

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

**MODELO DEPOSICIONAL DOS CORDÕES LITORÂNEOS
DA PRAIA DE PUNTA VERDE, COSTA NORTE DO GOLFO
SAN MATÍAS, ARGENTINA**

JOSÉ CARLOS RODRIGUES NUNES

ORIENTADORES

Prof. Dr. Eduardo Puhl

Prof. Dr. Salvador Aliotta

Porto Alegre, 2023

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

**MODELO DE POSICIONAL DOS CORDÕES LITORÂNEOS DA
PRAIA DE PUNTA VERDE, COSTA NORTE DO GOLFO SAN
MATÍAS, ARGENTINA**

JOSÉ CARLOS RODRIGUES NUNES

ORIENTADORES:

Prof. Dr. Eduardo Puhl

Prof. Dr. Salvador Aliotta

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Prof. Dr. Iran Stalliviere Côrrea - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Ricardo Baitelli - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Frederico Ignacio Isla - Universidad Nacional de Mar Del Plata (UNMDP)

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito básico para obtenção do
Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre, 2023

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos André Bulhões Mendes

Vice-Reitor: Patrícia Helena Lucas Pranke

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretor: Tatiana Silva da Silva

Nunes, José Carlos Rodrigues

Modelo deposicional dos Cordões Litorâneos da Praia de Punta Verde, costa norte do Golfo San Matías, Argentina. / José Carlos Rodrigues Nunes. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2023.
[93 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2023.

Orientador – Prof. Dr. Eduardo Puhl

Co-orientador- Prof. Dr Salvador Alliota

1. Geologia Costeira. 2. Golfo San Matías, Argentina. 3. Praia de Punta Verde. 4. Cordões Litorâneos. 5. Título.

CDU 551.468.1

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569 - Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

Desejo externar os meus sinceros agradecimentos a todos que colaboraram de forma direta e indireta com o desenvolvimento desse trabalho:

Primeiramente, ao meu coordenador, professor e amigo Dr. Elírio Toldo Jr., que sempre me incentivou a ir em frente e me indicou os melhores caminhos a seguir. Sua ajuda, sugestões ensinamentos foram imprescindíveis para alcançar meus objetivos.

Ao meu orientador professor Dr. Eduardo Puhl, pela orientação, confiança, crédito, paciência, apoio e contribuição no desenvolvimento dessa dissertação.

Ao professor Dr. Salvador Aliotta, meu co-orientador, da Universidad del Sur-CONICET - Argentina, pelos ensinamentos e cujo auxílio foi fundamental e de grande e excepcional valia para a realização deste trabalho.

Aos professores Dr. Francisco Pinheiro de Lima Filho do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte UFRN - (PPGG) e Laboratório de Análises Estratigráficas (LAE-UFRN) e Dr. João Andrade dos Reis Júnior da Universidade Federal Rural da Amazônia, Capanema (UFRA), pela realização dos levantamentos de campo com GPR e por ministrarem o excelente e essencial curso de GPR aplicado às rochas sedimentares, em regime de módulo na Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN.

Aos professores Dr. Sérgio Dillenburg e Dr. Eduardo Barboza pelos ensinamentos, conversas, questionamentos e recomendações. E aos demais professores, colegas técnicos e funcionários do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica-CECO, Instituto de Geociência da UFRGS, que de forma direta ou indireta contribuíram no desenvolvimento dessa dissertação.

À amiga e colega Beatriz Denhardt pelas correções excelentes e proveitosas sugestões.

Ao amigo colega, incentivador e mestre, Gilberto Silveira dos Santos, pela sua parceria, conselhos e por estar sempre disponível para ajudar, divulgar e repassar seu singular conhecimento na área da sedimentologia detrítica.

Ao Mauro Michelena, Paul Okoe, Laylana e a todos os demais colegas, amigos e parceiros do LOGMAR-CECO, PPGGEO-IG-UFRGS, NECOD-IPH e do PPGG-UFRN que contribuíram com discussões, conversas e ajuda.

Ao Roberto e a todos da Secretaria do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS (PPGGEO), pela ajuda, instruções e o sempre atendimento às solicitações e questionamentos realizados.

Ao meu querido e eterno amigo-professor Luiz Emílio do IPH/IGEO-CECO, que já nos deixou, mas ficaram os seus valiosos ensinamentos, amizade e saudade.

Ao Projeto Coquinas - Petrobrás pelo auxílio financeiro nessa pesquisa, sob forma de passagens e diárias, para execução do trabalho de campo na Argentina e participação do curso de GPR na UFRN.

Por fim, agradeço meus familiares e, em especial, a minha querida filha e a amiga Bruna que, também, sempre me incentivou, estimulou, ajudou e acreditou em mim.

“Para compreender e respeitar a vida da Terra é preciso geolizar o passado presente, no tempo futuro.”

*J. C. Nunes: 13/11
2019*

“A Terra muda, constantemente. No seu tempo, lento, esculpe, desfaz, cria montanhas, oceanos e mares. Reivindica e mantém sua dinâmica geoforma, permitindo crescer e progredir vida.”

*J. C. Nunes: 25/10
2022*

RESUMO

A Península Villarino localizada no Golfo San Matías, região norte da Patagônia Argentina, em San Antônio Este, é por depósitos sedimentares Pleistocênicos e Holocênicos recentes que fornecem substrato para o aporte de sedimentos bioclásticos, constituídos basicamente por conchas com predominância de bivalves (coquinas) da espécie *Amiantis purpurata*. O desenvolvimento da localidade de San Antonio Este está relacionado à atividade econômica portuária e pesqueira, com pouca interferência antrópica direta sobre os depósitos praias de coquinas, sendo que as modificações observadas, junto à linha de costa, são determinadas por processos naturais, decorrentes das ondas e marés, sob condições de tempo bom e os eventos extremos de tempestade. O estudo dos paleo-cordões litorâneos progradantes e do cordão litorâneo recente, na praia de Punta Verde, numa área de aproximada de 31 ha, situada na face sul da península Villarino, teve por objetivo a proposição de um modelo deposicional evolutivo da sequência de cordões e da estimativa da taxa de progradação e de queda do nível relativo do mar (NRM). A interpretação do conjunto de cordões, inicialmente foi realizada a partir do levantamento do terreno e do substrato, com emprego dos sistemas GPR and GPS-RTK, imagens de satélite de recursos naturais e dados de campo utilizados no processamento dos radargramas e no modelo de elevação digital do terreno (DEM), possibilitaram a identificação de 33 cordões, numa extensão de 681 m. As datações por rádio carbono ^{14}C de amostras de conchas das cristas da sequência de cordões litorâneos apresentaram idades entre 5455 ± 28 Cal. AP a 2183 ± 123 cal. AP anos, Holoceno Médio e Recente, e idade de 1950 aos dias de hoje, para o cordão litorâneo recente. O entendimento e compreensão dos processos costeiros, parâmetros geométricos e forma dos cordões permitiu caracterizá-los como paleo-sistemas deposicionais Holocênicos progradantes, associados às flutuações do nível relativo do mar, determinadas por eventos glacio-eustáticos, componentes das marés astronômicas, ação de ondas, particularmente as de tempestade, bem como a topografia antecedente e o saldo positivo ou neutro do aporte de sedimentos, que se constituem nos mecanismos construtivos da sequência de paleo-cordões litorâneos e do cordão litorâneo recente.

Palavras-chave: Praia de Punta Verde; sequência de paleo-cordões litorâneos; litorâneos; cordão litorâneo recente; coquinas, GPR.

ABSTRACT

The Villarino Peninsula is located in the San Matías Gulf, northern region of Argentine Patagonia in San Antonio Este is formed by Pleistocene and Holocene sedimentary deposits that provide that substrate for the contribution of bioclastic sediments, basically shells with a predominance of bivalves of the species *Amiantis purpurata*. The development of the locality of San Antonio Este, on the north bank of the peninsula, is related to port and fishing economic activity with little direct anthropic interference on the coquina beach deposits, and the changes observed along the coastline are determined by natural processes, resulting from waves and tides, under conditions of good weather and extreme events, according to previous studies carried out there. The study of the prograding paleo-coastal ridges, the recent coastal ridge, was carried out on Punta Verde beach, in an area of approximately 31 ha, located on the south face of the peninsula, and with the aim of proposing an evolutionary depositional model of the sequence of beach ridges and estimated rate of progradation and relative sea level fall (RSL). To interpret the set of beach ridges, initially a survey of the terrain and substrate was carried out, using the GPR system, GPS-RTK, satellite images of natural resources, and later, field data were used in the processing of radargrams and in the digital terrain elevation model (DEM), which allowed the identification of 33 beach ridges, in an extension of 681 m. ^{14}C radio carbon dating of samples of shells fragments from the crests of the littoral ridge sequence showed calibrate ages between 5455 ± 28 years cal. BP to 2183 ± 123 years cal. BP, Middle Holocene and Recent Holocene and 1950 years for the current beach ridge. The understanding and understanding of coastal processes, geometric parameters and the shape of the ridges allow characterizing them as protruding modern depositional paleo-systems associated with fluctuations in relative sea level, determined by glacio-eustatic events. The components of astronomical tides, wave action, particularly storm surges, as well as the antecedent topography and the positive balance of sediment input, both siliciclastic and bioclastic, constituted the constructive mechanisms of extensive coquina deposits and the positive or neutral balance of the input of sediments, which constitute in the paleo-beach ridges sequence and the recent shore ridge.

Keywords: Punta Verde beach; paleo-beach ridges sequence; recent beach ridge; coquinas; GPR.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. CONFIGURAÇÕES DE MODELOS DE GEOMETRIAS DOS CORDÕES LITORÂNEOS COM EXEMPLIFICAÇÃO DA POSIÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM); DESENVOLVIDOS A PARTIR DE (A) PSUTY (1965), (B) HINE (1979), (C, D) CARTER (1986) E (E) TANNER E STAPOR (1971). FONTE: MODIFICADAS DA TAMURA (2012)	12
FIGURA 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO NO ACESSO E NA PRAIA DE PUNTA VERDE, PENÍNSULA VILLARINO. FONTE: IMAGEM MAXAR-SASPLANET, ACOPLADA AO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DO TERRENO MERIT DEM.	14
FIGURA 3. DISTRIBUIÇÃO DOS GEOINDICADORES DA VARIAÇÃO GLOBAL DA LINHA DE COSTA. FONTE: MODIFICADA DE AUSTEMANN (2017).	16
FIGURA 4. MODELOS DEPOSICIONAIS EVOLUTIVOS DE CORDÕES LITORÂNEOS. FONTE: MODIFICADA DE TAMURA (2012).....	20
FIGURA 5. MODELO DA SEQUÊNCIA DE CORDÕES LITORÂNEOS PROGRADANTES FORMADO CORDÃO A CORDÃO. FONTE: MODIFICADA DE BIRD, 1990.....	21
FIGURA 6. MAPA DA SITUAÇÃO, LOCALIZAÇÃO E GEOLÓGICO DA PORÇÃO NORTE DO GOLFO SAN MATÍAS, COM OS LIMITES DAS PROVÍNCIAS DE BUENOS AIRES, CHUBUT E RIO NEGRO, ONDE ESTÁ LOCALIZADA A ÁREA DE ESTUDO. FONTE: MODIFICADA DE KOKOT <i>ET AL.</i> (2017) E DA CARTA GEOLÓGICA DE LA REPUBLICA ARGENTINA - SEGEMAR – INSTITUTO DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERALES - 1999.	28
FIGURA 7. MAPA GEOMORFOLÓGICO DE SAN ANTONIO ESTE E DA BAÍA DE SAN ANTONIO MODIFICADO DE KOKOT <i>ET AL.</i> , 2017, COM A ÁREA DE ESTUDO LOCALIZADA NA PRAIA DE PUNTA VERDE E INTERPRETAÇÃO E CÁLCULO DA EXTENSÃO DA ÁREA DA PENÍNSULA DE PUNTA VILLARINO. A ATUALIZAÇÃO DA TOPOMÍNIA E DAS PRINCIPAIS FEIÇÕES MORFOLÓGICAS FORAM REALIZADAS ATRAVÉS DE IMAGEM DE SATÉLITE MAXAR-SASPLANET E APLICAÇÃO DO SISTEMA DE GEOINFORMAÇÃO GLOBAL MAPPER 17 [®] . FONTE MODIFICADA DE KOKOT <i>ET AL.</i> (2017) E DA CARTA GEOLÓGICA DE LA REPUBLICA ARGENTINA - SEGEMAR – INSTITUTO DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERALES - 1999.....	30
FIGURA 8. LOCALIZAÇÃO DO PONTO DOS DADOS (P.D) DA SÉRIE HISTÓRICA DE ONDAS NO GOLFO SAN MATÍAS COM ALTURA SIGNIFICATIVA $H_s=1,01\text{M}$, PERÍODO MÁXIMO $T_{\text{MAX}}=8,98\text{S}$ COM DIREÇÃO DE SUDESTE (SE), PARA AS ONDAS DOMINANTES. FONTE: COPERNICUS MARINE SERVICE E IMAGEM DE SATÉLITE MAXAR-SASPLANET.	32

FIGURA 9. CLASSIFICAÇÃO DOS AMBIENTES LITORÂNEOS, CONFORME AS CARACTERÍSTICAS LOCAIS DE ONDAS E MARÉS. FONTE: MODIFICADA DE DAVIS E HAYES (1984).	34
FIGURA 10. LAYOUT DE EXEMPLO ILUSTRATIVO DO USO DO SISTEMA GPR, COM ANTENA, TIPO <i>COMMON-OFFSET</i> , DE TRANSMISSÃO E RECEPÇÃO DO SINAL ELETROMAGNÉTICO E DE SUA PENETRAÇÃO, EM DIFERENTES ESTRADOS DEPOSICIONAIS.	35
FIGURA 11. ESQUEMA DO SISTEMA GLOBAL DE NAVEGAÇÃO POR SATÉLITES (GNSS) E DE POSICIONAMENTO POR GPS-RTK, EM TEMPO REAL, DAS COORDENADAS X, Y, Z, A PARTIR DE UMA ESTAÇÃO GPS-BASE DE CORREÇÃO VIA LINK DE RÁDIO, PARA O LEVANTAMENTO PLANIALTIMÉTRICO DOS PERFIS GPR. FONTE: MODIFICADA DO MANUAL DO GPS STONEX S8+, VERSÃO 01.	37
FIGURA 12. a) GPS - BASE RTK STONEX® NA REFERÊNCIA DE NÍVEL (RN) DO PORTO DE SAN ANTONIO ESTE (SAE); b) GPR SIR 3000 – GSSI®; c) ANTENA DE 400 MHz COM RODA ODOMÉTRICA ACOPLADA, PARA REGISTRO DOS DADOS POR INTERVALO DE DISTÂNCIA; d) POSICIONAMENTO X, Y, Z COM GPS - MÓVEL RTK STONEX® DO LEVANTAMENTO GPR; e) CAMINHAMENTO NO LEVANTAMENTO GPR SOBRE O PERFIL BRL3F6 (CORDÃO LITORÂNEO RECENTE BR33).	40
FIGURA 13. AFLORAMENTO DE COQUINAS E SILISICLASTOS EM PALEO-MICRO ESCARPA NA PRAIA DE PUNTA VERDE COM OS ESTRATOS C1, C2, C3, C4, C5 E C6 DISCRETIZADOS, EM FUNÇÃO DO ADENSAMENTO E ORIENTAÇÃO DAS CONCHAS E FRAGMENTOS DE CONCHAS DEPOSITADAS E A VELOCIDADE UTILIZADA PARA CALIBRAÇÃO, DETERMINADA A PARTIR DA PROFUNDIDADE DA HIPÉRBOLE DE REFLEXÃO DO RADARGRAMA.	41
FIGURA 14. PARÂMETROS TOPOMORFOMÉTRICOS DOS CORDÕES LITORÂNEOS.	43
FIGURA 15. MODELO DAS SUBSEQUÊNCIAS DOS PALEO-CORDÕES LITORÂNEOS PROGADANTES E DO CORDÃO LITORÂNEO RECENTE DE PUNTA VERDE.	45
FIGURA 16. GRÁFICO DE PROGRADAÇÃO DOS CORDÕES LITORÂNEOS E TAXA MÉDIA DE PROGRADAÇÃO MÉDIA ENTRE OS CORDÕES LITORÂNEOS BR14 E BR 33 (CORDÃO RECENTE).	46
FIGURA 17. GRÁFICO DA TAXA DE QUEDA DO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) E A MÉDIA DE QUEDA NO TRECHO ENTRE OS CORDÕES LITORÂNEOS BR14 E BR 33 (CORDÃO RECENTE).	47

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 1. SISTEMAS DEPOSICIONAIS RETROPROGRADANTES, INDETERMINADOS E ESTACIONÁRIOS.....	21
QUADRO 2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO PERÍODO QUARTENÁRIO PARA O GOLFO SAN MATÍAS, BAÍA DE SAN ANTONIO, SAN ANTONIO ESTE E SAN ANTONIO OESTE.	29

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. VELOCIDADES DE PROPAGAÇÃO DO PULSO GPR EM DETERMINADOS TIPOS DE MATERIAIS E MEIO DEPOSICIONAL.	22
TABELA 2. FREQUÊNCIA DA ANTENA E PROFUNDIDADE APROXIMADA DE PENETRAÇÃO.....	23
TABELA 3. AMPLITUDES DE MARÉ PARA A BAÍA DE SAN ANTONIO (BSA) E GOLFO SAN MATÍAS (GSM).	33

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	9
2.JUSTIFICATIVA	15
3.OBJETIVOS	17
3.1 OBJETIVO PRINCIPAL	17
3.2 OBJETIVOS SECUNDÁRIOS.....	17
4.ESTADO DA ARTE	18
4.1 MODELOS COSTEIROS E MARINHOS	18
4.2 MODELOS DEPOSICIONAIS E EVOLUTIVOS DE CORDÕES LITORÂNEOS.....	19
4.3 SISTEMA RADAR DE PENETRAÇÃO NO TERRENO (GPR) NO ESTUDO DE UNIDADES DEPOSICIONAIS PROGRADACIONAIS QUARTENÁRIAS.....	22
5. CONTEXTO GEOLÓGICO - GEOMORFOLÓGICO E OCEANOGRÁFICO	27
5.1 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	27
5.2 ONDAS E MARÉS	31
6.METODOLOGIA, EQUIPAMENTOS E MATERIAS	35
6.1 RADAR DE PENETRAÇÃO NO TERRENO – GPR	35
6.2 SISTEMA DE POSICIONAMENTO GLOBAL CINEMÁTICO EM TEMPO REAL GPS - RTK (<i>GLOBAL POSICIONATION SYSTEM - REAL TIME KINEMATIC</i>)	36
6.3 APLICAÇÃO E CALIBRAÇÃO DO RADAR DE PENETRAÇÃO NO TERRENO – GPR	38
6.4 ROTINAS DO PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	41
6.5 DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS TOPOMORFOMÉTRICOS	42
6.6 COLETAS E DATAÇÕES DAS AMOSTRAS.....	43
7. RESULTADOS PRINCIPAIS	44
7.1 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GPR	44
7.2 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS RADARFÁCIES DA SEQUÊNCIA DE PALEO- CORDÕES LITORÂNEOS E DO CORDÃO LITORÂNEO RECENTE DE PUNTA VERDE.....	44
7.3 MODELO DEPOSICIONAL-PROGRADACIONAL DOS CORDÕES LITORÂNEOS DE PUNTA VERDE	44
7.4 ESTIMATIVA DA TAXA MÉDIA DE PROGRADAÇÃO DOS PALEO-CORDÕES LITORÂNEOS E DA QUEDA DO NÍVEL RELATIVO DO MAR EM PUNTA VERDE.....	46
8. DISCUSSÃO	48
8.1 ELEVACÃO OU DIMINUIÇÃO DA AMPLITUDE E ALTITUDE DAS CRISTAS.....	48
8.2 ÂNGULO DE MERGULHO E A VARIAÇÃO DA DISTÂNCIA ENTRE AS CRISTAS	49

8.3 ROTAÇÃO DAS CRISTAS DOS CORDÕES LITORÂNEOS.....	50
8.4 DECLIVIDADE DAS CRISTAS DOS CORDÕES LITORÂNEOS	50
8.5 FORMA DOS CORDÕES E TIPO DE PROGRADAÇÃO	51
8.6 TAXAS DE PROGRADAÇÃO E QUEDA DO NÍVEL RELATIVO DO MAR.....	51
9. CONCLUSÕES.....	53
10. REFERÊNCIAS	54
11. ARTIGO SUBMETIDO.....	64

APRESENTAÇÃO:

Esta dissertação está estruturada nos seguintes capítulos:

Capítulo 1: Apresenta a introdução sobre o escopo, tema central da pesquisa, área de estudo e modelo proposto;

Capítulo 2: Exibe a justificativa e relevância da elaboração deste do estudo, descrição dos principais objetivos, estado da arte;

Capítulo 3: Descreve os objetivos da pesquisa;

Capítulo 4: Aborda o contexto geológico, geomorfológico e oceanográfico da área do estudo;

Capítulo 5: Relata o estado da arte e abordagem teórica sobre modelos costeiros, modelos deposicionais e evolutivos de cordões litorâneos e sistema Radar de penetração no Terreno (GPR), no estudo de unidades deposicionais progradacionais Quaternárias;

Capítulo 6: Expõe a metodologia utilizada e os materiais e equipamentos empregados para o desenvolvimento e obtenção dos resultados.

Capítulo 7: Apresenta os principais resultados, as interpretações desenvolvidas, para construção do modelo deposicional – progradacional proposto.

Capítulo 8: Os resultados obtidos são discutidos a partir da comparação com outros autores e dados relacionados.

Capítulo 9: São apresentadas as conclusões do trabalho.

Capítulo 10: Relaciona as referências mencionadas nos capítulos anteriormente descritos.

Capítulo 11: Apresenta o manuscrito: “**Modelo Depositional dos Cordões Litorâneos da Praia de Punta Verde, Costa Norte do Golfo San Matías, Argentina**”, submetido à revista Journal of South American Earth Sciences.

1. INTRODUÇÃO

As zonas costeiras, sendo parte da interface entre continente e mar, principalmente, nas porções mais proximais à linha de costa, estão em constantes mudanças e transformações. Ao longo do tempo as águas erodem a terra e, no entanto, junto à praia a água acumula e deposita areia e outros sedimentos, através dos mesmos processos que retiram o material rochoso e sedimentar da linha de costa. Estas regiões e as linhas de costa são altamente dinâmicas, sofrendo influência das mudanças climáticas, ação de ondas, correntes, marés e de eventos extremos evidenciados por geocronoindicadores, como os cordões litorâneos (*paleo-beach ridges* e *beach ridges* recentes).

Os cordões litorâneos foram estudados pioneiramente por Redman (1852 *apud* MARKERT, 2019), como sendo sistemas formados por ondas de tempestade. A descrição do conceito de cordão litorâneo (*beach ridge*) foi realizada pela primeira vez na literatura geológica por Johnson (1919 *apud* OTVOS, 2000), que considerou sua construção determinada pela ação de ondas em condições normais ou de baixa energia, ao longo de sucessivas posições ocupadas pela linha de praia em direção ao oceano (progradações).

Para Stapor (1975), cordões litorâneos são constituídos por formas do relevo costeiros compostas por elevações de cristas e por cavas alongadas, paralelas e subparalelas à linha de costa, conforme ocorre a progradação da praia. Os cordões litorâneos, no sentido estrito, são estruturas compostas por depósitos de sedimentos marinhos, como areia, conchas e fragmentos de conchas, cascalhos e seixos transportados por deriva litorânea e onda de tempestade sobre a praia, acima do nível da maré alta; formando depósitos alinhados pela ação do espraiamento, retroespraiamento (*swash/backswash*) e sobrelavagem (*overwash*), após sua quebra (PLINT, 2010).

O comportamento das costas arenosas (orientação e declividade), variação do nível relativo do mar (NRM) e mudanças no balanço de sedimentos são importantes fontes para o desenvolvimento de cordões litorâneos (ROY e THORN, 1981).

A ocorrência de eventos de marés e de ondas de tempestade, nas fases regressivas do nível relativo do mar e o balanço de sedimentos positivo ou estável, permitem a construção de estruturas de cristas e cavas paralelas à linha de costa atual, definidas como cordões litorâneos, se tornando indicadores de antigas linhas de praia (Hesp, 1999; 2006).

Outros autores como Tanner (1995, 2000), Taylor e Stone (1996) definem cordões litorâneos como sendo barreiras formadas não somente pela ação de ondas, mas também pela ação conjunta de ondas e eventos extremos de tempestades.

Os cordões litorâneos construídos pela combinação de grandes ondas e marés extremas associadas à ocorrência de tempestades são indicadores de ambientes deposicionais produzidos por ondas, em regime de supra e intermarés, que têm como elementos relevantes em sua formação a topografia antecedente, o balanço de sedimentos e a declividade do substrato (HESP, 1999, 2006; HINE, 1979).

Os cordões possuem, também, como parâmetros essenciais para sua origem e formação, o substrato e estoque de sedimento adequado; capaz de preencher o espaço de acomodação disponível (SHORT, 1999).

Para Hesp (2006), dunas frontais relíquias ou cordões de dunas frontais (*relictus foredunes, foredunes ridges*) são formados exclusivamente por processos eólicos, possuindo características semelhantes aos cordões litorâneos recentes de origem marinha (*shore beach*), quanto ao formato, arquitetura interna e tipos de depósitos de sedimentos.

Cordões litorâneos desenvolvidos por depósitos clásticos de areia e cascalho, contendo conchas e fragmentos de conchas, são construídos, principalmente, por processos gerados por ondas, como a gênese e crescimento de barras litorâneas, devido à atividade de erosão da praia inferior e deposição pelo espraiamento das ondas ao longo da praia superior, durante tempestades (FITZGERALD, 2012).

O termo “cordão litorâneo”, portanto possui variada gama de interpretações e definições, cada uma delas objetivando determinar um conceito e definição própria, quanto à origem, forçantes, morfologia e aos sedimentos constitutivos.

Sistemas de cordões litorâneos ou de planícies de cordões litorâneos (*strand plain*) resultam, tipicamente, da progradação de um complexo padrão de cristas lineares em áreas costeiras dominadas por ondas e/ou rios (TAMURA, 2012).

Bjørnsen *et al.* (2008) e Goy *et al.* (2003) salientam que as sequências de cordões litorâneos são formadas pelas progradações da linha de costa, em função do suprimento de sedimentos e da variação e queda contínua do nível do mar. Estas sequências de sucessivas cristas de praia e cavas intermediárias, que se formaram durante as progradações da linha litorânea podem fornecer estimativa dos registros paleoambientais, cronológicos, morfodinâmicos, condições climáticas e dos padrões de ondas, através dos paleoníveis relativos do mar (PNRM), geometria, altitudes das cristas e cavas e orientação dos cordões litorâneos preservados (TAYLOR e STONE, 1996).

Os cordões litorâneos, normalmente, gerados por processos deposicionais praias, possuem ângulo de mergulho em direção ao mar. As estruturas deposicionais com estratificação planar; oriundas de processos de espraiamento na face da praia, cristas de bermas e em cordões litorâneos apresentam depósitos em direção ao continente.

O galgamento (*overtopping*) e a sobrelavagem (*overwash*) das cristas dos cordões litorâneos são processos que geram geometrias planas, e mergulho suave, com direção ao interior do cordão. Sendo que os processos marinhos, relativos à ação de correntes litorâneas de deriva longitudinal, amplitudes de marés, ondas e a variação do nível relativo do mar geram geometrias com estratificação nas direções dos eventos dominantes. Nas cristas dos cordões litorâneos, gerados por ondas de tempestades, observa-se disposição da geometria interna com estratificação concêntrico-convexa voltada para cima. Trabalhos desenvolvidos por Keen e Stone (2000), constataram a existência de geometria concêntrica em depósitos de areia gerados por furacões e ondas de tempestade na praia subaérea.

A geometria das estruturas internas dos cordões litorâneos formados pelos depósitos de sedimentos marinhos, a partir dos estudos e definições dos autores (A) Psuty (1965), (B) Hine (1979), (C, D) Carter (1986), (E) Tanner e Stapor (1971), conforme Tamura (2012) pode apresentar (Figura 1) as seguintes configurações:

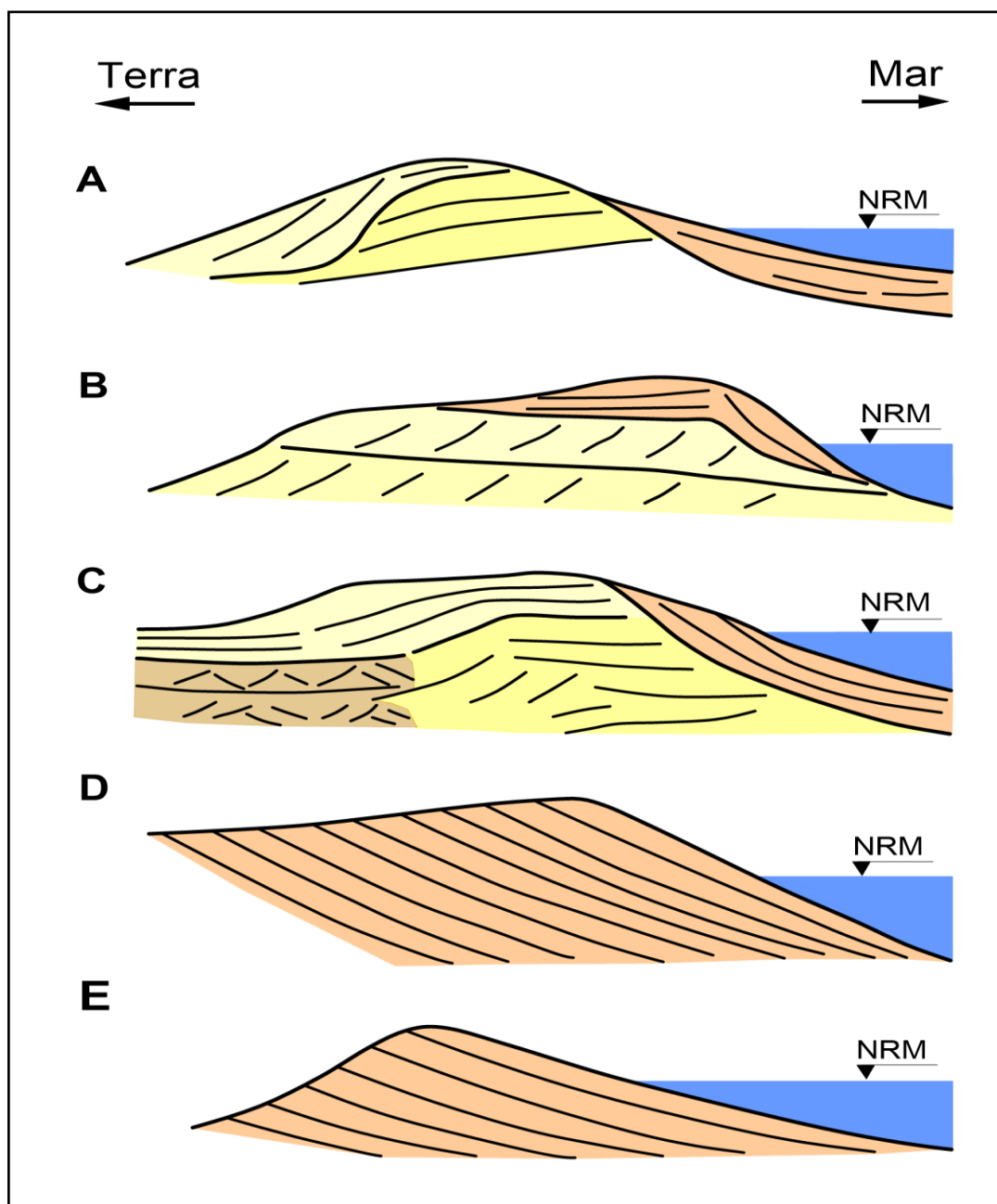


Figura 1. Configurações de modelos de geometrias dos cordões litorâneos com exemplificação da posição do nível relativo do mar (NRM); desenvolvidos a partir de (A) Psuty (1965), (B) Hine (1979), (C, D) Carter (1986) e (E) Tanner e Stapor (1971). Fonte: Modificadas da Tamura (2012)

- Nas configurações A, B e C as estruturas dos cordões litorâneos são formadas por estratos de depósitos praias progressivos, com ângulos de mergulho em direção a terra e laminações da face da praia voltadas ao mar;
- A configuração tipo A, com laminações em direção a terra, é atribuída a um padrão mais complexo de depósito, podendo ser gerado pela progressão gradual da face da praia e pela soldagem de barra, sendo considerada de ocorrência restrita às costas erosivas;

- Estudos demonstram que o padrão mais comum de laminação é o com as laminações voltadas para o mar, conforme as configurações C, D e E.

Trabalhos realizados com a utilização de sistema GPR, em vários tipos de configurações de geometrias das estruturas internas dos cordões litorâneos, indicam que cordões litorâneos com estratificação cruzada, pela ação do espraiamento da onda sobre a face da praia, apresentam estruturas deposicionais de baixo ângulo em direção ao mar e acresção, deposição e sobrelavagem em direção a terra (JOL *et al.*, 1996; MEYERS *et al.*, 1996, SMITH *et al.*, 1999; MOORE *et al.*, 2004; BRISTOW e PUCILLO, 2006; RODRIGUEZ e MEYER, 2006; BUYNEVICH *et al.*, 2007; TAMURA *et al.*, 2008a; CLEMMENSEN *et al.*, 2014).

A área de estudo, com 31,41 hectares, está localizada entre as coordenadas geográficas: 40°49'13,67"S, 64°50'35,74"O e 40°49'37,64"S, 64°50'18,18"O, sobre a costa norte do Golfo San Matías, Província de Rio Negro, em San Antonio Este norte da Patagônia Argentina. Particularmente, neste setor da Península Villarino se analisa a sequência de cordões litorâneos e o cordão recente (Figura 2), na estrada de acesso e junto à Praia de Punta Verde, em um trecho da planície litorânea com variação de altitude entre 3 a 16 metros e declividade média da superfície do terreno de 1,9 cm/m, em direção ao Golfo.

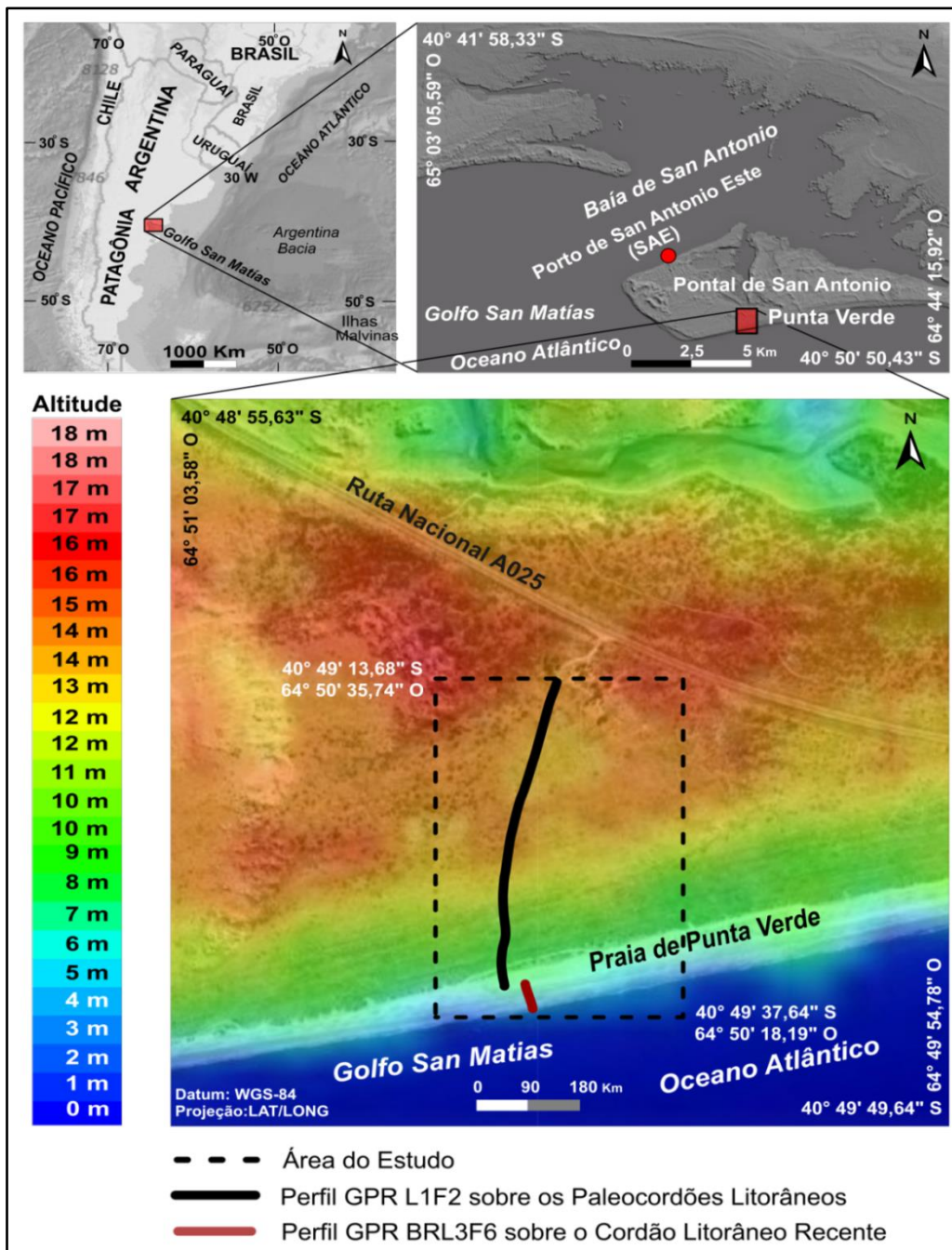


Figura 2. Localização da área de estudo no acesso e na Praia de Punta Verde, Península Villarino. Fonte: Imagem Maxar-SASPlanet, acoplada ao modelo digital de elevação do terreno Merit Dem.

O modelo proposto neste trabalho seguiu o descrito e utilizado por Nott *et al.* (2011), Forsyth *et al.* (2010), que assume a variação do descenso do nível relativo do mar (NRM) com valores iguais às altitudes das cristas dos cordões litorâneos e das amplitudes das ondas de tempestade, que são as principais forçantes responsáveis pela construção e evolução dos cordões litorâneos, juntamente com o balanço positivo ou estável de sedimentos.

2.JUSTIFICATIVA

Os depósitos sedimentares de rochas carbonáticas têm grande importância econômica, devido conterem aproximadamente 60% das reservas de óleo e 40% das reservas de gás descobertas no mundo (SCHLUMBERGER, 2010). A importância do estudo de depósitos de rochas carbonáticas, como as coquinas, tem como base, também, o fato de constituírem os mais expressivos e volumosos reservatórios de hidrocarboneto do mundo que, no entanto, apresentam alto grau de complexidade, quando comparadas às rochas siliciclásticas (KINOSHITA, 2010).

A partir da descoberta do pré-sal Brasileiro nas bacias de Santos e Campos, com uma imensa reserva de hidrocarbonetos, verificou-se a necessidade da obtenção de um conhecimento mais aprofundado e qualificado da estrutura da rocha-reservatório. O entendimento e compreensão da correlação da porosidade e permeabilidade da rocha reservatório carbonática é de grande importância para a indústria petrolífera, devido serem indicativos da quantidade e do fluxo de fluídos (óleo, gás) no interior da rocha. Contudo, devido ao alto custo para a realização da prospecção, coleta e análise de amostras dos reservatórios de forma direta, é de elevada importância econômica que pesquisas possam ser realizadas, a partir de afloramentos existentes em modelos de análogos modernos e antigo de rochas carbonáticas (KINOSHITA, 2010; CÂMARA, 2013).

A área de estudo corresponde a um análogo moderno formado pela ocorrência da sequência progradante de paleo-cordões litorâneos e de cordão litorâneo recente em Punta Verde, Península da Villarino em San Antonio Este, com extenso volume de depósitos e afloramentos de coquinas, predominantemente bivalves, a partir da ação de algum agente ou forçantes responsável pelo suprimento (transporte e deposição) (SCHAFER, 1972). Há indicativos, conforme pode ser observado “*in loco*”, de suprimento atual de conchas e fragmentos de conchas para porção nordeste da Península, junto ao canal de maré, que teria como provável fonte de aporte a região do Porto de San Antônio Este (SAE), localizado dentro da Baía de San Antonio (Figura 2).

As progradações das sequências de linhas litorâneas são importantes geoindicadores da variação da linha de costa acima do nível médio do mar (ANMM): proxies de paleoníveis marinhos; níveis interglaciais global (GLIS - *Global Level - Isotopic Sea*) ou de estágios isotópicos marinhos (MIS - *Marine Isotopic Stage*), principalmente, como os representados pelos cordões litorâneos das regiões

costeiras do nordeste, sudeste e sul do Brasil, norte da Argentina e de norte ao sul da Patagônia Atlântica (AUSTERMANN *et al.*, 2017) (Figura 3).

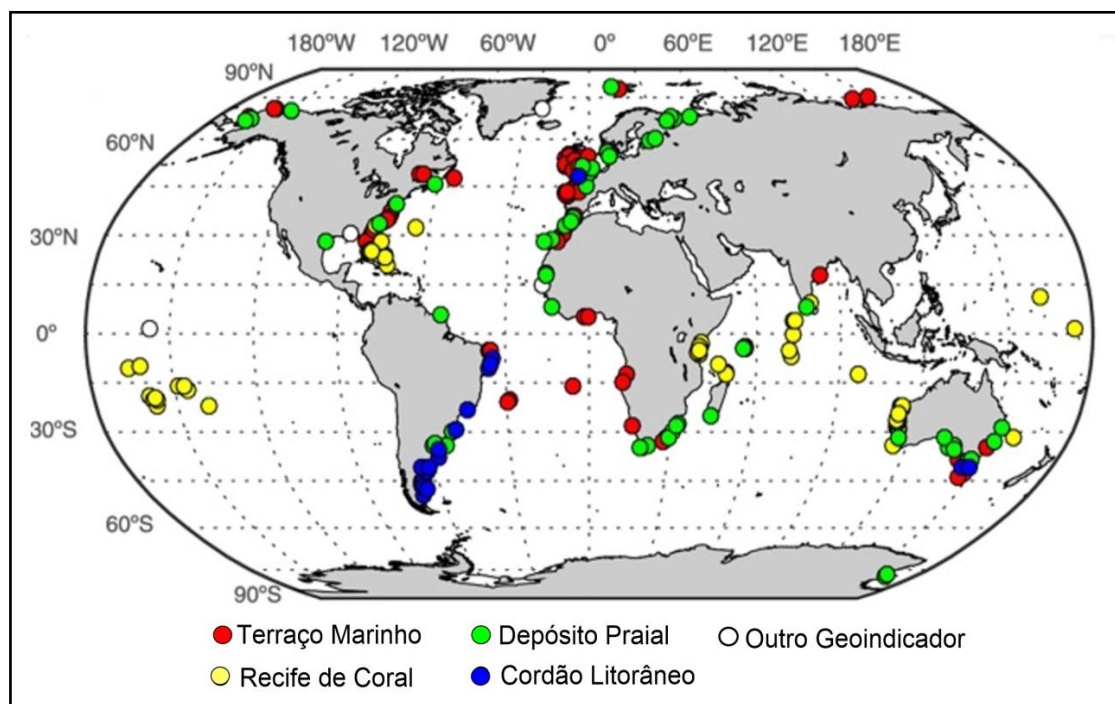


Figura 3. Distribuição dos geoindicadores da variação global da linha de costa.
Fonte: Modificada de Austermann (2017).

No Brasil, um exemplo de depósitos antigos formados por acumulação detríticas de conchas e fragmentos de conchas (coquinas), que vem sendo bastante estudado, é o da Formação Morro das Chaves, localizado na pedreira da CIMPOR, no município de São Miguel em Alagoas (FIGUEIREDO, 1981). Estes depósitos com ocorrência na margem leste brasileira e também na margem oeste do continente africano, associados à abertura do Oceano Atlântico no Cretáceo Superior - sistema de bacia lacustre de estágio *rift* - podem ser considerados análogos; similares aos reservatórios das Bacias de Campos e Santos, com indicativos estruturais de terem sido formados, transportados e depositados por eventos de tempestade (BELILA, 2018).

3.OBJETIVOS

3.1 Objetivo Principal

Definir um modelo evolutivo da sequência progradante de paleo-cordões litorâneos (*relictos beach ridges*) e do cordão litorâneo recente (*shore ridge*) na área de Punta Verde.

3.2 Objetivos Secundários

- Utilizar parâmetros topomorfométricos dos paleo-cordões litorâneos e cordão litorâneo recente para elaboração do modelo deposicional-progradacional;
- Estimar a taxa de progradação média da sequência de paleo-cordões litorâneos;
- Avaliar a taxa de queda média do nível relativo do mar (NRM) na região costeira.

4. ESTADO DA ARTE

4.1 Modelos Costeiros e Marinhos

As zonas costeiras e marinhas são áreas transicionais que interligam o ambiente terrestre ao marinho, em aproximadamente 84% dos países do mundo, que possuem costa abertas aos oceanos ou a mares internos. A extensão global ocupada pelas linhas litorâneas ultrapassa 1,6 milhões de quilômetros (BURKE *et al.*, 2001).

Estas regiões, a partir da segunda metade do século passado (período pós-guerra), iniciaram a receber especial interesse e importância por se encontrarem, segundo Chung *et al.* (2015) e Ellif *et al.* (2015), entre as áreas mais relevantes e economicamente promissoras do planeta: interface entre o homem e o oceano ocorre nas zonas costeiras. As principais indústrias marítimas prosperam nestas áreas, enquanto as pessoas fazem uso diário do oceano costeiro para atividades de recreação, lazer e aproveitamento de recursos energéticos, minerais e pesquisas (DAVIDSON *et al.*, 2019).

Os modelos costeiros e oceânicos desempenham um importante papel, quanto à conexão das observações e coleta de dados isolados e orientados ao desenvolvimento de redes de informação e de pesquisa, formação de banco de dados, para uso operacional e representação das interações bidirecionais entre o oceano aberto-distante (*offshore*) e oceano próximo (*onshore*) e, também, com relação aos processos costeiros de grande e pequena escala com ocorrência global, regional e local (GOMMENGINGER *et al.*, 2011).

Estes modelos, hoje, além de possibilitarem a interpretação de observações e análise de dados, permitem a utilização de algoritmos de aprendizagem de máquina (*Machine Learning-ML*), para a obtenção de estimativas do comportamento de forçantes, variáveis oceânicas e parâmetros litorâneos, que são indicadores essenciais ao conhecimento e reconstrução do passado, predição de eventos futuros e auxílio na elaboração, calibração e validação de modelos físicos e, também, conceituais descritivos (MOORE e MARTIN, 2019).

4.2 Modelos Depositionais e Evolutivos de Cordões Litorâneos

Tamura (2012) descreve três principais modelos conceituais descritivos, que, entre outros, são responsáveis pela deposição de sedimentos, formação, evolução e progradação dos cordões litorâneos (Figura 4), a saber:

- a) Progradação do cordão litorâneo recente e da crista de berma (*berm ridges*), com relação à altura acima do nível relativo do mar (NRM), espraiamento e retroespraiamento (*swash/backswash*) da onda de tempo bom (FWSH) e aos depósitos marinhos e/ou eólicos, quando formadas por depósitos mistos;
- b) Formação de cordões litorâneos por depósitos marinhos de sedimentos médios a grosseiros (e.g.: areia, conchas, fragmentos de conchas, cascalho e seixos) transportados e depositados por ondas de tempestade (STSH) com altura variável;
- c) Oscilação do nível do mar associada à mudança da amplitude, valor máximo das ondas construtivas (MSHCW) e ação do espraiamento e retroespraiamento (*swash/backswash*), durante a formação de cordões litorâneos ao longo de costas não rochosas e de baixa energia (TANNER, 1995).

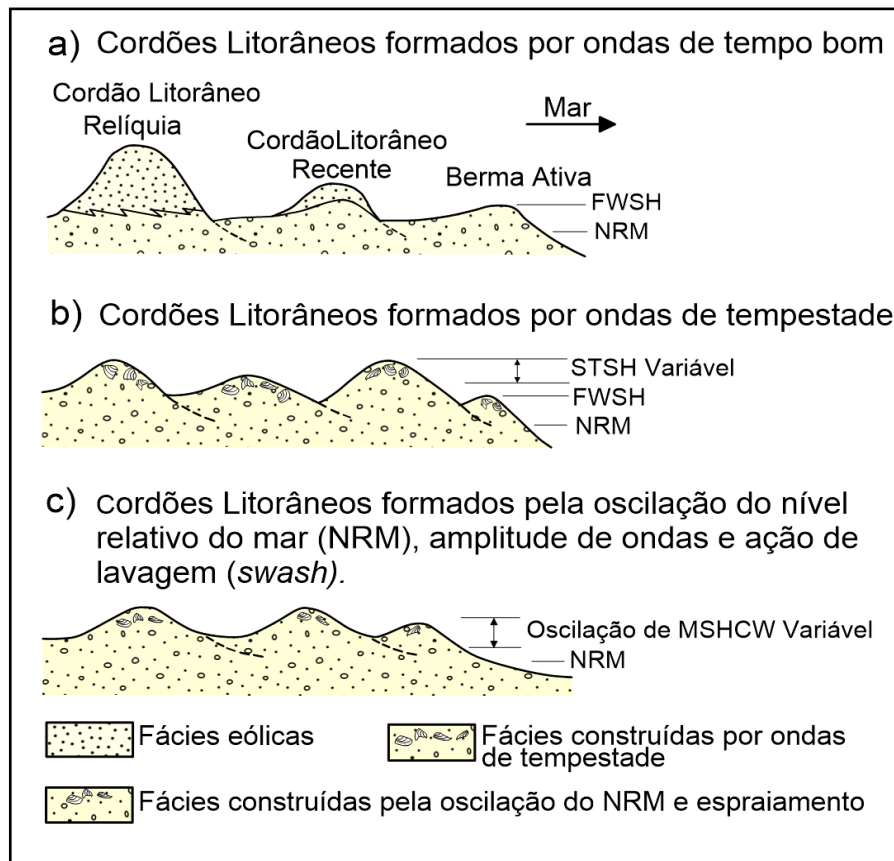


Figura 4. Modelos deposicionais evolutivos de cordões litorâneos.
Fonte: Modificada de Tamura (2012).

O modelo construtivo proposto por Bird (1990), (Figura 5), apresenta um modelo esquemático ilustrativo da formação de sequência de cordões litorâneos cordão a cordão de **A** a **E**. No momento **A**, com o nível mar em queda, os sedimentos marinhos são transportados para a face da praia por ondas e correntes formando o cordão litorâneo (recente) 1; Durante o momento **B** o nível do mar se eleva e o cordão litorâneo (recente) 1 começa a ser erodido e inicia-se a formação do cordão litorâneo (recente) 2; Novamente, em nível relativo do mar baixo (momento **C**), o cordão litorâneo 1 é restaurado e o (recente) 2 é formado; O nível do mar de se eleva, momento **D**, e o cordão litorâneo 2, devido à provável diminuição ou aporte neutro de sedimentos, é erodido e inicia-se a formação do cordão (recente) 3; O mesmo processo construtivo ocorre para a formação do cordão 4; No momento **E** são mostradas as cinco situações de oscilação do nível relativo do mar (NRM), com o nível global do mar em queda, ação de ondas de eventos de tempestade e o transporte e aporte de sedimentos, que possibilitaram a deposição e formação da sequência dos 4 cordões litorâneos progradantes e do cordão litorâneo 5 (cordão litorâneo recente).

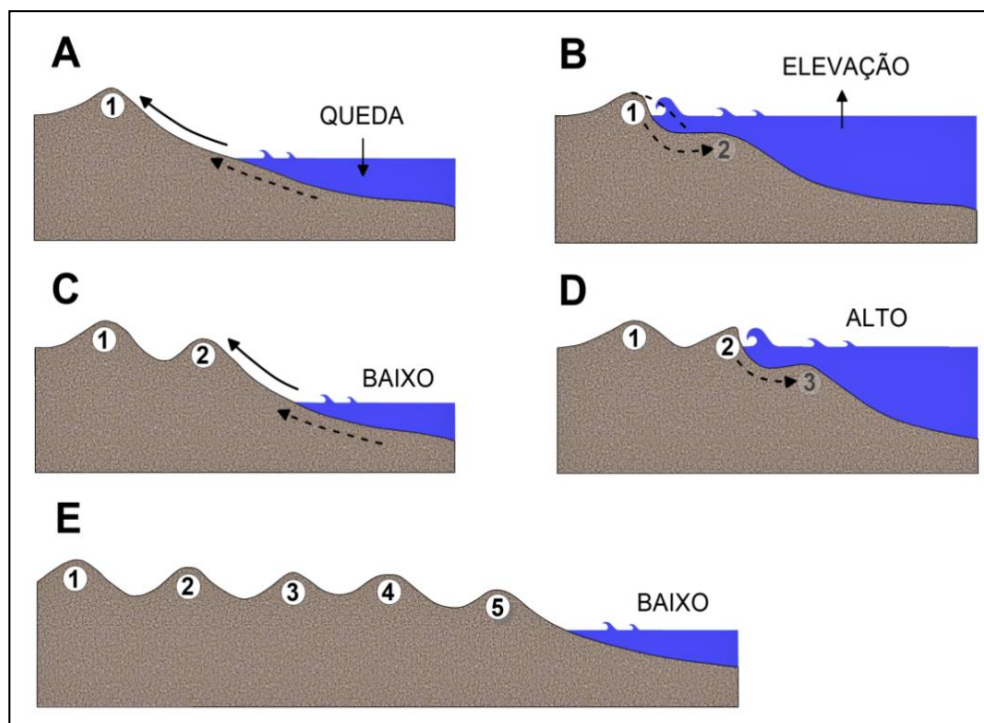


Figura 5. Modelo da sequência de cordões litorâneos progradantes formado cordão a cordão.
Fonte: Modificada de Bird, 1990.

A configuração da arquitetura e estratigrafia dos cordões litorâneos é consequência de como o espaço de acomodação é preenchido, pelo aporte de sedimentos. Quando as taxas do aporte e deposição de sedimentos superam o espaço de acomodação, ocorre a progradação normal dos sistemas deposicionais e no momento que acontece o oposto, os sistemas retrogradam. Já progradação forçada ocorre durante o estágio de queda do nível de base, no qual a linha de costa regride de forma rápida em relação ao continente (VAN WAGONER *et al.* 1990); (POSAMENTIER *et al.*, 1992) e (MASSELINK e HUGHES, 2003) (Quadro 1).

Quadro 1 1. Sistemas deposicionais retroprogradantes, indeterminados e estacionários.

Aporte NRM Sedimentar	Em queda	Estabilizado	Em Elevação
Positivo	Progradante	Progradante	Indeterminado
Neutro	Progradante	Estacionário	Retrogradante
Negativo	Indeterminado	Retrogradante	Retrogradante

Fonte: Modificada de Masselink e Hughes (2003).

4.3 Sistema Radar de Penetração no Terreno (GPR) no Estudo de Unidades Depositionais Progradacionais Quaternárias

O GPR é um sistema de levantamento geofísico não invasivo e não destrutivo baseado no estudo da progradação de ondas eletromagnéticas de alta frequência no subsolo, variando de 10 MHz a 1000 MHz (ANNAN, 1992), que pode fornecer informações detalhadas e de forma contínua das estruturas internas dos depósitos sedimentares (NEAL *et al.*, 2003; TIMMONS *et al.*, 2010; WEILL *et al.*, 2012). Este sistema mede o tempo do percurso, em nanossegundos (ns), do pulso da onda eletromagnética propagado até as camadas subsuperficiais (Tabela 1) e o retorno das reflexões à antena, sendo convertido em velocidade de progradação pela fórmula:

$$V = \frac{d}{(t/2)}$$

Onde:

d = profundidade de penetração (m);

v = velocidade do pulso (m/ns);

t = tempo de percurso de ida e volta do sinal à antena do GPR.

Tabela 1. Velocidades de propagação do pulso GPR em determinados tipos de materiais e meio deposicional.

Tipo de Material / Meio	Velocidades (m/ns)
Areia Seca	0,120 – 0,170
Areia úmida	0,055 – 0,060
Silte úmido	0,095
Argila seca	0,173
Argila úmida	0,086 – 0,110
Média de solos	0,075
Calcáreo	0,100 – 0,113
Arenito úmido	0,112
Xisto úmido	0,113
Carvão	0,134 – 0,150
Granito	0,106 – 0,120
Quartzo	0,145
Substrato Recoso (<i>Bedrock</i>)	0,120 – 0,130

Fonte: Modificada de (Reynolds, 1997; Neal, 2004).

Quando a onda eletromagnética atinge a interface entre materiais geológicos, com diferentes permissividades dielétricas, parte dela é refletida em direção à superfície e outra é refratada (DAVIS e ANNAN, 1989). O sinal GPR refletido após ser recebido pelo sistema é gravado e processado.

O radar de penetração no terreno, cada vez mais, vem sendo usado em outras áreas do conhecimento e campos de atividade com sucesso, como na sismologia, arqueologia e engenharia civil.

A profundidade de penetração e resolução do sinal do sistema GPR é dependente das propriedades eletromagnéticas dos materiais constitutivos do substrato investigado e da frequência da antena do GPR. O sinal emitido por antenas GPR de alta frequência permite a obtenção de alta resolução e baixa profundidade de penetração, enquanto antenas de baixa frequência fornecem baixa resolução e maior profundidade de penetração (DAVIS e ANNAN, 2017) (Tabela 2).

Tabela 2. Frequência da antena e profundidade aproximada de penetração.

Frequência da Antena GPR	Profundidade de Penetração Aproximada (m)
1600 MHz	0 – 0,45
1000 MHz	0 – 0,60
900 MHz	0 – 1,00
400 MHz	0 – 4,00
270 MHz	0 – 5,50
200 MHz	0 – 9,00
100 MHz	0 – 30,00
60 – 80 MHz	>30,00

Fonte: Ground Penetration Radar Geophysical Survey System / Technology Explained GSSI 2022 Inc.

A profundidade da penetração do sinal GPR depende da frequência da antena e do meio, o qual o pulso se propaga. Conforme estudos desenvolvidos por Duke (1990) e Olhoeft (1981) a amplitude da profundidade de penetração nos diferentes materiais do substrato está vinculada, principalmente, às seguintes perdas determinadas pela atenuação do sinal GPR:

- Condução Elétrica – Ocorre em materiais condutivos nas frequências baixas;
- Polarização – É a perda verificada para altas frequências, quando à molécula de água não consegue se polarizar;
- Espalhamento Geométrico – É independente do meio, acontece pelo espalhamento esférico da frente da onda;
- Difusão – Este tipo de perda pode acontecer em função da heterogeneidade dos materiais de meio, quando não possuem dimensões compatíveis ao comprimento de onda correspondente à frequência do sinal da antena GPR em uso.

Atualmente, uma variedade de estudos tem demonstrado a aplicabilidade e versatilidade da utilização do GPR na investigação de sistemas Quaternários (NEAL, 2004). Sendo que a efetiva aplicação e uso de GPR para estudos em planícies costeiras pode ser evidenciada, por exemplo, por trabalhos desenvolvidos, preferencialmente, para o Sudeste e Sul do Brasil, por Barboza *et al.* (2009; 2013), Silva (2011) e Dillenburg *et al.* (2011).

O sistema GPR assemelha-se à sísmica de reflexão contínua, quanto ao princípio físico e à metodologia. No entanto na sísmica de reflexão contínua as reflexões são produzidas ou definidas em função do contraste da impedância acústica entre materiais, enquanto no sistema GPR são causadas por contrastes gerados pela impedância eletromagnética (PORSANI, 1999).

De acordo com Neal (2004) as reflexões do sinal GPR são obtidas a partir do ângulo e os padrões de intensidade, de continuidade ou descontinuidade das radarfácies. O termo “radarfície” pode ser definido, de forma análoga à fície sísmica, como sendo formada pelo conjunto de todas as características de um padrão de reflexão, produzido por uma determinada formação rochosa ou sequência de depósitos sedimentares (ROKSANDIC, 1978; SANGREE e WIDMIER, 1979).

A reconstrução do ambiente sedimentar do passado é possível, usando dados destas reflexões que podem fornecer importantes informações descritivas, referentes à geometria das unidades deposicionais dos sedimentos, da arquitetura interna, das estruturas físicas, biológicas, texturais e características deposicionais dos estratos. Neste sentido, o GPR revela-se como uma técnica geofísica e ferramenta não invasiva valiosa, para avaliação e elaboração de estudos

multidisciplinares, quanto à investigação, formação e evolução do relevo costeiro e dos ambientes deposicionais (ROBINSON *et al.*, 2013).

O sistema GPR, devido sua capacidade de imageamento e registro das estruturas sedimentares internas e do arranjo dos depósitos no subsolo, a partir da transmissão de pulsos de alta frequência, que são parcialmente refletidos pelas descontinuidades eletromagnéticas do meio da subsuperfície, possibilita, pelo processamento e interpretação das imagens 2-D de radar (radargramas) geradas, construir a estratigrafia dos depósitos sedimentares antigos e modernos (JOL e SMITH, 1991; GAWTHORPE *et al.*, 1993).

Conforme Aliotta *et al.* (2013), o estudo da estratigrafia e das características paleontológicas das unidades sedimentares costeiras e suas relações verticais, laterais e contextuais podem produzir um registro geológico completo.

As radarfácies, que representam conjuntos diferenciados de feições de estratos, podem ser interpretadas por ambientes deposicionais retrogradantes e pelos processos que possibilitaram sua formação, desenvolvimento e registro de determinadas paleoformas e formas, como os paleo-cordões litorâneos e cordões litorâneos recentes. Padrões de reflexão de registros de marés, depósitos de sedimentos médios e grosseiros, depósitos glaciais e da estrutura interna das formas costeiras foram relatados em trabalhos científicos (BERES *et al.*, 1995; BRISTOW, 1995b; HUGGENBERGER, 1993; HUGGENBERGER *et al.*, 1994; GREEN *et al.*, 1995; JOL *et al.* 1996b).

Devido à necessidade de maior entendimento da evolução deposicional e sedimentar de uma determinada área, estudos realizados em geologia sedimentar salientam a correlação existente de dados GPR e fácies deposicionais (radarfácies) (CLEMMENSEN e NIELSEN, 2010; GIRARD e DAVIS, 2010; NEWBY, 2011; RODRIGUEZ *et al.*, 2012; STORMS *et al.*, 2012).

Pesquisas realizadas, atualmente, para identificação do material sedimentar, que ocorre nos estratos registrados por dados GPR, utilizam algoritmos de aprendizagem de máquina (*LM-Learning Machine*) e de redes neurais, para transformar os dados dos radargramas em imagens de permissividade, na qual cada pixel da imagem do radargrama representa um valor de permissividade individual (LIU *et al.*, 2021); (JI *et al.*, 2021). Além, também, de possibilitar a estimativa da

permeabilidade da rocha, que é de suma importância para avaliação da capacidade produtiva e da vida útil do reservatório.

Atualmente, algoritmos de Redes Neurais Artificiais estão sendo utilizados para estimar valores da porosidade mecânica dos depósitos, através dos parâmetros eletromagnéticos de dados GPR (ARAÚJO *et al.*, 2021).

5. CONTEXTO GEOLÓGICO - GEOMORFOLÓGICO E OCEANOGRÁFICO

5.1 Geologia e Geomorfologia

A geologia da região é composta por dois tipos de rochas que possuem distinta resistência à erosão: as rochas “duras” do maciço Norte Patagônico, no qual se apoia o Golfo San Matias ao oeste, e rochas “macias”, que formam as costas do Norte e Sul do Golfo San Matías, Província de Rio Negro, Ameghino (1906 *apud* MOUZO e PATERLINI, 2017) (Figura 6). As rochas “duras” são formadas por metamórficos pré-cambrianos de vários graus, arenitos ferríticos, intrusões graníticas silúrico-devonianaso-carbonífero, riolitos, ignimbritos, tufo jurássicos e pequenas quantidades de sedimentos cretáceos de origem pacífica. As rochas “macias” são compostas por rochas sedimentares Pleistocênicas e Holocênicas, constituídas basicamente por sedimentos consolidados e inconsolidados, com bancos e depósitos de areia, cascalho alguns seixos e sedimentos bioclásticos, característicos na área de estudo, dominados por coquinas e às vezes cimentados.

Angulo *et al.* (1978 *apud* CHARÓ, 2014), diferenciam os depósitos da Baía de San Antonio em duas unidades estratigráficas: Formação Baliza San Matías (Pleistoceno Tardio) e Formação San Antonio (Holoceno), tendo por base a morfologia, posição estratigráfica e grau de litificação.

As conchas e moluscos pertencentes à Formação San Antonio, que apresentaram idades convencionais entre 40 AP a 28 ka AP, determinadas através de datação por rádio carbono ^{14}C , foram consideradas pelos autores como sendo originárias do retransporte e retrabalhamento de depósitos antigos.

Datações realizadas por Rutter *et al.* (1989, 1990) para diferentes depósitos quartenários encontrados na região, utilizando racemização de aminoácidos pelo método da eletroresistividade ERS (*Eletron Spin Resonanse*), registraram idades de 97 - 80 ka AP e de 70 - 66 ka AP, para os depósitos pleistocênicos mais recentes, e idades ≥ 230 ka AP e ≥ 169 ka AP, para depósitos pleistocênicos antigos.

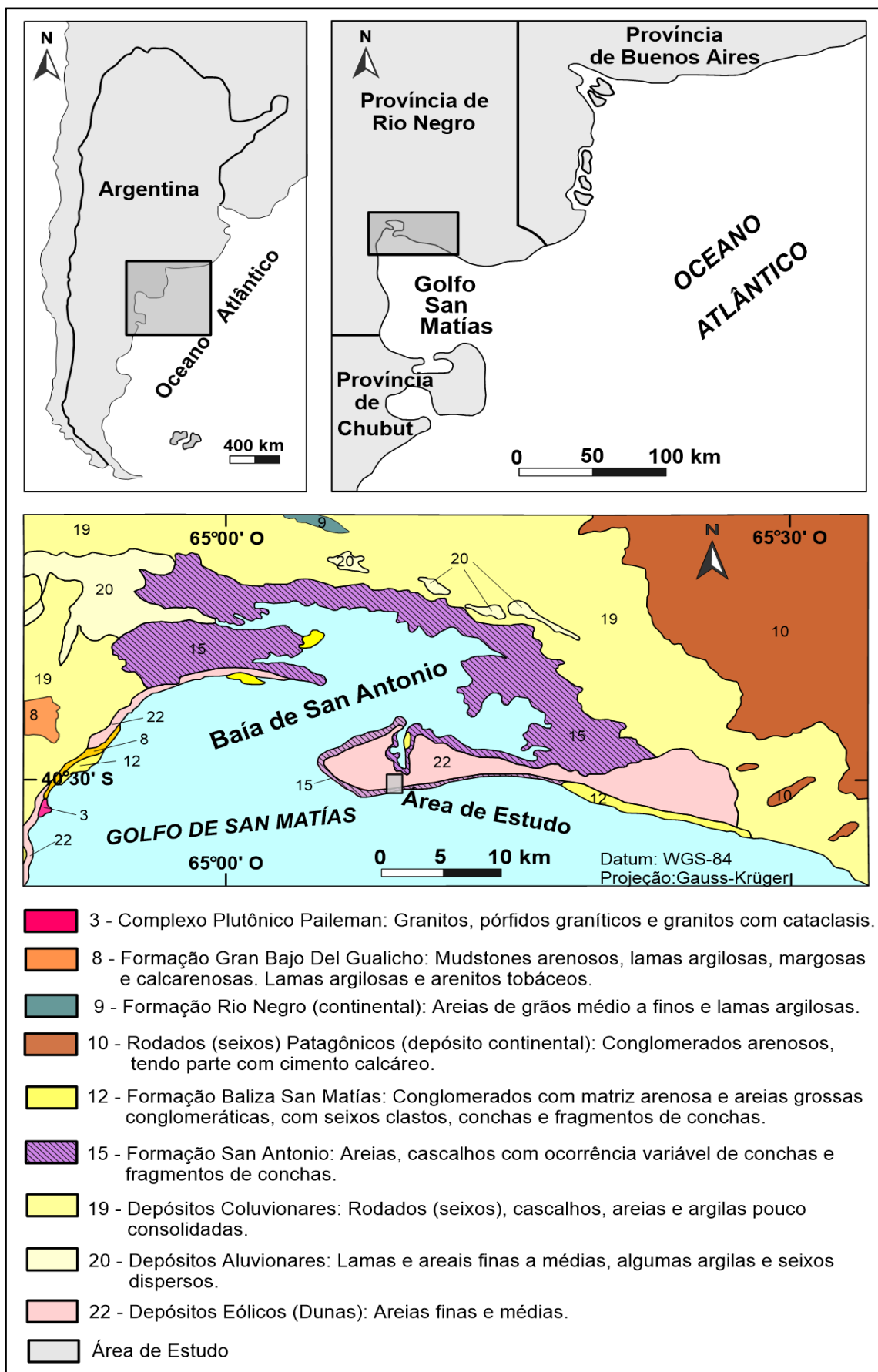


Figura 6. Mapa da situação, localização e geológico da porção norte do Golfo San Matías, com os limites das províncias de Buenos Aires, Chubut e Rio Negro, onde está localizada a área de estudo. Fonte: Modificada de Kokot *et al.* (2017) e da Carta Geológica de La Republica Argentina - SEGEMAR – Instituto de Geologia e Recursos Minerales - 1999.

Fucks *et al.* (2012), citam a ocorrência de quatro ingressões marinhas MIS (Estágio Isotópico Marinho) para a porção norte do Golfo San Matias: (MIS 5e, MIS7 e \geq MIS9), pertencentes ao Pleistoceno e uma quarta ingressão marinha (MIS 1), como sendo Holocênica.

Para Angulo *et al.* (1978), Cortés (1981a e 1981b) e Weber (1983a), a Formação Baliza San Matias corresponde aos dois últimos eventos transgressivos do Pleistoceno e as Formações San Antonio e Punta Villarino ao Holoceno. No entanto, outros autores como Gelós *et al.* (1992) consideram a Formação San Antônio pertencente às idades Pleistocênica Superior e Holocênica (Quadro 2).

Quadro 2. Unidades litoestratigráficas do período Quartenário para o Golfo San Matías, Baía de San Antonio, San Antonio Este e San Antonio Oeste.

Era Período		Idade-Época		Unidades Estratigráficas		
Cenozóico	Quartenario	Holocênica		Alúvios (1) Sedimentos Litorâneos (1) Fm. Punta Villarino (1) Fm. San Antônio (1)	Alúvios (1) Sedimentos Litorâneos (1) Fm. Punta Villarino (1)	
				Fm. San Antônio (4)		
		Pleistocênica	Superior		Fm. Punta Puerto Lobos (2) Fm. Alizeguirre (2) Fm. Baliza San Matías (1)	Fm. Alizeguirre (2) Fm. Baliza San Matias (1)
			Inferior		F. Tehuelche (3)	F. Tehuelche (3)
(1)Angulo <i>et al.</i> (1967); (2)Cortés (1981a;1981b); (3)Weber (1983a); (4)Gelós <i>et al.</i> (1992)						

Fonte: Modificada de Gélos *et al.* (1992).

Segundo Kokot e Favier-Dubois (2017) as áreas da Baía de San Antonio e de San Antonio Este e Oeste são compostas por feições geomorfológicas (Figura 7), tanto atuais, quanto pertencentes ao passado. Estas geoformas e paleoformas estão representadas na região das penínsulas de Punta Delgada, em San Antonio Oeste e de Punta Villarino, em San Antonio Este, por penínsulas, dunas e campos de dunas, canais de marés e, principalmente, por planície de paleo-cordões litorâneos, cordões litorâneos recentes, escarpas, paleo-micro escarpas, praias paleolíticas e neolíticas, geradas por eventos transgressivos, que ocorreram durante a idade Pleistocênica Superior e Holocênica. Outras geoformas de sedimentos de fundo, como as marcas de ondulação e ondas de areia (*ripple marks*,

sand waves) caracterizam o transporte bi-direcional de sedimentos, entre a Baía de San Antônio e Golfo San Matías (ALIOTTA *et.*,2000).

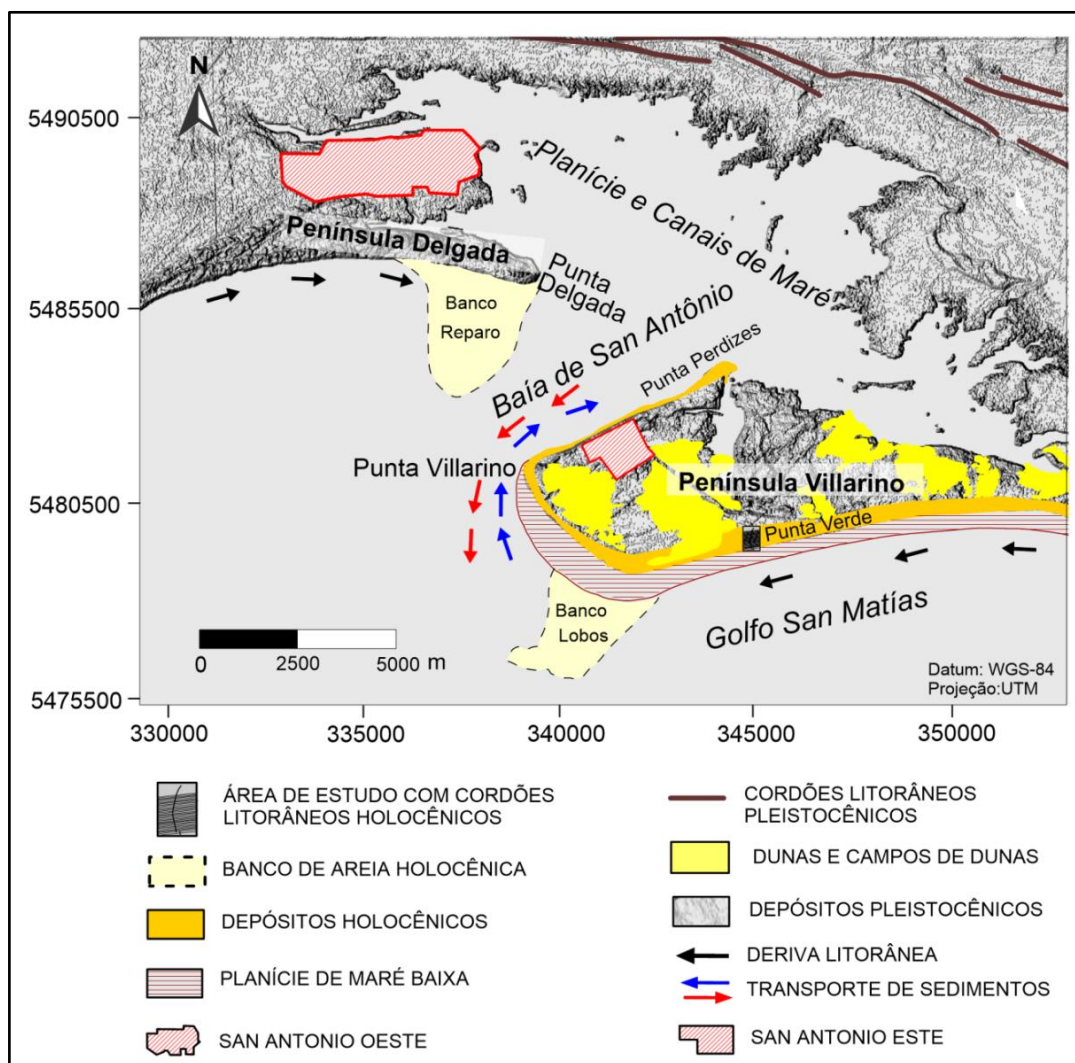


Figura 7. Mapa geomorfológico de San Antonio Este e da Baía de San Antonio modificado de Kokot *et al.*, 2017, com a área de estudo localizada na Praia de Punta Verde e interpretação e cálculo da extensão da área da península de Punta Villarino. A atualização da topomínia e das principais feições morfológicas foram realizadas através de imagem de satélite Maxar-SASPlanet e aplicação do sistema de geoinformação Global Mapper 17[®]. Fonte Modificada de Kokot *et al.* (2017) e da Carta Geológica de La Republica Argentina - SEGEMAR – Instituto de Geologia e Recursos Minerales - 1999.

A península de Punta Villarino, com extensão aproximada de 58,1 km² é oito vezes maior que a área da península de Punta Delgada. Os depósitos de areia, predominantemente média, conchas, fragmentos de conchas, cascalho e seixos soltos (rodados patagônicos), que formam a planície litorânea e os cordões litorâneos Holocênicos, são encontradas junto às suas cristas dos cordões e afloramentos de paleo-micro escarpas preservadas, tanto na região continental da Península de Punta Villarino (Baía de San Antonio), quanto na oceânica (Golfo San Matías).

Os campos de dunas fixas e semifixas presentes na região central da península Villarino e na região costeira em torno da Baía de San Antônio e Golfo San Matias cobre uma extensão aproximada de 11,39 km² (Figura 6). Essas dunas fixas e vegetadas da península possuem cobertura rala de gramíneas psamófilas e vegetação herbácea.

Na Baía de San Antonio, ao norte e a leste, nas áreas de marismas, compostas por areia média e fina, provavelmente devido à ação das marés, são encontradas vegetação Halófitas (CARDONE *et al.*, 2007).

5.2 Ondas e Marés

Em torno de aproximadamente 50% das plataformas continentais e das áreas costeiras mundiais são dominadas por processos hidrodinâmicos e sedimentares, cujas forçantes principais são as ondas de tempestade, marés e as correntes de deriva litorânea (PLINT, 2010).

Estudos da incidência de ondas e da energia que produzem sobre as áreas marinhas e costeiras, a partir da medida e coleta de dados, são raros, caros e inéditos, sendo geralmente relacionados a empreendimentos de engenharia e atividades de pesquisa. Isto ocorre também, quanto à existência de registros de dados de onda, para a costa Argentina.

Segundo Pousa (1995 *apud* KOKOT *et. al.*, 2004); Lanfredi *et al.* (1992); Framiñán (1986), trabalhos sobre energia e altura de ondas, para determinados locais na costa Argentina como Buenos Aires, Puerto Quequén e província de Rio Negro, na qual se encontra o Golfo San Matías e a área de estudo, obtiveram valores de altura média e máxima de $H_m = 1,33$ m, $H_{max} = 3,61$ m e período médio $T_m = 8$ s. Na localidade de Playa Union, província de Chubut, o valor da altura média anual de onda foi $H_m = 0,87$ m e altura máxima estimada $H_{max} = 3,00$ m. Este valor de H_{max} estimado, segundo os autores, foi devido à utilização de dados de alturas de ondas a partir de análise de série histórica de um ano de observações, que fica próximo à altura máxima das ondas encontradas no Golfo San Matías e em demais locais da costa norte da Patagônia Argentina.

Dados do Servicio Meteorológico Nacional Argentino, no ano de 2013, registraram oscilações de alturas de ondas entre 0,5 a 1,5 m e períodos entre 7 a 10s para o Golfo San Matías. Alturas das ondas para o mesmo local, durante

tempestade com ventos, no mês de fevereiro de 2006, ultrapassaram 3 m (KOKOT *et al.*, 2012).

Para o presente estudo do clima de ondas no ponto P.D. (Ponto de Dados) no Golfo San Matías, com latitude $41^{\circ}02'60''\text{S}$ e longitude $64^{\circ}50'60''\text{O}$, foram determinadas altura significativa $H_s = 1,01\text{m}$, altura máxima $H_{\text{max}} = 5,52\text{m}$ e período máximo $T_{\text{max}} = 8,98\text{s}$ para ondas com direção predominante de incidência de sudeste (SE) (Figura 8). Estes dados e informações foram obtidas da análise da série temporal de dados de onda, para um período de 26 anos (1/1/1993 a 31/12/2019), (Reanalysis-wav-001-032), Méteo-France, pertencentes ao modelo numérico de previsão oceânica para malha (*grid*) da base de dados do Copernicus Marine Service - EU, com resolução espacial de 0,2 por 0,2 graus de latitude e longitude e resolução temporal de 3 horas.

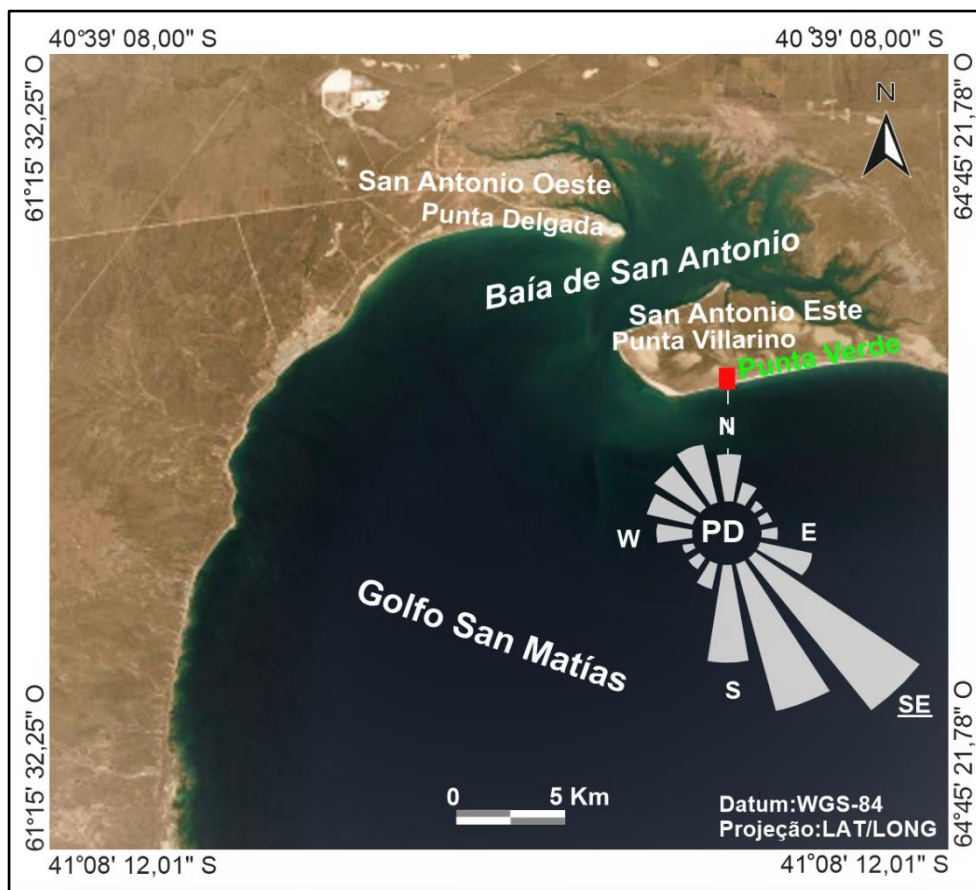


Figura 8. Localização do ponto dos dados (P.D) da série histórica de ondas no Golfo San Matías com altura significativa $H_s=1,01\text{m}$, período máximo $T_{\text{max}}=8,98\text{s}$ com direção de sudeste (SE), para as ondas dominantes. Fonte: Copernicus Marine Service e imagem de satélite Maxar-SASPlanet.

Fucks *et al.* (2012) descrevem as marés do Golfo San Matias e da Baía de San Antonio, devido à característica de serem constituídas por macro-marés, com variação média de até 9 metros acima do nível médio do mar (NMM), como sendo do tipo semidiurna, com duas baixa-mares e duas preamares diárias, fazendo com que toda a região da baía, costas adjacentes, planícies e canais de maré inuntem duas vezes ao dia. Nos intervalos de vazantes, ainda, segundo Fucks e colaboradores, 85% da superfície interna da Baía de San Antônio se mantém emersa.

Dados de registros de marés publicados pelo Servicio de Hidrografía Naval Argentino (2003) mostram as seguintes amplitudes e níveis médios de maré na região do Golfo San Matias, Baía de San Antônio e para as localidades de Porto de San Antonio Oeste (Muelle Este), Porto de San Antonio Este e Punta Colorada, conforme Tabela 1 (KOKOT *et al.*, 2004) e dados do Servicio de Hidrografía Naval Argentino, 2016).

Tabela 3. Amplitudes de maré para a Baía de San Antonio (BSA) e Golfo San Matías (GSM).

Localidade	Localização	Regime/Maré	Preamar (m)	Baixa-Mar (m)	Maré Média (m)
San Antonio Oeste (Muelle Este)-BSA	40°47'04,26"S 64°53'08,22"O	Semidiurna	9,09	0,01	4,45
San Antonio Este (Porto)-BSA	40°47'49,18"S 64°53'08,30"O	Semidiurna	9,62	0,01	4,45
Doca de Pta. Colorada-GSM	41°41'52,28"S 65°00'27,33"O	Semidiurna	8,79	0,04	4,45

Fonte: Servicio de Hidrografía Naval Argentino (2003; 2016).

Ao ambiente de maré alta da região do Golfo San Matias se somam as elevações do nível médio do mar (NMM), resultantes de eventos de marés meteorológicas e a elevação da altura de ondas de tempestade, causando impactos erosivos e de acreção, transporte, retransporte e retrabalhamento dos sedimentos, junto às áreas costeiras. Os dados de maré máxima para ano de 2016, fornecidos pelo Servicio de Hidrografía Naval Argentino, conforme as previsões realizadas para o Porto de San Antonio Este (SAE) foram entre 9,62 a 9,22 m e velocidades de marés com valores em torno de dois nós (1,02 m/s).

Estudo de predição de marés para o Golfo San Matías, através de modelagem numérica, calculou correntes de maré que podem atingir velocidade de até 7 nós (3,57 m/s), sendo um importante fator, quanto ao tempo de renovação das águas da Baía de San Antonio e para o transporte e deposição de sedimentos biosiliciclásticos (TONINI *et al.*, 2006).

A partir dos parâmetros de altura da onda significativa (1,05 m) e a altitude média do nível de maré (4,45 m), a região do Golfo San Matías, Península Villarino e Praia de Punta Verde podem ser enquadradas como um ambiente de alto domínio de marés, conforme classificação para ambiente costeiro proposta por Davis e Hayes (1978; 1984); tendo por base a amplitude de onda e maré (Figura 9).

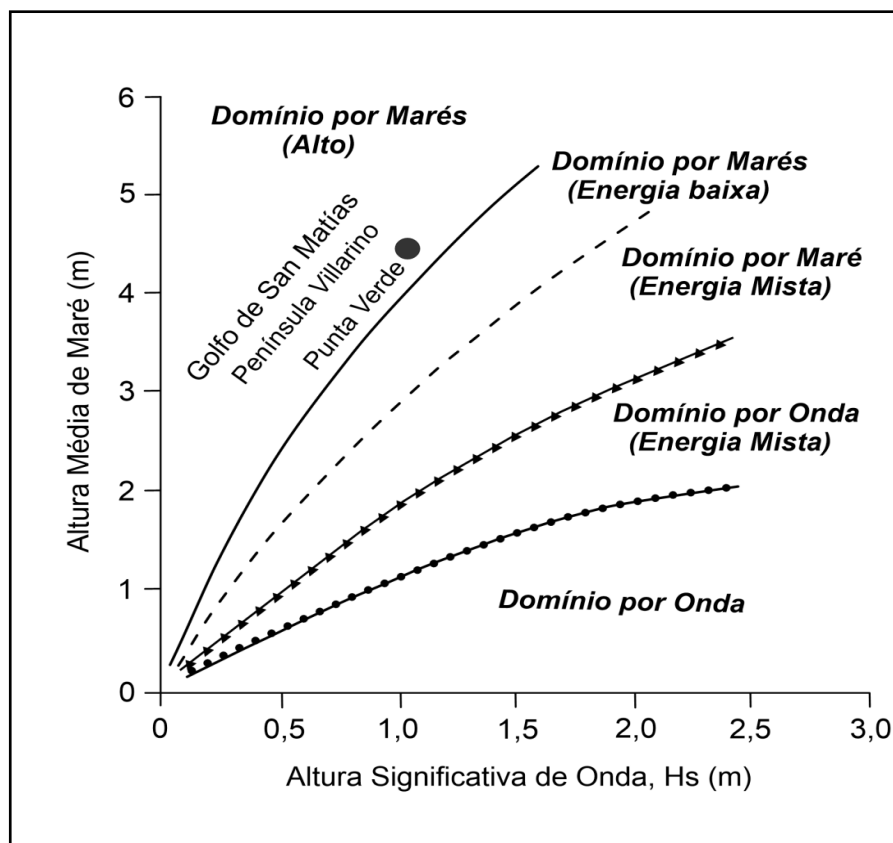


Figura 9. Classificação dos ambientes litorâneos, conforme as características locais de ondas e marés. Fonte: Modificada de Davis e Hayes (1984).

6.METODOLOGIA, EQUIPAMENTOS E MATERIAS

A metodologia utilizada neste estudo teve por base a prospecção de informações quali-quantitativas de cunho bibliográfico-documental, obtidas por acesso a artigos, banco de dados de informações digitais (BDID), imagens de satélite, levantamentos topográficos e geofísicos (perfilagem com GPR) e da coleta de amostras de conchas e fragmentos de conchas (coquinas) para datação.

6.1 Radar de Penetração no Terreno – GPR

O sistema GPR utilizado foi o modelo SIR 3000 da GSSI® (Geophysical Survey System, Inc.) com antena de alta frequência do tipo common-offset de 400 MHz, que corresponde a uma única antena operando simultaneamente na transmissão e recepção do sinal GPR (Figura 10), podendo estar acoplada a uma roda odométrica, que possibilita aquisição dos dados da subsuperfície do terreno no modo de intervalo de distância, no qual a cada distância determinada é emitido um pulso eletromagnético (*trigger's*) e adquirido um dado GPR recebido da reflexão do pulso.

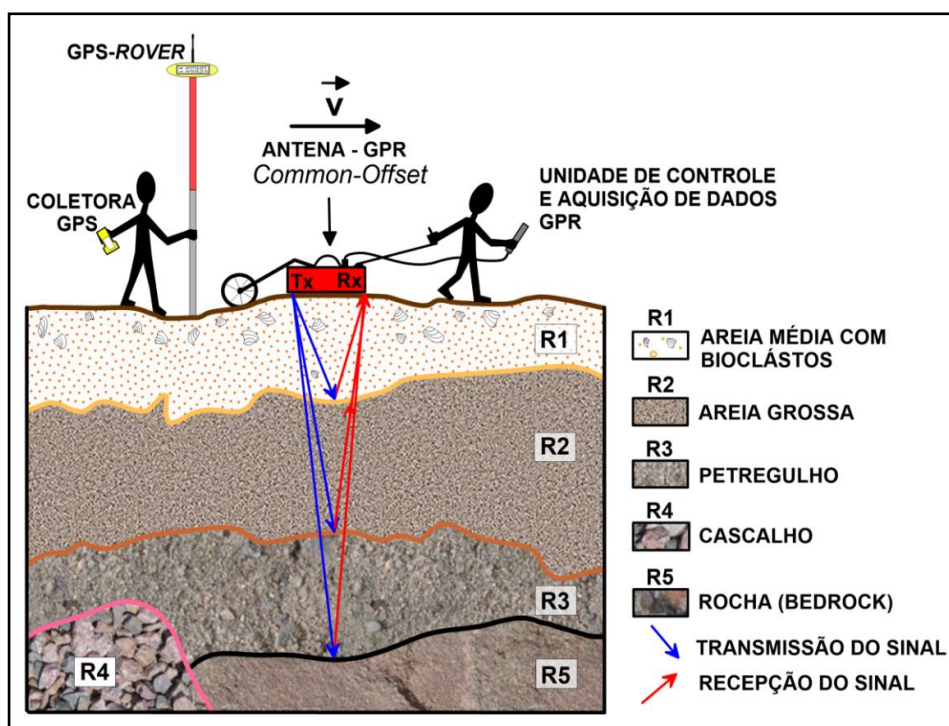


Figura 10. *Layout* de exemplo ilustrativo do uso do sistema GPR, com antena, tipo *Common-Offset*, de transmissão e recepção do sinal eletromagnético e de sua penetração, em diferentes estratos deposicionais.

O método utilizado para a interpretação dos dados (GPR), contidos nos radargramas dos perfis levantados, observou os critérios sismoestratigráficos para a caracterização, classificação das radarfácies e dos estrados dos depósitos sedimentares de maneira semelhante ao utilizado para sismofácies; baseado nos padrões das terminações *onlap*, *downlap*, *toplap*, *offlap* e *truncation* de um conjunto de reflexões e dos critérios de identificação e análise das superfícies limites erosionais e de sequências deposicionais, conforme Mitchum *et al.*(1977 a, b, c); Vail *et. al* (1977); Brown e Fischer (1980); Posamentier *et al.*(1988); Van Wagoner *et al.* (1990); Gawthoper *et al.* (1993); Bristow (1995); Miall (1996).

6.2 Sistema de Posicionamento Global Cinemático em Tempo Real GPS - RTK (*Global Positioning System - Real Time Kinematic*)

A determinação de coordenadas X, Y, Z de posicionamento e altitude, obtidos através de GPS (Sistema de Posicionamento Global (GPS), a partir do GNSS (Sistema Global de Navegação por Satélite). Segundo Monico (2008), este sistema possui uma abrangência global, permitindo ao usuário, em qualquer localização da superfície terrestre, dispor de um número mínimo de quatro satélites para serem rastreados, sem necessidade de intervisibilidade entre as estações GPS (base e móvel), independentemente das condições climáticas do local, para a obtenção do posicionamento.

Atualmente, existem várias técnicas para determinação das coordenadas precisas do terreno com sistema GPS, em um pequeno intervalo de tempo de coleta de dados, seja quando o receptor GPS móvel (*rover*) está parado; modo de levantamento estático, ou quando o receptor está em movimento, ao longo de uma linha ou pontos de levantamento planialtimétrico; modo cinemático.

O método de posicionamento por sistema GPS baseia-se na ideia que os multipercursos e ruídos de sinais que chegam ao receptor, fontes de erro GPS/GNSS, estão correlacionados entre si. No entanto, verifica-se que os erros podem ser variáveis, sendo necessário corrigi-los e monitorá-los à medida que acontecem. A melhor maneira de fazer isso é configurar um dos receptores em uma estação de aquisição de dados de posição, cujas coordenadas sejam exatamente conhecidas (GPS-Base). O computador do receptor GPS da estação base calcula a posição a partir de dados de satélite e compara essa posição com sua posição real conhecida, encontra a diferença e a corrige. As correções de erros resultantes

podem ser comunicadas do GPS base ao *rover* via um link de rádio ou via satélite. Este modo de correção de posicionamento por GPS em tempo real funciona muito bem, desde que haja comunicação entre as estações GPS base/*rover* e não tenha perda de sinal de satélites. Enquanto isso, o *rover* ou *rovers* se movem de um lugar para outro coletando os pontos de posições, em relação à estação base de correção GPS (MONICO, 2008) (Figura 11).

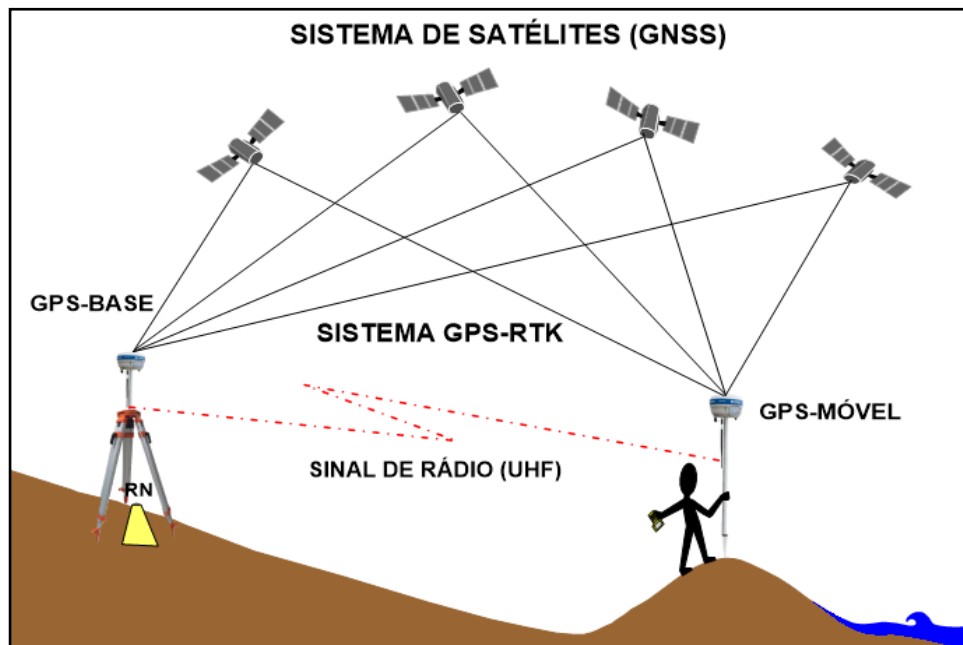


Figura 11. Esquema do Sistema Global de Navegação por Satélites (GNSS) e de posicionamento por GPS-RTK, em tempo real, das coordenadas X, Y, X, a partir uma estação GPS-Base de correção via link de rádio, para o levantamento planialtimétrico dos perfis GPR. Fonte: Modificada do manual do GPS Stonex S8+, Versão 01.

Segundo Monico, 2008; Seeber; 2003 Daí *et al.*, 2003, este modo de posicionamento GPS (Cinemático em Tempo Real - RTK), no qual são utilizados dois receptores coletando dados de forma contínua e simultânea, onde não há necessidade da realização de pós-processamento dos dados, possibilita a obtenção de precisão centimétrica, durante o levantamento de campo. Se houver necessidade de melhorar a qualidade e precisão de posicionamento, por perda de ciclo dos satélites ou de sinal UHF, é possível utilizar os dados GPS brutos (*.raw*), gravados, para a realização do pós-processamento dos dados de posição com falhas (*gap's*).

O Sistema de Posicionamento Global com correção cinemática em tempo real, utilizado nos trabalhos de campo, é composto por um par de GPS-RTK Stonex

S8 Plus[®], geodésicos de dupla frequência (L1, L2), com precisão centimétrica (Figura 12a, 12b e 12c).

Os procedimentos de ampliação de contraste (*contrast stretching*) e filtragem por rede neural dos dados GPR, na forma de imagem 2-D (radargrama), foram realizados com o programa Kogeo 7[®] (KONERDING, 2004; 2006), durante a fase de pré-processamento. Durante o georreferenciamento, processamento, visualização, interpretação das radarfácies e delineamentos dos refletores e das superfícies limites e correção da topografia dos dados GPR foram utilizados programas REFLEXW[®] (para sistema MS-Windows), versão 8.5.8 (SANDMEIER, 2018), Surfer 12[®] da Golden Software e o sistema Global Mapper 17[®], para geração do modelo digital de elevação do terreno (DEM), com imagem altimétrica Merit DEM, acoplada à imagem de satélite de recursos naturais Maxar-SASPlanet.

O levantamento topográfico planialtimétrico dos transectos na área de estudo, para geração de perfis altimétricos e georreferenciamento dos dados geofísicos de alta resolução, obtidos com Radar de Penetração no Terreno (GPR), foi executado com o sistema GPS Stonex-RTK[®] (Sistema de Posicionamento Global Geodésico), no modo cinemático com correção do posicionamento X, Y, X em tempo real.

No posicionamento e coleta dos dados planialtimétrico, no qual foi utilizada como estação Base-GPS a referência de nível (RN), localizada junto ao posto de réguas maregráficas do Porto de San Antônio Este (SAE). Os dados GPS planimétricos foram processados e georreferenciados ao *datum* WGS-84 (*World Geodetic System-1984*), com coordenadas Este e Norte na projeção cartográfica UTM (Universal Transversa de Mercator) e os dados altimétricos referenciados à altitude transportada da RN (Referência de Nível) da estação Base-GPS de correção para a nova base de correção, próxima à área dos levantamentos dos perfis GPR.

6.3 Aplicação e Calibração do Radar de Penetração no Terreno – GPR

Os cordões litorâneos pertencentes à área de estudo foram perfilados através do levantamento 2-D de linhas perpendiculares à linha de praia, com sistema GPR (Radar de Penetração no Terreno), SIR 3000 da GSSI[®] (*Geophysical Survey System, Inc.*), antena de 400 MHz e os dados GPR adquiridos georreferenciados com sistema GPS-RTK (Figuras 12a, 12b e 12c).

Durante os levantamentos a antena do sistema GPS percorreu o mesmo caminhamento realizado pelo GPR, mantendo uma determinada distância da antena do radar para evitar a interferência e ruídos transientes no sinal emitido, refletido e recebido pelo sistema GPR (Figura 12d e 12e). O equipamento, para o levantamento dos dados da perfilagem do substrato, foi configurado para o uso de incremento de intervalo de aquisição (*trace*) com equidistância de 0,02 m e utilização de filtros internos ao sistema, para a eliminação de ruídos nos registros adquiridos e aumento do ganho de sinal.

O valor de velocidade utilizado para a correção da profundidade dos dados GPR levantados foi determinado pela calibração no campo, em um afloramento de micro-paleo escarpa. Sendo que o valor da velocidade obtida de 0,154 m/ns ficou dentro do intervalo dos valores encontrados na literatura para sedimentos de barreira arenosa (Bristow e Pucillo, 2006) (Figura 12) e dos valores da velocidade esperado para areia seca (0,120 a 0,170 m/ns), conforme especificado na Tabela 2.



Figura 12. **a)** GPS - Base RTK Stonex[®] na Referência de Nível (RN) do Porto de San Antonio Este (SAE); **b)** GPR SIR 3000 – GSSI[®]; **c)** Antena de 400 MHz com roda odométrica acoplada, para registro dos dados por intervalo de distância; **d)** Posicionamento X, Y, Z com GPS - Móvel RTK Stonex[®] do levantamento GPR; **e)** Caminhamento no levantamento GPR sobre o Perfil BRL3F6 (cordão litorâneo recente BR33).

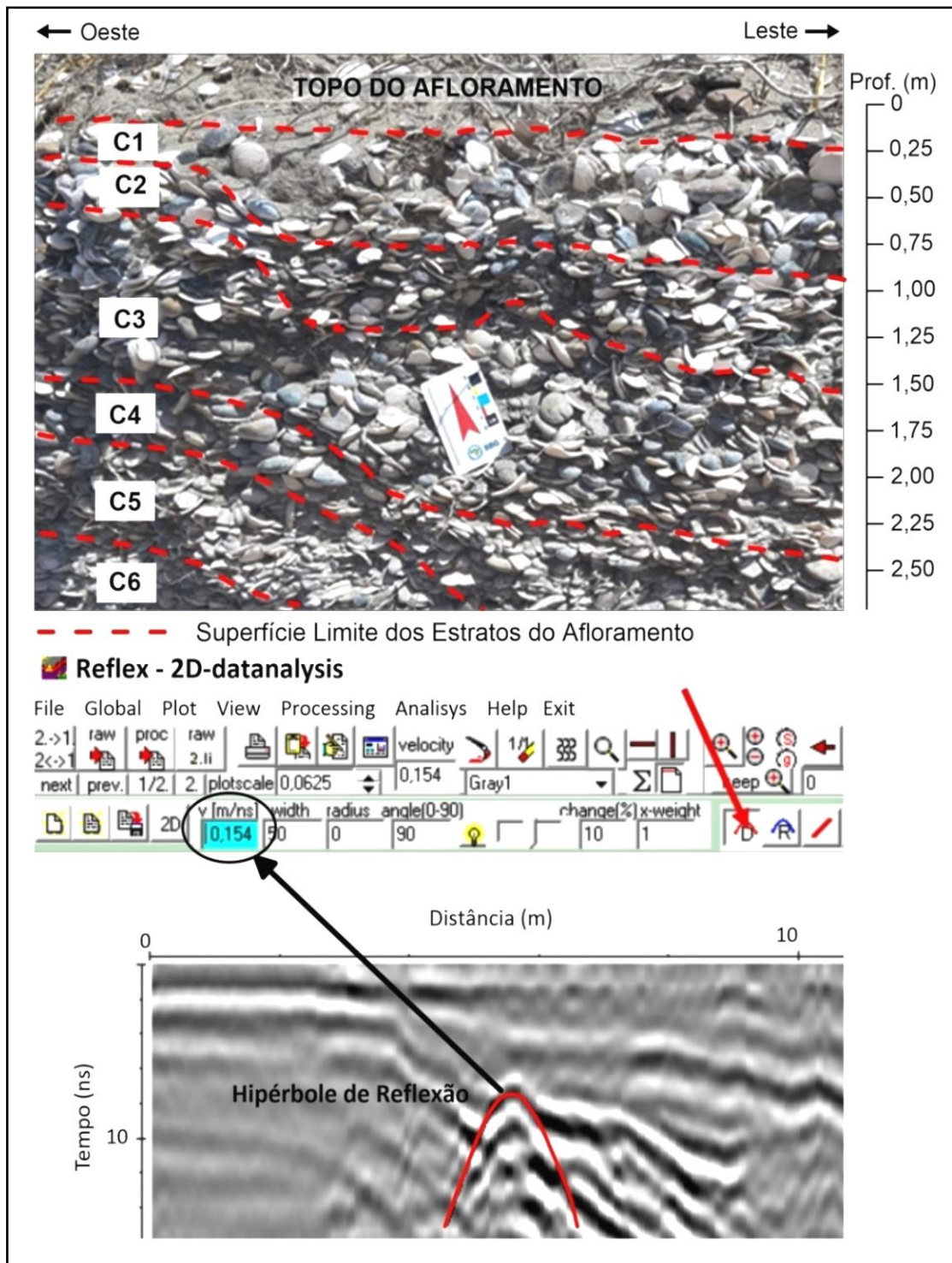


Figura 13. Afloramento de coquinas e siliclastos em paleo-micro escarpa na praia de Ponta Verde com os estratos C1, C2, C3, C4, C5 e C6 discretizados, em função do adensamento e orientação das conchas e fragmentos de conchas depositadas e a velocidade utilizada para calibração, determinada a partir da profundidade da hipérbole de reflexão do radargrama.

6.4 Rotinas do processamento dos dados

O processamento básico dos dados GPR for executado com o sistema REFLEXW 8.5.8, através das seguintes rotinas de correção de tempo inicial,

remoção e aumento de ganhos, filtragens 1D e 2D, conversão do tempo em profundidade e correção da topografia e inversão do sentido dos dados GPR levantados:

1. Correção do tempo inicial (*start time*);
2. Dessaturação (*dewow*) - remoção de ruídos de baixa frequência;
3. Subtração da média (*average subtract*);
4. Remoção do ganho (*remove header gain*);
5. Remoção de ruídos (*energy decay*);
6. Aplicação do aumento da correção de ganho (*gain correction*);
7. Filtragem com aplicação de análise espectral (*FK-filter*);
8. Filtragem de banda (*bandpass filtering*);
9. Filtro de remoção de ruído de fundo (*background removal filter*);
10. Filtragem de passa-baixa (*running average*);
11. Conversão do tempo em profundidade (*time in depth conversion*);
12. Correção e ajuste da topografia (*topography correction*) realizada para cada perfil GPR;
13. Visualização da imagem do radargrama processado;
14. Inversão do sentido do levantamento dos dados GPR expressos no radargrama (*radargram flipping*).

6.5 Determinação dos parâmetros Topomorfométricos

Os parâmetros topomorfométricos foram obtidos com base nas medidas (Fig. 14) das altitudes de cavas e cristas, ângulos de mergulho, distâncias entre as cristas dos cordões litorâneos, amplitudes entre cavas e cristas e dos ângulos de rotação do alinhamento dos cordões, a partir dos radargramas analisados e interpretados.

O cálculo da declividade das cristas dos cordões e declividade média para as subsequências de cristas de cordões foi realizado com os dados das diferenças de altitudes das cristas e das distâncias entre as cristas.

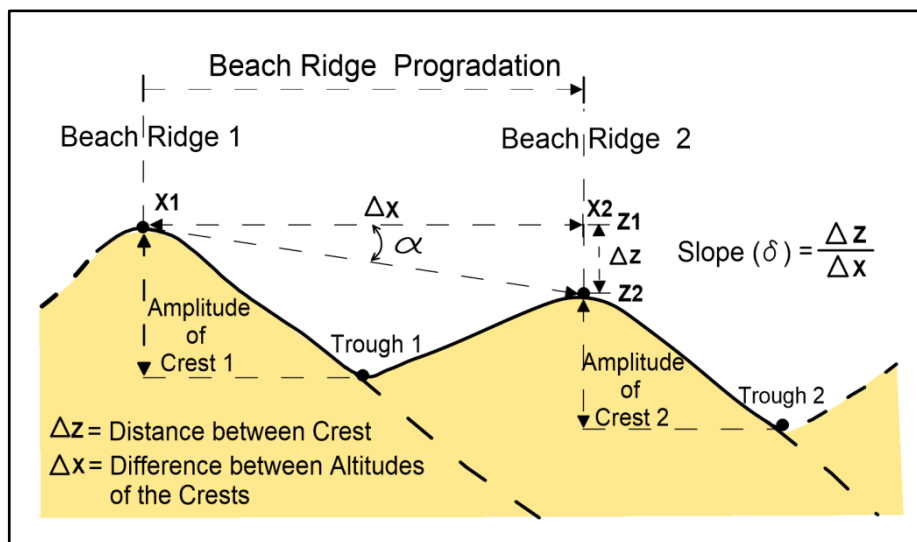


Figura 14. Parâmetros topomorfológicos dos cordões litorâneos.

6.6 Coletas e Datações das amostras

As amostras de conchas para datação por rádio carbono (^{14}C) foram coletadas para seis pontos distintos nas cristas dos cordões litorâneos BR-14, BR-20, BR-23, BR-25, BR-27 do perfil GPRL1F2 e na crista do cordão litorâneo recente BR 33 do perfil GPR BRL3F6 .

As datações das amostras foram realizadas pelo Centro para Ciências Físicas e Tecnologia (*FTM - Center for Physical Sciences and Technology*) da Lituânia - *Dating Certificate N.º. 2020-12-22-FTMC-EF85*, com uso de acelerador de espectrometria de massa de estágio único - *SSAMS (Single Stage Accelerator Mass Spectrometry)*, NEC, USA, com Equipamento Automatizado de Grafitação (AGE-3).

O método usado no pré-tratamento químico para a preparação das amostras a serem datadas pelo *FTM* foi o de reação ao ácido fosfórico ou ácido ortofosfórico H_3PO_4 , em quantidade suficiente para liberar o CO_2 e demais impurezas contidas nas amostras de conchas e fragmentos de conchas (coquinas).

7. RESULTADOS PRINCIPAIS

Nesta seção estão apresentados os principais resultados obtidos e interpretações desenvolvidas.

7.1 Análise e Interpretação dos Dados GPR

A profundidade média de coleta de dados GPR com antena 400 MHz para a de estudo foi de e a 5 metros. Este valores variam devido a atenuação da penetração e/ou da reflexão do pulso eletromagnético, devido à condutividade elétrica e a permissividade dielétrica dos materiais encontrados na subsuperfície.

A análise e interpretação dos dados GPP dos perfis L1F2 e BRL3F6 com uma extensão de 681 m permitiu a determinação de 32 paleo-cordões litorâneos progradantes (BR1 a BR32) e do cordão litorâneo recente BR 33,

7.2 Descrição e Interpretação das Radarfácies da Sequência de Paleocordões Litorâneos e do Cordão Litorâneo Recente de Punta Verde

A interpretação dos atributos e geometrias das reflexões das radarfácies da sequência progradante de paleo-cordões litorâneos (*RF1*, *RF1-Dw*, *RF1-E*, *RF2*, *RF3* e *RF4*) e radarfácies do cordão litorâneo recente (*RF5*, *RF6*, *RF7*, *F8-Dw*, *RF8* e *F9*), para os quais cada uma das suas cristas corresponderia à anciã posição da uma linha de praia (ROY *et al.*, 1994), mostra que são representativas da variação da linha de costa de Punta Verde, ocorrida pela ação de ondas tempestades, maré, correntes, transporte, aporte sedimentar e variação do nível relativo do mar (NRM).

7.3 Modelo Depositional-Progradacional dos Cordões Litorâneos de Punta Verde

A formação da sequência dos cordões da planície costeira da praia de Punta Verde e do cordão litorâneo recente é predominantemente atribuída às forçantes marinhas e meteorológicas (ondas, correntes, marés e tempestades). Sendo a configuração da linha de costa determinada pela evolução e progradação desses cordões em relação a variação do nível relativo do mar (NRM), (estabilizado, em queda ou elevação), durante o trato de queda global do nível do mar (regressão da linha de costa) associado ao balanço positivo ou neutro de sedimentos.

O modelo construtivo dos cordões de Punta Verde (Figura 15) assemelha-se ao proposto por Bird (1990). Neste sentido, os parâmetros topomorfométricos como:

altitude das cavas e cristas, ângulo mergulho, distância entre cristas, amplitude, rotação do alinhamento das cristas e declividade das cristas são importante para a formulação do modelo deposicional-progradacional para a sequência dos cordões litorâneos de Punta Verde.

Este modelo que teve por base construtiva a separação e análise da sequência de cordões em 4 subsequências deposicional-progradacional de paleocordões e de 1 cordão litorâneo recente com relação à rotação das cristas, declividade entre cristas e demais parâmetros e atributos topomorfométricos, corrobora ser a ação de ondas de tempestade, variação do nível relativo do mar, em estágio de descenso global, e o balanço positivo ou neutro de sedimentos os principais processos responsáveis pela formação, desenvolvimento tipo de progradação (normal ou forçada) para o sistemas de cordões de Punta Verde.

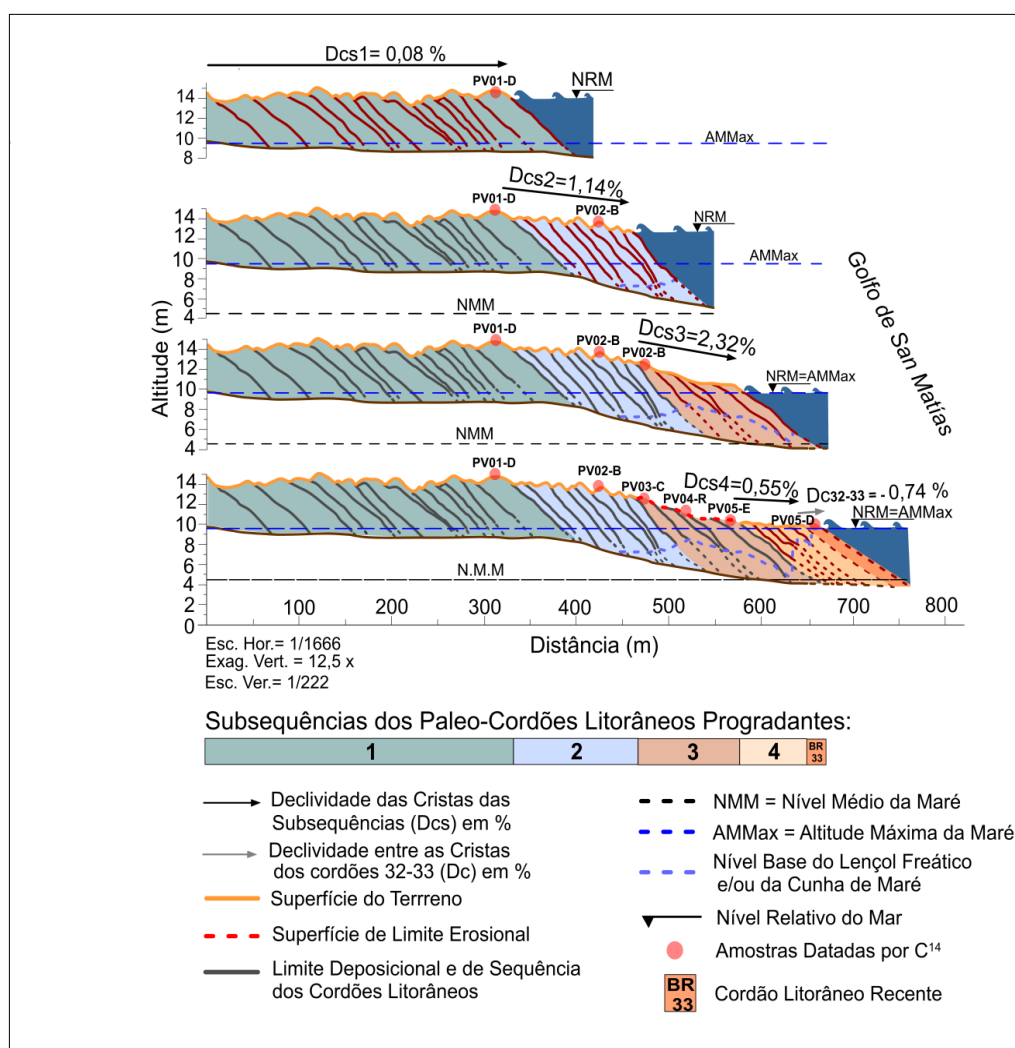


Figura 15. Modelo das Subsequências dos paleo-cordões litorâneos progradantes e do cordão litorâneo recente de Punta Verde.

7.4 Estimativa da Taxa Média de Progradação dos Paleo-cordões Litorâneos e da Queda do Nível Relativo do Mar em Punta Verde

As datações por rádio carbono ^{14}C das amostras de conchas e fragmentos de conchas (coquinas), para as cristas da sequência de paleo-cordões litorâneos e cordão-recente possibilitam dizer que estes cordões tenham sido construídos, presumivelmente, durante o intervalo da idade calibrada (Cal.) de 5840 ± 89 anos até a presente data (AP) (Figuras 16 e 17).

A estimativa da taxa de progradação, entre os paleo-cordões litorâneos BR14, BR20, BR25, BR27 com relação ao cordão recente BR33 e da taxa média de progradação com 0,070 m/ano (7 cm/ano) para o trecho de sequência de cordões analisados, teve como base de cálculo as diferenças entre as idades calibradas das amostras datadas por rádio carbono C^{14} e os intervalos de distância entre elas.

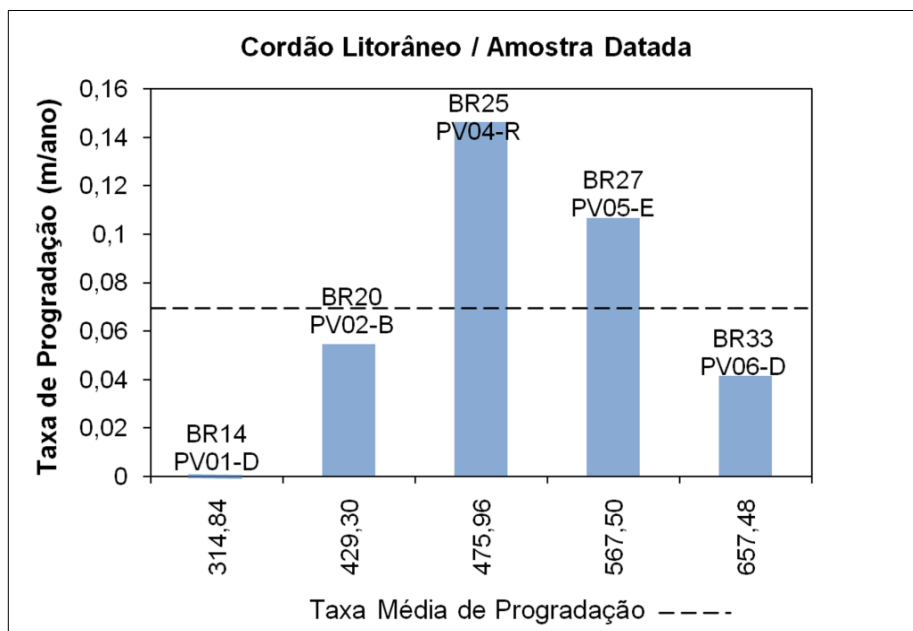


Figura 16. Gráfico de progradação dos cordões litorâneos e taxa média de progradação média entre os cordões litorâneos BR14 e BR 33 (cordão recente).

O cálculo da estimativa da taxa da queda do nível relativo do mar (NRM) foi realizado, também, entre os paleo-cordões litorâneos BR14, BR20, BR25, BR27 com relação ao cordão recente BR33. A taxa média de descenso para o trecho de sequência de cordões, a partir da variação das amplitudes das altitudes entre as cristas dos cordões e as suas idades datadas por carbono C^{14} , foi igual a 0,002 m/ano (2mm/ano) (Figura17).

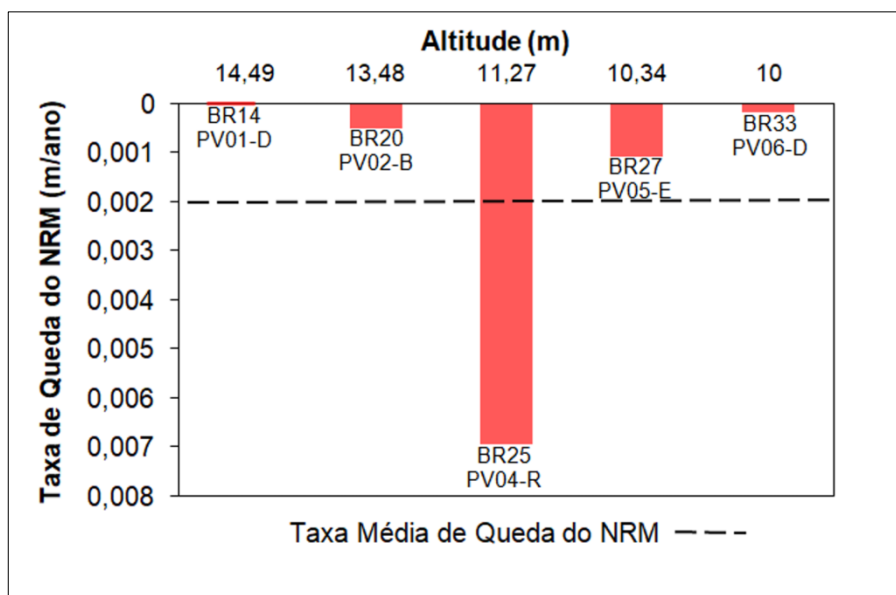


Figura 17. Gráfico da taxa de queda do nível relativo do mar (NRM) e a média de queda no trecho entre os cordões litorâneos BR14 e BR 33 (cordão recente).

8. DISCUSSÃO

A variação do nível relativo do mar (NRM), o aporte sedimentar, topografia antecedente e a incidência de ondas de tempestade, com relação às cristas dos cordões litorâneos individuais, subsequências dos cordões litorâneos progradantes e ao cordão recente de Punta Verde, podem apresentar potencial relação com os seguintes atributos topomorfométricos, que são indicativos da formação, controle desenvolvimento das feições geomorfológicas, arquitetura interna e ocorrência desses sistemas deposicionais progradantes:

- Elevação ou diminuição da altitude e amplitude das cristas dos cordões litorâneos;
- Ângulo de mergulho e a variação na distância entre as cristas;
- Rotação das cristas dos cordões;
- Declividade das cristas;
- Tipo de progradação.

8.1 Elevação ou Diminuição da Amplitude e Altitude das Cristas

A mudança nos valores das altitudes das cristas dos cordões litorâneos de Punta Verde, que pode ser influenciada pela topografia ancestral, variação do nível base, ondas de tempestade e o balanço de sedimentos compostos, basicamente, para área da planície litorânea por areia, conchas e fragmentos de concha (coquinas), cascalhos e seixos (Rodados Patagônicos), sugerem, conforme (DAVIES, 1957; SHEPHERD, 1987), serem indicadores da intensidade da velocidade de progradação ocorrida da linha de costa e dos cordões litorâneos progradantes.

As cristas dos cordões com menores diferenças de altitude entre si correspondem a progradação mais lenta: paleo-cordões litorâneos BR1 ao BR14 (subsequência 1) e do BR28 ao BR32 (subsequência 4). Os paleo-cordões com maiores diferenças de altitude entre as cristas, constituídos pela sequências consecutiva dos cordões de BR15 ao B22 (subsequência 2) e do BR23 ao BR27 (subsequência 3) que, conseqüentemente, indicam progradação mais rápida (Figura 15).

A variação das amplitudes, determinadas pela diferença entre cavas e cristas dos cordões litorâneos de Punta Verde, está relacionada à provável ocorrência de

maior ou menor acresção vertical de depósitos de sedimentos sobre a crista dos paleo-cordões e do cordão recente.

O cordão litorâneo recente (BR33) da Praia de Punta Verde possui a maior amplitude (2 m); em torno de 4 vezes maior que a média das amplitudes dos paleo-cordões litorâneos (cordões relíquias) das demais sequências, com valor de 0,53 m. Isso ocorre, possivelmente, pelo alto grau de deposição vertical, por galgamento e transposição (*overtopping /overwash*), sobre a crista do cordão litorâneo, devido ao transporte de sedimentos induzidos por ondas de tempestade (NOTT *et al.*, 2013; CLEMMENSEN *et al.*, 2014; TAMURA, 2012), conjuntamente com a ação direta da macro-maré astronômica e maré meteorológica.

A flutuação máxima entre as altitudes das cristas da sequência dos 32 paleo-cordões litorâneos é 5,12 m, sendo que a diferença entre a crista do paleo-cordão de maior altitude, cordão BR4 com 14,96 m, em relação a altitude da crista do cordão litorâneo recente BR33 com 10 m, é 4,96 m. Quando comparamos o valor altitude da maré máxima (AMMax) atual de 9,62 m (Servicio de Hidrología Naval, 2003), (Tabela 1), verificamos que a crista do paleo-cordão com maior valor de altitude do trecho levantado da planície de Punta Verde, se encontra a 5,34 m acima da altitude de maré máxima atual.

Estudos desenvolvidos por Schellman e Radke (2010) encontraram, para a costa da Patagônia altitudes de cristas de cordões litorâneos com diferença de 2 a 5 metros acima da altitude máxima da maré, dependendo da altura máxima e da energia das ondas de tempestade incidentes no local.

8.2 Ângulo de Mergulho e a Variação da Distância entre as Cristas

Os ângulos de mergulho das subsequências de paleo-cordões litorâneos de Punta Verde possuem direção e sentido das laminações predominante voltados para o mar, com amplitudes entre 3° e 6,6°.

Estudos com a utilização de GPR realizados em vários outros conjuntos de sequências de cordões litorâneos progradantes têm revelado estruturas deposicionais com laminações uniformes voltadas para o mar e a incorporação de laminações mais emaranhadas, com baixos ângulos de mergulho voltados para a terra (CARTER; 1986), devido, presumivelmente, a depósitos de sobrelavagem (*washover*) e de acresção de crista (*build crest*).

As reflexões interpretadas nos radargrama para os cordões litorâneos que apresentam ângulos de mergulho mais íngremes em direção mar, constituídos pela deposição de sedimentos médios a grosseiros (areia média, coquinas, cascalhos e seixos), correspondem aos ambientes deposicionais formados pela ação de ondas e marés de alta energia (BUYNEVICH *et al.*, 2005; FITZGERALD *et al.*, 2007). Na planície da sequência de cordões de Punta Verde podemos verificar esta evidência, de forma consecutiva, para os cordões das subsequências de 2 e 3 (Figura 15).

Quanto aos intervalos de distância entre as cristas das subsequências dos cordões litorâneos de Punta Verde, identificamos que apresentam a tendência de possuírem distâncias menores, para os cordões com limites de sequência e ângulos de mergulho mais íngremes e intervalos com espaçamentos maiores, para os cordões com ângulos menos íngremes e topografia antecedente mais plana.

8.3 Rotação das Cristas dos Cordões Litorâneos

Os ângulos de rotação das cristas do conjunto das subsequências de paleo-cordões de Punta Verde, tendo como referência o cordão litorâneo recente (BR33), com azimute de 10° de $4,6^\circ$, possuem intervalo de rotação de 0° a $1,6^\circ$ no sentido horário e de 0° a $-3,1^\circ$ no sentido anti-horário. A rotação dos cordões litorâneos é determinada pelas mudanças na direção do alinhamento predominante com relação à orientação da crista do cordão recente e/ou à linha praia atual, devido à incidência e energia do clima de ondas, ação de correntes longitudinais e transversais e do abalço de sedimentos (HEIN & ASHTON, 2020).

As rotações mais relevantes dos cordões planície litorânea de Punta Verde podem estar relacionadas à atuação de processos erosionais extremos, causados por tempestades, marés (astronômicas e meteorológicas) e queda rápida do nível do mar, revelada por truncamentos, inconformidades e maiores declividades entre as cristas, como podemos observar nos valores de rotação para os paleo-cordões da sequência 3 (Figura 16).

8.4 Declividade das Cristas dos Cordões Litorâneos

O parâmetro declividade das cristas dos paleo-cordões litorâneos e o cordão recente foram calculados, com base nas diferenças de altitudes e distâncias, crista a crista, para cada uma das 4 subsequências de cordões litorâneos da planície da praia de Punta Verde.

As menores declividades entre as cristas os cordões litorâneos, foram observadas para os cordões pertencentes às subsequências 1 e 4 e as maiores declividades entre as cristas dos cordões estão presentes nas subsequências 2 e 3 (Figura 2).

8.5 Forma dos cordões e tipo de progradação

A forma dos cordões de Punta Verde está vinculada às características dos limites de sequências deposicionais e/ou erosionais, determinados, principalmente, pela ação de ondas de tempestade (TAMURA *et al.*, 2008; NIELSEN e CLEMMENSEN, 2009; HEDE *et al.*, 2013); (VAN HETEREN *et al.*, 2000; RODRIGUEZ e MEYER, 2006), por marés meteorológicas e astronômicas.

Os eventos de acreção de cristas e de depósitos de leques ou lóbulos, gerados pelo galgamento (*overtopping*) esobrelavagem (*overwash*) sobre os cumes das cristas da sequência de paleo-cordões, como dos cordões BR7 e BR29 mostram que a forma da cristas desses cordões (triangulares, convexas voltadas para cima) são relativas à ação de ondas de tempestade, marés e ao balanço positivo ou neutro de aporte de sedimentos.

As superfícies limite formadas pelos paleo-cordões BR23 a BR27 da subsequência 3, possuem valores altos para os ângulos de mergulho, rotação das cristas e declividade média, entre as cristas com descontinuidades nas reflexões superiores dos estratos e truncamento abrupto nas suas terminações, evidenciando ocorrência de processos erosivos e de progradação forçada, por consequência do descenso rápido do NRM e balanço negativo no aporte de sedimentos.

8.6 Taxas de progradação e queda do nível relativo do mar.

A amostra PV03-C, coletada no cordão litorâneo BR23, não foi utilizada nas estimativas das taxas de progradação e da queda do NRM porque, possivelmente, seja produto de retransporte e/ou retrabalhamento. Contudo, esta amostra, por apresentar a datação mais antiga ($5,848 \pm 89$ Cal. AP) entre as amostras coletadas, representa ser um proxy indicativo da provável idade mais próxima ao início da regressão marinha para a área de estudo em Punta Verde, após a máxima transgressão Holocênica (MTH) ocorrida no norte da costa da Patagônia Argentina.

A taxa média de progradação entre as altitudes das cristas dos cordões BR14, BR20, BR25, BR27, a contar de suas datações por C^{14} a partir da altitude da

maré máxima (AMMax) atual, em torno de 9,62 m, conforme o Servicio de Hidrografía Naval Argentino (2016), foi estimada com um valor, também igual a 2 mm/ano.

9. CONCLUSÕES

O modelo de sistema deposicional evolutivo para as sequências de paleo-cordões litorâneos tiveram por base a análise da relação das subsequências deposicional-progradacional dos paleo-cordões, a partir dos parâmetros e atributos topomorfológicos e datações. As características, quanto às dimensões e forma do sistema como um todo possibilitou a inferência e obtenção de importantes indicadores, que corroboraram ser a ação de ondas de tempestade, conjuntamente, com a variação do nível relativo do mar, em estágio de descenso global, a paleotopografia e o balanço positivo ou neutro de sedimentos, serem as principais forças e os responsáveis pela formação, desenvolvimento e tipo de progradação (normal ou forçada) para planície de paleo-cordões litorâneos da Praia Punta Verde.

Foi possível verificar também neste estudo, através da análise da estimativa da taxa média de progradação de 70 mm/ano e de queda média do nível relativo do mar de 2 mm/ano, entre as cristas dos cordões BR14 e BR33, para o período da compreendido entre a idade calibrada $5,455 \pm 127 \text{Ka}$ AP a idade atual, que os maiores valores de taxa de progradação e queda do NRM correspondem ao trecho dos paleo-cordões BR25 e BR27, pertencente à subsequência 3 .

Os valores mais elevados das rotações e declividades para os paleo-cordões litorâneos que se encontram na subsequência 3, tendem a confirmar a condição de relação monotônica entre estes parâmetros e as taxas de progradação e de queda do nível relativo do mar para a área estuda, que embora variem da mesma forma, podem ocorrer com intensidades diferentes.

Finalmente, o trabalho possibilitou a proposição de um modelo evolutivo da sequência progradante de paleo-cordões litorâneos e do cordão litorâneo recente, em relação ao descenso do nível relativo do mar e a dinâmica sedimentar Holocênica ocorrida na área de Punta Verde.

10. REFERÊNCIAS

ALIOTTA, S; SCHNACK, E; ISLA, F. I.;LIZASOAIN; G. O.**Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal.** Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, v. 7, n. 1-2, p. 95-107, 2000. ISSN 1851-4979.

ALIOTTA, S., GINSBERG S. S, SPAGNUOLO J. O, FARINATI E., GIAGANTE D., VETCHES L. G. 2013., **LateQuaternary in a South Atlantic estuarinesystem:Stratigraphicand paleontologic indicators of coastal evolution.** Journal of South American Earth Sciences: Vol. 45, 2013. pp. 149-208.

ANGULO, R., FIDALGO F., GÓMEZ PERAL, M. A., SCHNACK E.J. **Las ingresiones marinas cuaternarias en La Bahía de San Antonio y sus vecindades.** Provincia de Río Negro. In: VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Actas, vol.1, pp. 271-283.1978.

ANNAN, A. P. – **Ground Penetrating Radar – Workshop Note. Sensor and Software, Inc., Internal Report.** 130 p., 1992.

ARAÚJO, E. HENRIQUE S.; LIMA FILHO, F. P.; DÓRIA, N.; ADRIÃO, D., 2021. **Intelligent System For Estimating The Porosity In Sediments From The Analysis Of Signals GPR.**Sociedade Brasileira de Inteligência Computacional-SBIC.Doi: [10.21528/CBIC2013-160](https://doi.org/10.21528/CBIC2013-160).

AUSTERMANN, J. X. MITROVICA, P. HUYBERS, A. ROVERE. **Detection of a dynamic topography signal in last interglacial sea-level records.**Cine Advances 3 -1700457 (2017). Disponível em: <https://www.science.org/doi/10.1126/sciadv.1700457>>Acesso em: 17 jul. 2020.

BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P.A. 2009. **Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil.** Journal of Coastal Research, v. SI 56, p. 579-583.

BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. 2013. **Preservation Potential of Foredunes in the Stratigraphic Record.** Journal of Coastal Research, SI v.2, p. 1265-1270.

BELINA, A. M. P., KURODA, M. C., SOUZA, J. P. P., VIDAL, A. C. E TREVISAN, O. V.(2018). Petrophysical **characterization of coquinas from Morro do Chaves Formation (Sergipe-Alagoas Basin) by X-ray computed tomography.** Revista do Instituto de Geociências - USP. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 18, n. 3, p. 3-13, Setembro 2018.

BENSON, R.C., GLACCUM, R.A. AND NOEL, M.R. (1982). **“Geophysical Techniques for Sensing Buried wastes and waste migration”.** U.S. Environmental Protection Agency Office of Research and Development, Las Vegas Nevada.

BEERS, M., GREEN, A., HUGGENBERGER, P., HORSTMAYER, H.,BERES, M., GREEN, A., HUGGENBERGER, P., HORSTMAYER, H.,1995.**Mapping the architecture of glaciofluvial sediments with three-dimensional georadar.** Geology 23, 1087-10901995. **Mapping the architecture of glaciofluvial sediments with three-dimensional georadar.** Geology 23, 1087-1090.

BJØRNSSEN, M., CLEMMENSEN L.B., MURRAY A. S & PEDERSEN, K. 2008: **New evidence of the Littorina transgressions in the Kattegat: optically stimulated luminescence dating of a beach ridge system on Anholt, Denmark**, *Boreas* 37, 167-168.

BRISTOW, C., 1995B. **Internal geometry of ancient tidalbedforms revealed using ground penetrating radar**. In:Flemming, B.W., Bartholoma, A. Eds., *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. Spec. Publ.Int. Assoc. Sedimentol. 24, 313-328.

BRISTOW,C.S. AND PUCILLO K. (2006).**Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: The Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia**. *Sedimentology* 53: 769-788.

BROWN, L. F. AND FISHER, W.L., 1980. **Sesmic stratigraphic interpretation and petroleum exploration, Austin**, AAPG Continuing Education Course Note Series 16, 125p.

BURKE, L., KURA, Y., KASEM, K., REVENGA, C., SPALDING, M. AND MCALLISTER, D. (2001) **Coastal Ecosystems**. **World Resource Institute**, Washington DC, 93.

BUYNEVICH, I.V., ASP, N.E., FITZGERALD, D.M., CLEARY, W.J., KLEIN, A.H.F., SIEGLE, E. AND ANGULO,R., 2005, **Mud in the surf: Nature at work in a Brazilian bay**. *Eos Transactions, AGU*, Vol. 86,pp. 301 and 304

BUYNEVICH, I.V., FITZGERALD, D.M., GOBLE, R.J., 2007. **A 1500 yr record of North Atlantic storm activity based on optically dated relict beach scarps**. *Geology* 35, 543–546.

CÂMARA, R. N., 2013. **Caracterização petrofísica de coquinas da formação Morro dos Chaves(barremiano/apiano), intervalo pré-sal da bacia de Sergipe - Alagoas**. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 112p.

CARDONE, M.E., PERILLO, G.M.E, PICCOLO M.C., 2007. **Dinamica morfológica de los ambientes costeros de Bahia San Antonio Oeste, provincia de Rio Negro**.*Geoacta* 32, 83-91.

CARTER, R.W.G., 1986. **The Morphodynamics of beach-ridge formation: Magillan, northern Irelan**. *Marine Geology*, 73 (1986), pp. 191-214.

CARTER, R.W.G., 1988. **Coastal Environments**. Academic Press, 617 pp.

CHARÓ, M. P.; GORDILLO, S; FUCKS, E.E; GIACONI, L.M. 2014. **Late Quaternary molluscs from the northern San Matías Gulf (Northern Patagonia, Argentina), southwestern Atlantic: Faunistic changes and paleoenvironmental interpretation**. *Quaternary International*, 352: 26-47.

CHARÓ, M.P., 2014. **Caracterizaciónpaleoambiental y paleo diversidadmalacológicaen los depósitos marinos cuaternariosdel norte patagónico (Sur de Buenos Aires y Norte de Río Negro)**. Tesisdoctoral. Facultad de CienciasNaturales y Museo, La Plata, Argentina.

CHUNG, M. G.; KANG, H.; CHOI, S-U. **Assessment of Coastal Ecosystem Services for Conservation Strategies in South Korea.** PLOS ONE 10(7): e 0133856. Doi:10.1371/journal.pone.0133856. 2015.

CLEMMENSEN LB AND NIELSEN L. (2010) **internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations.** Sedimentary Geology 223: 281–290.

CLEMMENSEN, L.B., HANSEN, K.W.T., KROON, A., 2014. **Storminess variation at Skagen, northern Denmark since AD 1860: relations to climate change and implications for coastal dunes.** Aeolian Res. 15, 101e112. <http://dx.doi.org/10.1016/j.aeolia.2014.09.001>.

COPERNICUS MARINE SERVICE - EU, 2021. Disponível em: [<https://resources.marine.copernicus.eu/>](https://resources.marine.copernicus.eu/)Acesso em 10 ago. 2020.

CORTÉS, J. M., 1981A.**El sustrato precretácico del noreste de la provincia de Chubut.** Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36(3):217-235.

CORTÉS, J. M., 1981 b. **Estratigrafía cenozoica y estructural al oeste de la península de Valdés.** Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36(4):424-445.

DAI, L.; WANG, J.; RIZOS, C.; HAN, S. **Predicting atmospheric biases for real-time ambiguity resolution in GPS/GLONASS reference station networks.** Journal of Geodesy, Berlin v. 76 nº11/12, p.617-628, 2003.

DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; HESP, P.A.; ROSA, M.L.C.C. 2011. **Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil.** Journal of Coastal Research, SI 64, p.651-655.

DAVIES J. L., 1957. **The Importance of Cut and Fill in the Development of Sand Beach Ridges.** The Australian Journal of Science 20: 105-111.

DAVIS, J. L., R.A. AND HAYES, M.O., 1984. **What is a wave-dominated coast?** In: B. Greenwood and R. A. Davis, Jr. (Editors), Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments. Mar. Geol., 60:313-329. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70152-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70152-3).

DAVIS, J. L., ANNAN, A.P. 1989. **Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy.** Geophysical Prospecting, v. 37, 531–551.

DAVIDSON, F., CHASSIGNET, E., VINAYACHANDRAN, P. N., LU, Y., SMITH, G. C., ZHU, X., *et al.* (2019). **Synergies in operational oceanography: the intrinsic need for sustained ocean observations.** Front. Mar. Sci. (in press). doi: 10.3389/fmars.2019.00450.

DUKE, S.K., 1990, **Calibration of ground penetrating radar and calculation of attenuation and dielectric permittivity versus depth: MSc Thesis T-3920,** Colorado School of Mines, Golden, CO, 236p.

ELLIFF, C.; KIKUCHI, R. K. P. **The ecosystem service approach and its application s tool for integrated coastal management.** Natureza & Conservação: 13(2): 105-111. 2015.

EDWARD, J. A. AND JULIAN, D. O. **“Between Wave – and Tide-Dominated Coast: the Middle Ground Revisited”**, *Journal of Coastal Research* 36(SP1), 8-15, (1 March 2002). <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1>

FIGUEIREDO, A. M. F. (1981). **Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and CoqueiroSeco Formations, and their Relationship to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Series - Alagoas Basin, Brazil**. Thesis (Doctorate). Austin: University of Texas. 275.

FITZGERALD, D.M., CLEARY, W.J., BUYNEVICH, I.V., HEIN, C.J., KLEIN, ASP, N.E. AND ANGULO, R.J. (2007). **Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil**. *Journal of Coastal Research* 50, 152– 156.

FITZGERALD, D., 2013. **Morphodynamics of Barrier Systems: A Synthesis Treatise on Geomorphology**, volume 10.

Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00279-7>>. Acesso em: 20 jul. 2020.

FORSYTH, A., J. NOTT, AND M. BATEMAN. (2010). **Beach ridge plain evidence of a variable Late-Holocene tropical cyclone climate, North Queensland, Australia**. *Paleogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology.*, 297, 707–716, doi:10.1016/j.palaeo.2010.09.024.

FUCKS, E. E, SCHNACK, E. J., CHARM, M., 2012. **Aspectos Geológicos y Argentina**. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25(1-2): 95-105

GAWTHORPER. L., COLLIER L. R. E., ALEXANDER J., BRIDGE. J. S., LEEDER M.R. **Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies**, 1993. Geological Society, London, Special Publications. Vol.73, pp. 421- 432. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.073.01.24>

GELÓS, E. M., SPAGNUOLO Y J.O.SCHILLIZZI, R. A.1992. **Las unidades morfológicas de la costa oeste del Golfo San Matías y su evolution**. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 47 (4):365-371(1992).

GIRARDI JD AND DAVIS DM (2010). **Parabolic dune reactivation and migration at Napeague, NY, USA: Insights from aerial and GPR imagery**. *Geomorphology* 114: 530–541.

GOMMENDINGER, C., THIBAUT, P., FENOGLIO-MARC, L., QUEERLY, G., DENG, X., GÓMEZ- ENRI, J., (2011). **“Retracking altimeter waveforms near the coasts”**, in *Coastal Altimetry*, Weds, S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste (Berlin: Springer).

GREEN, A., PUGIN, A., BEES, M., LAND, E., BUKER, F., HUGGENBERGER, P., HORSTMAYER, H., GRASMUCK, M., DE IACO, K., MAURER, H.R., 1995. **3D high-resolution seismic and georadar reflection mapping of glacial, glaciolacustrine and glaciofluvial sediments in Switzerland**. *Proc. Symp. on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems SAGEEP*, April 1995, Orlando, FL, pp. 419-434.

Ground Penetrating Radar Technology Explained. 2022 GSSI Geophysical Survey Systems, Inc. In: <https://www.geophysical.com/whatisgpr>.

HEDE M. U., BENDIXEN M., CLEMMENSEN L. B., KROON A. & NIELSEN L. **Joint Interpretation of beach-ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground-penetrating radar data.** *The Holocene*, doi: 10.1177/0959683613484618 (2013).

HEIN, C.J., & ASHTON, A.D. (2020). **Long-term shoreline morphodynamics: processes and preservation of environmental signals.** In: D. Jackson, A.W. Short (Eds.), **Sandy Beach Morphodynamics.** Amsterdam: Elsevier, pp. 487–531. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00021-7>

HESP, P. A. **THE BEACH BACKSHORE AND BEYOND.** In A.D. Short, ed., *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, New York: John Wiley, pp.145-70. 1999.

HESP, P.A. **Sand beach ridges: Definition and re-definition.** *J. Coastal Research SI 39: 72-75.* 2006.

HINE A.L. (1979) **Mechanism of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex.** *Sedimentology* 26:333-351.

HUGGENBERGER, P., 1993. **Radar facies: recognition of facies patterns and heterogeneity estimation Pleistocene Rhine, gravel, NE Switzerland.** In: Best, J., Bristow, C. Eds. **Braided Rivers: Form, Processes and Economic Application.** Geol. Soc. London Spec. Publ. 75, 163–176.

HUGGENBERGER, P., MEIER, E., BERES, M., 1994. **Three-dimensional geometry of fluvial gravel deposits from GPR reflection patterns: A comparison of results of three different antennae frequencies.** *Proc. Fifth Int. Conf. on Ground Penetrating Radar*, Kitchener, Ont., pp. 805–816.

JI, Y.; ZHANG, F.; WANG, J.; WANG, Z.; JIANG, P.; LIU, H.; SUR, Q. **Deep Neural Network -Based Permittivity Inversions for Ground Penetrating Radar Data.** *IEEE Cem. J.* 2021, 21, 8172–8183. Disponível em: <https://ieeexplore.ieee.org/document/9319178>>: Acesso: 05 set. 2021.

JOHNSON, D. W., 1919. **Shore Processes and Shoreline Development.** Hafner Publishing, New York, pp. 584.

JOL, H. M. AND SMITH D. G., 1991. **Ground – Penetrating radar of Northern lacustrine deltas;** *Canadian J. Earth Science* 28 1939–1947. <https://doi.org/10.1139/e91-175>

JOL, H.M., YOUNG, R., FISHER, T.G., SMITH, D.G., MEYERS, R.A., 1996b. **Ground penetrating radar of eskers, kameterraces, and moraines: Alberta and Saskatchewan, Canada.** *Proc. 6th Int. Conf. on Ground Penetrating Radar*, Sendai, Japan, pp. 439-444.

JOL, H.M. AND BRISTOW, CHARLIE S. (2003). **An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments.** In: Bristow, Charlie S. and Jol, H.M. (eds.) *Ground Penetrating Radar in Sediments.* London, UK: Geological Society of London, pp. 1-7. ISBN 9781862394599.

KINOSHITA, E.M., 2010. **Modelagem sísmico-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres do M.b. Morro dos Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. RJ – Brasil.** Boletim de Geociências da Petrobras, 18 (2): 249-269.

KEEN, T. R. AND STONE, G. W. 2000. **Anomalous response of beaches to hurricane waves in a low-energy environment, northeast Gulf of Mexico, U.S.A.** Journal of Coastal Research, 16, 1100-1110.

KOKOT, R. R., CODIGNOTTO, J. O; Y ELISSONDO, M. (2004). **Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro.** Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (3): 477-487 (2004).

KOKOT, R.R. Y FAVIER-DUBOIS C. M., F. 2017. **Evolución Geomorfológica de La Bahía de San Antônio, Provincia de Rio Negro.** Revista de la Asociación Geológica Argentina 74(3):315.

KOKOT, R. R. Y CHOMNALEZ, F., 2012. **Retroceso de la línea de costa en Las Grutas, provincia de Rio Negro.** Revista de LaAsociacionGeologica Argentina, 69(1), 88–96.

KONERDING, 2004-2006. **Kogeo Seismic Toolkit.** http://www.kogeo.de/index-Dateien/kogeo_features.htm.

LANFREDI, N. W., POUSA J. L., MAZIO C. A. Y DRAGANI W. C., 1992. **Wavepower potential along the coast of the province of Buenos Aires.** Argentina. Energy 17 (11): 997-1006.

LIU, B.; REN, Y.; LIU, H.; XU, H.; WANG, Z.; COHN, A.G.; JIANG, P. **GPRInvNet: Deep Learning-Based Ground-Penetrating Radar Data Inversion for Tunnel Linings.** IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2021, 59, 8305–8325. Disponível em: <<https://ieeexplore.ieee.org/document/9321540>>: Acesso: 05 set. 2021.

MASSELINK, G. AND SHORT, A.D., 1993. **The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model.** Journal of Coastal Research, 9, 785-800.

MASSELINK, G., HUGHES, M., 2003. **Introduction to coastal processes and geomorphology.** Arnold (ed.), pp. 354.

MEYERS, R., SMITH, D.G., JOL, H.M., PETERSON, C.D., 1996. **Evidence for eight greatearthquake-subsidence events detected with ground-penetrating radar,** Willapabarrier, Washington. Geology 24, 99–102.

MIALL, A. D, 1996. **Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, Basin Analisis and Petroleum Geology.** Springer-Verlag.

MITCHUM JR. R.M., VAIL, P.R., THOMPSON III, S. 1977(a). **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Seal Level. Parte 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analisis.** In. Payton, C.E., eds., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon. AAPG Memoir 26: 53-62.

MITCHUM JR. R.M., VAIL, P.R., THOMPSON III, S. 1977(b). **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Seal Level. Part 3: Relative Changes from Coastal**

- Onlap.** In: Payton, C.E., eds., *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon*. AAPG Memoir 26: 63-81.
- MITCHUM JR. R.M., VAIL, P.R., THOMPSON III, S. 1977(c). **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Seal Level. Parte 6: Stratigraphy Interpretation of Seismic Reflection Patternes in Depositional.** In: Payton, C.E., eds., *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon*. AAPG Memoir 26.
- MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: Descrição, Fundamentos e Aplicações.** 2ª ed. São Paulo: UNESP, 2008. 473p.
- MOORE, L. J., JOL, H. M., KRUSE, S., VANDERBURGH, S., KAMINSKY, G.M., 2004. **Annual layers revealed by GPR in the subsurface of a prograding coastal barrier, southwest Washington, U.S.A.** *J. Sed. Res.* 74, 690–696
- MOORE, A. M., AND MARTIN, M. J. (2019). **Synthesis of ocean observations using data assimilation: toward a more complete picture of the State of the Ocean.** *Front. Mar. Sci.* 6:90. Doi: 10.3389/fmars.2019.00090.
- MOUZO, F., PATERLINI, C., 2017. **Geología submarina del golfo norpatagónico San Matías.** *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74 (4): 553-569.
- NEAL, A., RICHARDS, J., PYE, K., 2003. **Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England.** *Sedimentary Geology*, 162(3–4), 167-198.
- NEAL A. (2004) **Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principies, problems and progress.** *Earth - Science Reviews* 66: 261-330.
- NEWBY PE, SHUMAN BN, DONNELLY JP *et al.* (2011). **Repeated century - scale droughts over the past 13,000 yr near the Hudson River watershed, USA.** *Quaternary Research* 75:523-530.
- NOTT, J., SMITHERS, S., WALSH, K., RHODES, E., 2009. **Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia.** *Quaternary Science Reviews*, 28(15-16), 1511-1520.
- NOTT, J. (2011). **The 6000 year tropical cyclone record from Western Australia.** *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 713-722. *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 713-722. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.004>.
- NOTT, J., CHAGUE-GOFF, C., GOFF, J., SLOSS, C., RIGGS, N., 2013. **Anatomy of sand beach ridges: evidence from severe tropical cyclone Yasi and its predecessors, northeast Queensland, Australia: beach ridges and tropical cyclones.** *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 1710e1719.
- OLHOEFT, G.R., 1981. **Electrical properties of rocks.** In: Touloukian, Y.S., Judd, W.R., Roy, R.F. (Eds.), *Physical Properties of Rocks and Minerals*. McGraw–Hill, New York, pp. 257–330.
- OTVOS, E.G., (2000). **Beach ridges - Definitions and significance.** *Geomorphology*. 32: 83-108.

PLINT A.G., 2010. **Wave and storm - dominated shoreline and shallow-marine systems**. In: Facies Models 4. ed.: Noel P. J & Robert W. D.). Department of Geological Sciences and Geological Engineering Queen's University, Canada.

PORSANI, J. L. (1999). **Ground Penetrating Radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP**. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista. 145 p

POSAMENTIER, H. W., Jersey, M.T., and Vail, P. R., 1988, **Estatic Control on Clastic Depositional I – Conceptual framework**. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S.; Kendall C.G.S; Posamentier, H.W, Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C., (Eds.), Sea-level changes – an Integrated Approach: SEPM, 42, 109-124.

POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P., AND TESSON, M., 1992, **Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples, and exploration significance: American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 76, no. 11, p. 1687–1709.

POUSA, J.L., DRAGANI W.C., MAZIO C.A. Y LANFREDI N.W., 1995. **La energía oceánica en el Atlántico sudoccidental. Posibilidades e impacto ambiental**. Thalassas 11: 59-72.

PSUTY, N. P. (1967). **The Geomorphology of Beach Ridges in Tabasco**, Mexico: Louisiana State University Press.

REDMAN, J. B., 1852, **on the alluvial formations, and the local changes of the south coast of England**: Minutes of Proceedings Institution of Civil Engineers, v. 11, p. 162-223.

REYNOLDS, J.M., 1997. **An introduction to applied and environmental geophysics**, John Wiley & Sons Ltd., West Sussex, England.

ROBINSON, M.; BRISTOW, C.; MCKINLEY, J.; RUFFELL, A., 2013. **Ground Penetrating Radar: Techniques in Geomorphology**. British Society for Geomorphology. Geomorphological Techniques, Part.1, Sec. 5,5:1-26.

RODRIGUEZ, A.B.; MEYER, C.T., 2006. **Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A**. Journal of Sedimentary Research 76, 257–269.

RODRIGUEZ AB, WATERS MN AND PIEHLER MF (2012). **Burning peat and reworking leis contribute to the formation and evolution of a large Carolina-bay basin**. Quaternary Research 77: 171–181.

ROKSANDIC, M.M., 1978. **Seismic facies analysis concepts**. Geophys. Prospect. 26, 383-398.

ROY, P.S.; COWEIL, P.J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. 1994. **Wave-dominated coasts**. In: Carter, R. W. G. & Woodroffe, C. D. (Eds.). Coastal evolution: late quaternary morphodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186.

RUTTER, N.; SCHNACK, E.; DEL RIO, J., FASANO, J.; ISLA, F., AND RUDTKE, U., 1989. **Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina.** *Quaternary Science Reviews*, 8(3), 213–234.

RUTTER, N., RADTKE, U.; SCHNACK, E., 1990. **Comparison of ESR and amino acid data in correlating and dating quaternary shorelines along the Patagonian Coast, Argentina.** *Journal of Coastal Research*, 6 (2): 391-411.

SANDMEIER, 2018. **Reflex2-D quick manual**, https://www.sandmeier-ReflexW_manual_a4.pdf.geo.de/Download/reflex2-Dquick.pdf.

SANGREE, J.B., WIDMIER, J.M., 1979. Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics* 44 (2), 131-160.

SEEBER, G. **Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and Applications.** Berlin, New York: Walter de Gruyter, 2003.

SERVICIO DE HIDROLOGÍA NAVAL, 2003. **Tablas de marea.** Publicación H610, 505 p. Buenos Aires.

SCHAFER, W., 1972. **Ecology and Paleoecology of Marine Environments.** The University of Chicago Press, Chicago (1972) – 568pp.

SCHLUMBERGER, 2010, **Technical - Carbonate reservoirs.** In: <https://www.slb.com> <https://www.slb.com-challenges/carbonates>.

SCHELLMAN, G. & RADKE, U. (2010). **Timing and Magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from ridge system, littoral terraces and valley-mouth terraces.** *Earth-Science Rev.* 103, 1-30.

SHEPHERD M.J., 1987. **Sandy Beach Ridge System Profiles as Indicators of Changing Coastal Processes.** In *New Zealand Geographical Society Conference Series*; 651 106-112.

SHORT, A.D., 1999. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics.** New York: John Wiley, 379p.

SILVA, A.L.C., 2011. **Arquitetura sedimentar e evolução geológica da planície costeira central de Maricá (RJ) ao longo do Quaternário.** 185 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói.

SMITH, D.G., MEYERS, R.A., JOL, H.M., 1999. **Sedimentology of upper-mesotidal (3.7 m) Holocene barrier, Willapa Bay, SW Washington, U.S.A.** *Journal of Sedimentary Research* 69, 1290–1296

STAPOR, F.W., 1975. **Holocene beach-ridge plain development, northwest Florida.** *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. Bd. 22 (1975), pp. 116-144.

STORMS JEA, WINTER IL, OVEREEM I. *et al.* (2012). **The Holocene sedimentary history of the Kangerlussuaq Fjord-valley fill, West Greenland.** *Quaternary Science Reviews* 35: 29–50.

TAMURA, T., MURAKAMI, F., NANAYAMA, F., WATANABE, K., SAITO, Y., 2008a. **Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukurstrand plain, Pacific coast of eastern Japan.** *Marine Geology* 248, 11–27.

TAMURA, T., 2012. **Beach ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records.** *Earth943 Science Reviews*, 114: 279 - 297.

TANNER, W. F., 1995. **Origin of beach ridges and swales.** *Marine Geology*, 129: 149 - 161.

TAYLOR, M. T. & STONE, G. W. **Beach-ridges: a review.** *Journal of Coastal Research*, vol. 12. No. 3, p. 612 - 621. 1996.ISSN0749-020il.

THOMPSON, T.A. AND BAEDKE, S.J., 1995, **Beach-ridge development in Lake Michigan: Shoreline behavior in response to quasi-periodic lake-level events.** *Marine Geology*, v. 129, p.163–174, doi: 10.1016/0025-3227(95)00110-7(20) (PDF).

TIMMONS, E. A., RODRIGUEZ, A.B., MATTHAEUS, C.R., DEWITT, R., 2010. **Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA.** *Marine Geology*, 278(1-4), 100-114.

TONINI, M.; PALMA, E. Y RIVAS, A.(2006). **Modelo de Alta Resolución de Los Golfos Patagónicas.** *Mecánica Computacional Vol. XXV*, pp., 1441-1460. Alberto Cardona, Norberto Nigro, Victorio Sonzogni, Mario Storti. (Eds.). Santa Fe, Argentina, Noviembre 2006.

USER MANUAL-S8 PLUS 01. REV1., 2014. Disponível em: https://www.ecomexico.net/proyectos/soporte/STONEX/S10/Manuals%20&%20Tutorials/Manual_S8PLUS.01.Rev1.pdf.>Acesso em: 08 dez. 2020.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. JR., AND THOMPSON, S., III (1977). **Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level.** *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, pp. 83–98.

VAN HETEREN, S., HUNTLEY, D. J., VAN DE PLASSCHE, O., AND LUBBERTS, R. K.:**Optical dating of dune sand for the study of sea-level change:** *Geology*, 28, 411–414, 2000.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM JR. R.M, CAMPION, K. MITCHUM JR. R.M., AND RAHMANIAN, V. D., 1990.**Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies:** *AAPP in exploration Series*, N° 7.

WEBER E. I., 1983, **Description geológica de la Hoja 40j Cerro El Fuerte, provincia de Rio Negro.** *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 196: 1-68.

WEILL, P., TESSIER, B., MOUAZÉ, D., BONNOT-COURTOIS, C., NORGEOT, C., 2012. **Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) - Internal architecture revealed by ground-penetrating radar.** *Sedimentary Geology*, 279(0), 173-186.

11. ARTIGO SUBMETIDO

31/08/2023, 16:46

Chasque Webmail :: SAMES-D-23-00588 - Confirming your submission to Journal of South American Earth Sciences

SAMES-D-23-00588 - Confirming your submission to Journal of South American Earth Sciences



De Journal of South American Earth Sciences <em@editorialmanager.com>
Remetente <em.sames.0.85b50c.2839e41b@editorialmanager.com>
Para Jose Carlos Rodrigues Nunes <jose.nunes@ufrgs.br>
Responder p... Journal of South American Earth Sciences <support@elsevier.com>
Data 2023-08-30 14:26

This is an automated message.

Depositional Model of the Beach Ridges Sequence for Punta Verde, Northern Coast of the San Matías Gulf, Argentina

Dear Mr. Rodrigues Nunes,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of South American Earth Sciences. It has been assigned the following manuscript number: SAMES-D-23-00588.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/sames/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
 Journal of South American Earth Sciences

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?

https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials.

You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.

#AU_SAMES#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. ([Remove my information/details](#)). Please contact the publication office if you have any questions.

Model of the Beach Ridges Sequence for Punta Verde, Northern Coast of the San Matías Gulf, Argentina

José Carlos Rodrigues Nunes^{1,2}, Eduardo Puhl¹, Salvador Aliotta^{1,4}, Elírio E. Toldo Jr.^{1,2}, Paula Nogueira Machado Schffer^{1,2}, Cristiano Fick^{1,2}, Francisco Pinheiro Lima-Filho³, João Andrade dos Reis Junior⁵, Gilberto Silveira dos Santos¹, Carla Ennes Barros¹, Felipe Rafael Secco da Silva^{1,2}, Cristian Schenk

¹*Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil*

²*Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Porto Alegre, Brasil*

³*Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil*

⁴*Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina*

⁵*Universidade Federal Rural da Amazônia, Capanema, Brasil*

⁶*Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, Brasil*

Abstract

The Villarino Peninsula, located in the San Matías Gulf in the northern region of Argentine Patagonia, San Antonio Este, is characterized by Pleistocene and recent Holocene sedimentary deposits that provide a substrate for the accumulation of bioclastic sediments. The study of prograding paleo-beach ridges and the recent beach ridge at Punta Verde Beach, situated on the southern side of Villarino Peninsula, aimed to propose an evolutionary depositional model for the ridge sequence and to estimate the rates of progradation and relative sea level fall (RSL). The interpretation of the ridge sequence began with terrain and substrate surveys using Ground Penetrating Radar (GPR) and GPS-RTK systems. Satellite imagery of natural resources and field data were employed in processing the radargrams and generating a Digital Elevation Model (DEM), leading to the identification of 33 beach ridges over a length of 681 meters. Radiocarbon dating of shell samples from the crest of the beach ridge sequence yielded ages ranging from 5455 ± 28 cal. BP to 2183 ± 123 cal. BP, corresponding to the Middle to Recent Holocene, and an age of 1950 up to the present day for the recent beach ridge. The average progradation rate of the system was estimated at 70 mm/year, and the average rate of relative sea level fall was estimated at 2 mm/year. Understanding coastal processes, geometric parameters, and the shape of the beach ridges allowed for their characterization as prograding Holocene depositional systems, associated with fluctuations in relative sea level driven by glacio-eustatic events, components of astronomical tides, wave action, particularly storm waves, as well as antecedent topography and the positive or neutral sediment input balance. These mechanisms collectively constitute the constructive processes shaping the paleo-beach ridge sequence and the recent beach ridge.

Keywords: Punta Verde Beach; paleo-beach ridge sequence; beach ridges; recent beach ridge; coquina, GPR.

11.1. Introduction

The majority of beach ridges systems found around the world are located near significant sediment sources required for coastal progradation to occur (CARTER 1975, 1979; PENLAND & SUTER, 1989; MARTIN & SUGUIO, 1992; LONG & HUGHES, 1995). Reports and descriptions in articles by a wide range of authors

exemplify and confirm the occurrences of these depositional systems of beach ridge plains on the West African coast (ANTHONY, 1995), northern Australia (BROOKE *et al.*, 2008; NOTT *et al.*, 2009; FORSYTH *et al.*, 2010), part of the eastern coast of Japan (TAMURA *et al.*, 2008), northern European coast (ORFORD *et al.*, 2003; SANJAUME & TOLGENSBARK, 2009; CLEMMENSEN & NIELSEN, 2010), and a significant portion of the South American coast (ISLA and BUJALESKY, 2000; HESP *et al.*, 2005; FITZGERALD *et al.*, 2007, DILLENBURG *et al.*, 2011).

According to Otvos (2000; 2012), beach ridges are residual landforms found in a semi-parallel or parallel configuration to the coastline, arranged in multiple crests originated from wave action (crests of beach berms and recent beach ridges) or wind action (configuration of multiple frontal dunes). These landforms consist of both clastic/siliciclastic or limestone materials (shells and shell fragments) and a wide variety of clasts ranging in size from sand, gravel, pebbles to cobblestones.

Beach ridges are also defined as significant records of relative sea level (RSL) variation during the Holocene and the changes in coastal morpho dynamics that continue to occur in many locations around the globe (SCHEFFERS *et al.*, 2012).

The main and essential parameters that enable the formation and growth of beach ridges include: suitable or rocky substrate, availability of a sufficient sediment supply (including input from major rivers and configurations of deposits near the coast and shelf), and available space above the substrate. This space must be capable of being filled with sediments transported and/or reworked by the dynamics of transport and the rise of relative sea level (RSL), determined by extreme tidal events and storm waves (SHORT, 1999; HEIN & ASHTON, 2020). The elevation of the crests of the ridges, as described by Stapor (1975), can surpass the value of mean highwater (average of the highest tides within a tidal cycle) and the elevation values close to mean low water (the average at which the tide stabilizes after the last ebb period).

The majority of studies conducted on the depositional evolution and progradation of beach ridges utilize linear rates of progradation and relative sea level (RSL) fall. These rates are calculated from profiles along the crests of prograding beach ridge sequences on a coastal strand plain (BRISTOW & PUCILLO, 2006). Geochronological data enable the construction of evolutionary models for these

ridges and the estimation of progradation rates and changes in RSL due to the fact that each of the elevation levels of the beach ridges serve as indicators of ancient shoreline positions (NIELSEN *et al.* 2006; FORSYTH *et al.*, 2010; NOTT *et al.*, 2011).

According to Fitzgerald *et al.* (1992) and Hein *et al.* (2014), beach ridges, when formed under normal regression conditions (RSL) - stable or falling relative sea level - require a significant sediment supply capable of filling accommodation space. Concerning the production and supply of terrigenous sediment, it is commonly assumed that it increases as sea level falls and decreases with rising sea levels (POSAMENTIER *et al.*, 1992; ALLEN, 1993; SCHLAGER, 1993).

Beach ridges formed by sediment composed of sand and gravel are frequently found in depositional environments of extreme temperate regions, for example, in coastal regions of Argentina, Canada, and Denmark. Their formation can also be linked to glaciogenic sources and storm wave energy (CARTER, 1986; TAYLOR & STONE, 1996; ISLA & BUJALESKY, 2000). These depositional systems are of significant importance for recording occurrences of high-energy events, whether related to destructive phases (erosion with visible scars on the coastal plain) or constructive phases (deposition of beach ridges built by storms) (TAMURA, 2012).

Studies on the formation of strand plains also demonstrate evidence of high-energy events, with the recurrence of cyclones and tropical storms occurring over hundreds or thousands of years (NOTT & HAYNE, 2001; NOTT *et al.*, 2009).

The main objective of this study was to develop a model to describe the depositional-evolutionary system of the paleo-beach ridge sequence and the recent beach ridge of Punta Verde, as well as to estimate the average rates of progradation and relative sea level fall.

11.2. Study area

The current climate in the northern portion of the San Matías Gulf and the Punta Verde area can be classified as a temperate semi-arid climate with an average annual precipitation ranging between 200 to 350 mm. There is a progressive reduction in precipitation values from east to west across the San Matías Gulf (LABRAGA & VILLALBA, 2009; MARTÍNEZ *et al.*, 2013; SCHÄBITZ, 2003; PIOVANO *et al.*, 2009). Temperatures in the Gulf San Matias region during the summer months vary between 14°C to 41°C, while in winter they range from 2°C to 13°C (CABRERA & WILLINK 1980). The prevailing winds with the greatest influence

in this region come from the southwest and south quadrants (SW - S), occurring with higher intensity during the winter.

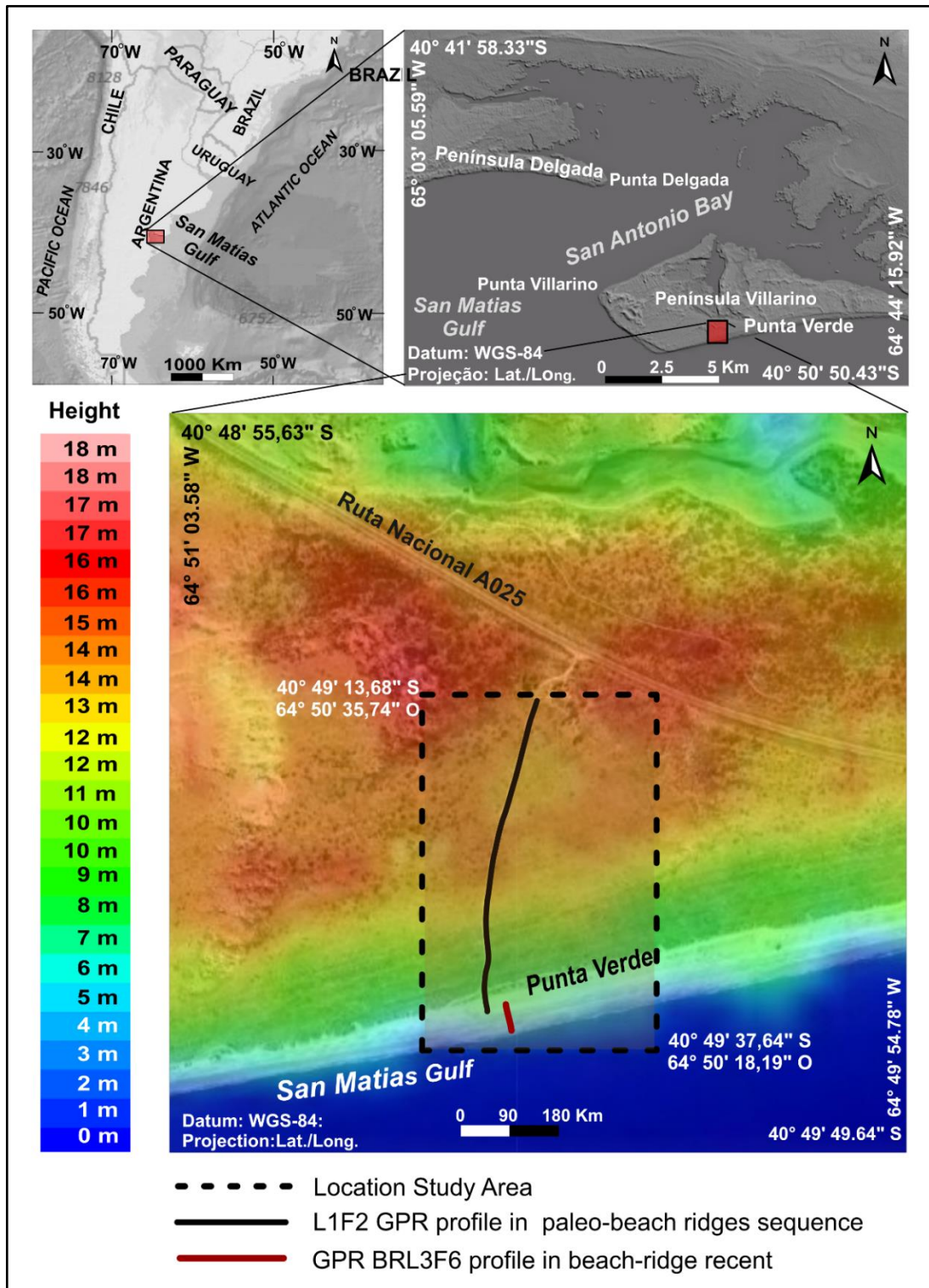


Figure 1. Location of the study area on the beach plain (strand plain) of Punta Verde Beach in San Antonio, San Matías Gulf, northern Argentine Patagonia.

The tidal regime in the San Matías Gulf and San Antonio Bay region follows a semidiurnal, macrotidal pattern, with maximum high tide values of around 9.09 m and average tide values of 4.45 m at the San Antonio Oeste Port (Muelle Este), located to

the north of San Antonio Bay. Similarly, at Punta Colorada in the San Matías Gulf, the high tide values are 8.79 m and the average tide values are 4.45 m (Servicio de Hidrografía Naval, 2003) (Kokot *et al.*, 2004).). The seabed configuration found in the San Matías Gulf, in the outer region of the entrance to San Antonio Bay, reveals bottom forms indicative of sediment transportation predominantly in a north-northeast to south-southwest direction (bay-gulf) (HAYES *et al.*, 1973; SCHNACK *et al.*, 1986; ALIOTTA *et al.*, 2000; ISLA *et al.*, 2013).

Wave climate data records for the San Matías Gulf, provided by the Argentine National Meteorological Service, for the year 2013, indicate wave heights ranging from 0.5 m to 1.5 m and periods of 7 to 10 seconds. However, in the case of storms, such as the one recorded in February 2006 with southeast winds, wave heights reached 3 m (KOKOT *et al.*, 2012).

Studies conducted (POUSA *et al.*, 1995 cited in KOKOT *et al.*, 2004, LANFREDI *et al.*, 1992, FRAMIÑÁN, 1986) on wave energy for the San Matías Gulf and other regions of the Argentine coast determined maximum wave height (Hmax) values ranging from 3.00m to 3.61m, significant wave height (Hs) ranging from 0.87m to 1.33m, and mean period (Tsm) equal to 8 s.

Analyzing wave data for the San Matías Gulf region, specifically the coast of the Punta Villarino Peninsula and the Punta Verde area, using a 26-year time series (1/1/1993 to 31/12/2019) of reanalysis wave data (Reanalysis-wav-001-032, Météo-France), Copernicus Marine Service - EU, allowed for the determination of a maximum wave height value $H_{max} = 5.52$ m, significant wave height $H_s = 1.01$ m, dominant wave direction from the southeast (SE), and a period (T) of 8.98 s.

The geology of the San Matías Negro region is composed of rocks and sediments that exhibit high erosion resistance, belonging to the Northern Patagonian Massif. It consists of pre-Cambrian metamorphics, granitic intrusions, rhyolites, ignimbrites, Jurassic tuffs, ferritic sandstones, and small amounts of Pacific-origin cretaceous sediments (Ameghino, 1906 cited in Mouzo & Paterlini, 2017). Additionally, the region contains rocks and Holocene sediments with lower resistance to coastal-marine erosion. These consist of consolidated and unconsolidated sediments, including sandbanks and deposits of sand, gravel, and bioclastic sediments, predominantly shell beds, sometimes cemented. Such characteristics are

typical in the study area, along with pebbles (Patagonian boulders) of fluvial origin, transported by littoral drift.

The Baliza de San Matías Formation, which is found unconformably overlying the Gran Bajo del Gualicho Formation (ANGULO *et al.*, 1978 cited in CHARÓ, 2014), with outcrops in San Antonio Este and Oeste, as described by Fidalgo & Porro, 1981, was initially considered to belong to the Pleistocene. However, based on research and studies in the region, Mouzo (2014) designated this lithostratigraphic unit as Holocene.

According to Angulo *et al.*, 1978 cited in Charó, 2014, the deposits in San Antonio Bay can be differentiated into two distinct stratigraphic units: the Baliza San Matías Formation (Late Pleistocene) and the San Antonio Formation (Holocene), based on morphology, stratigraphic position, and extent of lithification.

11.3. Methodology, equipment and materials

The methodology employed in this study was based on the exploration of qualitative and quantitative information, gathered from articles, digital information databases (BDID), altimetric and natural resource data, topographic planimetric surveys, geophysical assessments (GPR profiling), and the collection and dating of shell samples and shell fragments (coquinas).

11.3.1 Field Survey with Ground Penetrating Radar (GPR)

The Ground Penetrating Radar (GPR) system model used in the GPR profile survey (Figure 1) was the SIR 3000 by GSSI® (Geophysical Survey System, Inc.) with a high-frequency common-offset antenna of 400 MHz. It operated simultaneously in both transmission and reception modes for GPR signals. Each GPR data point acquired from the subsurface of the terrain was georeferenced to the planimetric and altimetric position using a system composed of a pair of Stonex-RTK S8+® GPS units (Global Geodetic Positioning System) with centimeter-level accuracy in kinematic mode. Real-time correction of the X, Y, Z positions was achieved via UHF (Figure 2a).

The planimetric data collected were georeferenced to the WGS-84 datum (World Geodetic System-1984), with East and North coordinates in the UTM (Universal Transverse Mercator) map projection. The altimetric data were referenced

to the local reference level (RL) located at the tide gauge station of the San Antonio Este Port (SAE) (Figure b).

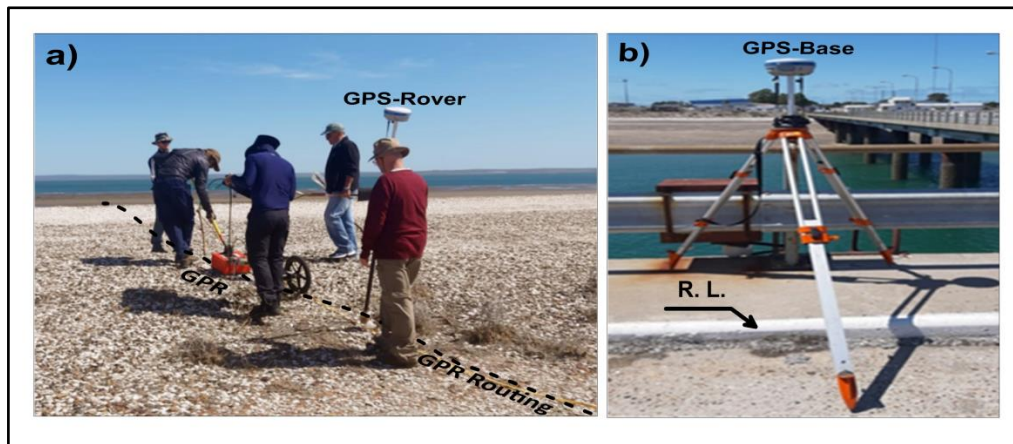


Figure 2. **a)** GPS RTK Stonex® – Correction Base installed at the Reference Level (R.L.) of the Tide Gauge Station at San Antonio Este Port (SAE). **b)** GPR Survey with SIR 3000 - GSSI® and georeferencing of the GPR profile using GPS-RTK Stonex® – Mobile.

11.3.2 Processing of GPR Data

The preprocessing of GPR profiles L1F2 and BRL3F6 for data visualization, contrast stretching, and high-pass filtering through neural networks, in the form of a 2-D image (radargram), was performed using the Kogeo 7© software (KONERDING, 2004). For georeferencing, processing, conversion, and correction of GPR data from velocity to distance, as well as 1D/2D and spectral filtering, correction of GPR data topography, and delineation of reflections and boundary surfaces, programs such as REFLEXW® version 8.5.8 (SANDMEIER, 2018), Surfer 12® by Golden Software, and Global Mapper 17® were utilized. These were also employed for generating the Digital Elevation Model (DEM) using the Merit DEM©altimetric image, coupled with the Maxar-SASPlanet natural resources satellite image.

The calibration value of 0.154 m/ns, used to correct the depth of the GPR data, was determined from an outcrop of micro-paleo scarp. This value falls within the range of 0.120 to 0.170 m/ns, which are values commonly associated with sandy barrier environments (BRISTOW & PUCILLO, 2006).

11.3.3 Determination of Topomorphometric Parameters

Topomorphometric parameters were obtained based on measurements of trough and crest elevations, dip angles, distances between beach ridge crests, amplitudes between troughs and crests, and alignment rotation angles of the beach ridges, derived from the analyzed and interpreted radargrams.

The calculation of the slope of the beach ridge crests and the average slope for subsequent sequences of beach ridge crests was conducted using data from differences in crest elevations and crest-to-crest distances.

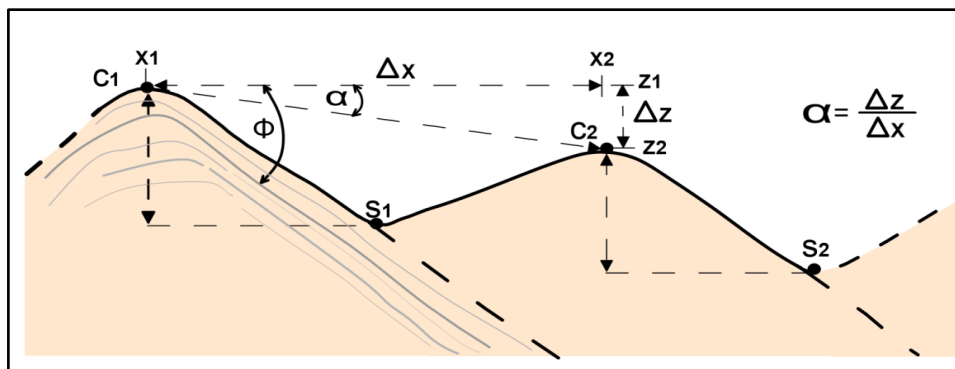


Figure 3. Topomorphometric parameters of the beach ridges: C_n =Crest of beach ridge; S_n =Swale Altitude; $X_{1,2}$ =Crests positions; $Z_{1,2}$ =Crests altitudes; ΔX = Distance between crests; ΔZ =Difference between altitude of crests; Z_1-S_1 = Amplitude of crest; ϕ =Dip angle; $\Delta Z/\Delta X$ =Slope between crests; α =Slope angle.

11.3.3 Sample Collection for Dating

Shell samples and shell fragments for radiocarbon (C^{14}) dating were collected (Figure 4) from six distinct points (PV01-D, PV02-B, PV03-C, PV04-R, PV05-E, and PV06-D) and analyzed at the FTM - Center for Physical Sciences and Technology-Vilnius Radiocarbon (2021).

11.4. Results

The analysis of processed and georeferenced radargrams from GPR profiles L1F2 and BRL3F6, traced along the access road to Punta Verde Beach and the current shore ridge, with a total length of 681 meters and directions NNE-S and NNO-SSE respectively, enabled the interpretation and delineation of a sequence of 32 prograding paleo-beach ridges (BR1 to BR32) and the recent beach ridge (BR 33) (Figure 4).

11.4.1 Analysis and interpretation of GPR Data

The analysis of processed and georeferenced radargrams from GPR profiles L1F2 and BRL3F6, traced along the access road to Punta Verde Beach and the current shore ridge, with a total length of 681 meters and directions NNE-S and NNO-SSE respectively, enabled the interpretation and delineation of a sequence of 32 prograding paleo-beach ridges (BR1 to BR32) and the recent beach ridge (BR 33) (Figure 4).

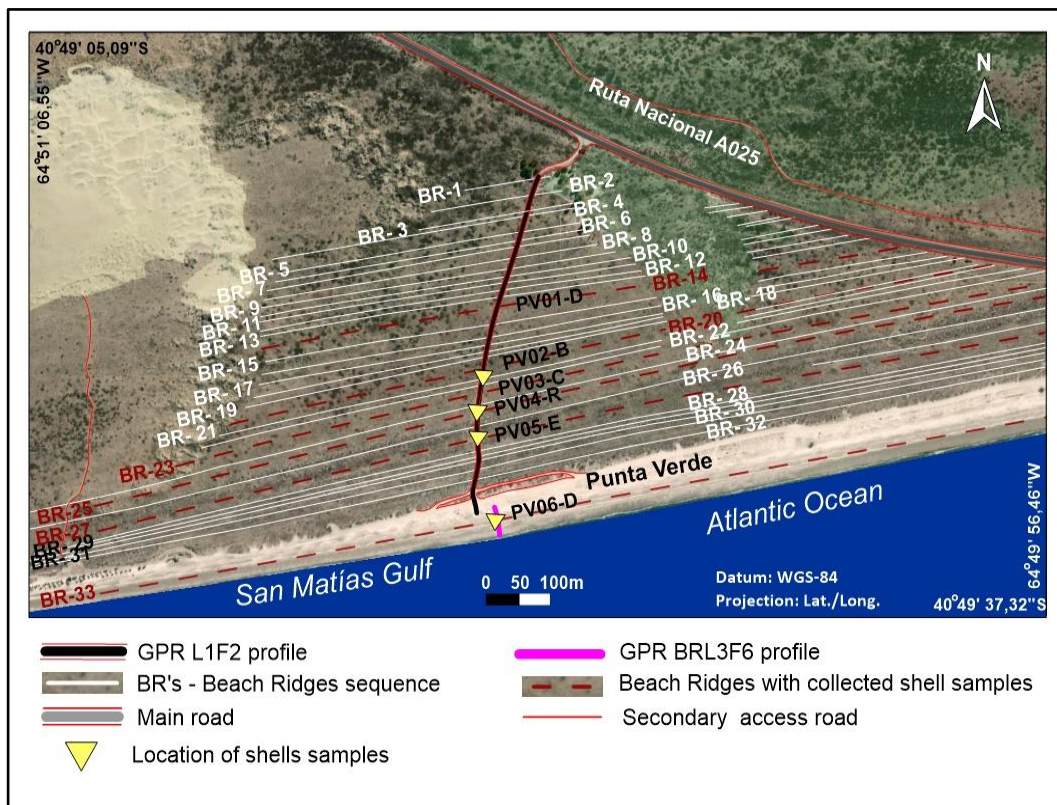


Figure 4. Profile L1F2 across the sequence of paleo-beach ridges (BR-1 to BR-32) and Profile BRL3F6, recent beach ridge (BR-33) of Punta Verde, with the apparent trace of beach ridge crests and shell samples for dating. Source: Maxar-SASplanet image processed and interpreted using Global Mapper17® and Surfer12®.

The images of the radargrams with interpretations of reflections and terminations, internal features, sediment deposit boundaries, and erosional surfaces are presented in the sequence of 32 paleo-beach ridges and the recent beach ridge (Figures 5 to Figure 10).

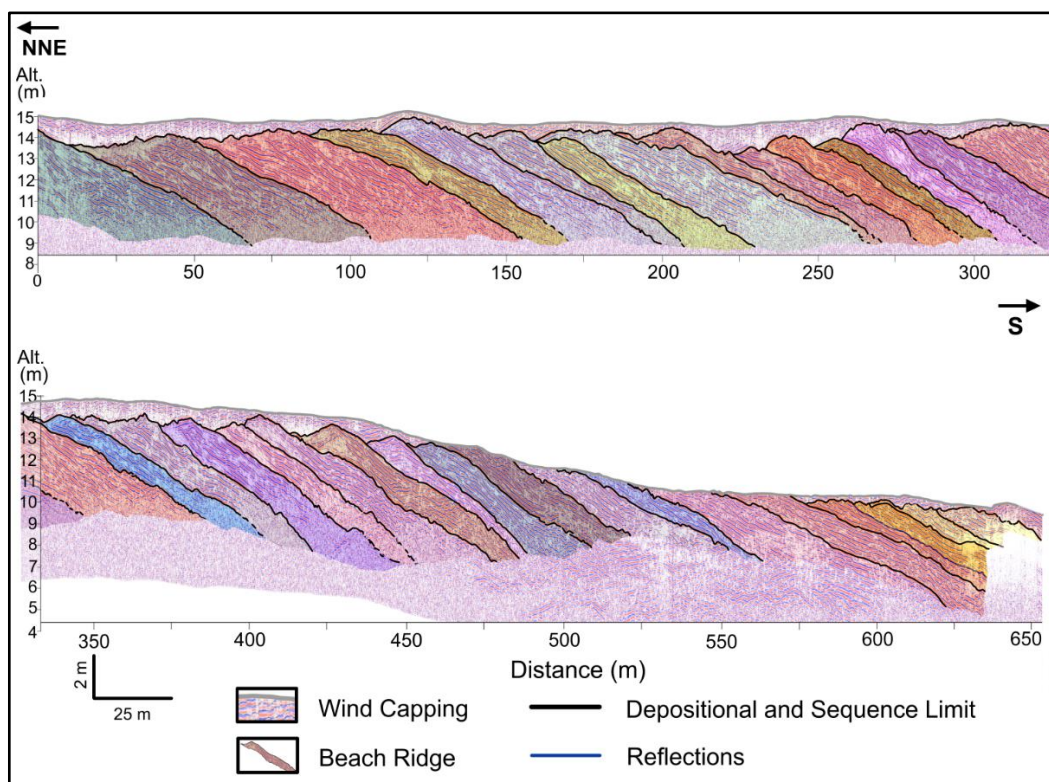


Figure 5. Radargram of Profile L1F2 interpreted with reflections, architecture, and internal features of the 32 paleo-beach ridges (BR1 to BR-32) of GPR Profile L1F2.

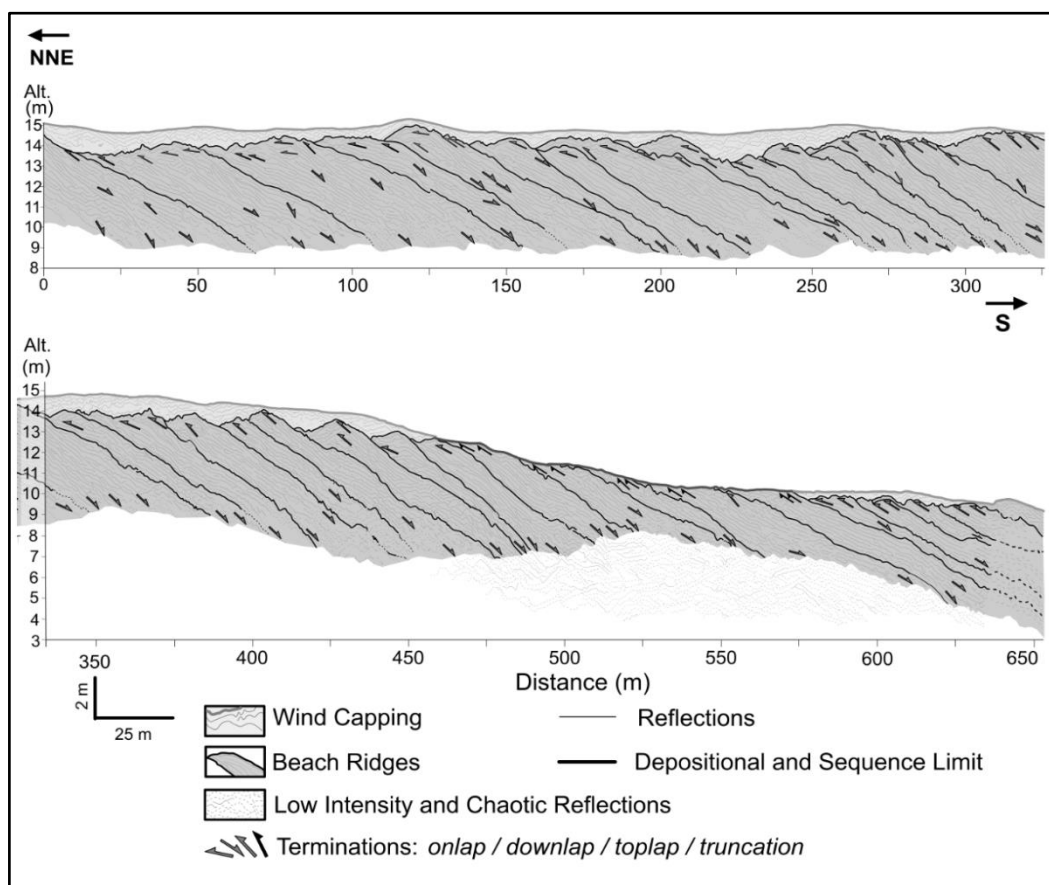


Figure 6. Reflections with terminations belonging to the sequence of paleo-beach ridges of GPR Profile L1F2.

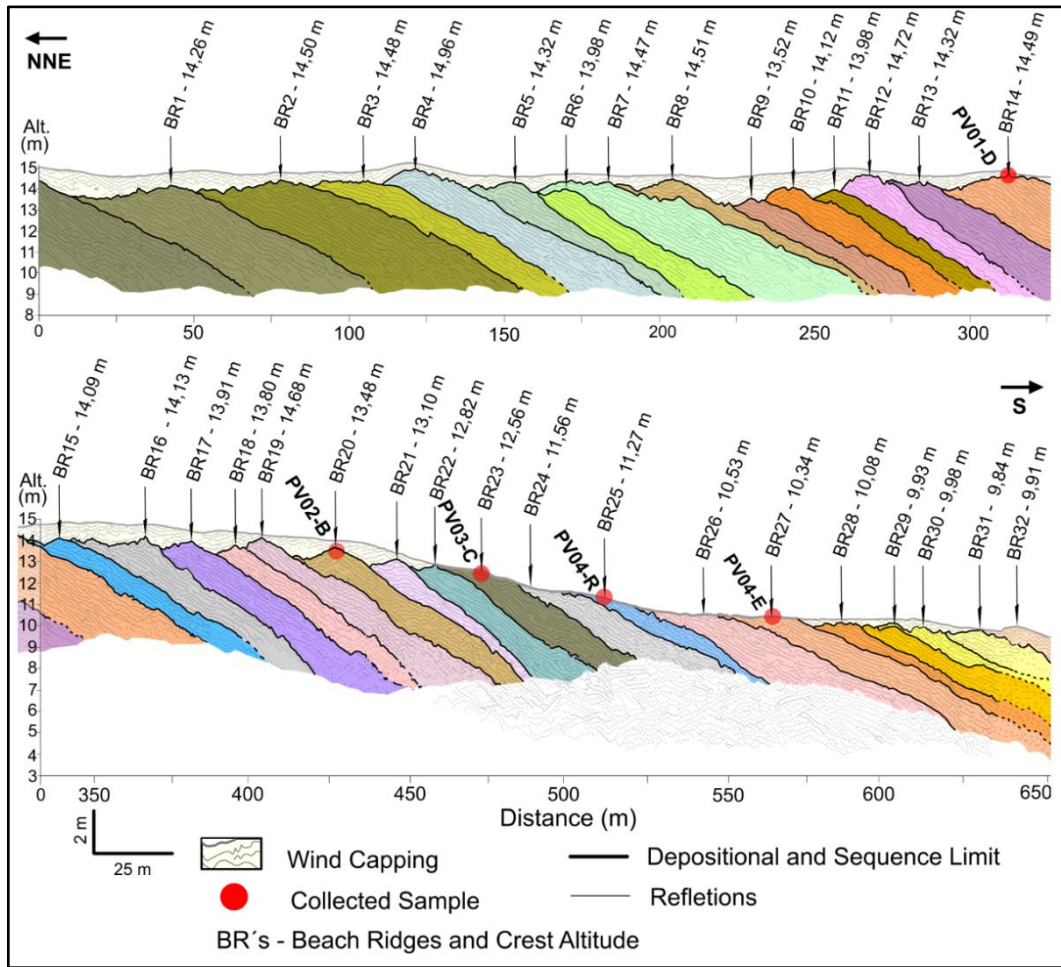


Figure 7. Profile L1F2 with interpretation of the 32 paleo-beach ridges (BR1 to BR32), radar façades, depositional and sequence boundary surfaces, crest elevations, and locations of shell sampling for dating.

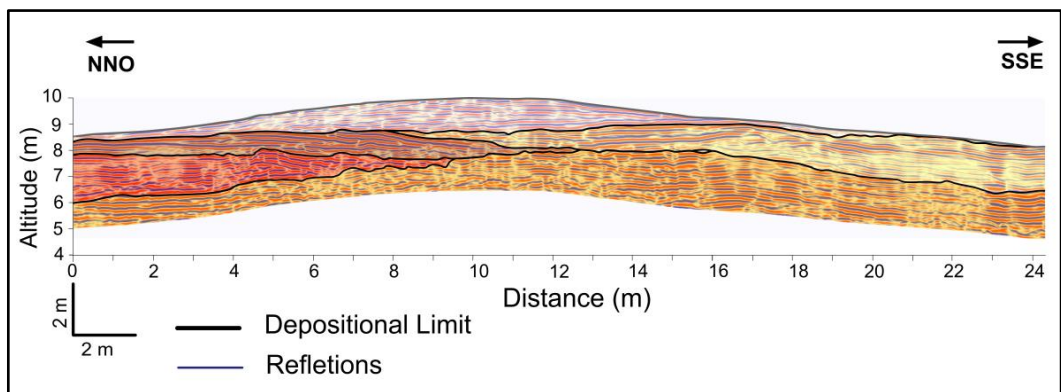


Figure 8. Radargram of Profile BRL3F6 interpreted with reflections corresponding to the architecture and internal features of the recent beach ridge of Punta Verde Beach.

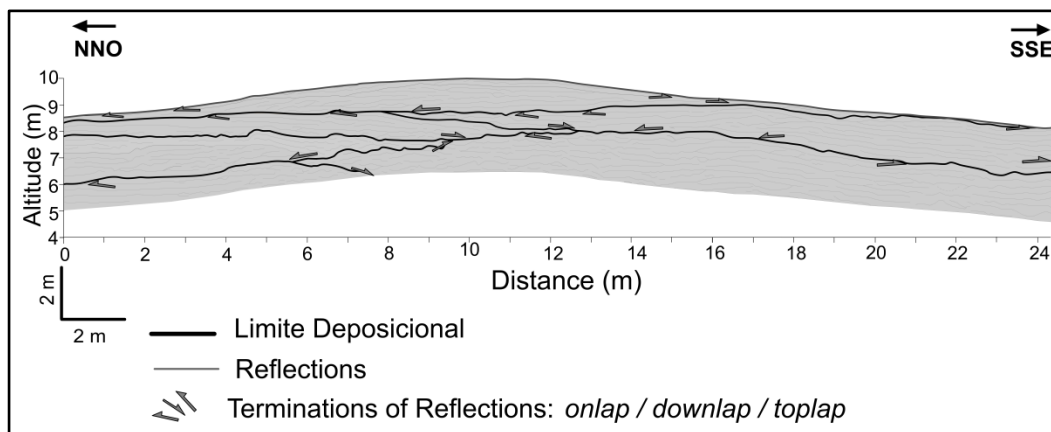


Figure 9. Reflections and terminations belonging to the recent beach ridge (BR33) of Punta Verde Beach.

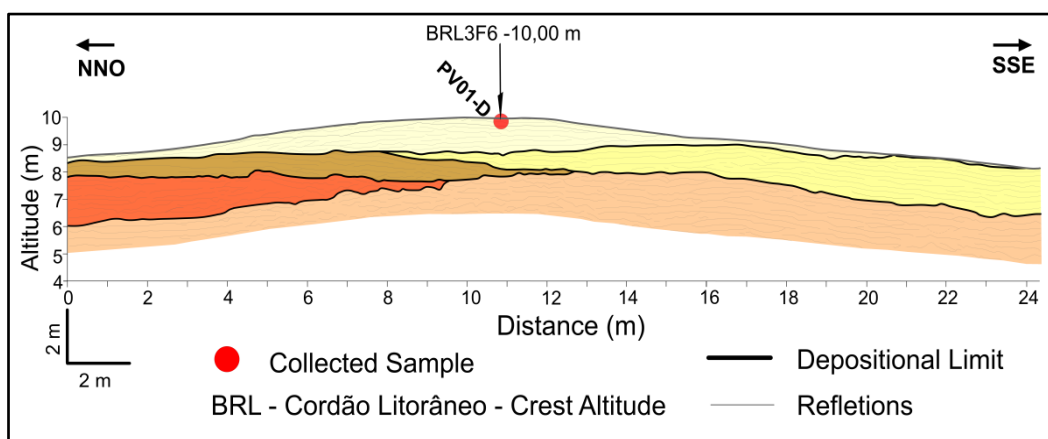


Figure 10. Profile BRL3F6 with interpretation of the recent beach ridge, radar facies, depositional boundary surface, and location of shell sampling for dating at Punta Verde Beach.

11.4.2 Description and Interpretation of the Radar Facies of the Paleo-Beach Ridge Sequence and the Recent Beach Ridge

For the sequence of paleo-beach ridges, interpreted from the radargram of profile L1F1, a set of 6 radar facies were identified (Figure 11), which are described in Table 1. In the case of the Recent Beach Ridge (Figure 12), from the radargram of profile BRL3F6, another 6 radar facades were identified, detailed in Table 2.

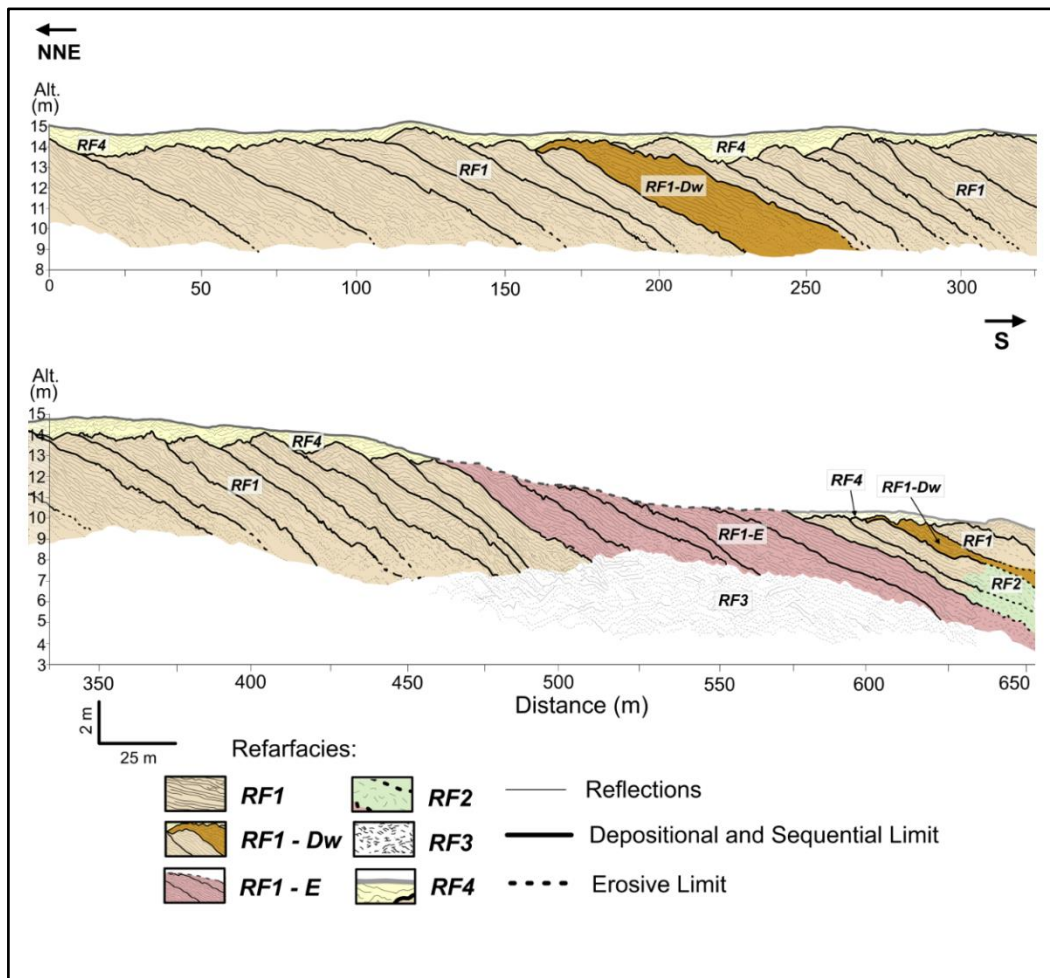
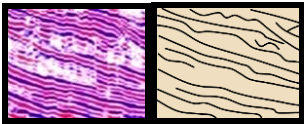
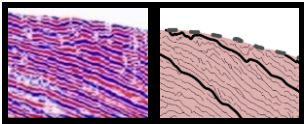
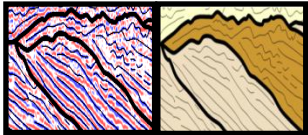
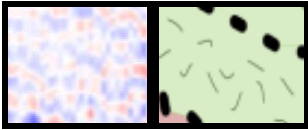
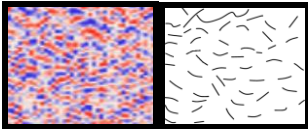
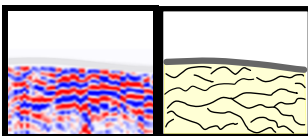


Figure 11. Interpretation and delineation of radarfacies in the sequence of paleo-beach ridges.

Table 1. Description, Classification, and Interpretation of Radarfacies in GPR Profile L1F2.

Radarfacies - 400 MHz	Description - Classification	Interpretation
<p>RF1</p> 	<p>Progradational radarfacies, characterized by high-contrast subparallel reflections with dip angles ranging between 5° and 6° degrees towards the sea.</p>	<p>Beach ridges with beach and foreshore deposits, exhibiting élan capping.</p>
<p>RF1-E</p> 	<p>Radarfacies composed of reflections with top lapping and truncation terminations, subparallel and high-contrast, within the upper layers of deposits, with dip angles ranging between 6° and 7° degrees towards the sea.</p>	<p>Beach ridges with foreshore deposits, exhibiting truncation of reflection terminations due to falling relative sea level, storm wave action, and reduced or neutral sediment input.</p>

 <p>RF1-w</p>	<p>Radarfacies with planar-convex and sigmoidal, reflections facing upwards with high contrast.</p>	<p>Beach ridges with overtopping and overwash deposits, forming deposition fans towards the continent.</p>
 <p>RF2</p>	<p>Radarfacies with very low contrast and/or with no reflections.</p>	<p>Beach ridges with low to no reflections at the water table and saline intrusions boundary, showing reduced or absence of GPR signal.</p>
 <p>RF3</p>	<p>Radarfacies characterized by low-contrast reflections with chaotic and discontinuous configurations.</p>	<p>Closer beach ridges to the recent shore ridge, exhibiting low GPR signal strength, marked by low-contrast, discontinuous, and chaotic reflections.</p>
 <p>RF4</p>	<p>Radarfacies showing undulating to parallel, subparallel reflections with high contrast for the reflections of the upper layers of deposits.</p>	<p>Wind-blown deposits capping beach ridges. relic</p>

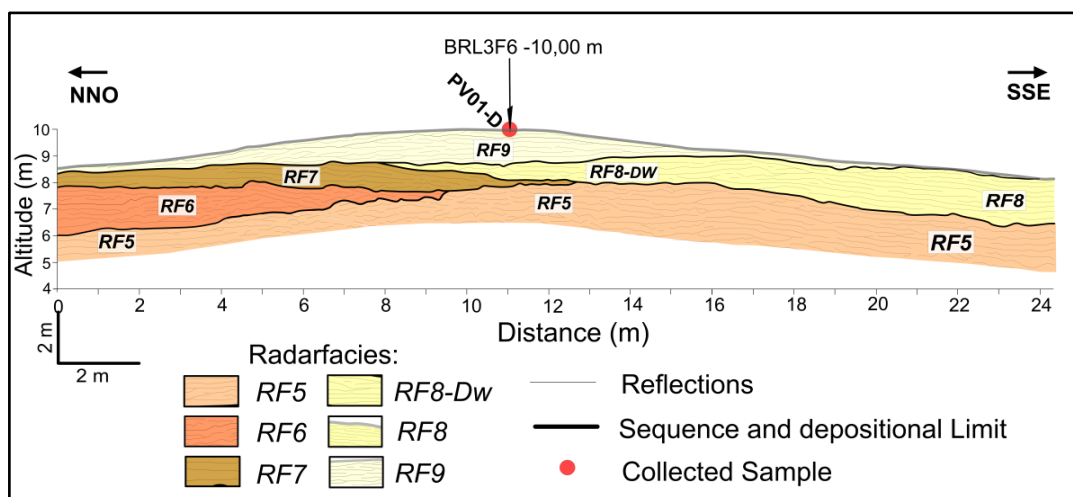
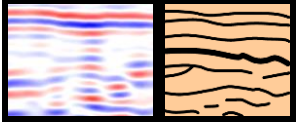
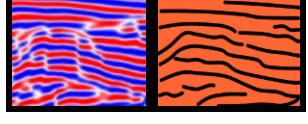
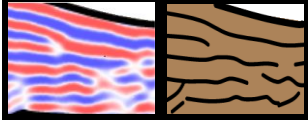
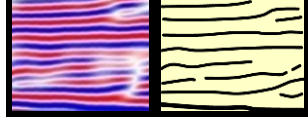
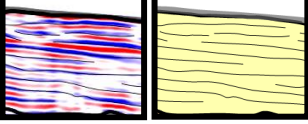
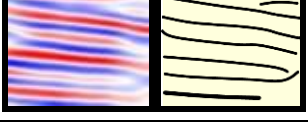


Figure 12. Description and interpretation of radarfacies of the recent beach ridge at Punta Verde Beach.

Table 2. Description, Classification, and Interpretation of Radarfacies from Profile GPR BRL3.

Radarfacies - 400 MHz	Description - Classification	Interpretation
<p style="text-align: center;">RF5</p> 	<p>Radarfacies showing planar-parallel reflections seaward with a dip angle between 5° to 6°.</p>	<p>Build crest deposits due to overtopping and foreshore deposits.</p>
<p style="text-align: center;">RF6</p> 	<p>Radarfacies with planar-parallel reflections having zero dip angles towards land and dip angles of 0° to 0.5° seaward.</p>	<p>Foreshore and build crest deposits.</p>
<p style="text-align: center;">RF7</p> 	<p>Planar-parallel radarfacies seaward with reflections having dip angles of 0.5° to 1°.</p>	<p>Foreshore and build crest deposits.</p>
<p style="text-align: center;">RF8-DW</p> 	<p>Planar-convex radarfacies with reflections parallel to subparallel, dipping at an angle of 1° landward and dip angles.</p>	<p>Overtopping and overwash deposits,</p>
<p style="text-align: center;">RF8</p> 	<p>Radarfacies with planar-parallel reflections having dip angles ranging from 0.5° to 4.5° seaward.</p>	<p>Foreshore/shoreface and washover deposits with null eolic cap.</p>
<p style="text-align: center;">RF9</p> 	<p>Radarfacies formed by onlap/downlap and convex reflections, facing upwards, with low contrast and dip angles between 1° and 4.3°.</p>	<p>Foreshore/shoreface and build crest deposits with little to no aeolian cap.</p>

Interpretation of the attributes and geometries of the reflections that characterize and define the radarfacies of the prograding sequence of paleo-beach ridges (RF1, RF1-Dw, RF1-E, RF2, RF3, and RF4) and the radarfacies of the recent beach ridge (RF5, RF6, RF7, RF8-Dw, RF8, and RF9), it is evident that these radarfacies are representative of the local coastline progradation. This evolution is driven by coastal processes (storm wave action, tides, variations in currents and sediment transport) and changes in sea level (Relative Sea Level, RSL). In the sequence of interpreted beach ridges in the radargram, represented as sets of reflections defining the interface between different lithological strata that make up the beach ridges, each of their crests corresponds to a former shoreline position (ROY *et al.*, 1994).

11.4.3 Dating

The dating of shell samples from the subsequences of crest positions of the paleo-beach ridges and the recent beach ridge in Punta Verde (Table 3) shows a good correlation with the crest altitudes and distances between crests at the beginning of the GPR survey. The differences between the ages, the dated crest altitudes, and the current maximum high tide level (MMax) fall within the obtained values in studies conducted for the central and northern Atlantic Patagonian coast (BUNICONTRO & MARCOMINI, S. C., 2021; SCHEFFERS *et al.*, 2012). The sample PV04-R was the only one that showed a discrepancy between the dated value and its location, which is possibly related to the re-transport of this sample caused by extreme events like storms, waves, astronomical and meteorological tides.

Table 3. Radiocarbon C¹⁴ Dating of Shell Samples.

Samples	Beach Ridges	Crest Height (m)	Location Lat./Long.	DatingC ¹⁴ (BP)	Dating ¹⁴ C±2σ (95%) cal.	Dating ¹⁴ C cal. (BP)
PV01-D	BR-14	14.49	40°49'24.05"S 64°50'30.37"W	4736±28	3505±127 (BC)	5455±127
PV02-B	BR-20	13.48	40°49'27.71"S 64°50'31.23"W	3158±26	1413±88 (BC)	3363±88
PV03-C	BR-23	12.56	40°49'29.27"S 64°50'31.43"W	5112±29*	3890±89* (BC)	5848±89*
PV04-R	BR-25	11.27	40°49'30.44"S 64°50'31.48"W	2890±26	1093±107 (BC)	3043±107
PV05-E	BR-27	10.34	40°49'35.68"S 64°50'30.00"W	2168±25	233±124 (BC)	2183±124
PV06-D	BR-33	10.00	40°49'35.68"S 64°50'30.00"W	-1111±25	1975±18 (AC)	0

*Likely sample reworking

11.4.4 Depositional-Progradational Model of Shore Ridges

The formation of the sequence of beach ridges and the recent shore ridge, composed of siliciclastic materials (sand, gravel, and pebbles) as well as bioclastic components (coquinas), can be attributed to marine and meteorological forces such as waves, currents, tides, and storms. The configuration of the coastline is determined by the evolution and progradation "crest to crest" of these ridges in response to variations in relative sea level (RSL), whether it's stable, falling or rising,

associated with a positive or neutral sediment balance, during periods of global sea level fall.

In this context, the topomorphometric parameters such as the altitude of troughs and crests, dip angle, crest-to-crest distance, amplitude, crest alignment rotation, and the slopes between crests are important indicators and attributes for understanding and formulating the depositional-progradational model for the sequence of shore ridges (Table 4).

Table 4 - Topomorphometric parameters of the sequence of paleo-shore ridges and the recent shore ridge

Cn	Sz(m)	Zn(m)	Φ°	Δx (m)	$\Sigma \Delta x$ (m)	Zn-Sn	θ° ***	α (%)	
Start Pt	N/D	N/D	4,89	0,00	0,00	N/D	N/D	N/D	
BR1	14.02	14.26	4.61	42.67	42.67	0.24	0.50	0.00	Average of Subsequenc1 = -0.134
BR2	14.20	14.50	4.46	35.47	78.09	0.30	1.30	0.68	
BR3	14.00	14.48	4.80	26.67	104.75	0.48	0.90	-0.35	
BR4	13.91	14.96	4.48	16.67	121.42	1.05	0.40	-0.89	
BR5	13.82	14.32	4.27	32.50	153.92	0.50	0.20	-0.05	
BR6	14.19	13.98	5.19	16.75	170.67	0.21	0.40	0.05	
BR7	13.21	14.47	3.82	13.54	184.21	1.26	0.30	-0.15	
BR8	13.45	14.51	3.08	21.04	205.25	1.06	0.70	-0.15	
BR9	13.50	13.52	3.04	25.00	230.25	0.02	0.20	0.39	
BR10	13.79	14.12	5.35	14.17	244.42	0.33	1.30	0.07	
BR11	14.32	13.98	5.55	13.33	257.75	0.19	1.50	0.13	
BR12	13.99	14.72	6.62	11.67	269.42	0.73	0.90	-0.20	
BR13	13.97	14.32	5.52	16.25	285.67	0.35	1.10	-0.02	
BR14*	14.00	14.49	4.68	29.17	314.84	0.52	0.70	-0.08	
BR15	13.57	14.09	3.81	27.08	341.92	0.52	0.90	1.48	Average of Sub2=0.83
BR16	13.33	14.13	4.00	27.50	369.42	0.80	0.30	0.66	
BR17	13.72	13.91	5.80	14.58	384.00	0.19	0.10	0.84	
BR18	13.19	13.80	6.25	13.63	397.63	0.61	-0.90	0.83	
BR19	12.78	14.68	6.07	8.75	406.38	1.19	-1.70	-0.21	
BR20*	12.81	13.48	5.69	22.92	429.30	0.67	-2.40	0.88	
BR21	12.79	13.10	4.72	19.17	448.46	0.31	-2.20	1.04	
BR22	11.96	12.82	5.78	12.50	460.96	0.86	-2.00	1.14	
BR23*	11.50	12.56	6.01	15.00	475.96	1.06	-2.30	1.73	Average of Sub2=2.47
BR24	10.89	11.56	5.35	31.25	507.21	0.67	-2.78	2.72	
BR25*	10.47	11.27	4.18	7.54	514.75	0.80	-2.80	2.88	
BR26	9.94	10.53	4.36	31.29	546.05	0.59	-2.90	2.69	
BR27*	9.86	10.34	3.98	21.46	567.50	0.48	-3.10	2.32	
BR28	9.84	10.08	4.10	22.50	590.00	0.24	-3.00	1.16	Average of Sub2=0.90
BR29	9.78	9.93	4.48	16.67	606.67	0.15	-2.80	1.05	
BR30	9.73	9.86	4.86	9.17	615.84	0.13	-2.40	0.99	
BR31	9.46	9.84	4.67	18.00	633.84	0.38	-1.85	0.75	
BR32	9.83	9.91	5.64	11.50	645.34	0.08	-1.40	0.55	
BR33**	8.00	10.00	4.29	12.24	657.48	2.00	0.00	-0.74	

Cn=Crest of beach ridge; Sn=Swale altitude; Zn=Crests altitudes, Φ =Dip angle; Δx =Distance between crests; $\Sigma \Delta x$ = Sum of distances between crests; Zn-Sn=Amplitude of crest; θ =crests rotation angle; α =Slope between crests,

* Paleo-beach ridges with dating of shells samples.
 ** Recent beach ridge with dating of shell sample.
 *** Angle of rotation of the paleo-beach ridges in relation to recent beach ridge and/or the current coastline (0° rotation angle). Rotation angle with positive value corresponds to clockwise rotation and negative counterclockwise rotation.

The separation of the progradational sequence of paleo-shore ridges in Punta Verde into 4 sub-sequences and 1 recent shore ridge was conducted based on information regarding the slope, crest rotation, and other topomorphometric parameters. Each of the sub-sequences includes at least one shore ridge crest with dating (Figure 13).

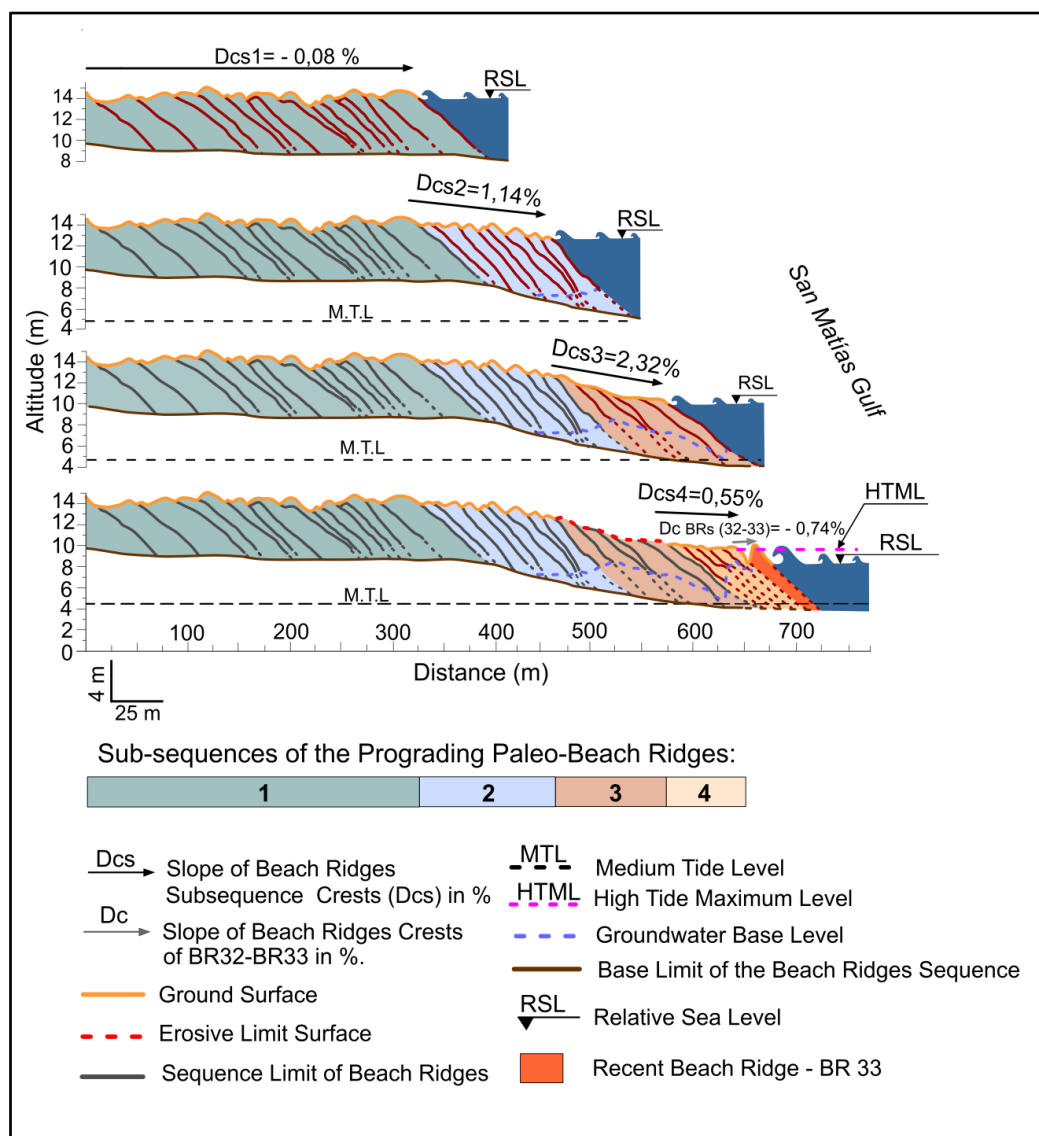


Figure 13. Depositional-progradational model of the sequences of paleo-shore ridges and the recent shore ridge.

11.4.5 Estimates of the Average Progradation Rate of the Paleo-Shore Ridges and Relative Sea Level Fall

The radiocarbon C^{14} dating of the shell and shell fragment samples allows us to suggest that these shore ridges were presumably constructed during the calibrated age interval of 5455 ± 127 years ago to the present (AP).

The sample PV03-C, collected from ridge BR23, which may potentially be a result of repeated transport and reworking conditions, was not considered for the estimates of progradation rates and relative sea level fall. However, this sample, which has the oldest dating, was considered indicative of the probable date closest to the beginning of the regression of the shoreline for the studied area, after the Holocene Maximum Transgression (HMT) on the coast of Argentine Patagonia, occurring between 7.4 to 6.6 cal ka AP, according to Schellmann and Radtke (2010).

The estimate of the progradation rate between the paleo-shore ridges BR14, BR20, BR25, BR27 in relation to the recent ridge BR33, and the average progradation rate of 70 mm/year (7 cm/year) for the analyzed sequence of ridges, was calculated based on the differences between the calibrated ages of the radiocarbon ^{14}C dated samples and the distance intervals between them (Table 5) (Figure 14).

Table 5. Estimate of the Average Annual Progradation Rate between the shore ridges BR14 and BR33.

Beach Ridge	Dated Sample	Crest Position (m)	Dating (C^{14}) (AP) yrs	Progradation Rate (mm/yr)
BR14	PV01-D	314,84	5455 ± 127	0
BR20	PV02-B	429,30	3363 ± 88	55
BR25	PV04-R	475,96	3043 ± 107	146
BR27	PV05-E	567,50	2183 ± 124	106
BR33	PV06-D	657,48	0	41
Average Progradation = 70 mm/yr				

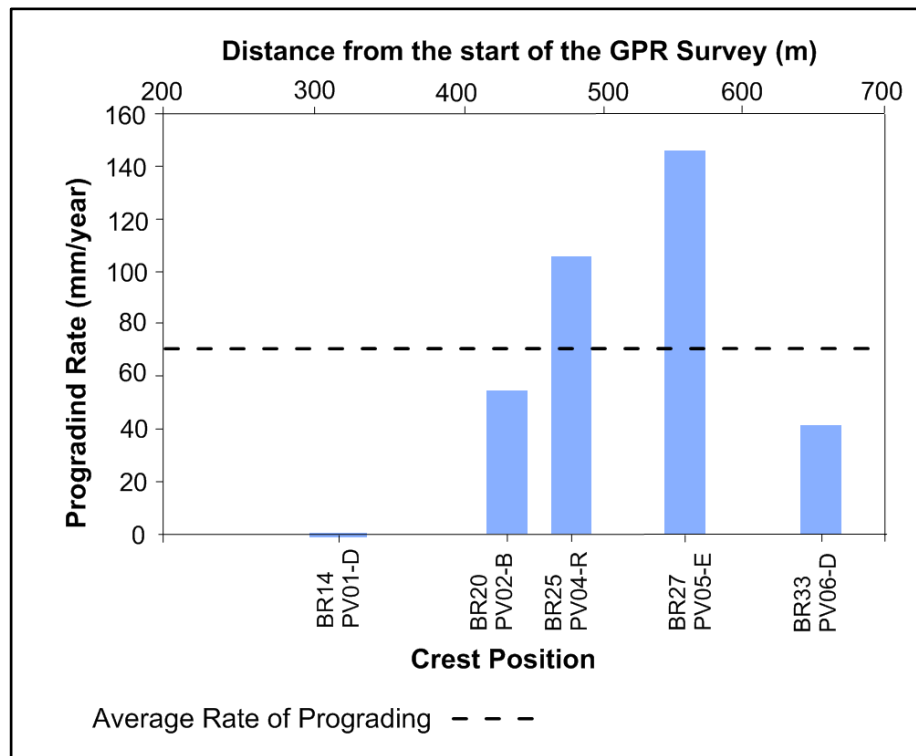


Figure14. Graph showing the estimate of the average progradation rate for the shore ridges BR14 and BR33 (recent shore ridge).

The estimate calculation for the rate of relative sea level fall (RSL) was also performed between the paleo-shore ridges BR14, BR20, BR25, BR27 in relation to the recent shore ridge BR33. The average rate of descent for the sequence of shore ridges, based on the variation in crest altitudes and their ages dated by carbon-14, was equal to 2 mm/year (Table 6), (Figure 15).

Beach Ridge	Dated Sample	Crest Altitude (m)	Dating (C ¹⁴) (AP) yrs	Rate of RSL Fall (mm/yr)
BR14	PV01-D	14,49	5455±127	0
BR20	PV02-B	13,48	3363±88	0,5
BR25	PV04-R	11,27	3043±107	6,9
BR27	PV05-E	10,34	2183±124	1,1
BR33	PV06-D	10	0	0,2

Average Rate of RSL Fall = 2 mm/yr

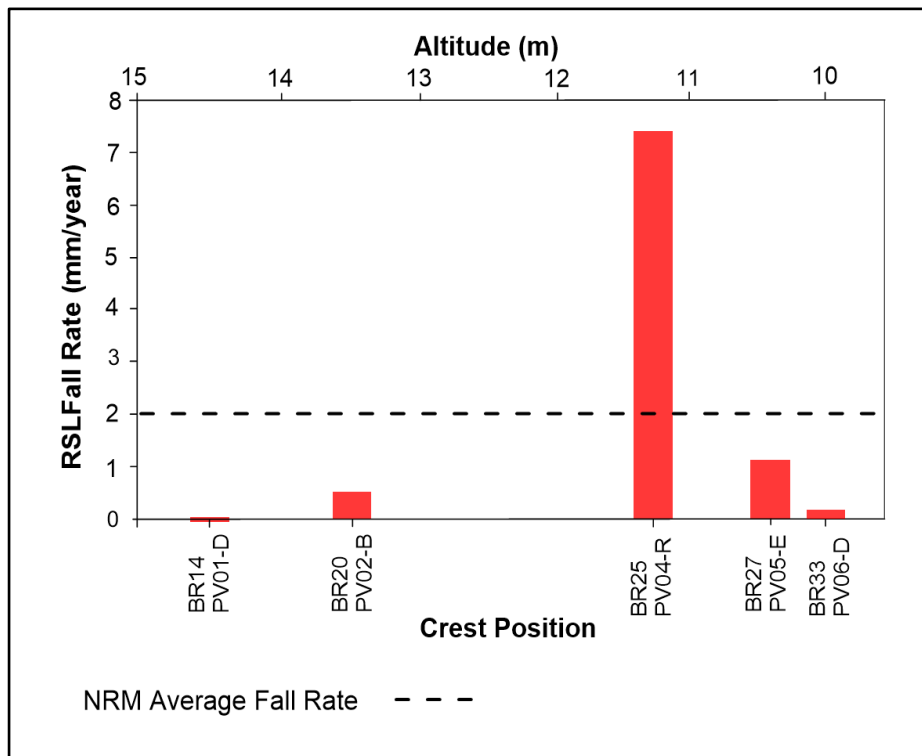


Figure 15. Graph of the relative sea level fall (RSL) rate and the average descent within the segment between the shore ridges BR14 and BR33 (recent shore ridge).

11.5. Discussion

The variation in relative sea level (RSL), sediment input, pre-existing topography, and the occurrence of storm waves may have a potential relationship with the topomorphometric attributes.

11.5.1 Variations in Altitude, Crest Amplitude, and Dip Angles

The change in crest altitudes of the shoreline ridges suggests, as per Davies (1957) and Shepherd (1987), to be indicators of the intensity of coastline regression speed and the progradation of shoreline ridges.

In the study area, shoreline ridges with smaller differences in altitude between them correspond to slower progradation: paleo-shoreline ridges BR1 to BR14 (subsequence 1) and BR28 to BR32 (subsequence 4). Paleo-shoreline ridges with larger differences in crest altitudes, forming consecutive sequences (subsequence 3), consequently indicate faster progradation.

The variation in amplitudes is related to the probable occurrence of greater or lesser vertical accretion of sediment deposits on the crest of the paleo-shoreline ridges and the recent shoreline ridge.

The recent shoreline ridge (BR33) of Punta Verde Beach has the highest amplitude (2 m), around 4 times greater than the average amplitudes of the paleo-shoreline ridges (relict ridges) in the other sequences, with a value of 0.53 m. This is possibly due to the high degree of vertical deposition, overtopping, and overwash on the crest of the shoreline ridge, induced by storm wave sediment transport, along with the direct influence of astronomical and meteorological tides (NOTT et al., 2013; CLEMMENSEN et al., 2012; TAMURA, 2012).

The maximum fluctuation between the altitudes of the crests in the sequence of 32 paleo-shoreline ridges is 5.12 m. The difference in altitude between the crest of the highest paleo-shoreline ridge, ridge BR4 at 14.96 m, and the altitude of the crest of the recent shoreline ridge BR33 at 10 m, is 4.96 m. This difference is very close when compared to the difference in altitude of the current maximum tide (I_{max}) of 9.62 m (SHN, 2003), and the crest of the paleo-shoreline ridge with the highest altitude recorded, which is 5.34 m above M_{Max} . Studies conducted by Schellman and Radke (2010) discovered that for the central coast of Patagonia, the altitudes of shoreline ridge crests and terrace tops had a difference of 2 to 5 meters above the local maximum tide altitude.

The dip angles of the paleo-shoreline ridge subsequences in Punta Verde predominantly exhibit laminae direction and orientation towards the sea, with amplitudes ranging from 3 to 6.6 degrees.

Research conducted using GPR in various other sets of prograding shore ridge sequences has unveiled depositional structures with consistent laminations facing the sea and the incorporation of more tangled laminations with low angles of dip towards the land (CARTER, 1986), likely due to washover and build crest deposits.

11.5.2 Coastal Beach Ridges' Rotations

The rotation angles of the crest set in the paleo-beach ridge subsequences in Punta Verde have a range of rotation from 0 to 1.6 degrees clockwise and from 0 to -3.1 degrees counterclockwise, with the recent shoreline ridge (BR33) as the reference.

The rotation of beach ridges is determined by changes in wave incidence, energy, and direction, as well as the action of longitudinal and transverse currents, and sediment transport (HEIN and ASHTON, 2020).

Therefore, the most relevant rotations observed in the coastal plain beach ridge sequence in Punta Verde may be related to extreme erosional processes caused by storms, tides (astronomical and meteorological), and rapid sea-level fall, as evidenced by truncations, unconformities, and steeper gradients between the crests, as observed in the rotation angle values for the beach ridges in sequence 3.

11.5.3 Slope of the Coastal Beach Ridges' Crests

The lowest slope values between the crests of the beach ridges were observed for the ridges belonging to subsequences 1 and 4. The steepest slopes between the crests of the ridges are present in subsequences 2 and 3.

11.5.4 Shape of the Beach Ridges and Type of Progradation

The events of crest accretion and deposition of lobes or fans, generated by overtopping and overwash onto the crest of the paleo-beach ridge sequence, such as the BR6 and BR29 ridges, indicate that the shape of these ridge crests (triangular, upward convex) is related to the action of storm waves, tides, and the positive or neutral sediment supply balance.

The bounding surfaces formed by the paleo-beach ridges BR23 to BR27 in subsequence 3 have high values for dip angles, crest rotations, and average crest-to-crest slope, with discontinuities in the upper reflection of the strata and abrupt truncation at their terminations. This evidence suggests the occurrence of erosional processes and normal progradation, possibly due to a fast decrease in relative sea level (RSL) and a negative sediment supply balance.

11.6. Conclusion

The evolutionary depositional system model for the paleo-beach ridge sequences was based on the analysis of the relationship between the depositional-progradational subsequences of the paleo-beach ridges, using topomorphometric parameters, attributes, and radiocarbon dating. The characteristics regarding the dimensions and shape of the system as a whole allowed for the inference and acquisition of important indicators, which supported the notion that storm wave action, in conjunction with variations in relative sea level during a global falling stage, paleo-topography, and a positive or neutral sediment balance, are the main driving forces responsible for the formation, development, and type of progradation (normal or forced) of the paleo-beach ridge plain at Punta Verde Beach.

This study also revealed, through the analysis of the estimated average progradation rate of 70 mm/year and the average relative sea level fall rate of 2 mm/year, between the crests of BR14 and BR33 beach ridges, for the period encompassing the calibrated age of $5,455 \pm 127$ cal. years BP to the present age, that the highest values of progradation rate and RSL fall correspond to the section of BR25 and BR27 paleo-beach ridges, belonging to subsequence 3.

The higher values of rotations and slopes for the paleo-beach ridges within subsequence 3 tend to confirm the condition of a monotonic relationship between these parameters and the rates of progradation and relative sea level fall for the studied area. While they may vary in the same manner, they can occur with different intensities.

The PV03-C sample, collected from the beach ridge BR23, was not used in the estimations of progradation rates and relative sea level fall (RSL) because it is possibly a product transport and/or reworking. However, this sample, due to its oldest dating ($5,848 \pm 89$ cal. AP) among the collected samples, serves as a proxy indicative of the probable age closest to the beginning of marine regression for the Punta Verde study area, following the Maximum Holocene Transgression (MHT) that occurred in the northern coast of Argentine Patagonia.

11.7. Acknowledgement

The authors would like to thank the Graduate Program in Geosciences PPGGEO, in line of research in Marine Geology at the Institute of Geosciences, the Centro de Estudos de Geologia Custer e Oceânica(CECO) at the Instituto de Geociências and the Núcleo de Estudos de Currents de Densidade(NECOD), Instituto de Pesquisas Hidráulicas of Universidade Federal do Rio Grande do Sul for technical-scientific and logistical support. We would like to thank the professors and staff of Laboratório de Análises Estratigráficas of Universidade Federal do Rio Grande do Norte (LAE/UFRN) for all their help and for the excellent GPR course given. We would like to thank Pré-Sal Petróleo S.A. (PPSA) and Grupo Libra, a consortium composed of Petrobras, Shell Brasil, Total Energies, CNODC and CNOOC Limited, in partnership with UFRGS (Project 826-IPH/PETROBRAS 5850.0105486.17.9 COQUINAS) for financial assistance to carry out this work.

11.8. References

ANTHONY. E.J. **Beach-ridge development and sediment supply: examples from West Africa**. Marine Geology. 129(1–2). 175-186, 1995.

BUNICONTRO, M.P. AND MARCOMINI, S.C. **Geomorphological evolution of the Patagonian coast surrounding the Golfo Nuevo (Chubut, Argentina) during Late Quaternary: Overview and new proposal**. Journal of Coastal Research, 37(3), 528–543, 2021. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208, 2021.

BRISTOW, C.S. AND PUCILLO K. **Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: The Holocene fill of Guichen Bay. south-east South Australia**. Sedimentology. 53: 769–788, 2006.

BROOKE. B.; RYAN. D.; PIETSCH. T.; OLLEY. J.; DOUGLAS. G.; PACKETT. R., RADKE. L.; FLOOD. P. **Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay. Queensland. Australia**. Marine Geology. 251(3–4). 195-208, 2008.

CABRERA AND WILLINK A. **Biogeografía de América Latina**. OEA Monographs 2nd ed. OEA (Washington D.C.), 2008.

CARTER, R.W.G. **Recent changes in the coastal geomorphology of the Magilligan Foreland. Co. Londonderry**. Proceedings of the Royal Irish Academy. Section B: Biological. Geological And Chemical Science. 75. 469 – 497, 1975.

CARTER, R.W.G. **Recent progradation of the Magilligan Foreland co. Londonderry. Northern Ireland. In: Les cotes atlantiques d'Europe. evolution. amangement. protection.** Publications du CNEXO: Actes de Colloques. 9. 17–28. 1988. **Coastal Environments.** Academic Press. 617 pp.1979.

CARTER, R.W.G.**The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland.** Marine Geology Ireland, 1986.

CLEMMENSEN, L.B.; MURRAY, A.S; NIELSEN. L. **Quantitative constraints on the sea-level fall that terminated the Littorina Sea Stage. southern Scandinavia.** Quaternary Science Reviews. 40(0). 54-63,2012.

CLEMMENSEN, L.B.; NIELSEN. L. **Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt. Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations.** Sedimentary Geology. 223(3– 4). 281-290, 2010.

DAVIES, J. L. **The Importance of Cut and Fill in the Development of Sand Beach Ridges.** The Australian Journal of Science 20: 105-111,1975.

DILLENBURG,S. R.; BARBOZA, E;HESP, P.A. & ROSA, M.L.C.C.**Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil.** Journal 751 of Coastal Research. SI 64: 651-655, 2011.

FIDALGO, F. Y PORRO, N. **Descripción geológica de la Hoja 39j. San Antonio Oeste. Provincia de Río Negro.**Servicio Geológico Nacional.75p.. Buenos Aires, 1981.

FITZGERALD, D.M.; BALDWIN. C.T.; IBRAHIM,N.A.; HUMPHRIES, S.M. **Sedimentologic and Morphologic Evolution of a Beach Ridge Barrier Along an Indented Coast: Buzzards Bay. Massachusetts.** In: C. Fletcher. J. Wehmiller (Eds.). Quaternary coasts of the United States: marine and lacustrine systems. pp. 65-75, 1992.

FITZGERALD, D.M.; CLEARY, W.J.; BUYNEVICH, I.V.; HEIN, C.J.; KLEIN, ASP, N.E. AND ANGULO, R.J). Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. Journal of Coastal Research SI 50, 152– 156, 2007.

FORSYTH, A.J.; NOTT, J.; BATEMAN, M.D. **Beach ridge plain evidence of a variable late-Holocene tropical cyclone climate. North Queensland. Australia.** Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 297(3–4). 707-716,2010.

HAYES, M.O.; OWENS,E.H; HUBBARD, D.K. AND ABELE, R.W. **Investigation of form and processes in the coastal zone.** In D.R. Coates (Ed.). Coastal Geomorphology. Proc. 3d Ann. Geomorphology Symposia Series. Binghamton. N.Y. 11-41,1973.

HEIN, C.J.: FITZGERALD, D.M.: BUYNEVICH. I.V..VAN HETEREN. S. KELLEY. J.T... **Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply.** Geological Society. London. Special Publications. 388,2014.

HEIN, C.J. & ASHTON, A.D. **Long-term shoreline morphodynamics: processes and preservation of environmental signals.** In: D. Jackson. A.W. Short (Eds.).

Sandy Beach Morphodynamics. Amsterdam: Elsevier. pp. 487–531. 2020.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00021-7>.

HESP; P.A.; DILLENBURG, S.R.;BARBOZA. E.G.; TOMAZELLI, L.J.;AYUP-ZOUAIN. R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S; TOLDO-JR, E.E.; DE A. TABAJARA, L.L.C.; CLERIOT. L.C.P. **Beach ridges. foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandai barrier system. southern Brazil.** Annals of the Brazilian Academy of Sciences. 77. 493-508, 2005.

ISLA, F.I.; BUJALESKY, G.G. **Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains.northern Tierra del Fuego.Argentina.** Marine Geology. 170(1–2). 105-122,2000.

KOKOT, R. R.; CODIGNOTTO, J. O Y ELISSONDO. M. **Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro.** Revista de la Asociación Geológica Argentina. 59 (3): 477-487 (2004).

KOKOT, R. R. Y CHOMNALEZ, F., 2012. **Retroceso de la linea de costa enLas Grutas, provincia de Rio Negro.** Revista de La Asociacion Geologica Argentina, 69(1), 88–96.

KOKOT, R. R. Y FAVIER-DUBOIS, C. M. F. **Evolución Geomorfológica de La Bahía de San Antônio. Provincia de Rio Negro.** Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 74, n. 3, p. 315-325, 2017.

LABRAGA, J.C. AND VILLALBA, R.**Climate in the Monte desert: Past trends. present conditions. and future projections.** Journal of Arid Environments 73(2): 154–163,2009.

LONG, A.J. AND HUGHES, P.D.M. **Mid to late-Holocene evolution of the Dungeness foreland. UK.** Marine Geology. 124. 253–71,1995.

MARTIN, L. AND SUGUIO, K..**Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beachridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast.** Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 99 (1-2). 119– 140,1992.

MARTÍNEZ, G.;FLENSBORG G. AND BAYALA, P.D. **Chronology and human settlement in northeastern Patagonia (Argentina): Patterns of site destruction. intensity of archaeological signal. and population dynamics.** Quaternary International 301: 123–134, 2013.

MILNE, G ;. LONG AJ; BASSETT, S.E . **Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America.** *Quaternary Science Reviews* 24: 1183–1202.2005.

MOUZO, F. **Edad del Golfo San Matías. Plataforma Continental Argentina y la estratigrafía en el Gran Bajo de San Antonio. provincia de Río Negro.** Revista de la Asociación Geológica Argentina 71: 125-138, 2014.

- MOUZO, F.; PATERLINI, C. **Geología submarina del golfo norpatagónico San Matías**. Revista de la Asociación Geológica Argentina.74 (4): 553-569,2017.
- NIELSEN A.; MURRAY A.; PEJRUP M.; ELBERLING, B. 2006. **Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark**. Quaternary Geochronology. 1:305-312.
- NOTT, J.; HAYNE, M. **High frequency of 'super-cyclones' along the Great Barrier Reef over the past 5 000 years**. Nature. 413(6855). 508-512,2001.
- NOTT, J.; SMITHERS, S.; WALSH, K.; RHODES, E. **Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia**. Quaternary Science Reviews. 28(15–16). 1511-1520. 2009.
- NOTT, J. The **6000 year tropical cyclone record from Western Australia**. Quaternary Science Reviews, 30(5-6), 713-722. Quaternary Science Reviews, 30 (5-6), 713-722, 2011.<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.004>.
- ORFORD, J.D.; MURDY, J.M.; WINTLE, A.G. **Prograded Holocene beach ridges with superimposed dunes in north-east Ireland: mechanisms and timescales of fine and coarse beach sediment decoupling and deposition**. Marine Geology. 194(1–2). 47-64, 2003.
- OTVOS, E.G. **Beach ridges - definitions and significance**. Geomorphology. 32(1–2). 83-108, 2000.
- OTVOS, E. G. **Coastal barriers - Nomenclature, processes, and classification issues**. Geomorphology. 139–140. 39-52, 2012.
- PENLAND, P.S. AND SUTER, J.R. **The geomorphology of the Mississippi River Chenier Plain**. Marine Geology. 90. 231–258,1989
- PIOVANO, E.L.; ARIZTEGUI D.; CÓRDOBA, F., CIOCCALE, M; SYLVESTRE, F. **Hydrological variability in South America below the Tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) during the last 13.0 Ka**. In: Vimeux F. Sylvestre F. and Khodri M (Eds) Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. Dordrecht: Springer. pp. 323–351, 2009.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P.; JAMES, D.P. AND TESSON, M. **Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples, and exploration significance: American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 76, no. 11, p. 1687–1709,1992.
- RIBOLINI, A; AGUIRRE, M.; BANESCHI I., CONSOLONI, I.; FUCKS, E; ISOLA, I; MAZZARINI, F.; PAPPALARDO, M.; ZANCHETTA, G.; NINI, M. **Holocene beach ridges and coastal evolution in the Cabo Raso Bay (Atlantic Patagonian Coast, Argentina)**. *Journal of Coastal Research* 27: 973–98, 2011.
- ROY, P.S.; COWEIL, P.J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. 1994. **Wave-dominated coasts**. In: **Carter, R. W. G. & Woodroffe, C. D. (Eds.)**. Coastal evolution: late quaternary morphodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186,1994.

RUTTER, N.; SCHNACK E.J; DEL RIO J. ET AL.**Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast. Argentina. *Quaternary Science Reviews* 8: 213–234.1989.**

RUTTER N.; RADTKE, U.; SCHNACK E.J. (1990) **Comparison of ESR and amino acid data in correlating and dating Quaternary shorelines along the Patagonian Coast.Argentina. *Journal of Coastal Research* 6: 391–411, 1990.**

SANJAUME, E.; TOLGENSBARK, J. **Beach ridges from the Varanger Peninsula (Arctic Norwegian coast): Characteristics and significance. *Geomorphology*. 104(1–2). 82-92, 2009.**

SCHÄBITZ F. (2003).**Estudios polinicos del Cuaternario en las regiones áridas del sur de Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 5(2): 291–299 2003.**

SCHEFFERS. A.; ENGEL. M.; SCHEFFERS. S.; SQUIRE. P.. AND KELLETAT. D. **Beach-ridge systems - Archives for Holocene coastal events? *Progress in Physical Geography*. 36(1).5–37, 2012.**

SCHLAGER, W. **Accommodation and supply – a dual control on stratigraphic sequences. *Sediment. Geol.* 86 (1993). pp. 111-136,1993.**

STAPOR, F.W. 1975. **Holocene beach-ridge plain development. northwest Florida. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 22. 116–144, 1975.**

SHEPHERD, M.J.**Sandy Beach Ridge System Profiles as Indicators of Changing 650 Coastal Processes. In *New Zealand Geographical Society Conference Series*; 651 106-112,1987.**

SHORT, A.D.**Handbook of beach and shoreface morphodynamics. New York: John Wiley, 379p,1999.**

SERVICIO DE HIDROGRAFÍA NAVAL. **Tablas de Marea. Publicación H610, 505 p. Buenos Aires, 2003.**

SERVICIO DE HIDROLOGÍA NAVAL. Tablas de Marea,2011.<http://www.hidro.gob.ar/Oceanografia/Tmareas>.

SERVICIO DE HIDROLOGÍA NAVAL. Tablas de Marea. 2016
<http://www.hidro.gob.ar/Oceanografia/Tmareas>

TAMURA, T.; MURAKAMI. F.; NANAYAMA. F; WATANABE. K.. SAITO,Y 2008.**Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain. Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*. 248(1–2). 11-27, 2008.**

TAMURA, T. **Beach ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records. *Earth943 Science Reviews*, 114: 279 – 297, 2012.**

TAYLOR, M.J.; STONE.,G.W. **Beach-ridges: a review. *Journal of Coastal Research*. 12. 612-621, 1996.**

ANEXO I

Título da Dissertação:

**“MODELO DEPOSICIONAL DOS CORDÕES LITORÂNEOS
DA PRAIA DE PUNTA VERDE, COSTA NORTE DO GOLFO
SAN MATÍAS, ARGENTINA”**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **José Carlos Rodrigues Nunes**

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl
Coorientador: Prof. Dr. Salvador Aliotta

Examinador: Prof. Dr. Ricardo Baitelli

Data: 31 de outubro de 2023

Conceito: A

PARECER: A dissertação de mestrado desenvolvida por José Carlos Rodrigues Nunes apresenta uma estrutura bastante didática com ilustrações cuidadosamente elaboradas e distribuídas ao longo da escrita que auxiliam, sobremaneira, a compreensão do texto. Considero também que tanto os objetivos secundários sobre o uso dos parâmetros topomorfométricos e sua aplicação no modelo proposto assim como a taxa de progradação estimada e ainda, a avaliação da taxa de queda no nível do mar local foram atingidos, culminando com o pleno alcance do objetivo principal em que é proposto um modelo evolutivo para uma área de dinâmica tão intensa. Como observação, mesmo não sendo um dos objetivos do trabalho, o autor poderia ter fornecido uma tabela mais detalhada sobre a datação por radiocarbono contendo uma pequena descrição da condição física da amostra analisada, o tipo de calibração aplicada a idade obtida e, se possível, talvez como anexo, os valores das análises laboratoriais não tratados. Por fim, parabênizo José Carlos Rodrigues Nunes pelo belo trabalho apresentado e também os orientadores Prof. Dr. Eduardo Puhl e Prof. Dr. Salvador Aliotta.

Assinatura:

Data: 31 de outubro de 2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação:

**“MODELO DEPOSICIONAL DOS CORDÕES LITORÂNEOS
DA PRAIA DE PUNTA VERDE, COSTA NORTE DO GOLFO
SAN MATÍAS, ARGENTINA”**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **José Carlos Rodrigues Nunes**

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl

Coorientador: Prof. Dr. Salvador Aliotta

Examinador: Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Córrea

Data: 08/09/2023

Conceito: **A**

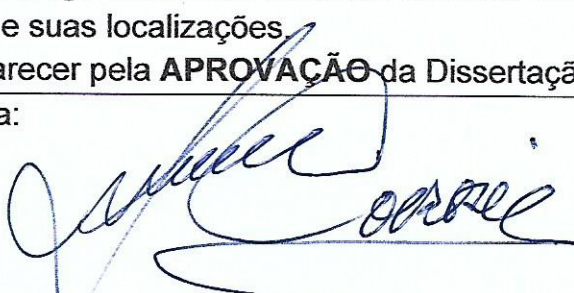
PARECER:

A dissertação apresenta-se bem elaborada e com uma descrição fácil de ser entendida. Algumas correções de digitalização e ortográficas se fazem necessária. Estas foram indicadas sobre o texto. Os objetivos foram propostos foram todos atendidos. A metodologia apresenta-se bem desenvolvida e explicativa. O contexto geológico e oceanográfico dá uma visão geral da área de estudos e dos fenômenos que ali ocorrem. No item resultados faltou a apresentação de uma figura de posição e localização dos perfis descritos no trabalho. Este figura só aparece no artigo apresentado. Nas conclusões o autor descrevo os resultados obtidos e propostos nos objetivos. As referências não seguem um padrão de apresentação, necessitando uma boa revisão. O artigo submetido encontra-se muito bem elaborado e com mapas e perfis dos cordões arenosos e suas localizações.

Sou de parecer pela **APROVAÇÃO** da Dissertação

Assinatura:

Data: 08/09/2023



Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

**“MODELO DEPOSICIONAL DOS CORDÕES LITORÂNEOS
DA PRAIA DE PUNTA VERDE, COSTA NORTE DO GOLFO
SAN MATÍAS, ARGENTINA”**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **José Carlos Rodrigues Nunes**

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl
Coorientador: Prof. Dr. Salvador Aliotta

Examinador: Prof. Dr. Federico Ignacio Isla

Data: 6 setembro 2023

Conceito: excelente

PARECER:

O trabalho de mestrado de Jose Carlos Rodrigues Nunes esta perfeitamente presentado. As técnicas som modernas y corretas para um trabalho desta orientação. Os capítulos eram perfeitamente coordenados y com adequada elaboração.

Fica anexado pdf com comentários.

Assinatura:  Federico Ignacio Isla

Data: 6 set 2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: