

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
GEOLOGIA MARINHA

**Ricardo Baitelli**

***Evolução Paleogeográfica do Sistema de  
Paleodrenagem do Rio Jacuí na  
Planície Costeira do Rio Grande do Sul***

Porto Alegre  
Setembro 2012

**RICARDO BAITELLI**

**Evolução Paleogeográfica do Sistema de Paleodrenagem  
do Rio Jacuí na Planície Costeira do Rio Grande do Sul**

Tese de Doutorado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do  
Título de Doutor em Ciências.

Orientador

**Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa**

Co-orientador

**Prof. Dr. Salvador Aliotta**

Banca Examinadora

**Prof. Dr. Lauro Calliari**

**Prof. Dr. Norberto Horn Filho**

**Prof. Dr. Valdir Vaz Manso**

SETEMBRO 2012

Baitelli, Ricardo

Evolução paleogeográfica do sistema de paleodrenagem do Rio Jacuí na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. / Ricardo Baitelli. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

149 f.] il.

Tese (Doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Co-Orientador: Prof. Dr. Salvador Aliotta

1. Geologia Marinha. 2. Lagoa dos Patos. 3. Vales Incisos. 4. Sismica. 5. Evolucao Costeira I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun CRB 10/1113



Para Pedro e Diego  
*to be continued...*



## RESUMO

Regiões costeiras são moldadas por inúmeros eventos transgressivos e regressivos, responsáveis pela presença de vales incisivos e ambientes deposicionais associados. Este estudo foi desenvolvido na região da Lagoa dos Patos e analisou um conjunto de dados que permitiu traçar um novo panorama evolutivo para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Para a elucidação de alguns aspectos evolutivos, foi feita a integração de dados sísmicos, sedimentológicos, paleontológicos e isotópicos. Assim, a partir dos elementos arquiteturais sismodeposicionais do prisma sedimentar costeiro, foi estabelecido um modelo de formação e preenchimento sedimentar do sistema de paleodrenagens e definindo posições pretéritas do rio Jacuí. Foram levantados aproximadamente mil quilômetros de linhas sísmicas de reflexão e alta resolução na região da Lagoa dos Patos que permitiram a interpretação sobre processos sedimentares, variações relativas do nível do mar, paleotopografia, entre outros. Os dados sísmicos mostraram o seccionamento, por cursos fluviais pretéritos, de diferentes depósitos sedimentares existentes na costa gaúcha, onde foram definidas quatro sequências sismodeposicionais. Estas sequências revelaram informações que permitiram a discriminação de discontinuidades estratigráficas de alta frequência (limite de sequência), que conduziram à caracterização de depósitos fluviais, estuarinos e marinhos, dentro de um contexto de sequência estratigráfica. Sondagens estratigráficas realizadas no interior da Lagoa dos Patos, nas localidades de Bojuru, Mostardas e Palmares do Sul, forneceram material fóssil nos quais foram identificados grupos taxonômicos que também serviram às análises isotópicas de carbono e oxigênio. Os valores de  $\delta C^{13}$  nas amostras revelaram condições transgressivas e regressivas e, aliado aos valores de  $\delta O^{18}$ , mostraram que as condições ambientais locais foram semelhantes para Bojuru (paleocamaquã) e Palmares (primeira saída para o mar do paleojacuí) e diferentes para Mostardas (segunda saída para o mar do paleojacuí). Os cursos do paleojacuí e paleocamaquã deram origem a *inlets*, em períodos de mar alto e atuaram como incisivos canais em períodos de mar baixo. O paleocamaquã manteve seu curso praticamente inalterado no último meio milhão de anos,

seguindo na direção da localidade de Bojuru. O paleojacuí fixou sua saída para o mar entre as latitudes 30°S e 31°S e, em períodos de mar baixo, escavou profundamente a planície costeira e plataforma adjacente fazendo com que seu leito atingisse cotas superiores a 50 metros abaixo do seu nível atual. Esta primeira saída do paleojacuí para o mar na região de Palmares do Sul, através do sistema de ilha-barreira II, foi obstruído pelos sedimentos do sistema de ilha-barreira III, em desenvolvimento, em 133 ka. Este evento ocorreu preferencialmente para oeste e sobre a planície de inundação e os depósitos de canal do antigo rio Jacuí, mostrando ter sido um dos maiores (em extensão) e mais longos (em duração) episódios transgressivos. A segunda saída do paleojacuí para o mar, agora mais a sul, na região de Mostardas, assim como a saída do paleocamaquã na região de Bojuru, que fluíam entre os sedimentos do sistema ilha-barreira III, foram fechadas pelos sedimentos do sistema ilha-barreira IV, em formação, há 6 kyr. Esta configuração de sistema laguna-barreira se mantém, ao menos, até os dias atuais.

Palavras-chave: geologia marinha, Lagoa dos Patos, vales incisos, sísmica, evolução costeira

## ABSTRACT

Coastal regions are shaped by numerous transgressive and regressive events, responsible for the presence of incised valleys and associated depositional environments. The study carried out in the region of Lagoa dos Patos analyzed a dataset that allowed to outline a new evolutionary scenario for the Coastal Plain of Rio Grande do Sul. For the elucidation of some aspects of evolution, was made the integration of seismic, sedimentological, palaeontological and isotopic data. Thus, a study of the architectural elements of the coastal sedimentary prism was conducted throughout this work, setting up a model for the formation and filling of sedimentary system and defining the positions of the preterit Jacuí river. About a thousand kilometers of high-resolution seismic reflection lines, in the region of the Lagoa dos Patos, allowed the interpretation of sedimentary processes, relative changes in sea level, ancient topography, among others. The seismic data showed different sedimentary deposits on the shore of Rio Grande do Sul sectioned by ancient waterways, where four seismic depositional sequences were defined. These sequences revealed information that allowed the discrimination of high-frequency stratigraphic discontinuities (sequence boundary), which led to the characterization of fluvial deposits, estuarine and marine environments, within a stratigraphic sequence context. Stratigraphic drilling conducted within the Lagoa dos Patos, in the localities of Bojuru, Mostardas and Palmares do Sul, provided material on which fossil taxons were identified and also served for the isotopic analysis of carbon and oxygen. The  $\delta C^{13}$  values revealed transgressive and regressive conditions, together with  $\delta O^{18}$  values, showed that local environmental conditions were similar to Bojuru (*paleocamaquã*) and Palmares (first *paleojacuí* exit to the sea) and different for Mostardas (second *paleojacuí* exit to the sea). The courses of *paleojacuí* and *paleocamaquã* performed as inlets, in periods of high sea level and acted as incisors channels during periods of low sea level. The *paleocamaquã* maintained its course virtually unchanged over the last half million years, following the direction of the town of Bojuru. The *paleojacuí* fixed its outlet to the sea between latitudes 30°S and 31°S, and during periods of



low sea, dug deep into the coastal plain and adjacent platform making his bed reach depths greater than 50 meters below its current level. This first *paleojacuí* outlet to the sea, in the region of Palmares do Sul, through the barrier island II system was blocked by sediments from barrier island III system, in development, at 133 ka. This event occurred preferentially to the west and on the floodplain and channel deposits of ancient river Jacuí showing that was one of the largest (in length) and longest (in duration) transgressive episodes. The second output to the sea of *paleojacuí*, now further south, in the region of Mostardas, as well as the output of *paleocamaquã* at Bojuru, that flowed between sediments from barrier island III system, were closed by sediments from barrier island IV system at 6 kyr. This last lagoon-barrier system configuration keeps, at least, until today.

Keywords: marine geology, Patos Lagoon, incised valley, seismic, coastal evolution.

## SUMÁRIO

	RESUMO	5
	ABSTRACT	7
	SUMÁRIO	9
1.	INTRODUÇÃO	11
1.1.	OBJETIVOS	15
1.2.	Localização da área	16
1.3.	Materiais e métodos	17
1.3.1.	Dados sísmicos	18
1.3.2.	Estratigrafia sísmica	19
1.3.3.	Sondagem estratigráfica	19
1.3.4.	Perfil sedimentológico	20
1.3.5.	Integração sísmica-perfil	21
1.3.6.	Separação biogênica e isótopos	22
1.3.6.1.	Separação biogênica	22
1.3.6.2.	Isótopos	22
1.3.6.2.1.	Carbono 14	23
1.3.6.2.2.	$\delta C^{13} \rightarrow C^{13}/C^{12}$	24
1.3.6.2.3.	Oxigênio	26
2.	CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL	29
2.1.	MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA	31
2.1.1.	Plataforma continental do Rio Grande do Sul	32
2.1.2.	Província Costeira do Rio Grande do Sul	34
2.1.3.	Lagoa dos Patos	35
2.2.	ESTUDOS SÍSMICOS NA ÁREA DE ESTUDO E NA LAGOA DOS PATOS	39
2.3.	EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA REGIÃO COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL SEGUNDO VILLWOCK & TOMAZELLI (1995)	43
3.	RESULTADOS E APRECIÇÕES PRELIMINARES	47
3.1.	ESTRATIGRAFIA SÍSMICA	49
3.1.1.	Perfil 22	51
3.1.1.1.	Sequência 1	51
3.1.1.2.	Sequência 2	53
3.1.1.3.	Sequência 3	58
3.1.1.4.	Sequência 4	59
3.1.2.	Perfil 20	59
3.1.3.	Perfil 21	61
3.1.4.	Perfil 23	63
3.1.5.	Perfil 24	65

3.1.6.	Perfil 25	67
3.1.7.	Perfil 26	69
3.1.8.	Perfil 27	69
3.2.	PERFIL SEDIMENTOLÓGICO	71
3.3.	INTEGRAÇÃO SÍSMICA-PERFIL	73
3.4.	ANÁLISES BIOGÊNICAS E ISOTÓPICAS	75
3.4.1.	Análises biogênicas	75
3.4.2.	Análises isotópicas	79
4.	EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL	83
4.1.	INTRODUÇÃO	85
4.2.	PLIOCENO SUPERIOR — PLEISTOCENO INFERIOR	89
4.3.	OS PRIMEIROS GRANDES EVENTOS PLEISTOCÊNICOS	91
4.4.	EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS DE ILHA-BARREIRAS NA COSTA GAÚCHA	93
5.	CONCLUSÕES	127
	REFERÊNCIAS	133

## **INTRODUÇÃO**

---



## 1. INTRODUÇÃO

Ao longo do tempo geológico, o cataclismo das transgressões marinhas, contíguo a mecanismos erosivos e deposicionais, modelou a morfologia atual das regiões costeiras. Até recentemente, a Planície Costeira do Rio Grande do Sul era estudada principalmente em termos dos sistemas deposicionais aflorantes e pouco profundos.

Atualmente, além da realização de sondagens estratigráficas rasas, datações radiométricas e identificação biogênica ocorrente, as interpretações de dados sísmicos de alta resolução representam uma nova visão que permite o conhecimento dos elementos arquiteturais sismodeposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Através destas ferramentas, observou-se a existência de um sistema de vales incisos, localizados sob a Lagoa dos Patos (Weschenfelder *et al.*, 2005, 2008a e 2008b), e inseridos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, os quais são objetos deste estudo.

Um número cada vez mais crescente de pesquisadores demonstra interesse em desenvolver pesquisas com este nível de abrangência, na busca de dados quantitativos que permitam a modelagem dos processos responsáveis pela gênese e evolução de vales incisos. Os vales incisos são considerados importantes feições erosivas e deposicionais que, além de atuarem como condutores na transferência de sedimentos das áreas fontes para as bacias adjacentes podem acumular e preservar depósitos em boas condições, como reservatórios.

Os vales incisos são formados nas planícies costeiras e plataformas continentais para manterem em equilíbrio o gradiente existente, em resposta a queda do nível do mar. Pouco se sabe sobre o que rege o tamanho e a forma dos vales incisos e ainda, se estes parâmetros poderiam ser utilizados para explicar seus principais processos de formação (Mattheus & Rodriguez, 2011).

O mecanismo mais importante na evolução de ambientes deposicionais é o balanço entre a taxa de acomodação e a taxa de acumulação dos sedimentos (Jervey, 1988; Reading, 2000).

Ao longo de plataformas continentais de margem passiva, a acomodação dos sedimentos ocorre em função, principalmente, de mudanças em relação ao nível do mar

e da morfologia da costa que está sendo inundada (Mattheus & Rodriguez, 2011).

A característica morfológica mais proeminente, em margens passivas não glaciais, é a presença de vales incisos afogados. Na fase regressiva, ao longo da linha de costa, os vales incisos são inicialmente formados quando o nível do mar baixa, expondo uma plataforma continental que exhibe um gradiente mais acentuado do que o apresentado pelo leito do rio (Schumm & Brackenridge, 1987; Schumm, 1993; Wood *et al.*, 1993; Schumm & Ethridge, 1994; Helland-Hansen & Martinsen, 1996; Talling, 1998; Posamentier & Allen, 1999; Blum & Törnqvist, 2000; van Heijst & Postma, 2001; Ardies *et al.*, 2002; Ethridge *et al.*, 2005; Gibling, 2006; Törnqvist *et al.*, 2006). O rio começa a se ajustar às novas condições, através da erosão de seu próprio leito. Na fase transgressiva, a arquitetura das fácies imprime uma sucessão grano-decrescente de ambientes deposicionais fluviais, costeiros e marinhos, refletindo um movimento transgressivo da linha de costa (Dalrymple *et al.*, 1992; Ainsworth & Walker, 1994; Blum, 1994; Clifton, 1994; Foyle & Oertel, 1997; Heap & Nichol, 1997; Dabrio *et al.*, 2000; Dalrymple, 2006).

Com a elevação do nível do mar, a deposição e o potencial de preservação destes pacotes sedimentares costeiros passam a ser bem maiores ao longo da incisão dos vales do que nas áreas interfluviais (Mattheus & Rodriguez, 2011).

A inundação de um vale de morfologia irregular causa variações na razão da taxa de acomodação que altera sensivelmente a evolução e a arquitetura dos ambientes deposicionais costeiros (Rodriguez *et al.*, 2005). Devido ao fato dos vales incisos estarem associados a altas taxas de acomodação, a sua sequência de preenchimento sedimentar configura o registro mais completo de transgressão na plataforma continental (Belknap & Kraft, 1981; Belknap *et al.*, 1994; Thomas & Anderson, 1994; Anderson & Rodriguez, 2008).

As relações empíricas que explicam as variações nas dimensões de um canal fluvial são bem estabelecidas para uma ampla gama de condições geo e hidrológicas, mas para eventos de curta duração, no entanto, a resposta de uma evolução fluvial a longo prazo, em função da alteração nos mecanismos de controle a montante (clima) e a jusante (nível de base), é mal compreendida (Blum & Törnqvist, 2000).

Os vales incisos são amplamente reconhecidos por sua importância no transporte de sedimentos para as bacias oceânicas, durante os períodos de mar baixo (Van

Wagoner *et al.*, 1988 e 1990; Posamentier, 2001; Törnqvist *et al.*, 2006). Sua superfície basal de erosão é um excelente identificador de limite de sequência e seus depósitos de fundo, com granulometria grossa, comumente recoberto por sedimentos mais finos e até mesmo menos permeáveis, constituem importantes reservatórios de hidrocarbonetos e/ou água (Zaitlin *et al.*, 1994).

O estabelecimento dos principais fatores que controlam a morfologia dos vales incisos torna-se importante para a compreensão das variações na acomodação dos sedimentos com o nível do mar em ascensão, através de uma margem passiva. Uma melhor compreensão na resposta, de longo prazo (mais de mil anos), de um curso d'água sob influência de diversos mecanismos, irá complementar os modelos de transporte sedimentar e de evolução costeira (Mattheus & Rodriguez, 2011 e Mattheus *et al.*, 2007).

Este contexto geológico evolutivo de margem passiva, com a presença de vales incisos e ambientes deposicionais associados, também ocorre na Planície Costeira do Rio Grande do Sul e será abordado nesta tese.

## 1.1. OBJETIVOS

Esta tese tem como objetivo principal a integração de dados sísmicos, sedimentológicos, paleontológicos, geocronológicos e isotópicos, visando o estudo evolutivo dos ambientes deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

Os objetivos específicos são:

- ⇒ Definir os elementos arquiteturais sismodeposicionais do prisma sedimentar na Planície Costeira do Rio Grande do Sul;
- ⇒ Estabelecer um modelo de formação e preenchimento sedimentar do sistema de paleodrenagens da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase na antiga drenagem do rio Jacuí;
- ⇒ Definir a posição pretérita do rio Jacuí no Quaternário (Pleistoceno médio e superior);
- ⇒ Integrar os dados e informações multifontes disponíveis, para o refinamento do modelo da evolução paleogeográfica da região costeira do Rio Grande do Sul e análogos.



## 1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo é a Planície Costeira do Rio Grande do Sul, mais especificamente a região da Lagoa dos Patos, compreendida entre as latitudes 30°S e 32°S e as longitudes 50°20'W e 52°20'W, abrangendo a maior parte da célula norte da Lagoa (figura 1.1).

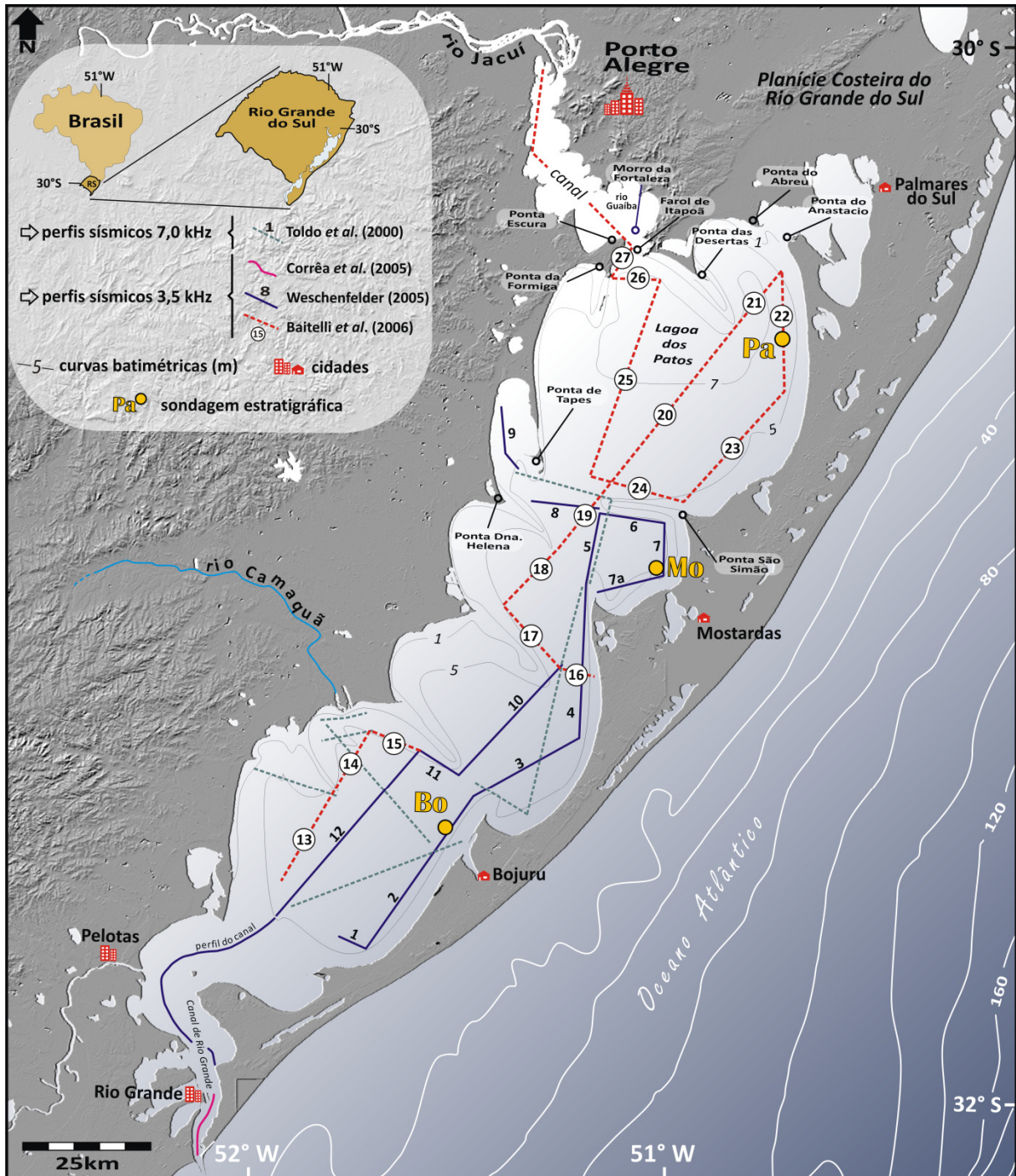


Figura 1.1. Mapa da área de estudo com a localização das linhas sísmicas e dos furos de sondagem. Pa – Palmares do Sul, Mo – Mostardas, Bo – Bojuru.

### 1.3. MATERIAIS E MÉTODOS

Pesquisas efetuadas sobre a Planície Costeira do Rio Grande do Sul e da área oceânica adjacente são o embasamento científico preliminar para o desenvolvimento deste estudo. Estas são constituídas por diversos trabalhos a seguir apresentados.

As observações apontadas por Leinz (1948) referentes ao volume dos depósitos de sedimentos (areia) e a profundidade do leito do rio Camaquã são muito próximas do que é esperado para o leito do antigo rio Jacuí.

Referenda-se o trabalho precursor da dissertação de mestrado de Jost (1971), sobre o panorama estratigráfico das unidades aflorantes no item sobre a sequência marinha pleistocênica-holocênica e depósitos sincrônicos. Apesar dos poucos recursos da época, o autor conseguiu elaborar uma história evolutiva plausível ao conhecimento atual.

O Atlas Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1984) e o Mapa Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul (Villwock & Tomazelli, 1995), elaborados a partir de mapeamento geológico sistemático por pesquisadores do CECO—UFRGS, e publicações associadas, fornecem subsídios para os trabalhos relacionados ao estudo da geologia costeira do estado.

Também foram considerados os dados gerados pelo levantamento sísmico de 7 kHz executado por Toldo (1994) e Toldo *et al.* (2000), ao longo de 400 km no projeto “Evolução Paleogeográfica do Quaternário Costeiro—Marinho da Margem Continental Sul-brasileira”.

Os perfis sísmicos de alta resolução com frequência de 3,5 kHz, dentro do setor central e sul da Lagoa dos Patos, também foram utilizados. Estas linhas sísmicas perfazem 350 km, tendo sido realizadas durante o ano de 2002 (Weschenfelder, 2005).

Resultados das pesquisas com roedores fósseis da espécie *Ctenomys minutus* (tuco-tuco), feitas por Lopes (2011) e relacionadas à diversidade cromossômica, especiação e sociabilidade observada durante as oscilações climáticas ocorridas durante o Quaternário, também serviram no estabelecimento de algumas hipóteses.

Além destes dados já disponíveis em pesquisas científicas, novas informações foram obtidas a partir de campanhas de levantamento sísmico e coleta de

material para estudos paleontológicos e isotópicos, estando a geocronologia entre eles. Estas informações são utilizadas como base para o desenvolvimento desta tese e são apresentadas no seguimento.

### **1.3.1. Dados sísmicos**

Os perfis sísmicos de 3,5 kHz foram coletados na Lagoa dos Patos, a bordo da Lancha Oceanográfica LARUS da Universidade Federal do Rio Grande — FURG. Foram levantados aproximadamente 1000 km de linhas sísmicas (figura 1.1). Os dados de rota destas linhas sísmicas foram registrados com o auxílio de um sistema de posicionamento por satélite (*Differential Global Positioning System - DGPS*).

Os dados sísmicos foram obtidos com um equipamento perfilador de subsuperfície da GeoAcoustics<sup>TM</sup>, munido de um sistema analógico e digital, operando na frequência de 3,5 kHz, associado a um sistema de aquisição.

O sistema de aquisição sísmica é formado por: receptor Geopulse (5210A); transmissor Geopulse (5430A); transdutor (132B, com 4 elementos); impressora; unidade de processamento (GeoPro); unidade digital com *software* de aquisição SonarWiz<sup>TM</sup> SBP (*Sub Bottom Profiler*) da Chesapeake Technology, Inc., com acessórios e periféricos.

As características principais desse sistema de aquisição são: ajuste da potência de saída (utilizado 10 kW contínuo); ajuste da impedância (12,5, 25, 50 ou 100 rayl); ajuste contínuo da frequência de 2 a 7 kHz; seletor de comprimento do pulso; amplificador interno; comprimento de pulso de 1, 2, 4, 8, 16 ou 32 ciclos; modos de operação em ganho compartilhado ou ganho zero e TVG (*Time Variant Gain*) com atenuação de 20 db; processador digital com sistema de aquisição, gravação, correção de imagem, análise do sinal, identificação do objeto e mosaico em tempo real; processamento analógico incluindo ganho, e filtros de banda alta e baixa, correção da velocidade e filtros de imagens; dados gravados no formato SEG-Y em disco rígido ou periféricos.

O conjunto de dados sísmicos foi salvo em formato digital (SEG-Y), podendo ser utilizado em um grande número de *softwares* de processamento, visualização, interpretação e edição.

Para avaliar a profundidade dos refletores sísmicos foi considerada uma velocidade média de deslocamento do sinal acústico de 1.500 m/s na água e 1.650 m/s no pacote sedimentar (Jones, 1999).

Os dados sísmicos, no estado bruto, são editados e processados visando a atenuação de ruídos oriundos de problemas instrumentais. As imagens sísmicas são submetidas a um filtro digital fornecido pelo *software* SonarWiz™ que permite a escolha do padrão de visualização de imagem desejado. Em seguida, são aplicados conceitos sismoestratigráficos na interpretação das mesmas.

As figuras apresentadas como resultados da interpretação mostram duas escalas, uma em milissegundos (ms) e outra em metros (m), em ambas o valor zero representa o nível da água da laguna.

### **1.3.2. Estratigrafia sísmica**

O reconhecimento e o mapeamento das sequências e fácies sísmicas, assim como dos diversos elementos arquiteturais a elas associados, tiveram como base a análise da configuração interna dos refletores, a terminação lateral das superfícies sísmicas e a geometria externa dos pacotes, em concordância com as linhas gerais estabelecidas pela sismoestratigrafia (Mitchum *et al.*, 1977). O método permite uma interpretação geológica sistemática dos perfis sísmicos, fornecendo informações sobre os processos de sedimentação, variações relativas do nível do mar, paleotopografia, entre outras.

### **1.3.3. Sondagem estratigráfica**

Foram realizados furos de sondagem estratigráfica nas localidades de Bojuru, Mostardas e Palmares do Sul (figura 1.1 e tabela 1.1), no interior da Lagoa dos Patos.

A escolha da posição dos pontos para sondagem foi efetuada após a análise e a interpretação sismoestratigráfica dos registros sísmicos e locados em campo com o auxílio de um sistema de GPS (*Global Positioning System*).

Tabela 1.1: Localização, coordenadas, total de metros perfurados e profundidade da lâmina d'água das sondagens estudadas.

IDENTIFICAÇÃO DE CAMPO	LOCAL	COORDENADAS	PROFUNDIDADE (m)	LÂMINA D'ÁGUA (m)
BO	Bojuru	31°31,5111' S 51°29,8325' W	27,00	8,00
MO	Mostardas	31°00,4180' S 51°00,1650' W	29,50	7,30
PA	Palmares do Sul	30°32,8670' S 50°42,9030' W	28,50	6,00

O método utilizado na sondagem foi o SPT (*Standard Penetration Test*) padrão. O equipamento foi instalado sobre uma balsa sustentada por tonéis plásticos e piso de madeira com uma área superficial de aproximadamente 20 m<sup>2</sup>.

As perfurações foram realizadas por percussão, com a circulação de água e lama bentonítica para a estabilização das paredes do furo. O primeiro metro de perfuração foi revestido com tubo de 63,5 mm de diâmetro nominal. A extração das amostras foi feita com cravação de amostrador padrão de 34,9 mm de diâmetro interno e 50,8 mm de diâmetro externo. O relatório de sondagem apresentado pela empresa executante destaca ainda que o trabalho seguiu as Normas Brasileiras (NBR) relacionadas a este tipo de levantamento (Zanette, 2010).

A amostragem foi feita de metro em metro. Geralmente ocorre um avanço por lavagem de 0,5 m, quando é possível coletar amostras de calha, seguido da extração da amostra feita com a cravação do amostrador padrão acima descrito. A amostra recuperada geralmente fica em torno de 50 cm de espessura contínua do pacote sedimentar.

As amostras, incluindo àquelas de calha, foram armazenadas em sacos plásticos. Todas as amostras foram devidamente identificadas e conduzidas ao Laboratório de Sedimentologia do Centro de Geologia Costeira e Oceânica — CECO/UFRGS, sendo então submetidas às análises complementares.

#### 1.3.4. Perfil sedimentológico

As amostras de sedimentos, coletadas no testemunho da sondagem realizada na região de Palmares do Sul, foram processadas nos laboratórios do Centro de

Estudos de Geologia Costeira e Oceânica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, seguindo a metodologia descrita por Martins *et al.* (1978). Foram analisadas 4 amostras do testemunho da região de Palmares do Sul em diferentes intervalos de profundidades: 10-14 m, 14-16 m, 16-20 m e 20-28,5 m. Estes intervalos foram selecionados observando-se a homogeneidade do material, os registros sísmicos e o perfil sedimentológico de campo. O intervalo granulométrico utilizado para a análise dos sedimentos foi de 1φ. Esta distribuição das classes granulométricas foi analisada utilizando-se os parâmetros estatísticos propostos por Folk & Ward (1957) e classificação segundo diagrama de Shepard (1954).

Desta forma foi construído o perfil sedimentológico com base nas análises granulométricas, na cor do sedimento (Goddard *et al.*, 1980) e na presença de fósseis.

As análises granulométricas e o perfil sedimentológico dos furos de sondagem das regiões de Bojuru e Mostardas estão descritas no trabalho de Bortolin (2011).

### 1.3.5. Integração sísmica-perfil

Para a integração sísmica–perfil foram empregadas técnicas para a correlação das fácies sísmicas reconhecidas nas imagens com o perfil sedimentológico e estratigráfico, elaborado a partir do furo de sondagem.

Considerando que as reflexões variam sua intensidade conforme o valor da impedância acústica do meio, as diferenças litológicas observadas nas amostras do testemunho se destacam no imageamento sísmico.

Com o intuito de unir as sequências sísmicas e litológicas de mesma profundidade, procedeu-se a conversão dos valores de milissegundos para metros.

Os milissegundos, que representam o tempo em que a onda acústica leva para se deslocar na água e no sedimento foram fornecidos pelo próprio *software* de aquisição sísmica. A conversão é feita utilizando:

$$x = v \times (t/2)$$

onde: x = profundidade (m)

$v$  = velocidade do sinal acústico no meio (m/s)

$t$  = tempo (s)\*

\* o valor de  $t$  é dividido por dois, porque o registro sísmico refere-se ao tempo de ida e volta do sinal acústico.

### **1.3.6. Separação biogênica e isótopos**

#### **1.3.6.1. Separação biogênica**

Concomitante às interpretações sísmicas, fez-se a análise biogênica do pacote sedimentar, com a identificação dos seguintes grupos taxonômicos: protozoários (foraminíferos), poríferos (espículas silicosas), moluscos (gastropodes e bivalves), crustáceos (ostracodes), cirripédios (cracas) e equinodermas (espinhos). Os procedimentos de preparo em laboratório deste material seguem os métodos usuais pertinentes a cada grupo analisado. A identificação taxonômica contou com o auxílio de lupa binocular para a seleção dos indivíduos que foi feita por comparação e, também, com seus equivalentes atuais, tendo como base a consulta a coleções de referências como atlas, catálogos e bibliografia especializada, onde se destacam os trabalhos de: Closs & Forti (1971), Madeira-Falchetta *et al.* (1980), Kotzian & Eilert (1985), Rios (1985), Forti-Esteves (1986), Lopes-Pitoni (1993) e Vettenheimer-Mendes (1993).

#### **1.3.6.2. Isótopos**

Para as análises isotópicas, foram escolhidas conchas em bom estado de preservação e sem sinais de transporte, presentes nos testemunhos de sondagem, de diferentes profundidades do perfil litológico. As amostras foram enviadas ao laboratório BETA ANALYTIC INC. nos Estados Unidos da América, para a datação do material pelo método  $C^{14}$  e obtenção do  $\delta C^{13}$ . O Oxigênio foi analisado pelo Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Brasília.

### 1.3.6.2.1. Carbono 14

O elemento carbono ocorre naturalmente sob três formas isotópicas:  $C^{12}$ ,  $C^{13}$  e  $C^{14}$ . Estes isótopos diferem-se entre si apenas no número de neutrons no núcleo. Dos três, o  $C^{12}$  é o mais abundante, o  $C^{12}$  e o  $C^{13}$  são estáveis enquanto que o  $C^{14}$  é radioativo, portanto instável, apresentando um decaimento natural (figura 1.2).

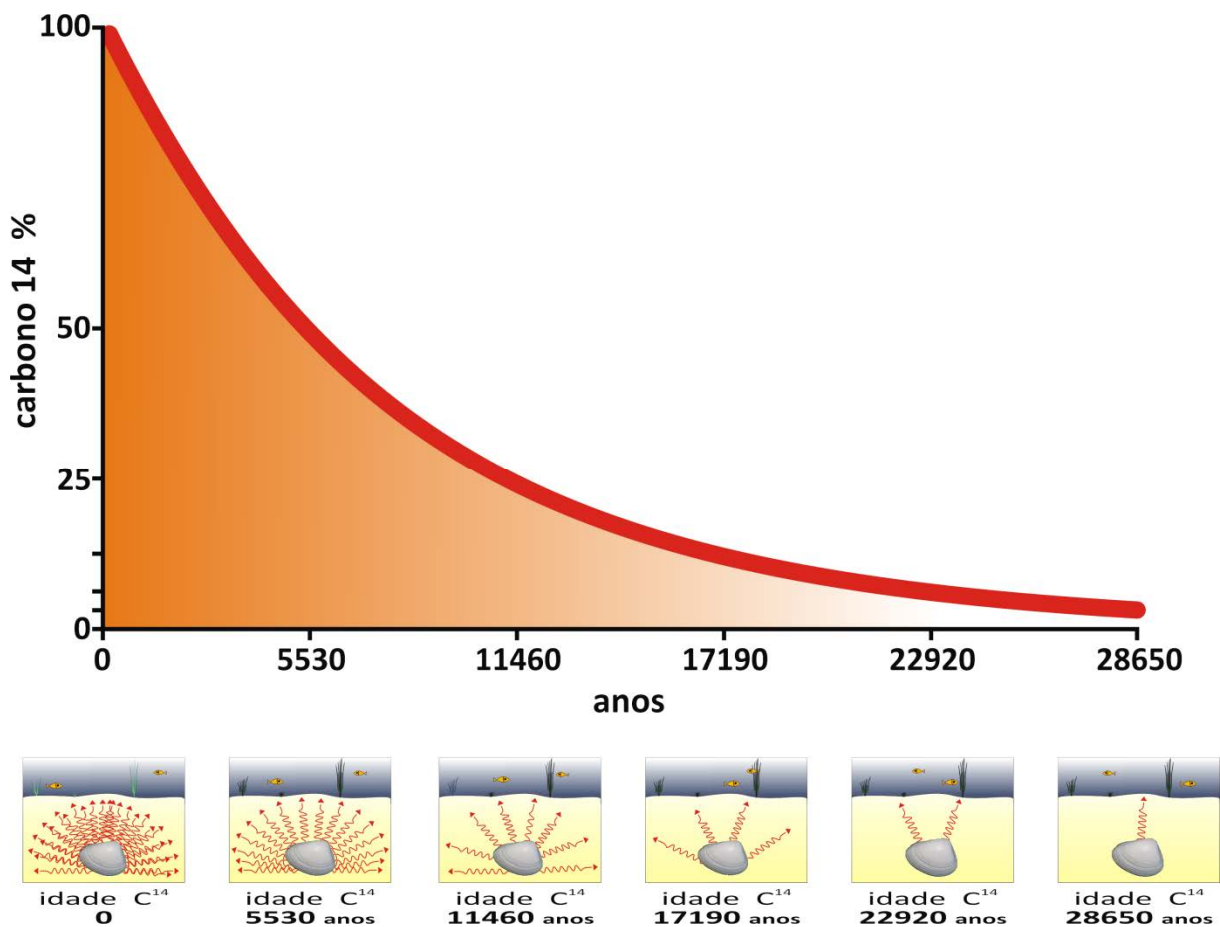


Figura 1.2. Decaimento natural do carbono 14, mostrando a perda do carbono pelas conchas ao longo dos anos.

Raios cósmicos ao entrarem na atmosfera terrestre colidem com outros átomos originando um nêutron energizado, o qual ao colidir com um átomo de  $N^{14}$  se transforma em um átomo de  $C^{14}$  e um átomo de H. Átomos de  $C^{14}$  combinam com o oxigênio para formar o dióxido de carbono ( $CO_2$ ), que as plantas absorvem naturalmente e o incorporam em suas fibras por meio da fotossíntese. Os organismos usam mais o  $CO_2$  que contém o  $C^{12}$  mais leve do que o  $CO_2$  com  $C^{13}$  mais pesado (as moléculas mais leves se



movem mais rapidamente e, portanto, difundem-se mais facilmente nas células vegetais onde acontece a fotossíntese).

Os animais se alimentam das plantas, ingerindo assim o  $C^{14}$ . A relação  $C^{12}$  e  $C^{14}$  no ar e em todos os seres vivos, em um dado momento, é quase constante.

Os átomos de  $C^{14}$  estão constantemente decaindo, contudo sempre sendo substituídos por novos átomos de  $C^{14}$ . Assim que o organismo morre, ele para de “adquirir” novos átomos de carbono. A relação de  $C^{12}$  para  $C^{14}$  no momento da morte é o mesmo para todos os seres vivos, mas o  $C^{14}$  decai e não é mais substituído. O  $C^{14}$  decai com a sua meia-vida de 5.730 anos, enquanto que a quantidade de  $C^{12}$  permanece constante na amostra.

Durante os períodos de alta atividade biológica, mais  $C^{12}$  (leve) é aprisionado nos organismos vivos. Consequentemente, a atmosfera e os oceanos ficam empobrecidos em  $C^{12}$  e enriquecidos em  $C^{13}$ . A razão isotópica de carbono em conchas calcárias de organismos marinhos está em equilíbrio com a da água do mar. Durante os períodos de baixa produtividade biológica, por exemplo, em condições de extinções em massa, esqueletos calcários marinhos tornam-se enriquecidos em  $C^{12}$ .

Na datação dos espécimes desta tese, o efeito de reservatório foi considerado ao ser fornecido, ao laboratório responsável pelas análises, as coordenadas do local de coleta, uma vez que este efeito é causado tanto pelo atraso nas trocas entre as taxas de  $CO_2$  atmosférico e o bicarbonato do oceano, quanto do efeito de diluição causado pela mistura de águas superficiais com águas dos oceanos profundos (Mangerud, 1972). De acordo com Taylor (1987) o tempo de residência do  $C^{14}$  na atmosfera varia entre 6 e 10 anos. Por outro lado, o tempo de residência de  $C^{14}$  no oceano pode ser de até 1000 anos.

#### 1.3.6.2.2. $\delta C^{13} \rightarrow C^{13}/C^{12}$

O “delta” em  $\delta C^{13}$  representa uma notação matemática que denota uma mudança em alguma quantidade. Portanto, o  $\delta C^{13}$  assinala o desvio de concentração isotópica de  $C^{13}$  em qualquer amostra, viva ou fóssil, em relação a uma medida padrão. O padrão é o carbono retido no carbonato de um fóssil marinho específico denominado PDB (*Pee Dee Belemnite*), pertencente a uma formação geológica cretácica da Carolina do Norte

(EUA), cujo valor foi estabelecido pela Agência Internacional de Energia Atômica (Viena-Austria).

A fórmula para o cálculo do  $\delta C^{13}$  (em ‰) é:

$$\delta C^{13} = \frac{\left(\frac{C^{13}}{C^{12}}\right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{C^{13}}{C^{12}}\right)_{\text{padrão}}}{\left(\frac{C^{13}}{C^{12}}\right)_{\text{padrão}}} \times 1000$$

sendo o  $C^{13}/C^{12}$  padrão da relação isotópica da PDB. A relação  $C^{13}/C^{12}$  absoluta do padrão PDB é 0,0112372. Os materiais com índices  $C^{13}/C^{12} > 0,0112372$  têm valores positivos de  $\delta C^{13}$ , e àqueles com relações  $C^{13}/C^{12} < 0,0112372$  apresentam  $\delta C^{13}$  com valores negativos.

O valor do  $\delta C^{13}$  está relacionado com o ciclo sofrido pelo carbono no local de coleta das amostras e, quanto maior sua variação, maior a complexidade. Portanto, a alteração no valor de  $\delta C^{13}$  está intimamente ligada à mistura de água doce e salgada. A variação é mínima ou inexistente em amostras oceânicas.

A vegetação terrestre e o fitoplâncton marinho, no processo de absorção fotossintética de  $CO_2$ , dispensam as moléculas mais pesadas preferindo o  $C^{12}$  ao  $C^{13}$ . Desta forma, o carbono aprisionado na flora continental contém uma proporção menor de  $C^{13}$  do que o carbono do  $CO_2$  atmosférico.

Em grandes áreas alagadiças e pântanos, onde a decomposição da matéria orgânica é muito ativa, o valor de  $\delta C^{13}$  é elevado. Ao contrário, onde a vegetação não é abundante, as conchas apresentam baixos valores de  $\delta C^{13}$ .

As diferenças no valor de  $\delta C^{13}$  nas conchas de diferentes profundidades, provenientes das sondagens, devem responder aos diferentes meios nos fluxos do carbono orgânico e do próprio rio. A relação  $C^{13}/C^{12}$  de uma concha reflete, principalmente, o  $HCO_3^-$  dissolvido na água em que ela cresceu. Uma quantidade substancial de matéria orgânica é decomposta por fermentação bacteriana, como é evidenciado por bolsões de gás abundantes em alguns setores da Lagoa (Weschenfelder *et al.*, 2006). A fermentação metanogênica produz metano como subproduto do  $CO_2$ , que é enriquecido em  $C^{13}$  (Herczeg, 1988).

A fotossíntese também induz o  $\text{HCO}_3^-$  dissolvido a se enriquecer em  $\text{C}^{13}$  removendo  $\text{C}^{12}\text{O}_2$  da água. A vegetação marinha em abundância, as algas e o plâncton, indicam que a atividade fotossintética é relativamente alta, um ou ambos os fatores, podem ser a causa de elevados valores de  $\delta\text{C}^{13}$  medidos. Quanto menor o valor de  $\delta\text{C}^{13}$  nas conchas, menor a produtividade biológica nesta época.

Keith *et al.* (1964) mediram os valores de  $\delta\text{C}^{13}$  em conchas marinhas, lacustrinas e de ambientes ribeirinhos. Eles mostraram que o valor da  $\delta\text{C}^{13}$  (tabela 1.2) é influenciado principalmente pela composição isotópica do ambiente em que as conchas vivem (Keith *et al.*, 1964; Head, 1989).

Tabela 1.2. Valores de  $\delta\text{C}^{13}$  para amostras de diferentes ambientes (Keith *et al.*, 1964).

AMBIENTE	$\delta\text{C}^{13}$
marinho	4,2 a -1,7
fluvial	-8,3 a -15,2
lacustre	-2,4 a 6,0

### 1.3.6.2.3. Oxigênio

O oxigênio apresenta-se na natureza sob a forma de três isótopos estáveis: o oxigênio 16 (o mais abundante); o oxigênio 17 e o oxigênio 18.

As moléculas de água ( $\text{H}_2\text{O}$ ) nos oceanos contêm tanto isótopos de  $\text{O}^{16}$  como de  $\text{O}^{18}$ . As moléculas de água contendo  $\text{O}^{18}$  são mais pesadas. Assim, é mais fácil evaporar as moléculas de água que contêm  $\text{O}^{16}$  (mais leve) do que as que apresentam  $\text{O}^{18}$  (mais pesada). A água evapora da superfície do oceano uma quantidade muito maior de  $\text{H}_2\text{O}^{16}$  em comparação com  $\text{H}_2\text{O}^{18}$ . Portanto, as nuvens formadas a partir desta evaporação são “isotopicamente mais leves” do que a água do oceano da qual evaporou. Se esta umidade precipita sobre o continente na forma de neve, mais e mais  $\text{O}^{16}$  ficará armazenado no continente deixando a água do mar progressivamente mais enriquecida em  $\text{O}^{18}$  (figura 1.3).

No momento em que as conchas de carbonato se formam, sua razão isotópica de oxigênio está em equilíbrio com a água do mar. Assim, o predomínio de  $\text{O}^{18}$ , nas conchas, indica mais gelo sobre o continente, enquanto que o predomínio de  $\text{O}^{16}$ , nas conchas, indica menos gelo sobre o continente.

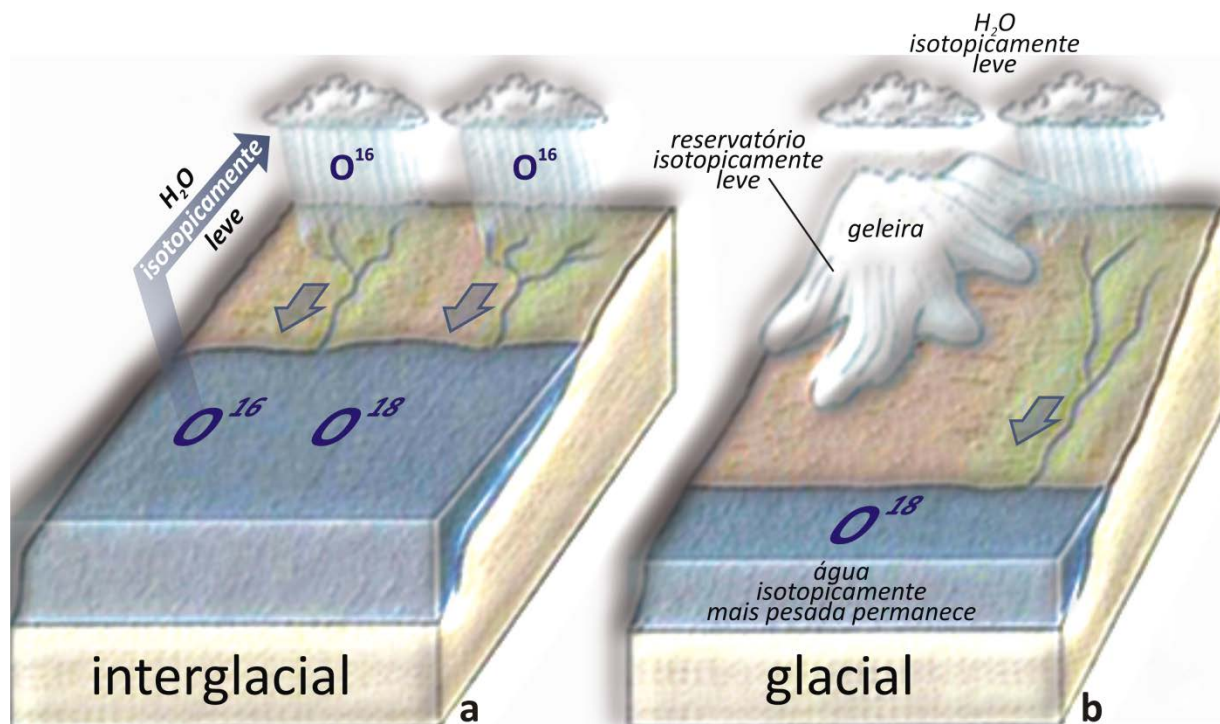


Figura 1.3. **a.** A água isotopicamente leve evapora do oceano e retorna através dos rios deixando o sistema em equilíbrio. **b.** A precipitação na forma de neve forma um reservatório isotopicamente leve sobre o continente, o nível do mar abaixa e a água do oceano torna-se isotopicamente pesada, rica em  $\text{O}^{18}$ .



**CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO DA  
PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL**

---



## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL

As zonas costeiras têm uma história muito peculiar em função da sua dinâmica. Ao estudar os movimentos e as forças que as formam, observa-se uma sucessão de fenômenos erosivos e deposicionais encadeados entre si.

Villwock *et al.* (2005) apresentam um panorama de regiões costeiras brasileiras durante o Quaternário, mostrando um histórico da evolução dos conhecimentos sobre a geologia e a geomorfologia, em especial da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

### 2.1. MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

Fenômenos geológicos clássicos e primários como soerguimento crustal, ruptura e deslocamento relativo de grandes massas continentais (Ojeda, 1982), têm sido aplicados na descrição da evolução tectônica e sedimentar da margem continental brasileira.

A ruptura da porção Sul do Gondwana, na passagem do Triássico para o Jurássico (220-200 Ma), deu início ao processo de *rift* que seguiu em direção norte, assinalando o começo da separação continental entre a América do Sul e a África (Knoppers *et al.*, 1999; Meisling *et al.*, 2001). Este gigantesco processo seguiu seu curso, passando pela margem Argentina, em meados do Período Jurássico (~170 Ma) e chegando a margem brasileira na passagem do Jurássico para o Cretáceo, a aproximadamente 140 Ma (Meisling *et al.*, 2001).

A consumação da separação entre o continente sul-americano e o africano ocorreu no Cretáceo Superior com a formação de uma passagem que uniu o oceano Atlântico Sul ao Atlântico Norte (Conceição *et al.*, 1988; Chang *et al.*, 1992; Mohriak *et al.*, 1998).

As bacias que se desenvolveram durante o Mesozoico foram formadas em resposta a forças extensivas configurando-se, portanto, em exemplos clássicos de bacias formadas em margem passiva do tipo Atlântico (Ponte & Asmus, 1978; McKenzie, 1978; Chang *et al.*, 1992), as quais se desenvolveram através de processos, incluindo rifteamento



crustal, extensão crustal e ruptura com subsequente deriva oceânica (Bruhn & Walker, 1995).

### **2.1.1. Plataforma continental do Rio Grande do Sul**

As características geológicas, no âmbito sedimentar, evolutivo e tectônico, da plataforma e do talude continental do Rio Grande do Sul têm sido pesquisadas desde a década de 60. Destes estudos e levantamentos resultou: o mapeamento das fácies sedimentares superficiais e das unidades sedimentares subsuperficiais; a determinação morfoestrutural da plataforma continental e das estabilizações do nível do mar durante o Quaternário tardio; o reconhecimento morfológico do fundo marinho; a pesquisa da evolução marinha; os trabalhos sobre nanofósseis calcários e análises palinológicas destas áreas. Estes elementos possibilitaram determinar as prováveis relações existentes entre estes fatores para estabelecer a evolução paleogeográfica da plataforma e do talude continental do Rio Grande do Sul. Segundo Corrêa *et al.* (2007), para se obter a verdadeira relação estratigráfica destes sedimentos e das estruturas morfoestruturais, dentro da história do Quaternário, é necessário o conhecimento tridimensional da distribuição e da posição dos mesmos em área, o que só é possível a partir da obtenção e interpretação de registros contínuos de ecobatimetria, sísmicas de alta resolução (rasa e profunda), testemunhagens estratigráficas e amostragens superficiais.

A plataforma continental do estado do Rio Grande do Sul caracteriza-se regionalmente por apresentar uma superfície regular, sem grandes variações topográficas, de gradiente muito suave, com declividade média entre 1,3 e 1,4 m/km e largura média de 125 km. O padrão batimétrico é praticamente paralelo e concordante com a linha de costa atual, não apresentando formas topográficas acrescionais ou erosionais de grande amplitude regional (Zembruscki, 1979).

O setor setentrional da plataforma continental do Rio Grande do Sul caracteriza-se por certa homogeneidade morfológica, com isóbatas praticamente paralelas e acompanhando a linha de costa atual. A plataforma interna apresenta uma largura que oscila entre 44 e 54 km, desde a linha de costa até a isóbata 50 m; a profundidade da linha

de quebra da plataforma, para esta região, é em torno da isóbata de 150 m, sendo sua largura média de 80 km (Zembruski, 1979).

O uso de produtos do satélite LANDSAT 5 (interpretação de feições e morfodinâmica local) revelou a presença de barras submersas na plataforma interna. A zona de surfe apresenta bancos submersos, localizados nas isóbatas de 5, 10, 15 e 20 m (Ayup-Zouain *et al.*, 1995). Ainda segundo estes autores, esta região se mostra com alta dinâmica sedimentar, derivada da ação conjunta das ondas e da corrente litorânea. O comportamento da morfologia e suas variações, na distribuição sedimentar para o setor de antepraia na região de Tramandaí, foram enfocados por Gruber (2002).

No setor meridional até o limite sul do Estado, a plataforma continental é caracterizada por uma maior irregularidade das linhas batimétricas, que perdem o seu paralelismo e desenham a presença de inúmeras feições, sendo marcante a presença de bancos submersos lineares de direção geral SW-NE (Calliari & Klein, 1993).

A presença dos terraços marinhos tem sido interpretada como registros de períodos de estabilização no nível do mar durante o evento transgressivo holocênico (Kowsmann *et al.*, 1977; Corrêa, 1987).

A cobertura sedimentar da plataforma é predominantemente clástica terrígena, oriunda da dissecação das rochas do Escudo Sul-Rio-Grandense e Uruguaio e da bacia do Paraná, a oeste. De maneira subordinada ocorrem componentes biodetríticos, especialmente na porção sul da plataforma, com concentrações notáveis em bancos submersos na plataforma interna/média (Corrêa, 1987 e 1996) e na face praial da Praia do Cassino, ao sul do Farol de Albardão (Calliari & Klein, 1993), provenientes do retrabalhamento dos primeiros, em função da hidrodinâmica atual. Estes são sedimentos de natureza relíquia ou palimpsética, com sedimentação moderna restrita e correspondendo a lamas terrígenas depositadas próximo ao canal de desembocadura da Lagoa dos Patos, e lamas provenientes da descarga do rio de La Plata (Martins *et al.*, 1972 e 1978; Ayup-Zouain *et al.*, 1994). O fornecimento de areia, pela Lagoa dos Patos, foi relatado no trabalho de Calliari & Klein (1993).

### 2.1.2. Província Costeira do Rio Grande do Sul

O termo Província Costeira do Rio Grande do Sul (figura 2.1) vem sendo adotado desde Villwock (1972) para designar “*um grupo de elementos geológicos (tectônico, estrutural, sedimentar e morfológico) característico da margem continental brasileira entre os paralelos 28°40’ e 33°45’ de latitude sul*”. Esta província é formada por dois grandes elementos geológicos: a bacia de Pelotas e o embasamento (Villwock, 1984).

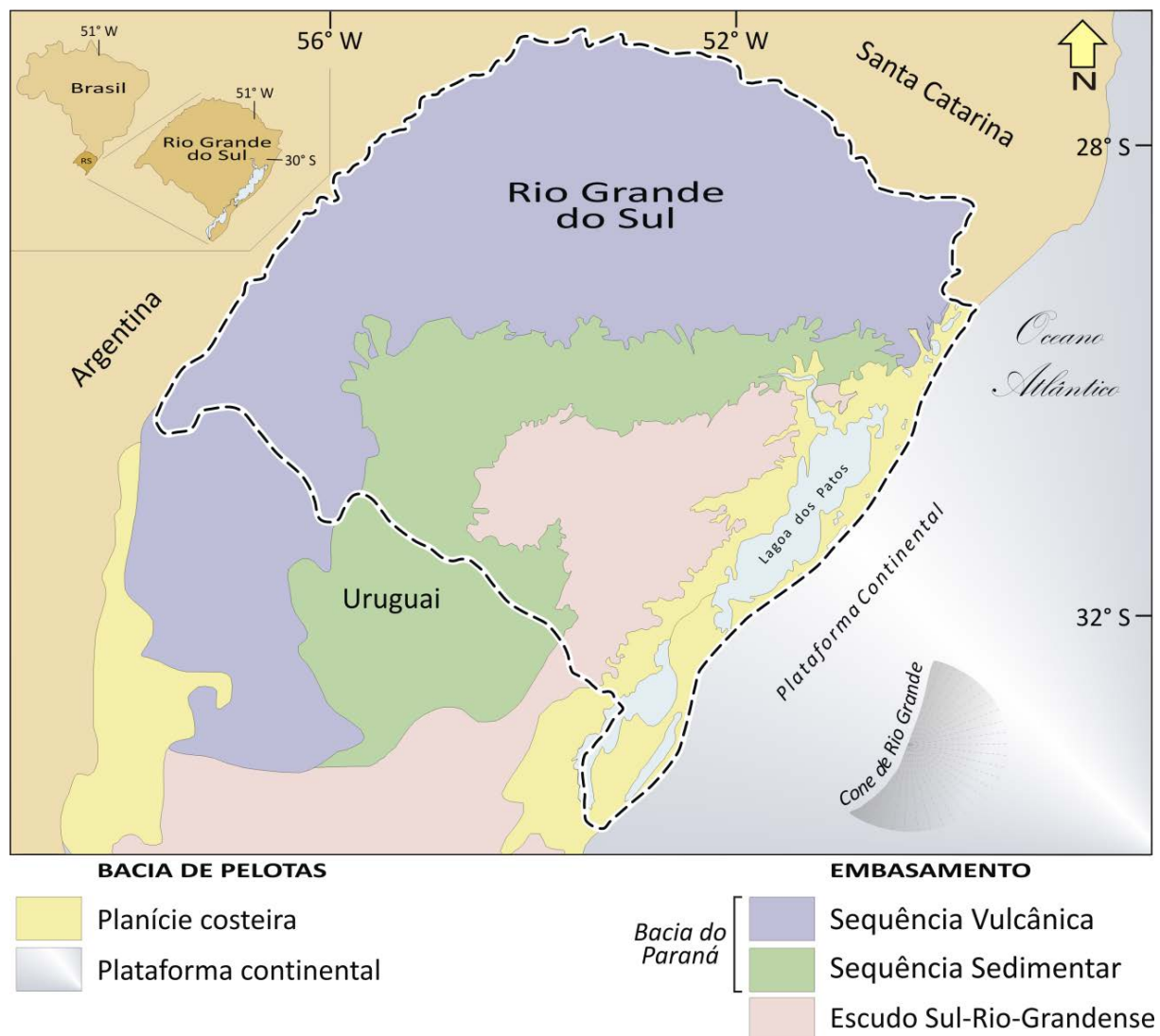


Figura 2.1. Mapa Geológico simplificado (modificado de Villwock, 1984).

O Embasamento é constituído por rochas ígneas e metamórficas do Escudo Pré-cambriano e pelas sequências sedimentares e vulcânicas, paleozoicas a mesozoicas, da bacia do Paraná. A bacia de Pelotas, uma bacia marginal aberta, foi gerada a partir dos

eventos geotectônicos relacionados à abertura do Atlântico Sul. Esta bacia acumulou, desde a sua formação no Cretáceo Inferior, mais de 10.000 m de sedimentos de natureza essencialmente clástica terrígena (Villwock & Tomazelli, 1995 e Fontana, 1996). Estes sedimentos são provenientes das Terras Altas, representadas, na porção nordeste da planície costeira, pelas rochas sedimentares e vulcânicas de idades paleozoicas e mesozoicas da bacia do Paraná e, na seção mais ao sul, pelas rochas metamórficas e ígneas do Escudo Pré-cambriano (Tomazelli *et al.*, 2000). A porção superior da bacia de Pelotas, exposta na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, revela dois tipos principais de sistemas deposicionais: (1) um sistema de leques aluviais ocupando uma faixa contínua ao longo da parte mais interna da planície costeira e, (2) quatro distintos sistemas deposicionais transgressivo-regressivos do tipo laguna-barreira (Villwock & Tomazelli, 1995), cada um representando os registros sedimentares de uma transgressão marinha, sendo três durante o Pleistoceno (Barreira I, II e III) e um durante o Holoceno (Barreira IV). Cada barreira (I, II, III e IV) representa o limite máximo do evento transgressivo (Villwock & Tomazelli, 1998; Tomazelli *et al.*, 2000 e Dillenburg *et al.*, 2009). Segundo Tomazelli *et al.* (2007), a Planície Costeira do Rio Grande do Sul destaca-se pelo bom grau de preservação do registro sedimentar Quaternário, o que lhe confere a condição de um ótimo laboratório natural para o estudo da evolução de regiões costeiras, submetidas a sucessivas transgressões e regressões marinhas.

A interação de fatores como a alta disponibilidade de sedimentos arenosos, a marcante ação das ondas e correntes a elas associadas e o significativo trabalho do vento, propicia uma oportunidade valiosa para o estudo, nesta região costeira, de importantes processos sedimentares e seus respectivos produtos erosivos e deposicionais.

A evolução geológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul foi descrita por Villwock *et al.* (1986) e detalhada por diversos outros trabalhos (Villwock & Tomazelli, 1989 e 1998; Tomazelli *et al.*, 2000).

### **2.1.3. Lagoa dos Patos**

A Lagoa dos Patos (figura 1.1) tem comprimento de 240 km, largura média de 40 km e extensão superficial de aproximadamente 10.000 km<sup>2</sup>, o que representa quase

um terço de toda área da Planície Costeira do estado do Rio Grande do Sul. Com orientação NE-SW, alinha-se de forma paralela a costa gaúcha e apresenta uma profundidade média de 6 m (Toldo, 1994 e Baitelli *et al.*, 2007).

A laguna configura uma bacia de captação da rede de drenagem da Bacia do Sudeste do Rio Grande do Sul e do Nordeste da República do Uruguai, cuja água desemboca diretamente no Oceano Atlântico, através do Canal de Rio Grande, localizado no extremo sul da laguna. A descarga média é de 4.800 m<sup>3</sup>/s e a amplitude da maré astronômica é de 0,45 m. A cunha salina penetra na laguna até 200 km para norte, durante condições excepcionais, favorecidas por ventos do quadrante sul, nível baixo de água na laguna e por ocorrência de marés de sizígia (Martins *et al.*, 1989; Toldo, 1989).

A laguna recebe água doce de uma área de drenagem com aproximadamente 170.000 km<sup>2</sup>, a maior parte das águas provêm do sistema do rio Guaíba formado pelos rios Jacuí, Sinos, Caí e Gravataí que constroem o delta do rio Jacuí em frente à cidade de Porto Alegre, na extremidade NW da laguna. Em consequência deste elevado volume de água doce, as águas da laguna apresentam salinidade baixa, em torno de 3 psu. Outro contribuinte menor de água doce é o rio Camaquã, que constrói um sistema deltáico na porção central da margem oeste da laguna. De acordo com cálculos realizados por Toldo *et al.* (2006b) o tempo de residência das águas é de aproximadamente 108 dias.

Toldo (1994) e Toldo *et al.* (2000), tendo como base elementos morfológicos e sedimentológicos, dividem a Lagoa dos Patos em dois setores distintos. O primeiro setor é a margem arenosa da laguna e o segundo é a parte plana e lamosa do seu interior. Profundidades entre 5 e 6 m separam os dois setores, com o primeiro deles ocupando em torno de 40% em área. No lado oeste, a margem arenosa tem geralmente inclinações de aproximadamente 1/1.500. No lado leste, a margem arenosa apresenta gradientes mais elevados, da ordem de 1/200. As margens arenosas constituem aproximadamente 40% da área da laguna. Estes sedimentos, ao longo do lado oeste da laguna, são pobremente selecionados, com tamanhos entre areia fina e cascalho, enquanto que na margem leste as areias apresentam tamanho predominantemente fino e muito bem selecionado (Martins *et al.*, 1989). Os sedimentos do piso lagunar possuem menos de 4% de areia e constituem-se, principalmente, de silte e silte argiloso na metade norte, enquanto que o piso da metade sul é caracterizado por uma argila siltosa, de cor predominantemente

verde acinzentada. A matéria orgânica terrestre é abundante, com percentagens máximas de até 30%. Em amostras de testemunhos, analisados por Martins *et al.* (1988), os sedimentos lamosos encontram-se fortemente bioturbados. As lamas depositadas no piso lagunar são derivadas, principalmente, do rio Guaíba e a deposição destes sedimentos ocorre em profundidades abaixo do nível base de erosão, por ação das ondas, a qual raramente excede a 4 m (Toldo *et al.*, 2006b).

A Lagoa dos Patos, apesar de se encontrar abrigada da intensa atividade das águas do oceano Atlântico por um sistema de barreiras arenosas, sofre influência deste ambiente marinho, principalmente no setor sul, pela água oceânica que ingressa ciclicamente, em pequenas proporções, através do canal de Rio Grande, onde as características oceânicas são de micro marés (Baitelli *et al.*, 2007).

Toldo *et al.* (2006a) realizaram medidas de ventos e predição de ondas ao longo do litoral da Lagoa dos Patos com base em dados de velocidade e direção de vento, registrados a cada hora, durante todo o ano de 1988. Com estas medições foram inferidas as frequências dos ventos com velocidades entre 0 e 2 m/s de pequena duração, isto se constitui num dos principais mecanismos de controle que limitam o crescimento das ondas na laguna, sendo a pequena profundidade da ordem de 6 m um fator secundário.

A Lagoa dos Patos não é um sistema fechado, e o controle sobre a fonte e a mobilidade dos sedimentos tem importante contribuição hídrica da bacia de drenagem de sudeste no fluxo natural, a partir do rio Guaíba até sua desembocadura em Rio Grande (Baitelli *et al.*, 2007). O modelo proposto por Zenkovitch (1958), sobre o crescimento dos esporões, aplica-se ao corpo lagunar, ora estudado, somente ao longo das margens leste, norte e oeste, em razão da distribuição dos ventos predominantes ao longo do eixo principal da laguna e por se tratar de um ambiente submetido a micromarés. A expressividade desta contribuição hídrica pode ser avaliada através da ausência de qualquer registro, no passado e no presente, do crescimento de bancos arenosos (Dillenburg & Toldo, 1990; Toldo & Dillenburg, 2000) em tamanho suficiente para obstruir o canal de comunicação entre a laguna e o oceano. Hartmann *et al.* (1986) definem o fluxo anual do canal como o de um rio sem penetração de água salgada, em função do elevado valor de fluxo de vazante observado durante o ano de 1986, da ordem de 85 cm/s em toda a coluna de água do canal, decorrente das altas taxas pluviométricas.

Outro aspecto referente a não segmentação deste extenso corpo lagunar é representado pelas mudanças de nível da água, produzidas pelas variações glacio-eustáticas e/ou por fatores climáticos que modificam a contribuição hídrica, ou seja, estas variações não permitem o contínuo crescimento dos esporões arenosos.

Calliari *et al.* (2010) registram, para o estuário da Lagoa dos Patos, a presença de margens arenosas, pontais, esporões, bancos submersos e ilhas com baixa expressão topográfica, as quais apontam para processos ondulatórios, originados pelos ventos predominantes de nordeste, sudeste e sudoeste, como os principais agentes modeladores deste estuário.

E por fim, outro aspecto resulta da análise comparativa entre as margens internas lagunares de oeste e leste. Segundo Toldo (1989) na margem interna oeste, os pontais projetam-se para o interior da laguna, indicando um atual e incipiente processo de segmentação, enquanto que na metade sul da margem interna leste ocorre um fraco processo erosivo, de modo a recuar todo o flanco do sistema de barreiras arenosas III (pleistocênica) e IV (holocênica), que separam a laguna do oceano.

A Lagoa dos Patos insere-se nas quatro sequências deposicionais do tipo laguna-barreira (Villwock & Tomazelli, 1995). O sistema I é exposto ao longo da margem oeste da laguna e é formado por pequenos leques aluviais coalescentes, enquanto que a extensa barreira que separa a laguna do oceano é constituída pelos sistemas laguna-barreira III e IV. Durante o Holoceno, os depósitos dos sistemas I, II e III foram em parte retrabalhados por ondas e por correntes dentro da laguna, sendo resultado do retrabalhamento destes sedimentos a formação dos extensos pontais arenosos. Estes pontais têm uma altura média de 1 m acima do nível da água; no lado oeste, a parte submersa destes corpos arenosos estende-se por aproximadamente 15 km para o interior da laguna (Baitelli *et al.*, 2007).

A análise sismoestratigráfica, conduzida nos registros sísmicos de alta frequência e resolução do substrato da Lagoa dos Patos, segundo Baitelli *et al.* (2007), permitiu o reconhecimento de dois importantes sistemas de paleodrenagens, para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul. A interpretação sísmica, realizada na proximidade do canal da “Barra Falsa” em Bojuru, revela que os dois sistemas de paleocanais, formados em períodos distintos, são delineados por superfícies de descontinuidade sísmica, com boa continuidade

lateral, truncando os refletores da sequência sísmica sotoposta. A superfície sísmica delimitadora do sistema de paleocanais mais antigo é truncada pela superfície que delimita o sistema de paleocanais mais jovem (Weschenfelder, 2005).

## **2.2. ESTUDOS SÍSMICOS NA ÁREA DE ESTUDO E NA LAGOA DOS PATOS**

Os estudos evolutivos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul podem ser divididos em três fases. A primeira representada por trabalhos de cunho descritivo, sobre diversos temas, desenvolvida principalmente por naturalistas e afins.

Uma segunda fase coincide com a criação, em 1957, da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e também com a atuação da Petrobras em atividades exploratórias de hidrocarbonetos que, a partir da década de 60, concentrou-se nos levantamentos geofísicos profundos e sondagens estratigráficas. Assim, com novas técnicas exploratórias e análises do material geológico, importantes informações foram adquiridas, permitindo, desta forma, a caracterização de várias feições geológicas até então desconhecidas.

Em 1969, o recém criado, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), órgão auxiliar do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), desenvolve pesquisas no campo da geologia costeira e marinha, principalmente, na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul, onde se insere a Lagoa dos Patos.

A terceira fase inicia-se com estudos de sísmica rasa na região desta laguna, primeiramente aplicada por Toldo em 1994 e por Weschenfelder em 2005. Esta técnica tem demonstrado ser uma excelente ferramenta para estudos paleogeográficos do Quaternário costeiro.

Interpretações de ambientes de sedimentação têm sido postuladas a partir dos dados sísmicos, fazendo-se uso de perfiladores de fundo e de subfundo em alta frequência. Processos erosivo-deposicionais podem ser identificados, baseados nos padrões da resposta acústica. Os equipamentos sísmicos, configurados de 3,5 a 12 kHz, permitem



uma alta resolução de sub-superfície e uma baixa penetração no pacote sedimentar (inferior a 30 m).

Da mesma forma, esta tecnologia vem sendo utilizada nas últimas décadas em diferentes partes do mundo. Destacam-se: Garcia-Gil *et al.* (1999 e 2000) detectaram a presença de gás na região de La Ria de Vigo e de Portevedra, Espanha; Lee *et al.* (2002) interpretou ecogramas no planalto sul coreano; Karisiddaiah *et al.* (2002) estudaram a evolução do Quaternário da margem continental Indiana e Nordfjord *et al.* (2005) identificaram sistemas de canais na plataforma externa de Nova Jersey (EUA).

Na costa atlântica sul-americana, se destaca levantamentos sísmicos de alta frequência, realizados no estuário de Bahia Blanca, Argentina (Aliotta & Lizasoain, 1998 e 2004; Aliotta *et al.*, 2002 e 2004 e Giagante, 2009).

A partir de 1957, a Petrobras inicia pesquisas sísmicas em diferentes bacias brasileiras (Rodrigues, 1981) elaborando mapas residuais, apontando áreas de interesse econômico, examinando problemas paleoambientais e estruturais assim como falhamentos, dobramentos, anomalias e demais enfoques.

Estudos sísmicos em sedimentos da margem continental leste brasileira foram realizados por vários pesquisadores. Damuth (1975) analisou o processo de sedimentação em mar profundo, Damuth & Hayes (1977) interpretaram ecogramas destes sedimentos e sua relação com os processos de sedimentação e Damuth (1980) identificou os sedimentos de fundo com alta frequência. Na plataforma brasileira destacam-se também trabalhos de sísmica em ambientes costeiros na Baía da Guanabara, RJ (Baptista Neto *et al.*, 1996; Quaresma *et al.*, 2000); na Plataforma Continental do Amazonas (Figueiredo *et al.*, 1996; Costa & Figueiredo, 1998) e a sismoestratigrafia rasa da Plataforma Continental de Cabo Frio – Araruama - RJ (Artusi & Garcia de Figueiredo, 2007).

Na bacia de Pelotas, a Petrobras intensificou suas pesquisas na década de 60, através de levantamentos geofísicos profundos e sondagens estratigráficas, identificando as primeiras informações sedimentares acumuladas nesta bacia.

O arcabouço estrutural da bacia de Pelotas foi caracterizado a partir de estudos sismoestratigráficos, realizados por Gonçalves *et al.* (1979), Ojeda (1982) e Fontana

(1996). Fontana (1990a e b) detalhou o desenvolvimento termomecânico nesta bacia e a morfologia de fundo sobre o Cone de Rio Grande.

Na Lagoa dos Patos, Toldo (1994) e Toldo *et al.* (2000) estudaram a sedimentação holocênica com o auxílio de ecogramas de 7 kHz, de penetração máxima inferior a 14 m. Ortiz (1995) utilizou trechos desses ecogramas de 7 kHz para auxiliar na identificação do canal fluvial pleistocênico do rio Camaquã, que atualmente desemboca na borda oeste da laguna.

Corrêa *et al.* (2003 e 2005) apresentaram levantamento sísmico, efetuado no canal de acesso a Lagoa dos Patos (Rio Grande), onde os dados coletados mostraram baixa definição, devido à baixa profundidade do canal no setor levantado e associado ao recobrimento de informações pelo aparecimento dos sinais da reflexão múltipla.

Abreu & Calliari (2005) identificaram estruturas subsuperficiais da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul, no sul do Brasil, registradas através do sistema acústico Sparker®, interpretadas como paleocanais, que se desenvolveram sobre um ambiente de planície costeira, anterior à transgressão ocorrida no final do Pleistoceno e início do Holoceno. A análise conjunta dos perfis indica que esta drenagem pretérita apresenta uma orientação N/NE-SE/SW, reduzindo sua profundidade e aumentando sua largura em direção ao mar aberto.

Weschenfelder *et al.* (2005), Vasconcellos *et al.* (2006 e 2008) e Vasconcellos (2009) reconheceram acumulações de gás presentes no substrato da Lagoa dos Patos através de observações de uma série de reflexões anômalas, presentes nos dados sísmicos de perfis de 3,5 e 7,0 kHz levantados no interior do corpo lagunar.

Weschenfelder (2005) e Weschenfelder *et al.* (2005 e 2006) utilizaram perfis sísmicos de alta resolução (3,5 kHz) na Lagoa dos Patos para caracterizar, além das acumulações de gás raso, elementos arquiteturais do substrato.

Pereira (2005) e Pereira *et al.* (2009) apresentaram perfis sísmicos de alta frequência (3,5 kHz) e de alta resolução dos elementos deposicionais. O levantamento sísmico dos perfis, localizados próximos aos pontais arenosos da Lagoa dos Patos, registrou as fácies sísmicas relacionadas ao crescimento dos mesmos.

Weschenfelder *et al.* (2008a) através de estudos sísmicos revelaram paleocanais que dissecaram a região costeira do Rio Grande do Sul. Dois sistemas de paleocanais foram estabelecidos para a área da Lagoa dos Patos. O preenchimento do sistema de canais mais jovem é holocênico e estes canais estão relacionados à última regressão marinha do Pleistoceno, correspondendo ao estágio isotópico 2 do oxigênio. O processo de incisão e preenchimento do sistema mais antigo é relacionado ao evento regressivo-transgressivo anterior, correspondendo aos estágios isotópicos do oxigênio 6-5.

Weschenfelder *et al.* (2008b) estudaram *paleoinlets* holocênicos na Lagoa dos Patos na região de Bojuru, através de sísmica de alta frequência.

Bortolin & Weschenfelder (2009) analisaram perfis sísmicos com aproximadamente 50 km de extensão no interior do rio Guaíba que se estendem do farol de Itapuã ao cais Mauá onde foram identificados: a presença de um grande canal, próximo ao farol e dunas subaquáticas com morfologia indicativa da presença predominante de corrente unidirecional.

Silva (2009) evidenciou paleodrenagens, na plataforma sul-rio-grandense, caracterizadas por feições de dois cânions submarinos, e paleovales detectados em análises interpretativas de linhas de sísmica de reflexão desde o Oligoceno Superior ao Plioceno.

Bortolin & Weschenfelder (2010) fizeram a integração de dados multifontes no estudo da planície costeira do Rio Grande do Sul através de dados sísmicos de alta frequência realizados no interior da Lagoa dos Patos. Este estudo foi realizado em duas etapas, uma em 2002 e a outra em 2006. Concomitante, foram executados furos de sondagem estratigráfica nas localidades de Bojuru, Mostardas e Ranchinho (próximo a Palmares do Sul), em locais específicos no interior da laguna, determinados a partir da análise dos perfis sísmicos.

Weschenfelder *et al.* (2010b) inferiram sobre a existência de dois períodos de incisão de canal, baseados principalmente em registros sísmicos. A incisão da drenagem na planície costeira e plataforma continental do Rio Grande do Sul teria desempenhado um papel importante na arquitetura marginal, distribuição de fácies e no espaço de acomodação durante as flutuações no nível do mar no Quaternário.

Weschenfelder *et al.* (2010a) analisaram registros sísmicos de alta resolução (3,5 e 7,0 kHz) obtidos na Lagoa dos Patos e revelaram a presença de diversos canais soterrados que dissecavam profundamente a zona costeira do Rio Grande do Sul, antes do estabelecimento da superfície baixa e levemente ondulada da planície costeira atual. Em direção ao continente, o sistema de paleodrenagem, mapeado por registros sísmicos, pode ser vinculado ao curso atual do rio Camaquã. À jusante, ele pode ser conectado com sistemas de paleocanais da plataforma continental adjacente e talude continental, reconhecidos através de estudos sísmicos e morfoestruturais. À montante, a drenagem foi escavada no prisma costeiro depositado durante eventos prévios de nível de mar alto do Quaternário. O caminho da paleodrenagem, reconhecida na planície costeira e plataforma continental adjacente, representa um sistema fluvial-plataformal ligando a bacia de drenagem continental aos depocentros da bacia marginal, atravessando a plataforma continental exposta durante um evento de regressão forçada.

Bortolin (2011) e Bortolin & Weschenfelder (2011) analisaram um conjunto de perfis sísmicos, no interior da Lagoa dos Patos, fornecendo substanciais interpretações para o estudo evolutivo da geologia na região da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Observaram pelas interpretações dos registros sísmicos, estruturas características de canais fluviais. Estes canais provavelmente escavaram a superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul durante uma regressão glacio-eustática, e as feições erosivas foram preenchidas com material sedimentar durante o Pleistoceno tardio e o Holoceno.

### **2.3. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA REGIÃO COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL SEGUNDO VILLWOCK & TOMAZELLI (1995)**

Villwock & Tomazelli (1995) apresentam um esquema de evolução paleogeográfica para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul, do Plioceno ao recente.

Este modelo evolutivo é representado por sedimentos clásticos terrígenos que se acumularam, a partir do final do Terciário, em um sistema de leques aluviais coalescentes desenvolvidos ao longo da margem leste dos terrenos topograficamente mais elevados (as Terras Altas). As porções mais distais desse sistema de leques aluviais foram

retrabalhadas por ciclos transgressivos e regressivos do nível do mar, correlacionáveis aos quatro últimos eventos glaciais do final do Cenozoico. A porção superior desses depósitos de leques aflora na porção interna da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

O cenário evolutivo do Plioceno ao Pleistoceno Superior, segundo estes mesmos autores é de uma grande planície costeira construída por um sistema de leques deltaicos coalescentes alimentados por fluxos torrenciais provenientes dos terrenos mais elevados situados a oeste, sob condições de clima semiárido.

O primeiro ciclo transgressivo-regressivo registrado na Planície Costeira do Rio Grande do Sul retrabalhou a porção distal do sistema de leques dando origem a um sistema de lagunas e ilhas-barreira (Sistema Laguna-Barreira I). Os depósitos remanescentes de uma antiga linha de costa pleistocênica estão preservados no noroeste da planície costeira, correlacionáveis ao estágio 11 da curva isotópica do oxigênio, com idade absoluta de 400 ka. Teve início então à evolução da Barreira das Lombas e o Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí.

O segundo ciclo transgressivo-regressivo foi responsável pelo início da construção da Barreira Múltipla Complexa e do Sistema Lagunar Patos-Mirim (Sistema Laguna-Barreira II). A evolução do Complexo de Barreiras Múltiplas levou a individualização e ao isolamento final de uma extensa planície hoje ocupada pelos enormes corpos d'água costeiros da Lagoa dos Patos e da Lagoa Mirim.

Na parte sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul formou-se um sistema de ilhas-barreira separadas por canais de ligação entre a laguna e a plataforma continental adjacente (*inlets*); na parte norte a barreira formou-se como um pontal arenoso recurvado, ancorado na base da encosta do planalto da Serra Geral constituído pelas rochas sedimentares e vulcânicas da bacia do Paraná.

O máximo transgressivo é marcado por uma escarpa erosiva nos leques aluviais da Planície Aluvial Interna e pela formação de alguns pontais arenosos, cujos depósitos marcam uma segunda linha de costa pleistocênica correlacionável ao estágio 9 da curva isotópica do oxigênio, correspondendo idade absoluta de 325 ka.

O terceiro ciclo transgressivo-regressivo é responsável pela instalação de mais um sistema de lagunas e ilhas-barreira (Sistema Laguna-Barreira III). A barreira deste

terceiro ciclo registra uma terceira linha de costa pleistocênica e é também marcada por uma escarpa de erosão em depósitos do Sistema Lagunar Patos-Mirim, cristas de praia e pontais arenosos.

A idade de 120 ka, atribuída por termoluminescência para as areias da Barreira III, permite uma correspondência ao pico 5 da curva isotópica do oxigênio. Este episódio pode ser correlacionado com o evento transgressivo Sangamon, na América do Norte ou ao Eemian, nos países escandinavos (Suguio, 1999).

O rebaixamento do nível do mar que se seguiu atingiu o seu máximo em torno de 17 ka. Esta fase regressiva propiciou a instalação de uma ampla planície costeira, dissecada por uma rede de drenagem que se prolongava até a linha de costa situada em torno de 120 m abaixo do nível do mar atual.

O máximo regressivo desta fase pode ser correlacionado ao pico 2 da curva isotópica do oxigênio, desenvolvido durante o último período glacial.

Um último evento transgressivo pós-glacial teve início no final do Pleistoceno. O nível do mar subiu rapidamente e avançou sobre a ampla planície costeira formada na fase regressiva anterior, possibilitando a formação de um novo sistema de barreira, transgressiva, que evoluiu para progradante durante a fase posterior regressiva (Sistema Laguna-Barreira IV).

No máximo desse último evento transgressivo, há cerca de 5 ka, o nível do mar atingiu em torno de 4 a 5 m acima do atual. Um extenso e contínuo terraço de abrasão formou-se nos depósitos das barreiras arenosas e nos terraços lagunares pleistocênicos, marcando a posição atingida pela linha de costa no último máximo transgressivo registrado para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

O máximo transgressivo do Holoceno pode ser correlacionado ao pico 1 da curva isotópica do oxigênio. É o episódio conhecido internacionalmente como Transgressão Flandriana ou Pós-glacial.

A fase regressiva que se seguiu ao pico transgressivo holocênico propiciou o alargamento da barreira constituída na última fase de formação dos depósitos da planície costeira. Os processos sedimentares relacionados ao máximo transgressivo do Holoceno, e

subsequentes, propiciaram a formação da configuração morfológica atual dos sistemas deposicionais costeiros do estado do Rio Grande do Sul.

## **RESULTADOS E APRECIACES PRELIMINARES**

---





### 3. RESULTADOS E APRECIÇÕES PRELIMINARES

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos assim como algumas apreciações preliminares que se fizeram necessárias para uma melhor compreensão do trabalho. Os resultados são os obtidos pelas análises dos perfis sísmicos, mostrando o seccionamento dos diferentes depósitos sedimentares, onde foram definidas quatro sequências sismodeposicionais. Também presentes, os resultados da análise granulométrica do perfil litológico, realizada nas amostras testemunhadas na sondagem de Palmares do Sul. Segue uma exposição sobre a integração do perfil sísmico com os resultados desta sondagem estratigráfica. Ainda são mostrados dados relativos à análise biogênica e, por fim, os resultados das análises isotópicas para idades absolutas ( $C^{14}$ ), valores de  $\delta C^{13}$  e  $\delta O^{18}$ .

#### 3.1. ESTRATIGRAFIA SÍSMICA

A análise de perfis sísmicos de alta resolução (3,5 kHz), aliada aos dados da sondagem realizada na Lagoa dos Patos, permitiu a discriminação de discontinuidades estratigráficas de alta frequência (*limite de sequência*), conduzindo à caracterização de depósitos fluviais, estuarinos e marinhos, dentro de um contexto de sequência estratigráfica. O mapeamento de discontinuidades estratigráficas é necessário para organizar cronologicamente uma sucessão deposicional e separar geneticamente diferentes sequências sedimentares.

A figura 3.1 mostra a disposição das linhas sísmicas e a localização dos furos de sondagem estratigráfica.

Quatro sequências sismodeposicionais foram definidas sobre o perfil 22 (figura 3.1). O perfil 22 será o primeiro a ser descrito por apresentar uma boa resolução sísmica em resposta ao levantamento acústico destas quatro sequências. Refletores bem marcados e discordâncias, apresentando truncamento de camadas deposicionais, possibilitaram o estabelecimento destas sequências e suas fácies constituintes.

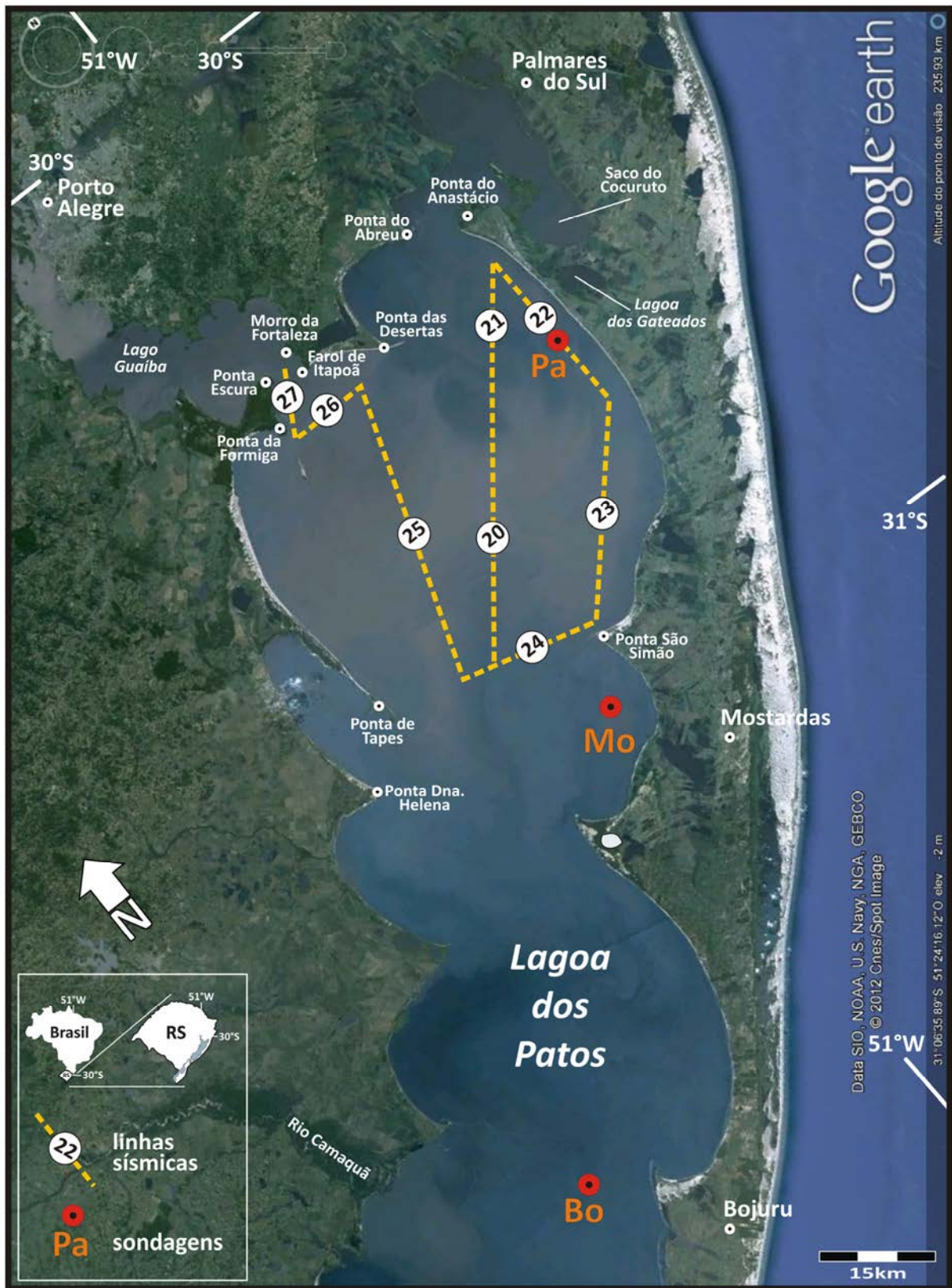


Figura 3.1. Imagem do Google Earth da Planície Costeira do Rio Grande do Sul com a localização (tracejado amarelo) e identificação (círculos brancos numerados) dos perfis sísmicos analisados neste trabalho e dos furos de sondagem (círculos vermelhos): Pa – Palmares; Mo – Mostardas e Bo – Bojuru.

### **3.1.1. Perfil 22**

O perfil 22 (figura 3.1) foi levantado perto da margem leste da Lagoa dos Patos, praticamente paralelo à margem lagunar. O trajeto do levantamento deste perfil inicia-se perto da Ponta do Anastácio, a NW, e segue na direção SE, por uma extensão de 27,1 km, situando-se em frente ao Saco do Cocuruto e Lagoa dos Gateados. A profundidade média da lâmina d'água ao longo do perfil é de 6 m, com exceção da parte inicial e final da linha sísmica onde a profundidade diminui em função da aproximação da margem lagunar.

Quatro sequências sismodeposicionais foram definidas com base na amplitude, continuidade e geometria dos refletores. A sequência 1 (S1) é a mais antiga e a sequência 4 (S4) a mais recente (figura 3.2).

#### **3.1.1.1. Sequência 1**

A sequência 1 é a mais antiga e, portanto, a mais profunda (figura 3.2a e 3.2b) reconhecida no perfil sísmico número 22. O seu limite inferior provavelmente extrapola as fronteiras do método sísmico adotado neste levantamento em resolução e/ou profundidade. O limite superior desta sequência configura o limite inferior da sequência 2 sobreposta.

Na sequência 1 (S1), por se tratar de uma sequência profunda, ocorre uma atenuação do sinal acústico, fazendo com que os refletores tornem-se fracos e com pouca definição. Assim, esta sequência, de uma forma geral, exhibe um padrão predominantemente homogêneo ao longo de todo o perfil, tendo sido possível a identificação de alguns poucos refletores no seu interior. Os refletores identificados encontram-se dispersos no lado NW do perfil, entre 15 e 25 m de profundidade, sem apresentar uma continuidade horizontal ou padrão significativo. Outros refletores, horizontalizados, podem ser observados em profundidades maiores, até 30 m, sendo truncados pelos vales formados pela sequência sobreposta 2.

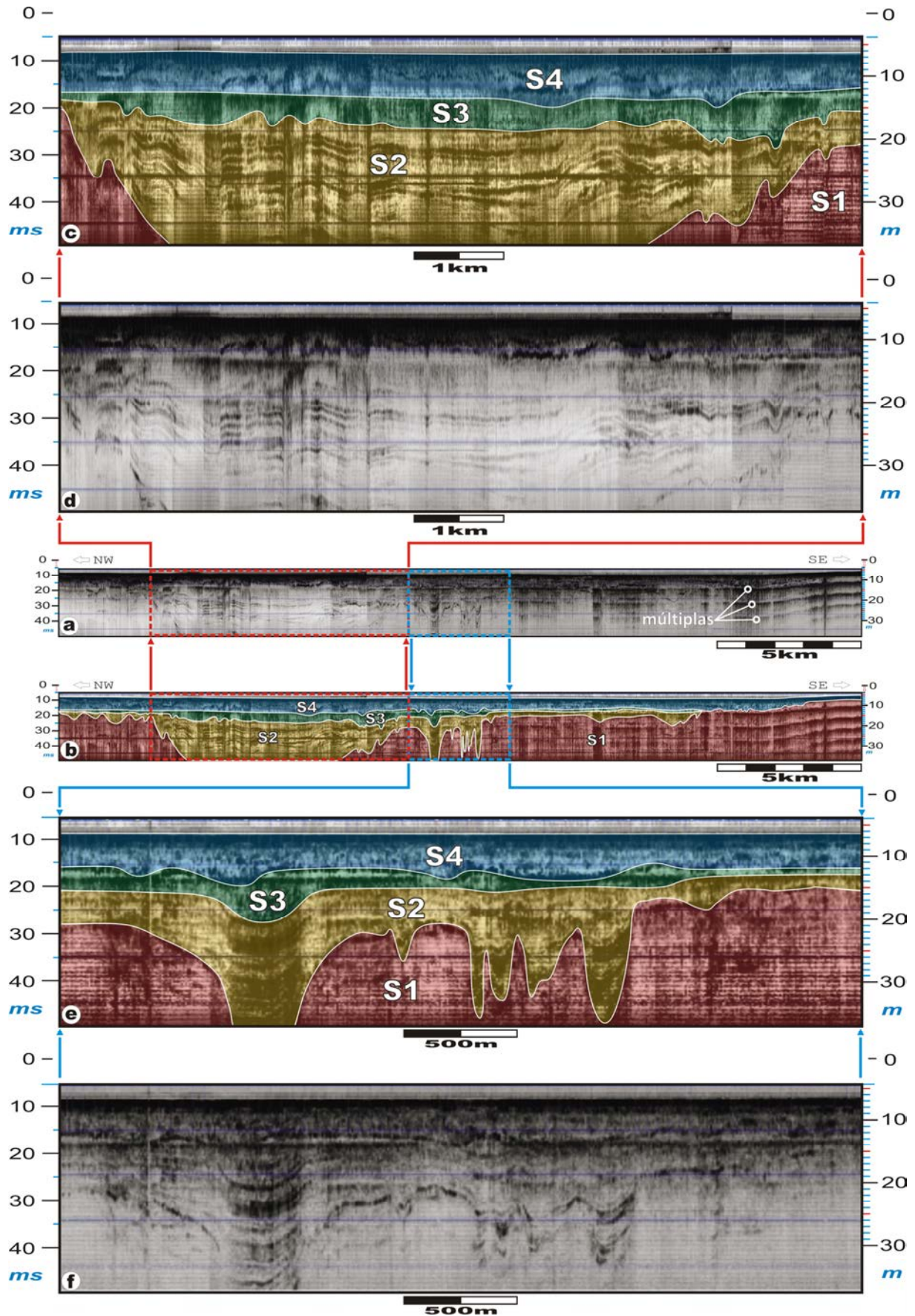


Figura 3.2. Perfil 22. (a) sem interpretação; (b) interpretado e com as seqüências sismodepositivas; (c) e (e) detalhe interpretado com as seqüências sismodepositivas; (d) e (f) detalhe não interpretado.

A partir da metade SE do final do perfil 22, esta sequência apresenta múltiplas de reflexão de fundo que se estendem até o final da linha sísmica (figura 3.2a e 3.2b).

Esta mesma sequência é descrita por Weschenfelder *et al.* (2005), os quais a denominaram de *Sequência 1*. Através de sondagem estratigráfica (Bortolin, 2011), realizada em Tavares (RS) a 26 km a SW de Mostardas (RS), este pacote foi mapeado abaixo dos 21 m de profundidade, sendo composto basicamente por areia (>90%).

### **3.1.1.2. Sequência 2**

A sequência 2 (S2) apresenta refletores de grande amplitude e contínuos em sua maior parte e estão distribuídos por todo o pacote sedimentar (figura 3.2a e 3.2b). O seu contato com a sotoposta mostra-se bem evidente com truncamento dos refletores da S1.

Verticalmente o pacote sedimentar da sequência 2 apresenta um padrão variável, intercalando reflexões fortes e contínuas com reflexões fracas, finamente laminadas, a semitransparentes.

A configuração sísmica também é bastante complexa, apresentando desde setores acusticamente semitransparentes até completamente opacos. Os refletores são descontínuos, fortes e fracos, formando montículos, superfícies de progradação e outros modelos complexos de preenchimento de canal.

O limite inferior desta sequência foi formado durante um período de mar baixo, portanto com exposição subaérea por um tempo suficientemente longo para criar um panorama local que reflete a existência pretérita de uma densa rede de drenagem fluvial. A erosão ocorreu de forma grandiosa, removendo incomensuráveis toneladas cúbicas de sedimento de uma plataforma intensamente dissecada, ratificando esta superfície como um limite de sequência.

No lado NW da sequência, em contato com a sequência 1 (S1), sua base encontra-se a aproximadamente 15 m de profundidade abaixo da lâmina d'água, preenchendo pequenos canais escavados sobre a S1. A superfície é bem definida, com baixa declividade para SE, mantendo-se assim por cerca de 4 km, quando este declínio acentua-se

fortemente ao longo de 1 a 2 km, e excede o limite inferior do levantamento sísmico (figura 3.2c e 3.2d).

Esta grande planície de inundação, formada em um período de mar baixo, abriga uma série de refletores que materializaram diferentes feições de episódios sedimentares que ocorreram ao longo do tempo, talhados por um curso d'água meandrante. De NW para SE, ocorre uma série de refletores inclinados, indicando crescimento de barra de canal, ao longo de 400 a 500 m, até encontrar refletores horizontalizados que denotam uma deposição em ambiente mais calmo. Na segunda metade desta planície (figura 3.2c e 3.2d), encontram-se materializados os indicativos da presença do principal canal deste curso d'água, apresentando refletores menos inclinados, no lado NW e, refletores mais inclinados no lado SE, o que permite localizar o eixo de maior velocidade da água neste ponto, indicando este local como uma curva dentro do rio, onde ocorre o crescimento da barra de canal na margem NW e erosão na margem SE da planície.

Esta superfície surge novamente na porção mediana da linha sísmica (figura 3.2a e 3.2b), deixando na sua margem NW, os sedimentos da sequência 2 que preenchem o vale na sua totalidade e, na margem SE, sedimentos da mesma sequência 2, agora preenchendo um canal de proporções menores, com 900 m de largura e cuja base do vale também excede os limites verticais do levantamento sísmico (figura 3.2e e 3.2f). Neste local foi realizada a sondagem de Palmares do Sul, que será oportunamente descrita. Na continuidade do perfil, após este vale, surgem outros menores, com largura entre 100 e 200 m e profundidade variável de 5 a 10 m.

A partir destes vales, a base da sequência 2 adquire um caráter predominantemente horizontalizado (figura 3.2a e 3.2b), entre 10 e 20 m de profundidade, mantendo-se assim ao longo de 7 km, quando alguns canais, pequenos e rasos ( $\approx 2$  m de profundidade) podem ser identificados. Esta superfície termina sobre a sequência 1 que se estende até o final da linha sísmica.

É na sequência 2 que são identificadas feições sismo-estratigráficas que evidenciam diferentes episódios sedimentares (figura 3.3b e 3.3c).

As superfícies sismodeposicionais que representam uma deposição de margem de canal ou vale fluvial, com refletores côncavo-convexos, estão posicionadas à

esquerda do perfil (figura 3.3b detalhes A e B) e, ainda, camadas em *onlap* e *downlap* que denotam exposições subaéreas e erosão (figura 3.4).

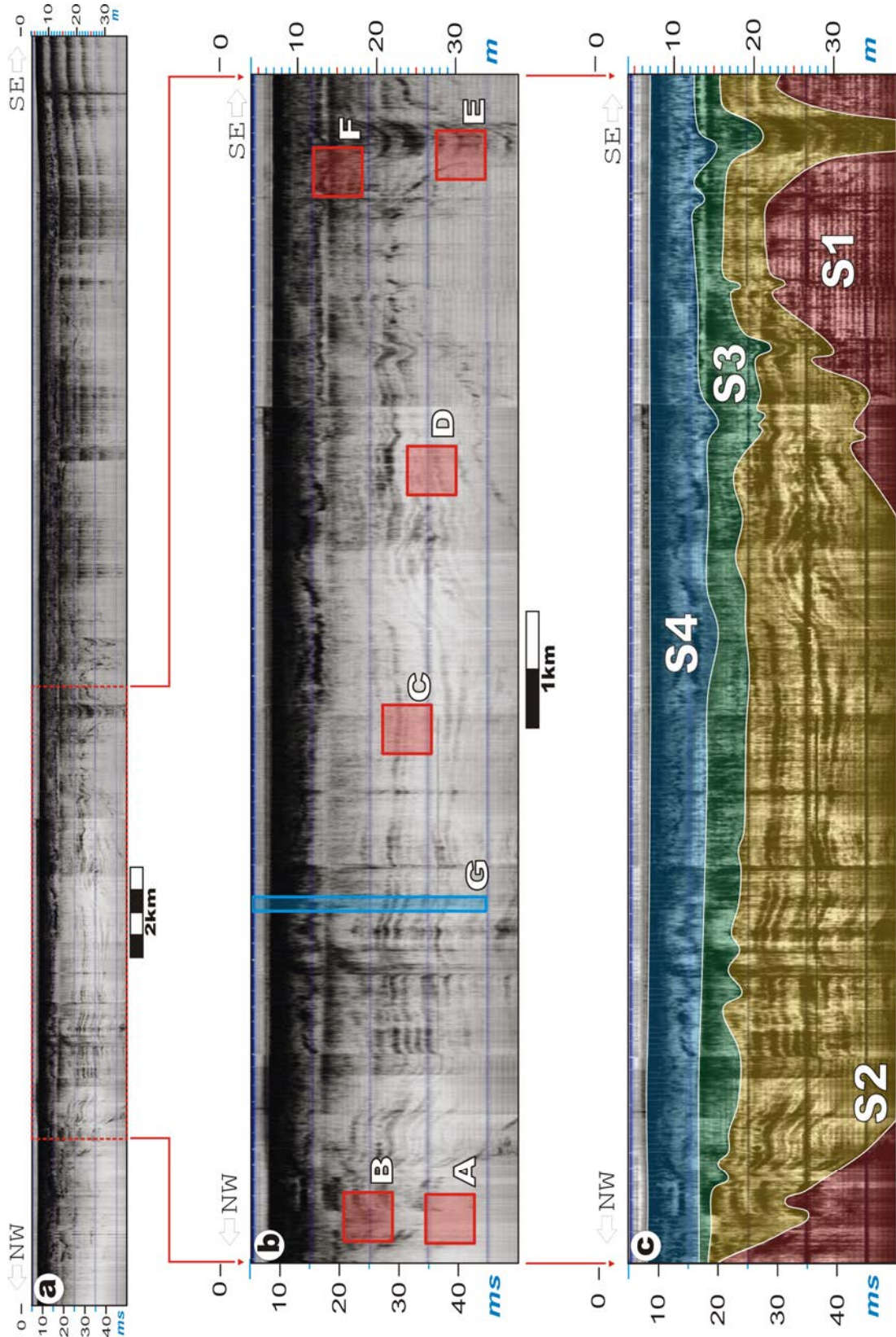


Figura 3.3. Perfil 22. (a) sem interpretação; (b) detalhe do perfil com áreas marcadas a serem definidas e (c) detalhe do perfil interpretado com as seqüências deposicionais.



Estes refletores apresentam um forte mergulho para SE, ao longo de 1,8 km, quando voltam a ter características horizontalizadas. Os refletores paralelos e inclinados são encontrados próximos aos limites de sequência (sequências 1 e 2), tanto a NW quanto a SE do perfil, não sendo raro o *onlap* desses refletores sobre o pacote sedimentar da sequência 1 (figura 3.3b e 3.3c).

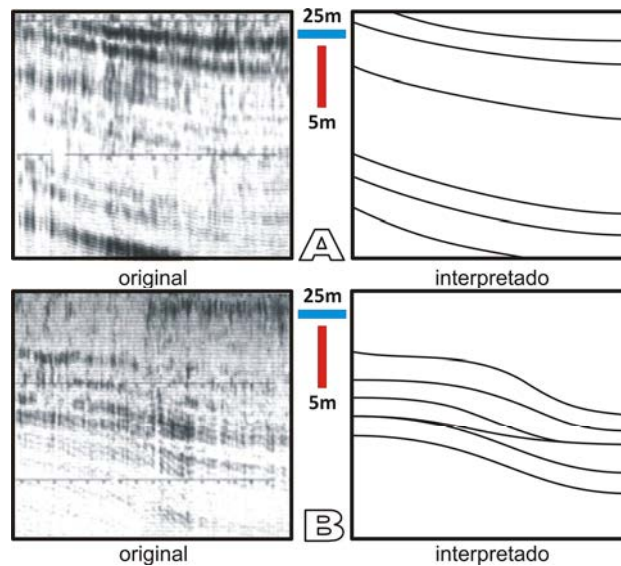


Figura 3.4. Detalhes A e B da figura 3.3b. Em A, refletores convexas para cima indicando uma deposição de barra de canal e, em B, refletores côncavo-convexas exibindo camadas em *onlap* e *downlap*.

Alguns setores da linha sísmica número 22 (figura 3.3b detalhe C), mostram-se preenchidos por pacotes sismodeposicionais praticamente horizontalizados apresentando uma sutil ondulação dos refletores. Esta ondulação é causada pelo peso do assentamento sobre as camadas de material fino. Esta feição, em vales de menor envergadura, torna-se mais evidente (figura 3.5).

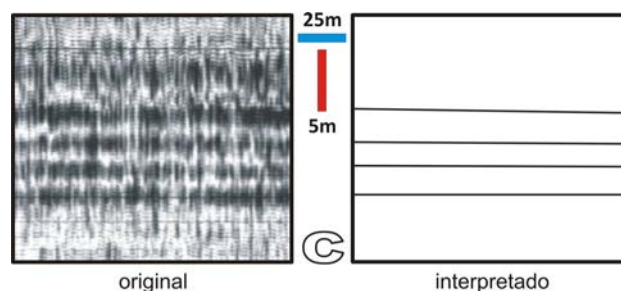


Figura 3.5. Detalhe C da figura 3.3b. Refletores de grande amplitude definindo uma deposição em ambiente calmo.

Progredindo-se na direção SW, observa-se a presença de refletores de boa amplitude que caracterizam uma deposição fluvial em canal, podendo ser vistos refletores em *onlap* sobre outros refletores da mesma sequência (figura 3.3b detalhe D). A morfologia característica de canal é marcada por fácies sísmicas preenchendo uma forte depressão na topografia original. A base do canal é marcada pela superfície de truncamento dos refletores da sequência inferior. Esta feição de canal posiciona o leito do rio exatamente neste local apresentado. O canal possuía aproximadamente 3,5 km de largura e situava-se, neste período, entre 20 e 30 m de profundidade abaixo da lâmina d'água atual da Lagoa dos Patos (figura 3.6).

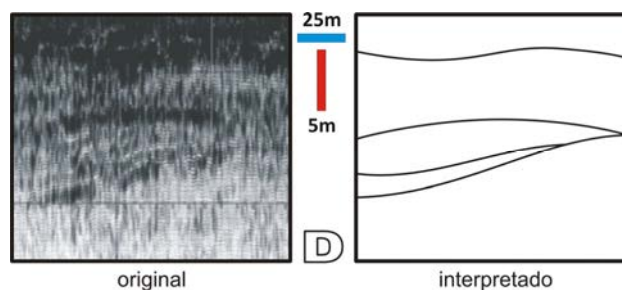


Figura 3.6. Detalhe D da figura 3.3b. Refletores em *onlap* sobre outros refletores de depósito fluvial da mesma sequência.

No limite desta sequência, mais precisamente no interior do canal, encontram-se, ao redor dos 30 m de profundidade, refletores com terminações truncadas devido ao leito escavado por este mesmo canal (figura 3.3b detalhe E). As fácies sísmicas de preenchimento de canal, observadas neste vale, caracterizam-se por refletores assentados em *onlap* sobre a superfície da sequência 1, fortemente mergulhantes em direção ao eixo do canal (figura 3.7).

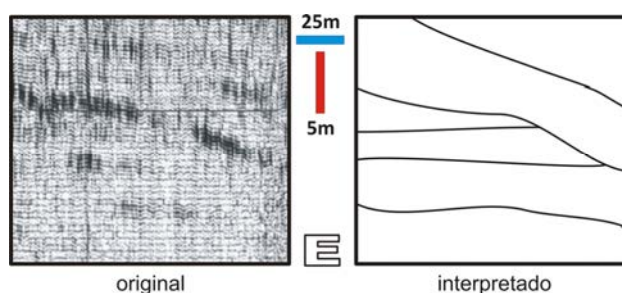


Figura 3.7. Detalhe E da figura 3.3b. Refletores com terminações em *onlap*.

Em sua parte superior, neste mesmo canal (figura 3.3b detalhe F), refletores ascendem para NW e são truncados em *toplap* (figura 3.8).

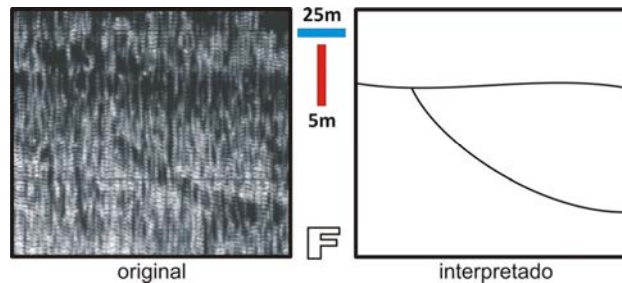


Figura 3.8. Detalhe F da figura 3.3b. Refletores em *toplap*.

### 3.1.1.3. Sequência 3

A sequência 3 (S3) ocorre em quase toda a extensão do perfil 22 (figura 3.2a e 3.2b) sobreposta a sequência 2. A espessura é variável desde aproximadamente 2 m até valores superiores a 10 m no interior de vales e canais (figura 3.2c, 3.2d, 3.2e e 3.2f). Seu limite inferior e superior mostra-se bastante distinto. O limite inferior da sequência é marcado por uma superfície contínua, mas com baixa reflexão do sinal acústico (figura 3.9).

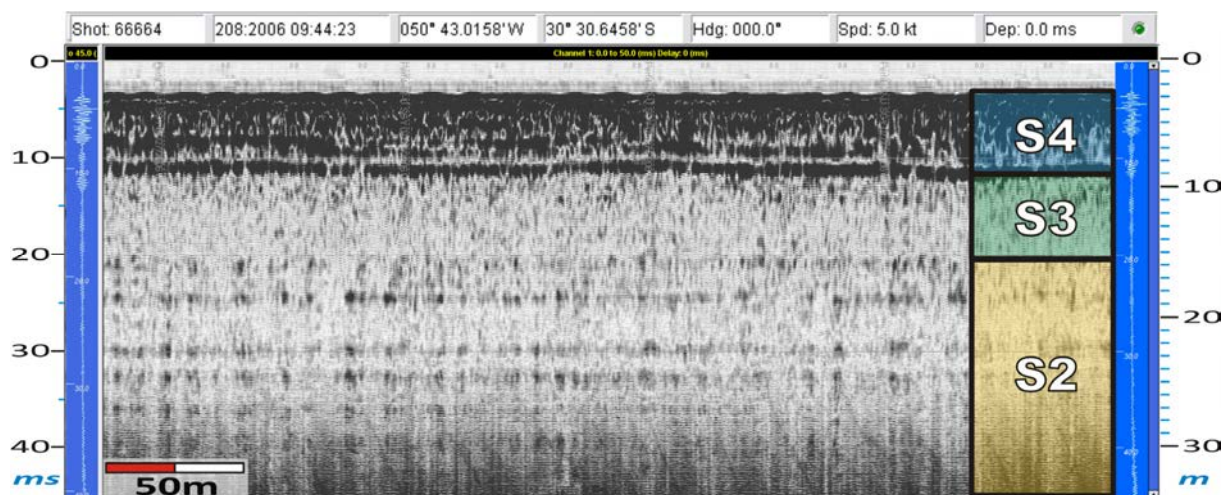


Figura 3.9. Detalhe G da figura 3.3. Seção sísmica típica da parte central do paleovale do Jacuí. Observar o paralelismo e horizontalidade dos refletores na sequência 2, a homogeneidade da sequência 3 e a superfície bem marcada entre as sequências 3 e 4.

A superfície refletora, que a separa da sequência 4, é bem definida e constitui-se de uma camada horizontal, compacta e com excelente resposta acústica. Em alguns locais, este refletor mostra-se fragmentado e descontínuo. Por ser uma superfície que

foi submetida à longa exposição subaérea, pequenos canais fluviais superficiais erodiram e fragmentaram este refletor.

No aspecto geral, esta sequência tem uma aparência homogênea, não mostrando nenhum tipo de variação composicional que conduza a uma boa resposta acústica, sendo difícil a localização de refletores bem definidos no seu interior.

#### **3.1.1.4. Sequência 4**

A sequência 4 (S4) testemunha a última deposição, em ambiente calmo e abrigado das ondas do mar, na Lagoa dos Patos (figura 3.2a e 3.2b). Sua disposição é a menos profunda de todas as sequências e também a menos espessa. Caracteriza-se por refletores de diversos tamanhos, alguns com uma boa continuidade lateral e outros bastante fragmentados e até mesmo inclinados (figura 3.3b e 3.3c), sendo sua base, em contato com a sequência 3, bastante nítida (figura 3.9). Sua porção superior, ou seja, o contato com o fundo da laguna é bastante retilíneo e, no meio do seu pacote, encontram-se refletores com uma disposição espacial bastante caótica. Normalmente são pequenos e sem uma boa continuidade lateral. Este pacote sedimentar também possui espessura variável, sendo esta maior nos locais situados sobre os vales preenchidos, com cerca de 5 a 8 m, adelgaçando-se em direção à borda da laguna.

Alguns refletores bem marcados registram a presença de antigas barras de canal ou outro tipo semelhante de deposição, apresentando-se como um material extremamente homogêneo e compacto que gera uma forte refletância ao sinal acústico.

#### **3.1.2. Perfil 20**

O perfil 20 (figura 3.1) tem início perto da Ponta de São Simão e segue na direção da Ponta do Anastácio por 40 km (sentido SW-NE). Cerca de 90% do segmento que compõe o perfil 20 apresenta anomalias acústicas (ruído) que impedem a visualização clara das superfícies sismodeposicionais. Quando ocorrem as janelas acústicas, torna-se possível a identificação dos refletores sísmicos (figura 3.10a).

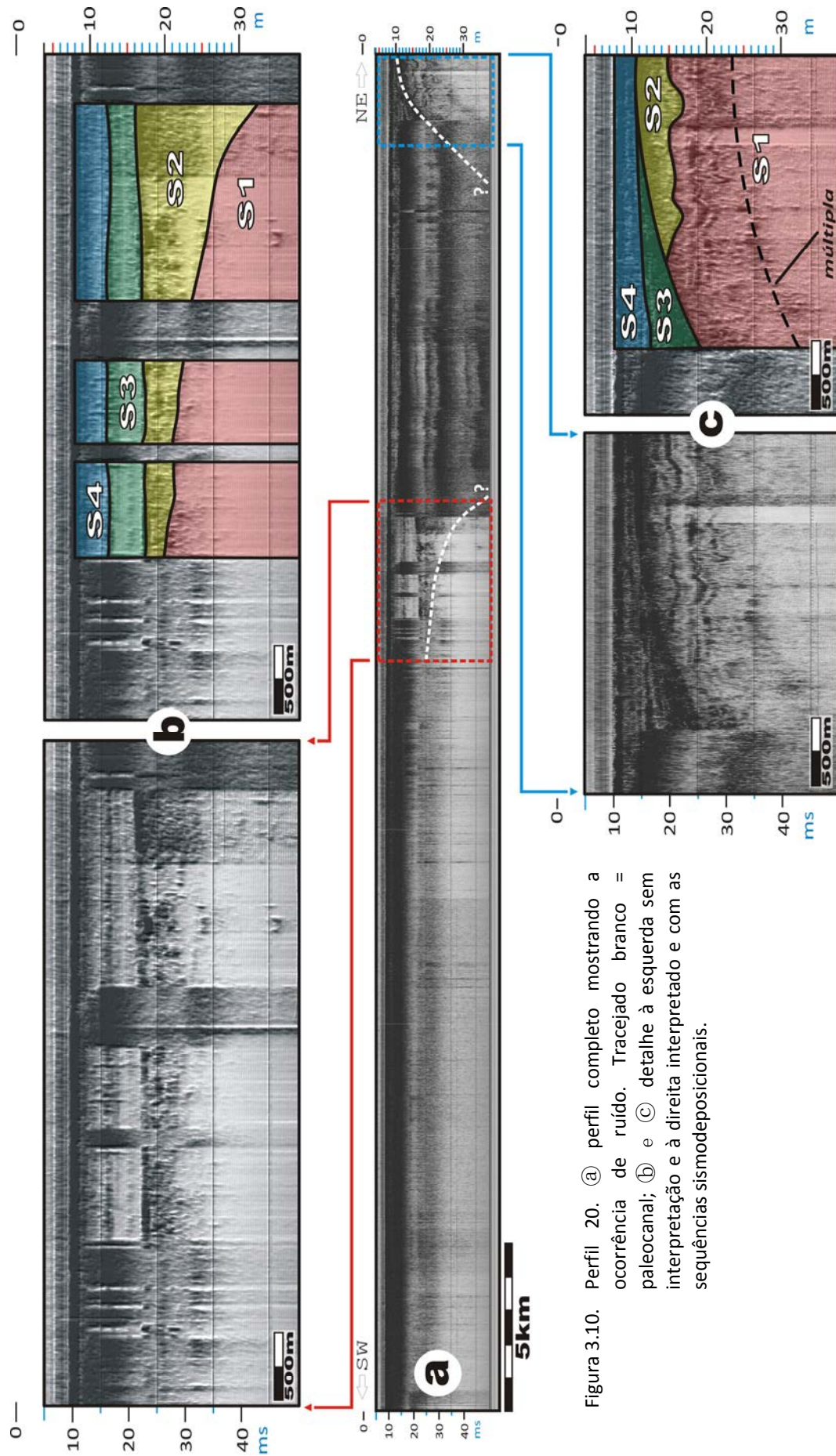


Figura 3.10. Perfil 20. (a) perfil completo mostrando a ocorrência de ruído. Traçado branco = paleocanal; (b) e (c) detalhe à esquerda sem interpretação e à direita interpretado e com as seqüências sismodepositacionais.

Próximo a parte central do perfil (figura 3.10a), seguindo para NE, ocorre uma janela onde se visualiza quatro superfícies sismodeposicionais (figura 3.10b) bem marcadas, duas praticamente paralelas entre si (sequências 3 e 4), estando a mais rasa com sua base em 12 m e a mais profunda com sua base em 16 m e, outra (sequência 2) depositada sobre a sequência 1, que apresenta um forte mergulho para NE.

Mais ao final do perfil 20 ocorrem três refletores distintos (figura 3.10c), o mais profundo encontra-se entre 15 e 17 m, representando o limite superior da sequência 1, posicionado quase horizontalmente, ele segue até ser truncado pelo refletor limítrofe inferior da sequência 3 que mergulha fortemente para SW, passando de 11 para 19 m em pouco mais de 1,5 km de extensão horizontal. Estes dois refletores limitam verticalmente a deposição da sequência 2. O refletor imediatamente acima, segue o mergulho de seu sotoposto, mas de forma mais suave e definindo o pacote deposicional da sequência 4.

Entre estas duas janelas acústicas já mencionadas, situa-se a planície que abriga o antigo vale e canal aluvial que dissecava a área do antigo rio Jacuí (figura 3.10a).

### **3.1.3. Perfil 21**

O perfil 21 (figura 3.1) possui 15,5 km de extensão e seu início de levantamento ocorreu a 6 km distantes do final do perfil 20, começando próximo a Ponta das Desertas e terminando na Ponta do Anastácio.

Este perfil apresenta refletores com uma boa continuidade lateral nas profundidades entre 10 e 15 m (figura 3.11a e 3.11b), representantes dos limites inferiores das sequências 3 e 4. Ambos os refletores, apresentam-se por vezes, bastante escuros e fragmentados por curtas distâncias, o que não impede a interpretação de sua continuidade. Estes refletores por serem inclinados indicam a presença de pequenos canais, com larguras entre 200 e 300 m e 3 a 5 m de profundidade ao longo de todo o perfil, sendo mais evidentes no limite de sequência das deposições 1(+2?) e 3. As sequências S1 e S2 encontram-se indiferenciadas.

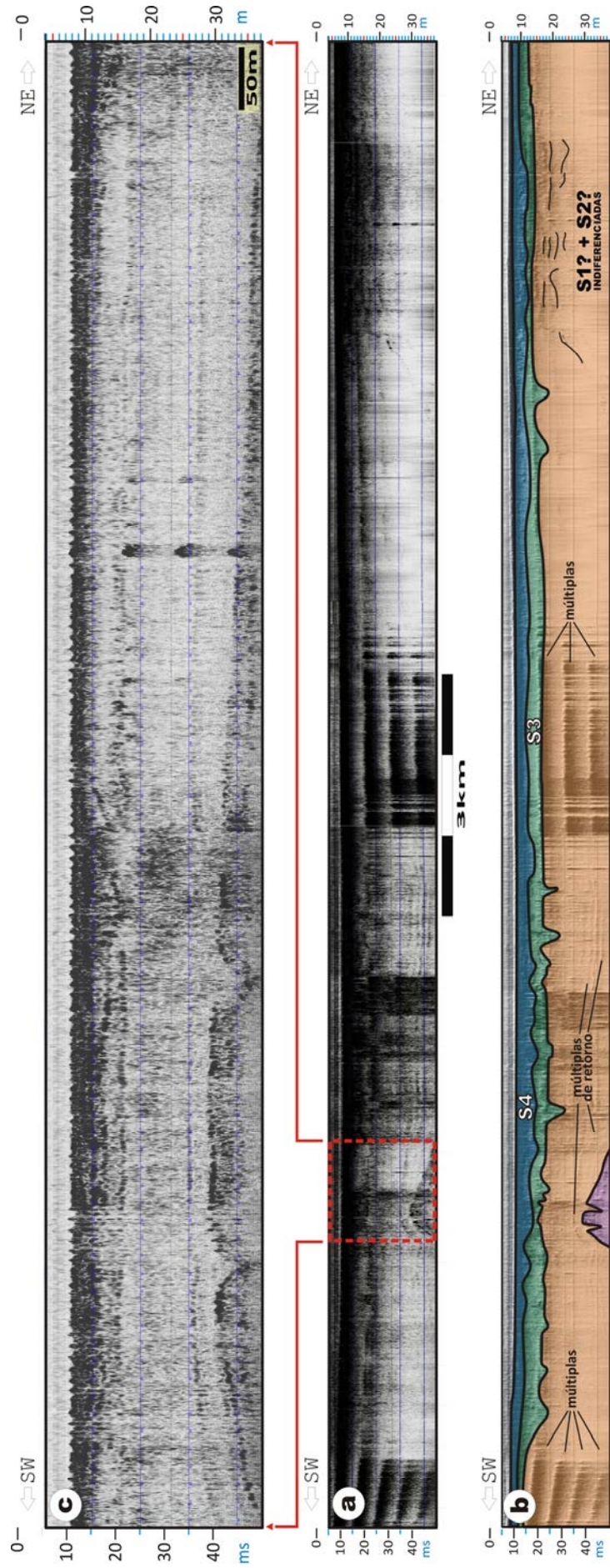


Figura 3.11. Perfil 21. (a) registro original; (b) interpretado com as seqüências sismodeposicionais e (c) detalhe ampliado.

Ao final dos 3,5 km do início do perfil (figura 3.11b), ocorre um forte refletor de forma assimétrica e convexa para cima, situado entre 30 e 40 m de profundidade, apresentando em sua superfície duas feições bastante nítidas em forma de “V” (figura 3.11c). Este refletor, pela proximidade das rochas que compõem o substrato da região, pode tratar-se do embasamento cristalino.

Na última parte deste perfil, ao longo de 2,5 km e entre as profundidades de 15 e 20 m, ocorrem mais alguns refletores, que não apresentam continuidade e nenhum tipo de simetria indicadora de algum tipo diferenciado de deposição (figura 3.11a e 3.11b).

#### **3.1.4. Perfil 23**

O levantamento do perfil 23 (figura 3.1) ocorreu de NE para SW, paralelo e próximo a borda leste da Lagoa dos Patos, iniciando a partir do final do perfil 22. Este levantamento segue por 35 km em direção a Ponta de São Simão. Apenas a sequência 4 pôde ser identificada (figura 3.12), ocorrendo de forma mais superficial e menos espessa, representando a sedimentação final do fundo da Lagoa dos Patos.

Devido a presença de ruído e de múltiplas, o pacote sedimentar imediatamente abaixo da S4 abriga, de forma indiferenciada, as sequências S1, S2 e S3. Seu aspecto geral é basicamente plano com alguns canais superficiais.

A maior parte do perfil apresenta-se com aspecto homogêneo onde ocorrem algumas múltiplas de reflexão do fundo lagunar no início, meio e no final da linha sísmica (figura 3.12).

De todos os perfis, este é o que apresenta o pacote sedimentar, sotoposto a sequência 4, na posição menos profunda, chegando situar-se a 1,5 m de lâmina d'água (figura 3.12, parte central) a aproximadamente 1,5 km do início do perfil.

Este pacote sedimentar deve ter ficado exposto no último evento regressivo, quando houve a dissecação de sua superfície por corpos fluviais relativamente pequenos, entre 0,8 e 1,5 km de largura e profundidade não superior a 20 m.



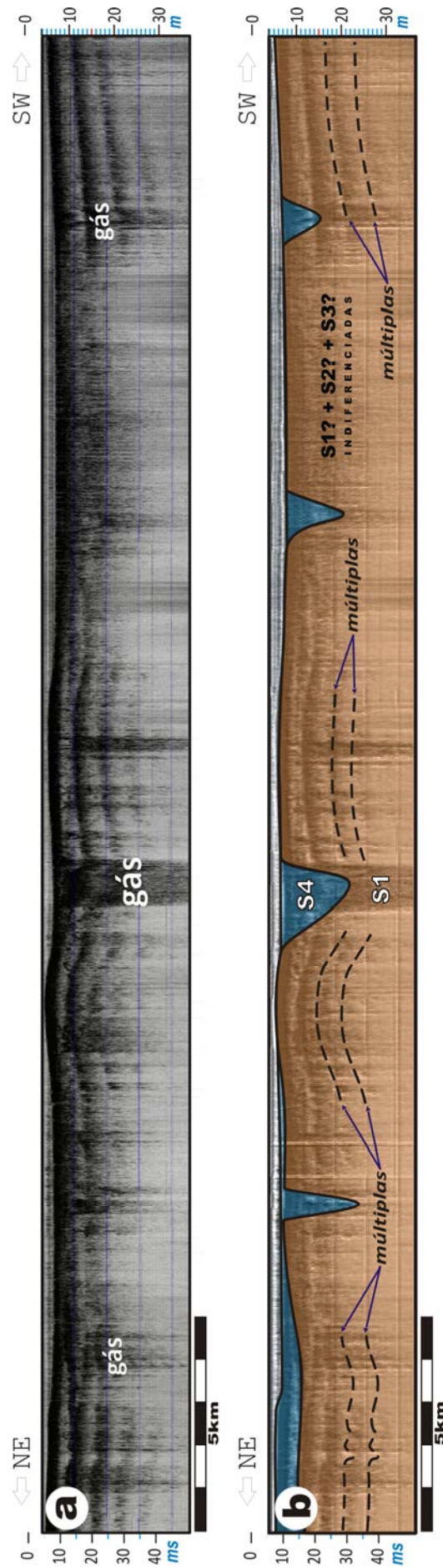


Figura 3.12. Perfil 23. (a) sem interpretação e (b) perfil interpretado com as seqüências sismodeposicionais.

A similaridade nas dimensões dos canais formados sobre a sequência 1 (figura 3.12) denota uma igualdade de condições, principalmente físicas, para a formação de vales tão parecidos. Coincidente com estes canais está a presença de gás, isto se deve ao fato da deposição de restos orgânicos, nestas depressões, que com o tempo decompõem-se despreendendo gás que fica disseminado no sedimento.

### **3.1.5. Perfil 24**

O perfil 24 (figura 3.1) possui 18 km de extensão e foi levantado no sentido SE-NW, quase na direção Leste-Oeste. Muito em virtude desta sua disposição, o perfil não apresenta variações faciológicas muito evidentes, uma vez que os cursos d'água tendem a correr, no caso da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, preferencialmente de oeste para leste. Entretanto, uma particularidade interessante se faz presente, ou seja, os depósitos da sequência 1 estariam dispostos, senão perpendiculares, de forma muito próxima a isto em relação às barreiras pleistocênicas da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

A exemplo do que ocorre no perfil anterior, o pacote sedimentar imediatamente abaixo da S4 aglutina, de forma indiferenciada, as sequências S1, S2 e S3.

O leito fluvial da figura 3.13, representa um canal de drenagem, parcial ou total, do antigo Jacuí, ao migrar sua saída para o mar em Mostardas. O refletor que evidenciou tal feição possui mergulho de baixo ângulo, coincidente com a declividade da plataforma continental neste local.

O perfil ainda representa uma situação análoga ao atual cenário da Lagoa dos Patos, pouco antes do último evento regressivo/transgressivo, onde este leito fluvial, lentamente conduzia toda ou parcialmente a drenagem do antigo Jacuí em direção ao mar.

Múltiplas de fundo e gás disseminado nos sedimentos, também ocorrem por todo o perfil (figura 3.13).

O preenchimento do canal central (figura 3.13) corresponde a sequência 4 de caráter quase estuarino.

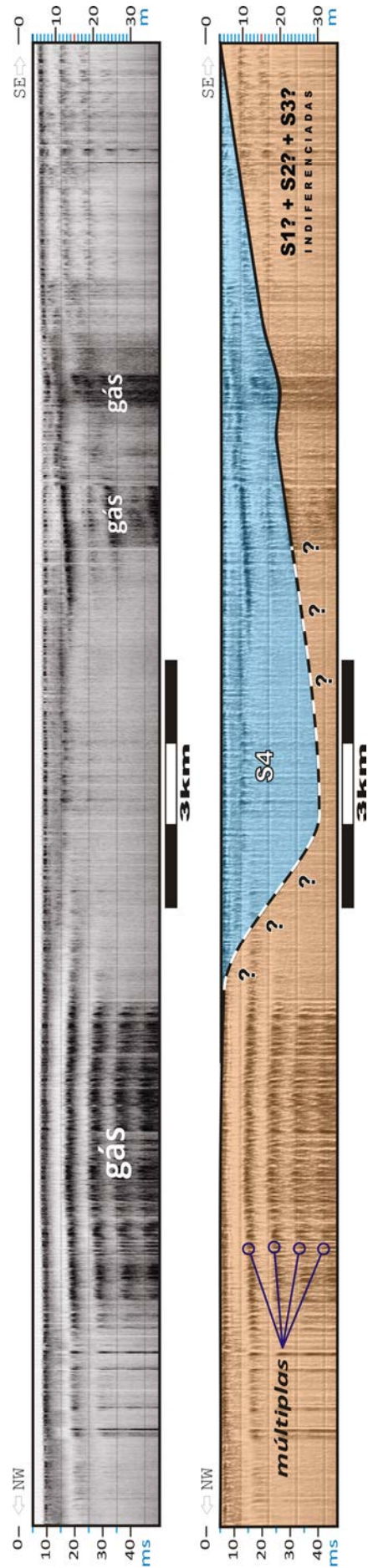


Figura 3.13. Perfil 24. ③ sem interpretação e ① perfil interpretado com múltiplas de fundo e *pocket-gas* presentes.

### 3.1.6. Perfil 25

O perfil 25 (figura 3.1) representa a mais longa de todas as linhas sísmicas com quase 50 km de extensão. Seu registro começou no final do perfil 24 quando a embarcação mudou sua trajetória em cerca de 90° e seguiu na direção SW-NE. O início do perfil 25 situa-se entre as pontas de Tapes (a oeste), São Simão (a leste) e seu término fica entre a Ponta das Desertas e o Farol de Itapuã. Com poucas cortinas de anomalias acústicas atribuídas ao gás (figura 3.14a e 3.14b), não mais de 10% do perfil, os refletores apresentam-se bem definidos e com boa continuidade lateral.

Neste perfil foram assinaladas três sequências deposicionais. A sequência 4 configura a sedimentação do fundo da laguna com uma espessura média de 5 m (figura 3.14a e 3.14b). Os refletores que separam as sequências 3 e 4 possuem uma excelente resposta acústica e mostram-se muito bem definidos ao longo de todo perfil, situando-se nos 10 m de profundidade na sua primeira metade e, ao atingir a planície aluvial (figura 3.14c), chega aos 15 m de profundidade abaixo da linha d'água. A particularidade deste limite de sequência (S3–S4) está na forma plana (limite superior S3), como mostra a figura 3.14a e 3.14b. A sequência 3 preenche pequenos canais, pouco profundos com 400 a 500 m de largura, sendo que alguns alcançam 1 km, com 5 m de profundidade em média, que dissecam a superfície deposicional da sequência 1.

A partir do início da segunda metade do levantamento do perfil 25 (figura 3.14a e 3.14b), o limite de sequência entre os depósitos sedimentares 3 e 4 começa a mergulhar para NW até 5 a 6 m de profundidade, mantendo-se nesta profundidade por 8 km, quando mergulha novamente até os 18 m (figura 3.14c). A partir deste ponto se detecta uma cortina de gás, com 3 km de largura. No segmento, o refletor sobe 15 m de profundidade, do limite do perfil ao fundo da laguna, em pouco menos de 1 km.

Ao final do perfil surgem as múltiplas de reflexão de fundo como indicativo da proximidade da costa interna da laguna. Abaixo destas múltiplas, ocorre um refletor, aos 20 m de profundidade, relativamente bem definido, indicando a presença de um embasamento acústico (figura 3.14d). Este embasamento acústico, assim como no perfil 21, também pode refletir a presença de rochas do embasamento cristalino presentes neste local.

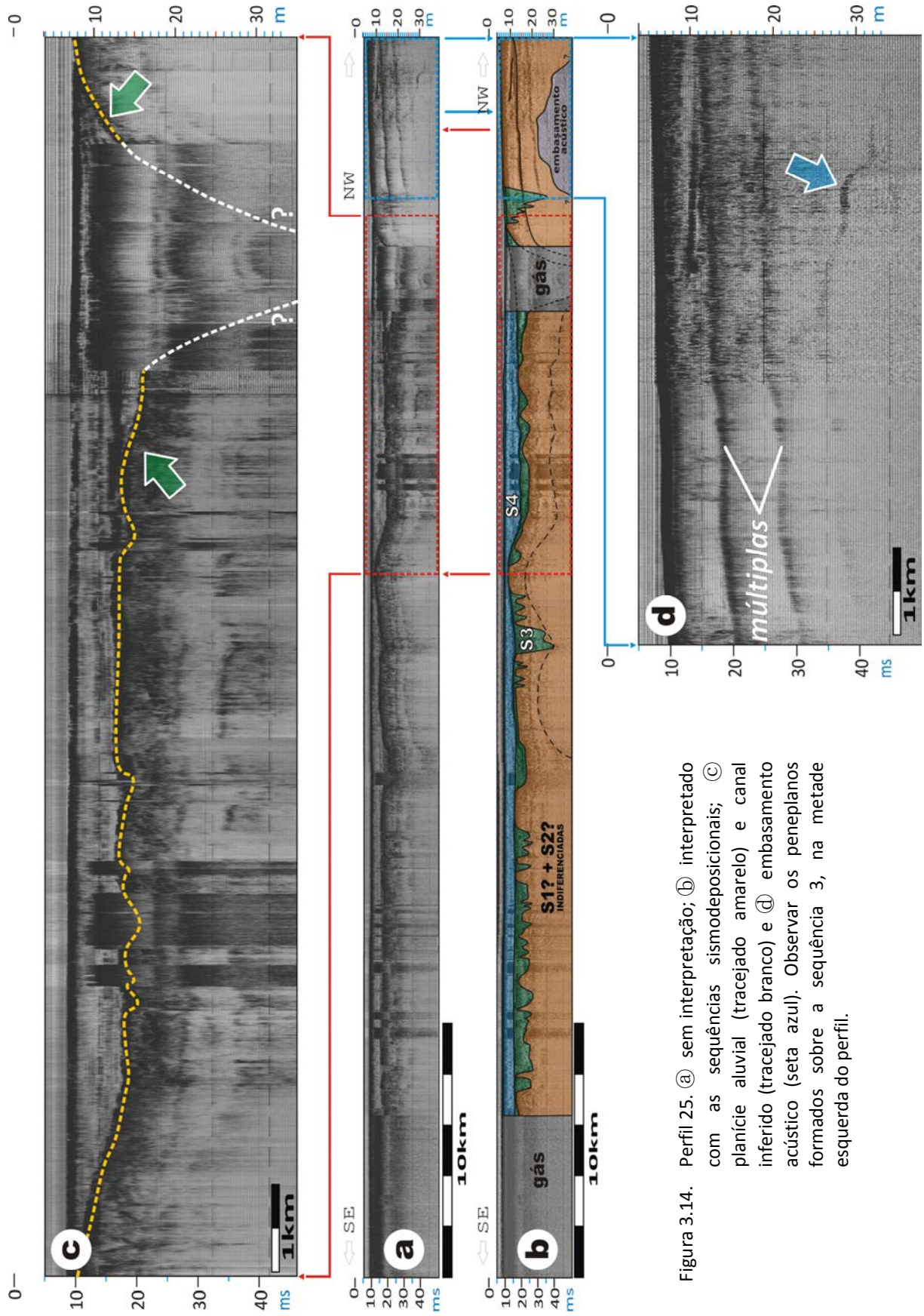


Figura 3.14. Perfil 25. (a) sem interpretação; (b) interpretado com as seqüências sismodeposicionais; (c) com as seqüências aluvial (tracjado amarelo) e canal inferido (tracjado branco) e (d) embasamento acústico (seta azul). Observar os peneplanos formados sobre a seqüência 3, na metade esquerda do perfil.

### 3.1.7. Perfil 26

O perfil 26 (figura 3.1) possui 17 km de extensão e, à semelhança do perfil 24, também foi executado quase na direção E-W. O levantamento inicia-se próximo a Ponta das Desertas e segue na direção da Ponta da Formiga. Sua particularidade maior está no fato de posicionar-se de forma quase perpendicular à saída do canal do Guaíba.

O perfil (figura 3.15a e 3.15b) apresenta refletores bem marcados, mas de baixa continuidade. No início do registro, lado oeste, ao longo dos primeiros 3 km, ocorrem as sequências 1, 2 e 3 indiferenciadas (inferior) e a 4 (superior). O pacote sedimentar apresenta múltiplas de reflexão do fundo lagunar. Canais fluviais são observados na superfície superior do pacote, um dos quais com 1 km de largura e 7 m na sua parte mais profunda (aproximadamente 2 km do início do perfil) e outros menores entre 100 e 200 m de largura e 3 a 4 m de profundidade. Próximo ao início da cortina de gás, o refletor na base da sequência 4, mergulha fortemente para leste (figura 3.15c). A cortina de gás estende-se por 8 km, ao final destes, surgem refletores representantes dos limites de sequência 1-2, 2-3 e 3-4 (figura 3.15e). Estes refletores apresentam uma considerável horizontalidade, exceto na proximidade da janela de gás, onde se inclinam fortemente no sentido oeste (figura 3.15d), sinalizando a face leste do antigo paleovale do Jacuí (figura 3.15a e 3.15b).

### 3.1.8. Perfil 27

O perfil 27 (figura 3.1) foi levantado na sequência do perfil 26, é um perfil curto com apenas 6 km de extensão, inicia próximo a Ponta da Formiga, no sentido SW-NE, em direção ao Farol de Itapuã.

Ao longo de praticamente todo o perfil ocorrem múltiplas de fundo (figura 3.16a e 3.16b).

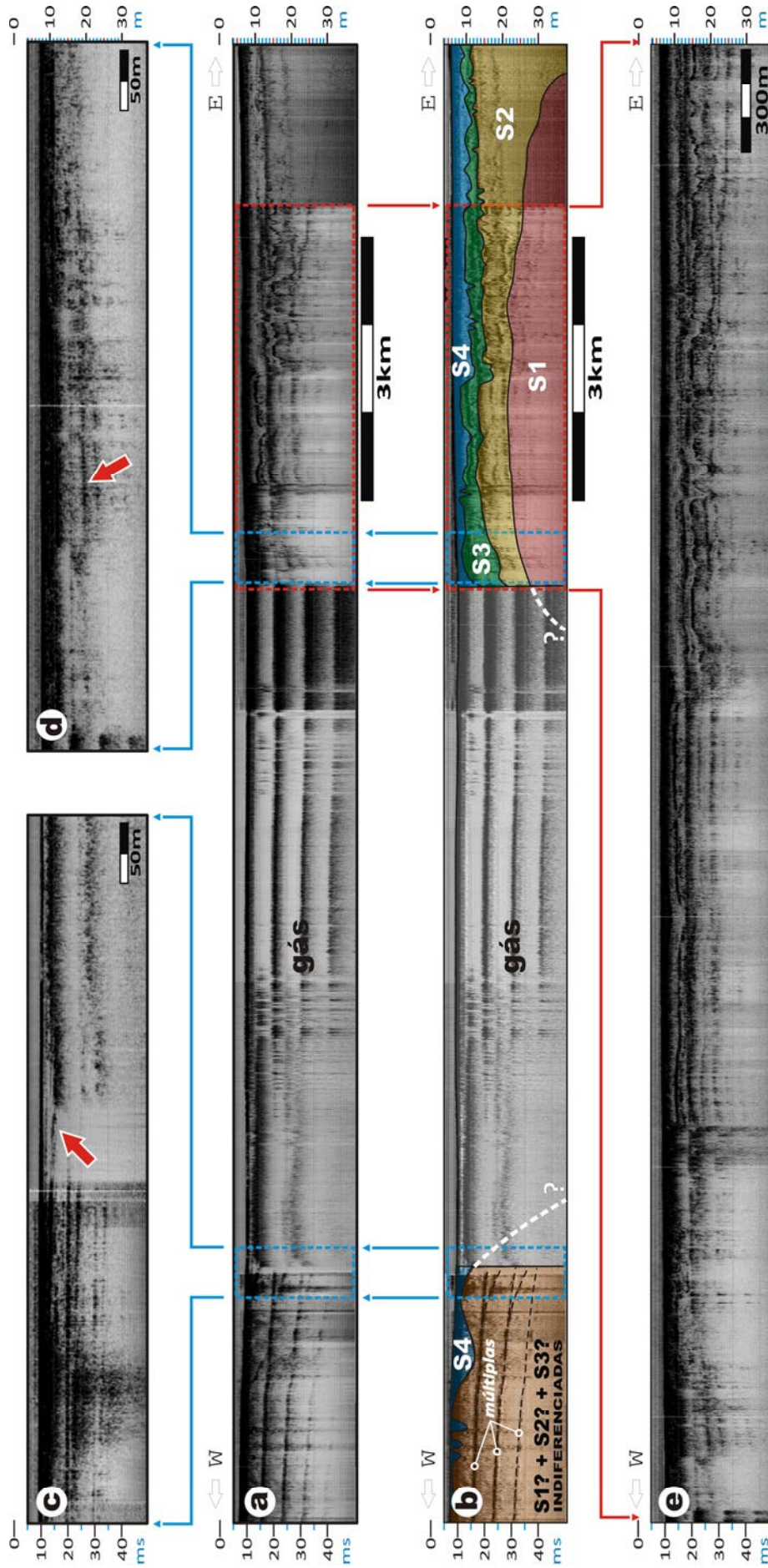


Figura 3.15. Perfil 26. (a) sem interpretação; (b) interpretado com as sequências sismodeposicionais; (c) limite de sequências com forte mergulho para leste (seta vermelha); (d) limite de sequências com forte mergulho para oeste (seta vermelha) e (e) detalhe não interpretado das 4 sequências sismodeposicionais.

Nos últimos 1,5 km, passam a ocorrer feições de *megaripple* com cerca de 20 m de comprimento e 2 m de altura (figura 3.16d). Este tipo de feição é comum em zonas de forte correnteza, o que é o caso deste local onde, próximo ao final do perfil, no último quilômetro, ocorre uma depressão bastante forte – grotão (figura 3.16f) com 30 m de profundidade e cerca de 700 m de largura entre suas margens menos profundas. Trata-se do cânion principal de escoamento das águas do Guaíba.

As fácies não foram individualizadas neste perfil. Além do grotão e dos *megaripples*, ao longo de quase todo o perfil, ocorrem pequenos canais muito superficiais, formados durante a última fase de mar baixo e provavelmente preenchidos por material da sequência 4 que correspondem a última transgressão ocorrida na costa gaúcha (figura 3.16a, 3.16b e 3.16c).

Na figura 3.16e ocorre uma anomalia acústica causada pela presença de gás no sedimento. Esta feição normalmente está associada à presença de depósitos de matéria orgânica, que ao se decompor desprende gás. Nos extremos direito e esquerdo da figura vê-se refletores inclinados que representam o início do caimento das margens direita e esquerda do leito ou planície do paleojacuí. Este canal foi abandonado na última transgressão, quando o fluxo hídrico do antigo rio Jacuí deslocou seu leito para leste em cerca de 3 km, onde permanece até hoje.

### 3.2. PERFIL SEDIMENTOLÓGICO

Os resultados da análise granulométrica das amostras do testemunho de sondagem de Palmares do Sul (Pa) encontram-se na tabela 3.1.

Tabela 3.1. Análises granulométricas da sondagem realizada na região de Palmares do Sul (Wentworth, 1922 e Shepard, 1954).

	GRANULOMETRIA — $\phi$ —	PORCENTAGEM GRANULOMÉTRICA INTERVALO DAS PROFUNDIDADES				
		10-14 m	14-16 m	16-20 m	20-28,5 m	
Wentworth (1922)	AREIA	-1—0	---	0,08	---	---
		0—1	0,09	0,11	---	---
		1—2	0,43	5,81	0,20	0,20
		2—3	7,19	20,99	0,75	0,55
		3—4	9,83	4,74	1,62	6,63
	SILTE	4—8	51,05	27,66	66,30	74,69
ARGILA	8—12	31,41	40,61	31,13	17,93	
Shepard (1954)		SILTE ARGILOSO	ARGILA/ SILTE/AREIA	SILTE ARGILOSO	SILTE ARGILOSO	



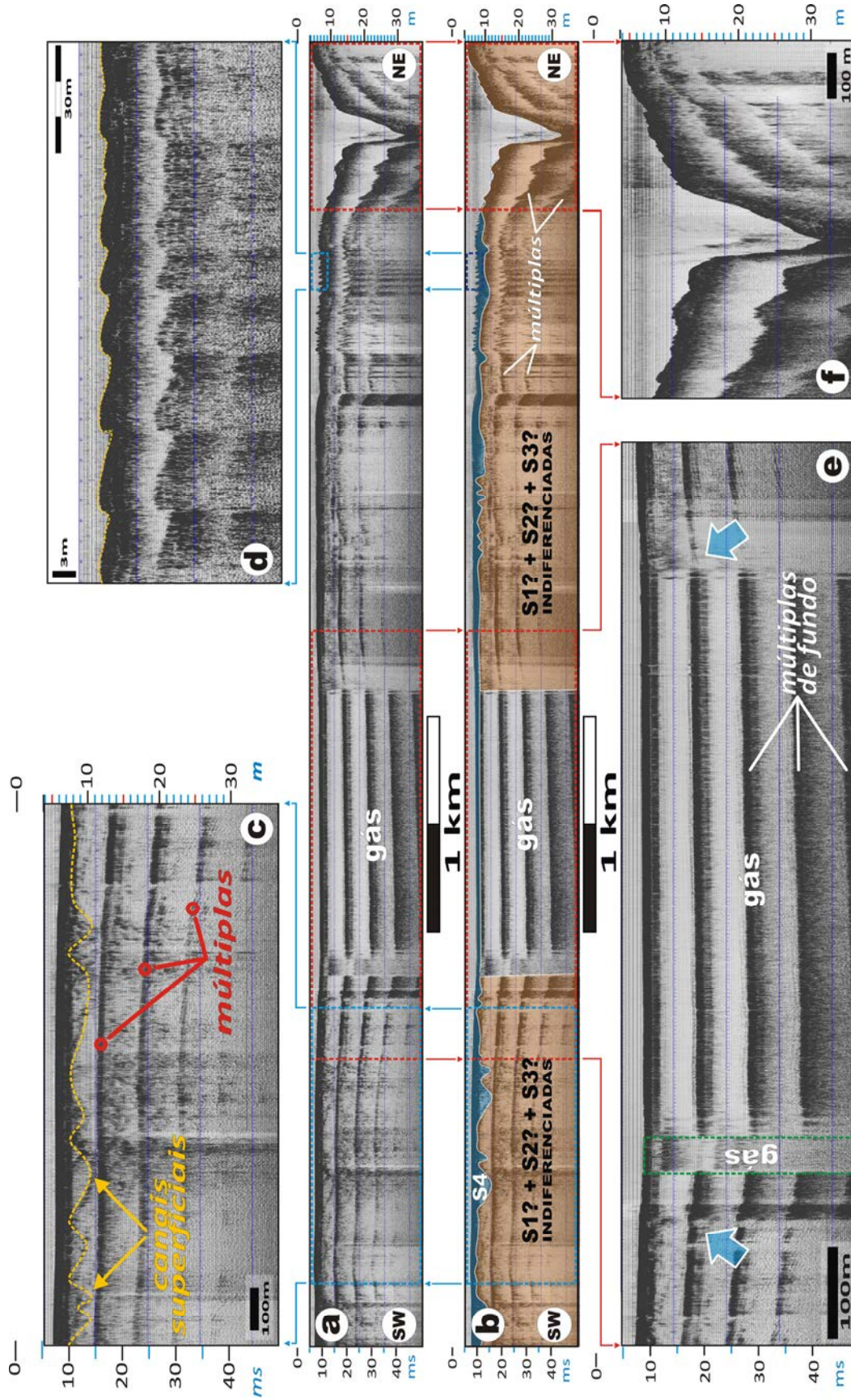


Figura 3.16. Perfil 27. (a) sem interpretação; (b) interpretado com as seqüências sismodeposicionais; (c) canais superficiais (tracejado amarelo); (d) *megaripples* (tracejado amarelo); (e) cortina de gás; múltiplas de fundo e início das margens do leito do paleojacuí (setas azuis) e (f) saída atual do rio Jacuí na desembocadura do rio Guaíba.

A classe granulométrica predominante é de finos (silte e argila). As areias se concentram na profundidade entre 14-16 m. A classe predominante, neste intervalo, é de areia fina (2-3 $\phi$ ). Na profundidade entre 10-14 m as areias perfazem mais de 30% e a classe dominante é a de areia fina (2-3 $\phi$ ). Os finos predominam em mais de 90% (16-28,5 m) e as areias presentes são as muito finas (3-4 $\phi$ ).

Com o refinamento das análises de laboratório, foi possível fazer uma integração de dados para a construção de um perfil litológico do furo de sondagem.

Observando a figura 3.17, notam-se variações das propriedades faciológicas conforme a profundidade analisada. As principais mudanças nas fácies representadas nesta figura são as granulométricas, a presença de conteúdo fossilífero e a cor do material sedimentar. Esta integração de dados e construção do perfil litológico será o produto visual obtido e servirá de alicerce para a correlação entre as variações nas propriedades faciológicas e as imagens sísmicas.

As análises granulométricas das amostras dos testemunhos de sondagem, realizadas para a região de Mostardas (Mo) e Bojuru (Bo), foram descritas por Bortolin (2011).

### 3.3. INTEGRAÇÃO SÍSMICA-PERFIL

A correlação entre os registros sísmicos e os dados obtidos do furo de sondagem é aqui apresentada. A analogia entre estas duas fontes de informação foi possível porque a alta frequência de 3,5 kHz, na qual foram coletados os dados sísmicos, permitiram o acesso a imagens de alta definição, conduzindo a discriminação de variações muito pequenas nas propriedades físicas do meio. As coordenadas de localização foram obtidas com auxílio de um sistema de DGPS (*Differential Global Positioning System*).

A integração sísmica-perfil das sondagens de Bojuru e Mostardas podem ser vistas no trabalho de Bortolin (2011).

Na sondagem de Palmares do Sul — Pa, a perfuração foi realizada no canal, situado ao lado do canal principal mapeado no perfil sísmico 22 (figura 3.1). Na figura 3.17 encontram-se os dados referentes a consistência das amostras, através de ensaios de SPT (*Standard Penetration Test*), profundidade, classificação granulométrica, presença ou não de

fósseis (análise macroscópica), cor de sedimento, segundo a tabela de cores proposta pela sociedade geológica americana (Goddard *et al.*, 1980), e algumas observações sobre o tipo de material recuperado e localização dos fósseis enviados para datação radiométrica.

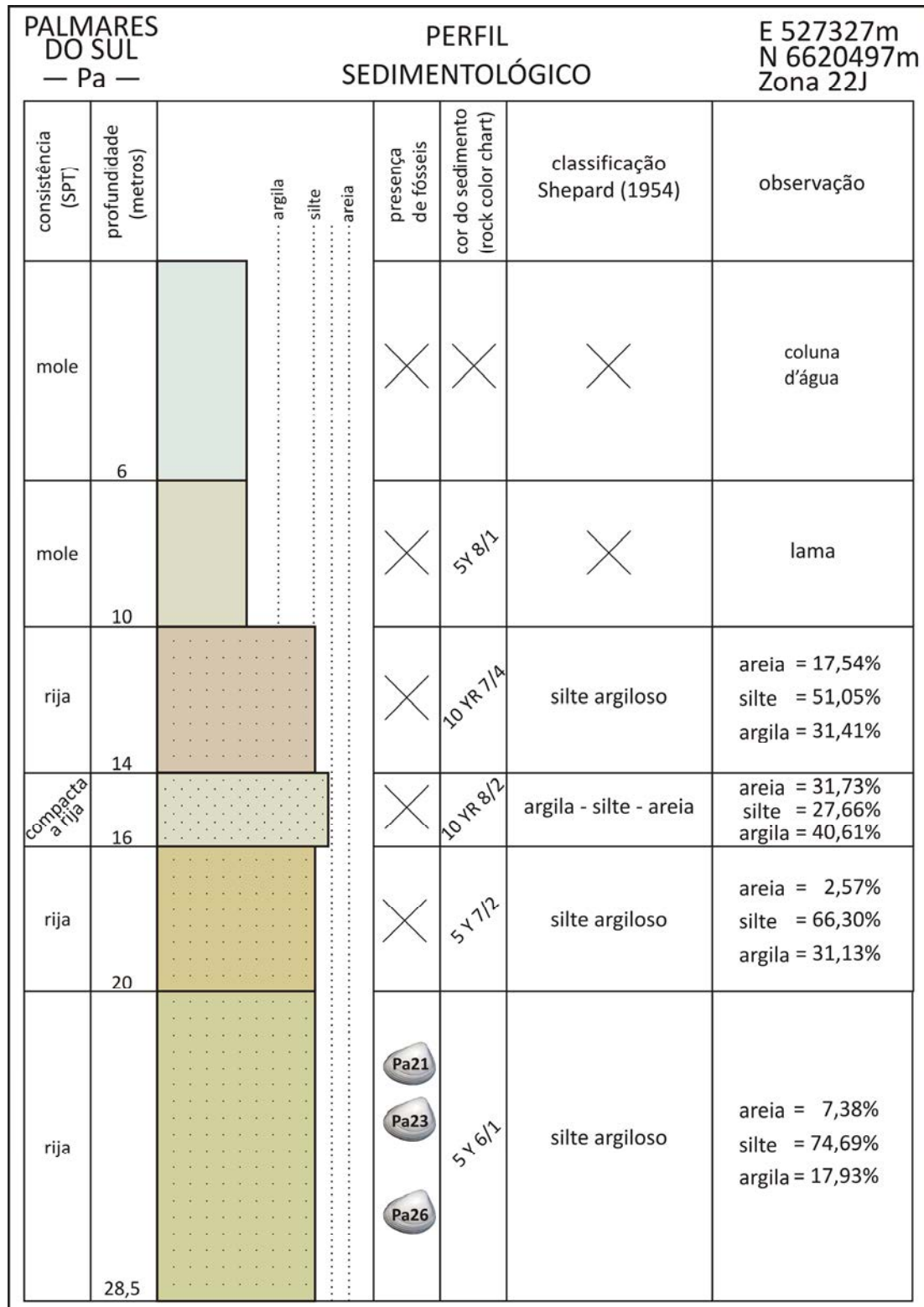


Figura 3.17. Perfil sedimentológico do testemunho de sondagem da região de Palmares do Sul (Pa).

As sequências deposicionais atingidas foram, pela ordem de perfuração, a S4, S3 e S2 (figura 3.18b). Observa-se que a interpretação sísmica encontra-se em boa consonância com a sondagem. A sequência deposicional 4 é representada até aproximadamente 12 m de profundidade através de sedimento lamoso e silte-argiloso, identificado como sendo da última deposição ocorrida na laguna. A sequência deposicional 3 constitui os 8 m seguintes e apresenta três pacotes sedimentares, sendo nos dois primeiros e nos últimos 4 m um material de constituição argilo-arenoso e, intercalado a estes dois pacotes, uma camada de 2 m de espessura, com propriedades de compacta a rija, principalmente em sua base. Por fim, os últimos 8,5 m, que envolve a sequência deposicional 2, também apresenta um sedimento silte-argiloso, de cor levemente diferente, e que representa o sítio de conteúdo fossilífero macroscópico encontrado na perfuração.

### **3.4. ANÁLISES BIOGÊNICAS E ISOTÓPICAS**

A partir das análises biogênicas e dos isótopos estáveis foi possível a interpretação do cenário paleoambiental holocênico e pleistocênico da costa gaúcha.

#### **3.4.1. Análises biogênicas**

No testemunho, realizado na região de Palmares do Sul (figura 3.1), foram selecionados três intervalos de profundidades 20-21,5 m, 23-23,5 m e 26,1-26,5 m e uma amostra de calha de 26,5-28,5 m para análise dos biogênicos. As amostras se encontravam em sedimentos predominantemente arenosos, com mais de 90% de areia fina a média. As amostras fósseis de Palmares do Sul mostram-se praticamente inalteradas, algumas inclusive apresentando a parte interna da concha nacarada. Salienta-se que todos os bivalves encontravam-se com as valvas separadas ou desarticuladas.

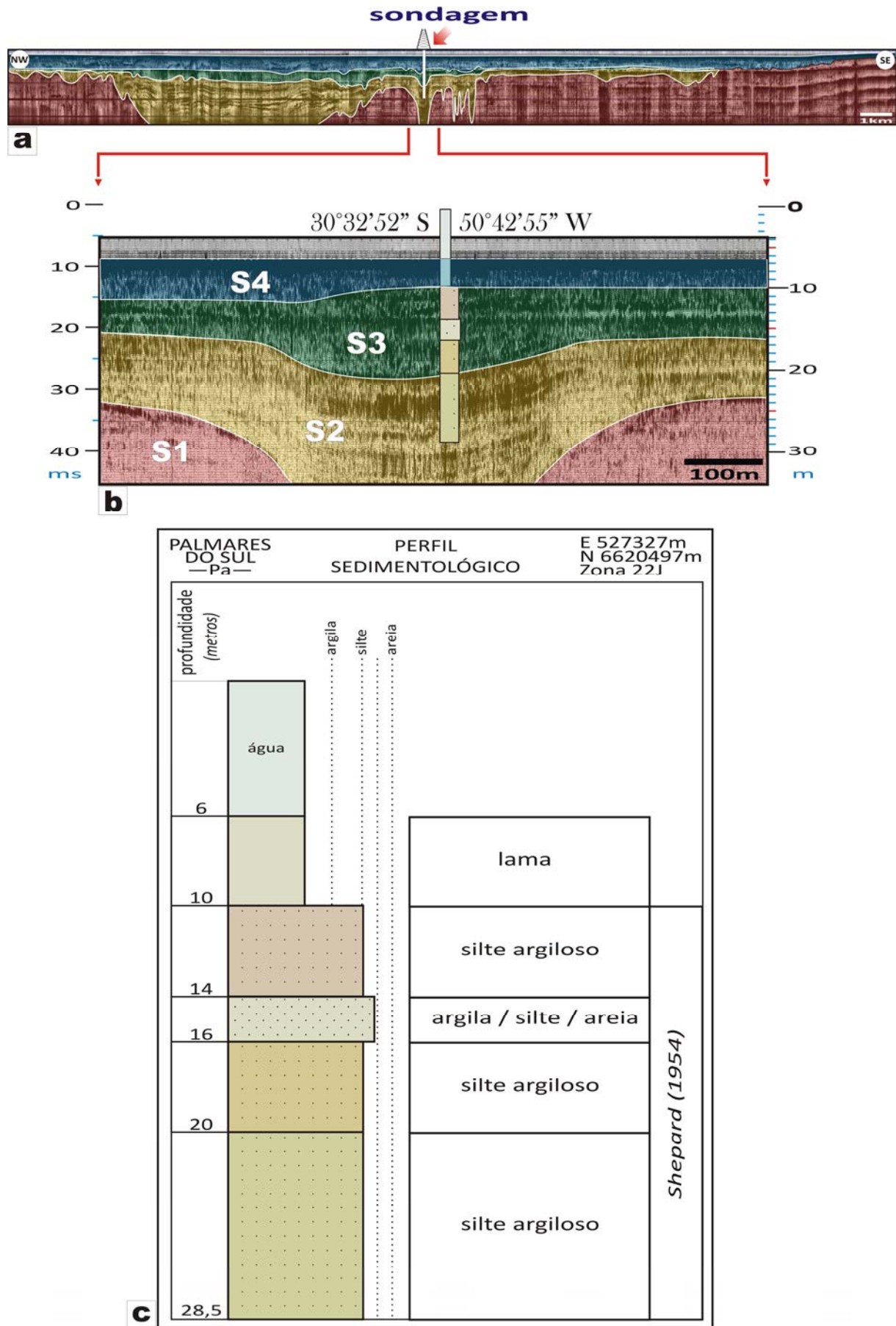


Figura 3.18. (a) Perfil 22; (b) detalhe interpretado com a localização do furo e (c) perfil sedimentológico.

No testemunho de Palmares do Sul — amostra Pa26 (profundidade entre 26,1-26,5 m) são identificadas: *Nucula semiornata*, *Mactra isabelleana*, *Anadara notabilis*, *Anadara ovalis* e *Amiantis purpuratus* (moluscos bivalves); *Odostomia seminuda* e *Cylichna bidentata* (moluscos gastrópodes); espinhos de equinodermas (estrutura do esqueleto externo) e *Cyprideis* sp. (ostracode). Neste mesmo testemunho, na amostra Pa23 (profundidade entre 23-23,5 m) observa-se a ocorrência de: *Nucula semiornata*, *Mactra isabelleana*, *Anadara notabilis*, *Odostomia seminuda*, craca (cirripédio) e *Cyprideis* sp.. Para estas duas amostras (Pa26 e Pa23), através dos moluscos amostrados, detectam-se uma associação de mar raso, concomitante com a presença de espinhos de equinodermas e de cirripédios que corroboram com este ambiente, pois os mesmos ocorrem em ambiente exclusivamente marinho. A ocorrência de ostracodes associados a estes moluscos indicaria alguma influência mixohalina. Observa-se que para *Nucula semiornata*, coexistem valvas de diferentes tamanhos o que poderia indicar diferentes estágios de vida (do jovem ao adulto) e condições ambientais favoráveis. Ocorrem alguns exemplares fragmentados, mas com charneiras ainda unidas. Poder-se-ia inferir que esta espécie encontra-se *in situ*. Os ostracodes identificados apresentam as carapaças fechadas com o crustáceo preservado no seu interior, o que também confirma que esta associação poderia ter sido depositada *in situ*. Nesta mesma profundidade também são identificados: *Elphidium discoideale* (foraminífero) e espículas silicosas (estruturas minerais silicosas que formam o esqueleto das esponjas-poríferos). Na amostra Pa21 (20,5-21,0 m de profundidade) do testemunho de Palmares do Sul (figura 3.1) também ocorrem: *Elphidium discoideale* e espículas silicosas. A presença destas espículas silicosas poderia indicar um ambiente com temperatura mais fria que a atual, uma vez que a sílica predomina em águas de mais baixas temperaturas.

Na região de Palmares do Sul, a 26,5-28,5 m, foi retirada uma amostra de calha onde se identifica o molusco bivalve *Nucula semiornata*, os foraminíferos mixohalinos: *Elphidium discoideale* e *Ammonia beccarii*; o ostracode *Cyprideis* sp. e as espículas silicosas. Estas duas espécies de foraminíferos (*Ammonia beccarii* e *Elphidium discoideale*) estão bem preservadas. Esta boa preservação, segundo Madeira-Falcetta *et al.* (1980), indica que a salinidade não foi tão baixa a ponto de causar anomalias nas carapaças destes organismos. As autoras também afirmam que estas espécies de foraminíferos são indicativas de diferentes ambientes costeiros, desde baías, estuários até lagunas.

Para o testemunho de Mostardas (figura 3.1) na amostra Mo13 (profundidade de 13,4-13,5 m) identifica-se: *Anomalocardia brasiliiana*, *Mactra patagonica*, *Mactra isabelleana* e *Erodona mactroides* (moluscos bivalves); *Heleobia australis* e *Parodizia uruguayensis* (moluscos gastrópodes) e *Cyprideis* sp. (ostracode). Na amostra Mo11 (profundidade de 11,5-12,3 m) foram identificadas: *Anomalocardia brasiliiana*, *Amiantis purpuratus* e *Corbula caribaea*, *Parodizia uruguayensis*, *Heleobia australis*, *Cylichna bidentata* e *Cyprideis* sp..

Os ostracodes observados estão com as carapaças fechadas e o crustáceo preservado no seu interior na amostra Mo13, indício de uma deposição local. Estas associações caracterizam um ambiente marinho raso de acordo com os moluscos analisados possivelmente com alguma influência mixohalina pela ocorrência dos espécimes de ostracodes.

No testemunho obtido próximo à localidade de Bojuru (figura 3.1) na amostra Bo19 (profundidade de 19-20 m) identifica-se: *Anomalocardia brasiliiana*, *Mactra isabelleana*, *Parodizia uruguayensis*, *Heleobia australis* e *Cyprideis* sp. que representa uma associação de ambiente marinho de águas rasas de acordo com o habitat dos moluscos, com alguma influência mixohalina pela presença deste gênero de ostracode. Espécimes de ostracodes do gênero *Cyprideis* ocorrem atualmente com muita frequência em ambiente costeiro com influência mixohalina (Kotzian & Eilert, 1985). Estes crustáceos suportam uma grande variação de salinidade, caracterizando ambientes transicionais e espécies eurihalinas (marinhas) Madeira-Falcetta *et al.* (1980).

Na amostra Bo12 (profundidade de 12-13 m) são identificadas: *Nucula semiornata*, *Anomalocardia brasiliiana*, *Amiantis purpuratus*, *Ostrea equestris*, *Corbula caribaea*, *Heleobia australis*, *Parodizia uruguayensis*, *Cylichna bidentata*, craca e *Cyprideis* sp.. Esta associação caracteriza um ambiente marinho de mar raso, pela presença dos moluscos e do cirripédio, organismo considerado exclusivamente marinho, com alguma influência mixohalina pela presença do ostracode.

### 3.4.2. Análises isotópicas

Os espécimes utilizados para análise isotópica foram: para Palmares do Sul *Nucula semiornata*, (figura 3.19); para Mostardas *Anomalocardia brasiliiana* (figura 3.20) e para Bojuru *Ostrea equestris* e *Heleobia australis* (figura 3.21), sendo estes muito característicos de águas marinhas rasas tropicais a subtropicais. Foram observados os critérios de coleta relativos ao grau de preservação do espécime.



Figura 3.19: Espécimes de molusco do testemunho de Palmares do Sul, *Nucula semiornata*, das amostras Pa21, Pa23 e Pa26.



Figura 3.20. Espécime de molusco do testemunho de Mostardas, *Anomalocardia brasiliiana*, mostrando forte efeito de alteração.



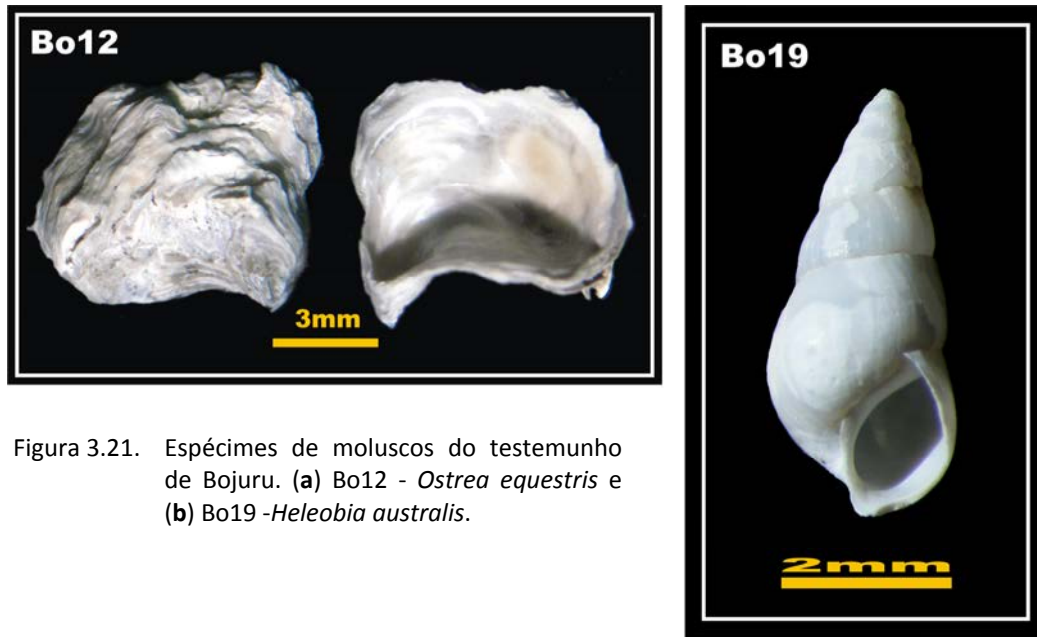


Figura 3.21. Espécimes de moluscos do testemunho de Bojuru. (a) Bo12 - *Ostrea equestris* e (b) Bo19 - *Heleobia australis*.

As idades por radiocarbono assim como o cálculo do valor de  $\delta C^{13}$  foram realizados pelo laboratório norte-americano Beta Analytic Inc. Nas amostras de Palmares do Sul (Pa21, Pa23 e Pa26), os espécimes fósseis de *Nucula semiornata* apresentaram idades superiores (>43 ka) ao limite do método (tabela 3.2). Nas amostras de Mostardas (Mo11 e Mo13), o espécime utilizado foi *Anomalocardia brasiliana* e apresentaram idades radiocarbono de 7.490 e 7.650 anos, respectivamente. Para a região de Bojuru, *Ostrea equestris* (amostra Bo12) e *Heleobia australis* (amostra Bo19) apresentaram idades de radiocarbono de 7.130 e 7.500 anos, respectivamente.

Tabela 3.2. Amostras analisadas dos testemunhos de sondagens das regiões de Palmares do Sul, Mostardas e Bojuru com nome de campo, localização (coordenadas dos furos), profundidade, espécime analisado e valores de  $C^{14}$  e  $\delta C^{13}$ .

LOCAL	AMOSTRA	COORDENADAS	PROFUNDIDADE — m —	ESPÉCIMES	$C^{14}$ — anos BP —	$\delta C^{13}$ — ‰ —
Palmares do Sul	Pa21	30°32'52" S 50°42'54" W	21	<i>Nucula semiornata</i>	>43.500	+0,6
	Pa23		23		>43.500	-0,7
	Pa26		26		>43.500	+1,0
Mostardas	Mo11	31°00'25" S 51°00'10" W	11	<i>Anomalocardia brasiliana</i>	7.490 ±50 anos	-0,6
	Mo13		13		7.650 ±50 anos	-1,1
Bojuru	Bo12	31°31'30" S 51°29'50" W	12	<i>Ostrea equestris</i>	7.130 ±40 anos	+0,5
	Bo19		19		<i>Heleobia australis</i>	7.500 ±40 anos

Os resultados dos isótopos de oxigênio foram realizados no laboratório da Universidade de Brasília, pertencentes à mesma espécie, excetuando-se a amostra Pa21 composta por cirripédio. Os níveis de coleta foram os mesmos, portanto foram mantidos os mesmos números de campo.

Os espécimes escolhidos para análise de  $\delta O^{18}$  foram (tabela 3.3): para Palmares do Sul, cirripédio (fragmentos de craca) – Pa21 e *Nucula semiornata* (bivalve) – Pa26 (figura 3.22), para Mostardas a *Anomalocardia brasiliiana* (bivalve) – Mo11 e Mo13 (figura 3.23) e, para Bojuru a *Heleobia australis* (gastrópode) – Bo12 e Bo19 (figura 3.24).

Tabela 3.3. Amostras analisadas dos testemunhos de sondagens das regiões de Palmares do Sul, Mostardas e Bojuru com nome de campo, localização (coordenadas dos furos), profundidade, espécime analisado e valores de  $\delta O^{18}$ .

LOCAL	AMOSTRA	COORDENADAS	PROFUNDIDADE — m —	ESPÉCIMES	$\delta O^{18}$ — ‰ —
Palmares do Sul	Pa21	30°32'52" S	21	cirripédio	-0,314
	Pa26	50°42'54" W	26	<i>Nucula semiornata</i>	+0,146
Mostardas	Mo11	31°00'25" S	11	<i>Anomalocardia brasiliiana</i>	-0,873
	Mo13	51°00'10" W	13		-1,835
Bojuru	Bo12	31°31'30" S	12	<i>Heleobia australis</i>	-0,594
	Bo19	51°29'50" W	19		-0,072

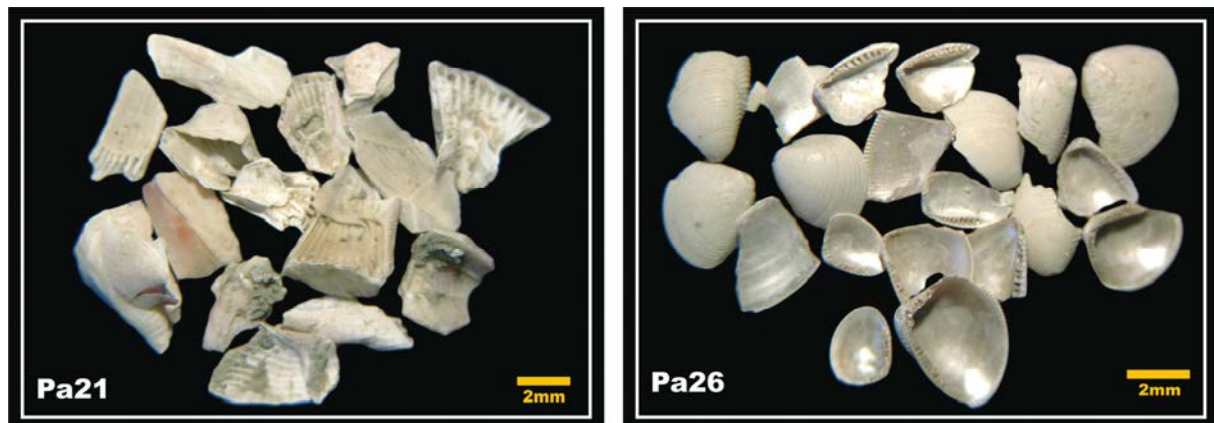


Figura 3.22. Espécimes da localidade de Palmares do Sul para análise de isótopos de oxigênio Pa21 refere-se a cirripédios (craca) e Pa22 a *Nucula semiornata*.

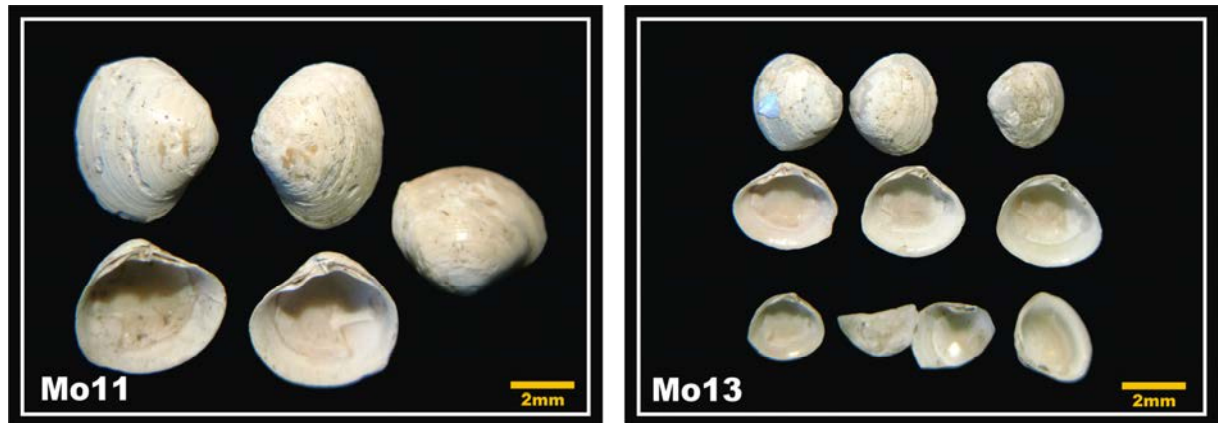


Figura 3.23. Espécimes da localidade de Mostardas para análise de isótopos de oxigênio Mo11 e Mo13 referem-se a *Anomalocardia brasiliana*.

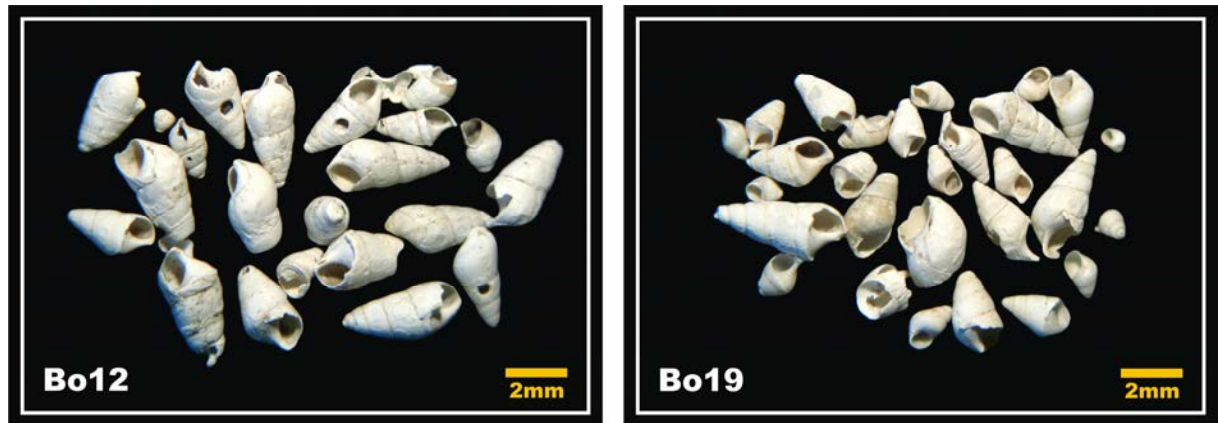


Figura 3.24. Espécimes da localidade de Bojuru para análise de isótopos de oxigênio Bo12 e Bo19 referem-se a *Heleobia australis*.

**EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO  
RIO GRANDE DO SUL**

---



## 4. EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL

### 4.1. INTRODUÇÃO

O estudo conduzido através do conjunto de dados adquiridos por este trabalho aliado aos já existentes permitiu traçar um novo panorama evolutivo para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Este cenário e as ilustrações a seguir, relativos a região costeira gaúcha, consideram a coleção de cartas do levantamento geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul realizado pelo CECO/IG/UFRGS (Villwock *et al.*, 1985) e o Mapa Geológico do Rio Grande do Sul da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM (CPRM, 2008), entre outros trabalhos científicos desta mesma temática.

Quanto aos dados sísmicos, a resposta acústica mostrou-se semelhante para os pacotes sedimentares dos quatro sistemas deposicionais reconhecidos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Desta forma, a distinção entre eles leva em consideração posicionamento do perfil no levantamento sísmico, ou seja, as linhas sísmicas mais interiorizadas na direção oeste revelam depósitos sedimentares pertencentes as Barreiras I e II e as linhas sísmicas mais próximas da borda leste da laguna mostram depósitos sedimentares tanto da Barreira III quanto da IV, sobretudo quanto a parte menos profunda dos registros, as quais apresentam melhor resolução do sinal acústico.

As idades relatadas foram expressas segundo a recomendação da IUPAC – *International Union of Pure and Applied Chemistry* e IUGS – *International Union of Geological Sciences* onde os valores são expressos em anos com a letra “a” como em ka e Ma e, a duração do evento em “yr” como em kyr e Myr (Holden *et al.*, 2011). O termo BP (*Before Present*) será utilizado apenas para idades obtidas por radiocarbono onde a precisão em relação ao ano de 1950 for necessária (Aubry *et al.*, 2009; van der Plicht & Hogg, 2006).

Será adotada a tabela de correlação cronoestratigráfica de Gibbard *et al.* (2010). A divisão formal do Quaternário foi elaborada pela Comissão Internacional em Estratigrafia (*International Commission on Stratigraphy - ICS*) da União Internacional de Ciências Geológicas (*International Union of Geological Sciences – IUGS*) em associação com a Comissão em Estratigrafia e Cronologia (*Commission on Stratigraphy and Chronology –*

SACCOM) da União Internacional de Pesquisa do Quaternário (*International Union of Quaternary Research – INQUA*) que estabelece os limites para os estágios isotópicos marinhos do oxigênio, sendo que uma das principais mudanças é o limite Plioceno-Pleistoceno para 2,58 Ma, correspondendo ao estágio isotópico marinho do oxigênio número 103 (figura 4.1).

A transição entre a época pliocênica e a época pleistocênica marca a passagem, de uma forma geral, de períodos mais quentes para mais frios, o que mais tarde revelaria uma série de intensas variações climáticas, conduzindo o planeta a mais de uma centena de transgressões e regressões marinhas. Em períodos frios, o mar recuava, causando um rebaixamento no nível de base, obrigando os cursos d'água a percorrerem longos e incisivos caminhos até seu depocentro. Por outro lado, em períodos mais quentes, o nível do mar subia, causando uma transgressão de suas águas por sobre o continente.

As evidências continentais sobre a estratigrafia dos períodos glaciais e interglaciais são escassas e muito variáveis. A tabela de Gibbard *et al.* (2010) baseia-se na análise dos isótopos de oxigênio, em amostras de organismos bentônicos de mar profundo, de 57 localidades ao redor do mundo, fornecendo valores de  $\delta O^{18}$  (razão  $O^{18}/O^{16}$ ).

Os assuntos que serão discutidos a seguir foram organizados temporalmente, dos eventos mais antigos para os mais recentes.

A indicação da drenagem do paleojacuí, que será referida em algumas figuras a seguir, está embasada na análise dos perfis sísmicos 20, 22, 25, 26 e 27 (figura 3.1). Os pontos que delimitam a antiga planície aluvionar do paleojacuí foram localizados através de coordenadas. No perfil 22 foi possível a localização, em determinada época, do paleocanal do rio Jacuí dentro da planície aluvionar (figura 4.2).

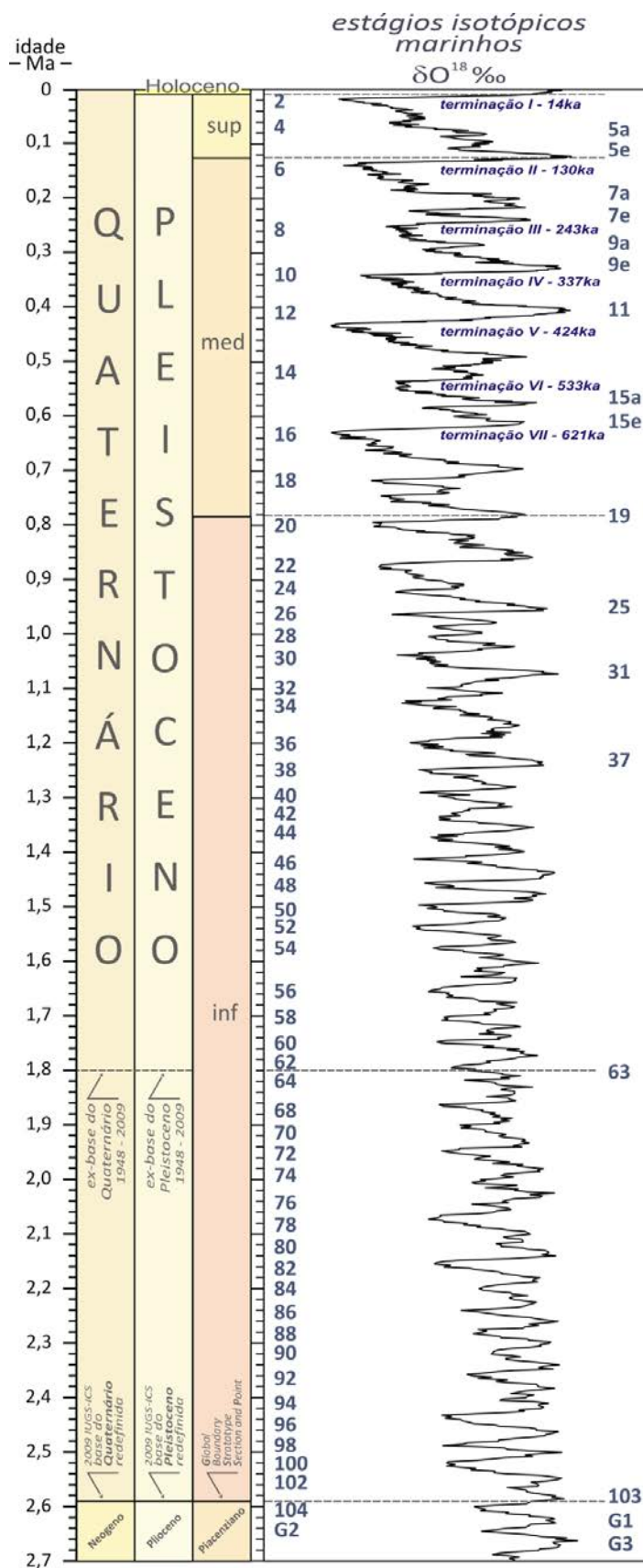


Figura 4.1. Tabela com os estágios isotópicos marinhos, localizados a partir dos dados de  $\delta O^{18}$  (modificado de Gibbard *et al.*, 2010).



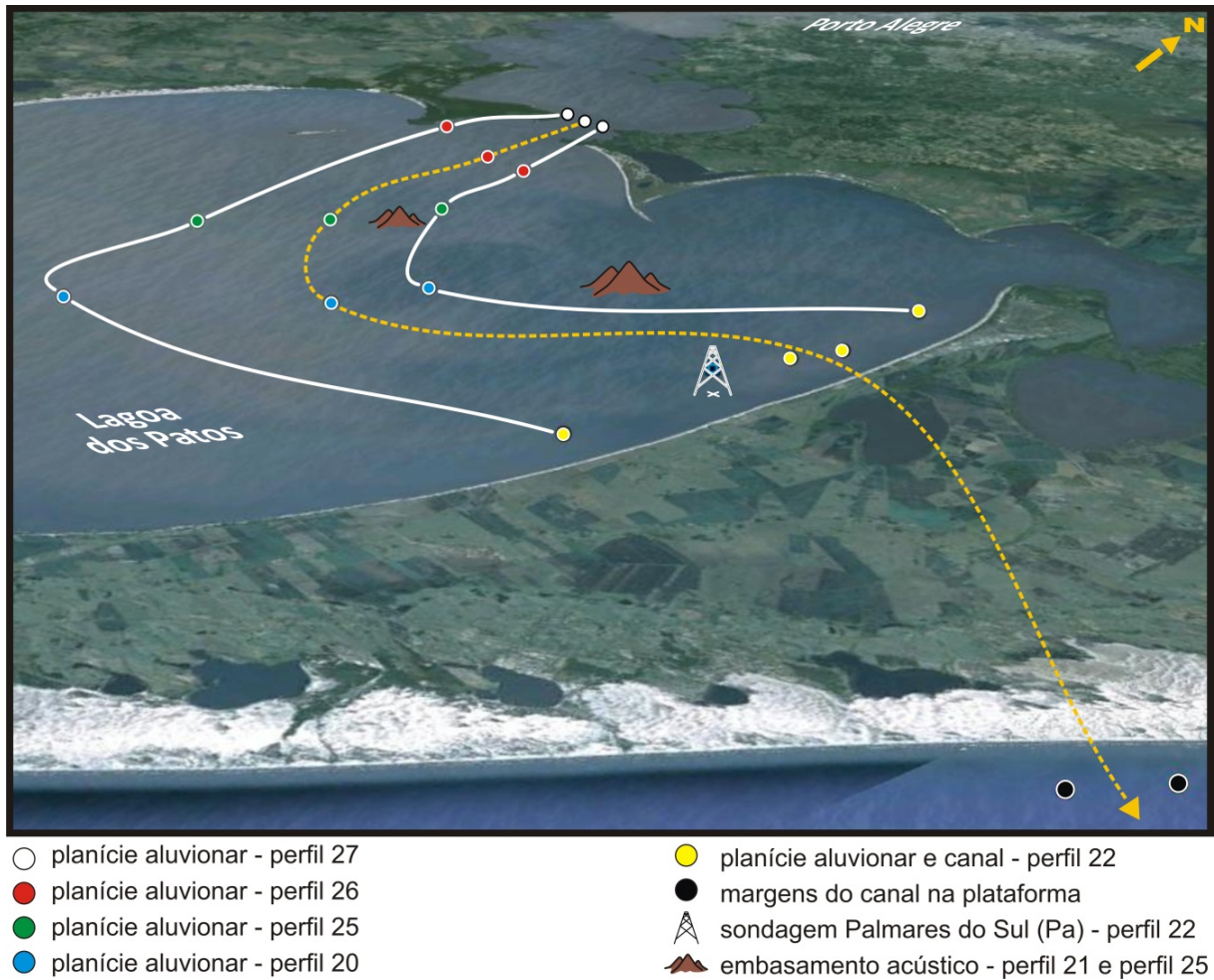
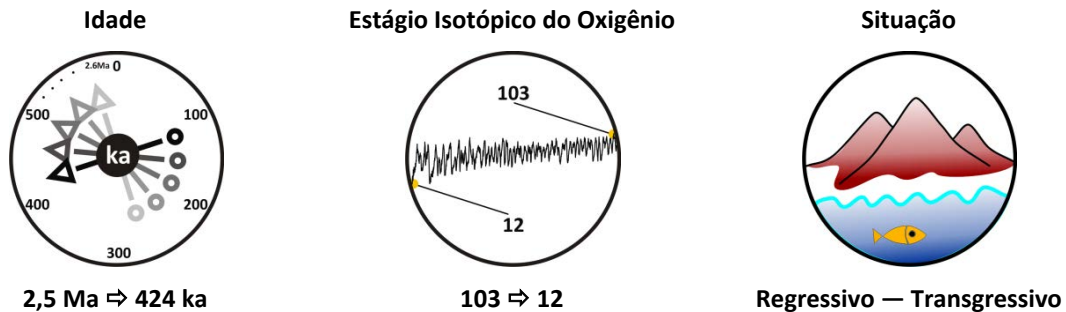


Figura 4.2. Imagem do *Google Earth* com esquema do vale e canal do paleojacuí. A linha branca assinala a posição das margens da planície aluvionar. Os pontos que indicam as margens do canal na plataforma são marcados pelos dados do levantamento sísmico realizado pela FURG. Imagem do *Google Earth* - centro das imagens em: 12 de novembro de 2011 (-30,4538 S/-51,2176 W) e 19 de dezembro de 2011 (-30,4537 S/-50,6775 W).

## 4.2. PLIOCENO SUPERIOR — PLEISTOCENO INFERIOR



Do Plioceno ao Pleistoceno Inferior, a escassez de dados fomenta a especulação de que, a Planície Costeira do Rio Grande do Sul apresentava-se como uma região repleta de formações deltaicas cujo material provinha de um acentuado relevo próximo, formado por rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Esta área, de quase duzentos mil quilômetros quadrados, era fortemente drenada (figura 4.3).

Este cenário perdurou por todo Pleistoceno Inferior até a metade do Pleistoceno Médio ao longo de 2,164 Ma. Durante este período, a região costeira do Rio Grande do Sul experimentou dezenas de eventos marinhos transgressivo-regressivos, destes, mais da metade, a transgressão elevou suas águas acima do nível atual do mar (figura 4.1).

Estes fenômenos transgressivo-regressivos ocorreram de forma diferenciada de local para local, ou seja, muitas variáveis como relevo, aporte sedimentar e clima, para citar algumas, entram no sistema e, muitas vezes, inserem novos elementos ao evento. Portanto, de um modo genérico, nenhum modelo poderá ser aplicado de forma integral e direta em determinada localidade. As informações mais fundamentadas virão a partir das últimas regressões que antecedem a transgressão formadora do primeiro sistema de ilha-barreira da costa do Rio Grande do Sul, em função dos registros por ela deixados.

De certa forma, podem ter existido diversos sistemas do tipo ilha-barreira que se formaram e se erosionaram por completo ao longo do tempo.

No fim do Pleistoceno Inferior e início do Pleistoceno Médio, quase uma dezena de regressões alcançaram cotas significativamente negativas, no entanto, suas respectivas transgressões foram tímidas, alcançando poucos metros acima do nível do mar atual, correspondendo aos estágios isotópicos do oxigênio de 25 a 18 (figura 4.1).

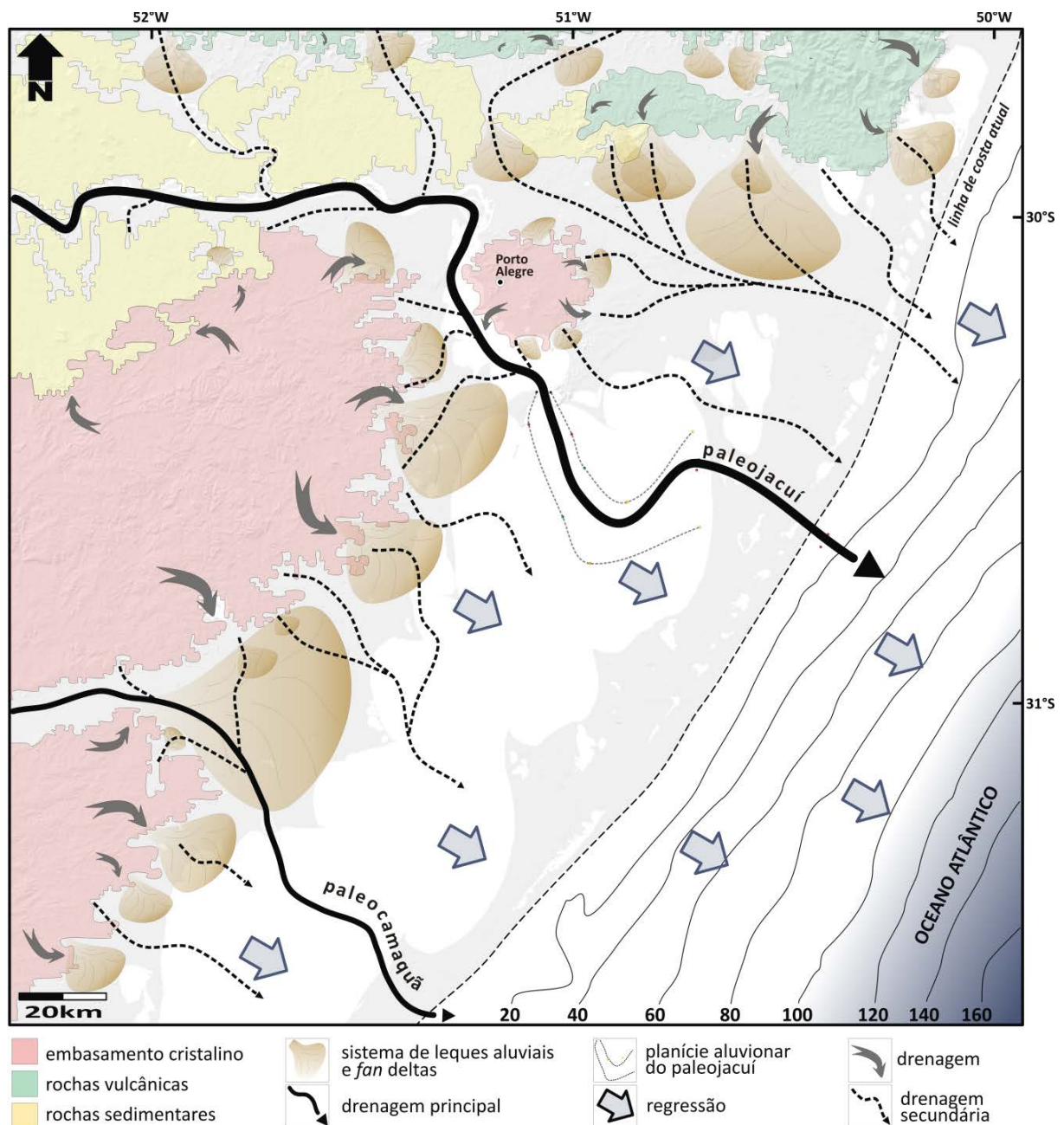


Figura 4.3. Configuração esquemática da Planície Costeira do Rio Grande do Sul no início do Pleistoceno.

### 4.3. OS PRIMEIROS GRANDES EVENTOS PLEISTOCÊNICOS

Entre 2,5 e 1,2 Ma houve um período de transição, no qual, os ciclos climáticos de obliquidade forçada de baixa amplitude de 40 kyr do Pleistoceno Inferior são substituídos progressivamente por ciclos de alta amplitude de 100 kyr, mudança marcada no estágio isotópico 16 do oxigênio (figura 4.1).

Dois eventos regressivos ocorreram antes da regressão que antecedeu a primeira grande transgressão, um em 630 ka, correspondendo ao estágio 16 do  $\delta O^{18}$  (figura 4.4), que foi a primeira regressão a atingir as cotas mais negativas e, a segunda, entre 530 e 550 ka, situada no estágio 14 do  $\delta O^{18}$ , também com valores de cotas, em relação ao nível do mar atual, muito negativos, mas inferiores à regressão anterior.

Todas as transgressões que superaram o nível zero do mar atual, antes da primeira grande regressão em 630 ka, possuem mais de um milhão de anos, dificultando a manutenção de seu registro por tanto tempo em uma região de dinâmica tão intensa. Além disso, devido a baixa declividade da plataforma continental do Rio Grande do Sul, pequenas elevações no nível do mar, durante uma transgressão, faz com que sua água avance muitos quilômetros por sobre o continente. Canais de vales incisos, sobre a plataforma, vêm a ser os únicos testemunhos destas regressões ocorridas no final do Pleistoceno Médio.

Após um máximo interglacial em 490 ka, entra-se em um novo período glacial, fazendo com que o mar, por 55 kyr, recue lentamente suas águas até alcançar, pela segunda vez, após 195 kyr, níveis de até três dígitos abaixo do zero atual do mar. Neste máximo regressivo, os cursos fluviais do paleocamaquã e paleojacuí já estavam definidos, sendo que o paleojacuí externava-se ao continente na altura da atual cidade de Porto Alegre, formando um complexo sistema de canais fluviais, cuja área estendia-se desde o Farol de Itapuã até a altura da Lagoa dos Barros e, seus cursos d'água, migravam até a borda da plataforma.

Segundo Jost (1971), sobre os depósitos miocênicos, que assentam sobre o embasamento, ocorre um *overlap* transgressivo de depósitos marinhos, também miocênicos, que aumentam sua espessura consideravelmente dos flancos para o centro da bacia de Pelotas. Finalizada a sedimentação marinha miocênica, Jost (1971) aventou a

hipótese de um estágio de subsidência generalizada de toda a bacia de Pelotas, ideia sustentada por uma espessura de pacotes sedimentares relativamente constantes e também pelo condicionamento genético comum.

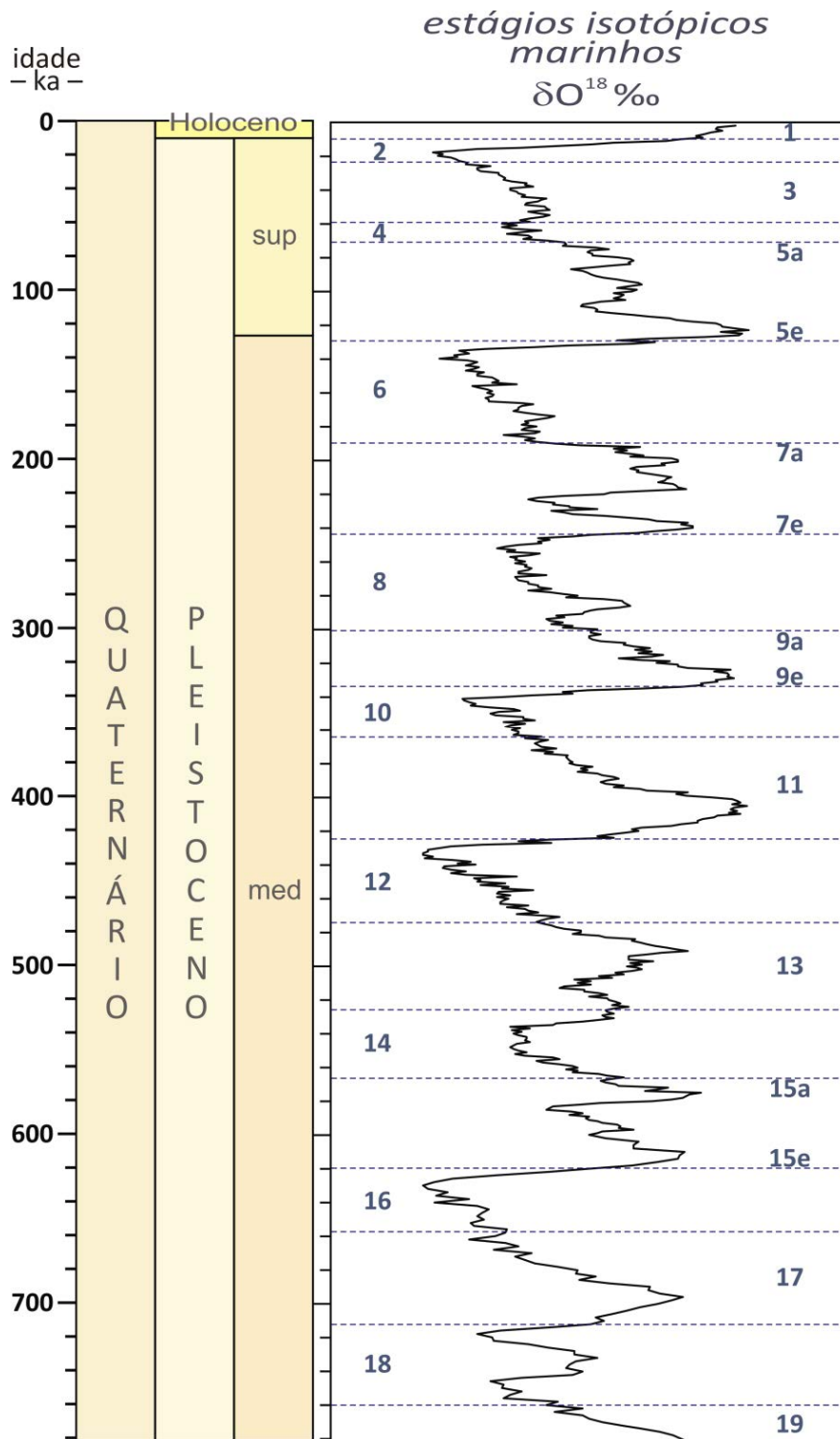
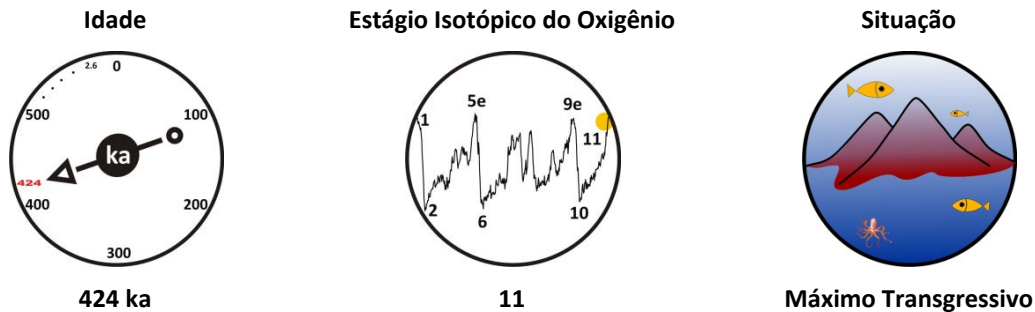


Figura 4.4. Detalhe da tabela da figura 4.1 (modificado de Gibbard *et al.*, 2010).

#### 4.4. EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS DE ILHA-BARREIRAS NA COSTA GAÚCHA



O nível do mar começa a subir há 440 kyr, dos 2,1 Ma anteriores, restaram apenas os leques aluviais nas encostas das terras altas. Em 30 kyr, o nível do mar eleva-se em mais de uma centena de metros, atingindo cotas acima do nível atual. Os períodos transgressivos sempre mostraram um desenvolvimento muito mais rápido que os períodos regressivos (figura 4.5).

O panorama da região norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, nesta fase transgressiva, foi descrito por Jost (1971): “...primeiro houve a infiltração através dos vales formados pela regressão, afogando estes antigos leitos e progredindo sobre o continente até cotas mais elevadas gerando feições morfológicas do tipo ria...” (figura 4.6).

Ainda nesta fase transgressiva, terrenos de cotas mais altas constituíam as elevações de Porto Alegre e Viamão. Portanto, neste momento, a drenagem do antigo curso do rio Jacuí migrava passando ao norte e ao sul da elevação de Porto Alegre e Viamão. A saída mais ao sul configura o atual Guaíba que, ainda segundo Jost (1971), apesar de mais estreita que a saída ao norte, era mais profunda e mais desobstruída, sem ilhas submersas. A saída norte (figura 4.6), apesar de maior e mais larga, era pouco profunda e estava sendo gradativamente obstruída por pequenas ilhas de direção NE, na altura da atual Coxilha das Lombas. Estas pequenas ilhas que mais tarde configurariam o primeiro sistema de ilha-barreira da costa gaúcha, foi formalmente denominado por Jost (1971) como “Barreira de Lombas”, mais tarde incorporada como parte do sistema Laguna-Barreira I por Villwock *et al.* (1986).

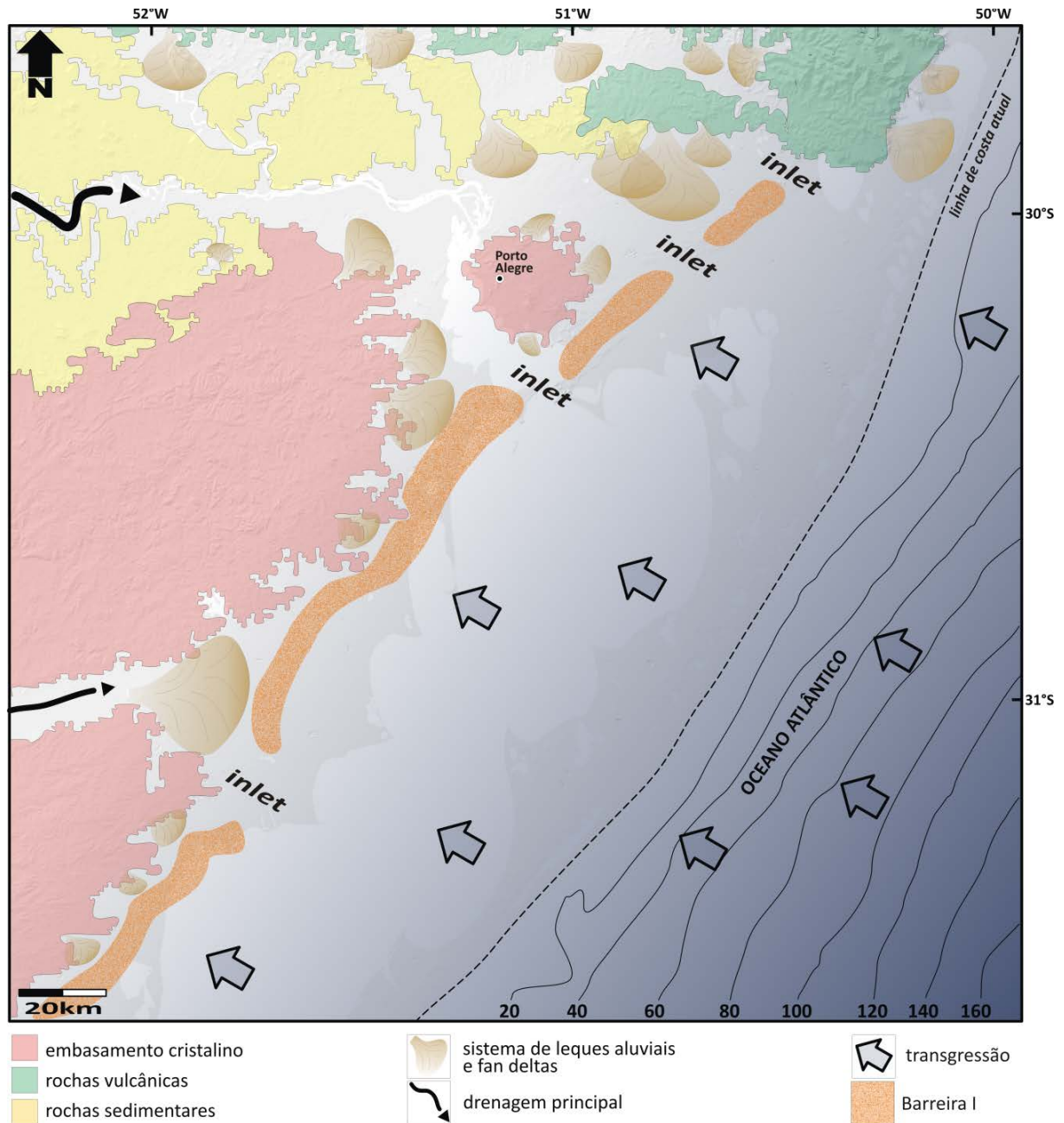


Figura 4.5. Configuração esquemática da Planície Costeira do Rio Grande do Sul durante o máximo transgressivo alcançado no Estágio Isotópico do Oxigênio 11 há 440 kyr.

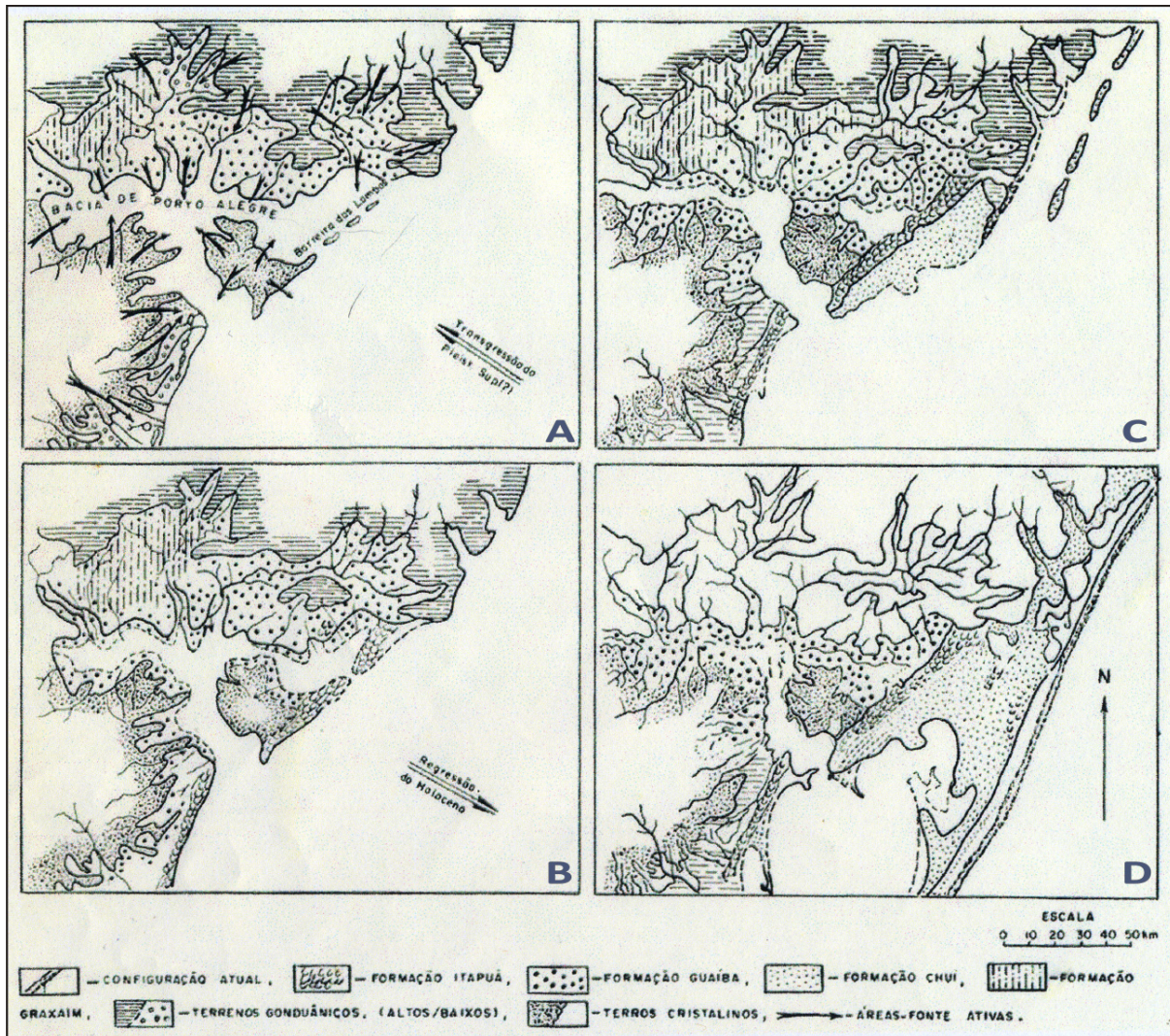
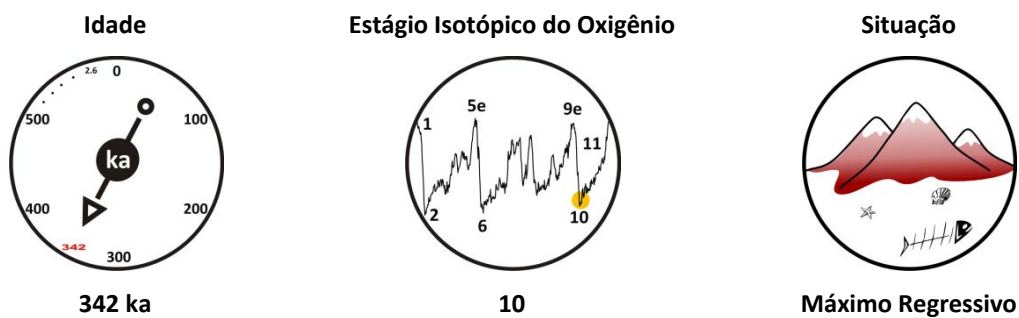


Figura 4.6. Esquema da evolução morfológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul na região norte (figura original de Jost, 1971).



A partir do máximo transgressivo anterior, o mar recua suas águas ao longo de 60 kyr atingindo o máximo regressivo em estimados 342 ka (figura 4.4).



A Barreira das Lombas, por apresentar um corpo d'água raso e pouco volumoso no seu lado oeste, resiste e represa as águas do braço norte do antigo Jacuí. Se houve um canal ou *inlet* cortando esta barreira, ele estaria situado no extremo NE da Barreira das Lombas, como local mais provável (figura 4.5). A partir deste momento, praticamente toda a água drenada da bacia do antigo Jacuí fluía próximo ao atual canal do Guaíba.

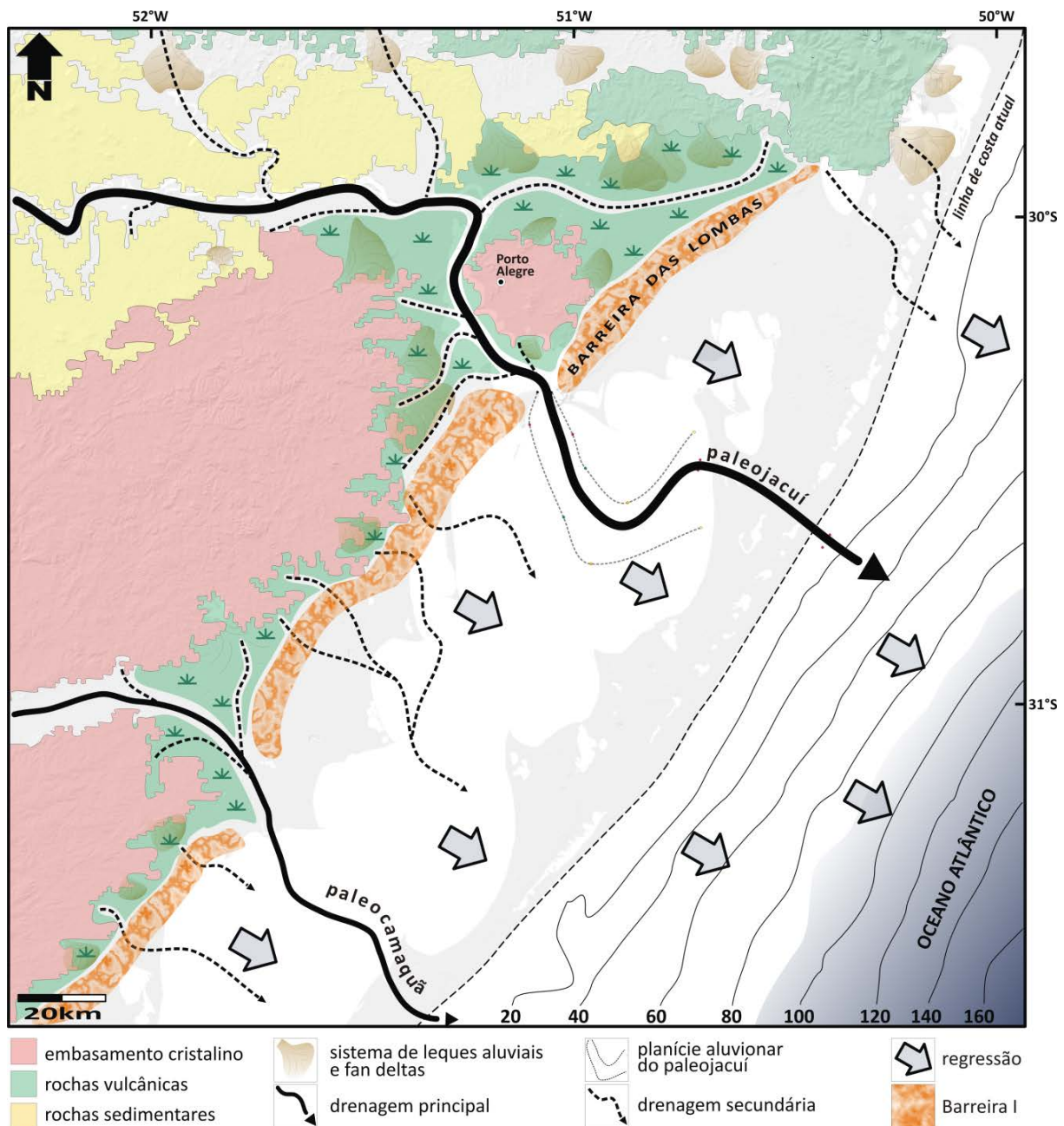
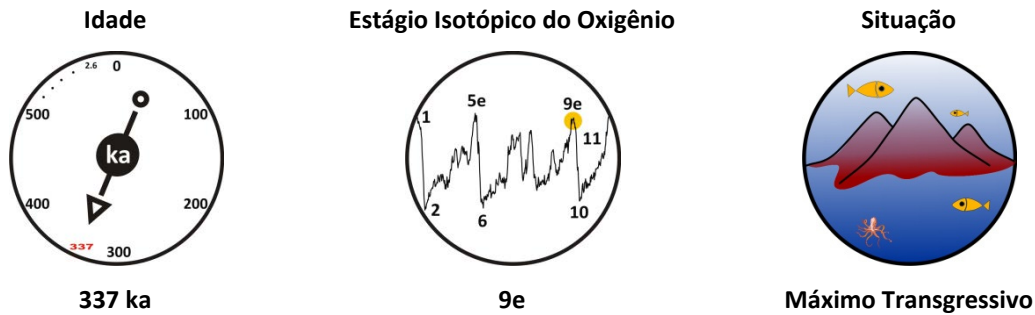


Figura 4.7. Configuração da Planície Costeira do Rio Grande do Sul durante o máximo regressivo há 342 ka no Estágio Isotópico do Oxigênio 10.

De acordo com Jost (1971), neste ambiente regressivo, começou a ocorrer a deposição de sedimentos marinhos dentro de uma bacia restrita, semelhante a uma baía, onde as flutuações negativas do nível do mar favoreceram um maior aporte de detritos fluviais. Do lado leste, figurava uma enorme e rasa bacia oceânica, retrabalhando depósitos antigos e, ao mesmo tempo, recebendo uma enorme carga de sedimentos clásticos continentais. Jost (1971) ainda relata que pelos elementos de campo, o episódio regressivo teve uma natureza oscilante com rápidas regressões-estabilizações-transgressões de curto período. Isto pode ser observado na curva isotópica do oxigênio (figura 4.4), onde após uma transgressão ocorre, de forma rápida e constante, em um intervalo entre 5 e 10 kyr, uma queda no nível do mar, depois o sistema torna-se mais lento e oscilante com subidas e descidas do nível do mar da ordem de poucos metros.

Para Jost (1971) a medida que a regressão continuava, após rápidas estabilizações, surge um novo cordão de dunas, inicialmente sobre a Barreira das Lombas (figura 4.6), causando o isolamento da Lagoa dos Barros. Concomitantemente acontece a formação de *inliers* (áreas de rochas mais antigas cercadas por rochas mais jovens, normalmente formadas pela erosão das rochas mais jovens sobrejacentes, revelando rochas mais velhas subjacentes) e a colmatção das rias e da bacia de Porto Alegre. Neste momento isolam-se dois corpos d'água interligados por um estreito canal. Um destes corpos d'água, mais a oeste, tem como remanescente o Guaíba e, mais ao norte, os banhados de Gravataí e Chico-Lumã e, o rio Gravataí, que na época atuava como um canal de ligação entre essas massas de água. Novos rebaixamentos do nível do mar, seguidos de estabilização, forçam o surgimento de novos cordões de dunas, fazendo com que a restinga ao leste evolua até a configuração costeira como ilustra a figura 4.6.

As transgressões e regressões que se sucederam aos episódios descritos por Jost (1971), não atuaram de forma tão efetiva como no primeiro par transgressivo-regressivo, para esta região norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Assim, as três transgressões que viriam a seguir não obliterariam o cenário construído por este primeiro fenômeno transgressivo.



Distanciando-se do período glacial anterior e ao contrário das regressões, em pouco tempo ( $\sim 10$  kyr), atinge-se novamente um máximo transgressivo (337 ka), quase tão expressivo quanto seu antecessor (figura 4.4). Esta subida do nível do mar afoga o antigo leito do rio Jacuí, escavado ao longo da plataforma continental, este agora se apresenta novamente como um *inlet*, próximo a atual saída do canal do Guaíba. Depósitos relativos a formação da Barreira I são remobilizados (figura 4.8).

Inicia-se então, após este máximo transgressivo, um rebaixamento do nível do mar, desencadeando um par de sistemas transgressivo-regressivos atípicos e assimétricos, que não seguiriam o padrão das duas últimas transgressões dos estágios 11 e 9 dos isótopos de oxigênio (figura 4.9), ou seja, seus eventos não assinalaram valores de  $\delta O^{18}$  tão elevados ou tão baixos quanto os das terminações relativas aos sistemas que deram origem aos depósitos sedimentares das barreiras I e II.

Em uma primeira etapa, as águas marinhas recuam de forma relativamente rápida, episódica e cíclica em termos transgressivo-regressivos a alguns metros abaixo do nível atual do mar.

As transgressões de 241 ka, 219 ka e 201 ka (figura 4.9) não foram suficientemente efetivas para afogar e interromper o curso do paleojacuí e, por estes três momentos, o rio continuou cortando os depósitos das barreiras I e II de Villwock & Tomazelli (1995), como pode ser visto nos perfis 20, 25 e 26 (figuras 4.10, 4.11 e 4.12, respectivamente), junte-se a esta situação, um baixo aporte sedimentar fluvial e uma deriva litorânea pouco significativa.

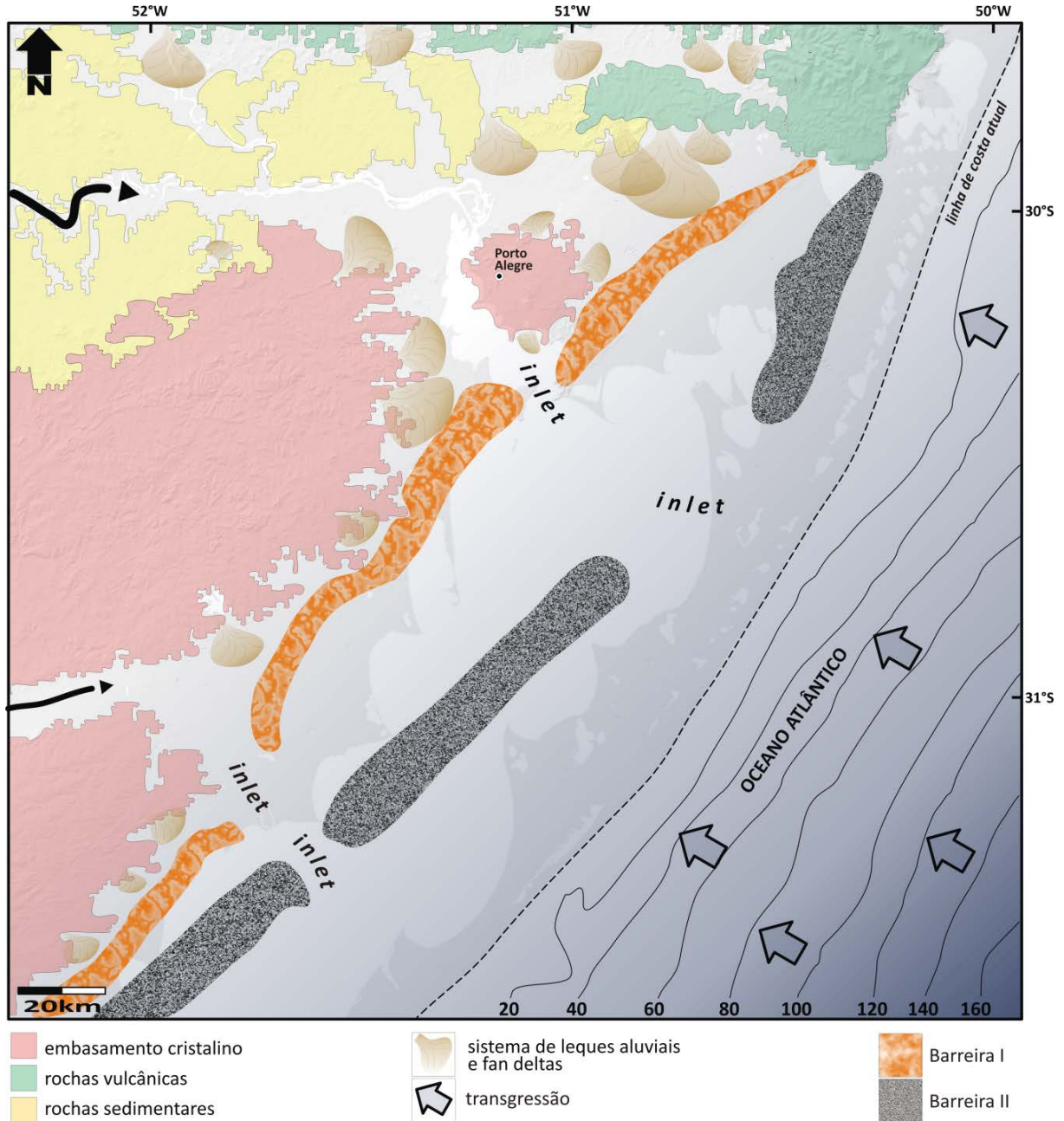


Figura 4.8. Configuração da Planície Costeira do Rio Grande do Sul durante o máximo transgressivo em 337 ka no Estágio Isotópico do Oxigênio 9.

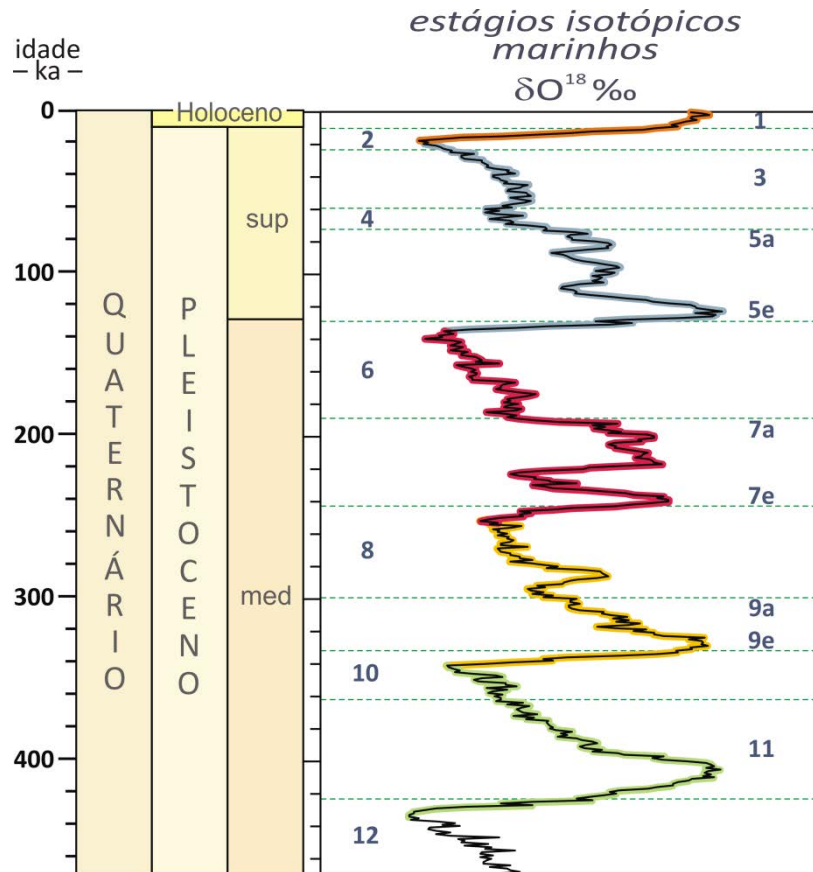


Figura 4.9. Regressões e transgressões atípicas (trecho em destaque vermelho) entre os estágios 8 e 6 dos isótopos de oxigênio (detalhe figura 4.1) modificado de Gibbard *et al.* (2010).



Figura 4.10. Parte do perfil 20 localizando a antiga planície do rio Jacuí.

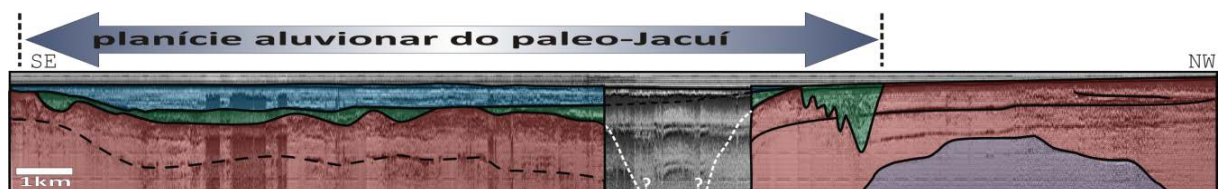
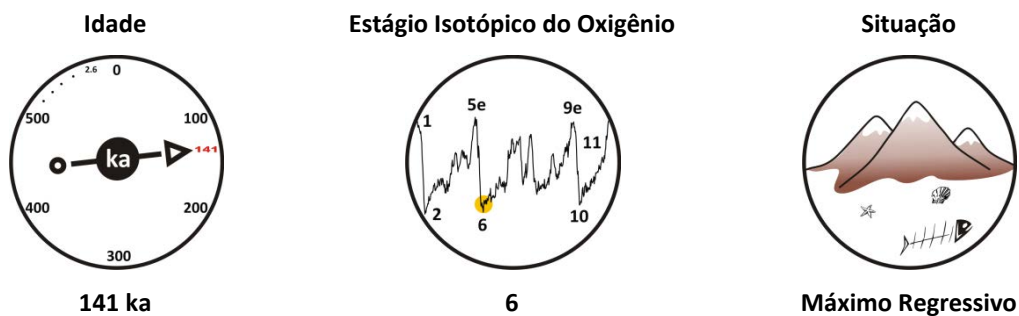


Figura 4.11. Parte do perfil 25 localizando a antiga planície do rio Jacuí.



Figura 4.12. Perfil 26 localizando a antiga planície do rio Jacuí.



A partir de 200 ka, o nível do mar, em relação ao atual, aproxima-se novamente de cotas negativas de pelo menos uma centena de metros (figura 4.13), neste cenário, o leito do antigo Jacuí figurava em profundidades superiores a 40 m em relação a lâmina d'água atual da Lagoa dos Patos. A sua migração sobre a plataforma, em virtude da baixa declividade, seguia um caminho sinuoso por dezenas de quilômetros até o seu depocentro.

Após o estágio isotópico do oxigênio 7a (figura 4.4), inicia-se um novo período regressivo, com rápida descendência até 187 ka e atuante ciclicidade transgressivo-regressiva até 141 ka.

A herança deixada por estas transgressões, principalmente a do estágio 9 (figura 4.9) dos isótopos do oxigênio, configura os depósitos da chamada Barreira II de Villwock & Tomazelli (1995), cujas sequências sedimentares sismodepositivas ocorrem nos perfis 20, 21 e 25.

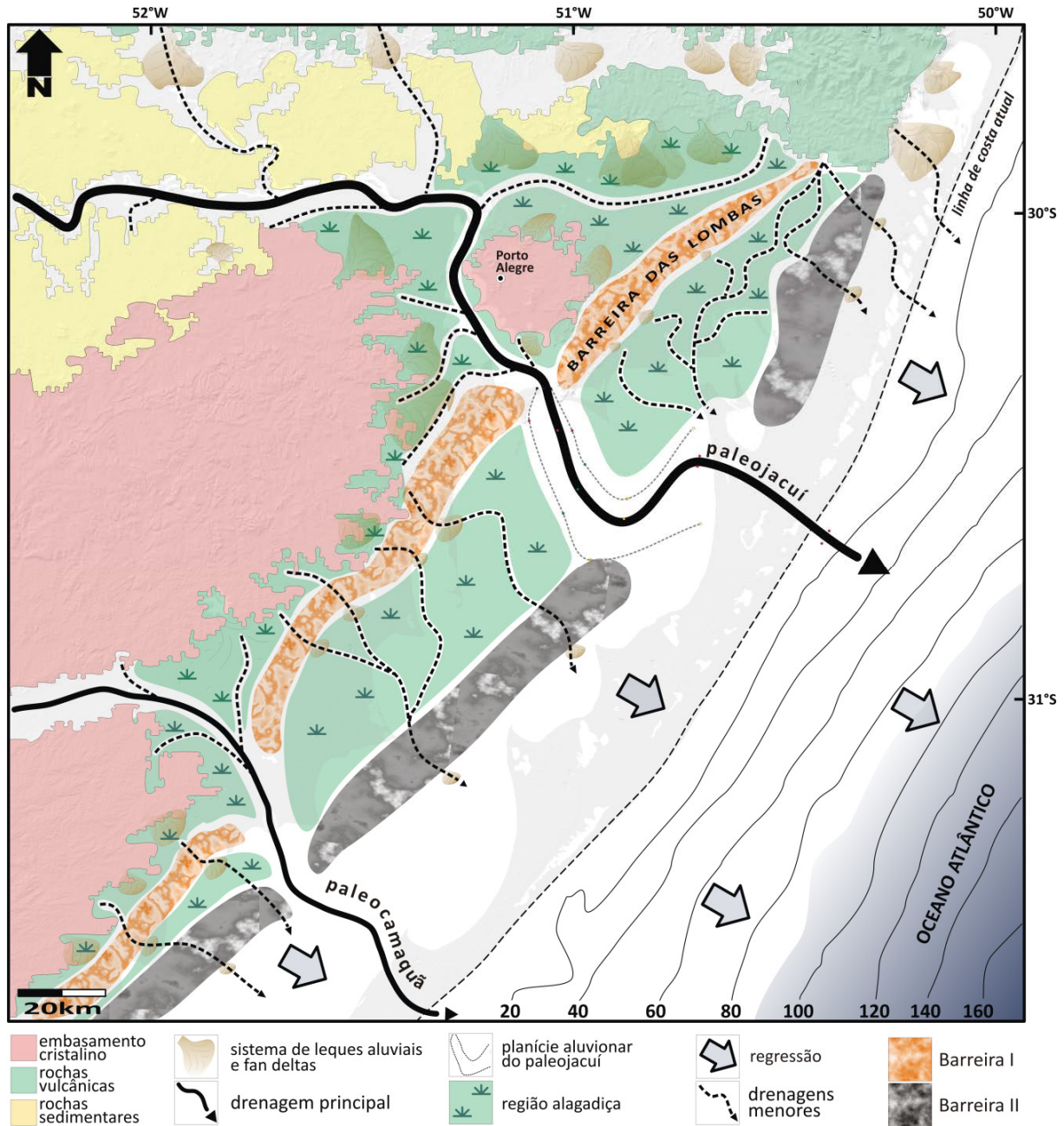
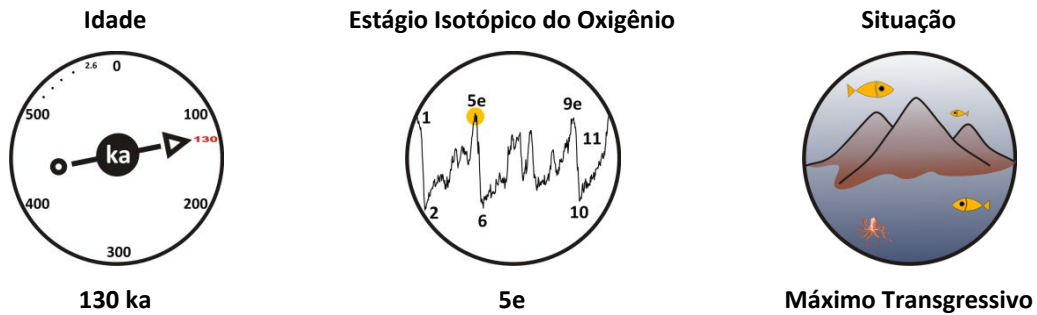


Figura 4.13. Configuração esquemática da Planície Costeira do Rio Grande do Sul durante o máximo regressivo de 140 ka no sexto Estágio Isotópico do Oxigênio.



Rumando para a penúltima grande transgressão (130 ka), que também marca a mudança do Pleistoceno Médio para o Superior, em vinte mil anos o mar eleva seu nível em mais de cem metros (figura 4.14).

Esta transgressão ocorre em intensidade semelhante às formadoras dos depósitos sedimentares dos sistemas de barreiras I e II. Este evento será o responsável pelo fechamento em definitivo da saída do paleojacuí na região de Palmares do Sul. O mar transgride suas águas por sobre o continente represando o antigo rio Jacuí aproximadamente na posição do perfil 22. É este represamento lento e progressivo que permite a deposição de uma sedimentação de caráter essencialmente fluvial que pode ser constatada pelos refletores sísmicos ocorrentes na sequência sedimentar dois (S2). Em período de mar alto ocorre a deposição da sequência três (S3), que apresenta características de ambiente costeiro restrito quanto à influência marinha.

É neste pulso transgressivo que ocorre o registro das três amostras da sondagem na região de Palmares do Sul, analisadas por radiocarbono, cujas idades excederam o limite do método ao apresentarem valores superiores a 43 ka.

Em 130 ka, a transgressão para e o mar recua, oscilando seu nível em poucos metros, após, a transgressão é retomada e progride até atingir o máximo transgressivo em 124 ka (figura 4.9).

Para ter havido a preservação *in situ* das amostras de Palmares do Sul, é preciso que tenha ocorrido um rápido recobrimento do espécime e, neste local do perfil 22, isto foi possível durante uma transgressão ou, no máximo, final de uma regressão seguida de transgressão. As amostras Pa21 e Pa26, apresentam valores de  $\delta C^{13}=+0,6\%$  e  $\delta C^{13}=+1,0\%$ , respectivamente, revelando condições de mar transgressivo (figura 4.15).



Os valores de  $\delta O^{18}$  igual a  $-0,314\text{‰}$  para a amostra Pa21 e  $+0,146\text{‰}$  para a amostra Pa26 as inserem aproximadamente na metade da penúltima transgressão indicada pelos isótopos de oxigênio. Também, suas profundidades entre 21 e 26 m, em relação ao nível atual do mar, as confirmam neste local. Por estas razões, inferem-se idades a partir de 133 ka para as amostras Pa26 e Pa21, correspondendo ao estágio 5e dos isótopos de oxigênio (figura 4.16).

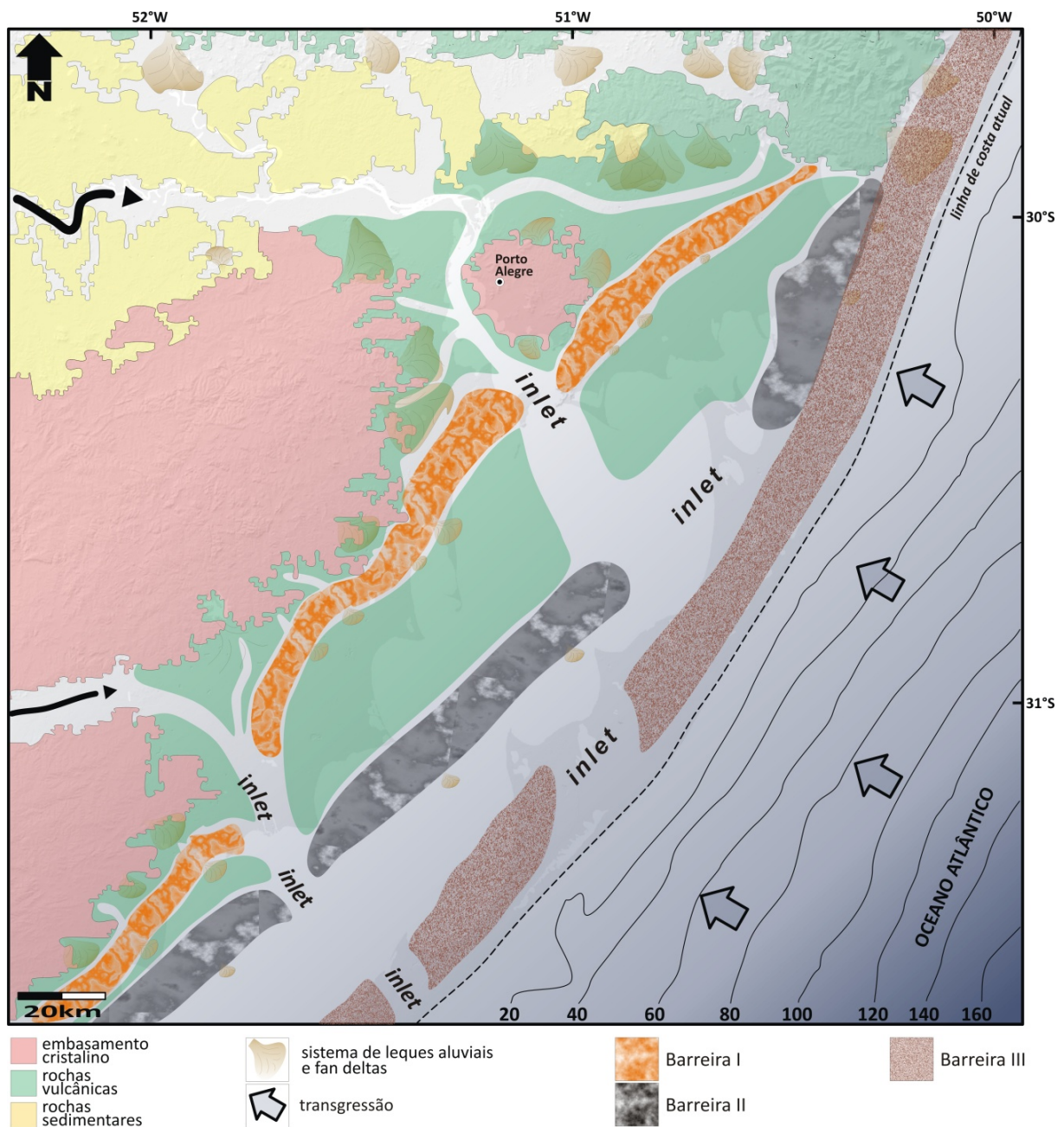


Figura 4.14. Cenário esquemático da penúltima transgressão marinha em 130 ka durante o Estágio Isotópico do Oxigênio 5e.

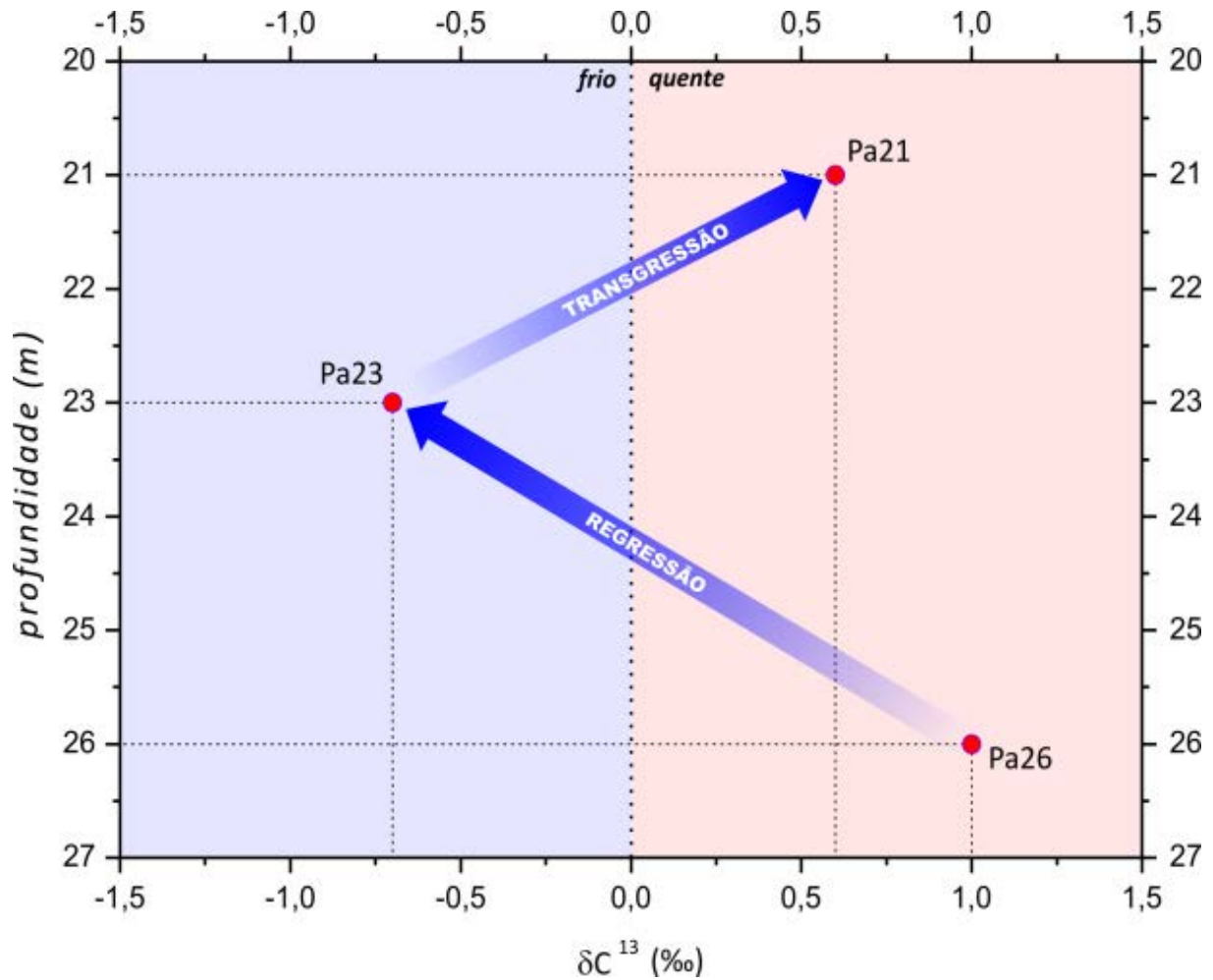


Figura 4.15. Gráfico para as amostras de Palmares, mostrando a tendência em termos transgressivos e regressivos em função da variação no valor de  $\delta C^{13}$ .

O valor de  $\delta C^{13}$  da amostra Pa26 também reflete uma influência marinha rica em  $C^{13}$ . Esta maior quantidade de  $C^{13}$  presente na amostra indica condições de farta vegetação continental, atestando que o  $C^{12}$  está sendo consumido principalmente por atividade fotossintética. Isto ocasiona a mudança na composição da água do oceano, ou seja, quanto mais  $C^{12}$  se acumula na biomassa, mais isotopicamente pesados ( $C^{13}$ ) ficam os reservatórios, isto é, os valores de  $\delta C^{13}$  tornam-se mais positivos. Isto também indica que está ocorrendo uma abundância em  $CO_2$ , o que favorece a fotossíntese, neste caso, vegetação com plantas do tipo C3 encontravam-se em maior quantidade no continente. Em botânica, as plantas do tipo C3 convertem o  $CO_2$  em um composto orgânico que contém três átomos de carbono, e correspondem a mais de 95% das espécies. Este tipo de vegetação ocorre em áreas de alta concentração de  $CO_2$ , temperatura moderada e água do solo

abundante. Portanto, a amostra Pa26 registra uma condição ambiental de clima mais árido e quente a que o planeta era submetido naquele momento.

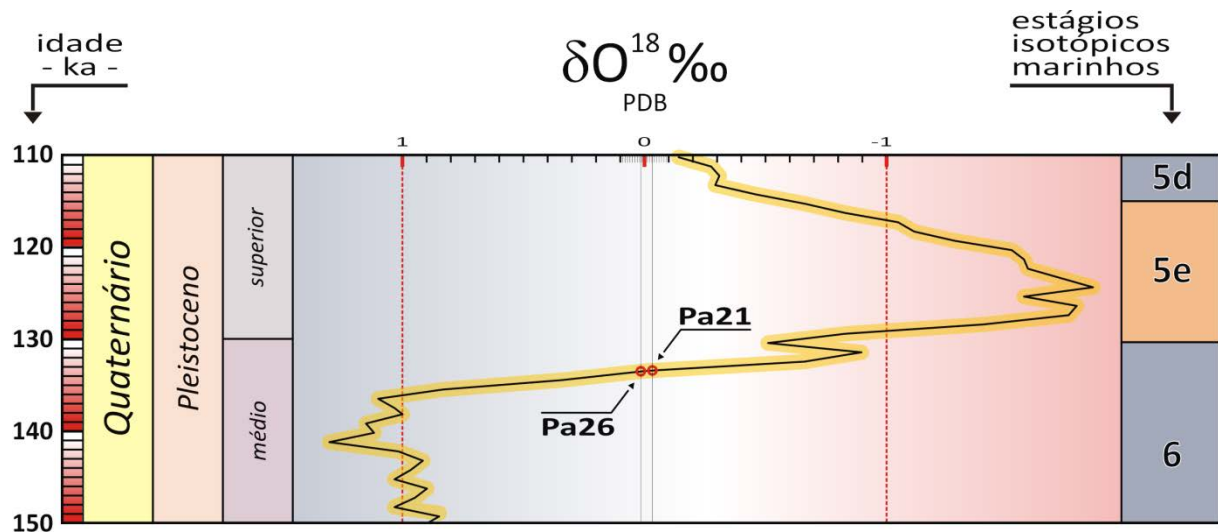


Figura 4.16. Cronologia proposta para a deposição das amostras de Palmares, correlacionada a curva global isotópica de oxigênio (Imbrie *et al.*, 1984 - modificado). Idades e limites isotópicos modificados de Gibbard *et al.* (2010).

A amostra Pa23 apresenta um valor  $\delta C^{13} = -0,7\%$ . Este valor negativo em uma amostra estratigraficamente inserida entre duas outras que exibem valores positivos, prova a intensa variabilidade do meio em que estes moluscos foram gerados. As águas marinhas não transgridem de forma contínua assim como as águas drenadas pelo curso do rio variam em volume e composição. Assim, a amostra Pa23 reflete um determinado momento durante a transgressão, neste local, onde os elementos vigentes atestam uma maior influência continental. Assim como as amostras Pa21 e Pa26, a análise por radiocarbono da amostra Pa23 também apresentou valores superiores a 43 ka o que excede o limite do método C<sup>14</sup>.

Considerando-se os valores de  $\delta C^{13}$ , pode-se observar que, no intervalo deposicional entre as amostras Pa26 e Pa23 houve um aumento da influência do carbono continental. A amostra Pa23 encontra-se inserida em um processo francamente transgressivo, o seu valor negativo de  $\delta C^{13}$  é função de alguma variável que entrou no sistema e que foi registrada no momento da formação do molusco (figura 4.15), podendo até mesmo estar refletindo um pequeno pulso regressivo em meio ao evento transgressivo.

Do ponto de coleta da amostra Pa23 ao da amostra Pa21 tem-se um aumento do carbono de influência marinha. Isto pode ser devido: — a presença de organismos planctônicos e demais vegetações marinhas; — passagem de correntes de água profunda (*NADW – North Atlantic Deep Water*), derivadas de regiões remotas e empobrecidas em  $C^{13}$ ; — ou ainda pela subida episódica do nível do mar. Sondagens, realizadas no Oceano Circumpolar Antártico, mostraram que um aumento abrupto no valor de  $\delta C^{13}$  é observado no final de alguma glaciação (Cantolla, 2003).

A combinação dessas evidências apoia o argumento de que as composições isotópicas dessas conchas são reflexos diretos do ambiente durante sua condição de crescimento.

Após o máximo transgressivo (124 ka), um novo período glacial anuncia-se, fazendo com que a linha de costa recue lentamente e na forma de oscilações menores do nível do mar, porém, desta vez, de forma gradual e relativamente constante sob um ponto de vista mais amplo.

As amostras da sondagem de Palmares do Sul foram preservadas devido a mudança na direção do leito do Jacuí mais para o sul então, embora estas amostras tenham se depositado em condições transgressivas, foram preservadas devido ao rearranjo dos sistemas deposicionais costeiros durante o máximo transgressivo e estágios regressivos iniciais.

A condição transgressiva conduziu novamente a linha de costa a uma posição mais proximal ao continente, aumentando assim a influência continental no aporte sedimentar que será vigente até o fechamento completo da saída norte do antigo curso do rio Jacuí na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Pouco acima da amostra mais rasa (Pa21), ocorre a presença de refletores fracos e semitransparentes que evidenciam uma sedimentação fina e essencialmente estuarina.

Na saída do paleojacuí norte, sobre o perfil sísmico 22 (figura 4.17), assinala-se o canal na sequência sedimentar 2 (S2) no momento em que o rio encontrava-se (em seus últimos momentos) em profundidades inferiores a 40 m em relação ao nível atual da Lagoa dos Patos, meandrando sobre seus próprios depósitos e parcialmente sobre depósitos marinhos, pouco a pouco sendo afogado.

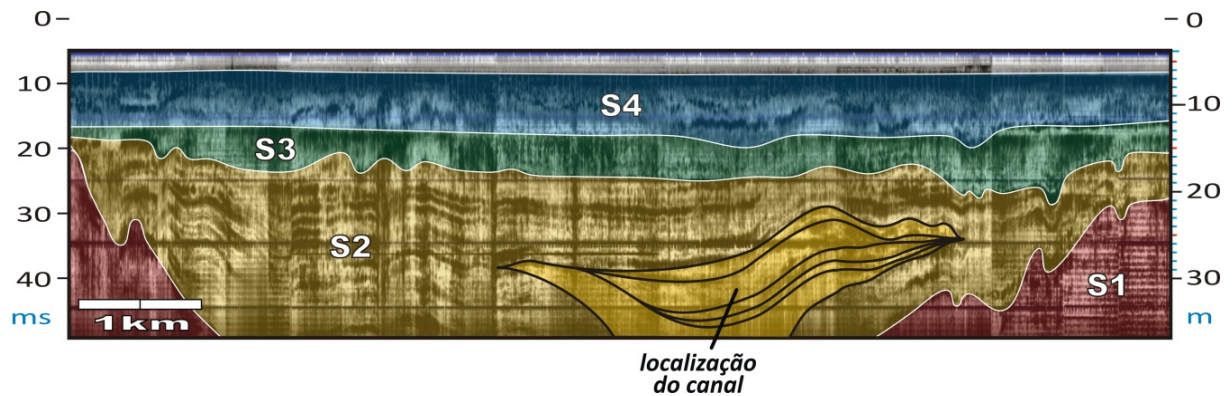


Figura 4.17. Segmento do perfil 22 (detalhe da figura 3.2) localizando o paleocanal do rio Jacuí na sua saída mais ao norte para o mar, dentro da seqüência deposicional S2.

No perfil 22 (figura 4.18), a presença de um forte refletor situado entre 10 e 15 m de profundidade, evidencia o início de uma deposição flúvio-marinha (seqüência deposicional 3 – S3) sobre as camadas de deposição fluvial ocorridas na planície do antigo Jacuí (seqüência deposicional 2 – S2). As camadas de origem fluvial (S2) subjacentes encontram este refletor mais forte em *toplap*. No estudo de Weschenfelder *et al.* (2010a e 2010b), sobre a saída do antigo Jacuí mais ao sul e também do antigo Camaquã, os refletores relativos a deposição fluvial alcançam, também em *toplap*, o pacote sedimentar, relativamente fino, atribuído à sedimentação lagunar, em clara alusão ao fechamento pelo último evento transgressivo-regressivo, ao contrário do encontrado neste trabalho, onde a seqüência fluvial (seqüência 2) é recoberta por um pacote espesso de sedimentação flúvio-marinha (seqüência 3).

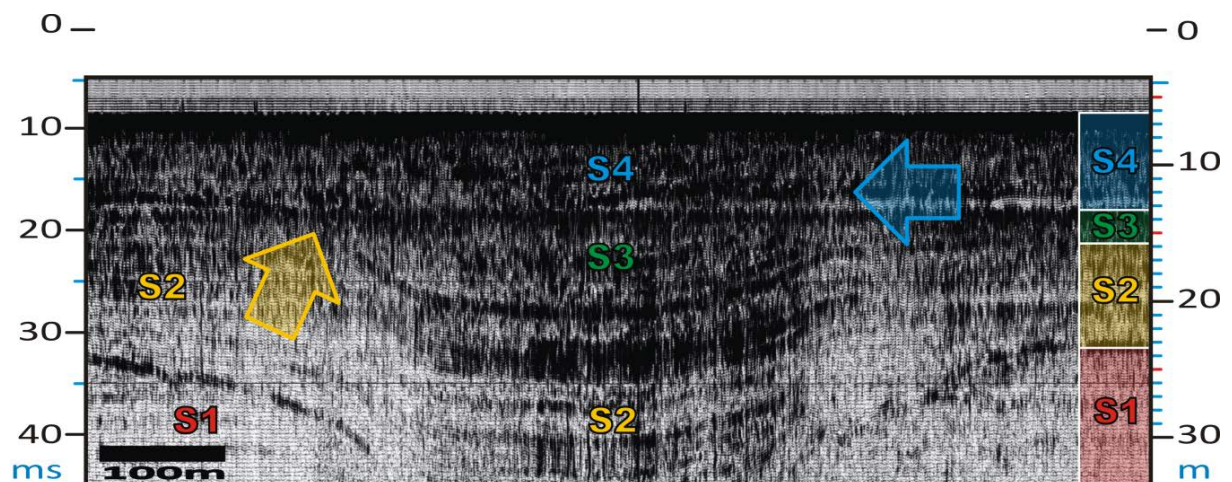


Figura 4.18. Detalhe do perfil 22. A seta azul assinala a posição do forte refletor em 17 ms e a seta amarela localiza o encontro de dois refletores em *toplap*.

A deposição das conchas que foram submetidas à datação ocorreu antes da formação desta camada que originou o refletor dos 17 ms. Estas conchas se encontram em seu estado *post-mortem* praticamente intactas, sem indício de transporte, tendo se depositado em período de mar elevado, no estágio 5e dos isótopos de oxigênio.

Esta transgressão ocorreu preferencialmente para oeste e sobre a planície de inundação e depósitos de canal do antigo rio Jacuí. Considerando-se a espessura dos depósitos sedimentares observados no perfil 22, o material depositado sobre a planície do antigo rio Jacuí denota um dos maiores (em extensão) e mais longos (em duração) episódios transgressivos.

A acomodação sedimentar dos ambientes deposicionais costeiros durante o período de nível de mar alto oblitera a saída pretérita do rio Jacuí em Palmares do Sul, atual margem leste da Lagoa dos Patos.

### **Trabalhos que sugerem a saída do paleojacuí norte na região de Palmares do Sul**

Carmona (2011), em seus estudos sobre a “Salinidade da água e do solo e sua influência sobre o arroz irrigado”, coletou e analisou 766 amostras de solo ao longo da costa do Rio Grande do Sul, para mapear indicadores de salinidade. De um modo geral, os solos do Rio Grande do Sul não estão sujeitos a uma salinização muito efetiva pelo fato do volume pluviométrico ser suficiente para remover os sais solúveis acumulados, especialmente o NaCl. Carmona (2011), apesar de considerar a natureza marinha dos sedimentos costeiros, precisava explicar certas concentrações significativas de cloreto de sódio em determinados locais da planície costeira (figura 4.19), para tanto, evocou estudos sobre a formação da Lagoa dos Patos através de Villwock & Tomazelli (1995), sobre a concentração salina no interior da laguna. Também citou o trabalho de Medeanic & Dillenburg (2001) e Travessas (2003) além de Dillenburg *et al.* (2000 e 2005) que versam sobre o processo erosivo da linha de costa, decorrente de um balanço negativo de sedimentos.

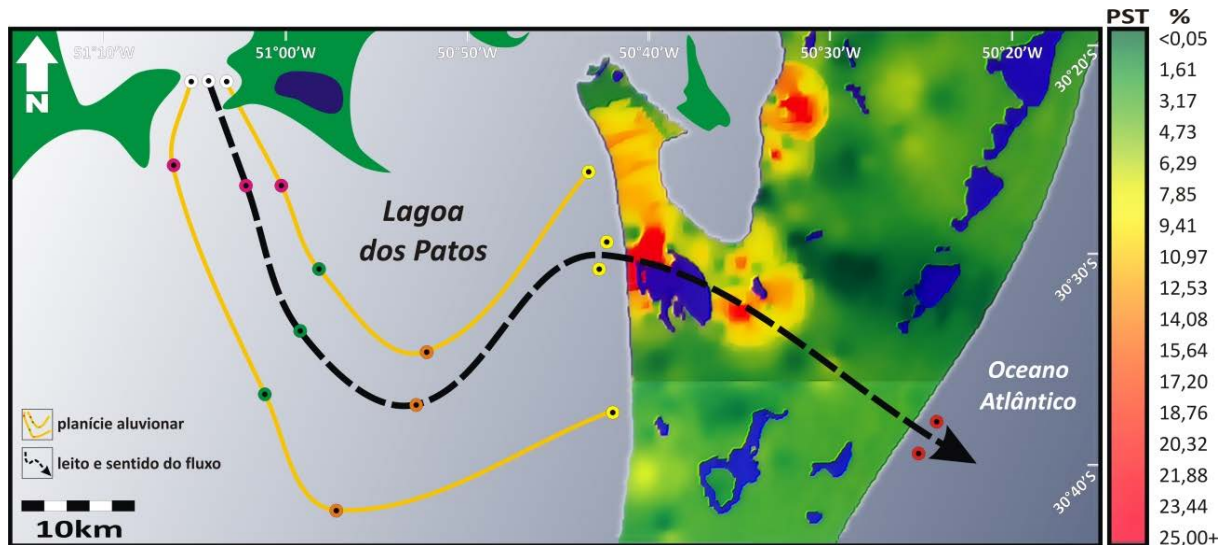


Figura 4.19. Dados de PST (Porcentagem de Sódio Trocável), obtidos por Carmona (2011) que rege a classificação salínica dos solos. Os maiores índices foram observados entre os Municípios de Viamão, Palmares do Sul e Mostardas, os quais coincidem com a presença do paleovale do rio Jacuí (saída norte) situado ao longo do perfil 22 levantado neste estudo.

Carmona (2011) ainda cita os trabalhos de Charette & Sholkovitz (2006) e Niencheski *et al.* (1994 e 2007), que também comentam sobre o comportamento dos sedimentos com maior ou menor permeabilidade, que influenciam na migração da água subterrânea. Por fim, o autor salientou o trabalho feito por Weschenfelder *et al.* (2008a) em que são apresentadas evidências sobre a existência de paleocanais, onde os altos índices de salinidade do solo coincidem com a presença destes paleocursos de água dos rios Jacuí (saída sul) e Camaquã, indicando que a salinidade do solo nesses locais deve estar relacionada a ascendência de sais devido ao fluxo subterrâneo de água salobra nos paleocanais que foram preenchidos com sedimentos de notável permeabilidade. Fenômeno possivelmente igual ocorre na localidade de Bojuru.

Barros *et al.* (2008), em seus estudos sobre a proveniência de minerais detríticos no litoral médio e norte do Rio Grande do Sul através de técnicas utilizando a química mineral, constatou que, em uma de suas amostras, além da assembleia mineralógica que ocorre ao longo de todo o litoral estudado (figura 4.20), encontram-se minerais como actinolita e actinolita-hornblenda, que possivelmente tenham vindo de fontes metamórficas de baixo grau ou mesmo de rochas hidrotermalizadas, e que não são observadas nas demais amostras analisadas. A deposição de minerais pesados pode ocorrer

em qualquer local onde haja quebra de energia do meio transportador. Estes minerais relatados por Barros *et al.* (2008) foram depositados pela drenagem do paleojacuí norte antes do fechamento de sua saída pelos sedimentos da Barreira III.

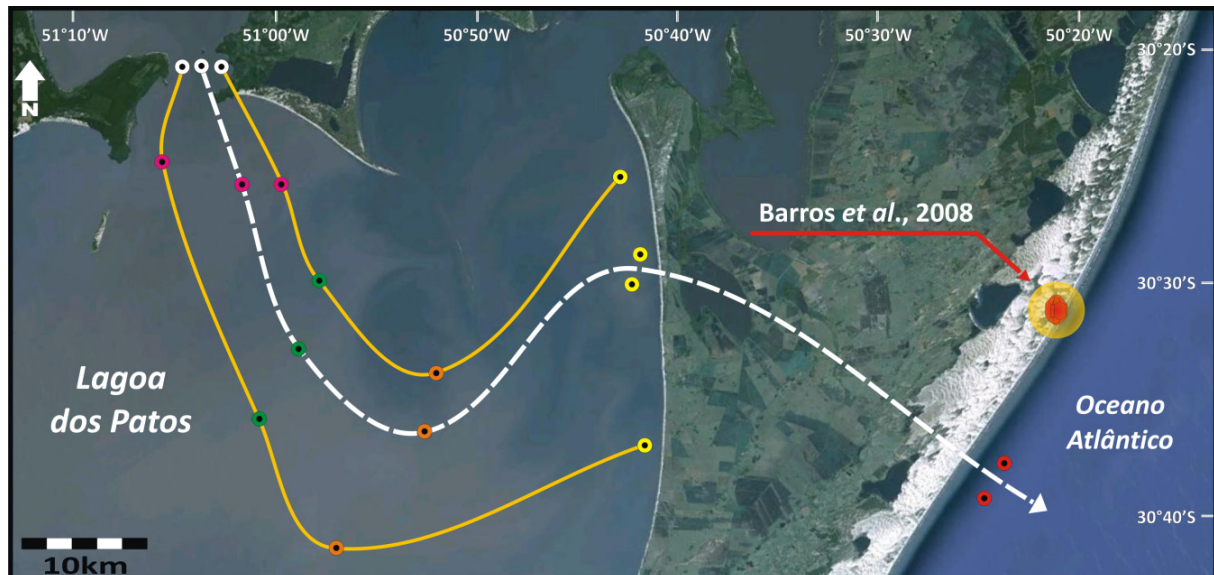


Figura 4.20. Imagem do *Google Earth* mostrando o caminho percorrido pelo paleojacuí norte (linha branca tracejada) e o local da assembleia mineralógica descrita por Barros *et al.*, (2008).

As transgressões ocorridas durante o estágio 7 dos isótopos de oxigênio não foram tão efetivas quanto suas antecessoras, criando condições para que se instalasse neste local uma biosfera única, que mais tarde traria situações reveladoras sobre o posicionamento do antigo curso do rio Jacuí. A espécie *Ctenomys minutus*, mais conhecida como tuco-tuco (roedores subterrâneos), apresenta uma grande diversidade cromossômica, especiação e sociabilidade (Lessa & Cook, 1998) entre suas espécies. Nestes termos, os evolucionistas elegem este espécime de roedor como modelo para o estudo de processos evolutivos.

Há 289 ka houve uma subida repentina do nível do mar, contudo, ainda permanecendo em cotas negativas e em condição suficientemente baixa para não afetar os depósitos arenosos onde viviam os *Ctenomys minutus*.

Estudos baseados em registros fósseis indicam que as distribuições geográficas das espécies são determinadas por uma série de fatores, sendo um deles a



presença de barreiras geográficas (Slatkin, 1987; Losos & Glor, 2003), desta forma, o contexto geográfico é essencial no processo de especiação em roedores subterrâneos (Steinberg & Patton, 2000).

Oscilações climáticas, principalmente do Quaternário, tiveram importante influência na diversidade genética e distribuição geográfica atual de inúmeros táxons (Hewitt, 2000).

Os Ctenomídeos são conhecidos por sua baixa capacidade natatória, assim, cursos de água maiores podem representar barreiras geográficas efetivas que impedem a livre dispersão dos indivíduos no ambiente (Reig *et al.*, 1990).

Análises de morfometria geométrica do crânio e mandíbula de espécimes de *C. minutus*, coletados ao longo de toda a sua distribuição geográfica na planície costeira do Sul do Brasil, mostraram uma correlação significativa entre as distâncias morfológicas e geográficas, demonstrando que as populações desta espécie se diferenciam seguindo um modelo de isolamento pela distância (Fornel *et al.* 2010).

Lopes (2011), em seus estudos sobre a evolução do *C. minutus*, na Planície Costeira do Rio Grande Sul, com base no fato do isolamento pela distância ser um padrão geralmente encontrado entre as populações de roedores subterrâneos, incluindo os tuco-tucos (Busch *et al.*, 2000), concluiu que em ambas as espécies (*C. Lami* e *C. Minutus*) alguns padrões encontrados foram similares e influenciados pelos mesmos fatores. A descontinuidade no ambiente agiu como um dos principais elementos estruturantes da variabilidade genética nas populações, representadas principalmente por cursos de água mais volumosos, como foi o caso dos paleocanais dos rios Jacuí Sul e Camaquã evidenciados por Weschenfelder *et al.* (2008a).

Os resultados de Lopes (2011) coincidem com os dados gerados pelo perfil 22 deste trabalho, a exemplo do que ocorreu com os antigos leitos dos rios Camaquã, que definem as zonas híbridas intraespecíficas  $2n=48bx50b$  e  $2n=46bx48b$  e, Jacuí (sul), as zonas  $2n=46bx48b$  e  $2n=48ax42$ , referendados por Weschenfelder *et al.* (2008a). Neste trabalho, a zona de estruturação genética para *C. minutus* é definida entre  $2n=48ax42$  e  $2n=46ax48a$ , coincidente com a saída do leito principal do paleojacuí mais ao norte (figura 4.21).

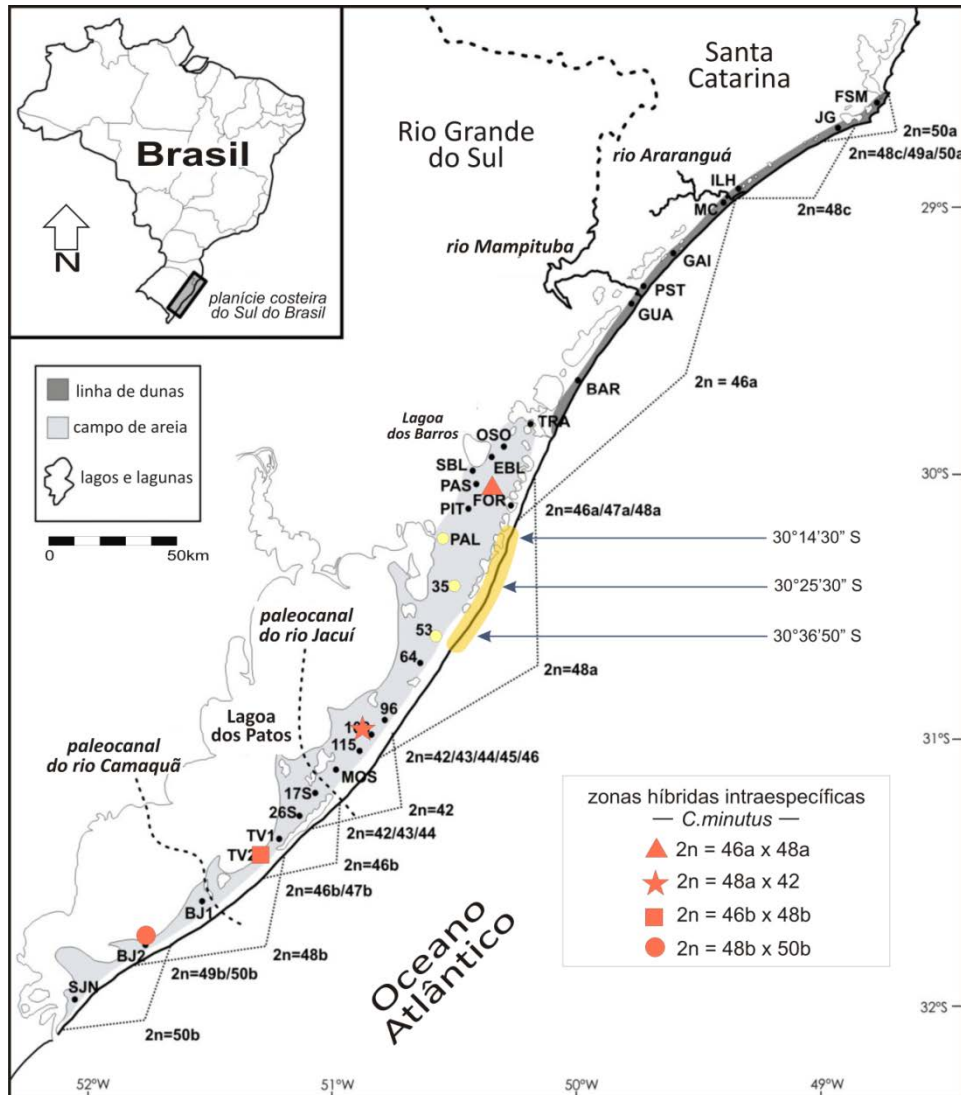
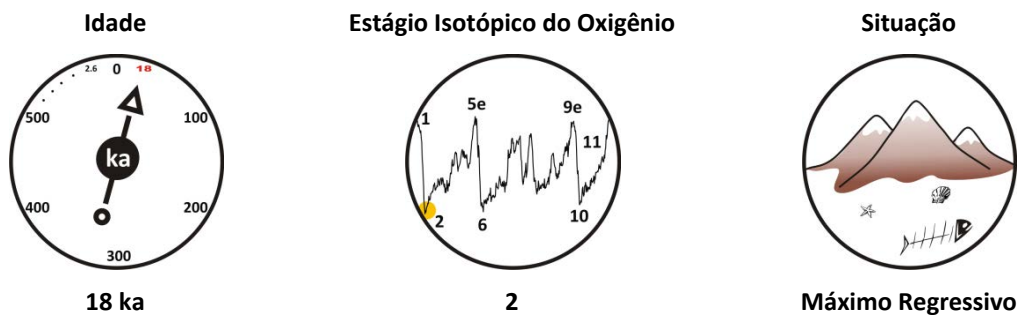


Figura 4.21. Mapa mostrando o local de especiação do tuco-tuco encontrado por Lopes (2011) coincidente com os resultados deste trabalho — destaque em amarelo, (modificado de Lopes, 2011, *informação pessoal*).

Por esta constatação de Lopes (2011), podemos inferir que o leito do antigo Jacuí, em latitudes menores do que as determinadas por Weschenfelder *et al.* (2008a), encontrava-se presente neste local praticamente desde o Mioceno, ora fluindo como um rio nas regressões e ora como um *inlet* nas transgressões.

O outro ponto de estruturação genética (zonas  $2n=46b \times 48b$  e  $2n=48a \times 42$ ), ao redor de 278 ka, também se mostra bastante coincidente com a abertura do Jacuí-sul entre 120 e 130 ka, lapso de tempo suficiente para a manifestação e registro de estruturação genética nos roedores estudados por Lopes (2011) (figura 4.21).

Calliari (2011 - *informação pessoal*) identificou, através do levantamento sísmico na região costeira do Rio Grande do Sul, dois fortes refletores que indicam, pelo menos, uma das saídas do paleojacuí norte (figura 4.22).



O último par de eventos regressivo-transgressivo ocorrido e impresso na costa gaúcha iniciou-se no estágio isotópico 5 do oxigênio (figura 4.9).

No início da regressão, na margem leste da Lagoa dos Patos, já não mais ocorria a saída do paleojacuí norte como antes, mas sim um sistema de barreira suficientemente robusto para represar as águas do antigo Jacuí.

A saída norte do paleojacuí resume-se então a alguns parques e rasos canais espalhados sobre os sedimentos flúvios-marinhos dos sistemas de ilha-barreiras I, II e III (figura 4.23).

Após o máximo transgressivo, já no início da regressão, mudam as condições ambientais vigentes. As águas do paleojacuí são desviadas em cerca de meio grau de latitude para o Sul, em relação a sua saída ao norte, por onde agora toda sua bacia hidrográfica é drenada (figura 4.23).

O comportamento regressivo manteve-se por cerca de 100 kyr (figura 4.9) com subidas e descidas episódicas do nível do mar, porém, sem alcançar a cota zero do nível atual. O antigo rio Jacuí continuava a desaguar para o mar através de sua nova saída mais ao sul e, assim como o paleocamaquã, cortava os depósitos sedimentares das Barreiras I, II e III na forma de canais.

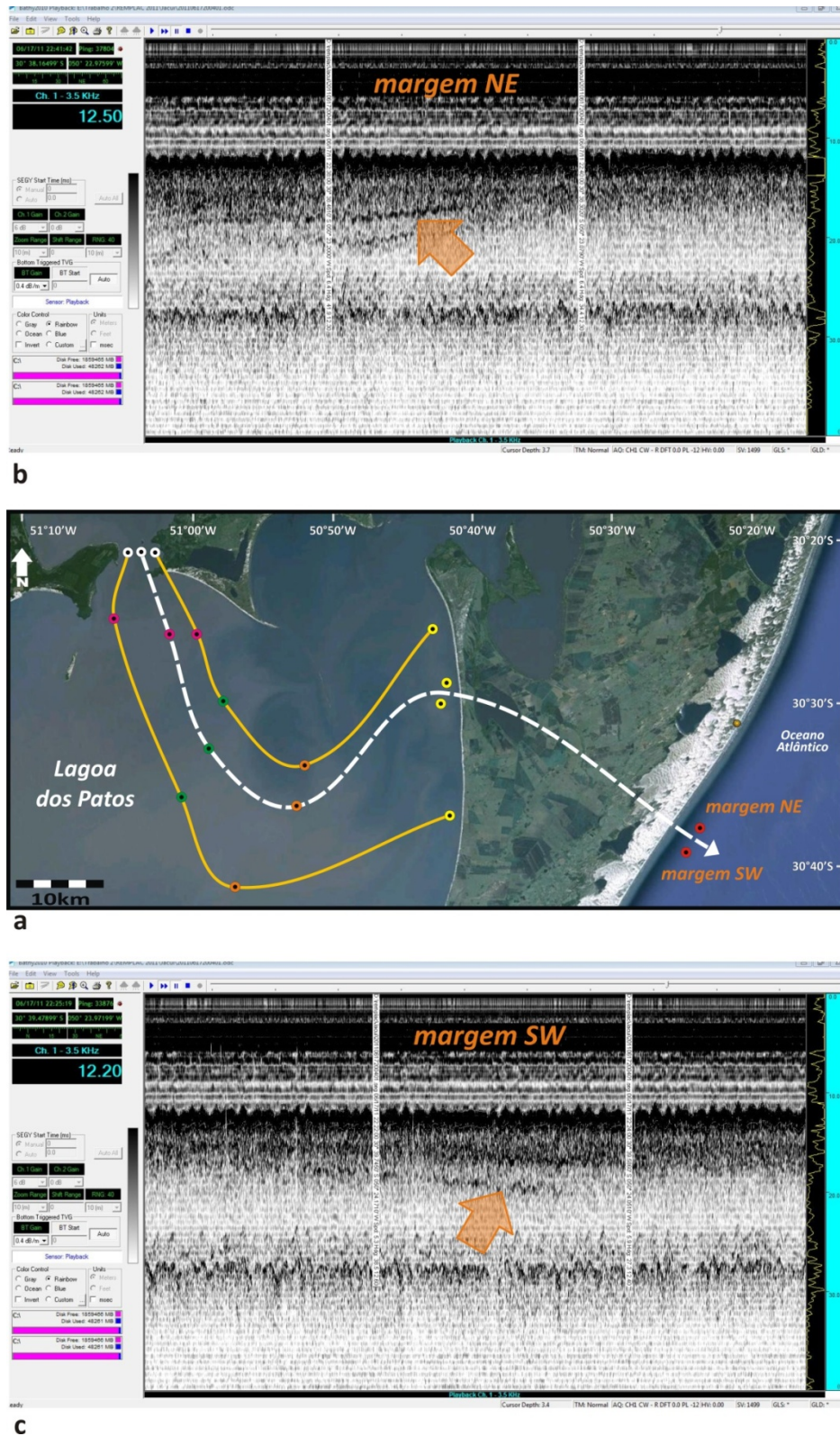


Figura 4.22. Refletores identificados por Calliari (2011 - *informação pessoal*) indicados pelas setas no perfil sísmico e seu posicionamento sobre a linha sísmica na plataforma. (a) paleovale do antigo Jacuí (linha amarela) e leito com o posicionamento das imagens b e c; (b) refletor indicativo da margem NE do canal do paleojacuí (saída norte); (c) refletor indicativo da margem SW do canal do paleojacuí (saída norte).

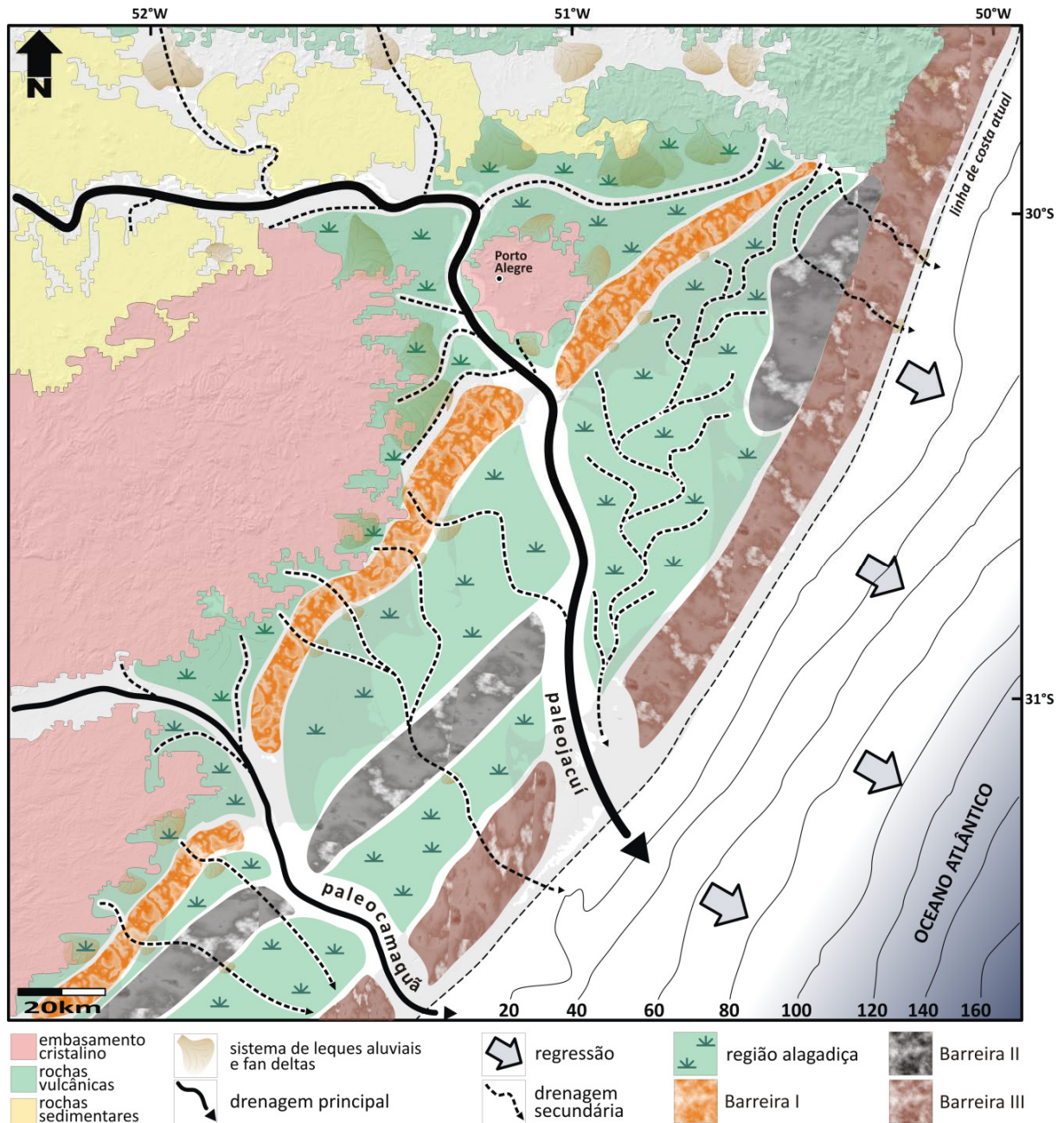
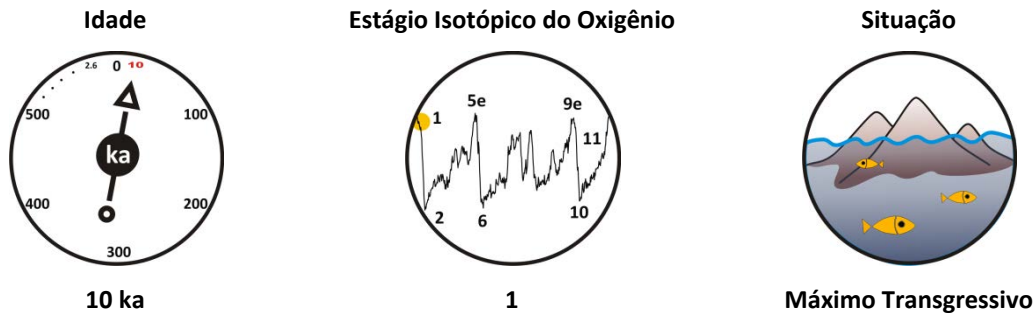


Figura 4.23. Cenário da penúltima regressão marinha com a nova saída do paleojacuí, em 18 ka no estágio isotópico do oxigênio 2.



Há cerca de 20 kyr, iniciou-se a última transgressão que seria a responsável pelo fechamento, praticamente simultâneo, das saídas do paleojacuí sul e paleocamaquã, configurando uma situação muito próxima da que temos atualmente (figura 4.24).

Concentrando as interpretações nas amostras de Bojuru – saída do paleocamaquã e de Mostardas – saída do paleojacuí sul, têm-se duas situações distintas.

As amostras de Mostardas possuem uma pequena tendência transgressiva, ao contrário das de Bojuru, que exibem uma tendência regressiva, porém com os espécimes melhor preservados. Não haveria uma razão direta para esta dicotomia, pois as idades de radiocarbono são próximas e holocênicas. A distância temporal entre a mais antiga e a mais nova é de 550 yr e a diferença na profundidade de soterramento entre elas é de cerca de 8 m. Todas as amostras, de Bojuru e Mostardas, são de caráter marinho a mixohalino. As amostras de Mostardas não apresentam características que aponte para algum tipo de transporte através de quebras ou desgaste físico das conchas, ao contrário, parece ter havido uma corrosão química sobre as conchas destes moluscos *in situ*. Pelo fato das bacias hidrográficas do Camaquã e do Jacuí serem independentes e, portanto, drenarem rochas de diferentes afinidades químicas, a composição da água poderia tornar-se mais corrosiva para as amostras de Mostardas em certos períodos. Aliado a isto, pode-se supor que o sítio deposicional de Mostardas não sofreu um “isolamento” por sedimentos finos e fluidos de alteração percolaram estas amostras.

Mostardas apresenta um valor de  $\delta C^{13}$  mais negativo (figura 4.25), mostrando forte influência continental, indicando assim um represamento das águas do paleojacuí na altura da célula norte da Lagoa dos Patos, aumentando também desta forma o decaimento de matéria orgânica neste “quase” lago, porém com sinais transgressivos ao

passar em 160 yr de um valor  $\delta C^{13} = -1,1\text{‰}$  (Mo13) para  $\delta C^{13} = -0,6\text{‰}$  (Mo11) em clara alusão ao último evento transgressivo que aumenta a influência marinha no local.

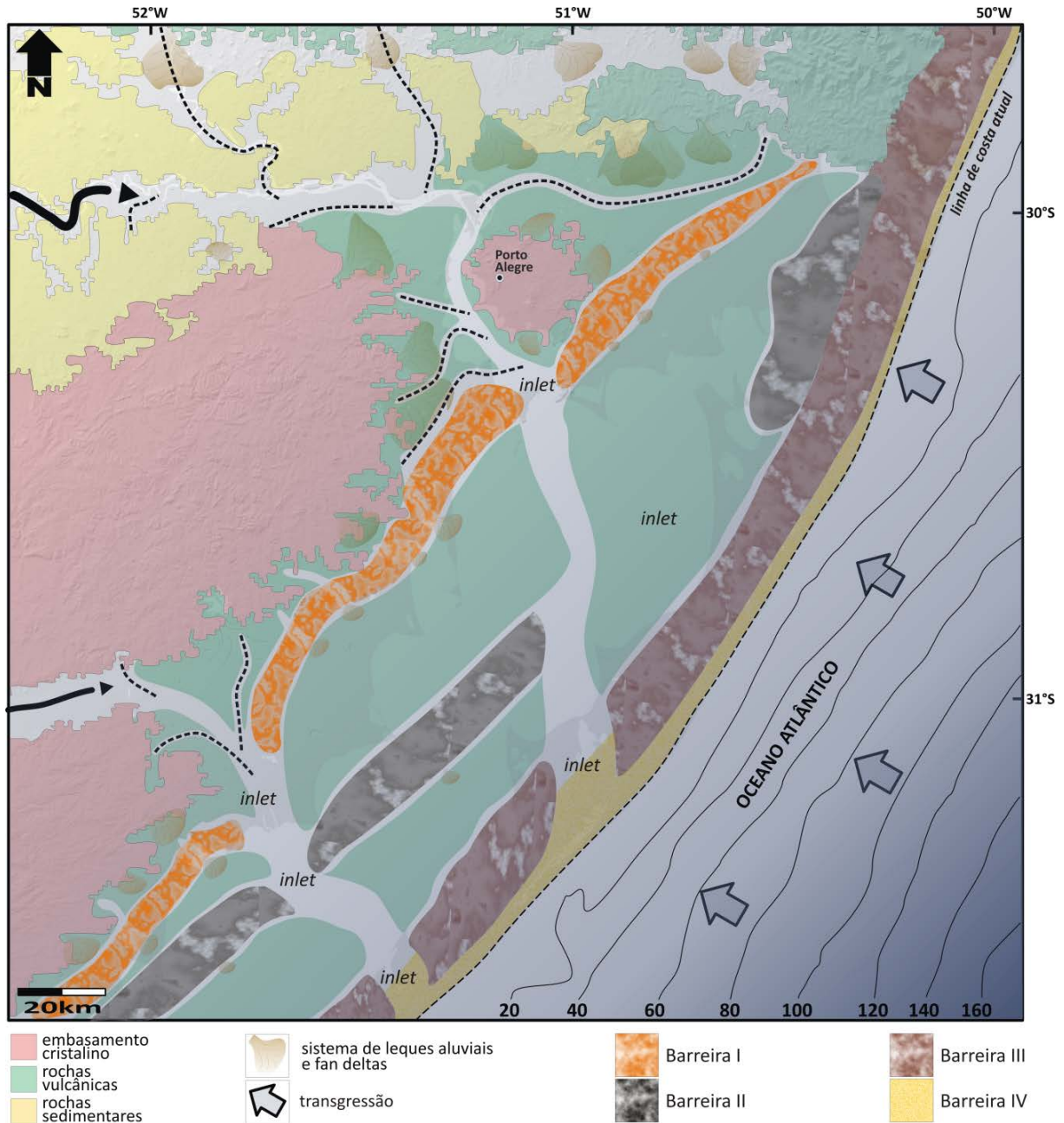


Figura 4.24. Última transgressão marinha na costa gaúcha. Idade de 10 ka e estágio isotópico do oxigênio número 1.

O gráfico da figura 4.26a mostra a diferença na variação do nível do mar em função da idade. Comparando-se a amostra de Mostardas (Mo13) com a de Bojuru (Bo12), tem-se uma diferença na profundidade de aproximadamente 1 m e, na idade por radiocarbono, de pouco mais de 500 yr. Embora ambas as amostras tenham se depositado

em um nível de mar alto, a amostra de Mostardas depositou-se em uma condição de fundo muito mais raso, em função da proximidade do fechamento da saída do paleojacuí sul, do que a de Bojuru, que neste momento o paleocamaquã apresentava uma saída mais antiga, mais ativa e mais profunda.

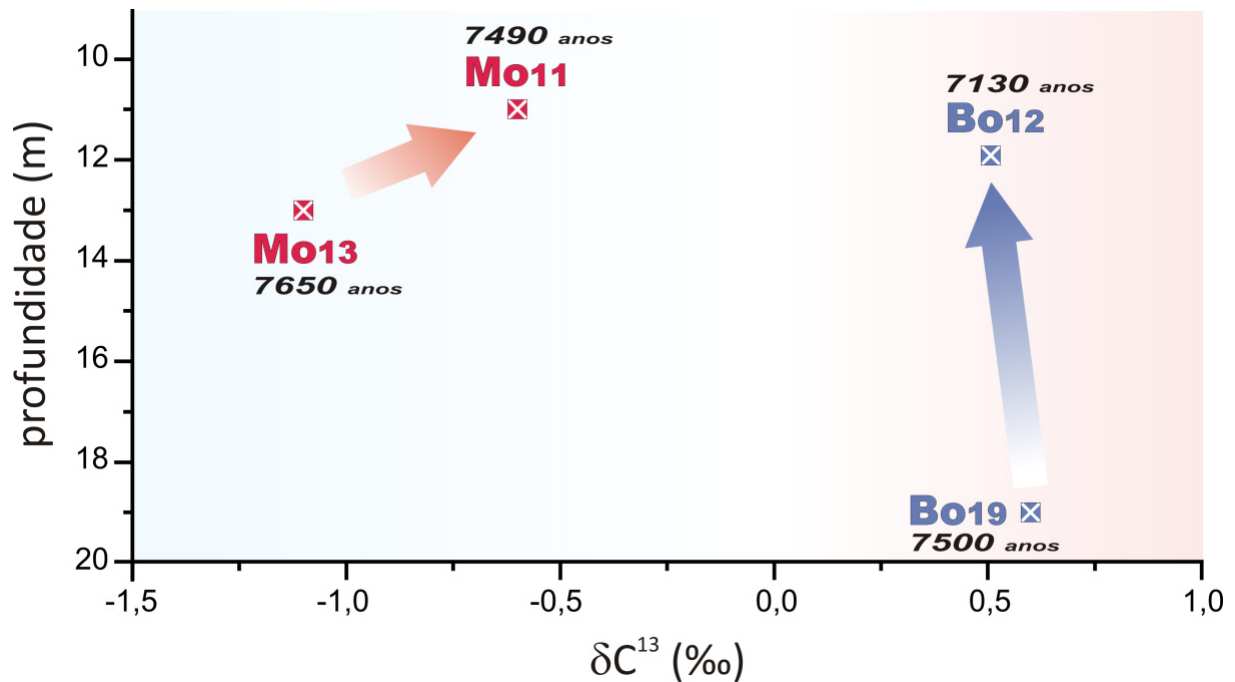


Figura 4.25. Variação do  $\delta C^{13}$  nas amostras de Bojuru e Mostardas.

O fechamento da saída do paleojacuí sul (Mostardas) ocorre com “soldamento” da Barreira III pelos sedimentos da Barreira IV e pelos próprios sedimentos pluviais (figura 4.27) em pouco mais de 7 kyr como determinado por Weschenfelder *et al.* (2008a).

Em Bojuru, o valor de  $\delta C^{13}$  apresenta-se bem mais positivo (figura 4.25), indicando uma forte influência marinha no fracionamento isotópico do carbono. Em 370 yr, suas amostras exibem apenas uma pequena alteração no valor de  $\delta C^{13}$ , passando de +0,6‰ (Bo19) para +0,5‰ (Bo12). Sendo sua saída para o mar muito mais direta do que a do paleojacuí sul, é compreensível que a negatização dos valores de  $\delta C^{13}$  para as amostras de Bojuru (saída do paleocamaquã) seja mais lenta e muito menos expressiva.



O fechamento da saída do paleocamaquã seguiu as mesmas condições do fechamento do paleojacuí sul. No gráfico da figura 4.26b, extrapolando-se os valores em direção a idades mais recentes, as duas linhas irão encontrar-se próximas aos 6 ka, idade estimada para o fechamento da saída do paleocamaquã.

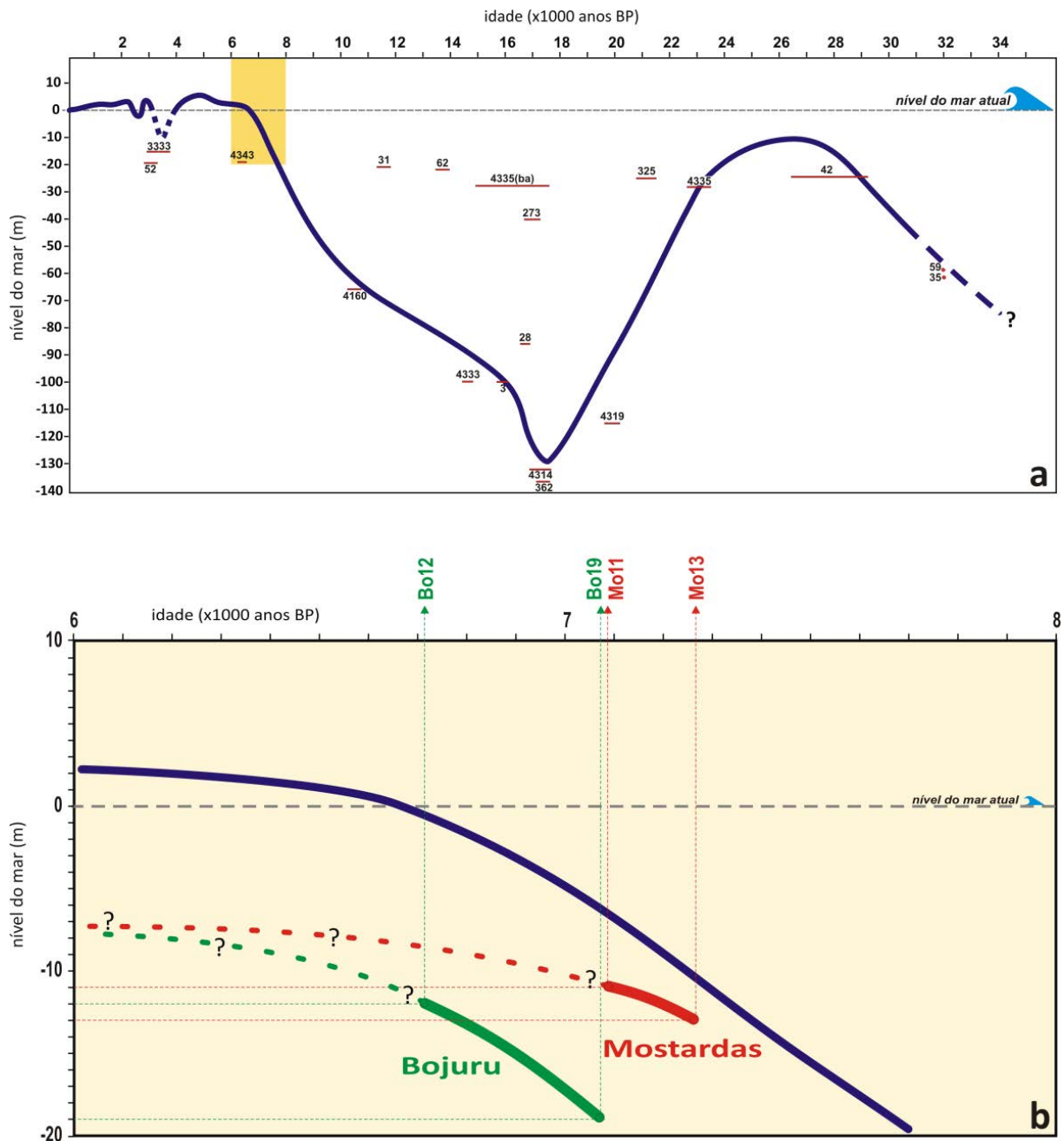


Figura 4.26. (a) Curva eustática do nível do mar para a plataforma do Rio Grande do Sul (Corrêa, 1990). (b) Detalhe (retângulo amarelo) mostrando o ajuste muito próximo das curvas geradas pelas amostras de Bojuru e Mostardas.

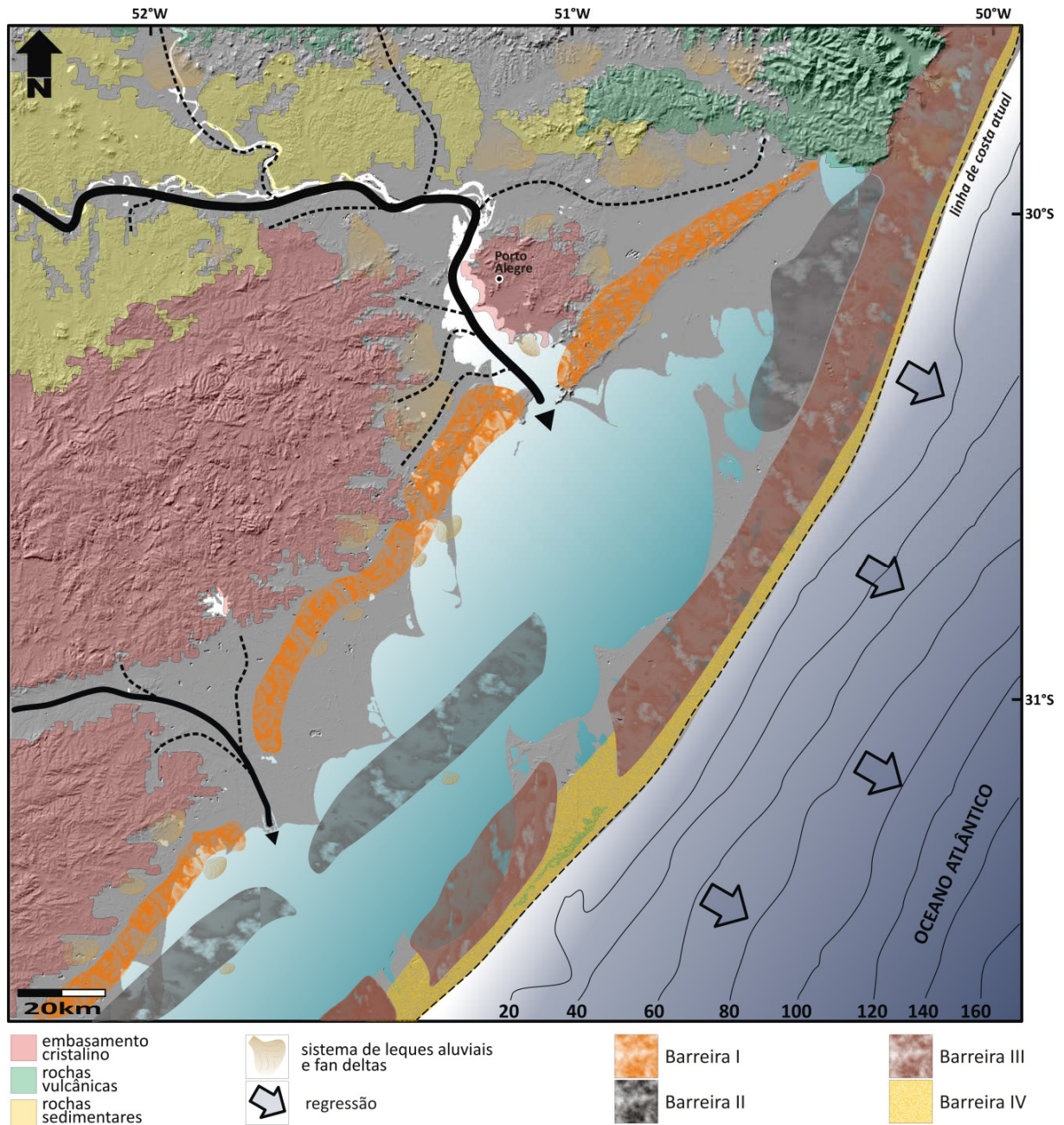


Figura 4.27. Última regressão marinha, iniciando o recuo das águas há cerca de 5 kyr ainda dentro do estágio 1 dos isótopos de oxigênio.

No momento em que ocorre uma transgressão, ela irá apresentar a mesma intensidade ao longo de toda a costa gaúcha em termos de nível do mar, assim, apenas as variáveis do aporte hídrico e sedimentar dos cursos d'água do paleojacuí e paleocamaquã devem ser consideradas para explicar estas diferenças. Para os valores de  $\delta C^{13}$ , as amostras de Mostardas mostram uma tendência transgressiva da mais profunda para a mais rasa, variando em 0,5‰ seu valor para um número mais positivo em 2 m de coluna sedimentar.

Para as amostras de Bojuru, esta mesma variação foi de 0,1‰ para um valor mais negativo em 7 m de sedimentos, mostrando assim uma leve tendência regressiva, o que não pode ser descartado pelas características oscilantes das transgressões marinhas. Tendências iguais foram encontradas para os valores de  $\delta O^{18}$  para amostras do mesmo local.

A figura 4.28 apresenta três campos distintos para as amostras de Palmares, Mostardas e Bojuru, quando são lançados os valores de  $\delta O^{18}$  e  $\delta C^{13}$ . As amostras de Palmares e Bojuru, embora tenham idades muito diferentes, exibem um comportamento isotópico semelhante, em ambos os campos ocorre uma diminuição dos valores de  $\delta C^{13}$  e de  $\delta O^{18}$  em relação a profundidade. Em Mostardas, ocorre o inverso, ou seja, um aumento nos valores de  $\delta C^{13}$  e  $\delta O^{18}$ . Com a saída de Palmares já fechada (paleojacuí norte), todo o volume de água drenada da bacia do antigo Jacuí passa a chegar em Mostardas, uma área maior de evaporação é formada, com a célula norte da Lagoa dos Patos sendo inundada pelas águas do paleojacuí, o que explica os valores mais negativos entre todas as amostras, ao passo que, o paleocamaquã ainda sofria uma influência marinha ligeiramente maior que a continental, por esta razão, a variação que ocorre no valor de  $\delta C^{13}$  nas amostras de Bojuru é muito pequena.

Com base no estudo da relação  $C^{13}/C^{12}$  das conchas, pode-se inferir que a intensidade da produtividade biológica durante o Holoceno e o Pleistoceno superior foi variável, e/ou que as conchas se desenvolveram em épocas diferentes.

A configuração e o comportamento do fracionamento isotópico tanto do carbono quanto do oxigênio nestas duas drenagens da costa gaúcha é um excelente exemplo da sensibilidade destes moluscos para a avaliação do paleoambiente em que viveram. A combinação dessas evidências pelos isótopos apoia o argumento de que as composições isotópicas dessas conchas são reflexos diretos do ambiente durante sua condição de crescimento.

O comportamento do oxigênio é um pouco mais complicado em virtude do maior número de variáveis que atuam no fracionamento isotópico deste elemento. No entanto, algumas considerações podem ser feitas a partir dos valores obtidos.

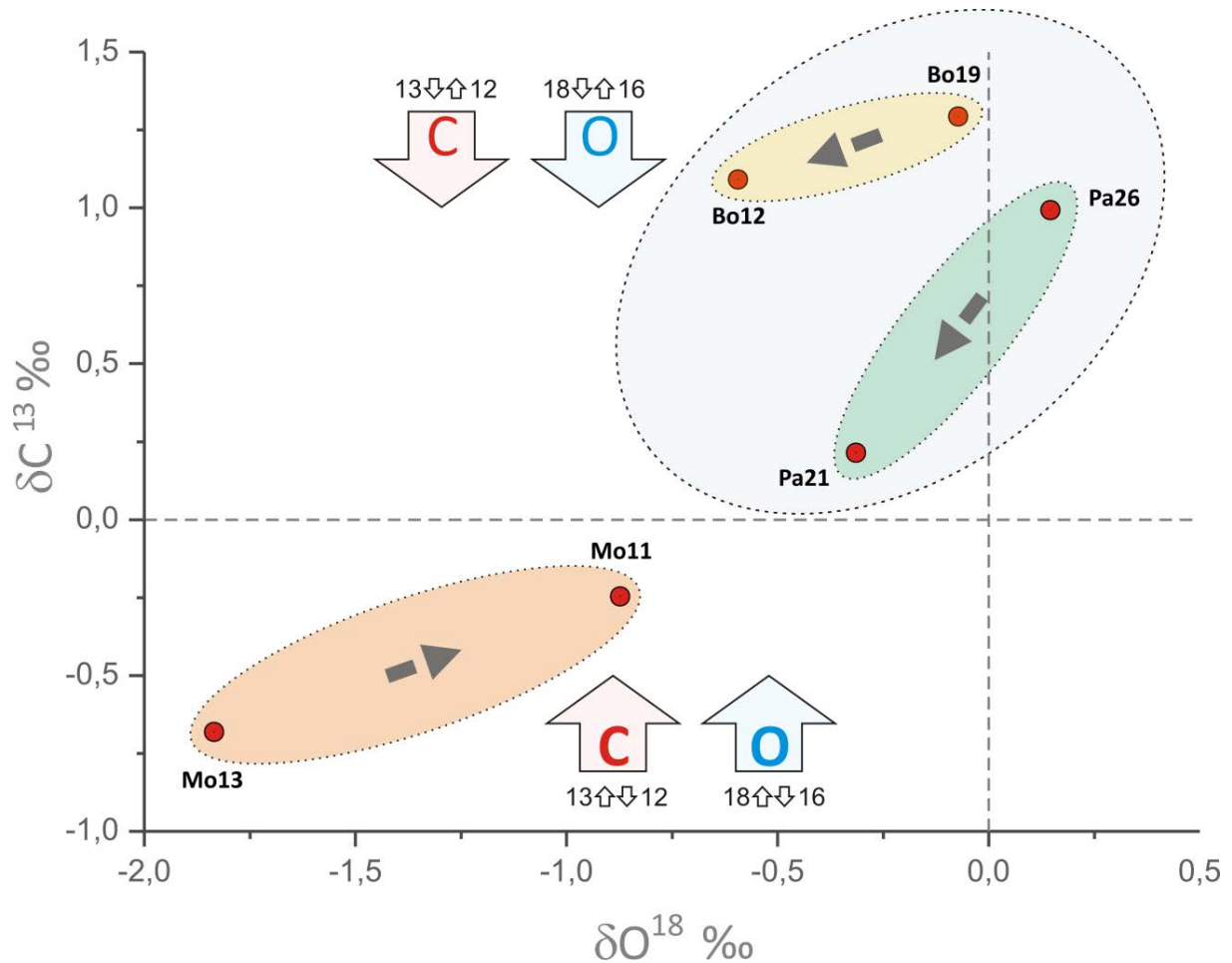


Figura 4.28. Gráfico  $\delta C^{13}$  vs  $\delta O^{18}$  mostrando as variações ocorridas em função do fracionamento isotópico do carbono e do oxigênio. As setas internas às elipses indicam o sentido da amostra mais profunda para a mais rasa, portanto também, o sentido do fracionamento isotópico dentro do sistema. Pa=Palmares, Mo=Mostardas e Bo=Bojuru.

As análises isotópicas indicaram que as amostras de Mostardas são as detentoras dos índices mais altos e negativos de  $\delta O^{18}$ . Dettmann *et al.* (2004) mostraram em seus estudos que este deslocamento para valores mais negativos deve-se ao crescimento do molusco em águas menos salinas na região do delta. Este estudo corrobora com a ideia de um volume de água muito maior do antigo Jacuí na região de Mostardas (paleojacuí sul) após o fechamento pelos depósitos sedimentares da Barreira III, quando da saída do Jacuí mais ao norte. Robertson (1991) sugere que o  $\delta O^{18}$  do rio, durante uma fase de máxima inundação, corresponde a água de recarga primária para as zonas mais distais da planície e pode apresentar valores muito negativos, o que também é plausível através da percolação de água por sedimentos pleistocênicos das Barreiras II e III.

O aumento gradual nos valores dos isótopos de oxigênio para as amostras de Mostardas (saída sul do paleojacuí) de  $\delta O^{18} = -1,835\text{‰}$  (mais profunda – Mo13) e  $\delta O^{18} = -0,873\text{‰}$  (mais rasa – Mo11) indica a presença de uma barreira física (momento da formação da Barreira IV/fechamento paleojacuí sul) bloqueando a percolação da água marinha para dentro da “futura” Lagoa dos Patos. Estas evidências também sugerem que a água salobra (lagoa) possui valores de  $\delta O^{18}$  consistentemente maiores que os da água do mar (Lloyd, 1960).

As águas marinhas regridem até o nível atual deixando para trás a Lagoa dos Patos (figura 4.29), agora já formada e tendo uma única saída para mar, ampla e bem mais ao sul, na altura de Rio Grande.

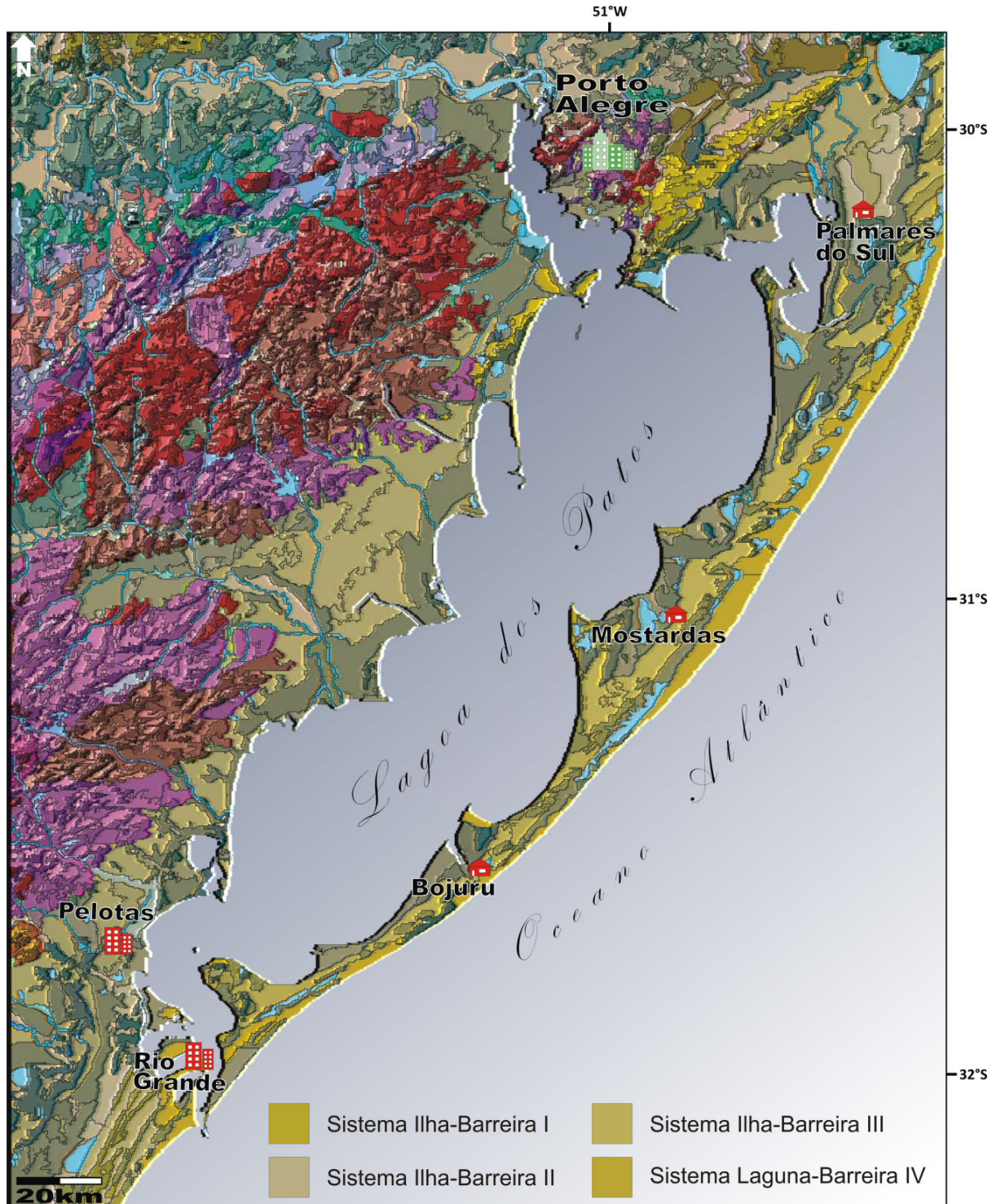


Figura 4.29. Configuração atual da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e o posicionamento dos sistemas de ilha-barreiras I, II e III e sistema laguna-barreira IV.



**CONCLUSÕES**

---





## 5. CONCLUSÕES

O conjunto de dados sísmicos, sedimentares e isotópicos permitiram o reconhecimento e elucidação de alguns aspectos evolutivos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul durante o período Quaternário.

Sistemas deposicionais fluviais, estuarinos e marinhos, pleistocênicos e holocênicos foram identificados no pacote sedimentar de subfundo na Lagoa dos Patos (célula norte), através da discriminação de limites de sequência (descontinuidades sismoestratigráficas de alta frequência), como pertencentes a um antigo e complexo sistema de ilha-barreira, dentro de um contexto de sequência estratigráfica.

Na região costeira do Rio Grande do Sul, os fenômenos regressivo-transgressivos configuraram sistemas clássicos de ilhas-barreira em condições de mar elevado, quando os leitos das paleodrenagens maiores comportavam-se como *inlets* e, em períodos de mar baixo como canais fluviais, dissecando os depósitos sedimentares formados em períodos transgressivos anteriores, no mínimo, durante o último meio milhão de anos.

As marcantes descontinuidades sísmicas, de caráter erosivo que delineiam as paleodrenagens formadas nos períodos regressivos, e os pacotes sedimentares, de preenchimento de canal, desenvolvidos em períodos transgressivos, estão relacionados aos isótopos de oxigênio, no mínimo, há 500 kyr.

A baixa declividade da planície costeira e plataforma continental do Rio Grande do Sul fez com que, com pequenas oscilações no nível do mar, a água atingisse muitos quilômetros sobre o continente, ficando o registro de antigas linhas de praia limitado a locais altos próximos.

O estudo e a integração de dados sísmicos, sondagem estratigráfica (amostragem) e análise isotópica permitiram a identificação de quatro sequências sismo-deposicionais (S1, S2, S3 e S4) no subfundo do setor norte da Lagoa dos Patos.

Os elementos arquiteturais sismodeposicionais identificados nos perfis sísmicos da célula norte da Lagoa dos Patos pertencem a antiga drenagem do rio Jacuí, quando este fluía direto para o mar na região de Palmares do Sul.

O começo do fechamento da saída para o mar do paleojacuí na região de Palmares do Sul, pelos sedimentos do sistema ilha-barreira III, teve início no período interglacial em 141 ka, correspondendo ao estágio seis da curva isotópica do oxigênio.

Após o fechamento da saída para o mar do paleojacuí na região de Palmares do Sul, depósitos sedimentares relacionados ao sistema ilha-barreira III, na célula norte da Lagoa dos Patos, mantiveram exposição subaérea por cerca de 100 kyr.

A saída para o mar do paleojacuí na região de Mostardas, formada durante a penúltima regressão em 120 ka, ficou ativa, por pelo menos, 100 kyr correspondente a praticamente todo o evento regressivo dos isótopos de oxigênio 3, 4 e 5.

O assoreamento dos canais dos vales ocorre, em parte, pelo próprio sedimento fluvial e, também, por sedimentação estuarina e marinha rasa, durante as incursões do mar sobre o continente em eventos transgressivos.

As drenagens do paleojacuí e paleocamaquã em períodos regressivos, sobretudo na margem oeste da Lagoa dos Patos, mantiveram-se praticamente inalteradas, pelo menos, nos últimos 500 ka, modificando-se apenas no final do Pleistoceno e no Holoceno, quando do alargamento da planície costeira.

As saídas para o mar do paleojacuí, na região de Mostardas, e do paleocamaquã, na região de Bojuru, foram seladas pelos sedimentos do sistema de ilha-barreira IV, sobretudo durante o período de mar alto do último grande evento transgressivo ao redor de 6 ka.

Os paleocanais deste estudo mostraram íntima conexão com outros estudos, como a especiação genética de roedores da costa gaúcha, a concentração anômala de sódio em locais onde foi identificada a presença de drenagens pretéritas preenchidas por sedimentos permeáveis pleistocênicos e holocênicos e, também, a presença atípica de

concentração de minerais detríticos, em um único sítio, que também coincide com um dos locais de descarga para o mar de antigas drenagens.

Os modelos evolutivos, vigentes e a serem propostos ou refinados, para os ambientes deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul devem considerar os elementos arquiteturais, sobretudo os paleovales e paleocanais, identificados, mapeados e caracterizados neste trabalho.



## **REFERÊNCIAS**

---



## REFERÊNCIAS

- Abreu, J.G.N. & Calliari, L.J. 2005. Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: Evidências de uma drenagem fluvial pretérita. **Revista Brasileira de Geofísica**, 23:23-132.
- Ainsworth, R.B. & Walker, R.G. 1994. Control of estuarine valley-fill deposition by fluctuations of relative sea-level, Cretaceous Bearpaw-Horseshoe Canyon Transition, Drumheller, Alberta, Canada. In: **Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences** (Dalrymple, R.W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A. eds.), SEPM, Special Publication, 51:159–173.
- Aliotta, S. & Lizasoain, G.O. 1998. Facies sísmicas someras (3,5 kHz) em el sector interno Del estuario de Bahía Blanca, Argentina. In: CONGRESO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 10., Buenos Aires. **Actas...**, Buenos Aires, 2:55-60.
- Aliotta, S. & Lizasoain, G.O. 2004. Los tipos de fondo del estuário de Bahía Blanca y su caracterización geológica por métodos sismoacústicos. In: Piccolo, M.C. & Hoffmeyer, M.S. (eds.) **Ecosistema Del Estuario de Bahía Blanca**. 235 p.
- Aliotta, S., Lizasoain, G. & Ginsberg, S. 2002. Hallazgo de acumulaciones de gas con sismica de alta resolucion en sedimentos del estuario de Bahía Blanca, Argentina. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 15., 2002. **Actas...**, cd-rom. Article, nº 146(2):315-318.
- Aliotta, S., Lizasoain, G. & Ginsberg, S. 2004. Dinámica sedimentaria y evolución morfológica de un profundo canal Del estuário de Bahía Blanca. **Revista de La Asociación Geológica Argentina**, 59(1):14-28.
- Anderson, J.B. & Rodriguez, A.B. 2008. Response of Upper Gulf Coast Estuaries to Holocene climate change and sea level rise. **Geological Society of America**, Special Paper, 443:146.
- Ardies, G.W., Dalrymple, R.W. & Zaitlin, B.A. 2002. Controls on the geometry of incised valleys in the Basal Quartz Unit (Lower Cretaceous), Western Canada Sedimentary Basin. **Journal Sedimentary Research**, 72:602–618.
- Artusi, L. & Garcia de Figueiredo Jr., A. 2007. Sismoestratigrafia rasa da plataforma continental de Cabo Frio-Araruama-RJ. **Revista Brasileira de Geofísica**, 25(1):7-16.
- Aubry, M.P., Van Couvering, J.A., Christie-Blick, N., Landing, E., Pratt, B.R., Owen, D.E. & Ferrusquía-Villafranca, I. 2009. Terminology of geological time: Establishment of a community standard. **Stratigraphy**, 6(2):100-105.
- Ayup-Zouain, R.N., Fachel, J.M.G., Corrêa, I.C.S., Toldo Jr., E.E., Wolff, I.M. Weschenfelder, J. & Oliveira, F.M. 1994. Classificação dos sedimentos superficiais de fundo do Rio de La Plata e plataforma continental adjacente através da análise de agrupamento. **Pesquisas**, 21(1):17-33.



- Ayup-Zouain, R.N., Neto, C.R., Strey, A.N., Rosa, A.N., Muller, R., Siedler, A. & Barcos, H. 1995. **Elaboração das cartas de batimetria e faciologia da plataforma continental interna e laguna dos Patos**. Relatório Técnico – FEPAM, 101 p.
- Baitelli, R., Corrêa, I.C.S., Weschenfelder, J. & Vasconcellos, V.E.B. 2006. **Levantamento Sísmico na Lagoa dos Patos. Relatório de Campo**. Inédito.
- Baitelli, R., Toldo Jr., E.E., Martins, L.R.S., Weschenfelder, J. & Ayup-Zouain, R.N. 2007. Sistema Lagunar: Síntese dos conhecimentos sobre a Lagoa dos Patos. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Org.). **50 Anos de Geologia** - Instituto de Geociências. Porto Alegre, 1:317-325.
- Baptista Neto, J.A., Silva, M.A.M. & Figueiredo Jr., A.G. 1996. Sísmica de alta frequência e o padrão de distribuição de sedimentos na enseada de Jurujuba (Baía de Guanabara) – RJ, Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, 14(1):51-57.
- Barros, C.E., Nardi, L.V.S., Dillenburg, S.R., Baitelli, R. & Dehnhardt, B.A. 2008. Distribuição e origem dos minerais detríticos pesados das areias praias holocênicas do litoral norte do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, 38:319-335.
- Belknap, D.F. & Kraft, J.C. 1981. Preservation potential of transgressive coastal lithosomes on the U.S. Atlantic shelf. **Marine Geology**, 42:429–442.
- Belknap, D.F., Kraft, J.C. & Dunn, R. 1994. Transgressive valley fill lithosomes: Delaware and Maine. In: **Incised Valley Fill Systems: Origin and Sedimentary Sequences** (Dalrymple, R.W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A. eds.), SEPM, Special Publication, 51: 341–354.
- Blum, M.D. 1994. Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a Late Quaternary Example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. In: **Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications** (Weimer, P. & Posamentier, H.W. eds.), AAPG, Memoir, 58:259–283.
- Blum, M.D. & Törnqvist, T.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. **Sedimentology**, 47:2–48.
- Bortolin, E.C. 2011. **Análise sísmo-estratigráfica no estudo evolutivo de paleocanais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul**. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, IGEO/UFRGS, Porto Alegre, RS, 51p.
- Bortolin, E.C. & Weschenfelder, J. 2009. Análise sísmica e estratigráfica preliminar em perfis sísmicos do interior do Rio Guaíba. In: XXI Salão de Iniciação Científica UFRGS, 2009, Porto Alegre. **Anais do XXI Salão de Iniciação Científica**, UFRGS. Porto Alegre, 1:1.
- Bortolin, E.C. & Weschenfelder, J. 2010. Integração de dados sísmicos, estratigráficos e sedimentológicos no estudo da evolução geológica e paleogeográfica da Lagoa dos Patos, RS. In: XXII Salão de Iniciação Científica, UFRGS, 2010, Porto Alegre. **Anais do XXII Salão de Iniciação Científica**, UFRGS. Porto Alegre, 1:1.

- Bortolin, E.C. & Weschenfelder, J. 2011. Correlação entre perfis sísmico e litológico no estudo evolutivo da Lagoa dos Patos, RS. In: **XXIII Salão de Iniciação Científica**, UFRGS, 2011, Porto Alegre. <http://www.propesq.ufrgs.br/sic/>.
- Bruhn, C.H.L. & Walker, R.G. 1995. High-resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos basin, offshore Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, B65(4):426-442.
- Busch, C., Antinuchi, C.D., del Valle, J.C., Kittlein, M.J., Malizia, A.I., Vassallo, A.I. & Zenuto, R.R. 2000. Population ecology of subterranean rodents. In: Lacey, E.A., Patton, J.L. & Cameron, G.N. (eds.) **Life Underground: the Biology of Subterranean Rodents**. The University of Chicago Press: Chicago, 183-226.
- Calliari, L., Cunha, R.P. & Antiquiera, J.A.F. 2010. Geomorfologia e dinâmica sedimentar. In: **O estuário da Lagoa dos Patos: um século de transformações** (Seeliger, U. & Odebrecht, C. eds.), FURG, 179p.
- Calliari, L.J. & Klein, A.H.F. 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas**, 20(1):48-56.
- Cantolla, A.U. 2003. **Historia del Clima de la Tierra**. 1ª edición, 2003, Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 306p. ISBN: 84-457-2079-1
- Carmona, F.C., Anghinoni, I. & Weber, E.J. 2011. **Salinidade da água e do solo e seus efeitos sobre o arroz irrigado no Rio Grande do Sul**. Boletim Técnico nº 10, Cachoeirinha, IRGA, 54p.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. & Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. **Tectonophysics**, 213:97-138.
- Charette, M.A. & Sholkovitz, E.R. 2006. Trace element cycling in a subterranean estuary: part 2. Geochemistry of the pore water. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, 70:811-826.
- Clifton, H.E. 1994. Preservation of transgressive and highstand late Pleistocene valley-fill/estuary deposits, Willapa Bay, Washington. In: **Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences** (Dalrymple, R.W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A. eds.), SEPM, Special Publication, 51:322-333.
- Closs, D. & Forti, I.R.S. 1971. Quaternary Mollusks from the Santa Vitória do Palmar county. Iheringia, **Geologia**, 4:19-58.
- CPRM—Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2008. **Mapa Geológico do Rio Grande do Sul**. Escala 1:750.000. Superintendência Regional de Porto Alegre do Serviço Geológico do Brasil. Mídia no formato Compact Disc.
- Conceição, J.C.J., Zalán, P.V. & Wolff, S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rift sul-atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 2(2/4):255-265.

- Corrêa, I.C.S., 1987. Sedimentos superficiais da plataforma e talude continental do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, 19:95-104.
- Corrêa, I.C.S., 1996. Processus dynamiques dans la distribution des sédiments de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul (Brésil). **Geodinamica Acta**, 9(4):161-169.
- Corrêa, I.C.S., Aliotta, S. & Weschenfelder, J. 2003. Evidências de estruturas de barreira no canal de acesso à Laguna dos Patos. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9., 2003. Recife-PE. **Boletim de Resumos Expandidos...**, cd-rom, 3 p.
- Corrêa, I.C.S., Aliotta, S. & Weschenfelder, J. 2005. Estruturas e evolução dos cordões arenosos pleistocênicos no canal de acesso à Laguna dos Patos – RS. **Pesquisas em Geociências**, 31(2):69-78.
- Corrêa, I.C.S., Toldo Jr., E.E., Weschenfelder, J., Baitelli, R., Ayup-Zouain, R.N., Dehnhardt, B.A. & Martins, L.R.S. 2007. Plataforma e Talude Continental do Rio Grande do Sul: Síntese dos Conhecimentos. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Org.). **50 Anos de Geologia** - Instituto de Geociências. Porto Alegre, 1:341-353.138
- Costa, E.A. & Figueiredo, A.G. 1998. Echo-character and sedimentary processes on the Amazon Continental Shelf. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 70(2):187-200.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., Gonzalez, J.A. & Flores, J.A. 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). **Marine Geology**, 162:381–404.
- Dalrymple, R.W. 2006. Incised valleys in space and time: an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling. In: **Incised Valleys in Space and Time** (Dalrymple, R.W., Leckie, D.A. & Tillman, R.W. eds.), SEPM, Special Publication, 85:5–12.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. & Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentology and Petrology**, 62:1130–1146.
- Damuth, J.E. 1975. Echo character of the western Equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. **Marine Geology**, 18:17-45.
- Damuth, J.E. 1980. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep sea: a review. **Marine Geology**, 38:51-75.
- Damuth, J.E. & Hayes, D.E. 1977. Echo character of the East Brazilian Continental Margin and its relationship to sedimentary processes. **Marine Geology**, 24:73-95.
- Dettman, D.L., Flessa, K.W., Roopnarine, P.D., Schöne, B.R. & Goodwin, D.H. 2004. The use of oxygen isotope variation in shells of estuarine mollusks as a quantitative record of seasonal and annual Colorado River discharge. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 68(6):1253–1263. doi:10.1016/j.gca.2003.09.008.

- Dillenburg, S.R. 1988. **Contribuição à Evolução Paleogeográfica Quaternária da plataforma continental do Rio Grande do Sul**. 77p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Dillenburg, S.R., Hesp, P.A., Tomazelli, L.J., Barboza, E.G., Clerot, L.C.P. & Ayup-Zouain, R.N. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Org.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 107:53-91.
- Dillenburg, S.R., Roy, P.S., Cowell, P.J. & Tomazelli, L.J. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by shoreface translation- barrier model (STM). **Journal of Coastal Research**, Falmouth, 16:71-81.
- Dillenburg, S.R. & Toldo Jr., E.E. 1990. Efeitos induzidos por ondas na embocadura da Lagoa dos Patos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, RN. **Anais...** Natal, RN, SBG., 2:690-699.
- Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Martins, L.R. & Barboza, E.G. 2005. Modificações de longo período da linha de costa das barreiras costeiras do Rio Grande do Sul. **Gravel**, Porto Alegre, 3:9-14.
- Ethridge, F.G., Germanoski, D., Schumm, S.A. & Wood, L.J. 2005. The morphological and stratigraphical effects of base level change: a review of experimental studies. In: **Fluvial Sedimentology VII** (Blum, M.D., Marriott, S.B. & Leclair, S.F. eds.), Special Publication International Association, Sedimentology, 35:213–241.
- Figueiredo, A.G., Nittrouer, C.A. & Costa, E.A. 1996. Gas-charged sediments in the Amazon Submarine Delta. **Geo-Marine Letters**, 16:31-35.
- Folk, R.L. & Ward, C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 27(1):3-26.
- Fontana, R.L. 1990a. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da plataforma de Florianópolis. In: Raja Bagaglia, G.P. & Milani, E.J. (eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, Brasil – Petrobras, p. 377-400.
- Fontana, R.L. 1990b. Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone de Rio Grande, Bacia de Pelotas – Brasil. **Acta Geológica Leopoldensia**, 13(30):161-170.
- Fontana, R.L. 1996. **Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis**. Porto Alegre. 364 p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Fornel, R., Cordeiro-Estrela, P. & Freitas, T.R.O. 2010. Skull Shape and Size Variation in *Ctenomys minutus* (Rodentia: Ctenomyidae) in Geographical, chromosomal polymorphism, and environmental contexts. **Biological Journal of the Linnean Society**, 101:705-720.
- Forti-Esteves, 1986. Moluscos Quaternários provenientes de sondagem efetuada em Albatroz, RS. **Acta Geológica Leopoldensia**, 23:57-64.

- Foyle, A.M. & Oertel, G.F. 1997. Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a Quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA. **Marine Geology**, 137:227–249.
- García-Gil, S., García-García, A., Durán, R. & Vilas, F. 2000. Estratigrafía Sísmica de Alta Resolución em lãs Rías Baixas: Pontevedra y Vigo (NO España). **Journal of Iberian Geology**, 26:217-231.
- García-Gil, S., García-García, A. & Vilas, F. 1999. Identificación sísmico-acústica de las diferentes formas de aparición de gás em La ria de Vigo (NO de España). **Revista de La Sociedad Geológica de España**, 12(2):301-307.
- Giagante, D.A. 2009. **Sismoestratigrafia marina Del sector costero entre Bahía Blanca y Punta Alta, província de Buenos Aires**. Bahía Blanca, Argentina, 156p. Tese (Doutorado em Geologia), Universidad Nacional del Sur.
- Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C. & The Subcommittee on Quaternary Stratigraphy. 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. **Journal of Quaternary Science**, 25(2): 96–102.
- Gibling, M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. **Journal of Sedimentology Research**, 76:731–770.
- Goddard, E.N., Trask, P.D., De Ford, R.K., Rove, O.N., Singewald, J.T. & Overbeck, R.M. 1980. GSA rock color chart: St. Louis, **Mo. Munsell Corp.**, 16p.
- Gonçalves, A., Oliveira, M.A.M. & Mora, S.O. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. **Boletim Técnico da Petrobras**, 22(3):157-174.
- Gruber, N.L.S., 2002. **A antepraia da região de Tramandaí-RS**. Porto Alegre, 210p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Hartmann, C., Sano, E.E., Paz, R.S. & Moller Jr., O. 1986. Avaliação de um período de cheia (junho de 1984) na região sul da Laguna dos Patos, através de dados de sensoriamento remoto, meteorológicos e oceanográficos. In: SIMPÓSIO LATINO AMERICANO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 4., Gramado, RS. **Anais...** Gramado, RS, 1:685-694.
- Head, M.J., Weijian Zhou & Mingfu Zhou, 1989. Evaluation of <sup>14</sup>C ages of organic fractions of paleosols from loess-paleosol sequences near Xian, China. **Radiocarbon**, 31(3):680-696.
- Heap, A.D. & Nichol, S.L. 1997. The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised valley succession: Weiti River estuary, New Zealand. **Marine Geology**, 144:229–252.
- Helland-Hansen, W. & Martinsen, O.J. 1996. Shoreline Trajectories and Sequences: description of Variable Depositional-Dip Scenarios. **Journal of Coastal Research**, 66:670–688.
- Herczeg, A.L. 1988. Early diagenesis of organic matter in lake sediments: a stable carbon isotope study of pore waters. **Chemical Geology**, 72:199-209.

- Hewitt, G.M. 2000. The genetic legacy of the Quaternary ice ages. **Nature**, 405:907–913.
- Holden, N.E., Bonardi, M.L., De Biève, P., Renne, P.R. & Villa, I.M. 2011. IUPAC-IUGS common definition and convention on the use of the year as a derived unit of time (IUPAC recommendations 2011). **Pure and applied Chemistry**, 83(5):1159-1162. doi:10.1351/PAC-REC-09-01-22.
- Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: **Sea-Level Changes: An Integrated Approach** (Wilgus, C.K., Ross, C.A. & Posamentier, H. eds.), SEPM, Special Publication, 42:47–69.
- Jones, E.J.M. 1999. **Marine Geophysics**. Wiley & Sons (eds)., 466p.
- Jost, H. 1971. **O Quaternário da Região Norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre, 80p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Karisiddaiah, S.M., Veerayya, M. & Vora, K.H. 2002. Seismic and sequence stratigraphy of the central western continental margin of India: late-Quaternary evolution. **Marine Geology**, 192:335-353.
- Keith, M.L., Anderson, G.M. & Eichler, R. 1964. Carbon and oxygen isotope composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 28:1757-86.
- Knoppers, B., Ekau, W. & Figueiredo, A.G. 1999. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. **Geo-Marine Letters**, 19:171-178.
- Kotzian, S.B. & Eilert, V.P. 1985. Ostracodes Mio-pleistocênicos da perfuração Chuy n. 364 (Bacia de Pelotas), Uruguai. **Acta Geológica Leopoldensia**, 20:81-94.
- Kowsmann, R., Leyden, R. & Francisconi, O. 1977. Marine Seismic Investigations, Southern Brazil Margin. **AAPG Bulletin**, 61(4):546-557.
- Lee, S.H., Chough, S.K., Back, G.G. & Kim, Y.B. 2002. Chirp (2-7 kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: styles of mass movement and sediment gravity flow. **Marine Geology**, 184(3):227-247.
- Leinz, V. 1948. A fossa do Camaquã no Passo do Mendonça, R.G.S. **Mineração e Metalurgia**, 13(73):21-22.
- Lessa, E.P. & Cook, J.A. 1998. The Molecular Phylogenetics of Tuco-Tucos (genus *Ctenomys*, Rodentia: Octodontidae) Suggests an Early Burst of Speciation. **Molecular Phylogenetics and Evolution**, 9:88-99.
- Lloyd, R.M. 1960. The shell chemistry of some recent and pleistocene mollusks and its environment significance. Thesis. **California Institute of Technology**, Pasadena, CA. 193p.

- Lopes, C.M. 2011. **História evolutiva de *Ctenomys minutus* e *Ctenomys lami* na planície costeira do sul do Brasil**. Porto Alegre, 172p. Tese (Doutorado em Biociências), Pós-Graduação em Genética e Biologia Molecular, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lopes-Pitoni, V.L. 1993. **Moluscos cenozóicos de subsuperfície em Imaruí, Santa Catarina, Brasil: paleoecologia, transgressões e regressões**. Porto Alegre, 269p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Losos, J.B. & Glor, R.E. 2003. Phylogenetic comparative methods and the geography of speciation. **Trends Ecology Evolution**, 18:220-227.
- Madeira-Falcetta, M., Thiesen, Z.V., Kotzian, S.B. & Godolphim, M.F. 1980. Interpretação de dois testemunhos de sondagem (PDS-3 e ALB) na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, 13:91-107.
- Mangerud, J. 1972. Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. **Boreas**, 1:143-172.
- Martins I.R., Villwock, J.A., Martins, L.R. & Benvenuti, C.E. 1989. The Lagoa dos Patos Estuarine Ecosystem. **Pesquisas**, 22:5-44.
- Martins, L.R.S., Ponzi, V.R. & Corrêa, I.C.S. 1978. Processamento Geológico de Amostras - Projeto DHN/CECO. **Notas Técnicas**, 1:1-103.
- Martins, L.R.S., Toldo Jr., E.E. & Almeida, L.E.S.B. 1988. Testemunhador Vibrador. **Pesquisas**, 21:5-10.
- Martins, L.R.S., Villwock, J.A. & Martins, I.R. 1972. Estudo Preliminar Sobre a Distribuição Faciológica da Plataforma Continental Brasileira. **Pesquisas**, 1:51-56.
- Mattheus, C.R. & Rodriguez, A.B. 2011. Controls on late Quaternary incised-valley dimension along passive margins evaluated using empirical data. **Sedimentology**, 58:1113-1137.
- Mattheus, C.R., Rodriguez, A.B., Greene Jr., D.I., Simms, A.R. & Anderson, J.B. 2007. Controls of upstream variables on incised-valley dimension. **Journal of Sedimentary Research**, 77:213-224.
- McKenzie, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, 40:25-32.
- Medeanic, S. & Dillenburg, S.R. 2001. The early Holocene paleoenvironment history of the Tramandaí Lagoon (RS-Brazil). REQUI/I CQPLI, 5, Lisboa, 2001. Actas... Lisboa, 402-405.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R. & Mount, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, 85(11):1903-1924.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. & Sangree, J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (ed.) Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. **AAPG Memoir**, Tulsa, 26:117-133.

- Mohriak, W.U., Bassetto, M. & Vieira, I.S. 1998. Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. **Tectonophysics**, 288(1-4):199-220.
- Niencheski, L.F.H. & Windom, H.L. 1994. Nutrient Flux and Budget in Patos Lagoon Estuary. The Science of the Total Environment, **Elsevier Science B.V.**, 149:53-60.
- Niencheski, L.F.H., Windom, H.L., Moore, W.S. & Jahnke, R.A. 2007. Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a coastal lagoon barrier, Southern Brazil. **Marine Chemistry**, Elsevier Science B.V., 106:546-561.
- Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin Jr., J.A. & Sommerfield, C.K. 2005. Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions. **Marine Geology**, 214:339-364.
- Ojeda, H.A.O. 1982. Structure, stratigraphy and evolution of the Brazilian marginal basin. **AAPG Bulletin**, 66(6):732-749.
- Ortiz, J.D.R. 1995. **O preenchimento sedimentar do vale inciso do Rio Camaquã, Quaternário da Província Costeira do RS**. Porto Alegre, 182p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Pereira, C.M. 2005. **Reconhecimento e mapeamento de fácies sísmicas nos pontais arenosos da Lagoa dos Patos, RS**. Porto Alegre, 54p. Trabalho de Conclusão, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Pereira, C.M., Weschenfelder, J. & Corrêa, I.C.S. 2009. Reconhecimento e mapeamento de fácies sísmicas nos pontais arenosos da Lagoa dos Patos, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências** (online), 36:23-35.
- Ponte, F.C. & Asmus, H.E. 1978. Geological framework of the Brazilian continental margin. **Geologische Rundschau**, 67:201-235.
- Posamentier, H.W. 2001. Low stand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. **AAPG Bulletin**, 85:1771-1793.
- Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM, **Concepts Sedimentology and Paleontology**, 7:216.
- Quaresma, V.S., Dias, G.T.M. & Baptista Neto, J.A. 2000. Caracterização da ocorrência de padrões de sonar de varredura lateral e sísmica de alta frequência (3,5 e 7,0 kHz) na porção sul da Baía de Guanabara – RJ. **Revista Brasileira de Geofísica**, 18(2):201-214.
- Reading, H.G. 2000. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Publishing Company, **Blackwell Science**, Malden, 688 pp.
- Reig, O.A., Busch, C., Ortells, M.O. & Contreras, J.R. 1990. An overview of evolution, systematic, population biology and molecular biology in *Ctenomys*. In: Nevo, E. & Reig, O.A. (eds) **Biology of subterranean mammals at the organismal and molecular levels**. Allan Liss, New York, pp. 71-96.



- Rios, E.C. 1985. **Seashells of Brazil**. Rio Grande: Fundação Cidade de Rio Grande/FURG/Museu Oceanográfico. 328p.
- Robertson, F.N. 1991. Geochemistry of Ground Water in Alluvial Basins of Arizona and adjacent parts of Nevada, New Mexico and California, **USGS Professional** paper 1406-C.
- Rodrigues, M.A.C. 1981. **Interpretação paleoambiental da sequência Pós-Evaporítica da porção sul da Bacia do Espírito Santo - ES - Brasil**. Porto Alegre, 212p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rodriguez, A.B., Anderson, J.B. & Simms, A.R. 2005. Terrace inundation as an autocyclic mechanism for parasequence formation: Galveston Estuary, Texas, USA. **Journal of Sedimentology Research**, 75:606-618.
- Schumm, S.A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, 101:279–294.
- Schumm, S.A. & Brackenridge, S.A. 1987. River response. In: North America and Adjacent Oceans during the Last Deglaciation (Ruddiman, W.F. & Wright Jr., H.E. eds.), **The Geology of North America**, K-3: 221–240.
- Schumm, S.A. & Ethridge, F.G. 1994. Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. In: **Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences** (Dalrymple, R.W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A. eds.), SEPM, Special Publication, 51:10–27.
- Shepard, F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, 24:151-158.
- Silva da, J.L.B. 2009. **Identificação do Sistema de Paleodrenagem na Margem Continental sul brasileira adjacente à Lagoa Mirim no Terciário Superior por sismica de reflexão**. Porto Alegre, 215p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Slatkin, M. 1987. Gene Flow and the Geographic Structure of Natural Populations. **Science**, 236:787-792.
- Steinberg, E.K. & Patton, J.M. 2000. Genetic structure of subterranean rodents. In: Lacey, E.A., Patton, J.L. & Cameron, G.N. (eds) **Life underground - The biology of subterranean rodents**. The University of Chicago Press, Chicago, 301–331.
- Suguio, K., 1999. Recent progress in Quaternary geology of Brazil. **Episodes**, 22(3):217-220.
- Talling, P.J. 1998. How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge? **Geology**, 26:87–90.
- Taylor, R.E. 1987. Radiocarbon Dating: An archaeological perspective. **Academic Press**, Orlando, USA, 212p.

- Thomas, M.A. & Anderson, J.B. 1994. Sea-level controls on the facies architecture of the Trinity/Sabine incised-valley system, Texas continental shelf. In: **Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences** (Dalrymple, R.W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A. eds.), SEPM, Special Publication, 51:63–82.
- Toldo Jr., E.E. 1989. Variações Relativas do Nível do mar na Lagoa dos Patos durante o Holoceno. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2., Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** Rio de Janeiro, RJ, ABEQUA. p. 59.
- Toldo Jr., E.E. 1994. **Sedimentação, predição do padrão de ondas e dinâmica sedimentar da ante praia e zona de surfe do sistema lagunar da Lagoa dos Patos**. Porto Alegre, 143p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Toldo Jr., E.E., Almeida, L.E.S.B., Corrêa, I.C.S., Ferreira, E.R. & Gruber, N.L.S. 2006a. Wave prediction along Lagoa dos Patos coastline, southern Brazil. **Atlântica**, 28(2):87-95.
- Toldo Jr., E.E. & Dillenburg, S.R. 2000. Swash Bar Migration at the Inlet of the Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI37:489-492.
- Toldo Jr., E.E., Dillenburg, S.R., Corrêa, I.C.S. & Almeida, L.E.S.B. 2000. Holocene sedimentation in Lagoa dos Patos lagoon, Rio Grande do Sul. **Journal of Coastal Research**, 16(3):816-822.
- Toldo Jr., E.E., Dillenburg, S.R., Corrêa, I.C.S., Almeida, L.E.S.B., Weschenfelder, J. & Gruber, N.L.S. 2006b. Sedimentação de Longo e Curto Período na Lagoa dos Patos. **Pesquisas em Geociências**, 33(2):79-86.
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R. & Villwock, J.A. 2000. Late Quaternary Geological History of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 30(3):470-472.
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R., Villwock, J.A., Barboza, E.G., Bachi, F.A., Dehnhardt, B.A. & Rosa, M.L.C.C. 2007. Sistemas Depositionais e Evolução Geológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul: uma Síntese. In: Iannuzzi, R., Frantz, J.C. (Org.). **50 Anos de Geologia** - Instituto de Geociências. Porto Alegre, 1:327-339
- Törnqvist, T.E., Wortman, S.R., Mateo, Z.R., Milne, G.A. & Swenson, J.B. 2006. Did the last sea level lowstand lead to cross-shelf valley formation and source-to-sink sediment flux? **Journal of Geophysical Research**, 111, F04002; doi: 10.1029/2005JF000425.
- Travessas, F.A. **Estratigrafia e evolução no Holoceno Superior da barreira costeira entre Tramandaí e Cidreira (RS)**. 2003. 38f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Van der Plicht, J. & Hoog, A. 2006. A note on reposting radiocarbon. **Quaternary Geochronology**, 1(4):237-240.

- Van Heijst, M.W.I.M. & Postma, G. 2001. Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach. **Basin Research**, 13:269–292.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. **American Association of Petroleum Geologists, Method to Petroleum Exploration Serie**, 7:55.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: **Sea-level Changes: An Integrated Approach** (Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. eds.), SEPM, Special Publication, 42:39–45.
- Vasconcellos de, V.E.B. 2009. **Mapeamento e caracterização das acumulações de gás raso na Lagoa dos Patos, sul do Brasil, RS**. Porto Alegre, 111p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vasconcellos, V.E.B., Weschenfelder, J., Baitelli, R. & Corrêa, I.C.S. 2008. Mapeamento e caracterização de acumulações de gás raso presentes na Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul-Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008. Curitiba- PR., 1:1.
- Vasconcellos, V.E.B., Weschenfelder, J. & Pereira, C.M. 2006. Acumulações de gás raso no substrato da Lagoa dos Patos revelados por sísmica de alta resolução: caracterização, mapeamento e fatores condicionantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006. Aracaju-SE. **Anais...**, p. 1.
- Vettenheimer-Mendes, I.L. 1993. **Malacofauna, paleoecologia e biofácies de sedimentos holocênicos da Planície Costeira e Imbituba e Imaruí, Santa Catarina, Brasil**. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 309p.
- Villwock, J.A. 1972. **Contribuição à geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul-Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 123 p.
- Villwock, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: A Synthesis. **Pesquisas**, 16:5-49.
- Villwock, J.A., Dehnhardt, E.A., Loss, E.L., Soliani Jr., E., Tomazelli, L.J., Godolphim, M.F., Koppe, J.C., Horn F<sup>o</sup>, N.O., Bachi, F.A. & Dehnhardt, B.A. 1984. **Atlas geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. CECO, Instituto de Geociências, UFRGS. Pranchas.
- Villwock, J.A., Lessa, G.C., Suguio, K., Ângulo, R.J. & Dillenburg, S.R. 2005. Geologia e Geomorfologia de regiões Costeiras. In: Souza, C.R.G., Suguio, K., Oliveira, A.M.S. & Oliveira, P.E. (eds). **Quaternário do Brasil**. Holos, São Paulo. p. 94-113.

- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1989. Sea-level changes and Holocene evolution in the Rio Grande do Sul coastal plain, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY: PAST-PRESENT-FUTURE, 1989, 1:192-196.
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8:1-45.
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1998. Holocene coastal evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. In: Rabassa, J. & Salemme, M. (eds.) **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam: A.A. Balkema, 11:283-296.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J., Loss, E.L., Dehnhardt, E.A., Horn, N.O., Bachi, F.A. & Dehnhardt, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa, J. (ed.). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam: A.A. Balkema, 4:79-97.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30.
- Weschenfelder, J. 2005. **Processos sedimentares e variação do nível do mar na região costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 130p.
- Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S. & Aliotta, S. 2005. Elementos arquiteturais do substrato da Lagoa dos Patos revelados por sísmica de alta resolução. **Pesquisas em Geociências**, 32(2):57-67.
- Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Aliotta, S. & Baitelli, R. 2010a. Paleochannels related to late Quaternary sea-level changes in Southern Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography** (Impresso), 58:35-44.
- Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Aliotta, S., Pereira, C.M. & Vasconcellos, V.E.B. 2006. Shallow gas accumulation in sediments of the Patos Lagoon, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 78(3):607-614.
- Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Ayup-Zouain, R.N., Aliotta, S., Pereira, C.M. & Vasconcellos, V.E.B. 2005. Gas accumulations Revealed by high-resolution seismic in the Patos Lagoon, Southern Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GAS IN MARINE SEDIMENTS, 8., Vigo, Spain, 2005. **Cd-rom**.
- Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Toldo Jr., E.E. & Baitelli, R. 2010b. A drenagem pretérita do rio Camaquã na costa do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, 37(1):13-23.
- Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Toldo JR., E.E. & Baitelli, R. 2008a. Paleocanais como indicativo de eventos regressivos quaternários no nível do mar no sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, 3(26):367-375.
- Weschenfelder, J., Medeanic, S., Corrêa, I.C.S. & Aliotta, S. 2008b. Holocene Paleoinlet of the Bojuru region, Lagoa dos Patos, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, 1(24):99-109.

- Wood, L.J., Ethridge, F.G. & Schumm, S.A. 1993. The effects of base-level fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems: an experimental approach. In: **Sequence Stratigraphy and Facies Associations** (Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. & Allen, G.P. eds.), Int. Assoc. Sedimentology Special Publication, 18:43–54.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. & Boyd, R. 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. In: **Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences** (Dalrymple, R.W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A. eds.), Spec. Publishers Soc. Econ. Paleont. Miner., 51:45-60.
- Zanette, I.L. 2010. **Execução de furos de sondagem estratigráfica e coleta de amostras superficiais na lagoa dos Patos, RS, Brasil**. Relatório final sintetizado, 12p.
- Zembruscki, S.G. 1979. Geomorfologia da Margem Continental Sul-Brasileira e das Bacias Oceânicas Adjacentes. In: CHAVES, H. (ed.). **Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Areas Oceânicas Adjacentes**. Rio de Janeiro, Petrobras, CENPES, Série Projeto REMAC, 7:129-177.
- Zenkovitch, V.P. 1958. On the Genesis of Cuspate Spits along Lagoon Shores. **Journal of Geology**, 67:269-279.