cerâmica (> 2mm)	Fração terra fina (< 2mm)	mE/100g Ca	Mg	ppm P	Zn	Mn	% M.O.
A_{1p}	0 - 7	7,5YR 2/0	0,9	15,3	83,8	16,2	6,7	223	56	686	13,1
A_1	7 - 28	7,5YR 2/0	0,5	10,4	89,1	11,4	1,2	320	24	613	10,5
A_2	28 - 44	7,5YR 2/0	-	5,0	95,0	9,4	0,4	277	12	368	6,3
A_3	44 - 53	10YR 3/1	-	2,6	97,4	7,1	0,2	139	1	196	4,5
A/B	53 -90/130	10YR 5/6 e 10YR 4/2	-	-	100	7,3	0,7	60	0	0	2,2
B_1	90/130-148	10YR 6/6	-	-	100	6,7	0,6	74	0	0	0,9
B_2	148 - 180+	10YR 6/6	-	-	100	6,9	0,4	80	0	0	0,8

Tabela 1. Características morfológicas, físicas e químicas do perfil da Terra Preta Arqueológica.

Horizontes		Cor (Munsell)	mE/100g		ppm			%
Simbolo	Profundidade (cm)	úmido	Ca	Mg	P	Zn	Mn	M.O.
A_1	0 - 9	10YR 3/2	0,3	0,9	46	0	0	5,6
A_2	9 - 22	10YR 3,5/3	0,0	0,0	3	0	0	2,7
A_3	22 - 32	10YR 3/3	0,0	0,0	0	0	0	2,5
AB	32 - 46/53	10YR 4/3 e 10YR 6/6	0,0	0,0	0	0	0	1,5
BA	46/53 - 70	10YR 6/6 e 10RY 4/2	0,0	0,0	5	0	0	1,3
B_1	70 -120/175	10YR 6/6	0,0	0,0	13	0	0	0,9
B_2	120/175 -190+	10YR 6/6	0,0	0,0	12	0	0	0,8

Tabela 2. Características morfológicas, físicas e químicas do perfil de Latossolo Amarelo Distrófico.

Livraria Verba
NE
Data 13.11.88
Preço Doação - Prof. Cordani

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
Biblioteca