

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

**EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DOS CONCHEIROS NA
PENÍNSULA VILLARINO, SAN ANTONIO ESTE,
ARGENTINA**

CRISTIAN VALENTI SCHENK

ORIENTADOR - Prof. Dr. Eduardo Puhl

COORIENTADOR - Dr. Cristiano Fick

Porto Alegre, 2022

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

**EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DOS CONCHEIROS NA
PENÍNSULA VILLARINO, SAN ANTONIO ESTE,
ARGENTINA**

CRISTIAN VALENTI SCHENK

ORIENTADOR - Prof. Dr. Eduardo Puhl

COORIENTADOR - Dr. Cristiano Fick

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Fernando Erthal – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr^a. Inaiê Malheiros Miranda – Universidade Federal do Pará

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

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Ciências.

Porto Alegre, 2022

FICHA CATALOGRÁFICA

CIP - Catalogação na Publicação

Schenk, Cristian Valenti
EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DOS CONCHEIROS NA
PENÍNSULA VILLARINO, SAN ANTONIO ESTE, ARGENTINA /
Cristian Valenti Schenk. -- 2022.
123 f.
Orientador: Eduardo Puhl.

Coorientador: Cristiano Fick.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2022.

1. concheiro. 2. imagem Landsat. 3. evolução
espaço-temporal. 4. Península Villarino. I. Puhl,
Eduardo, orient. II. Fick, Cristiano, coorient. III.
Título.

RESUMO

Acumulações de conchas de moluscos ocorrem com frequência no registro sedimentar recente e antigo, onde destacam-se os depósitos praias (*backshore*) modernos, como os da Península Villarino, Argentina. Tal acumulação costeira de coquinas possui uma dinâmica ativa, que modifica o ambiente constantemente. Para estudar a evolução espaço-temporal de curto prazo (decadal) deste concheiro, um mapeamento dos seus limites espaciais foi realizado. Em 17/05/2019 a 22/05/2019 foi efetuado uma saída de campo na região estudada, com objetivo de reconhecimento dos depósitos marinhos, analisar os principais mecanismos associados ao transporte de bioclastos, além de verificar as mudanças morfológicas e a evolução dos depósitos bioclásticos associados às cristas de praia (*beach ridge*). Para a formulação dos mapas foram adquiridas imagens dos sensores Landsat 5TM, 7^{ETM} e 8^{OLI}; com resolução espacial de 30 m, e utilizando o *software* ArcGIS 10.5®, o sistema de coordenadas UTM, Z 20 S datum WGS-84, e a base de dados da USGS para a aquisição das imagens georreferenciadas (banda 5). A partir destas imagens, foram gerados os mapas dos anos de 1986, 1992, 1998, 2003, 2013, e 2020, traçando uma linha no limite entre a praia e o terraço de maré, para cada ano. Além disto, foram estabelecidas 8 seções transversais à linha de costa, em locais geomorfologicamente representativos, onde foram medidos os respectivos deslocamentos, revelando as zonas de deposição/progradação e erosão/retrogradação. Através desse estudo, foi possível registrar a variabilidade do comportamento evolutivo ao longo do sistema praias em um período de 34 anos, onde os locais com progradação (deposição) apresentam cristas de praia bem desenvolvidas, enquanto nos setores com retrogradação e estabilidade ocorrem feições erosivas de escarpa e praias com cristas suaves. O mapeamento destes geoindicadores permitem concluir que ocorrem mais extensões de praia com progradação do que retrogradação, e interpretar a direcionalidade da deriva litorânea em um padrão circular no sentido, horário ao longo da Península Villarino, concordante com o padrão de ondas incidentes e correntes de maré, tanto na face expostas ao Golfo San Matías, como no interior da Bahía San Antonio.

Palabras-chave: concheiro, imagem Landsat, evolução espaço-temporal, Península Villarino.

ABSTRACT

Accumulations of mollusc shells occur frequently in both modern and ancient sedimentary record, highlighted by the extent of beach deposits, such as those on Villarino Peninsula, Argentina. Such coastal accumulation of coquinas has an active dynamic that constantly modifies the environment. In order to study the short-term (decadal) spatio-temporal evolution of this shell midden, a mapping of the spatial boundaries was carried out. From 05/17/2019 to 05/22/2019, a field trip was carried out at the site, aiming to recognize marine deposits, to analyze the main mechanisms associated with the transport of bioclasts, in addition to verify the morphological changes and the evolution of bioclastic deposits associated with beach ridges. For the formulation of maps, images from Landsat 5TM, 7ETM, and 8OLI sensors with a spatial resolution of 30 m were acquired. ArcGIS 10.5® software, the UTM coordinate system, Z 20 S datum WGS-84, and the USGS database for the acquisition of georeferenced images (band 5) were used. Based on these images, maps from the years 1986, 1992, 1998, 2003, 2013, and 2020 were generated, drawing a line on the boundary between the beach and the tidal terrace, for each year. In addition, 8 cross-sections of the coastline were established in geomorphologically representative locations, in which the respective displacements were measured, revealing the deposition/progradation and erosion/retrogradation zones. Through this study, it was possible to register the variability of the evolutionary behavior along the beach system in a period of 34 years, in which the places with progradation (deposition) present well-developed shore ridges, while in the sectors with retrogradation and stability, erosive features of escarpment and beaches with gentle ridges occur. The mapping of these geoindicators allows us to conclude that more beach extensions with progradation than retrogradation occur, and to interpret the directionality of the coastal drift in a clockwise circular pattern along the Villarino Peninsula, in agreement with the pattern of incident waves and tidal currents, both on the exposed face to San Matías Gulf, as in the interior of San Antonio Bay.

Keywords: shell accumulation, Landsat image, space-time evolution, Villarino Peninsula.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Classificação das rochas carbonáticas. Modificado de Dunham (1962).... 17
- Figura 2. Classificação das rochas carbonáticas. Modificado de Embry & Klovan (1971)..... 18
- Figura 3. Tipos genéticos de acumulações esqueletais. Área 1 indica acumulações biogênicas; área 2 indica concentrações sedimentológicas e área 3 indica acumulações diagenéticas. Áreas 4, 5 e 6 indicam origem mista. Modificado e traduzido de Kidwell *et al.* (1986)..... 19
- Figura 4. Processos sedimentológicos de acumulação de grãos esqueletais. A duração e magnitude do aporte sedimentar, deposição, erosão e transporte governam os padrões de acumulação de grãos esqueletais durante regimes de baixa sedimentação de matriz. Modificado e traduzido de Kidwell (1986)..... 20
- Figura 5. Ilustração da plataforma continental com os limites interno e externo, e os principais processos oceanográficos (Dominguez *et al.*, 2011)..... 22
- Figura 6. Características morfológicas de uma praia composta pela planície costeira e a praia separada pela berma; as dunas da praia são depósitos eólicos formados por areia retrabalhada da praia. Modificado de Suguio (2003)..... 23
- Figura 7. Processos costeiros associados às tempestades. Modificado de Aigner (1985)..... 30
- Figura 8. Mapa de localização, mostrando a área de estudo de San Antonio Este no Golfo de San Matías na Província do Rio Negro, Argentina. © Bing Maps 2022..... 41
- Figura 9. Relevo submarino do Golfo de San Matías, conectado ao sul com o Golfo San José e a leste com a plataforma continental Argentina. Modificado de Mouzo & Paterlini (2017)..... 43
- Figura 10. Perfil batimétrico da região noroeste do Golfo de San Matías. A quebra da plataforma ocorre a partir da profundidade de 10 m, entre 6 e 8 km da linha de praia (Dados: GeoMap)..... 44
- Figura 11. Distribuição textural dos sedimentos superficiais no Golfo San Matías. Modificado de Mouzo & Paterlini (2017)..... 44

Figura 12: Mapa geológico do setor onde estão representados os MIS 1, 5e, 7 e 9. Modificado de Fucks & Schnak (2011).....	46
Figura 13: Mapa geomorfológico da Bahía San Antonio, província de Río Negro. Modificado de Kokot & Favier-Dubois (2017).....	50
Figura 14. Distribuição das formas de fundo associadas ao delta de maré vazante da Bahía San Antonio e os locais das amostragens de sedimentos. Modificado de Aliotta <i>et al.</i> (2000).....	55
Figura 15. Diagrama 3D da distribuição das formas de fundo e o padrão de transporte de sedimentos associados ao delta de maré vazante. Modificado de Aliotta <i>et al.</i> (2000).....	56
Figura 16. Conjunto de fotos que caracterizam a geomorfologia dos locais selecionados, obtidas entre 17/05/2019 a 22/05/2019, na Península Villarino, e localizadas na área de estudo conforme Figura 22.....	59
Figura 17. Imagem mostrando, ao fundo, o Golfo de San Matías, e em detalhe a direita, a imagem de satélite (Landsat-8, 2020), a área de estudo.....	61
Figura 18. Imagem de satélite (Landsat-8, 2020), com destaque para os detalhes geomorfológicos da Península Villarino.....	62
Figura 19. Mapa de monitoramento do concheiro sobre imagem Landsat-8 (2020), com a localização das seções transversais e a posição das linhas de praia entre 1986 e 2020 no entorno da Península Villarino.....	64
Figura 20. Imagem (© Google Earth Pro, 2022) mostrando o quadrante da direção da onda dominante do Golfo San Matías de SE, e a refração das ondulações pela interação com o pontal da Península Villarino.....	67
Figura 21. Imagem (© Google Earth Pro, 2022) mostrando o quadrante da direção da onda dominante da Bahía San Antonio de oeste, e a refração das ondulações pela interação com face norte da Península Villarino.....	68
Figura 22. Mapa de acompanhamento temporal do concheiro com a interpretação de evolução entre 1986 e 2020 sobre a imagem Landsat-8, 2020. Mostrando as seções	

ao longo do concheiro de San Antonio Este, e o sentido da corrente de deriva. Setor de estabilidade está nos locais com evolução menor de 10 m..... 69

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Datas e detalhes das imagens Landsat utilizadas no estudo.....	60
Tabela 2. Coordenadas de localização das seções transversais (Datum WGS-84).	63
Tabela 3. Mobilidade da linha de praia. Os sinais negativos (-) correspondem aos períodos retrogradantes, e os sinais positivos (+), para aqueles com comportamentos progradantes.....	65
Tabela 4. Dados de ondas do Golfo San Matías incidindo na fase sul da Península Villarino.....	66

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	OBJETIVOS	15
3	ESTADO DA ARTE:	16
3.1	Coquinas ou depósitos carbonáticos.....	16
3.1.1	Definição.....	16
3.1.2	Classificação dos depósitos carbonáticas	17
3.1.3	Tipos e processos de acumulação de conchas	18
3.1.4	Aspectos tafonômicos.....	20
3.2	Sistema praial	21
3.2.1	Plataforma continental	21
3.2.2	Praia	23
3.2.3	Planície de maré.....	24
3.3	Processos costeiros	26
3.3.1	Ondas e correntes	26
3.3.2	Maré	27
3.3.3	Efeitos meteorológicos	29
3.4	Relevância dos análogos de depósitos petrolíferos carbonáticos.....	30
3.4.1	Fm. Morro do Chaves	31
3.4.2	Hamelin Coquina, Shark Bay.....	32
3.4.3	Cocheiro do Albardão.....	33
3.5	Aplicação do sensoriamento remoto a áreas costeiras	34
3.5.1	Princípios básicos do método.....	34
3.5.2	Evolução do sensoriamento remoto e aplicações.....	34
3.5.3	Métodos de monitoramento da variação da linha de costa.....	35
3.6	Exemplos de estudos sobre mudança linha de costa	38

3.6.1	Avaliação Nacional da Mudança da Costa: Mudança Histórica da Costa nas Ilhas Havaianas	38
3.6.2	Estimativas das alterações de longo prazo na linha de praia do Litoral Oriental do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil	38
3.6.3	Evolução da Linha Costeira de Espetos Arenosos de Lagunas e Praias Adjacentes, Lagoa dos Patos, Brasil.....	39
4	ÁREA DE ESTUDO	41
4.1	Geologia do Golfo San Matías.	42
4.2	Evolução geológica da Bahía San Antonio.	45
4.3	Geomorfologia da Bahía San Antonio.	49
4.3.1	Aspectos evolutivos e dinâmicos	52
4.3.2	Delta de maré vazante da Bahía San Antonio.	53
4.3.3	Cordões litorâneos praias (<i>Beach Ridge</i>).	56
4.4	Campo na área de estudo.....	57
5	METODOLOGIA	60
5.1	Metodologia do mapeamento.....	60
5.2	Mapa com a localização das seções transversais e das posições das linhas de praia entre 1986 e 2020 no entorno da Península Villarino	61
5.3	Mapas de acompanhamento temporal do concheiro de 1986 a 2020, com destaque para cada seção.....	65
5.4	Calculo da taxa de incerteza	65
5.5	Incidência de ondas na Península Villariano.....	66
5.6	Corrente de deriva no entorno da Península Villariano	68
6	ARTIGO	71
7	DISCUSSÃO INTEGRADORA DOS RESULTADOS	101
7.1	Comportamento evolutivo da linha de costa da Península Villarino.....	101
7.2	Interpretação do sentido da corrente de deriva no entorna da Península Villarino	103
7.3	Validação do método de sensoriamento remoto utilizado para o monitoramento da linha de costa	104

8	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	105
9	REFERÊNCIAS	107

1 INTRODUÇÃO

Coquina é um termo genérico usado para denotar rochas sedimentares constituídas pelos grãos esqueléticos gerados a partir de densas concentrações de fósseis de partes duras em ambientes subaquáticos (Fick, *et al.*, 2018). Depósitos de conchas ocorrem com frequência no registro sedimentar recente e antigo, e compreender a gênese dessas acumulações é fundamental na interpretação do paleoambiente em que foram formadas (Olivera & Wood, 1997). Os depósitos praias modernos da Península Villarino, na Bahía San Antonio (Golfo San Matías, Argentina) foram descrito pela primeira vez por Wichmann (1918), que os atribuiu a uma Formação quaternária reconhecida como grandes acumulações de conchas carbonáticas. Mais tarde, Feruglio (1950) relatou esses depósitos costeiros e sua macrofauna associada. Charó *et al.* (2014) obervou que tais depósitos modernos são representados por um extenso conjunto de cristas de praias (beach ridges) e pontais, compostos majoritariamente por conchas de moluscos e seixos vulcânicos.

A ação das ondas e correntes associadas (as correntes de retorno e de deriva litorânea) são os mais significantes mecanismos de transporte e deposição de sedimentos nestes ambientes costeiros e de águas rasas (Nichols, 2009). Tais processos controlam a morfodinâmica do ambiente, envolvendo dinâmicas de ajustes e equilíbrio (Carter & Woodroffe, 1997) que abrangem a formação de elementos geomorfológicos como as cristas de praia, pontais, e barras submersas. A evolução espaço-temporal destes elementos são também dependentes do tipo e abundância dos sedimentos que compõem o sistema praias (Sonu, 1973; Sunamura, 1984).

Estudos com análogos da coquina, tanto em depósitos de conchas costeiras modernas quanto em afloramentos de antigas rochas carbonáticas, têm melhorado a compreensão dos processos de acumulação bioclástica. A partir dos resultados de Jahnert *et al.* (2012), que estudaram a barreira de coquina do Holoceno em Shark Bay, Austrália, os autores sugeriram que grandes depósitos de conchas em zonas de backshore são gerados em períodos de fortes tempestades e ondas com queda concomitante do nível de base, além de grande oferta de esqueletos de moluscos no ambiente.

Depósitos costeiros quaternários significativos de cristas de praias de conchas ocorrem globalmente. Weill *et al.* (2013) estudou Mont Saint Michel Bay,

França, a arquitetura e aspectos evolutivos. Carbone, *et al.* (2007) e Charó *et al.* (2014) estudaram o Golfo de San Matías, Argentina, respectivamente, a dinâmica morfológica, e aspectos do padrão ecológico. Defeo & McLachlan (2005) estudaram ecologia de comunidades e populações. Na mesma forma, na Argentina, Del Río *et al.* (2001) examinaram a significância paleoecológica e batimétrica dos leitos de conchas do Mioceno da Patagônia NE por meio de biofácies e análises tafonômicas. Além disso, grandes acúmulos de cristas costeiras bioclásticas episódicas têm grandes ocorrências no Sul de Nova Jersey (Ilha Brigantine), Estados Unidos (Boyajian e Thayer, 1995) e Sul do Rio Grande do Sul (Praia dos Concheiros), Brasil (Calliari e Klein, 1993; Buchmann, 2002; Lopes e Buchmann, 2008; Caron, 2014; Okoe, 2020).

Desta forma, a compreensão da evolução morfológica de acumulações de bioclásticas pode ser feita com o auxílio de métodos de sensoriamento remoto, os quais tem capacidade de avaliar as mudanças da linha de costa (progradação ou retrogradação). Exemplos de trabalhos nessa área foram feitos por: Addo *et al.*, 2011; Fletcher *et al.*, 2012; Miranda *et al.*, 2019; de Matos *et al.*, 2022. A partir destes resultados é possível associar diferentes processos costeiros às feições geomorfológicas, juntamente com a influência da deriva litorânea (intensidade e direção das ondas) para as diferentes taxas de movimentação dos concheiros.

2 OBJETIVOS

O objetivo para o desenvolvimento da Dissertação de Mestrado é avaliar a influência dos processos geomorfológicos atuantes na Península Villarino, San Antonio Este, Argentina, na movimentação dos limites espaciais dos concheiros ao longo da linha de costa. Ainda, como objetivos específicos tem-se:

1. Analisar o comportamento espaço-temporal do concheiro através do seu mapeamento, identificando as áreas de progradação (deposição) e retrogradação (erosão);
2. Quantificar as taxas de progradação e retrogradação em diferentes pontos do concheiro ao longo da costa da península;
3. Relacionar os processos costeiros locais e as feições geomorfológicas, com as taxas de movimentação do concheiro.

3 ESTADO DA ARTE:

3.1 Coquinas ou depósitos carbonáticos

3.1.1 Definição

O termo coquinas foi definido por Pettijohn (1975) como uma rocha carbonática formada por detritos de fosseis (principalmente conchas de moluscos), maiores que 2 mm, retrabalhados e depositados mecanicamente, mais ou menos cimentados. Depósitos de fósseis que se formaram e foram cimentados in situ durante a deposição, não devem ser chamados de coquina, sendo bioacumulado a denominação mais correta (segundo classificação de Grabau, 1904; Brankamp & Powers, 1958; Folk, 1959). Tavares *et al.* (2015) comenta que as classificações de rochas carbonáticas mais usuais, como de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971), não diferenciam em suas nomenclaturas, a ocorrência ou não de retrabalhamento mecânico no depósito conchífero.

Especificamente para as rochas carbonáticas ricas em bivalves das bacias da margem continental brasileira, Terra *et al.* (2010) usam o termo coquina de forma genérica, para designar três tipos de fácies: packstones/rudstones com matriz, quando há retrabalhamento das valvas e presença de matriz; e grainstone/rudstone sem matriz, quando há retrabalhamento das conchas e sem presença de matriz; além dos bioacumulados, quando há preservação das duas valvas, podendo ter matriz. Deste modo, observa-se certa incompatibilidade do uso do termo coquina entre a definição de Pettijohn (1975) e as classificações utilizadas nas rochas carbonáticas das bacias marginais brasileiras.

Do ponto de vista paleontológico, Kidwell *et al.* (1986) definiu coquina como “*qualquer acumulação relativamente densa de partes biológicas rígidas (fragmentos esqueletais), independente da composição taxonômica, estado de preservação, ou grau de modificações pós- morte*”.

De modo a contemplar as variadas definições, neste estudo o termo coquina será empregado para designar rochas ou depósitos carbonáticos cujos principais componentes são conchas de moluscos (grãos esqueletais), onde a fábrica da rocha ou depósito seja suportada pelos componentes esqueletais, independente do tamanho e a presença ou não de matriz (*packstone, grainstone e rudstone*). Além disto, do ponto de vista sedimentológico, tais rochas ou depósitos devem ter se

formado por acumulações de conchas que tenham sofrido a ação de algum processo mecânico de retrabalhamento.

3.1.2 Classificação dos depósitos carbonáticas

Referências que podem ser utilizadas como classificações de depósitos carbonáticos são as de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). Porém, anteriormente a essas classificações, é importante mencionar as classificações de Grabau (1904), que usou unicamente o critério do tamanho de grão das partículas carbonáticas, chamando de calcilutito (maioria dos grãos < 0,062 mm), calcarenito (maioria dos grãos entre 0,062 – 2 mm) e calcirudito (maioria dos grãos > 2 mm); e Folk (1959) que focou sua classificação na composição, diferenciando três tipos de componentes: grãos, matriz e cimento.

Dunham (1962) classifica as rochas de acordo com a textura deposicional, levando em conta se a textura é reconhecível (diferenciando se durante a deposição os componentes originais estão ligados organicamente ou não) ou se a textura não é reconhecível (carbonato cristalino). Além disto, também considera a relação de grãos versus matriz presente na rocha, diferenciando se o arcabouço é suportado pela matriz ou pelos grãos (Fig. 1). Relaciona a quantidade de lama carbonática (micrita) com a energia do ambiente deposicional, onde rochas com pouca lama ou ausente indicam ambientes de alta energia e rochas com maior quantidade de lama indicam ambientes com baixa energia.

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
COMPONENTES ORIGINAIS NÃO LIGADOS DURANTE A DEPOSIÇÃO				COMPONENTES ORIGINAIS LIGADOS DURANTE A DEPOSIÇÃO	
CONTÉM LAMA (PARTÍCULAS DE ARGILA E SILTE FINO)			NÃO CONTÉM LAMA E É SUPORTADO POR GRÃOS		
SUPORTADO POR LAMA		SUPORTADO POR GRÃOS			
MENOS QUE 10% DE GRÃOS	MAIS QUE 10% DE GRÃOS				
<i>MUDSTONE</i>	<i>WACKESTONE</i>	<i>PACKSTONE</i>	<i>GRAINSTONE</i>	<i>BOUNDSTONE</i>	<i>CARBONATO CRISTALINO</i>

Figura 1. Classificação das rochas carbonáticas. Modificado de Dunham (1962).

Posteriormente, Embry & Klovan (1971) ampliaram e complementaram a classificação de Dunham (1962), adicionando os calciruditos, no qual dividiu em floatstone e rudstone, e subdividindo os boundstone em bafflestone, bindstone e framestone. Além disto, incorporou os termos carbonatos alóctones, para componentes originais não-ligados organicamente durante a formação, e autóctones, para componentes originais ligados durante a formação (Fig. 2).

CARBONATOS ALÓCTONES Componentes originais não ligados orgânicamente durante a deposição						CARBONATOS AUTÓCTONES Componentes originais ligados orgânicamente durante a deposição		
MENOS QUE 10% DE COMPONENTES > 2 mm				MAIS QUE 10% DE COMPONENTES > 2 mm		ORGANISMOS QUE ATUARAM COMO OBSTÁCULOS	ORGANISMOS QUE ENCRUSTARAM E LIGARAM	ORGANISMOS QUE CONSTRUÍRAM UM ARCABOUÇO RÍGIDO
CONTÉM LAMA CARBONÁTICA (< 0,03 mm)		NÃO CONTÉM LAMA CARBONÁTICA (< 0,03 mm)		SUPORTADO PELA MATRIZ	SUPORTADO POR COMPONENTES > 2 mm			
SUPORTADO POR LAMA		SUPORTADO POR GRÃOS						
MENOS QUE 10% DE GRÃOS (> 0,03 < 2,0 mm)	MAIS QUE 10% DE GRÃOS (> 0,03 < 2,0 mm)							
<i>MUDSTONE</i>	<i>WACKESTONE</i>	<i>PACKSTONE</i>	<i>GRAINSTONE</i>	<i>FLOATSTONE</i>	<i>RUDSTONE</i>	<i>BAFFLESTONE</i>	<i>BINDSTONE</i>	<i>FRAMESTONE</i>

Figura 2. Classificação das rochas carbonáticas. Modificado de Embry & Klovan (1971).

3.1.3 Tipos e processos de acumulação de conchas

Kidwell *et al.* (1986) caracterizou três tipos de acumulações de grãos esqueletais, de acordo com sua gênese: concentrações sedimentológicas, concentrações biogênicas e concentrações diagenéticas (Fig. 3). Concentrações sedimentológicas resultam da ação de processos físicos, principalmente hidráulicos, em que os componentes esqueletais se comportam como partículas sedimentares e a matriz não-bioclástica é retrabalhada ou ausente. Concentrações biogênicas são aquelas geradas por acumulação dos organismos em posição de vida (*in situ*), geralmente relacionadas com eventos de grande produtividade de organismos “oportunistas” (Levington, 1970; *apud* Kidwell *et al.*, 1986). Concentrações diagenéticas são geradas por processos físicos e químicos após o soterramento, principalmente a compactação e a dissolução de matriz em carbonatos bioclásticos. Partido desta classificação tem-se que a definição de coquina, utilizada neste estudo, vai de encontro com as concentrações tipo sedimentológicas, enquanto que as concentrações tipo biogênicas designam mais precisamente as rochas ou

depósitos de bioacumulados.

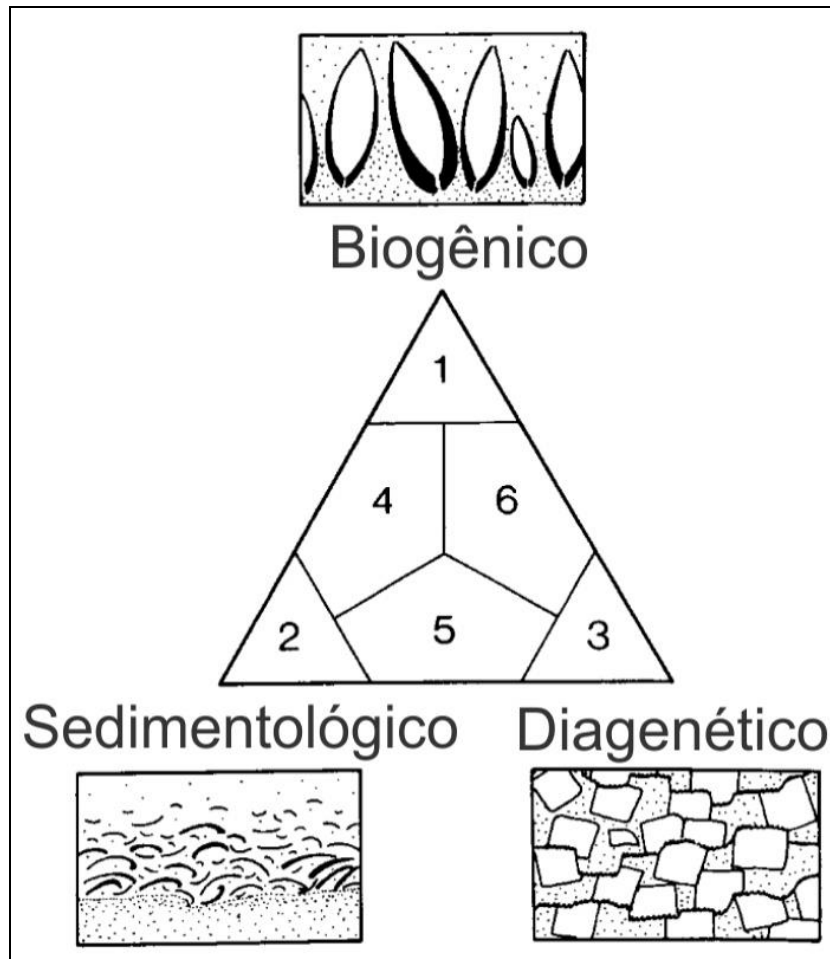


Figura 3. Tipos genéticos de acumulações esqueléticas. Área 1 indica acumulações biogênicas; área 2 indica concentrações sedimentológicas e área 3 indica acumulações diagenéticas. Áreas 4, 5 e 6 indicam origem mista. Modificado de Kidwell *et al.* (1986).

Direcionando os processos de acumulações de conchas para as concentrações do tipo sedimentológicas, Kidwell (1986) apresenta um modelo sedimentológico (*R-sediment*) que determina os controles das acumulações de fósseis (Fig. 4). Este modelo diferencia dois tipos de regimes deposicionais: erosivo e não-deposicional (*omission*). O modelo erosivo atribui a concentração de conchas pela (1) remoção seletiva da matriz (*winning*), deixando fósseis acumulados na interface sedimento-fluído, ou concentração devido ao (2) retrabalhamento hidráulico, tanto da matriz quanto dos fósseis, em eventos de tempestade. O modelo não-deposicional atribui a geração de acumulações por (1) ausência de deposição de sedimentos clásticos no fundo por *bypassing* de sedimentos finos em suspensão; (2) ausência de deposição por intensa migração de formas de fundo; e (3) ou simplesmente pela falta de aporte sedimentar clástico (*sediment starvation*).

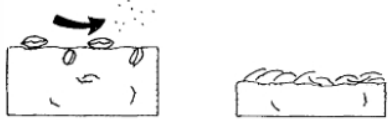

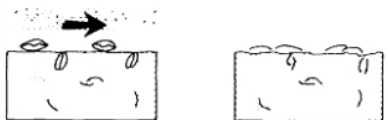


Dinâmicas de baixa deposição de matriz			Taxa de aporte sedimentar	Taxa de sedimentação de matriz
Erosão	<i>Winnowing</i> : remoção seletiva de matriz fina		variável	-
	Retrabalhamento: seleção ativa de grãos esqueletais e da matriz		variável	-
Não deposição	<i>Passing total</i> : sedimento fino permanece em suspensão		+	0
	<i>Bypassing dinâmico</i> : alternância de deposição e erosão por migração de formas de fundo		+	0
	Ausência de sedimentos: falta de aporte sedimentar		0	0

Figura 4. Processos sedimentológicos de acumulação de grãos esqueletais. A duração e magnitude do aporte sedimentar, deposição, erosão e transporte governam os padrões de acumulação de grãos esqueletais durante regimes de baixa sedimentação de matriz. Modificado e traduzido de Kidwell (1986).

3.1.4 Aspectos tafonômicos

Acumulações sedimentológicas de fósseis podem ser descritas em termos de modificação *post mortem* de partes esqueletais e do seu arcabouço deposicional, com a finalidade de entender o tipo e a intensidade dos processos mecânicos, biológicos e químicos que atuaram sobre os fósseis desde a morte do organismo até sua preservação final. Em relação às acumulações bioclásticas de conchas de moluscos, parâmetros como orientação (em planta e seção), grau de empacotamento, seleção, fragmentação (menica, bioerosão ou incrustação) e abrasão das carapaças são atributos tafonômicos bastante empregados (Kidwell *et al.*, 1986; Kidwell, 1991; Kidwell & Holland, 1991; Zuschin *et al.*, 2003). A descrição destes parâmetros permite diferenciar fácies tafonômicas (ou tafofácies) dentro de um pacote sedimentar de coquinas - como são genericamente chamadas as acumulações de conchas mecanicamente retrabalhadas (Shäfer, 1972) em ambientes costeiros - de modo a detalhar os agentes de modificação de bioclastos no sedimento, durante a incorporação na rocha e retrabalhamento mecânico dos

bioclastos, bem como aprimorar a interpretação paleoambiental.

3.2 Sistema praial

Grande parte dos depósitos de coquinas são interpretados como pertencentes aos sistemas praias associados às margens lacustres. Dentro deste sistema, as coquinas são posicionadas em diferentes zonas, de acordo com as suas características faciológicas. Desta maneira, aqui neste capítulo serão apresentadas as zonações do sistema praial, os processos que definem as zonas ou subambientes costeiros, e os fenômenos associados às ondas.

3.2.1 Plataforma continental

A Plataforma Continental pode ser definida fisiograficamente como sendo aquela região de águas rasas e de declive suave que circunda os continentes, se estendendo desde a linha de praia até a quebra da plataforma, onde ocorre uma mudança abrupta na declividade. A melhor maneira de definir a Plataforma Continental é associando-lhe critérios, em especial a profundidade e a declividade.

Antes de tudo, a plataforma continental é uma feição do presente período geológico, tendo se originado numa gama de processos de acumulação e de erosão no Pleistoceno e no limite do Pleistoceno/Holoceno. Pode ser dividida em duas áreas: a) Plataforma Continental Interna: (*Infratidal*) – da linha de costa até a profundidade de -50 m (*offshore*); b) Plataforma Continental Externa – da profundidade de +50 m até a zona de quebra (Fig. 5).

A profundidade em que termina o domínio da plataforma continental (profundidade de quebra) é bastante variável. Shepard, (1973) mostrou estatisticamente que a profundidade média fica em torno de 72 fathoms (± 130 m), no entanto em certas plataformas continentais, especialmente nas plataformas localizadas em altas latitudes, esta profundidade pode chegar a 400-500 m ou mais (ex: Antártica; Noruega; Sul da Argentina). Por outro lado, certas plataformas podem terminar em profundidades tão rasas quanto 20 m (ex: Plataforma Nordeste Brasileira; região de Fossas).

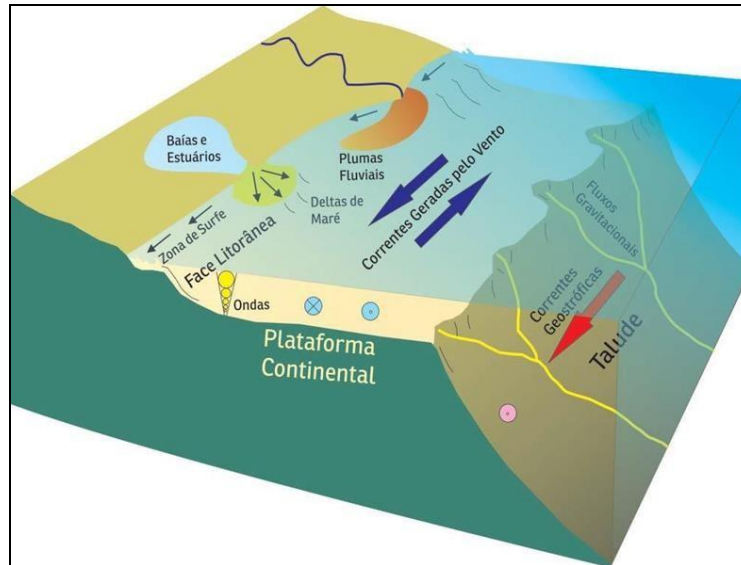


Figura 5. Ilustração da plataforma continental com os limites interno e externo, e os principais processos oceanográficos (Dominguez *et al.*, 2011).

A declividade da Plataforma Continental é bastante suave, em geral inferior a 1:1.000 e contrasta grandemente com o declive do Talude Continental que, geralmente, é superior a 1:40 (Coutinho, 1995; Suguio, 2003). A largura da Plataforma Continental é, também, muito variável. Segundo Shepard (1973), a largura média é em torno de 70-80 km, mas certas áreas praticamente não possuem plataforma enquanto que em outras ela se estende a mais de 500 km (ex: Sul da Argentina; Norte da Rússia; Mar da Noruega (± 1.400 km); Alasca; Norte da Austrália (± 1.200 km); Canadá e leste dos EUA (2 a 300 km)).

Em geral a topografia da Plataforma Continental é bastante regular sendo rara a ocorrência de feições (colinas, depressões, etc.) com relevo superior a 20 m. Dentre as feições topográficas mais importantes na morfologia das Plataformas Continentais, destacam-se os canais e vales fluviais afogados, os terraços e os bancos sedimentares de diversas origens. O modelado das Plataformas Continentais é em grande parte, o resultado das variações glacio- eustáticas do nível do mar. A migração da linha de costa (e em consequência da drenage costeira) imprimiu feições erosivas e deposicionais responsáveis por muitas das irregularidades topográficas encontradas nas Plataformas Continentais. Assim os Vales Submarinos (redes fluviais afogadas), muitos dos quais conectados com vales fluviais sub-aéreos, foram encontrados em inúmeras Plataformas Continentais.

Por fim, as condições hidrodinâmicas são importantes, bem como o relevo submarino, a ocorrência de extensos bancos arenosos (*sand ridges*) e ondas de

areia (*sand waves*).

3.2.2 Praia

A praia é a área banhada pelas ondas que rebentam na costa. A parte voltada para o mar é o *foreshore*, que é uma superfície plana onde as ondas vão e voltam e que mergulha suavemente em direção ao mar (Fig. 6). Onde a energia das ondas é suficientemente forte, o material arenoso e pedregoso pode ser continuamente retrabalhado na costa, abrasando clastos de todos os tamanhos a um alto grau de redondeza e separando efetivamente os sedimentos em diferentes tamanhos (Hart & Plint, 1995). O sedimento arenoso é depositado em camadas paralelas ao declive da costa, mergulhando no mar a apenas alguns graus em relação à horizontal (muito menor que o ângulo de repouso). Essa estratificação de baixo ângulo de sedimentos bem selecionados e arredondados é particularmente característica de ambientes de praia arenosa dominados por ondas (Clifton 2003, 2006). Os grãos são tipicamente maduros composicionalmente, bem como maduros texturalmente porque a abrasão contínua na zona de *swash* da praia tende a quebrar os clastos mais fracos.

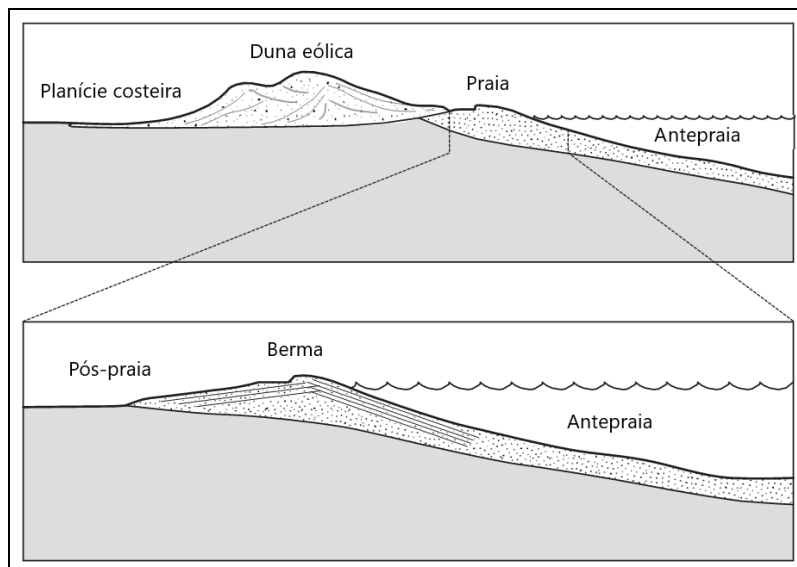


Figura. 6. Características morfológicas de uma praia composta pela planície costeira e a praia separada pela berma; as dunas da praia são depósitos eólicos formados por areia retrabalhada da praia. Modificado de Suguio (2003).

Em praias de cascalho a água lavou a praia por cada onda tende a se infiltrar no cascalho poroso, e a retrolavagem de cada onda é, portanto, fraca. Os clastos que são levados pela praia tendem, portanto, a se acumular para formar uma crista de tempestade no topo do *foreshore*, um cume de cascalho na praia que é uma

característica distintiva das praias de cascalho. A composição dos clastos varia de acordo com o suprimento sedimentar local, podendo conter detritos terrígenos clásticos, vulcânicos ou bioclásticos.

No topo da praia, um cume, conhecido como berma, marca a divisão entre a área de antepraia e a área de pós-praia (Fig. 6). A água só passa por cima da berma sob condições de tempestade. O sedimento carregado pelas ondas sobre a crista da berma é depositado no lado da terra formando camadas no pós-praia (*backshore*) que mergulham suavemente em direção ao continente. Esses estratos de baixo ângulo são tipicamente truncados pela estratificação da orla, para formar um padrão de estruturas sedimentares que podem ser consideradas típicas do ambiente de praia. A área de *backshore* pode ser colonizada por plantas e a areia solta pode ser retrabalhada por processos eólicos.

A ação das ondas na parte inferior do antepraia (*foreshore*) pode retrabalhar areia e cascalho fino em ondulações de ondas que podem ser vistas na superfície do sedimento na maré baixa e podem ser preservadas como laminação cruzada *wave-ripple*. No entanto, as estruturas sedimentares formadas por ondas na praia podem ser obliteradas por organismos que vivem no ambiente entre-marés e se enterram no sedimento. Esta bioturbação pode obscurecer quaisquer outras estruturas sedimentares.

3.2.3 Planície de maré

Nas margens de estuários, lagunas, baías ou de ilhas-barreira, desenvolve-se o ambiente de planície de maré, cujas representatividades dependem muito das respectivas amplitudes de maré (Hayes, 1975).

O ambiente de planície de maré é peculiar a regiões costeiras muito planas e de baixa energia. As condições necessárias a sua formação incluem amplitudes de maré mensuráveis e ausência da ação de ondas mais fortes. Grande parte dos sedimentos recém-depositados nesse ambiente é submetida à exposição subaérea nas fases de refluxo de maré (maré baixa).

A porção da planície de maré quase integralmente coberta pelas águas na preamar (maré alta ou maré cheia) e exposta na baixa-mar, em geral pouco inclinada, embora de declive irregular, é camada de zona intermarés. Se areia e lama estiverem presentes nessa zona, comumente constituem sequências

alternadas. Mais internamente, continente adentro, tem-se a zona supramaré (*supratidal zone*) e mais externamente, mar adentro, ocorre a zona inframaré (*subtidal zone*), onde também se desenvolvem canais de maré (*tidal channels*) e baixios-arenosos.

Em relação aos tipos de sedimentos de planície de maré, segundo Mendes (1984), tem-se as planícies de maré siliciclástica (*siliciclastic tidal flats*) e as planícies de maré carbonáticas (*carbonate tidal flats*).

Os estudos clássicos de planícies de maré siliciclástica, executados no norte da Europa, são os de Van Straaten (1954b) na Holanda, e de Evans (1965) na Inglaterra. Os tipos de sedimentos predominantes nessas planícies são areias finas, siltes e argilas. A textura de cada planície de maré depende não somente das condições de energia das correntes de maré e ondas, mas também da disponibilidade de sedimentos na área-fonte. Desse modo, as planícies de maré da Holanda, por exemplo, são menos lamosas que as da Alemanha, e as da Grã-Bretanha são muito arenosas, embora menos que as do Golfo da Califórnia.

As planícies de marés carbonáticas apresentam modelos de planície de maré transgressiva e planície de maré regressiva. Na Ilha Andros, por exemplo, predomina sedimentos carbonática clástica. Nos pântanos salinos da zona supramaré, no entanto, ocorrem alternância de camadas claras de lama calcária e camadas escuras de turfa algácea. Esses calcários paludiais exibem estrutura olho-de-pássaro (*bird's eye*) ou fenestral (*fenestral*), que é composta de manchas de calcita espática, preenchendo vazios deixados por bioturbação ou por escape de gases, como ocorre dolomitos de supramaré. Na zona intermaré, ocorrem lamas calcárias intensamente bioturbadas e nos canais existem conchas de gastrópodes e testas de foraminíferos cimentados por lama carbonática. Na zona intermaré, são encontradas lamas aragoníticas muito bioturbadas. Os estudos de planície de maré carbonática em clima árido foram realizados no Golfo Pérsico entre outros por Illing *et al.*, (1965), sobre problemas químicos de formação da dolomita e evaporitos, posteriormente sintetizados por Purser (1973). Além das feições acima descritas, outro aspecto característico de planície de maré carbonática é a existência de estromatólitos colunares (Purser, 1980), que se desenvolvem entre as zonas intermarés e inframaré, como acontece na Austrália Ocidental. Nesses casos, os pesquisadores têm concluído que as laminações algáceas da zona supramaré em

climas áridos, possam resultar tanto da alternância de fases de crescimento da alga (em baixa-mar) e sedimentação marinha (em preamar), como de fases de crescimento de algas e sedimentos eólica.

A migração dos canais de maré pode causar o completo retrabalhamento dos sedimentos arenosos depósitos em uma planície de maré. O mecanismo mais comum que ocasiona a migração desses canais é o meandramento.

3.3 Processos costeiros

3.3.1 Ondas e correntes

A distribuição de tamanho dos sedimentos clásticos de ambientes de águas rasas é controlada pelas condições hidrodinâmicas, isto é, a ação das ondas e correntes. A ação das ondas é efetiva apenas em pequenas profundidades, e a questão de sua extensão tem sido frequentemente discutida por experimentações e observações diretas, sem, contudo, se ter uma resposta decisiva. Assim, o fluxo oscilatório das partículas de água produzidas por ação da onda, tem sido medida até uma profundidade de 200 m, mas por outro lado, medidas precisas, desenvolvidas em condições marinhas normais, forneceram dados de que os sedimentos são afetados a uma profundidade de alguns metros somente. Quanto maior a órbita, o comprimento e a amplitude das ondas, mais profunda é a sua ação. Todas estas circunstâncias dependem do poder do vento e do tamanho da superfície do corpo de água. Numerosas medidas diretas de energia de onda têm provado que em média ela é muito maior nos oceanos do que nos mares.

Quanto as correntes, estas podem ser divididas nos seguintes grupos: 1) Correntes locais, influenciadas por diferenças locais de temperatura e salinidade; 2) Correntes de grande escala, semipermanentes induzidas pela direção predominante do vento. São características da circulação de certos mares ou grandes golfos; 3) Correntes de circulação oceânica (Malvinas, Brasil, etc); 4) Correntes de marés. Todas estas correntes podem afetar o sistema de deposição em ambientes de águas rasas. Suas velocidades médias variam de alguns cm/s a várias dezenas de cm/s. Algumas correntes locais atingem considerável velocidade, particularmente em estreitos, onde são capazes de transportar areia grossa e cascalho fino até profundidades de várias centenas de metros. Correntes de marés podem atingir velocidades expressivas (dezenas de metros nas proximidades da quebra da

plataforma). Esta zona representa o local de correntes de fundo com velocidades mais rápidas que na plataforma interna. Todas estas correntes mencionadas acima são correntes de superfície que podem, mas não necessariamente afetar camadas de água profundas.

3.3.2 Maré

Por definição, maré é a subida e descida periódica dos níveis do mar e de outros corpos de água ligada ao oceano (estuareos, baías, etc.), causadas principalmente pela interferência da lua e do sol sobre o campo gravitacional da Terra. Esta amplitude da maré é a diferença vertical numa dada localidade entre a maré alta (preamar) e a maré baixa em um mesmo ciclo de maré, que podem ser classificadas como: micromarés, mesomarés e macromarés. As quais possuem suas singulares características de processos costeiros em relação à costa.

1. Costas de micromarés: Sob condições de micromarés, a ação das ondas pode manter um sistema de barreira que pode ser mais ou menos contínuo por dezenas de quilômetros. A troca de água entre a lagoa e o mar pode ser muito limitado, ocorrendo através de entradas amplamente espaçadas e como infiltração através da barreira. A sedimentação grosseira na lagoa será amplamente restrita às lavagens que ocorrem durante as tempestades. Há uma forte probabilidade de as águas da lagoa se tornarem salobras ou hipersalinas, dependendo do clima predominante.

2. Costas mesomarés: Com o aumento da amplitude das marés das condições mesomarés, é necessária mais troca de água entre a lagoa e o mar, resultando na formação de mais enseadas, quebrando a barreira em uma série de ilhas. Essas entradas são os caminhos para os fluxos das marés e as correntes dentro delas podem ser fortes o suficiente para redistribuir os sedimentos. No lado da lagoa da barreira sedimento lavado através do canal é depositado em um delta de maré de inundação. A água na lagoa é rasa, então o sedimento se espalha em um cone fino e de baixo ângulo de detritos mergulhando muito suavemente em direção à terra. As formas de leito no delta de maré de inundação são tipicamente dunas subaquáticas migrando em direção à terra, o que resulta em estratificação cruzada com direções de paleocorrentes terrestres (Boothroyd, 1985). Os deltas de vazante formam-se na margem para o mar do canal de marés à medida que a água

sai da lagoa quando a maré baixa. Construindo-se em águas mais profundas, eles são corpos de sedimentos mais espessos do que os deltas das marés e a direção da migração do leito é em direção ao mar. O tamanho e a extensão de um delta de maré vazante são limitados pelos efeitos do retrabalhamento do sedimento por processos de ondas, tempestades e correntes de maré no mar.

3. **Costas de macromarés:** Costas que têm grandes amplitudes de maré não desenvolvem sistemas de barreira porque as correntes de maré vazante e cheia são um controle mais forte sobre a distribuição de sedimentos do que a ação das ondas. Uma costa deposicional em um cenário de macromarés será caracterizada por áreas de lodaçais entremarés que são cobertas na maré alta e expostas na maré baixa. A água que inunda essas áreas com a maré alta se espalha e perde energia rapidamente: apenas a carga suspensa é transportada pelas planícies de maré, e isso é depositado quando a água fica parada na maré alta. As partes superiores das planícies de maré são inundadas apenas nas marés mais altas. A maré que entra traz nutrientes e as planícies de maré são geralmente áreas de crescimento de vegetação tolerante ao sal (xerófitas) e a vida animal é muitas vezes abundante (minhocas, moluscos e crustáceos em particular). Os depósitos deste ambiente de sapal (Belknap, 2003) são, portanto, predominantemente argila e silte de grão fino, altamente carbonáceos por causa de todo o material orgânico e a vida animal resulta em extensa bioturbação. A vegetação nas planícies de maré tende a reter sedimentos, e as planícies de lama são comumente locais de acumulação líquida. As planícies de maré são frequentemente cortadas por riachos de maré, pequenos canais que atuam como condutos para o fluxo durante as marés ascendentes e descendentes: o fluxo mais forte nesses riachos permite que eles transportem e depositem areia, resultando em pequenos corpos de areia do canal dentro da planície de maré. Sedimentos mais grossos também são introduzidos nas planícies de maré durante as tempestades, formando finas camadas de areia e detritos bioclásticos. Camadas de faiscantes e lenticulares podem ocorrer nas partes mais baixas dos lodaçais de maré, onde as correntes podem ser periodicamente fortes o suficiente para transportar e formar ondulações. Essas areias laminadas onduladas ocorrerão intercaladas com lama que cobre as formas onduladas.

3.3.3 Efeitos meteorológicos

Aigner (1985) realizou uma revisão sobre a influência de tempestades em sistemas deposicionais de águas rasas modernos. Segundo o autor, o nível base de ação das ondas (ou profundidade de fechamento costeiro) é um importante parâmetro controlador da sedimentação em águas rasas. Durante tempestades (condições de maior energia), este nível de base modifica sua posição no sentido da bacia, fazendo com que ocorram processos sedimentares sobre áreas do fundo que, em condições de tempo normal (*fair-weather*), não eram afetadas pelas ondas.

No entanto, segundo o autor, a profundidade de fechamento ou retrabalhamento das ondas é um parâmetro que também varia muito de acordo com as estações do ano. O NBOT (Nível de Base das Ondas de Tempestade) durante o inverno pode ser duas vezes mais profundo do que no verão (Aigner & Reineck, 1983). Desta maneira, esta variação do nível de base das ondas parece ser um espectro contínuo de condições que, sob o ponto de vista de processos de mais ampla escala temporal (milênios), não possui muita distinção.

Segundo Allen (1982), a sedimentação em águas rasas, associada a tempestades, é controlada por uma combinação de três processos físicos (Fig. 7):

1 Pressão atmosférica – gradiente horizontal de pressão atmosférica, produzidos por depressões ciclônicas, que aumentam o nível de água na zona costeira. Ciclones tropicais podem aumentar em até 0,5 m o nível de água na costa, estendendo a área de atuação dos processos para zonas subaéreas.

2 Vento – envolve dois principais fatores: correntes superficiais (*wind-drift current*) induzidas pelo cisalhamento do vento com água, que contribuem para o aumento do *set-up* na praia, e correntes de fundo (*near-bottom return flow*) que se movimentam no sentido contrário ao vento incidente. Estes dois processos promovem grande transporte de sedimentos que, em água rasas, possui direção para a costa e, em águas profundas, direção para *offshore*.

3 Ondas – causam fluxos oscilatórios próximos ao fundo responsáveis pela remobilização dos sedimentos do fundo. Essa remobilização de sedimentos combinada às correntes induzidas pelo vento geram fluxos combinados que transportam grandes quantidades de sedimentos.

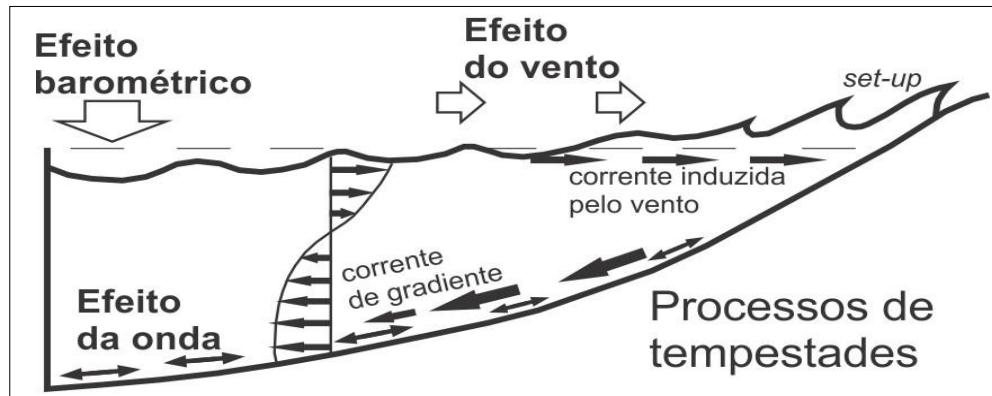


Figura 7. Processos costeiros associados às tempestades. Modificado de Aigner (1985).

3.4 Relevância dos análogos de depósitos petrolíferos carbonáticos

Na década de 70, a primeira jazida comercial de petróleo de depósito carbonático foi descoberta no sudoeste da Bacia de Campos (Campo de Badejo) com as coquinas de bivalves da Fm. (Formação) Lagoa Feia, sendo importantes reservatórios produtores de óleo. Diante disso, houve uma intensificação das atividades exploratórias na região e desde então, novas descobertas continuam sendo realizadas, sendo as mais recentes os campos gigantes de petróleo no intervalo do Pré-Sal da Bacia de Santos. Conseqüentemente, o estudo de reservatórios de coquina tem recebido um interesse revigorado e crescente de entender suas características sedimentológicas, diagenéticas e petrofísicas (Tavares *et al.*, 2015; Thompson *et al.*, 2015; Oliveira *et al.*, 2019).

Os modelos deposicionais para a sequência do Pré-Sal (*sin-rifte/não* marinha) da Bacia de Campos sugerem que grandes concentrações de conchas foram depositadas, principalmente, nas margens dos lagos do tipo rampa (ou plataforma) sob a ação de ondas e correntes de tempestades, nas quais o winnowing da matriz (Kidwell, 1986; Fick *et al.*, 2018), e o retrabalhamento de bioclastos foram as dinâmicas dominantes dessas concentrações esqueléticas de grãos (Bertani & Carozzi, 1985; Dias *et al.*, 1988; Abrahão & Warne, 1990; Abrahão & Warne, 1990; Carvalho *et al.*, 2000; Muniz, 2013).

Além disto, na sequência de rochas da Fm. Coqueiros - Cretáceo Inicial do Pré-Sal, as camadas de coquina representam depósitos lacustres da idade Barremiano-Aptiana (Winter *et al.*, 2007) gerados durante a fase *sin-rifte* do supercontinente Gondwana (Conceição *et al.*, 1988; Segev, 2002; Dias, 2005) e que, às vezes, apresentam retrabalhamento mecânico e matriz siliciclástica (Bertani &

Carozzi, 1985; Dias *et al.*, 1988; Abrahão & Warme, 1990; Carvalho; *et al.*, 2000; Terra *et al.*, 2010; Muniz, 2013).

Estas camadas constituem sedimentos bioclásticos do tipo *rudstone*, *grainstone* e *packstone*, compostas predominantemente por bivalves com comprimento de 0,3 a 5,0 cm, uma fauna com baixa diversidade. Os gastrópodes, ostracodes, pólen, esporos, fragmentos de ossos, dentes de peixes e escamas, assim como fragmentos de estromatólitos e laminitos de origem microbiana também são constituintes desses depósitos (Bertani & Carozzi, 1985a; Abrahão & Warme, 1990; Carvalho *et al.*, 1995).

De forma geral, os depósitos carbonáticos da Bacia de Campos apresentam grandes variações faciológicas e diagenéticas a curtas distâncias, tanto no plano vertical quanto lateral. Isto explica por que tais reservatórios têm alta heterogeneidade e complexidade, como observado por Bruhn *et al.* (2003).

Por conseguinte, o uso de depósitos análogos recentes de reservatórios de coquina como Holoceno Hamelin de Shark Bay, Austrália Ocidental (Jahnert *et al.*, 2012), os depósitos de bioclastos na plataforma interna do Albardão (Figueiredo *et al.*, 1981; Calliari & Klein, 1993; Corrêa, 2010; Okoe, 2020), os depósitos marinhos de bivalves e gastrópodes na Bahía San Antonio – Argentina - alvo deste estudo (Charó *et al.*, 2014) e a Fm. Morro do Chaves (Pedreira Atol - AL) do Cretáceo Inferior – análogo antigo, localizado na Bacia de Sergipe-Alagoas (Kinoshita, 2010; Corbett *et al.*, 2013) são de grande importância para explicar, interpretar e compreender a formação dos antigos depósitos, de modo apropriado no contexto do presente como a chave do passado (Hutton, 1788 *apud* Caxito, 2017).

3.4.1 Fm. Morro do Chaves

A Fm. Morro de Chaves é um análogo antigo de coquinas que possui um contexto deposicional e temporal correlato às coquinas da Fm. Coqueiros da sequência de rochas do Pré- Sal da Bacia de Campos (Kinoshita, 2010; Corbett *et al.*, 2013). Conforme Figueiredo *et al.* (1981), Milani *et al.* (1988) e Feijó (1994), Winter *et al.* (2007) e Kinoshita (2010), a formação em questão ocorre na Bacia de Sergipe-Alagoas, no nordeste do Brasil. Esta formação foi definida como uma sucessão carbonática da idade de Jiquiá (Barremiano tardio a Aptiano precoce) intercalada com rochas siliciclásticas das Fms. Coqueiro Seco e Rio Pitanga

(Azambuja Filho *et al.*, 1998), onde apresenta-se quatro fácies principais: (1) fácies delta de leque associadas à escassez de falhas no NE da bacia, contendo conglomerados retrabalhados por ondas, (2) arenitos com bivalves, (3) camadas espessas de coquinas e (4) folhelhos lacustres, com espessura variando de 50 a 350 m, sendo as seções mais grossas associadas aos movimentos dos blocos de falha (Azambuja *et al.*, 1998).

As coquinas da Fm. Morro do Chaves foram depositadas durante o estágio local de Jiquiá (*Barremian/Aptian*) em um ambiente lacustre durante um sistema transgressivo de terceira ordem na bacia de Sergipe-Alagoas, sobrepondo os depósitos fluviais da Fm. Penedo (Azambuja *et al.*, 1998). Estas se constituem de conchas de moluscos (bivalves) com presença de ostracodes, gastrópodes e outros bioclastos.

Outro ponto de destaque das coquinas da Fm. Morro do Chaves, é a deposição preferencial dos carbonatos sobre altos estruturais, os quais estão geneticamente associados aos movimentos estruturais da bacia. Ademais, o acentuado retrabalhamento e deposição das conchas por influência das ondas de tempestade e deriva litorânea, se constituem nos agentes responsáveis pela acumulação dos bioclastos altamente fragmentados na região rasa.

3.4.2 Hamelin Coquina, Shark Bay

Shark Bay, patrimônio mundial desde 1991 (UNEP/WCMC 2008), está localizada no Oceano Índico Oriental, na Austrália Ocidental. É caracterizada pelo sistema de carbonato hipersalino do Holoceno, representado por depósitos microbianos (estromatólitos, trombólitos) e um sistema de cristas de praia formadas por coquinas. Este sistema se sobrepõe aos depósitos de uma barreira Pleistocênica com uma progradação em direção ao mar sobre os depósitos microbianos supramaré-intermaré por causa da queda do nível do mar do Holoceno tardio e devido ao alto volume de conchas de bivalves disponíveis. O processo dura há 4500 anos (Jahnert *et al.*, 2012).

O sistema de cristas de praias de coquinas em Shark Bay tem uma origem relacionada à regressão do nível do mar durante um TSNA (Trato de Sistema de Nível Alto) que mudou as condições ambientais em baías como Hamelin Pool com 1.400 km² de área deposicional e L'Haridon Bight com área de 350 km².

Os perfis de penetração no solo GPR (*Ground Penetrating Radar*) no mesmo sistema de cristas de praia em Shark Bay (Jahnert *et al.*, 2012), mostraram um sistema de acréscimo lateral com processos de tempestade responsáveis pelo acúmulo de grandes quantidades de coquinas em escala métrica, e um histórico de retrabalhamento subsequente dos materiais erodidos em um contexto de contínua queda do nível do mar. Em comparação com a Fm. Morro do Chaves – um depósito análogo antigo de coquinas, a escala das camadas e as superfícies de mergulho progradante observadas nas coquinas de Hamelin Pool são semelhantes.

Assim, o modelo progradacional da construção das cristas de praia em Hamelin serve como um análogo útil para os reservatórios antigos de coquina (Dias *et al.*, 1988) – Bacia de Campos, Brasil, depositados em sistemas lacustres (Carvalho *et al.*, 2000) e depósitos recentes de coquinas – a costa norte-patagônica da Argentina, o Golfo San Matías apresenta conjuntos de depósitos de moluscos (Wichmann, 1918; Feruglio, 1950; Angulo *et al.*, 1978). Isto, porque ambos os análogos têm configurações hidrodinâmicas semelhantes, compartilham muitas características deposicionais e são ambientes semi-fechados dominados por ondas de tempestades (Platt & Wright, 1991; Jahnert *et al.*, 2012).

3.4.3 Cocheiro do Albardão

Com uma plataforma interna, localizada na borda sudoeste da Bacia de Pelotas, que apresenta uma litologia mista composta por areia fina, relativamente limpa e conchas de bivalves. A sua morfologia é caracterizada pela presença de vários bancos arenosos vinculados aos ciclos transgressivos e regressivos do nível do mar, formando linhas isobatimétricas irregulares que indicam a presença de vários altos batimétricos de origem estrutural decorrente do processo evolutivo da bacia. Abrange cerca de 33.000 km² e é limitada ao norte pela desembocadura da Lagoa dos Patos e ao sul pelo Arroio Chuí.

Esta bacia foi definida por Ghignone (1960) como uma ampla bacia preenchida por sedimentos Terciários e Quaternários, com uma superfície ocupada pelas lagoas dos Patos, Mirim, Mangueira e do Peixe, entre outras, na costa do Rio Grande do Sul.

Sua origem está relacionada ao processo de rifteamento (também designado de tafrogênese) que ocorre pelo estiramento da crosta ou da litosfera (crosta e

manto litosférico terrestres), o qual marcou a ruptura do paleocontinente Gondwana com a separação dos continentes Sul-Americano e Africano, culminado com a abertura do Oceano Atlântico Sul, a partir do Jurássico e assim, iniciando a formação das bacias marginais brasileiras.

Um ponto de destaque das Coquinas do Albardão, pertinente a San Antonio Este, é a deposição preferencial dos carbonatos sobre altos estruturais. Ademais, o acentuado retrabalhamento e deposição das conchas por influência das ondas de tempestade e deriva litorânea, se constituem nos agentes responsáveis pela acumulação dos bioclastos na região rasa do Albardão (Okoe, 2020).

3.5 Aplicação do sensoriamento remoto a áreas costeiras

3.5.1 Princípios básicos do método

Sensoriamento remoto pode ser definido como a aquisição de informações sobre objetos a partir da detecção e mensuração de mudanças que estes impõem ao campo eletromagnético (Novo, 2010), sem que haja contato direto com o mesmo.

A radiação eletromagnética (REM) proveniente do Sol, ao entrar em contato com objetos, pode interagir com o mesmo de diferentes formas, ou seja, pode ser absorvida, transmitida ou refletida. A porção da REM que é refletida pode ser captada por sensores acoplados em satélites, que por sua vez irão transformar esse registro em produtos passíveis de análises para a obtenção de informações de interesse.

Os produtos são as fotografias aéreas, imagens orbitais e as curvas de reflectância. Cada tipo de alvo terá um comportamento espectral e, se o mesmo for conhecido, permitirá interpretações sobre o objeto de estudo. A resolução espacial, temporal e espectral das imagens orbitais também definirá o tipo de informação que poderá ser extraída (aplicação) e o nível de detalhamento.

Os produtos de sensoriamento remoto podem então ser incorporados em um projeto de SIG (Sistema de Informação Geográfica), que fornece ferramentas de análise, agregando informações aos produtos de sensoriamento remoto, permitindo a distribuição espacial de feições, manipulação e integração dos dados.

3.5.2 Evolução do sensoriamento remoto e aplicações

Segundo Meneses & Almeida (2012) sensoriamento remoto, termo cunhado

no início dos anos de 1960 por Evelyn L. Pruit e colaboradores, é uma das mais bem sucedidas tecnologias de coleta automática de dados para o levantamento e monitoramento dos recursos terrestres em escala global. Possibilitando suas aplicações nas áreas de levantamentos de recursos naturais e mapeamentos temáticos, monitoração ambiental, variação de linha de costa, detecção de desastres naturais, desmatamentos florestais, previsões de safras, cadastramentos multifinalitários, cartografia de precisão, defesa e vigilância, entre outras.

Os satélites meteorológicos foram os pioneiros no sensoriamento remoto. O primeiro desses satélites meteorológicos foi o TIROS-1 (*Television IR Operational Satellite*), lançado em 1960 pelos Estados Unidos. Além dos padrões de cobertura de nuvens, as imagens do TIROS mostravam, embora com pouca nitidez, algumas feições da superfície da Terra, que pela primeira vez demonstraram ser possíveis de serem vistas do espaço. Melhoramentos dos subsequentes sensores dos satélites meteorológicos deram a oportunidade para iniciar os primeiros estudos mais detalhados de feições terrestres de áreas de coberturas de neves, gelos polares, águas oceânicas e cadeias de montanhas.

Um marco importante que deu início à era do sensoriamento remoto moderno foi o lançamento pelos Estados Unidos, do primeiro satélite de sensoriamento remoto, ERTS-1, posteriormente renomeado para Landsat 1, colocado em órbita em 1972 a cerca de 919 km de altura. O sensor imageador multiespectral desse primeiro satélite de sensoriamento remoto possibilitava a obtenção simultânea de quatro imagens nas faixas do espectro do visível e do infravermelho próximo e uma imagem no termal, portanto além do que era possível com o uso de filmes fotográficos.

Do programa americano Landsat seguiram-se outros, europeus, canadenses, asiáticos e sul americanos, cada um procurando atender, cada vez mais, necessidades específicas, quer sejam em função das características geográficas das diversas regiões terrestres ou em função das suas aplicações. Atualmente, há em circulação no espaço dezenas de sensores orbitais imageando a superfície da Terra em todas as faixas espectrais possíveis, com os mais variados parâmetros de resolução espacial e temporal.

3.5.3 Métodos de monitoramento da variação da linha de costa

A Geomorfologia Costeira é fortemente variável e interconectada

especialmente, compreendendo diversos tipos de paisagens: falésias marítimas, praias arenosas, sistemas de ilhas barreiras, planícies de maré, baías, golfos, deltas e estuários de rios. Portanto, a compreensão do comportamento da linha de costa e dos fatores contribuintes para as variações dos processos evolutivos é fundamental para o entendimento dessa área tão efêmera.

Na realização dessa dissertação, que está sendo estudado o comportamento evolutivo da área espacial de um concheiro na parte praial da Península Villarino, foi assumido que a o limite do concheiro, localizado entre a praia e o terraço de maré arenoso, será tratado como a linha de costa deste litoral, o qual foi executado o monitoramento temporal evolutivo.

Para realizar o acompanhamento da linha de costa são utilizados diferentes métodos de monitoramento através do uso de diversas técnicas de sensoriamento remoto:

1 No trabalho de Fletcher *et al.* (2012) foi utilizado uma metodologia incorporando fotografias aéreas para determinar as mudanças de posição da linha de vegetação (Hwang, 1981) desde 1928 para a ilha de Oahu, Havaí. Essa metodologia foi continuada por Makai Ocean Engineering & Sea Engineering (1991), que a expandiu para as ilhas vizinhas e atualizou o banco de dados para incluir fotografias aéreas até 1988.

As fontes mais comumente usadas de dados históricos da linha costeira, na região Havaiana, têm sido tradicionalmente as folhas topográficas do NOS (*National Ocean Service*) da NOAA (folhas T; Shalowitz, 1964) e fotografias aéreas verticais. Idealmente, a extração de posições anteriores da linha de costa dessas fontes de dados envolve georreferenciamento e remoção de distorções de mapas e fotografias aéreas, seguido pela digitalização da posição da linha de costa.

2 Utilizado e modificado por de Matos (2022), o método *Normalized Difference Water Index* (MNDWI), que emprega a razão normalizada da diferença entre as bandas espectrais do Verde (banda 2 nos sensores TM e ETM+ e banda 3 no OLI) e do Infravermelho Médio dos sensores (banda 5 nos sensores TM e ETM+ e banda 6 no OLI) na série Landsat (XU, 2006). Este método realça a distinção entre pixels marcadores da presença da água quando comparados aos outros dominados por solo exposto, vegetação e áreas construídas. Após o cálculo do MNDWI para as

imagens Landsat das décadas selecionadas, é realizada visualmente a extração vetorizada do posicionamento das linhas de praias em ambiente de SIG.

3 Utilizado por Miranda (2019), para identificar a linha de costa, verificou-se que o composto Landsat 5 vermelho, verde, azul (RGB) 432 e a combinação 543 correspondente do Landsat 8 foram os melhores para delimitar o limite úmido/seco. Usando essas combinações de bandas, as áreas arenosas emergidas foram facilmente identificadas pela cor branca devido à maior reflexão dos sedimentos de areia seca na região visível (0,4–0,7 μm) e infravermelho próximo (0,7–1,0 μm), enquanto os sedimentos contendo água intersticial tinha uma cor azul esverdeada clara por causa da resposta espectral diferente influenciada pela água alvo.

Respostas espectrais semelhantes a sedimentos suspensos e águas rasas foram observadas por Alves, Amaro & Vital (2003). Esta banda composta também permitiu a visualização de porções de bancos de areia submersos e vegetação costeira (juncos), que foram diferenciadas da terra pelo aumento na reflexão da vegetação na banda do infravermelho próximo (Landsat 5 TM banda 4 e Landsat 8 OLI banda 5). Posteriormente foram utilizados esses dois métodos de análise:

- Método transecto da linha de base usando a extensão DSAS 4.2 ArcGIS, desenvolvida por Thieler *et al.* (2009). Para isso, transectos perpendiculares à costa são gerados a partir de uma linha de base pré-estabelecida, com uma distância de espaçamento de fixada, em que as seguintes estatísticas são calculadas: movimento líquido da costa (NSM), taxa do ponto final (EPR) e taxa de regressão linear (LRR).

- Método do polígono (Smith & Cromley, 2012). O CPM (*Change Polygon Method*) usa duas linhas costeiras diferentes para construir uma topologia de polígono baseada na suposição geométrica de que área = comprimento x largura. Para isso, os vetores de linha de costa foram convertidos para o formato de polígono e a subtração entre esses dois polígonos de linha de costa resultou em uma série de polígonos simples representando: áreas de acréscimo, onde a linha de costa recente transpõe os limites da linha de costa mais antiga; áreas recessivas, onde a linha costeira mais antiga transpõe o limite da linha costeira mais jovem; e sem alteração ou nula, quando a intersecção entre os polígonos cai na mesma área. Os subpolígonos são então decompostos em áreas positivas (deposicionais) e negativas (erosivas) e somados para produzir uma estimativa de mudança total (A_f , área líquida). A área líquida é então dividida por um dos perímetros da linha costeira (P),

resultando em uma mudança costeira média.

3.6 Exemplos de estudos sobre mudança linha de costa

3.6.1 Avaliação Nacional da Mudança da Costa: Mudança Histórica da Costa nas Ilhas Havaianas

Este trabalho realizado por Fletcher *et al.* (2012) pesquisa a mudança da linha de costa em três das oito principais ilhas do Havaí (Kauai, Oahu e Maui). A mudança da linha costeira no Havaí foi avaliada comparando linhas costeiras históricas derivadas de levantamentos topográficos e fotografia aérea vertical processada ao longo do tempo. As linhas costeiras históricas representam o século passado (início dos anos 1900-2000). A regressão linear foi usada para calcular as taxas de mudança com o método de transecto único: as taxas de longo prazo foram calculadas a partir de todas as linhas costeiras (do início de 1900 ao mais recente), enquanto as taxas de curto prazo foram calculadas a partir das linhas costeiras pós-Segunda Guerra Mundial.

A erosão da praia é a tendência dominante de mudança da costa no Havaí. No entanto, a mudança da linha de costa é altamente variável ao longo das praias do Havaí com células de erosão e acreção normalmente separadas por apenas algumas centenas de metros em praias contínuas ou por pequenos promontórios que dividem a costa em muitas pequenas baías. As praias de Kauai, Oahu e Maui estão erodindo a uma taxa média de longo prazo para todos os transectos (locais de medição da linha de costa) de $-0,11 \pm 0,01$ m/ano (m/ano) e uma taxa média de curto prazo de $-0,06 \pm 0,01$ m/ano. A maioria, ou 70%, dos transectos nas três ilhas indicam uma tendência de erosão a longo prazo, e 63% indicam uma tendência de erosão a curto prazo. Um total de 22 km de praia, ou 9% da extensão total da praia estudada, foi completamente perdido pela erosão no século passado.

3.6.2 Estimativas das alterações de longo prazo na linha de praia do Litoral Oriental do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil

O estudo feito por de Matos *et al.* (2022), investiga as modificações ocorridas nas linhas de praia do Litoral Oriental do Estado do Rio Grande do Norte nas últimas três décadas (entre 1988 e 2018) e discute os processos costeiros envolvidos, por meio da quantificação de taxas médias e máximas de erosão e acreção na linha de

praia, com base no processamento digital de imagens multiespectrais de Sensoriamento Remoto e Sistema de Informações Geográficas.

Na avaliação comparativa das mudanças nas linhas de praia considerou os erros e incertezas inerentes à resolução espacial de imagens de sensoriamento remoto, técnicas de georreferenciamento e procedimentos de extração de cada linha de praia nas análises estatísticas utilizando os módulos do *Digital Shoreline Analysis System*.

Os resultados mostram balanço final erosivo para cerca de 45% das linhas de praia nas três últimas décadas. As taxas médias de variação das linhas de praia indicam recuos da ordem de 1,20 m/ano e acreção de 1,71 m/ano. Logo, a magnitude da erosão é expressiva, com trechos assinalando máximos de acreção em 19,5 m/ano e de erosão da ordem de 2,76 m/ano.

3.6.3 Evolução da Linha Costeira de Espetos Arenosos de Lagunas e Praias Adjacentes, Lagoa dos Patos, Brasil.

O estudo de Miranda *et al.*, (2019), fornece uma compreensão da evolução da linha costeira de curto a médio prazo de três espetos arenosos de lagoa simétricos e a erosão relacionada das praias da baía adjacentes da Lagoa dos Patos, Brasil. Para isso, foram aplicados dois dos métodos mais amplamente usados para quantificar as mudanças da linha de costa: o método dos transectos a partir da linha de base e o método do polígono de mudança.

Uma análise histórica do movimento da linha costeira de aproximadamente três décadas (1984-2013), foi realizada, com o objetivo de rastrear a origem dos sedimentos para os espetos. Fases alternadas de estabilidade, deposição e recessão da linha de costa (menos freqüente) em intervalos curtos de tempo (anos) mostraram correlação com os índices El Niño – Oscilação Sul e Modo Anular Sul.

Para realizar a avaliação da evolução da linha costeira de curto e médio prazo foi realizada usando as imagens de satélite Landsat e duas abordagens distintas com base em um transecto da linha costeira pelo Sistema de Análise de Linha Costeira Digital (DSAS; Thieler *et al.*, 2009) e uma área análise pelo método de mudança de polígono (CPM; Smith & Cromley, 2012).

As imagens Landsat foram selecionadas devido às suas características multiespectrais e grande cobertura temporal e espacial. Assim, eles forneceram um

conjunto de dados consistente com a série de tempo mais longa disponível para acessar as mudanças da linha costeira da área de estudo. As imagens cobrem quase três décadas, incluindo sete imagens de satélite obtidas pelo Landsat 5TM e Landsat 8 Operational Land Imager do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais do Brasil (INPE) e do U.S. Geological Survey. Para corrigir a distorção geométrica das imagens, 33 pontos de controle do solo foram adquiridos com o sistema GPS diferencial *Outback Lite*, e o georreferenciamento das imagens foi realizado pelo *software* ArcGIS 10.1. Os respectivos erros foram calculados pela equação do erro quadrático médio.

Estabilidade da linha costeira ao longo das praias no médio prazo (60,4% das praias de Arambaré e 73,9% das praias de Graxaim, pelo cálculo da taxa de regressão linear), juntamente com a taxa de variação média da linha costeira muito baixa de +0,7 m encontrado usando os dois métodos, demonstra que o suprimento de sedimentos para os espetos foi significativamente reduzido nas últimas três décadas.

4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se nos arredores da cidade portuária de San Antonio Este, na Província de Rio Negro, Argentina (Fig. 8). Esta localidade ocupa a Península Villarino, que constitui a porção leste da Bahía San Antonio. Além de San Antonio Este, também foi pesquisado as formação geomorfológicas situados nas proximidades das localidades de San Antonio Oeste e Las Grutas, setor noroeste do Golfo San Matías (Oceano Atlântico).

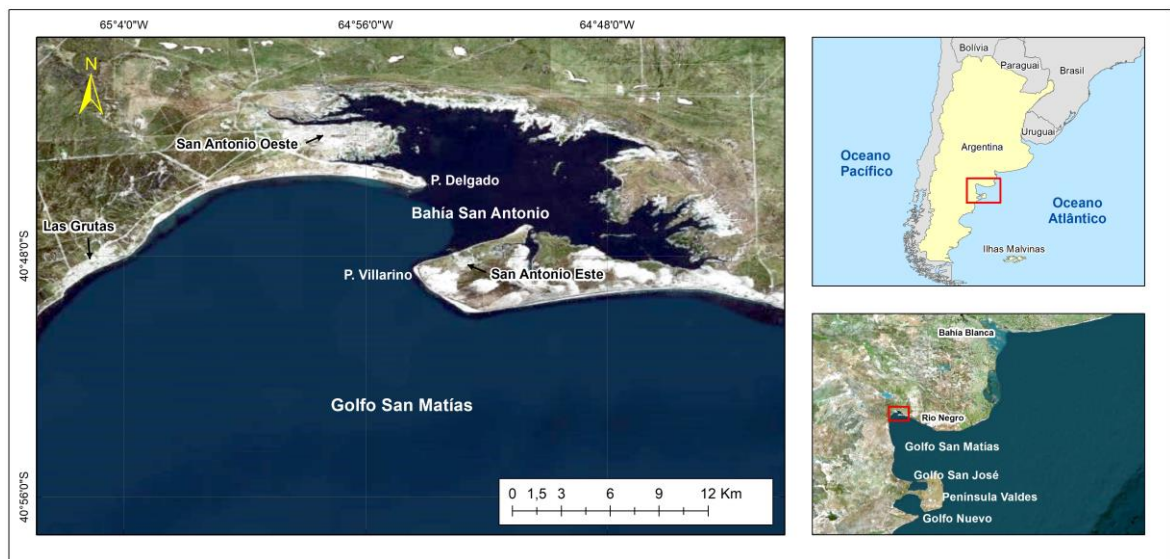


Figura 8. Mapa de localização, mostrando a área de estudo de San Antonio Este no Golfo de San Matías na Província do Rio Negro, Argentina. © Bing Maps 2022.

A morfologia da região costeira, da idade do Quaternário é caracterizada pela presença de extensas planícies de maré, falésias, terraços e cristas de praias. Eventos transgressivos e regressivos estão registrados nestas feições costeiras, e estão bem preservados. Muitos pesquisadores argentinos têm realizado a reconstrução das oscilações relativas do nível do mar, e proposto correlações estratigráficas dos depósitos pleistocênicos e holocênicos, através de datações e análise evolutiva MIS (*Marine Isotopic Stages*), Charó *et al.* (2014).

As descrições geológicas, encontradas na literatura, bem como as interpretações paleoambientais, indicam estes depósitos Pleistocênicos e Holocênicos, com enorme potencial para serem utilizados como análogo moderno de coquinas geradas em ambiente praias a marinho raso. Os sedimentos de modo geral são compostos por areias, conglomerados, parcialmente ou totalmente cimentados e abundante presença de bivalves fragmentados, bem como íntegros,

em maior parte com valvas desarticuladas e em diferentes orientações, mas ocasionalmente alguns também com valvas articuladas e em posição de vida, em registro de afloramentos.

4.1 Geologia do Golfo San Matías.

No litoral ao sul de Bahía Blanca ocorrem três golfos distintos: San Matías, San José e o Golfo Nuevo, situados no setor NO da plataforma Norte da Patagônia (Fig. 8). Na região de estudo, o Golfo San Matías é o maior dos três. Dois deles, Golfo San Matías e Golfo Nuevo (ao sul da Península Valdes), apresentam uma anomalia de profundidade junto a costa, com profundidades bem maiores que a borda da plataforma continental. As informações gerais sobre a geologia do Golfo San Matías apresentadas a seguir foram obtidas de Mouzo & Paterlini (2017).

A origem tectônica dos golfos é apresentada em algumas publicações, sendo atribuída ao produto de uma possível submergência, durante o Pleistoceno ou o Holoceno, a partir de uma depressão fechada subaérea (Mouzo *at al.*, 1975), gerando supostamente o Golfo Nuevo. A partir dessa interpretação foram então correlacionadas as mesmas evidências para as demais áreas.

O Golfo San Matías tem uma área aproximada de 17.000 km², possui profundidades máximas registradas em 191 m e se comunica com a plataforma continental através de uma ampla abertura (Fig. 9). Na costa norte desse golfo há uma pequena enseada rasa junto a Caleta de los Loros, e no extremo NO se desenvolve uma ampla baía, a Bahía SanAntonio (Mouzo *at al.*, 1975).

Paterlini & Mouzo (2013), a partir de dados obtidos em campanhas oceanográficas com o navio Goyena, nos anos 70, concluíram que o Golfo San José foi originado com a submersão de uma depressão subaérea sem saída, quando o nível de mar estava acerca de 30 m abaixo do nível atual. Mouzo (2014), a partir de dados sísmicos e geológicos, concluiu que o Golfo San Matías foi originado através da submersão de uma depressão subaérea durante o último Interglacial (MIS 5), sem encontrar evidências de uma origem tectônica.

A região marginal interna do Golfo San Matías forma uma orla ao longo do litoral e se estende da praia para profundidades entre 50 e 150 m. Morfologicamente, esta área corresponde a uma extensão da plataforma que compõem a margem continental e delimita bacias oceânicas. As regiões marginais N e S são

relativamente estreitas com 5 a 15 km de largura e declividades entre 1:90 a 1:20, com suave relevo de fundo associado as rochas do Terciário (Fig. 10). O setor oeste apresenta uma largura de 15-25 km e declividades entre 1:190 a 1:100, com relevo mais rugoso, repleto de marcas de canais. Esta morfologia resulta do controle exercido pelas rochas do Maciço Norte-patagônico que formam o substrato pré-Cretáceo, dobrado e falhado, cuja presença é detectada nos registros sísmicos e magnéticos.

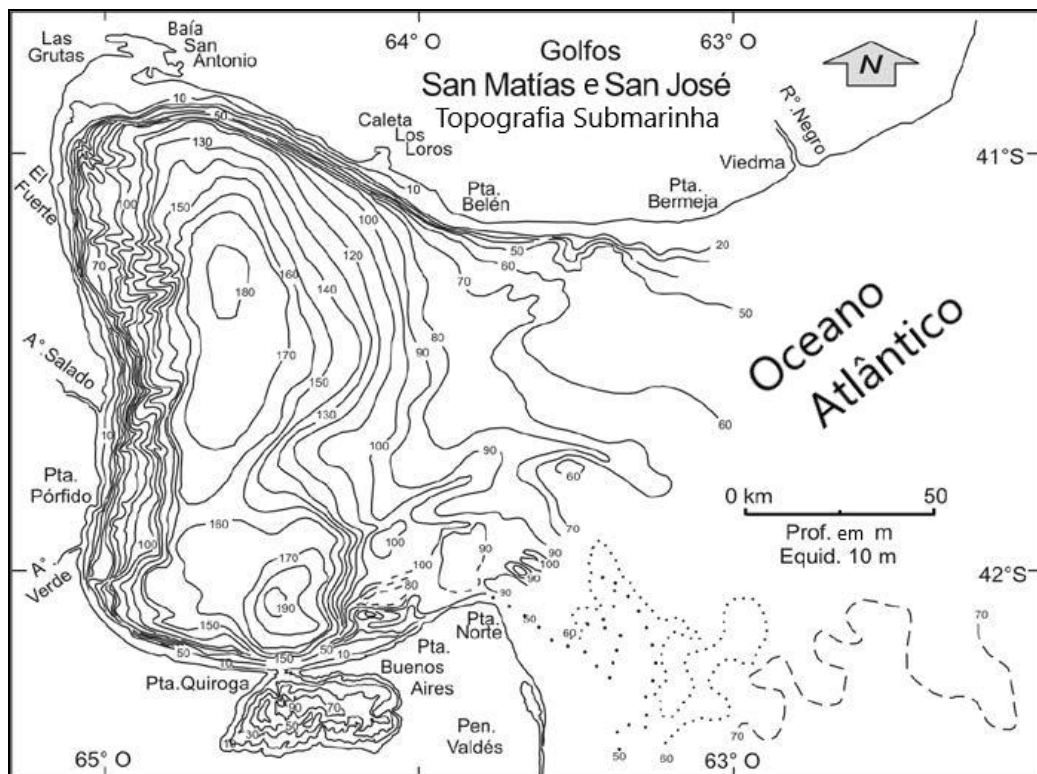


Figura 9. Relevo submarino do Golfo de San Matías, conectado ao sul com o Golfo San José e a leste com a plataforma continental Argentina. Modificado de Mouzo & Paterlini (2017).

De modo geral os sedimentos variam entre areias limpas, cascalho e lama derivados de intemperismo e erosão das rochas continentais (Fig. 11). Entre as frações mais grossas são encontradas quantidades significativas de materiais biogênicos, formados por restos de conchas, enquanto nos sedimentos finos foram identificados foraminíferos e vários tipos de espículas. A Região central é profunda, se estende além do talude a profundidades superiora 100-140 m, com uma cobertura de sedimentos calcário cinza-oliva argiloso com intercalações de areia muito fina, alternando com lâminas brancas de calcário, contendo também ostracodes, pares de bivalves articulados e fibras vegetais. A massa calcária e restos de ostracodes se

encontram em aparente condição de dissolução.

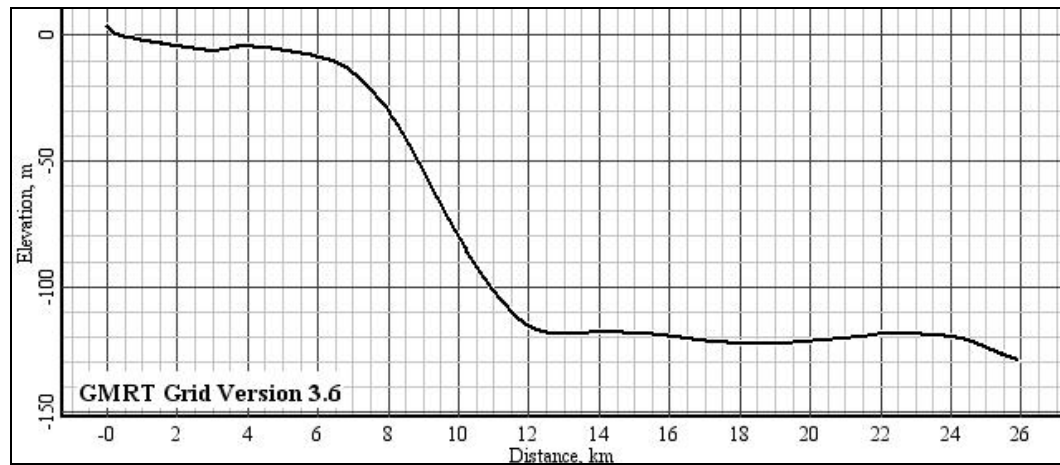


Figura 10. Perfil batimétrico da região noroeste do Golfo de San Matías. A quebra da plataforma ocorre a partir da profundidade de 10 m, entre 6 e 8 km da linha de praia (Dados: GeoMap).

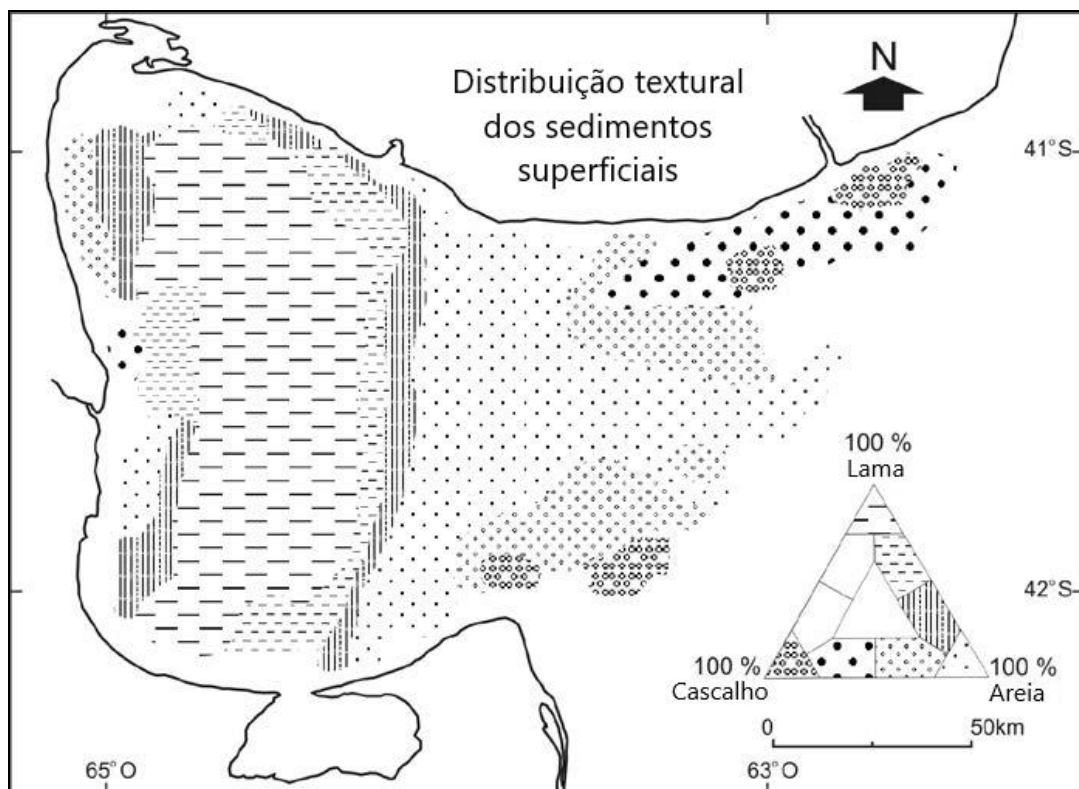


Figura 11. Distribuição textural dos sedimentos superficiais no Golfo San Matías. Modificado de Mouzo & Paterlini (2017).

A coluna de sedimentos quaternários apresenta duas características importantes: a) primeiro, a escassez geral de depósitos do Quaternário; b) segundo, a acumulação sedimentar espessa que não é coincidente com os locais mais profundos, mas apresenta limiar em uma paleo-superfície do Terciário que divide a

bacia do golfo San Matías. O depocentro secundário a SO pode estar associado a uma paleo-desembocadura do rio Chubut (González Díaz & Di Tommaso, 2011). A escassez sedimentar nas várias regiões do golfo não é surpreendente, quando se leva em conta que a inundação oceânica original da depressão ocorreu apenas no final do Pleistoceno (Mouzo, 2014), sofrendo também o efeito de erosão marinha durante o avanço da transgressão holocênica.

A estratigrafia superficial foi determinada com base em dados sísmicos, sendo reconhecidas as seguintes unidades sismo-estratigráficas, do mais antigo para o mais moderno: Camada B (pré-Cretáceo); Camada T (Terciário, Mioceno-Plioceno) - rochas base de extensão regional onde os sedimentos marinhos foram depositados após as transgressões do Atlântico no Quaternário; Camada P (Quaternário, Pleistoceno) - depósitos marinho, muito erodido e dispersos, geralmente alojados em depressões locais; Camada H (Quaternário, Holoceno) - depósitos marinhos holocênicos que, apesar de quase recobrir toda superfície de fundo do golfo, em certas regiões apresentam pouca ou mesmo nenhuma espessura.

4.2 Evolução geológica da Bahía San Antonio.

Segundo Fucks *et al.* (2012), o primeiro trabalho que menciona depósitos marinhos na área de estudo corresponde a Wichmann (1918) reconhecendo-a como uma “Formação Quaternária” e distribuída ao longo de toda a costa ao redor da Bahía San Antonio. Posteriormente Feruglio (1950), fez contribuições importantes para a geologia costeira descrevendo depósitos costeiros e fauna associada, colocando-os no estágio VI (Holoceno).

Posteriormente, o trabalho de Angulo *et al.* (1978) organiza as unidades marinhas litoestratigraficamente, agrupando-as em duas: Fm. Baliza San Matías e Fm. Santo Antônio do Pleistoceno e Holoceno, respectivamente. Esse ordenamento estratigráfico foi baseado em aspectos geológicos, uma vez que as idades do radiocarbono indicavam, para a unidade do Holoceno, cronologias que se aproximavam do limite do método do radiocarbono. Muito provavelmente, a má representação da unidade do Holoceno contribuiu para atribuir essa idade aos depósitos do último interglacial. Posteriormente, é feito o mapa geológico da região (Martínez *et al.*, 2001) delimitando as unidades representadas com maior precisão,

sem introduzir grandes mudanças no esquema estratigráfico para as unidades marinhas.

Rutter *et al.* (1989, 1990) e Radtke *et al.* (1989) realizaram datações nos depósitos conchíferos da área de estudo através dos métodos ESR (*Electron Spin Resonance*), U/Th, e de aminoácidos. Estes autores detectaram a existência de três eventos transgressivos, o MIS (*Marine Isotopic Stages*) 1, 5e e um mais velho (MIS 7). Com base nisso e associando as informações geológicas, geomorfológicas e cronológicas, uma ordenação estratigráfica da área é exposta para os depósitos litorâneos e o mapa geológico correspondente (Fig. 12).

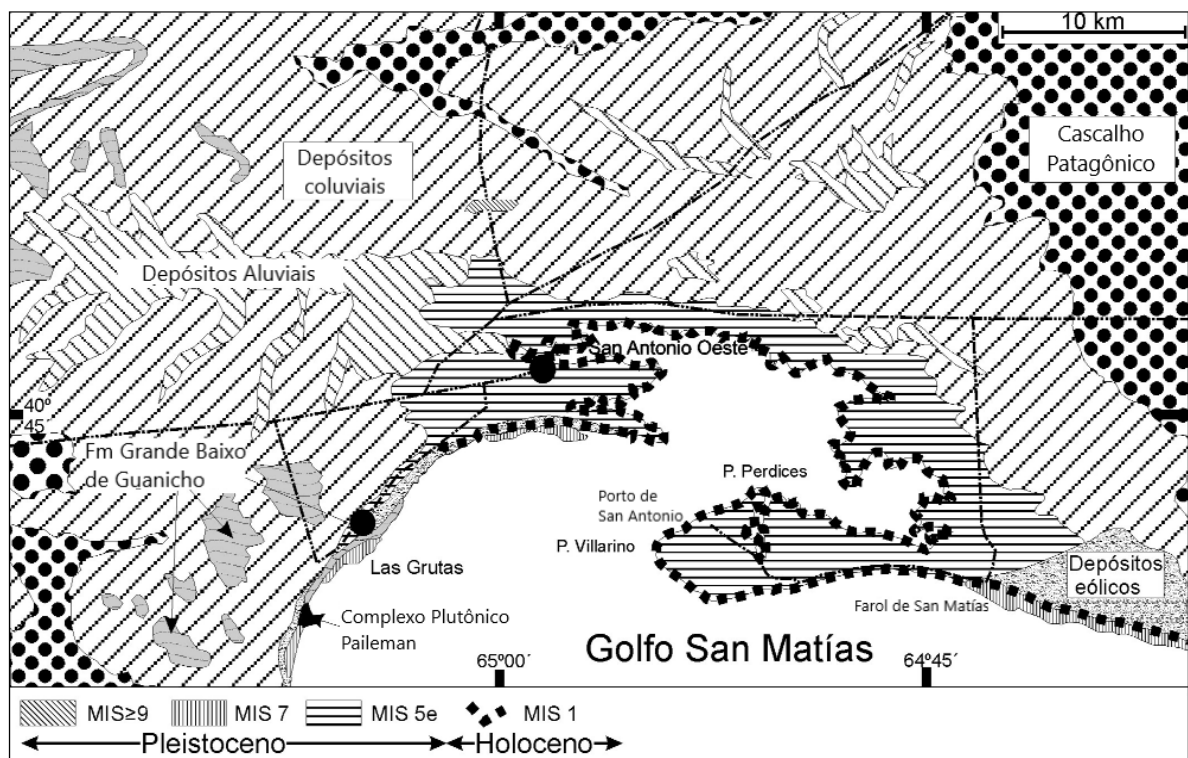


Figura 12: Mapa geológico do setor onde estão representados os MIS 1, 5e, 7 e 9. Modificado de Fucks & Schnak (2011).

Entrada MIS ≥ 9: O depósito transgressivo mais antigo encontrado ocorre a uma altura de 60-70 m em uma pedra observada a cerca de 10 km a NO da cidade de San Antonio Oeste (Fig. 12). Esta transgressão é representada por uma espessura de 4-5 m composta por cascalhos com clastos achatados, muito entrincheirados na parte superior e friáveis na parte inferior, com restos de *Ostrea* sp. e *Venericardia* sp. Esses afloramentos não correspondem a nenhuma característica notável do terreno. Embora os afloramentos nesta altitude tenham sido

pouco mencionados (Fucks & Schnack, 2011), eles podem ser correlacionados com aqueles localizados na região de San Blas (Witte, 1916; Fucks *et al.*, 2011b) e com a área litoral sul da Patagônia (Feruglio, 1950; Fucks *et al.*, 2009; Pedoja *et al.*, 2011, entre outros).

Entrada MIS 7: Esses depósitos são representados por areias e/ou conglomerados parcial ou totalmente litificados, constituídos por camadas de 20-50 cm de espessura, variando entre uma suave inclinação de até 25-30° em direção a SE. Constituem as plataformas costeiras observadas ao longo de setores importantes da costa, tais como: do S de Piedras Coloradas a Las Grutas, Banco Reparó, Caleta Falsa, restinga de la Baliza San Matías e afloramento nas bordas do canal de marés localizado ao N de San Antonio Oeste, observando em fotografias aéreas obtidas na maré baixa, toda uma série de linhas paralelas à costa atual. Quando o contato basal é observado, ele aparece em desacordo na Fm. Gran Bajo del Gualicho ou Complexo Plutônico Paileman, apresentando uma espessura de 1-4 m. As perfurações realizadas em ambos os locais (San Antonio Oeste e San Antonio Este) apresentam espessuras de 14 e 20 m (Angulo *et al.*, 1978). É possível individualizar *Chlamys* Röding, *Amiantis* Carpenter, *Glycymeris* Da Costa e *Olivancillaria* d'Orbigny em muito bom estado de conservação. Os dados cronológicos deste depósito em Caleta Falsa mostram idades 169 e 218 ka (Rutter *et al.*, 1990). Esses depósitos podem ser correlacionados com os depósitos atribuídos como interglaciais no canal Villalonga (Weiler, 1993) e também presentes em outras localidades da costa patagônica (Rutter *et al.*, 1990; Schellman & Radke, 2000; Rostami *et al.*, 2000, entre outros). Esta altitude corresponde aproximadamente ao nível oceânico atingido nesta violação, uma vez que se infere que não atingiu a altura do zero atual (Shackleton, 1987; Ortlieb, 1987).

Entrada MIS 5e: Ao redor da baía e até uma cota aproximada de 15 m, observam-se depósitos mantiformes e cordoniformes de episódio transgressivo. Este ingresso cobriu uma superfície maior que a anterior e é composta por fácies arenosa e conglomerada. A primeira no topo da falésia da estância termal La Rinconada (Las Grutas) (1-1,5 m de espessura) onde se observam sedimentos arenosos alternando com cascalhos finos e finamente estratificados cobertos por areia castanha e silte, com *Tagelus* sp. em posição de vida, junto com *Brachidontes* Swainson, *Amiantis*

Carpenter, *Glycymeris*, *Mytilus* Linné, *Trachycardium* Mörch, *Pitar* Römer, *Tivela* Link, *Panopea* Ménard, *Ostrea* Linné e gastrópodes como *Tegula* Lesson, *Olivancillaria*, *Trophon* Montfort e *Buccinops* Mont ´Orbigny. Os componentes do cascalho da paisagem correspondem a este mesmo episódio, mais ou menos planos, e os cumes que margeiam grande parte da Bahía San Antonio, cujos afloramentos são compostos pelos sedimentos que compõem o paleoparceiro talhado no Holoceno nas proximidades da estrada costeira de San Antonio Este a E composto por cascalhos parcialmente cimentados, suportado por clastos e estratificação cruzada de baixo ângulo para SO. Ainda ao S de Las Grutas, observa-se um conjunto de lineamentos que se depositaram contra a falésia a uma cota da ordem dos 15 m. A fauna coletada nesses afloramentos mostra a presença de *Zidona* sp. além dos mencionados acima. Os dados cronológicos desta transgressão fornecem valores entre 83,2 e 111 ka, sendo atribuídos ao MIS 5e (Rutter *et al.*, 1990). As alturas de 15 m em que esses depósitos são encontrados poderiam em grande parte responder às características macro-marés da área, interpretando que 6 m acima do nível atual onde o mar foi tentativamente encontrado, somados aos níveis máximos de 5 m que o nível do mar atinge na maré alta de hoje, esses acúmulos podem ocorrer em períodos de tempestade, aumentando o soerguimento vertical presente em grande parte da Patagônia.

O 3º ou último cordão litorâneo do Pleistoceno descrito em Puerto Lobos (Bayarski & Codignotto, 1982), bem como em Caleta Valdez (Codignotto, 1983; Rutter *et al.*, 1990; Schellman & Radke, 2000, entre outros). Em direção ao E também foram observados nas proximidades da Baía San Blas mostrando idades que corresponderiam a esta transgressão (Rutter *et al.* 1990), bem como os depósitos atribuídos ao estágio III (Witte, 1916) e Interglacial (Fucks *et al.*, 2011b).

Entrada MIS 1: Embora essa transgressão tenha retrabalhado praticamente todo o litoral, são poucos os locais onde se observam afloramentos. Devido à baixa altitude acima do nível atual (3-4 m) os setores da falésia não foram ultrapassados por esta subida, manifestando-se mais claramente nas costas baixas ou em setores facilmente erodíveis. Do final das falésias ao N de Las Grutas, avistam-se finos estratos de areia e cascalhos finos sob as dunas, com vestígios de valvas.

No interior da Bahía San Antonio, observam-se até 3 m de sedimentos arenosos com conchas abundantes, mas superficialmente não apresentam nenhuma

morfologia particular. No setor onde se desenvolve San Antonio Este próximo ao porto, existe uma falésia esculpida sobre esses sedimentos, onde estão presentes até 3 m de sedimentos muito orgânicos misturados com cascalhos, como *Mytilus*, *Amiantis*, *Brachidontes*, *Chlamys*, *Ostrea*, *Ameghinomya* Ihering, *Eurhomalea* Cossmann, *Trachycardium* Mörch e em gastrópodes tais como *Tegula*, *Urosalpinx* Stimpson, *Crepidula* Lamarck, *Buccinanops*, *Fisurella* Bruguière e *Olivancillaria*.

Nas proximidades de Punta Perdices existe uma série de cristas de praia de altura relativamente baixa, com 100 m de largura e comprimentos superiores a 1 km. A fauna que se destacam são bivalves como *Amiantis*, *Brachidontes*, *Glycymeris*, *Ostrea*, *Chlamys*, *Ameghinomya* e gastrópodes como *Tegula*, *Crepidula*, *Lucapinella* Pilsbry, *Trophon*, *Pareutheria* Strebel, *Olivancillaria* e *Buccinanops*.

As idades do radiocarbono desses dois afloramentos produziram valores correspondentes ao Holoceno Médio-Superior (Bayer *et al.*, 2010).

4.3 Geomorfologia da Bahía San Antonio.

Segundo Carbone *et al.* (2007). A Bahía San Antonio é semicircular, emoldurada por falésias e ocupa uma área de 160 km². Sua morfologia é composta de planícies e canais de maré, cordões litorâneos e dunas (Fig. 13). A dinâmica das águas marinhas é dominada pelo canal principal, para o qual converge uma série de canais secundários de marés.

Planícies de maré: A área costeira da Bahía San Antonio é composta por depósitos de maré simples constituídos principalmente por sedimentos finos. As planícies que margeiam o arco interno da baía são, na maior parte, planícies de lama, sulcadas por uma densa rede de canais de maré (Fig. 13). Ao sul das planícies de maré elevada, as planícies de maré são compostas por areia e cascalhos com até 2 cm de diâmetro, evidenciando neste setor uma maior atividade erosiva. Na Planície de maré elevada, agora sem atividade biológica, é formada por uma argila compacta com pouco desenvolvimento de solo. Ao norte e a leste do Canal de San Antonio Oeste as planícies são compostas de areias intermediárias e finas muito influenciadas pela ação das marés. A planície localizada entre a cidade de San Antonio Oeste e Punta Delgado apresenta uma composição e distribuição diferente de seus horizontes em relação às planícies do norte e leste da baía. Neste local é possível observar um cordão de conglomerado com 80 m de comprimento e 5 m de

largura, afetado pela ação das marés, de cor marrom, com espessura de até 0,50 m. Os cascalhos têm 1 a 2 cm de comprimento com formas sub-arredondadas e distribuição caótica.

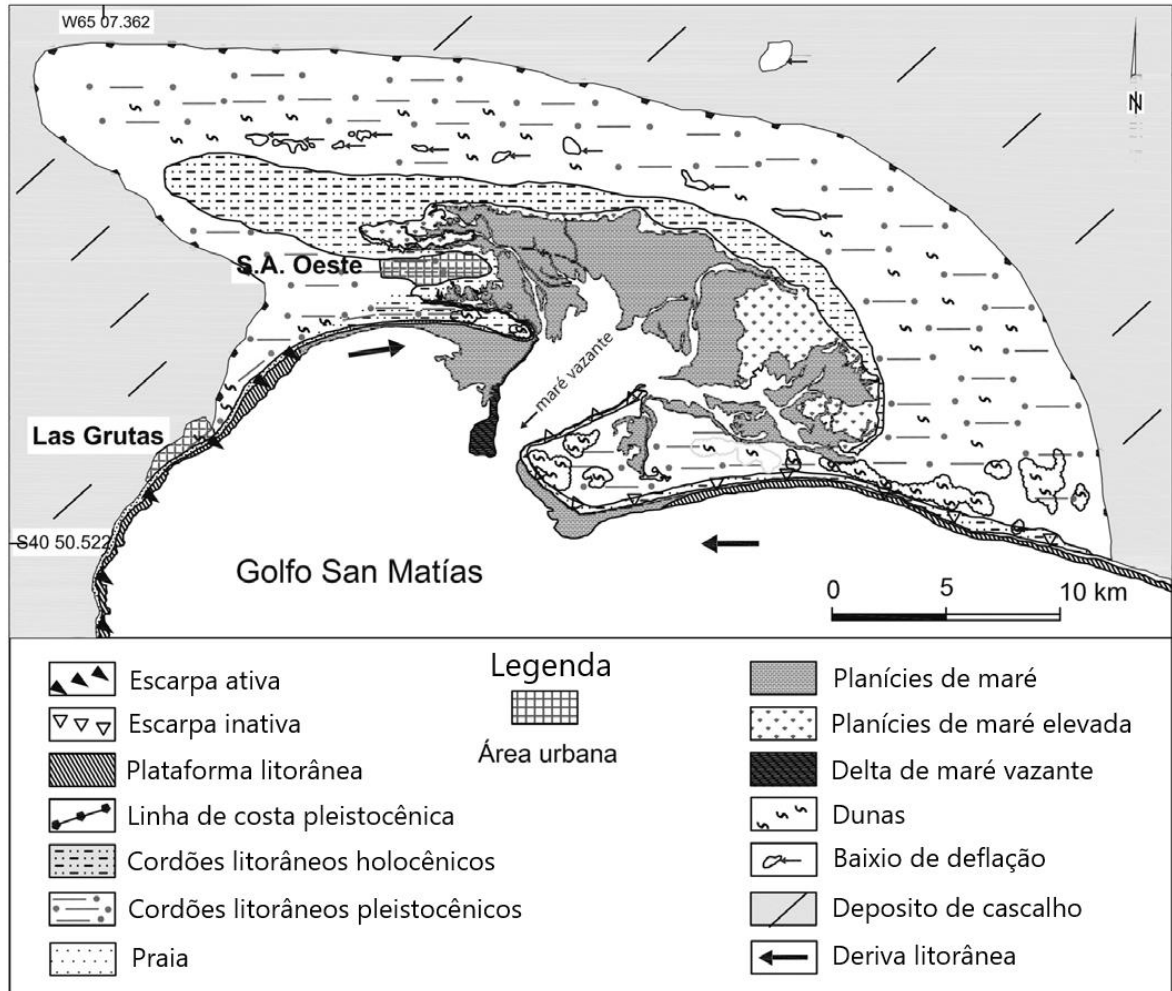


Figura 13: Mapa geomorfológico da Baía San Antonio, província de Río Negro. Modificado de Kokot & Favier-Dubois (2017).

Canais de maré: O canal principal (Fig. 13) é limitado a oeste por Punta Delgado, com comprimento de 4 km a leste pela península de Villarino, com uma extensão de 13 km. Ambas as geofomas são limitadas ao sul pelos bancos de areia Lobo, Reparó e Palisa (Fig. 14 e 15). O Canal Principal tem 12 km de extensão e uma profundidade máxima de 35 m para o qual convergem canais de marés secundários formando uma densa rede com padrão dendrítico, sendo caótico em alguns setores do norte da baía. Os canais mais importantes dentro da baía são: La Marea que contorna a região norte até San Antonio Oeste, com uma área de 4 km e uma profundidade aproximada de 0,9 m, onde ocorre grande atividade biológica composta por caranguejos e aves. Ao sul dessa localidade está o canal del Indio

com 2 km de extensão e uma profundidade de 0,80 m. O canal do Encerrado, a leste de San Antonio Oeste, tem orientação N-S com 7 km de comprimento e 1,2 m de profundidade. Em alguns canais internos ao norte e leste da baía são evidentes os processos de acreção sedimentar devido à reduzida atividade das correntes de marés, cujo resultado final é a presença de planícies abandonadas ou semi-ativas. No setor sudeste da baía, os canais ativos são influenciados pela ação das marés canalizadas através do canal Escondido, posicionado a NE de San Antonio Este, com 5,5 km de extensão e 0,90 m de profundidade. A erosão eólica atua na modelagem do ambiente. Também, neste setor se observa a conjugação de diferentes unidades originadas pelos processos eólicos e marinhos. Na borda interna de um braço do canal de maré ativo são observadas dunas de areia com altura variável entre 1 e 3 m, parcialmente vegetadas e sujeitas à erosão pelo vento. Esses depósitos cobrem um cordão com 1 m de espessura, formado por cascalhos e restos de conchas de moluscos. Na borda do canal Escondido se encontram os restos de um cordão fossilífero, areno-conglomerático, com espessura variável aproximada de 1 m. A estratificação é bem marcada sujeita a forte erosão pelas marés.

Cordões: A norte e a leste, distante da atual planície de maré, se encontram depósitos de cordões litorâneos (Fidalgo & Porro, 1981; *apud* Carbone *et al.* 2007). Os sedimentos que constituem essas unidades (Fig. 13) são principalmente cascalhos arenosos com conchas de moluscos intercaladas, os quais podem ser apresentados como antigos depósitos de planícies de marés como se verifica ao norte da Planície de maré elevada. Estes cordões, em alguns setores N da baía, atingem um desenvolvimento com alturas que ultrapassam 2 m, enquanto que a E a altura média não excede um metro, sendo constituídos por cascalhos com até 3 cm de diâmetros, com alto grau de arredondamento. O conjunto apresenta coloração amarelada a acinzentada, devido à presença de sedimentos finos de CaCO_3 .

Pontais: Estes depósitos de sedimentos estão circunscritos ao setor sul da Bahía San Antonio sendo o maior denominado como Península Villarino (Fig. 13), com área de 60 km², com uma geoforma recurvada (González Díaz & Malagnino 1984, *in* Carbone *et al.* 2007), formada por areias e cascalhos de tamanho médio, e nas bordas ocorrem depósitos formados quase que exclusivamente por conchas de moluscos, atuais ou subatuais, correspondentes à Fm. Santo Antônio. Esses

depósitos adotam formas lobuladas extensas com espessuras próximas a 2 m. A morfologia variável é resultante da ação das marés, principalmente às ondas de tempestades. Estes depósitos se encontram no limite da Península Villarino.

Dunas: Na Bahía San Antonio as dunas fixas ou ativas estão distribuídas em dois setores principais. Junto a península Delgado as dunas apresentam uma largura que não excede 2 km, enquanto no setor da península Villarino se desenvolvem campos mais extensos, cobrindo quase 70% da superfície. As dunas mais altas atingem uma altura relativa de mais de 10 m e são constituídas por areia fina a média, sujeita a erosão eólica. A leste da península Villarino, a aproximadamente 20 km do porto de San Antonio Este, se observa presença de cristas barcanóides parcialmente vegetadas.

4.3.1 Aspectos evolutivos e dinâmicos

Durante o Holoceno, a Bahía San Antonio teve evolução associada ao ingresso das águas marinhas que deram origem à Fm. San Antonio, representada por cordões litorâneos e depósitos de planícies de maré (Angulo *et al.*, 1978; Fidalgo & Porro, 1981, *apud* Carbone *et al.*, 2007), distribuídos por toda a área da baía. Desde então a baía sofreu alterações morfológicas causadas por mudanças climáticas, dentre as quais podemos citar a alternância de períodos secos e úmidos, variações nas redes de drenagem, domínio de períodos áridos e glaciações, os quais contribuíram para a deposição de sedimentos dos rios San Antonio, ativos durante períodos de precipitação e pelas variações do nível do mar.

Há aproximadamente 8.000 anos AP a região apresentou um clima de características quentes e úmidas, (Garleff *et al.* 1994, Iriondo 1995, *apud* Carbone *et al.* 2007) com redes de drenagens bem desenvolvidas. Por volta de 6.000 anos AP os níveis de subidas do mar resultaram na formação de cordões regressivos subsequentes, situados ao norte da região, com alturas entre 6 a 8 m acima do nível do mar (Angulo *et al.*, 1978; Codignotto *et al.*, 1992, *in* Carbone *et al.*, 2007). Entre 4500 e 5000 anos AP o clima permaneceu estável assim como os níveis marinhos, gerando uma aparente estabilidade das geoformas.

Há 3.300 anos AP há uma deterioração das condições climáticas tendendo a um padrão árido temperado com maior presença de processos eólicos, morfologia representada pela formação de novos depósitos de areia costeira, quando o nível do

mar alcançou 2 m. A tendência de recuo do mar a partir de 2.000-2500 anos AP (Angulo *et al.*, 1978; Fidalgo & Porro 1981; Gonzalez Diaz e Malagnino 1984, *in* Carbone *et al.*, 2007) gerou condições para o desenvolvimento das planícies marés, cordões e pontais. Durante este período, alguns trechos costeiros do leste de San Antonio foram consolidados e os pontais ao sul da baía foram encerrados quando o nível do mar atingiu mais de 1 m acima do nível atual.

Atualmente, os processos que moldam a fisionomia da Bahía San Antonio são marcados pela ação das marés como evidenciado pelo abandono (remoção de caranguejos) e/ou a colonização de vegetação halófitas. Por outro lado, os cordões são quase inativos e atualmente estão cobertos por depósitos eólicos. Uma tendência semelhante é mostrada nos pontais em crescimento, um modo de proteção costeira contra a elevada energia marinha proveniente do Golfo San Matías. A ação marinha atuante é representada pelas ondas e correntes costeiras que influenciam o setor oeste e sul da baía. A dinâmica destas correntes associadas ao canal principal desenvolve extenso delta de maré vazante (Schnack *et al.*, 1986, *apud* Carbone *et al.*, 2007), com bancos laterais significativos Reparo e Lobos (Fig. 14 e 15), e um banco terminal menor (Palisa), composto de areias finas, enquanto na área do banco Reparo há uma transição de areia média a muito grossa.

Na região do banco Lobos, a ação das ondas parece dominar as correntes de maré. As formas de fundo apresentadas neste setor externo indicam padrões de transporte de sedimentos, provenientes do interior da baía (Hayes *et al.*, 1973; Schnack *et al.*, 1986; Isla *et al.*, 1995; Aliotta *et al.* 2000, *apud* Carbone *et al.*, 2007).

Alguns trechos a leste da baía estão em processo de abandono como resultado da sedimentação na cabeceira dos canais, evidenciado pela presença de caranguejos fósseis onde cavas abandonadas são observadas. Esse processo indicaria uma aparente reversão da atividade das marés. No entanto, esta situação também pode ser devido a uma subida continental produzida como resultado de movimentos neotectônicos. Por outro lado, os picos que circunscrevem a baía são dominados por uma acresção importante como consequência das correntes costeiras do leste e do oeste.

4.3.2 Delta de maré vazante da Bahía San Antonio.

As informações e dados apresentados nesta seção foram obtidas em Aliotta

et al. (2000). Na área externa da Bahía San Antonio formam-se grandes bancos de areia, a uma profundidade de 14 m, na forma de um extenso delta de maré vazante. A circulação da área é governada por um regime macromareal semidiurno com amplitudes de sizígia de até 9 m. Através de métodos sísmico-acústicos e amostragem dos sedimentos do fundo foram mapeadas *ripples*, *megaripples* e dunas de areia com até 4 m de altura, delimitadas por um fundo rochoso, orientadas para o sul-sudeste (Fig. 14). A composição dessas geoformas varia de areia grossa a areia fina.

As estruturas tipo lineações são encontradas a 8 m de profundidade na plataforma adjacente ao delta de maré, agrupados em dois tipos: 1) lineações com espaçamento da ordem de 10 m; 2) franjas com espaçamento de 30-40 m. Estas acumulações arenosas, cujo relevo não excede 1 m, atingem 200 m de comprimento e estão associadas às marcas de erosão. A geração de ambas as geoformas está relacionada a sedimentos arenosos mobilizados sobre um substrato rochoso.

A estreita relação entre a dinâmica sedimentar e as formas de fundo é evidente e reflete um transporte líquido da carga de fundo para o exterior da Bahía San Antonio (Fig. 15). A análise morfológica determina a coexistência das diferentes formas mencionadas, as quais estão dispostas em sucessão lateral, de acordo com o seguinte padrão: 1) *ripples* e *megaripples*; 2) lineações sedimentares de pequeno espaçamento e marcas de erosão; 3) lineações de grande espaçamento. A disponibilidade de sedimentos é o fator preponderante que define a geração sequencial das várias formas de fundos. Assim, os setores que recebem a maior contribuição do interior da Bahía San Antonio são caracterizados pelo desenvolvimento de *ripples*. Por outro lado, nas zonas intermediárias com menor disponibilidade de sedimentos, os lineamentos arenosos e as marcas de erosão são os traços característicos.

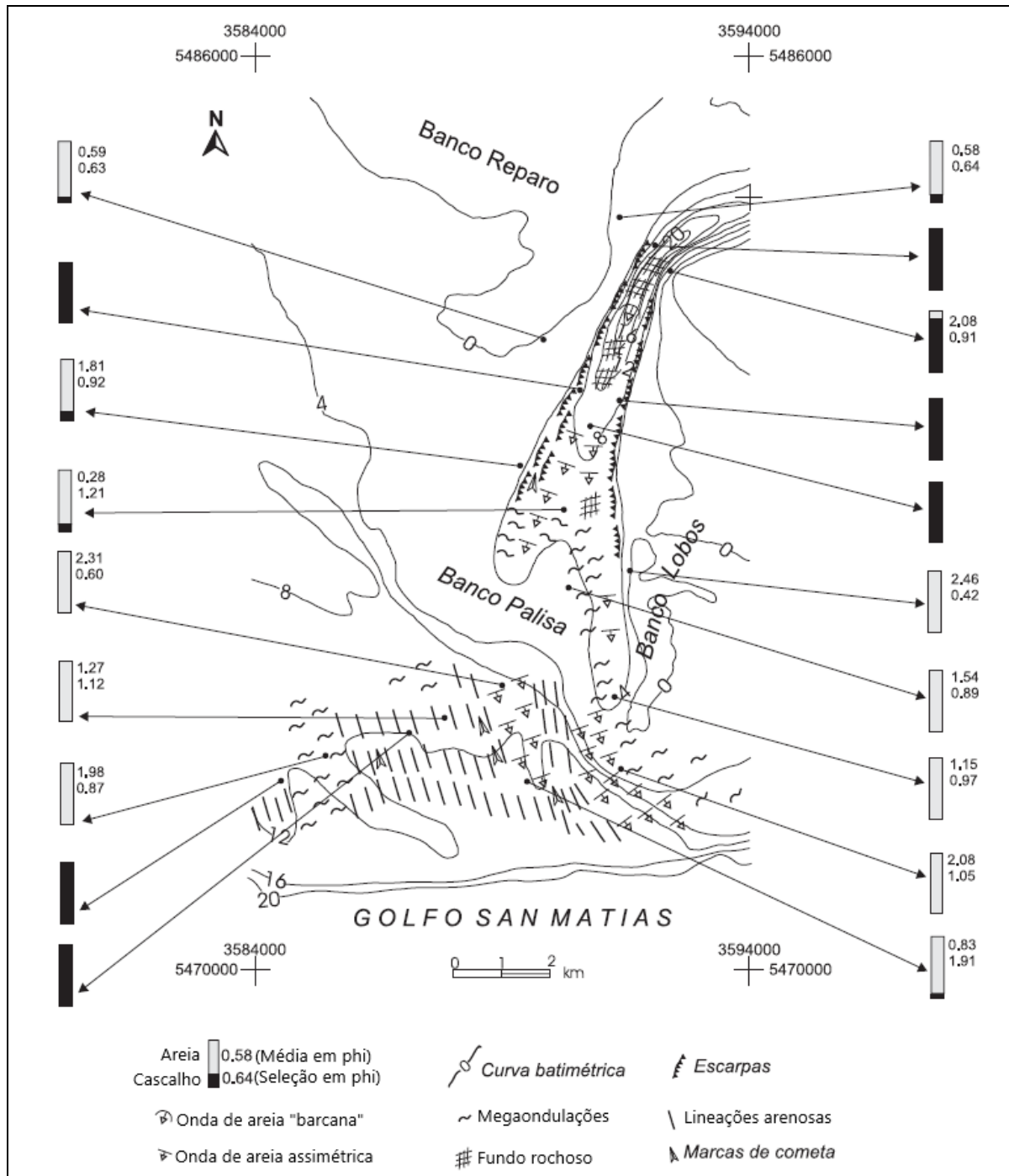


Figura 14. Distribuição das formas de fundo associadas ao delta de maré vazante da Bahía San Antonio e os locais das amostragens de sedimentos. Modificado de Aliotta *et al.* (2000).

Na plataforma estudada as *ripples* e as lineações estão organizadas de acordo com a corrente da maré dominante. As marcas de erosão, embora sejam características erosivas, aparecem exclusivamente em setores com pouca cobertura arenosa. Estão associadas a velocidades superiores a 60 cm/s e, também, indicam a direção do transporte de sedimentos como carga de fundo. Por outro lado, a partir da observação analítica da distribuição das geoformas, conclui-se que todo o arranjo

sequencial está orientado para o sudeste, evidenciando a dinâmica sedimentar regional.

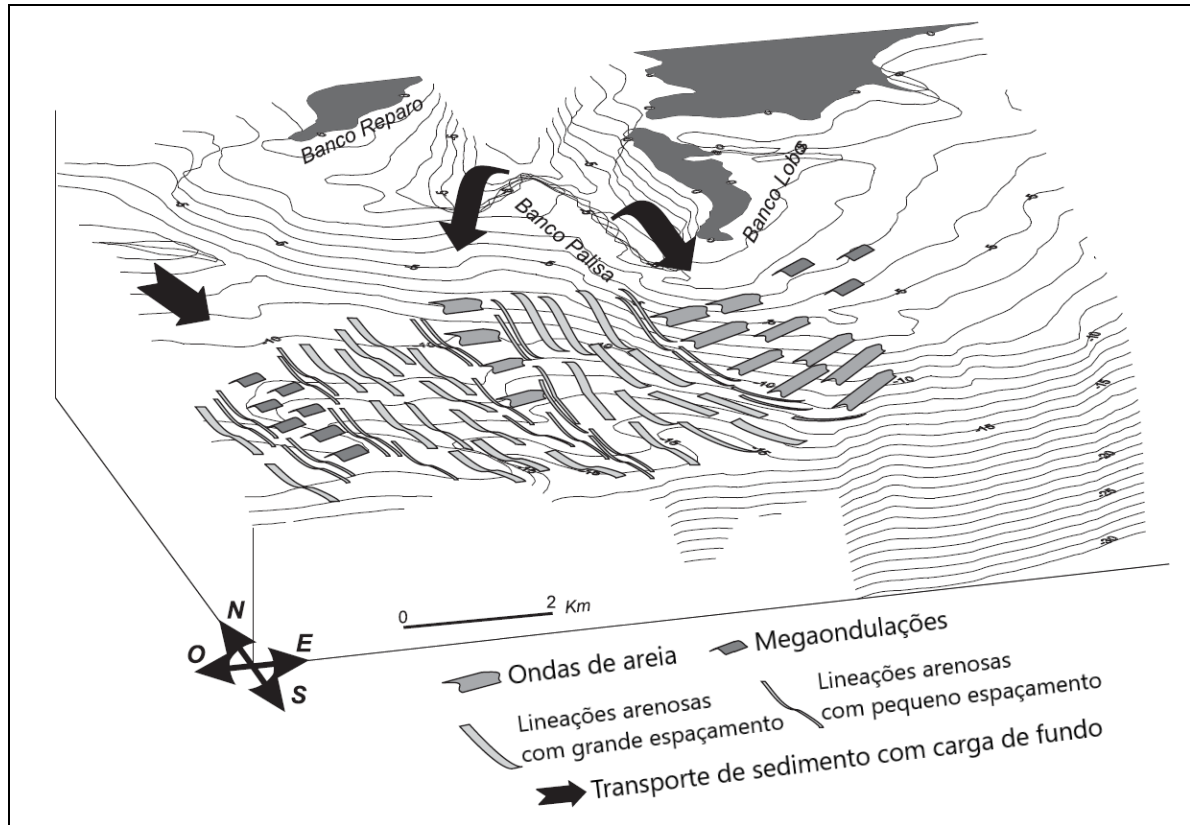


Figura 15. Diagrama 3D da distribuição das formas de fundo e o padrão de transporte de sedimentos associados ao delta de maré vazante. Modificado de Aliotta *et al.* (2000).

Finalmente, fazendo uma avaliação genérica das geoformas, considera-se que a disponibilidade de material arenoso mobilizado como carga de fundo é o fator determinante, embora não o único, para a geração sequencial dos diferentes tipos de formas desenvolvidas. À medida que a disponibilidade sedimentar aumenta, uma sucessão é estabelecida, consistindo em: linhas sedimentares com grande espaçamento, linhas sedimentares com pequeno espaçamento e marcas de erosão (*ripples* e *megaripples*).

4.3.3 Cordões litorâneos praias (*Beach Ridge*).

Segundo observações realizadas em campo ao longo da faixa de praia do entorno da Bahía San Antonio (Fig. 16), os depósitos de conchas na forma de cristas de praia são mais recorrentes, tanto os antigos como modernos. A seguir são apresentadas considerações hidrodinâmicas e sedimentológicas para formação

destes depósitos.

As cristas de praia são depósitos de sedimentos construídos pelas ondas e marés na região da pós-praia, e acumulados principalmente sobre a superfície da berma, a qual se encontra acima do limite da maré alta (supramaré), e também, sobre a face de praia (intermaré). A elevação do nível d'água sobre a pós-praia é proporcional à altura da onda e a amplitude das marés (tanto da maré astronômica, quanto da maré de tempestade). O incremento do nível médio d'água produzido pelas ondas eleva a posição média da linha da praia através do *set-up* e o do *run-up* da onda para cada onda incidente, ou seja, pelas oscilações do espraiamento (*swash*) sobre o nível médio d'água.

Os depósitos de conchas dessa região excedem a média da altura das marés altas e encontram-se bem preservados. A elevada altura dos depósitos e o grande tamanho dos bioclastos tornam as cristas resistentes à erosão pelas ondas e mesmo pelos ventos. Nestas localidades são encontrados extensos depósitos de coquinas, acumulados na forma de cristas de praias, constituindo uma ampla planície de cristas de praias. As cristas são contínuas e se estendem de modo paralelo a subparalelo à praia. As cristas representam sucessivas posições desconectadas da atual linha de praia, reproduzindo um contínuo sistema de progradação praial.

4.4 Campo na área de estudo

No período de 17/05/2019 a 22/05/2019 foi realizado uma saída de campo na região noroeste do Golfo San Matías, na província de Rio Negro, correspondente ao local de estudo. Efetuado através da parceria entre a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e a Petrobras. Tendo como participantes: o Professor Eduardo Puhl (Coordenador - Pesquisador); Professor Elírio E. Toldo Jr. (Pesquisador); Dr. Cristiano Fick (Pós Doutorando); e o Me. Felipe R. Secco da Silva (Doutorando) como integrantes da UFRGS, e a Geóloga Senior Maria Rosilene Ferreira Menezes Santos (Msc.) CENPES/PDEP/GSE da Petrobras. Os principais objetivos desse campo foram:

1. Reconhecimento dos depósitos marinhos de bivalves e gastrópodes, pleistocênicos, holocênicos e recentes, com ocorrência na região noroeste do Golfo San Matías, na Argentina.
2. Análise, no campo, dos principais mecanismos associados ao

transporte de bioclastos ao longo e perpendicularmente a praia, em um ambiente de golfo submetido a macromarés e elevadas alturas de onda.

3. Análise do modo de transporte e as principais áreas fontes e de “sumidouros” de bioclastos, particularmente os possíveis sumidouros *offshore*, associado a correntes induzidas por ondas e marés.

4. Análise das mudanças morfológicas e a evolução dos depósitos bioclásticos associados as cristas de praia (*beach ridge*).

Estas informações analíticas e fotográficas (Fig. 16) foram utilizadas para complementar as análises realizadas neste trabalho.



Figura 16. Conjunto de fotos que caracterizam a geomorfologia dos locais selecionados, obtidas entre 17/05/2019 a 22/05/2019, na Península Villarino, e localizadas na área de estudo conforme Figura 22.

5 METODOLOGIA

O presente estudo foi desenvolvido a partir da criação de um sistema de informações geográficas (SIG), com intuito de mapear a evolução dos depósitos costeiros ricos em conchas carbonáticas da Península Villarino. Para tal, utilizou-se o software ArcGIS 10.5® e imagens de satélite Landsat, previamente georreferenciadas pelo software LPGS_15.4.0., provenientes da base de dados da USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). O sistema de coordenadas utilizado foi o sistema UTM (*Universal Transversa de Mercator*), Z 20 S e o datum WGS-84.

5.1 Metodologia do mapeamento

Foram adquiridas imagens dos sensores Landsat 5TM, 7^{ETM} e 8^{OLI}; as quais compreendem o período de captação dos anos de 1986 até 2020. Com isso, foi possível realizar uma análise temporal da evolução morfológica de 34 anos (maior intervalo disponível).

As imagens para a composição dos mapas de evolução temporal têm resolução espacial com tamanho de pixel de 30 m. A banda espectral utilizada foi a n° 5, que nas imagens Landsat 5 e 7 têm o comprimento de onda de 1,55 - 1,75 μm , e nas imagens Landsat 8 têm o comprimento de onda de 0,85 - 0,88 μm (Tab. 1). Foi escolhida esta banda espectral, pois permitiu melhor contraste para visualização do limite entre a linha de costa do concheiro e o terraço de maré arenoso nas imagens, o qual serviu de geoindicador para o traçado da linha de praia de cada ano observado. A imagem que foi utilizada como pano de fundo para a colocação das informações geradas nos mapas de evolução temporal tem resolução espacial com tamanho de pixel de 15 m, e banda espectral pancromática n° 8 (0,50-0,68 μm).

Tabela 1. Datas e detalhes das imagens Landsat utilizadas no estudo.

Data de Aquisição	Satélites	Banda	Sensores	Comprimento de onda (μm)	Resolução Espacial (m)	RMSE (m)
08/12/2020	Landsat 8	5	OLI	0,85 - 0,88	30	5,783
22/03/2013						5,668
24/05/2003	Landsat 7	5	ETM	1,55 - 1,75	30	5,023
26/11/1998						4,636
10/01/1992	Landsat 5	5	TM	1,55 - 1,75	30	4,530
01/05/1986						4,558

Observações: OLI = *Operational Land Imager*, ETM = *Enhanced Thematic Mapper Plus*, TM = *Thematic Mapper*, RMSE = *Root Mean Square Error*.

Foram escolhidas imagens para a condição de maré baixa (baixa-mar), de modo que toda a exposição dos concheiros fosse visível. Além disso, optou-se por imagens com baixa cobertura de nuvens e com melhor centralização da área de estudo, o que garante melhor visualização e menor distorção óptica do alvo.

Na Figura 17 pode-se observar, à direita, o recorte da área de estudo em destaque, formulada em uma composição espectral na banda 8. Esse comprimento espectral pancromático (0,50 - 0,68 μm) permite diferenciar, a partir do alto contraste, as áreas ricas em areia siliciclástica (terraços de intermaré e dunas eólicas com mais baixa reflectância) dos concheiros (supramaré/com alta reflectância) podendo visualizar as diferentes geomorfologias das seções nas fotos retiradas no campo de reconhecimento da área na Figura 16.



Figura 17. Imagem mostrando, ao fundo, o Golfo de San Matías, e em detalhe a direita, a imagem de satélite (Landsat-8, 2020), a área de estudo.

5.2 Mapa com a localização das seções transversais e das posições das linhas de praia entre 1986 e 2020 no entorno da Península Villarino

Para execução do traçado sobre a linha de costa, foi criado um *shapefile polyline*, com o devido sistema de coordenadas UTM escolhido, individualmente para a imagem de cada ano estudo. E utilizando o contraste visual (Fig. 18), manualmente foi disposta a linha no limite entre o concheiro (pixels com maior refletância) e terraço de maré arenoso (pixels com menor refletância) percorrendo toda a periferia da Península Villarino. Objetivando o traçado da feição geomorfológica do alvo: os depósitos de supramaré ricos em conchas de moluscos

(Fig. 16).

Na Figura 18 pode-se observar o contraste visual das distintas feições geomorfológicas: nas setas azuis podemos ver o terraço de intermaré arenoso, nas setas amarelas as dunas eólicas e nas vermelhas os concheiros, sendo que o depósito de conchas está evidenciado, com a cor esbranquiçada, devido ao maior grau de refletância.

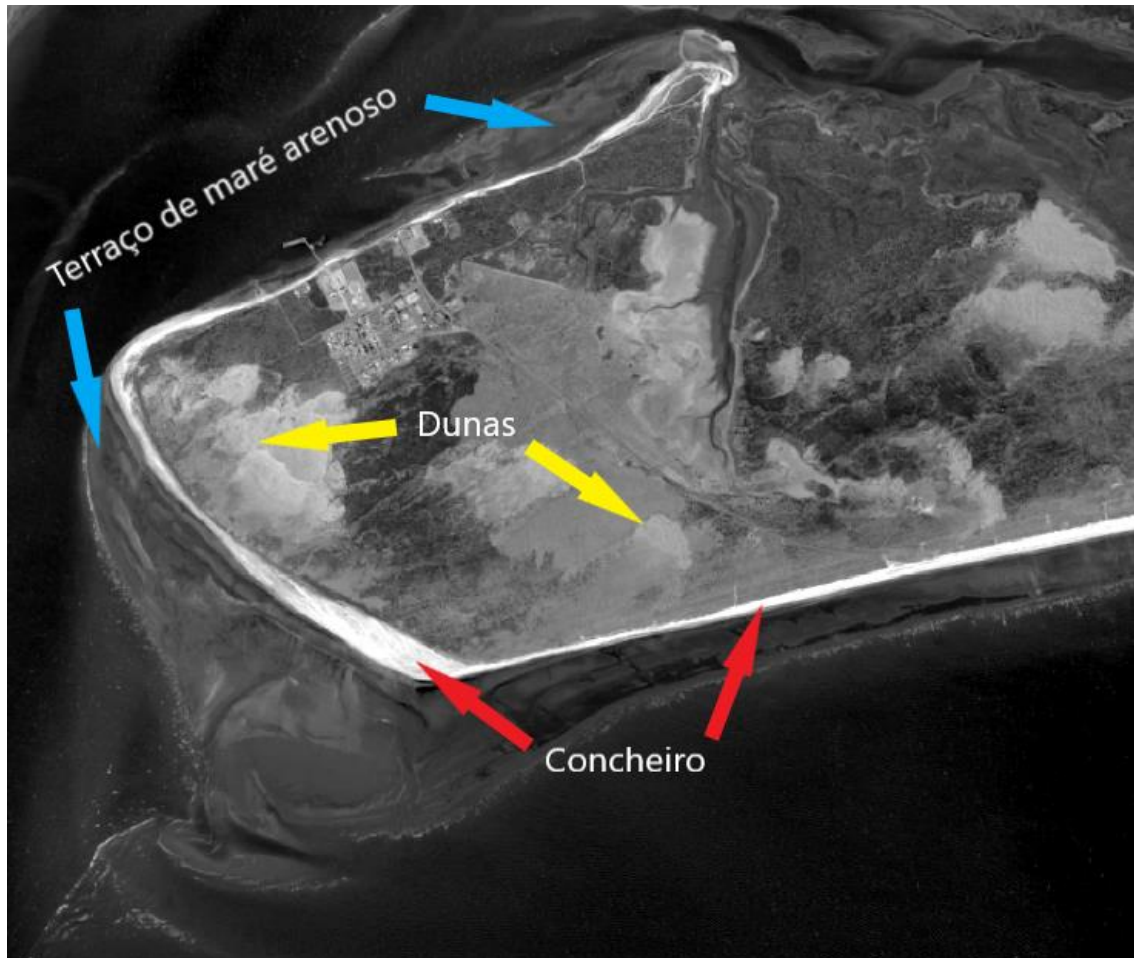


Figura 18. Satellite image (Landsat-8, 2020), highlighting geomorphological variability of deposits at the Villarino Peninsula including tidal terraces, dunes, and shell accumulations.

Desta forma, utilizando a banda espectral 8 como imagem de fundo, foi possível compor um mapa que mostra ao longo do tempo a evolução dos limites espaciais da acumulação bioclástica, revelando as zonas de deposição/progradação (ganho) e erosão/retrogradação (perda).

Para calcular a evolução da área espacial (km^2) do concheiro no período estudado (34 anos), foi traçado sobre o limite entre o concheiro (pixels com maior refletância) e as dunas (pixels com menor refletância) uma linha no formato de

shapefile polyline, utilizando como referência imagem Landsat 8, 2020 (pancromático 0,50 - 0,68 μm). Também, foram usadas as linhas de costa dos anos de 1986 e 2020, feitas anteriormente para acompanhamento temporal do concheiro. Posteriormente foi criado um *shapefile polygon* para o ano de 1986 e outro para 2020. Para delimitar a área de cada poligonal foi traçado sobre a linha do pós-praia e a linha da beira da praia, referente a cada ano, contornando toda área estuda do concheiro.

A área espacial do concheiro calculada no ano de 1986 foi de 1,13 km^2 , e para o ano de 2020 foi de 1,52 km^2 , resultando em um acréscimo na área total de 0,39 km^2 no período estudado (34 anos).

Com o objetivo da análise evolutiva dos concheiros da área de estudo, optou-se por traçar seções transversais à linha de costa ao longo do contorno da Península Villarino. Desta maneira, foram analisadas 08 seções em locais considerados representativos geomorfologicamente (Tab. 2). Em cada seção foram registradas as coordenadas (Datum WGS-84) iniciais, em Terra, e finais, no Mar.

Tabela 2. Coordenadas de localização das seções transversais (Datum WGS-84).

Seções	Terra	Mar	Feição Geomorfológica
A	40°49'33.99" S	40°49'39.62" S	Praia de crista única ativa
	64°50'32.01" O	64°50'30.45" O	
B	40°49'44.80" S	40°49'53.98" S	Escarpa
	64°51'52.65" O	64°51'49.77" O	
C	40°49'30.26" S	40°49'43.27" S	Pontal
	64°52'51.36" O	64°53'13.00" O	
D	40°48'59.73" S	40°49'05.31" S	Cordão de <i>beach ridges</i>
	64°53'51.95" O	64°54'03.58" O	
E	40°48'35.82" S	40°48'40.00" S	Praia de crista ativa
	64°54'14.22" O	64°54'23.93" O	
F	40°48'24.41" S	40°48'16.10" S	Pontal
	64°54'17.05" O	64°54'25.86" O	
G	40°47'51.88" S	40°47'46.69" S	Escarpa
	64°52'45.30" O	64°52'49.39" O	
H	40°47'01.83" S	40°46'59.22" S	Pontal
	64°50'47.32" O	64°50'51.21" O	

A partir do traçado dos limites espaciais do concheiro da Península Villarino nas imagens Landsat 5TM, 7^{ETM} e 8^{OLI}, entre o período de 1986 a 2020, foi gerado o mapa que apresenta a movimentação espaço-temporal dos depósitos bioclásticos

(Fig. 19). Através desse mapa, pode-se ter uma visão geral dos setores onde ocorrem progradação e retrogradação dos concheiros. Para quantificar as taxas de deslocamento dos limites espaciais das acumulações bioclásticas, foram determinadas seções transversais de análise ao longo da linha de costa da península.

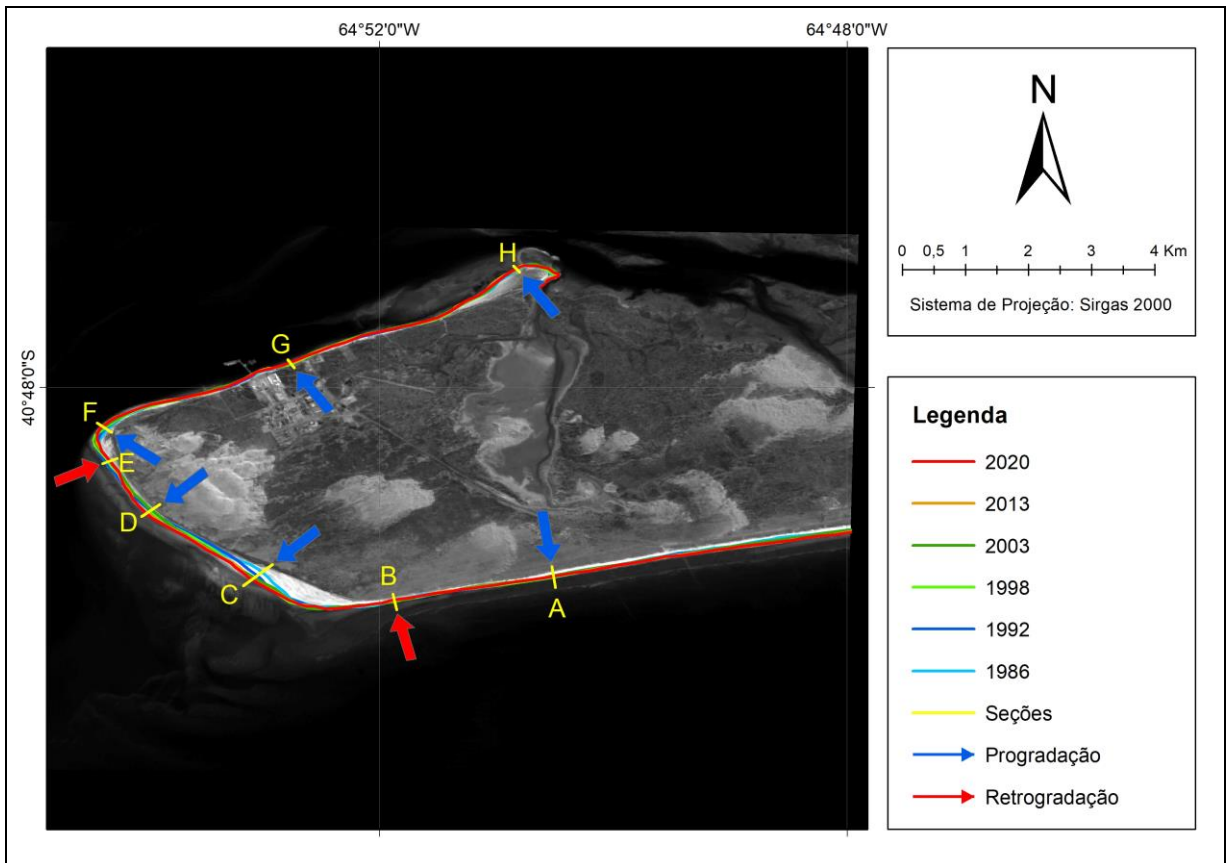


Figura 19. Mapa de monitoramento do concheiro sobre imagem Landsat-8 (2020), com a localização das seções transversais e a posição das linhas de praia entre 1986 e 2020 no entorno da Península Villarino.

Os valores de deslocamento medidos na imagem (Fig. 19), para as 8 seções transversais, são apresentados na Tabela 3, onde em cada seção foram registradas, as medidas para cada sub-período analisado, a resultante para todo o período analisado (1986 – 2020), e a última linha da Tabela indica as taxas médias de evolução (m/ano).

Tabela 3. Mobilidade da linha de praia. Os sinais negativos (-) correspondem aos períodos retrogradantes, e os sinais positivos (+) para aqueles com comportamentos progradantes.

Anos/Seções	A (m)	B (m)	C (m)	D (m)	E (m)	F (m)	G (m)	H (m)
2013 - 2020	0,49	-10,99	3,29	20,26	0,27	-3,83	9,03	5,56
2003 - 2013	16,59	-21,63	35,43	65,37	8,65	21	-1,89	0,21
1998 - 2003	-25,6	15	-14,19	-10,71	-25,79	15,64	16,66	2,87
1992 - 1998	-5,13	-1,14	61,96	-5,61	-37,12	10,59	-21,37	3,66
1986 - 1992	20,23	-2,66	78,74	-17,27	0,2	32,3	2,2	7,92
1986 - 2020	6,34	-21,39	165,49	51,89	-53,8	75,69	4,61	20,22
Taxa 1986 - 2020	0,19	-0,63	4,87	1,53	-1,58	2,23	0,14	0,59

5.3 Mapas de acompanhamento temporal do concheiro de 1986 a 2020, com destaque para cada seção

Depois de traçado os limites espaciais do concheiro da Península Villarino nas imagens Landsat 5TM, 7^{ETM} e 8^{OLI}, entre o período de 1986 a 2020, e traçado as 8 seções transversais à linha de costa, foram gerados os mapas de acompanhamento temporal do concheiro, com destaque a cada seção transversal (Apêndice A e B), mostrando seu deslocamento (visual e numérico), sobre a imagem Landsat referente ao último ano de cada período analisado. Os sinais negativos (-) foram colocados nos períodos retrogradantes, e os sinais positivos (+), para os períodos progradantes. Desta forma, através desses mapas é possível apresentar a evolução do concheiro com destaque para cada seção, como também para cada período analisado.

5.4 Cálculo da taxa de incerteza

Para estimar o grau de incerteza da taxa de mudança da linha costeira (T_i), o método proposto por Fletcher *et al.* (2012) foi usado. Ele assume que a incerteza total nos cálculos da taxa de mudança da linha costeira anual é dada pela raiz quadrada da soma dos quadrados dos erros dividida pelo período analisado (Eq. 1), também utilizado por Dar e Dar (2009); Appeaning *et al.* (2011); Miranda (2019); Yadav *et al.* (2021); entre outros:

$$T_{i(m/anos)} = \pm \frac{\sqrt{E_{img1}^2 + \dots + E_{imgn}^2 + E_p^2}}{T} \quad (1)$$

Onde, E_{img1} , ..., E_{imgn} são os erros de retificação da imagem (Tab. 1), E_p é o erro de pixel (30 m) e T é o período de tempo (anos). Tal abordagem pressupõe que os erros do componente são normalmente distribuídos (Appeaning *et al.*, 2008; Dar e Dar, 2009; Appeaning *et al.*, 2011; Jonah *et al.*, 2016).

A incerteza relacionada à amplitude da maré não foi levada em consideração porque as imagens foram adquiridas em momentos de maré baixa.

A taxa de incerteza da linha de costa calculada para o período estudado foi de 0,95 m.

5.5 Incidência de ondas na Península Villariano

Para melhor entendimento dos processos geomorfológicos no entorno da península Villarino, foi estudado a incidência das ondas que ocorrem nesse local, influenciadas pelas ondas de mar aberto do Golfo San Matías, como também, as dos ventos locais da Bahía San Antonio. Para isso, foi analisado os dados de onda do Golfo San Matías (Tab. 4), e buscou-se referências dos ventos locais que incidem nessa área. A partir dessas informações, pode-se interpretar a interação das ondas com o terraço de maré arenoso ao redor de San Antonio Este, e o quanto isso influencia na corrente de deriva e o deslocamento de sedimentos siliciclásticos.

Os dados de ondas do Golfo San Matías apresentados na Tabela 4 foram obtidos da série entre 01/01/1993 a 31/12/2019, com 78.888 registros (Copernicus Marine Service – EU, 2020), os quais permitiram a descrição da H_s = altura significativa, H_{max} = altura máxima, T_{max} = período máximo, Dir = direção de aproximação, QD = quadrante, das ondulações provenientes do golfo e incidentes sobre a península.

Tabela 4. Dados de ondas do Golfo San Matías incidindo na fase sul da Península Villarino.

$H_s(m)$	$H_{max}(m)$	$T_{max}(s)$	$Dir(^{\circ})$ Dominante	$QD.$
1,01	5,52	8,98	140,76	SE

A imagem da Figura 20 mostra o quadrante da direção da onda dominante do

Golfo San Matías de SE (Tab. 4), este predomínio de ondas de SE é causado pela influência das ondas de mar aberto que incidem dentro do Golfo, geradas no Oceano Atlântico. Já a refração das ondas de SE que incidem no pontal sul da Península Villarino ocorrem pela interação com terraço de maré arenoso e a influência dos ventos locais de oeste (Aliotta *et al.*, 2000). Esta refração interfere nos depósitos de sedimento transportados pela corrente de deriva, causando engordamento no pontal, como também, a troca de direção da corrente de deriva de SO-NO.

Estas ondulações se propagam através do canal para o interior da Bahía de San Antonio, contornando a extremidade oeste da Península Villarino. A mudança do alinhamento da praia favorece a dispersão dos raios de onda pela mecânica de refração e difração das ondulações, com conseqüente redução do fluxo da energia das ondas incidentes, porém mantendo a capacidade de transportar os bioclastos nesta direção (Fig. 20).



Figura 20. Imagem (© Google Earth Pro, 2022) mostrando o quadrante da direção da onda dominante do Golfo San Matías de SE, e a refração das ondulações pela interação com o pontal da Península Villarino.

A imagem da Figura 21 mostra o quadrante da direção da onda dominante da Bahía San Antonio de oeste, causado pelos ventos locais dessa direção (Aliotta *et al.*, 2000). A refração das ondas de oeste que ocorrem pela interação com o terraço

de maré arenoso da face norte da Península Villarino, influenciando a corrente de deriva para NE, gerando suave progradação dos depósitos de conchas (Fig. 22). Pelo fato de ser uma região abrigada dentro da Bahía San Antonio, está protegida das ondas do mar aberto (Favier Dubois *et al.*, 2008), como também está próxima do Porto de San Antonio, assim consegue-se manter estabilizada.



Figura 21. Imagem (© Google Earth Pro, 2022) mostrando o quadrante da direção da onda dominante da Bahía San Antonio de oeste, e a refração das ondulações pela interação com face norte da Península Villarino.

5.6 Corrente de deriva no entorno da Península Villariano

Para executar o mapa de acompanhamento temporal do concheiro com a interpretação evolutiva entre 1986 e 2020, mostrando as seções ao longo do concheiro de San Antonio Este, e o sentido da corrente de deriva (Fig. 22), foi utilizado como plano de fundo a imagem de satélite Landsat banda 8, 2020 (pancromático 0,50 - 0,68 μm) com resolução espacial de 15 m. Para execução do traçado sobre a linha de costa, foi criado um *shapefile polyline*, com o sistema de coordenadas UTM (*Universal Transversa de Mercator*), Z 20 S e o datum WGS-84, e utilizando as linhas de costa dos anos de 1986 e 2020 como referência, feitas anteriormente para acompanhamento temporal do concheiro, foi traçado a linha com a interpretação da evolução do concheiro.

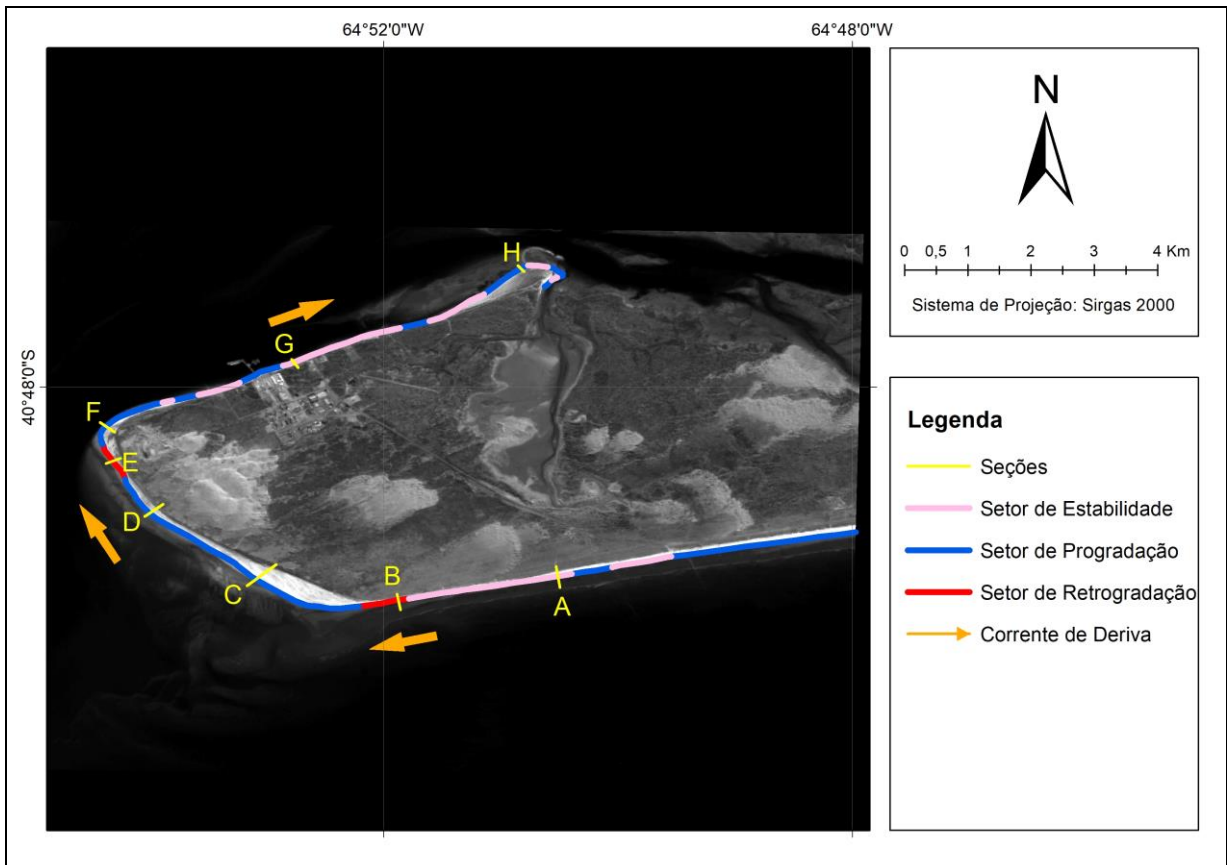


Figura 22. Mapa de acompanhamento temporal do concheiro com a interpretação de evolução entre 1986 e 2020 sobre a imagem Landsat-8, 2020. Mostrando as seções ao longo do concheiro de San Antonio Este, e o sentido da corrente de deriva. Setor de estabilidade está nos locais com evolução menor de 10 m.

Para tal, foi medido a distância entre as linha de costa de 1986 e 2020 ao longo da península Villarino: quando a distância da linha de 2020 excedia 10 m em relação a linha de 1986 para o mar, foi caracterizado como setor de progradação (azul); quando a distância da linha de 2020 excedia 10 m em relação a linha de 1986 para a terra, foi identificado como setor de retrogradação (vermelha); e quando a distância da linha de 2020 era inferior a 10 m em relação a linha de 1986, foi nomeado como setor de estabilidade (rosa).

Foram utilizadas as 08 seções posicionadas em locais considerados representativos geomorfologicamente, para auxiliar a visualizar os locais de exposição de evolução do depósito.

A interpretação do sentido da corrente de deriva foi realizada através da análise do padrão de ondas incidentes na linha de costa no entorno da Península Villarino (Fig. 20 e 21). Como também, os geoindicadores nas unidades geomorfológicas correspondentes, juntamente com a descrição da evolução de

progradação e retrogradação registrados nos últimos 34 anos (Tab. 3). Estes fatores sugerem e corroboram para uma deriva litorânea no sentido horário na Península Villarino.

6 ARTIGO

O artigo foi submetido à Revista Brasileira de Geomorfologia, extrato A1 da Qualis CAPES, de modo a preencher o requisito da Norma 103.

14/07/2022 04:28

Chasque Webmail :: [RBG] Agradecimento pela submissão

[RBG] Agradecimento pela submissão



De Leonardo José Cordeiro Santos via Revista Brasileira de Geomorfologia <pen-bounces@emnuvens.com.br>
Para Cristian Schenk <cristian.schenk@ufrgs.br>
Responder p... Leonardo José Cordeiro Santos <santos.ufpr@gmail.com>
Data 2022-07-14 04:22

Cristian Schenk,

Agradecemos a submissão do trabalho "Evolução espaço-temporal dos concheiros na Península Villarino, San Antonio Este, Argentina" para a Revista Brasileira de Geomorfologia.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/authorDashboard/submission/2259>

Login: cristianschenk

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Editores da Revista Brasileira de Geomorfologia

Revista Brasileira de Geomorfologia

<https://rbgeomorfologia.org.br/>

Spatio-temporal evolution of coastal shell accumulation in Villarino Peninsula, San Antonio Este, Argentina

Cristian Valenti Schenk^{1 2}, Eduardo Puhl², Cristiano Fick² e Elírio Ernestino Toldo Junior³, Vinicius Carbone Bernardes Oliveira⁴, Francisco Eduardo Gomes Cruz⁵

¹Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.

Email: cristian.schenk@ufrgs.br

²Núcleo de Estudos em Correntes de Densidade (NECOD), Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.501-970, Porto Alegre, RS, Brasil.

E-mails: eduardo.puhl@ufrgs.br, cristiano.fick@ufrgs.br

³Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.

Email: toldo@ufrgs.br

⁴Centro de Pesquisa Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES/PETROBRAS), Petroleo Brasileiro S.A. Rio de Janeiro, RJ 21941-915, Brazil.

E-mails: viniciuscarbone@petrobras.com.br

⁵PETROBRAS/E&P-EXP, Petroleo Brasileiro S.A. Rio de Janeiro, RJ 20231-030, Brazil.

E-mails: fcruz@petrobras.com.br

Abstract

Accumulations of mollusc shells occur frequently in both modern and ancient sedimentary record, highlighted by the extent of Holocene beach deposits, such as those at Villarino Peninsula, Argentina. To study the spatio-temporal evolution of this shell accumulation, a mapping of the spatial boundaries using images acquired from Landsat 5TM, 7^{ETM}, and 8^{OLI} sensors in 1986, 1992, 1998, 2003, 2013, and 2020, allowed delimitation of the boundary between the shelly beach and the surrounding environments for each year. In addition, eight cross-sections of the coastline were constructed at geomorphologically representative locations to measure the respective displacements, and reveal the deposition/progradation and erosion/retrogradation zones. Through this study, it was possible to register the variability of the evolutionary behavior of shells accumulation along the beach system through a period of 34 years, in which the sites with progradation (deposition) exhibit well-developed shore ridges, while sites with retrogradation and stability, show erosive features of escarpment and beaches with gentle ridges. The mapping of these geoindicators allows us to conclude that beach extensions with progradation conquered

retrogradation and to interpret that the coastal drift along the Villarino Peninsula occurred in a clockwise circular pattern.

Keywords: shell accumulation; Landsat image; space-time evolution; Villarino Peninsula.

INTRODUCTION

Shell accumulations of mollusc shells are typical of coastal environments dominated by waves with a large quantity of bioclastic material. Such deposits usually occur as beach ridges that can be isolated or grouped and are formed by the transport of carbonate shells from the shallow marine zone to the beach. Reworking and transference of shells towards the beach are associated with the action of storm waves during high tide conditions when the surfing and spreading processes on them promote the migration and accretion of carbonate shells in the subaerial zone of the beach system (Otvos, 2000; Otvos, 2020; Fick *et al.*, 2021).

An important shell accumulation occurrence is located at the coastal zone of San Antonio Este, Río Negro province, Argentina. This Patagonian region, also called Villarino Peninsula, is surrounded by beach ridges composed by volcanic gravel and with large number of whole molluscs shells and fragments (Kokot & Dubois, 2017). Wave action and associated currents (rip and coastal drift currents) are the most significant mechanisms of sediment transportation and deposition in these coastal and shallow water environments (Nichols, 2009). Such processes control the environment morphodynamics, involving adjustment and balance dynamics (Carter & Woodroffe, 1994) that encompass the formation of geomorphological elements such as beach ridges, spits, and submerged bars. The spatio-temporal evolution of these elements is also dependent on the type and abundance of sediments that make up the beach system (Sonu, 1973; Sunamura, 1984).

In coastal regions, episodes of retrogradation and progradation are geomorphologically recorded as erosive forms such as coastal terraces and escarpments, or as depositional features like beach ridges, tidal alluvium, and beaches (Shackleton, 1987), respectively. On the other hand, the Villarino Peninsula coast has a wide geomorphological variability with single ridge beaches, beach ridges, spits, and escarpments, mainly composed by bioclasts and exhibiting depositional and erosive sectors side by side. However, at this place, there are not

mapping studies of the beach line mobility applied to the quantification of the retrogradation and progradation patterns of the shell accumulation associated with the hydrodynamics of this coastal region. A tool widely used in the study of coastal regions evolution is the remote sensing in conjunction with a Geographic Information System (GIS) project (Cloutis, 1989; Barboza *et al.*, 2007; Rosa *et al.*, 2007). Satellite remote sensing can be defined as the acquisition of information about objects without direct contact with them using satellite images for the detection and measurement of changes these objects impose on the electromagnetic field (Novo, 2010).

Saying that, this work aims to quantify the spatial movement of the boundaries of shell accumulations (bioclastic concentrations) along the Villarino Peninsula coastline, through the analysis of satellite images. For such approach, we mapped the spatial behavior of the shell accumulation over time with the identification of areas of progradation (deposition) and retrogradation (erosion). In addition, rates of progradation and retrogradation were quantified at different points of shell accumulation along the coast of the peninsula, and a discussion is proposed linking coastal processes and geomorphological features, together with the influence of coastal drift (intensity and direction of waves) on the different rates of movement for the shell accumulation.

STUDY AREA

The study area is located on the outskirts of San Antonio Este, a port city in the Río Negro Province, Argentina (Fig. 1). This locality occupies the Villarino Peninsula, which makes up the eastern portion of the San Antonio Bay in the northern sector of the San Matías Gulf (Atlantic Ocean). The coastline of this peninsula (~20 km) shows an expressive occurrence of Holocene supratidal deposits, characterized by the following geomorphological features: berm ridges, beach ridges, spits, and escarpments (Charó *et al.*, 2014). These coastal bodies are mainly composed of mollusk shells (coquinas) and, to a lesser extent, with pebbles and volcanic gravels. In addition, sandy intertidal terraces and active and vegetated aeolian dunes stand out in the back of the beach. The study area is also distinguished by the tidal range, which on average is around 6 m (macro-tide) but can reach up to 9.62 m during syzygy tides (Aliotta *et al.*, 2000; Naval Hydrography Service 2016). The Holocene deposits at Villarino Peninsula overlap the Pleistocene

San Antonio Formation, which is composed of conglomeratic facies of mixed composition including siliciclastic, volcanic and bioclastic components (Mouzo, 2014; Aliotta *et al.*, 2000).

The Villarino Peninsula is a reference site for shell accumulation deposits because of the large amount of bioclasts there, and due to the morphological variability that interacts with the deposits, including plains and tidal channels, beach ridges, spits, beaches, and dunes (Carbone, 2007). The San Antonio Bay, that keeps the beach sheltered from ocean storms, is mainly controlled by the sedimentary dynamics (Aliotta *et al.*, 1993; Isla, 1995) in a macro-tidal regime (Schnack *et al.*, 1986; Aliotta *et al.*, 2000). The northern coast of the San Matías Gulf is directly under the effects of the open sea, and during stormy periods with southeasterly winds, records >3 m-high waves and coastal drift from east to west (Kokot, 1999; Kokot *et al.*, 2013).



Figure 1. Location map of San Antonio Este study area and morphological details surrounding the San Matías Gulf, Río Negro Province, Argentina. © Bing Maps 2022.

MATERIALS AND METHODS

This study started with the creation of a Geographic Information System (GIS) to map the evolution of coastal deposits with abundant carbonate shells at the Villarino Peninsula. We used the ArcGIS 10.5® software and Landsat satellite images, previously georeferenced by the LPGS_15.4.0 software from the USGS database (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). The coordinate system used in the study

was the UTM system (Universal Transverse Mercator), Z 20 S and the WGS-84 datum.

From May 17th to 22nd, 2019, we run a field trip to the northern region of the San Matías Gulf, in the Río Negro Province, which is the location of the study area. The main objectives of this field trip were to carry out the recognition of Pleistocene and Holocene coastal deposits of bivalves and gastropods; to investigate the main mechanisms associated with long-shore and cross-shore transportation of sediments; and to verify the morphological changes and the evolution of bioclastic deposits associated with the beach ridges. This analytical and photographic information (Fig. 2) complement the analysis performed with the ArcGIS software and the remote sensing.



Figure 2. Images from shell accumulations at the Villarino Peninsula showing the characteristics of the morphology of the selected deposits. (A) Active single shore ridge; (B) Escarpment; (C) Spit; (D) Beach ridge foreset; (E) Active single shore ridge; (F) Spit; (G) Escarpment; (H) Spit. These images were acquired during the field trip held between May 17th and 22nd, 2019.

The steps performed in this research are summarized in Figure 3 and described below.

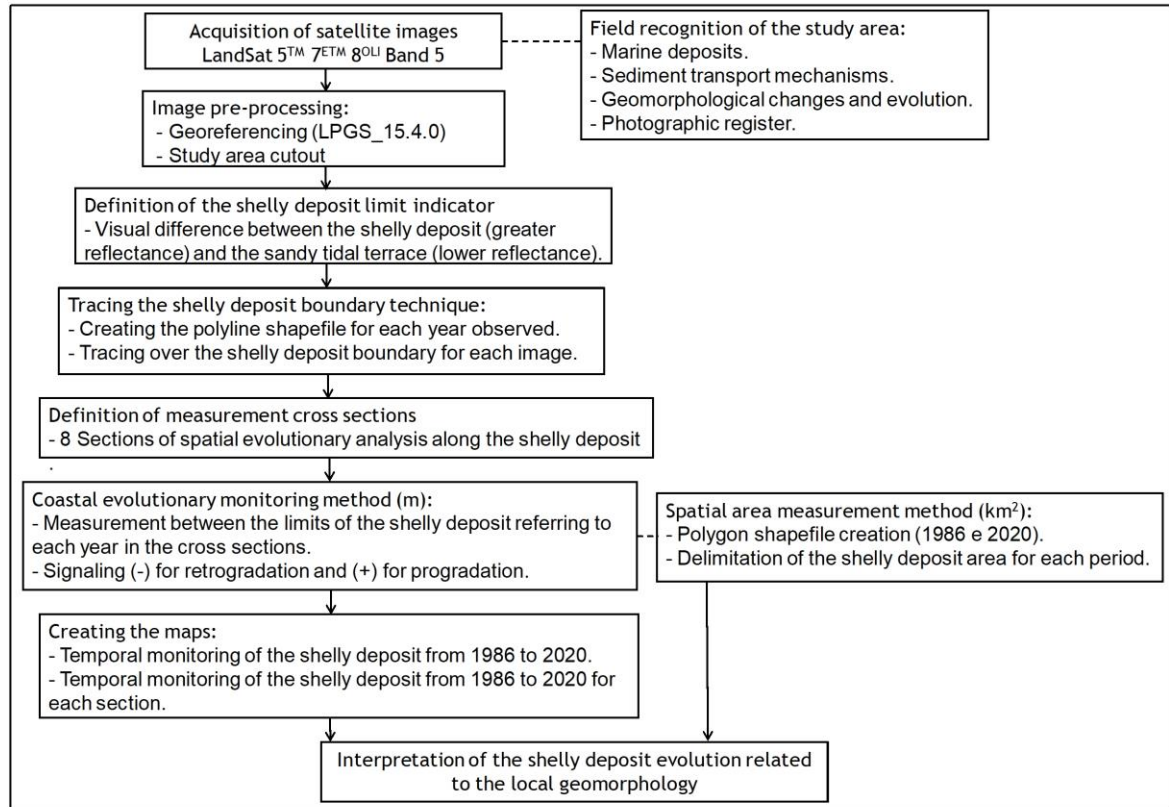


Figure 3. Flowchart with the main steps of the methodology applied in this study.

Images from Landsat 5TM, 7^{ETM}, and 8^{OLI} sensors were acquired from 1986 to 2020. Using all these images, it was possible to perform a temporal analysis encompassing 34 years of morphological evolution, that represents the longest available interval for the analysis.

The images used for the composition of temporal evolution maps have spatial resolution at a pixel size of 30 m. The n° 5 spectral band for the Landsat 5 and 7 images has wavelength of 1.55 - 1.75 μm , and for the Landsat 8 images, wavelength is 0.85 - 0.88 μm (Tab. 1). This spectral band was chosen because it allowed better contrast to visualize the limit in the images, between the shell accumulation shoreline and the sandy tidal terrace. This limit served as a geoinicator to trace the beach line for each year analyzed. The image used as a background to receive the information generated from the temporal evolution maps has a spatial resolution at a pixel size of 15 m and the panchromatic spectral band n° 8 with wavelength of 0.50-0.68 μm (Fig. 4).

Table 1. Dates and details of Landsat images used in the study.

Date of acquisition	Satellites	Band	Sensors	Wave-length (μm)	Spatial Resolution (m)	RMSE (m)
08/12/2020	Landsat 8		OLI	0,85 - 0,88		5,783
22/03/2013						5,668
24/05/2003	Landsat 7	5	ETM		30	5,023
26/11/1998						4,636
10/01/1992	Landsat 5		TM	1,55 - 1,75		4,530
01/05/1986						4,558

OLI = Operational Land Imager, ETM = Enhanced Thematic Mapper Plus, TM = Thematic Mapper, RMSE = Root Mean Square Error.

Images were chosen for the low-tide condition, so that the entire exposure of shell accumulations was visible. In addition, selected images contain low-cloud cover and a better centralization of the study area, which ensured better visualization and less optical distortion of the target.

The Landsat band 8, 2020 satellite image shown in Figure 4 was used as a background. This high-contrast panchromatic spectral length (0.50 - 0.68 μm) allowed to differentiate areas that are rich in siliciclastic sand (like intertidal terraces and aeolian dunes with lower reflectance) from the areas of shell accumulations (like the supratidal with high reflectance). According to Isla *et al.* (2001), these areas correspond to a well-marked storm berm characterized by shell deposits. The distinguished geomorphologies of the locations were illustrated by the images taken during the field trip to the area and are shown in Figure 2. The blue arrows in the satellite image below, point to the sandy intertidal terrace and the yellow arrows point to the aeolian dunes, while the red arrows indicate shell accumulations in the peninsula. Note that these shell deposits are evidenced by a whitish color due to the greater degree of reflectance in the image.

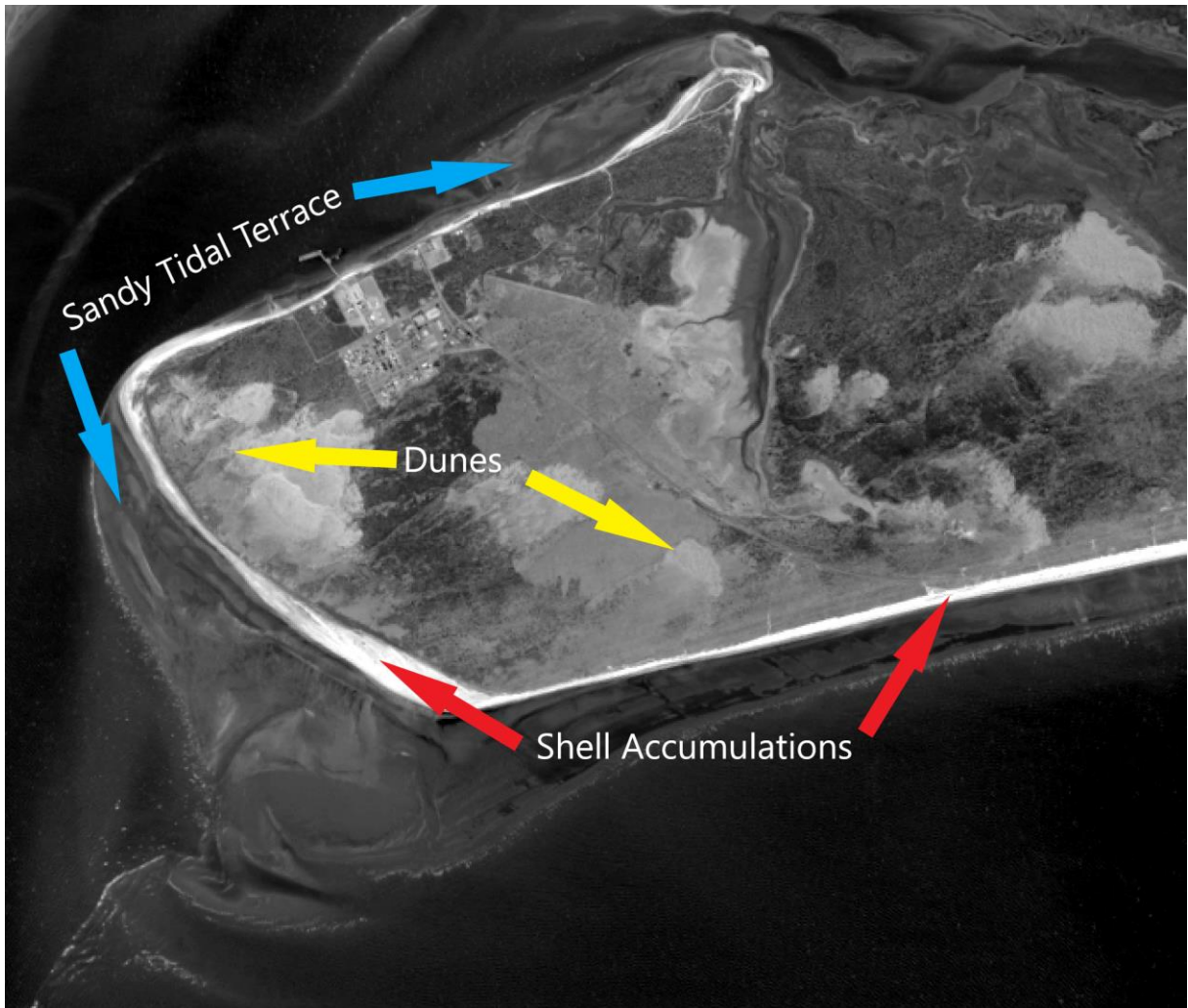


Figure 4. Satellite image (Landsat-8, 2020), highlighting geomorphological variability of deposits at the Villarino Peninsula including tidal terraces, dunes, and shell accumulations.

To trace borderlines for the shelly deposits, a polyline shapefile was created with the appropriate UTM coordinate system for each chosen image of a selected year to be analyzed. By using the visual contrast shown in Figure 4, the line was manually laid out on the boundary between the shell accumulation (pixels with greater reflectance) and the sandy tidal terrace (pixels with less reflectance) covering the entire Villarino Peninsula coast. Then, it was possible to compose a map showing the evolution of the spatial limits of bioclastic accumulation through time, and to unravel deposition/progradation (gain) and erosion/retrogradation (loss) zones (Fig. 5).

To measure the evolution of spatial area (in km²) of the shell accumulations for the time span of this analysis, another line was delineated on the boundary between the shell accumulation and the dunes. The shorelines of the years 1986 and 2020 that were previously traced for temporal monitoring of the shell accumulation, were

also used. Consecutively, shapefile polygons for 1986 and 2020 were created, constraining the area of each polygon that exhibit the boundaries at the back of the beach and on the shoreline, thus, contouring the entire area of shell accumulation.

The spatial area of shell accumulation calculated for 1986 was 1.13 km² and for 2020, it was 1.52 km², which denotes an increase of 0.39 km².

To analyze the evolution of the shell accumulation in the study area, we investigated cross-sections along the coastline of the Villarino Peninsula. Eight cross-sections were analyzed at geomorphologically representative locations (Tab. 2), with the initial coordinates recorded at the onshore part of the section, and the final coordinates recorded at the end of the section seaward.

Table 2. List of cross-section coordinates (Datum WGS-84) and the correspondent geomorphological feature.

Sections	Land	Sea	Geomorphological Feature
A	40°49'33.99" S	40°49'39.62" S	Active single shore ridge
	64°50'32.01" O	64°50'30.45" O	
B	40°49'44.80" S	40°49'53.98" S	Escarpment
	64°51'52.65" O	64°51'49.77" O	
C	40°49'30.26" S	40°49'43.27" S	Spit
	64°52'51.36" O	64°53'13.00" O	
D	40°48'59.73" S	40°49'05.31" S	Beach ridge foreset
	64°53'51.95" O	64°54'03.58" O	
E	40°48'35.82" S	40°48'40.00" S	Active single shore ridge
	64°54'14.22" O	64°54'23.93" O	
F	40°48'24.41" S	40°48'16.10" S	Spit
	64°54'17.05" O	64°54'25.86" O	
G	40°47'51.88" S	40°47'46.69" S	Escarpment
	64°52'45.30" O	64°52'49.39" O	
H	40°47'01.83" S	40°46'59.22" S	Spit
	64°50'47.32" O	64°50'51.21" O	

In order to estimate the degree of uncertainty in the rate of shoreline change (T_i), we used the method proposed by Fletcher *et al.* (2012). It assumes that the total uncertainty in the calculations of rate of annual shoreline changes is given by the square root of the sum of squares of errors divided by the analyzed period (see Equation 1 below). This calculation is also used by Dar and Dar (2009), Appeaning *et al.* (2011), Miranda (2019), Yadav *et al.* (2021) among others:

$$T_{i(m/years)} = \pm \frac{\sqrt{E_{img1}^2 + \dots + E_{imgn}^2 + E_p^2}}{T} \quad (1)$$

where E_{img1} , ..., E_{imgn} are the image rectification errors (Tab. 1), E_p is the pixel error (30 m) and T is the time period (years). Such approach assumes that component errors are normally distributed (Appeaning *et al.*, 2008; Dar and Dar, 2009; Appeaning *et al.*, 2011; Jonah *et al.*, 2016).

The uncertainty related to the tidal amplitude was not considered since the images were acquired at conditions of low-tide, and the shoreline uncertainty rate calculated for the studied time interval was 0.95 m.

RESULTS

A map that shows the movement of bioclastic deposits at Villarino Peninsula was generated after tracing the spatial limits of shell accumulations from the Landsat 5TM, 7^{ETM}, and 8^{OLI} images, between the period from 1986 to 2020 (Fig. 5). Through this map, it is possible to have an overview of the sectors in which progradation and retrogradation of shell accumulations occur. To quantify the displacement of the bioclastic accumulation boundaries, an analysis of cross-sections along the coastline of the peninsula were established.

The displacement values for the eight cross-sections measured in the images are presented in Table 3. The average rates of evolution were recorded for each section and the last line of the table indicates the result for the entire analyzed period (1986 - 2020).

Table 3. Shell accumulation mobility rates for each analyzed cross-sections between 1986 and 2020. Negative signs (-) correspond to retrogradation periods, and positive signs (+) correspond to progradation behaviors.

Years/Sections	A (m)	B (m)	C (m)	D (m)	E (m)	F (m)	G (m)	H (m)
2013 - 2020	0,49	-10,99	3,29	20,26	0,27	-3,83	9,03	5,56
2003 - 2013	16,59	-21,63	35,43	65,37	8,65	21	-1,89	0,21
1998 - 2003	-25,6	15	-14,19	-10,71	-25,79	15,64	16,66	2,87
1992 - 1998	-5,13	-1,14	61,96	-5,61	-37,12	10,59	-21,37	3,66
1986 - 1992	20,23	-2,66	78,74	-17,27	0,2	32,3	2,2	7,92
1986 - 2020	6,34	-21,39	165,49	51,89	-53,8	75,69	4,61	20,22

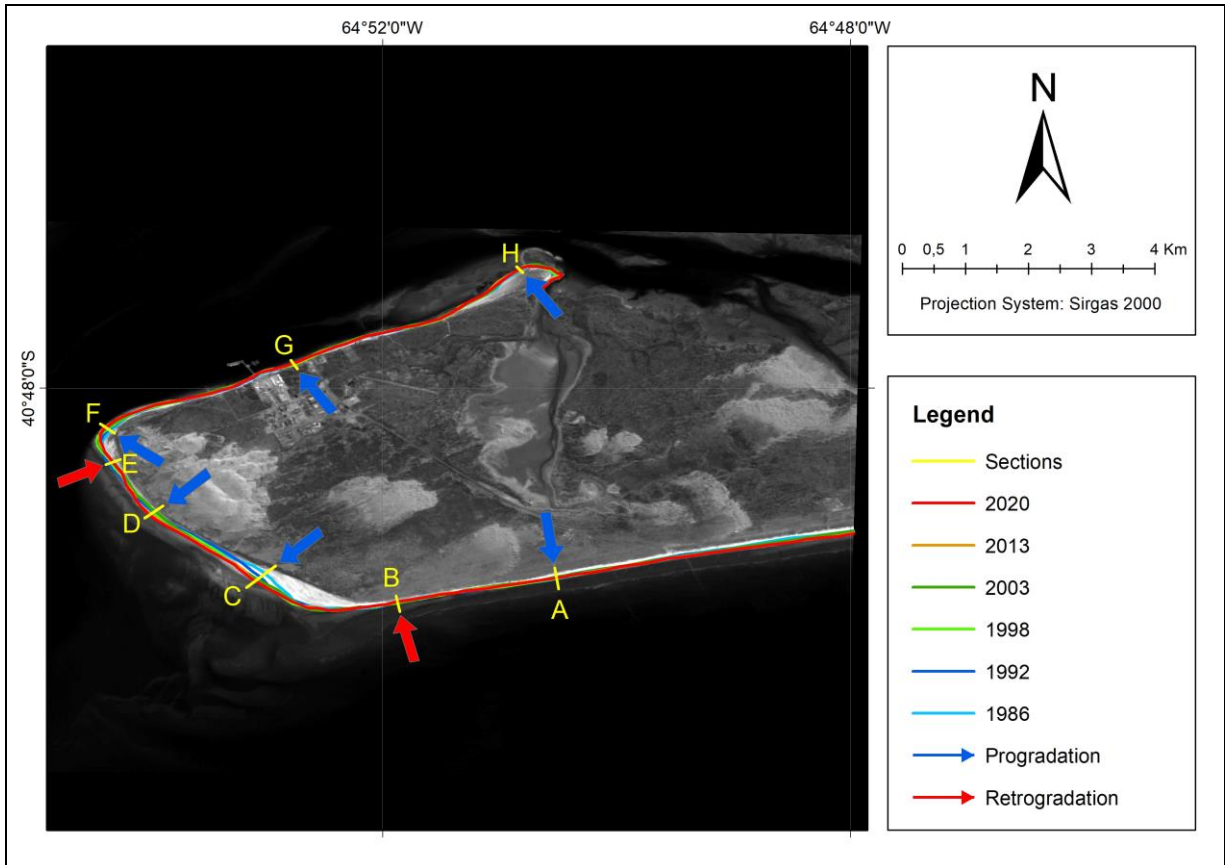


Figure 5. Landsat-8 image (2020), with the location of the cross-sections and the beach line positions between 1986 and 2000 at the Villarino Peninsula.

Section A

According to the image analysis on Figure 6 and data from Table 3, there was a progradation of 20.2 m between the years 1986 to 1992, then a retrogradation of 30.73 m from 1992 to 2003. Following that there was a progradation of 17.09 m observed from 2003 to 2020 and as a result from the total observed period (1986 – 2020), a progradation of 6.34 m. There was a very unstable behavior for the period of 34 years of observations, but the coastline prograded a few meters throughout the analyzed time interval. This sector has an active single shore ridge with a prominent berm (~2.0 m). According to Charó *et al.* (2014), it is made up by waves and currents of extensive open oceanic beach, with supratidal region (berm) almost of entire bioclastic composition, with mollusc shells.

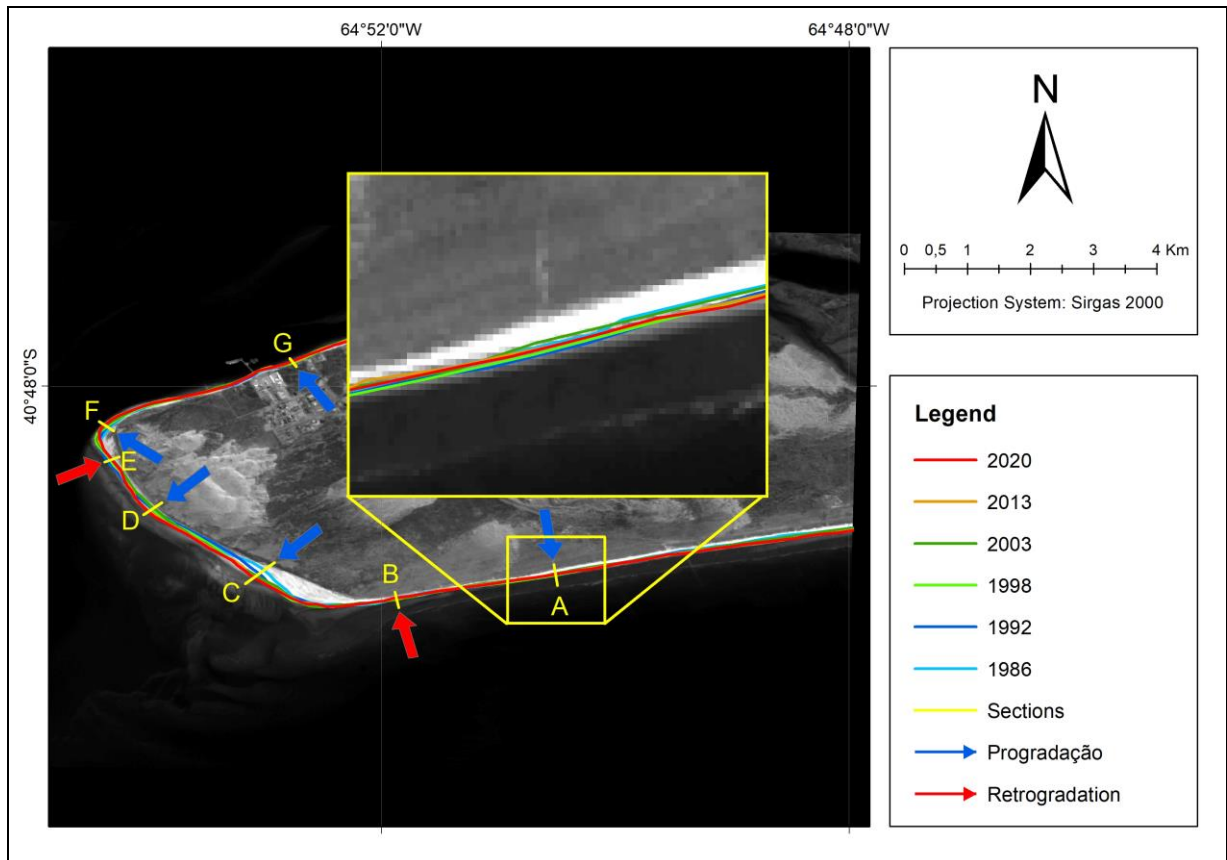


Figure 6. Landsat-8, 2020 image with indication of the main areas of progradation and retrogradation shown by blue and red arrows illustrating a sort of temporal monitoring map of the shell accumulation from 1986 to 2020. A close-up view at Section A site, exhibit the distinguished lines of beach during this period.

Section B

At this section B, we observed a retrogradation of 3.80 m between 1986 and 1998, while from 1998 to 2003, there was a progradation of 15.00 m. After that, the following observed period (2003 – 2020) showed a retrogradation of 32.62 m ending up with a retrogradation of 21.40 m for the total period (1986 – 2020) of image analysis (Fig. 7 and Tab. 3) and confirming a mixed evolutionary behavior but with retrogradation predominance.

Escarpmets with expositions at the cliffs (~2 m high) in the backshore zone characterize the geomorphology of this sector (Fig. 2B). The sedimentary composition of these deposits contains bivalve coquinas with a small amount of sand and pebbles from volcanic rocks, with predominantly plane-parallel orientations (concordant). They are modern open ocean beach deposits.

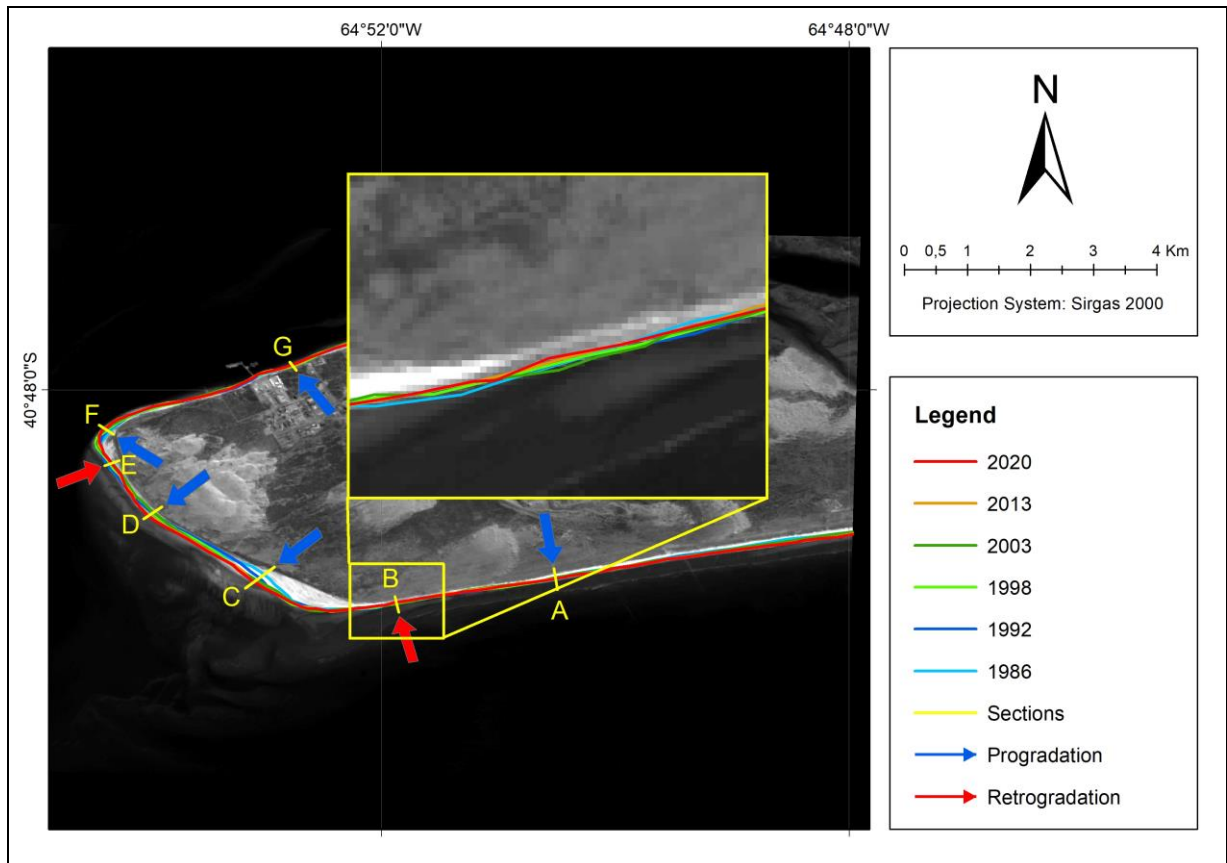


Figure 7. Landsat-8, 2020 image with indication of the main areas of progradation and retrogradation shown by blue and red arrows illustrating a sort of temporal monitoring map of the shell accumulation from 1986 to 2020. A close-up view at Section B site, exhibit the distinguished lines of beach during this period.

Section C

This section exhibits a strong prograding evolutionary behavior (Fig. 8 and Tab. 3). Between 1986 and 1998, there was a progradation of 140.70 m while between 1998 and 2003, there was a retrogradation of 14.19 m. Following that, there was a progradation of 38.72 m from 2003 to 2020. As a result, during the total period between 1986 and 2020, a progradation of 165.50 m occurred at this section.

The dominant features in this sector are foresets of beach ridges forming a NW-SE oriented spit composed essentially of whole bivalves and shells fragments, pebbles of volcanic rocks and sand (Fig. 2C). At the swash zone, there are occurrences of gastropods and articulated bivalves (concave downwards) with more than 5 cm. The beach and berm ridges have greater amount of bioclasts in relation to sandy areas. The intertidal zone and the zone of valleys between ridges, contain higher sand content and greater amount of fragmented shells. The length of the beach ridge sequence, between the shoreline and the backshore paleocliff is ~300

m. According to Charó *et al.* (2014), both sections A and C contain current deposits of extensive open oceanic beach, with a supratidal region (berm) almost entirely organogenic, with mollusk shell.

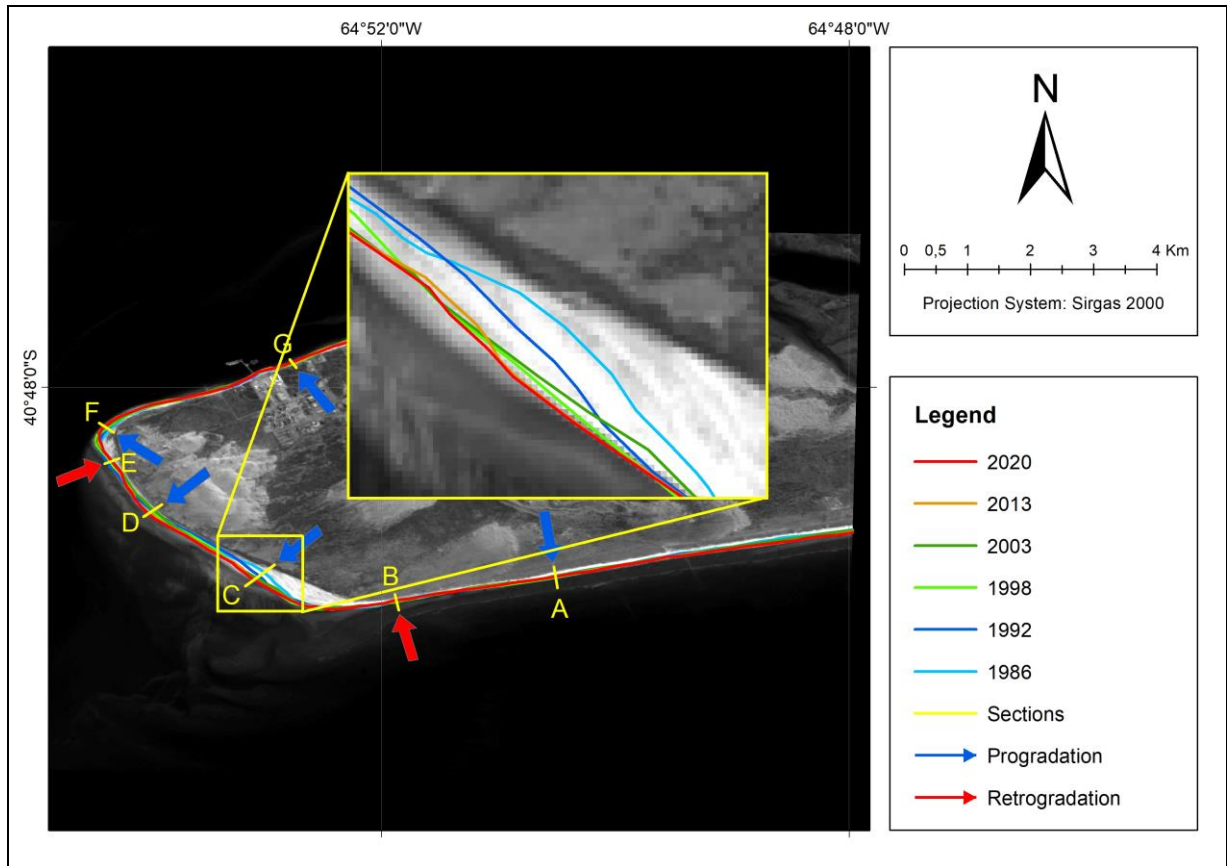


Figure 8. Landsat-8, 2020 image with indication of the main areas of progradation and retrogradation shown by blue and red arrows illustrating a sort of temporal monitoring map of the shell accumulation from 1986 to 2020. A close-up view at Section C site, exhibit the distinguished lines of beach during this period.

Section D

As shown in Figure 9 and Table 3, from 1986 to 2003 there was a retrogradation of 33.59 m, followed by a progradation of 85.63 m between 2003 and 2020. The resulting modifications within the total observed period (1986 – 2020) recorded a progradation of 51.90 m, and reflected a prograding evolutionary behavior at this section mainly promoted by this strong progradation from 2003 to 2020.

The observed geomorphology at this sector is a beach formed by beach ridges, with a NW–SE orientation, composed essentially of whole bivalves and shell fragments, plus pebbles of volcanic rocks and sand (Fig. 2D).

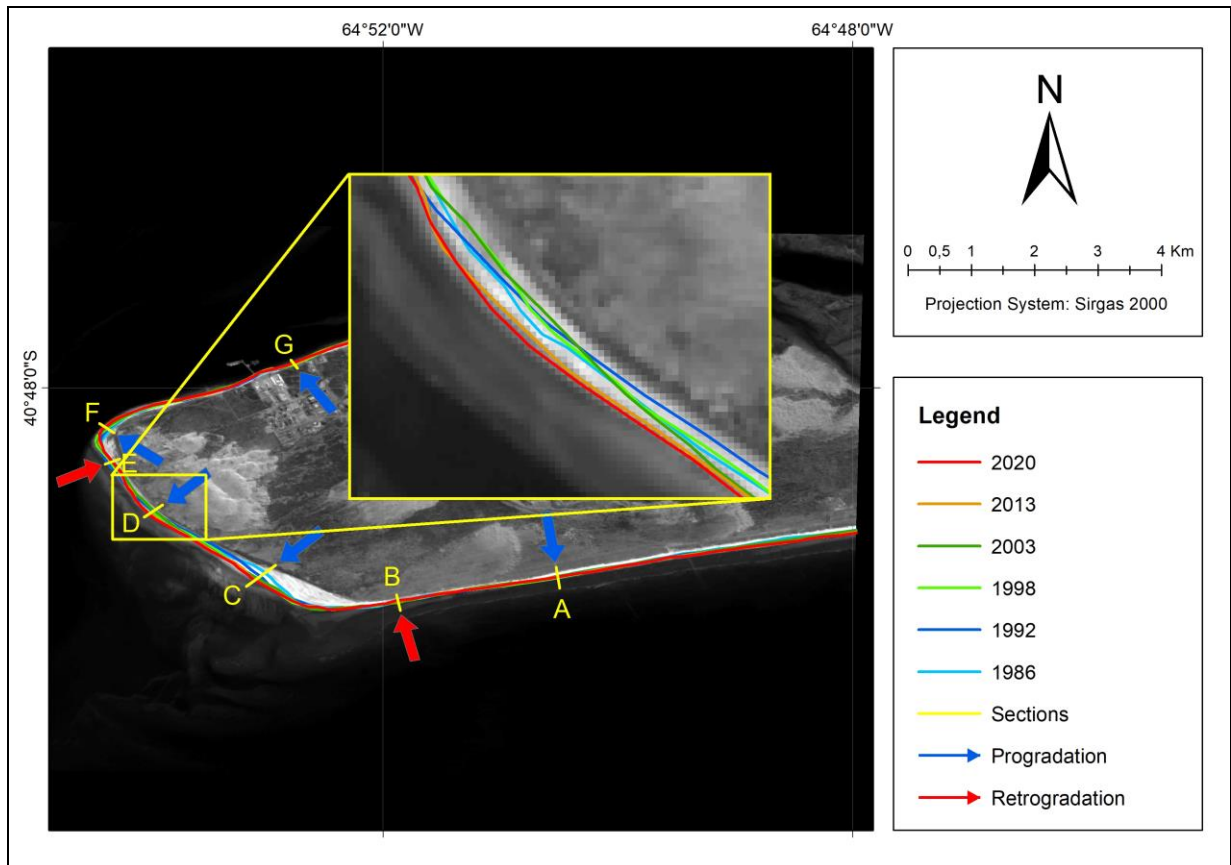


Figure 9. Landsat-8, 2020 image with indication of the main areas of progradation and retrogradation shown by blue and red arrows illustrating a sort of temporal monitoring map of the shell accumulation from 1986 to 2020. A close-up view at Section D site, exhibit the distinguished lines of beach during this period.

Section E

Interpretation of images on Figure 10 and data from Table 3, demonstrate that from 1986 to 1992 there was a progradation of 0.20 m followed by a retrogradation of 60.91 m between 1992 and 2003. After that, in the following years (2003 to 2020), there was a progradation of 8.92 m, which lead to a resulting retrogradation of 53.80 m for the total observed period (1986 to 2020). These data reveal a retrograde evolutionary behavior at this section, that exhibit a beach with gentle active ridges and sandy aeolian dunes in the post-beach area.

Section F

The image analysis on Figure 10 and data collected at this section (Tab. 3) reveal that from 1986 to 2013, a progradation of 79.50 m occurred, followed by a small retrogradation of 3.80 m in the last analyzed period (2003 to 2020). These changes resulted into a progradation of 53.80 m within the total investigated period

(1986 to 2020). A prograding evolutionary behavior is characteristic of this section with a predominant morphology of a beach with more developed active ridges forming a jetty and with a vegetated aeolian system in the back of the beach zone.

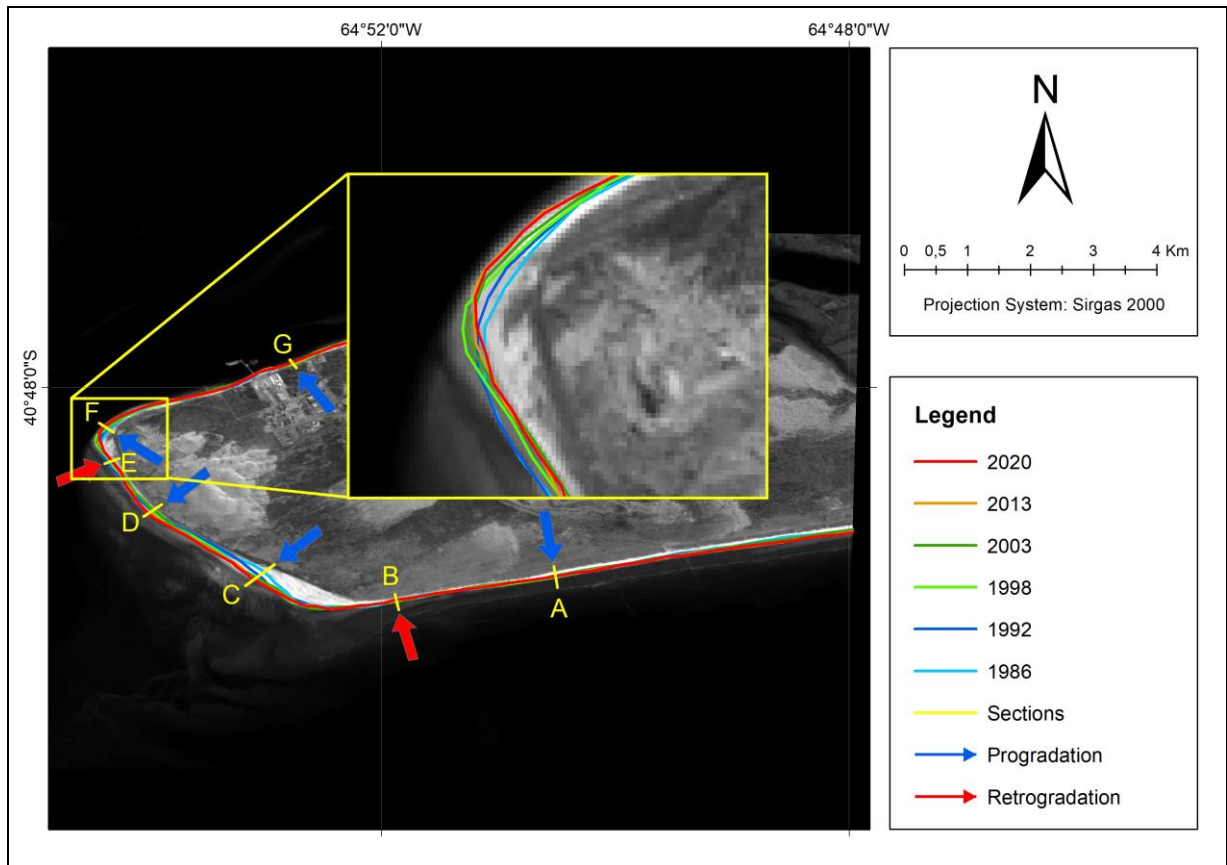


Figure 10. Landsat-8, 2020 image with indication of the main areas of progradation and retrogradation shown by blue and red arrows illustrating a sort of temporal monitoring map of the shell accumulation from 1986 to 2020. A close-up view at Sections E and F site, exhibit the distinguished lines of beach during this period.

Section G

Images from Figure 11 and data in Table 3 reveals that from 1986 to 1992 there was a small progradation of 2.2 m followed by a retrogradation of 21.37 m between 1992 and 1998. Afterwards, there was a progradation of 16.66 m from 1998 to 2003 and another retrogradation of 1.89 m during the following years (2003 to 2013). The last period of investigation (2013 - 2020) reveals a progradation of 9.03 m that accounts for a resulting progradation of 4.61 m between 1986 and 2020. Thus, a very stable behavior occurred within these 34 years of investigation.

At this site, escarpments with exposures up to 3 m high in the backshore stand out and exhibit clast-supported conglomerates in the basal to intermediate portion,

composed of pebbles of volcanic rocks (up to 3 cm) and shell fragments. Centimetric layers of sand with bivalves and scattered pebbles, with large oblique bedding, are also present. Towards the upper part of the outcrop, a layer of coquina (rudstones) composed of non-fragmented, up to 5 cm bivalves and with chaotic orientation, abruptly covers the conglomerates (Fig. 2G). According to Dubois (2009), these sediments are exposed along 200 m on the beach and are partly covered with dunes. They belong to the Holocene (Interglacial MIS 1) and deposited during a marine regression after a transgressive maximum at the middle Holocene.

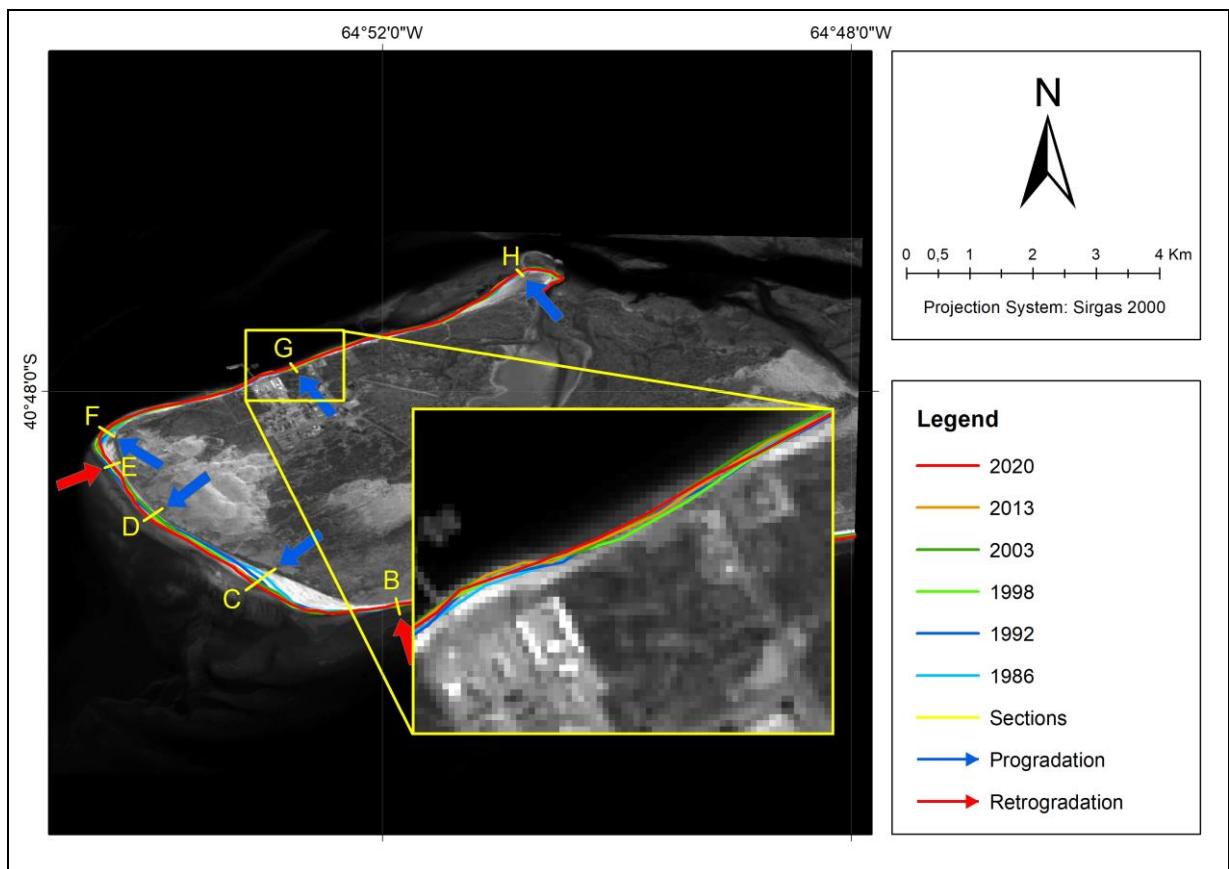


Figure 11. Landsat-8, 2020 image with indication of the main areas of progradation and retrogradation shown by blue and red arrows illustrating a sort of temporal monitoring map of the shell accumulation from 1986 to 2020. A close-up view at Section G site, exhibit the distinguished lines of beach during this period.

Section H

Based on the observations on Figure 12 and data from Table 3, the shell accumulation underwent a progradation of 20.2 m in total throughout the entire period (1986 – 2020), with small increments at each analyzed sub-period, exhibiting an overall prograding evolutionary behavior.

The spit in the foresets of beach ridges made up by bivalve shells (> 3 cm), pebbles of volcanic rocks, and sands characterize the geomorphology at this site, showing a distance between ridges of approximately 20 m and a gap between ridge and trough between 0.5 and 1.0 m. The orientation of ridges follow a NE–SW direction. According to Charó *et al.* (2014), these are Holocene deposits (Interglacial MIS 1) that configure a long plain of shore ridges with low altitude (Fig. 2H).

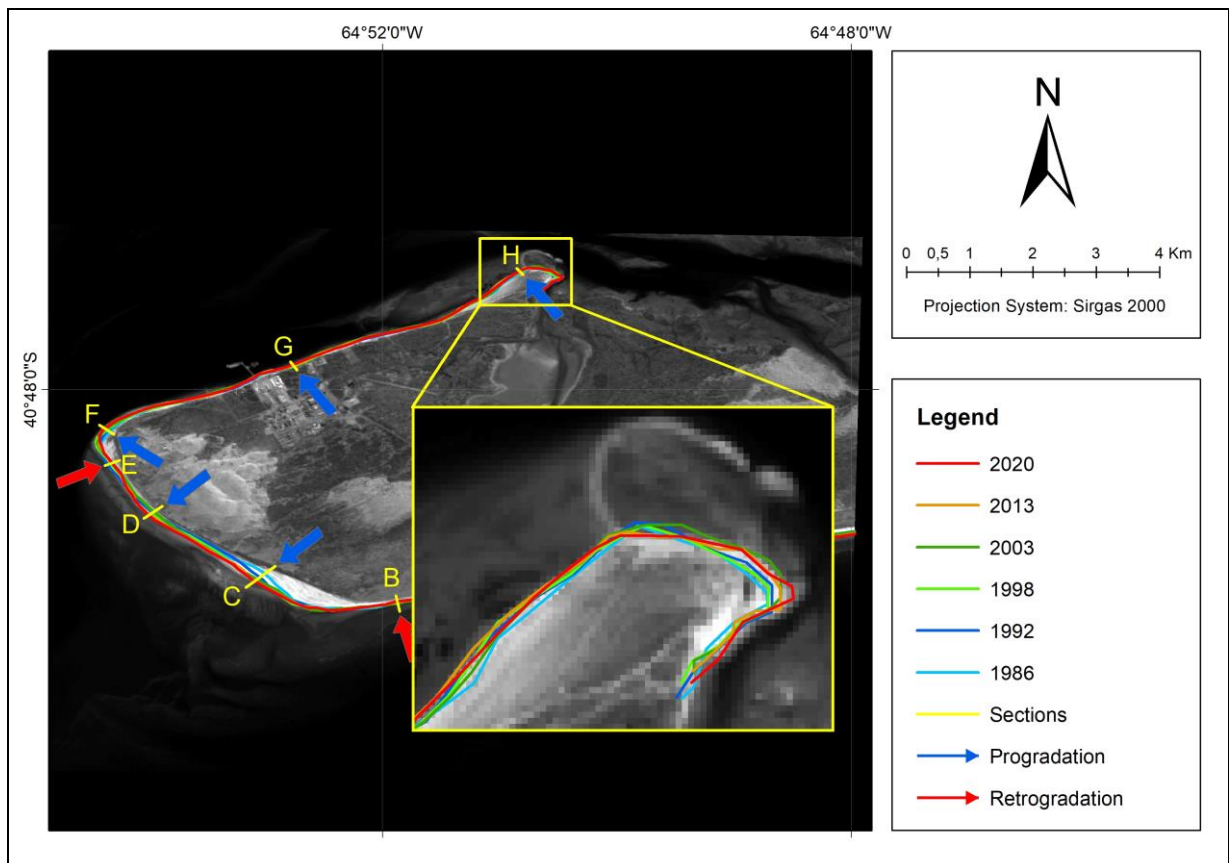


Figure 12. Landsat-8, 2020 image with indication of the main areas of progradation and retrogradation shown by blue and red arrows illustrating a sort of temporal monitoring map of the shell accumulation from 1986 to 2020. A close-up view at Section H site, exhibit the distinguished lines of beach during this period.

DISCUSSION

The evolutionary behavior observed at Section A (Fig. 13A) reveals a slight progradation (6.34 m) between 1986 and 2020; however, despite of moments with progradations and retrogradations, it has a relatively stable behavior for the period of 34 years observed. This sector has an active single ridge beach with a prominent berm and a long beach facing the open ocean (Charó *et al.*, 2014). Considering that, this sector receives a prevailing wave propagation from the southeast quadrant

(Kokot, 1999), with maximum swells of 5.52 m high (Tab. 4), it has a coastal drift from east to west with some stability in the sedimentary balance at that point.

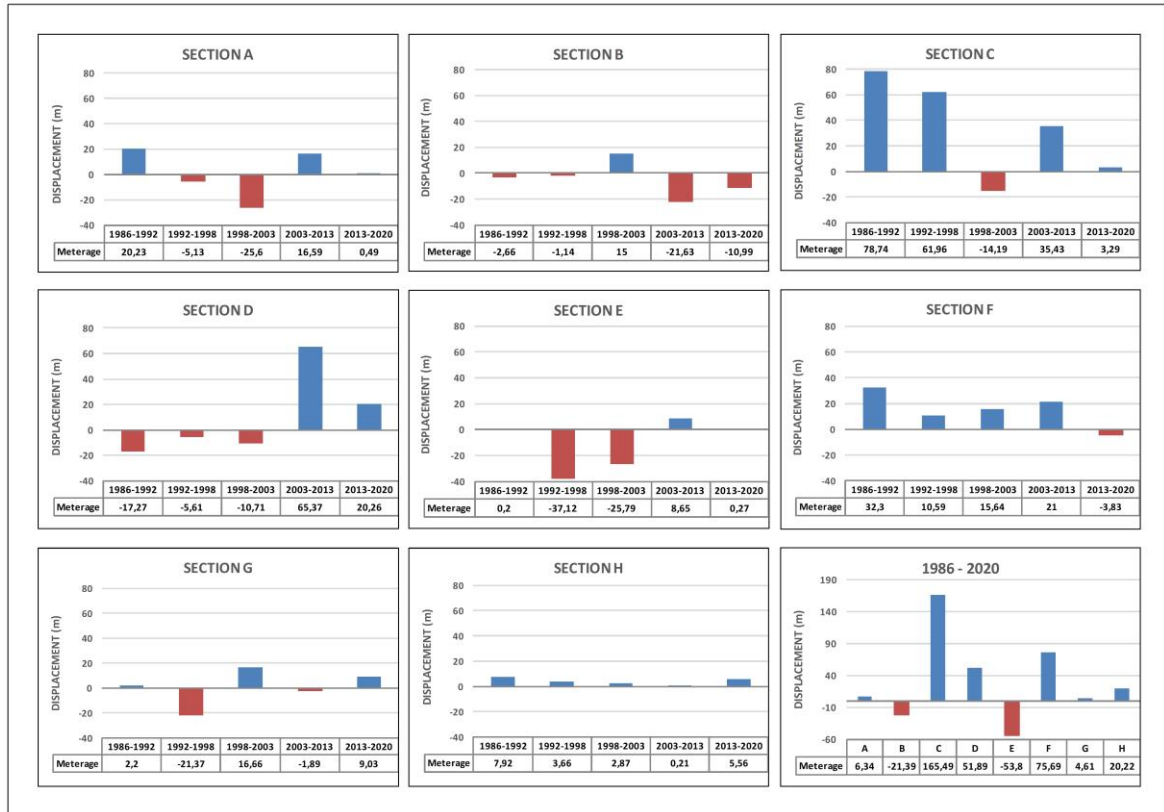


Figure 13. Set of graphs that show displacement measurements for each analyzed section through time. The graph at the bottom right shows the resulting displacement for each section (A to H) during the total period of analysis, between 1986 and 2020.

San Matías Gulf wave data presented in Table 4 were obtained from the series between 01/01/1993 to 12/31/2019, with 78,888 records (Copernicus Marine Service – US, 2020), which allowed the description of H_s = significant height, H_{max} = maximum height, T_{max} = maximum period, Dir = direction of approach, QD = quadrant of swells coming from the gulf and incident on the peninsula.

Table 4. Data showing height (H_s and H_{max}), period (T_{max}), and direction of the prevailing swells at the San Matías Gulf affecting the south face of the Villarino Peninsula.

$H_s(m)$	$H_{max}(m)$	$T_{max}(s)$	$Dir(^\circ)$	$QD.$
1,01	5,52	8,98	140,76	SE

The swells in the San Matías Gulf propagate through the tidal channel into the San Antonio Bay, skirting the Villarino Peninsula western end. The distinguished beach orientation, with perpendicular alignments surrounding the peninsula, favors

the dispersion of wave-rays by the mechanics of refraction and diffraction of the swells causing a reduction in the energy flow of incident waves, while maintaining the ability to transport bioclasts in this direction (Fig. 14).

At the San Antonio Bay interior, beach deposits of bioclasts are exposed to waves generated by local and prevailing westerly winds (Aliotta *et al.*, 2000), and force coastal drift to the preferential NE direction.

At the Section B, also located at the southern sector of the peninsula, but 2 km westward from the Section A, our interpretation confirmed a retrogradation pattern. With a setback of 21.39 m throughout the analyzed period, data collected at Section B illustrate an erosive behavior, evidenced by the occurrence of escarpments along this stretch, with approximately 2 m in height in the back of beach. These escarpments are possibly created during storm events due to prevailing winds from southeast that sometimes can be very strong in the winter, when the influence of winds from the open ocean is higher than during other seasons (Kokot & Dubois, 2017).

Interpretation of the Section C, located in a spit composed by beach ridges, shows a strong progradation of 165.49 m, and an isolated retrogradation displacement of 14.19 m between 1998 and 2003 (Fig. 13, Section C). The principal geomorphological feature in this sector are a set of beach ridges that form a SE–NW oriented spit essentially made up by accumulation of bivalves and shell fragments, volcanic rocks and sand (Fig. 2C). The beach ridges have higher amount of bioclasts than the sandy areas. At the intertidal zone and along the troughs between ridges, the sand content is higher than fragmented shells. The width of this large beach ridge domain, between the shoreline and the back of the beach paleocliff is ~300 m. The longshore drift current at the south face beach, which moves from east to west on this San Antonio Este, controls the supply of biogenic material in this sector (Fig. 14, Sections A and B). Sediment transport goes towards the Villarino Peninsula tip (Section C), where the inflection of the beach line to the NW favored the accumulation of bioclasts. In addition, the refraction of swells from the San Matías Gulf, where the main wave direction quadrant is SE (Tab. 4), also promotes the deposition of shelly material at this spit.

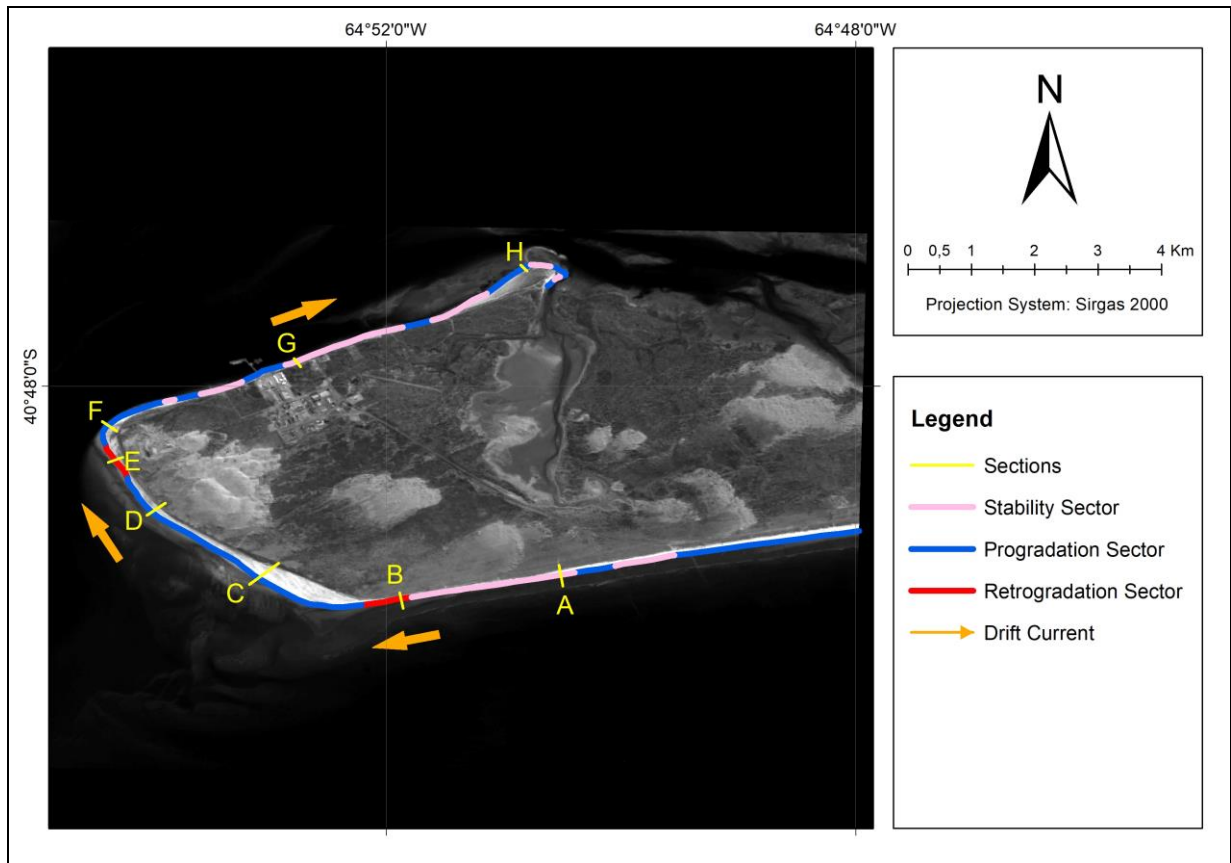


Figure 14. Temporal tracking map of the shell accumulation with the interpretation of evolution between 1986 and 2020 on the Landsat-8, 2020 image. It shows the sections along San Antonio Este shell accumulation and the drift current direction. Stability sector is in places with less than 10 m evolution.

At the Section D, we observed two distinct depositional behaviors: a retrogradation of 33.59 m between 1986 and 2003 and a marked progradation of 85.63 m from 2003 to 2020. The resulting changes observed during the total period (1986 – 2020) illustrates a deposit displacement of 51.90 m. The geomorphology feature that stands out in this sector is a beach formed by beach ridges with SE–NW orientation, essentially composed of whole bivalves and shell fragments, pebbles of volcanic rocks and sand (Fig. 2D). When compared with the evolutionary behavior of Section C, we observed that progradation decreases at Section C, while increases at Section D (Fig. 13C and 13D). This pattern suggests a sedimentary equilibrium maintained by the SE-NW drift current and the sedimentary reworking by waves associated with the tidal cycle.

Analyzing the shoreline evolution graphs of Sections E and F (Fig. 13E and 13F), we observed that while there is a retrogradation of 62.70 m in Section E, there is a progradation of 58.50 m in Section F between 1986 and 2003. After that, in the

period (2003 - 2020), this difference decreases and this evolution pattern stabilized at both areas. This behavior suggests that, in northwest San Antonio Este jetty, there is a definite correlation of the sedimentary transport system. As erosion occurs in the Section E area, there is deposition in the Section F area of the peninsula, and these mechanisms are more evident in the period from 1986 to 2003, considering that in this sector there was an influence of San Antonio Bay canal tidal flow in addition to the reworking of the waves.

At the Section G, we observed that there was an incipient progradation of 4.61 m throughout the analyzed period (Fig. 13), possibly increased by the reworking of sedimentary material from the escarpment. Despite of moments of progradations and retrogradations, a very stable evolutionary behavior occurred within the period of 34 years (Fig. 13G). At this place, escarpments stand out, exhibiting up to 3 m in height exposures in the back of the beach. As it is a sheltered region at the San Antonio Bay, this place is protected from the waves from the open sea (Favier Dubois *et al.*, 2008). In addition, because it is close to the San Antonio Port, it remain stabilized.

Observations at Section H area (Fig. 13), show that throughout the period (1986 – 2020) the shell accumulation underwent a progradation of 20.2 m, without any retrogradation phase. A prograding evolutionary behavior occurred and the geomorphology of this sector became distinguished by the jetty in a set of beach ridges. According to Charó *et al.* (2014), these are Holocene deposits (Interglacial MIS 1), consisting of a long and low altitude plain of beach ridges (Fig. 2H).

Through the mapping performed along the entire Villarino Peninsula coast (Fig. 14), we observed that the coastal drift occurred in a clockwise direction, bypassing the peninsula. This interpretation is based on the evolution of progradation and retrogradation recorded in the last 34 years, and on the sedimentary bottom shapes of the shoreline (before the wave break zone) on the tidal terraces (Aliotta *et al.*, 2000), and also by the 0.39 km² increase in the area of shell cover. Furthermore, it is worth noticing the examples of geoindicators along the peninsula that demonstrate the net littoral drift in this direction. At the Sections B and C, occurrence of erosion scarp-like features that pass to a spit with foresets of beach ridges; at Sections E and F the changes from a gentle berm beach to a huge spit; and at Sections G and H, where escarpments change to a large spit, supporting the interpretation of a clockwise coastal drift at the Villarino Peninsula.

CONCLUSIONS

Based on the results and discussions of this study, we drawn the following conclusions and considerations about the spatio-temporal evolution of San Antonio Este shell accumulations:

– By mapping the spatio-temporal movements of the supra-tidal shell accumulations of the Villarino Peninsula, it was possible to record the variability of evolutionary behavior along the beach system for a time span of 34 years. We demonstrated that there is a correlation between the evolutionary pattern and the geomorphological features presented at different sectors of the shell accumulations. Sectors with progradation (deposition) exhibit a well-developed shore ridge or an extensive foresets of beach ridges forming spits, while at sectors with retrogradation and stability, there are erosive escarpment features and beaches with gentle ridges.

– The analysis of the spatio-temporal maps for the peninsula, together with the geomorphological observations, allowed to interpret that the direction of the drift current bypassing the Villarino Peninsula occurred in a clockwise direction. On the beach facing west and exposed to San Matías Gulf, direction of the drift current was to northwest on the southwest face generated by the refraction of waves. On the other hand, on the beach system facing the San Antonio Bay, it drifts to the east due to the influence of the local waves from the west, together with the tidal flow regime within the bay.

– When observing the maps of the shell accumulations for temporal monitoring of changes in their pattern, as well as analyzing the spatial calculation of the area occupied by these deposits, we noticed that throughout the analyzed period, there are more areas with progradation than retrogradation, indicating a positive sedimentary balance, with an increasing of 0.39 km² throughout the studied period. This shows, therefore, that this sedimentary accretion may be combined with an external source of shells from the nearshore zone, possibly associated with the reworking of bioclastic sediments from the escarpments.

– The use of Landsat 5TM, 7^{ETM}, and 8^{OLI} images with a spatial resolution of 30 m, coupled with the methodology for interpretation of the sedimentary record through a time span of 34 years, allowed a better temporal monitoring of the geomorphological changes in the studied area.

Contribuições dos Autores: Concepção, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior; metodologia, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior; validação, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior; análise formal, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior, V. C. B. Oliveira, F. E. G. Cruz; pesquisa, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior; recursos, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior, V. C. B. Oliveira, F. E. G. Cruz; preparação de dados, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior; escrita do artigo, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior; revisão, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior, V. C. B. Oliveira, F. E. G. Cruz; supervisão, C. V. Schenk, C. Fick, E. Puhl, E. E. Toldo-Junior, V. C. B. Oliveira e F. E. G. Cruz; aquisição de financiamento E. Puhl, E. E. Toldo-Junior, V. C. B. Oliveira, F. E. G. Cruz. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa foi apoiada pela Pré-Sal Petróleo S.A. (PPSA) e contou com o apoio financeiro do Grupo de Libra, consórcio formado por Petrobras, Shell Brasil, Total Energies, CNODC e CNOOC Limited em parceria com a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Projeto 826-IPH/PETROBRAS 5850.0105486.17.9 COQUINAS).

Agradecimentos: Os autores agradecem a geóloga sênior Maria Rosilene Ferreira Menezes Santos, da Petrobras, pelo apoio técnico em campo, com agradecimentos especiais a Maria José Resende Oliveira (PETROBRAS/LIBRA/AT) e Jian Zhao (CNODC BRASIL PETRÓLEO E GÁS LTDA/LIBRA/AT). Além disso, agradecemos a um tradutor anônimo pela grande contribuição que deu a este manuscrito.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

REFERÊNCIAS

- Aliotta, S., F.I. Isla Y E. Schnack. 1993. Rec Conference Bahía San Antonio Pcia Río Negro Resumen Nacional de Ciencias del Mar 178.
- Aliotta, S; Schnack, E.J; Isla, F.I; Lizasoain, G.O. 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. Asociación Argentina de Sedimentología. 1-2: 95- 107.
- Appeaning Addo, K.; Jayson-Quashigah, P.N., and Kufogbe, K.S. 2011. Quantitative Analysis of Shoreline Change Using Medium Resolution Satellite Imagery in Keta, Ghana. *Marine Science*, 1(1), 1-9. doi: 10.5923/j.ms.20110101.01.
- Appeaning Addo, K.; Walken, M., and Mills, J. P. 2008. Detection, measurement, and prediction of shoreline recession in Accra, Ghana. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 63(5), 543-558. doi: 10.1016/j.isprsjprs. 2008.04.001.

- Barboza, E.G.; Ayup-Zouain, R.N.; Tomazelli, L.J. & Rosa, M.L.C.C. 2007. Significado Estratigráfico e Paleogeográfico da Paleoembocadura do Taim, RS. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 11, Anais... (CD-ROM).
- Carbone, M. E., Perillo, G. M. E., & Piccolo, M. C. 2007. Dinámica morfológica de los ambientes costeros de Bahía San Antonio Oeste, provincia de Rio Negro.
- Carter, Bill. & Woodroffe, C. D. & IGCP Project 274. 1994. Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge; New York: Cambridge University Press.
- Charó, MP; 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.
- Cloutis, E.A. 1989. "Spectra Reflectance Properties of Hydrocarbons: Remote Sensing Implications". *Science*, vol. 245, pp. 165-168
- Copernicus Marine Service – EU. 2020. Reanalysis-wav-001-032, Météo-France. <https://resources.marine.copernicus.eu>.
- Dar, I.A. and Dar, M., 2009. Prediction of shoreline recession using geospatial technology: A case study of Chennai Coast, Tamil Nadu, India. *Journal of Coastal Research*, 25(6), 1276-1286. DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-09-0051.1.
- Dubois, C. F. 2009. Valores de Efecto Reservorio Marino para los últimos 5.000 años obtenidos en Concheros de la Costa Atlántica Norpatagónica (Golfo San Matías, Argentina). *Magallania*, 37(2).
- Favier Dubois, C.M., Borella, F., Manzi, L., Cardillo, M., Lanzelotti, S., Scartascini, F.L., Borges Vazquez, E., 2008. Aproximación regional al registro arqueológico de La costa rionegrina. In: Cruz, I., Caracotche, S. (Eds.), *Arqueología de la Costa Patagónica. Perspectivas para la conservación*, pp. 50 e 68.

- Fick, C., Puhl, E., Toldo-Junior, E. E., Pereira, L. M., Oliveira, V. C., & Cruz, F. E. 2021. Study of shelly shore ridge formation using wave flume experiments: Morphological evolution and depositional patterns. *Geomorphology*, 392, 107926.
- Fletcher, C.H.; Romine, B.M.; Genz, A.S., Barbee, M.M.; Dyer, M.; Anderson, T.R.; Lim, S.C.; Vitousek, S; Bochicchio, C., and Richmond, B.M., 2012. National assessment of shoreline change: Historical shoreline change in the Hawaiian Islands. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Open-File Report, 2011–1051, 55 p.
- Isla, F.I. 1995. Coastal lagoons. In: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, p. 241-272.
- Isla, F. I., Bértola, G. R., & Schnack, E. J. 2001. Morfodinámica de playas meso y macromareales de Buenos Aires, Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 8(1), 51-60.
- Jonah, F.E.; Boateng, I.; Osman, A.; Shimba, M.J.; Mensah E.A.; Adu-Boahen, K.; Chuku, E.O., and Effah, E., 2016. Shoreline change analysis using end point rate and net shoreline movement statistics: An application to Elmina, Cape Coast and Moree section of Ghana's coast. *Regional Studies in Marine Science*, 7, 19-31. DOI: 10.1016/j.rsma.2016.05.003.
- Kokot, R., 1999. Cambio climático y evolución costera en Argentina. Tesis Doctoral, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, 2 volúmenes 329 p. (No publicado)
- Kokot, R., & Favier Dubois, C. M. 2017. Evolución geomorfológica de la bahía de San Antonio, Provincia de Río Negro.
- Kokot, R., Salminci, J., Luna, F. Y Tunstall, C. 2013. Retiro costero y su relación con parámetros geotécnicos. Las Grutas, Río Negro. *Revista de geología aplicada a la ingeniería y el medio ambiente*, 30: 53-66.
- Miranda, I. M., Toldo JR, E. E., da Fontoura Klein, A. H., & da Silva, G. V. 2019. Shoreline evolution of lagoon sandy spits and adjacent beaches, Lagoa dos Patos, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 35(5), 1010-1023.

- Mouzo, F. 2014. Edad del Golfo San Matías, plataforma continental argentina y estratigrafía en el Gran Bajo de San Antonio, provincia de Río Negro. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 71: 125-138.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2ª ed. Chichester, UK ; Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell, 432 p.
- Novo, E.M.L.M., 2010. *Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações*. São Paulo, 4 Ed. Edgar Blucher, 388p.
- Otvos, E.G., 2000. Beach ridges - definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83–108. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00075-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00075-6).
- Otvos, E.G., 2020. Coastal barriers - fresh look at origins, nomenclature and classification issues. *Geomorphology*, 355, 107000. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.107000>.
- Rosa, M.L.C.C., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain R.N., & Dillenburg S.R. 2007. Aplicação de Ferramentas de Visualização Tridimensional na Modelagem Geomorfológica da Região Sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul. *Gravel*, ISSN 1678-5975, 5 (1): 1-10.
- Schnack, E.J.J.L. del Río y P.H.I. Isla. 1986. Formas y dinámicas del delta de reflujos de San Bay Antonio, Río Negro. Acta de la primera reunión de sedimentología. La Plata 61-64.
- Servicio de Hidrografía Naval. 2016. Tablas de Mareas. <http://www.hidro.gob.ar/Oceanografia/Ttides>. Servicio Meteorológico Nacional 2013. Pronóstico del número de olas. http://www.smn.gov.ar/pronos/ocean_atlantico.php?id=2&img=altura.
- Shackleton, N. J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6(3-4), 183-190.
- Sonu, C. J. 1973. Three-dimensional beach changes, *Journal of Geology*, 81: 42-64.
- Sunamura, T. 1984. Quantitative predictions of beach face slopes. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 242-245.

Yadav, A., Dodamani, B. M., & Dwarakish, G. S. 2021. Shoreline analysis using Landsat-8 satellite image. *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, 27(3), 347-355.

7 DISCUSSÃO INTEGRADORA DOS RESULTADOS

7.1 Comportamento evolutivo da linha de costa da Península Villarino

A região periférica da península de San Antonio Este é composta por singulares geomorfologias que sofrem diferentes processos costeiros, os quais contribuem para sua evolução sedimentar (bioclastos). Para melhor entendimento desses processos, destina-se compartimentar o litoral da Península Villarino em diferentes setores (seções A – H), para melhor interpretação evolutiva da área de estudo.

O comportamento evolutivo da seção A (Tab. 3), revela uma ligeira progradação de 6,34 m no período de 1986 a 2020, e mesmo com momentos de progradação e outros de retrogradação, têm um comportamento relativamente estável nos 34 anos observados, progredando em uma taxa de 0,19 m/ano. Este setor apresenta praia em crista única ativa com berma proeminente e extensa praia oceânica aberta (Charó *et al.*, 2014). Tendo em vista que recebe aproximação de onda dominante do quadrante SE (Kokot, 1999), com altura máxima de 5,52 m (Tab. 4), este setor tem a deriva litorânea de leste para oeste com certa estabilidade no equilíbrio sedimentar nesse ponto.

A seção B, localizada no mesmo setor sul da Península Villarino que da Seção A, apresenta retrogradação. Com recuo de 21,39 m, e taxa de retrogradação de 0,63 m/ano no período analisado, a Seção B apresenta comportamento erosivo, evidenciado pela ocorrência de escarpas ao longo deste trecho com aproximadamente 2 m de altura no pós-praia. As escarpas são possivelmente geradas nos eventos de tempestades, causados pelas ondas predominantes, às vezes muito fortes, de SE (Tab. 4). No inverno a influência dos ventos do oceano é mais alta do que nas outras estações (Kokot & Dubois, 2017).

As ondulações se propagam através do canal para o interior da Bahía San Antonio, contornando a extremidade oeste da Península Villarino. A mudança do alinhamento da praia favorece a dispersão dos raios de onda pela mecânica de refração e difração das ondulações, com conseqüente redução do fluxo da energia das ondas incidentes, porém mantendo a capacidade de transportar os bioclastos nesta direção (Fig. 20).

A seção C, que se encontra em um pontal composto por *beach ridges*,

apresenta uma forte progradação de 165,49 m, há uma taxa de 4,87 m/ano no período estudado (1986 – 2020), ocorrendo apenas um período (1998 – 2003) de retrogradação de 14,19 m (Tab. 3). As formações geomorfológicas predominantes nesse setor são o conjunto de cordões litorâneos (*beach ridges*) que formam um pontal, com orientação SE–NO, compostos essencialmente por bivalves e fragmentos de conchas, seixos de rochas vulcânicas e areias (Fig. 16C). A crista da berma e dos cordões apresentam maior quantidade de bioclastos em relação a areia. Na zona de intermaré, e vales entre cordões, ocorre maior teor de areia e conchas fragmentadas. A extensão da sequência de cordões litorâneos, entre a linha de costa e paleofalésia do pós-praia, é ~300 m, o engordamento nesse setor é causado pela corrente de deriva, que se desloca de leste para oeste na face sul de San Antonio Este (Fig. 22), em direção a extremidade da Península Villarino, local onde ocorre acumulação dos bioclastos favorecida pela inflexão da linha de praia para NO, e pela refração das ondulações provenientes do Golfo San Matías (Fig. 20), que tem o quadrante da direção das ondas dominantes de SE (Tab. 4).

A Seção D apresentou dois comportamentos distintos ao longo do período analisado: onde de 1986 a 2003 houve retrogradação de 33,59 m; e de 2003 a 2020 uma acentuada progradação de 85,63 m, resultando no período total observado (1986 – 2020) um avanço do depósito de 51,90 m, há uma taxa de 1,53 m/ano (Tab. 3). A geomorfologia que se destaca nesse setor é a praia formada por cordões litorâneos (*beach ridges*), com orientação SE–NO, compostos essencialmente por bivalves e fragmentos de conchas, seixos de rochas vulcânicas e areias (Fig. 16D). Se correlacionarmos o padrão do comportamento evolutivo da seção C com a seção D podemos observar que à medida que a progradação da seção C diminui a progradação da seção D aumenta (Tab. 3), mostrando com isso um equilíbrio sedimentar, carregado pela corrente de deriva de SE-NO (Fig. 22), e o retrabalhamento sedimentar pelas ondas associadas aos ciclos das marés.

Analisando a evolução da linha de costa das seções E e F (Tab. 3), pode-se observar que à medida que há uma retrogradação na seção E de 62,70 m, ocorre uma progradação na seção F de 58,50 m entre 1986 a 2003. No período seguinte (2003 - 2020), vai diminuindo essa diferença e estabilizando está evolução em ambas as seções. Isso mostra, que no pontal NO de San Antonio Este, há certa correlação de sistema de transporte sedimentar. À medida que ocorre erosão na

Seção E, há deposição na Seção F, mais evidente no período de 1986 a 2003, tendo em vista que nesse setor é observado além do retrabalhamento das ondas, também à influência do fluxo de maré do canal da Bahía San Antonio.

No interior da Bahía San Antonio os depósitos praias de bioclastos são expostos as ondas geradas pelos ventos locais e predominantes de oeste (Aliotta *et al.*, 2000), as quais forçam a deriva litorânea na direção preferencial para NE (Fig. 21 e 22).

Na G nota-se, que em todo período analisado ouve uma incipiente progradação de 4,61 m, na taxa de 0,14 m/ano (Tab. 3), possivelmente alimentado pelo retrabalhamento do material sedimentar da escarpa, e mesmo com momentos de progradações e outros de retrogradações, mostra um comportamento evolutivo bastante estável nos 34 anos observados. Neste local se destacam escarpas com exposições no pós-praia de até 3 m de altura. Pelo fato de ser uma região abrigada dentro da Bahía San Antonio, está protegida das ondas do mar aberto (Favier Dubois *et al.*, 2008), como também está próximo do Porto de San Antonio Este, assim consegue-se manter estabilizada.

Observando a seção H (Tab. 3), pode-se notar que em todo o período (1986 – 2020) o concheiro sofreu progradação de 20,2 m, há uma taxa de 0,59 m/ano, sem nenhum período de retrogradação. Mostrando um comportamento evolutivo progredante. A geomorfologia desse local diferencia-se pelo pontal em conjunto de cordões litorâneos (*beach ridges*), segundo Charó *et al.* (2014), são depósito holocênicos (Interglacial MIS 1), constituído por uma longa planície de cristas de praia, com baixa altitude (Fig. 16H).

7.2 Interpretação do sentido da corrente de deriva no entorno da Península Villarino

Através do mapeamento realizado (Fig. 22), pode-se observar que ao longo de toda costa da Península Villarino que a deriva litorânea está ocorrendo no sentido horário, contornando a península. Isso pode ser notado tanto pela evolução de progradação e retrogradação registrados nos últimos 34 anos, como também pelas formas de fundo sedimentares da antepraia (antes da zona de quebra da onda), nos terraços de maré (Aliotta *et al.*, 2000), e o acréscimo de área de cobertura de conchas de 0,39 km².

Outro fator que colabora com essa interpretação, é a análise do padrão de

ondas incidentes na linha de costa da península, e sobre os geoindicadores nas unidades geomorfológicas correspondentes. Deduz-se que a corrente de deriva se desloca de leste para oeste na face sul de San Antonio de Este (Fig. 22), em direção à extremidade da Península Villarino, gerando o engordamento nesse setor causado pela elevada carga sedimentar. Este local ocorre acumulação dos bioclastos, pois está favorecida pela inflexão da linha de praia para NO, e pela refração das ondulações provenientes do Golfo San Matías (Fig. 20), que tem o quadrante da direção das ondas dominantes de SE (Tab. 4). Na face sudoeste da península Villarino, a deriva se desloca para NO, conduzida pela refração e dispersão das ondas. E no interior da Bahía San Antonio os depósitos praias de bioclastos são expostos as ondas geradas pelos ventos locais e predominantes de Oeste (Aliotta *et al.*, 2000), as quais forçam a deriva litorânea na direção preferencial para NE.

Ademais, cabe destacar a sequência de geoindicadores ao longo da península que demonstram tal direção de deriva. As seções B-C, com feições tipo escarpa de erosão que passam para praia em pontal com conjunto de crista praias (Fig. 16B-C), E-F onde praia de berma suave alterna para pontal de cristas de praia (Fig. 16E-F), e G-H, onde novamente escarpas alteram para um grande pontal de cristas praias (Fig. 16G-H), sugerem e corroboram para uma deriva litorânea no sentido horário na Península Villarino.

7.3 Validação do método de sensoriamento remoto utilizado para o monitoramento da linha de costa

O método de sensoriamento remoto utilizado nesse estudo se mostrou eficaz no monitoramento espaço-temporal da linha de costa. Pois proporcionou realizar o acompanhamento com uma série temporal de 34 anos, com um baixo grau de incerteza da taxa de mudança da linha costeira (0,95 m).

É comparável a outros métodos como: método de transecto da linha de base usando a extensão DSAS 4.2 ArcGis, CPM (*Change Polygon Method*) utilizados por Miranda *et al.* (2019); MNDWI (*Modified by Normalized Difference Water Index*) utilizado por de Matos *et al.* (2022), os quais também utilizaram imagens Landsat, com diferentes composições das bandas espectrais, e diferentes análises estatísticas dos dados, mas similar êxito dos resultados do acompanhamento da linha de costa.

8 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos resultados e discussões expostos neste estudo, extrai-se as seguintes conclusões e considerações sobre evolução espaço-temporal dos concheiros de San Antonio Este:

Através do mapeamento da movimentação espaço-temporal da linha de costa no entorno da Península Villarino, foi possível registrar a variabilidade do comportamento evolutivo ao longo do sistema praias em um período de 34 anos. Mostrando com isso, que há uma correlação entre o padrão evolutivo nos diferentes setores do concheiro e as feições geomorfológicas presentes. Setores com progradação (deposição) apresentam cristas de praia bem desenvolvidas ou em extensos conjuntos, enquanto nos setores com retrogradação e estabilidade ocorrem feições erosivas de escarpa e praias com cristas suaves.

A análise feita sobre os mapas de acompanhamento espaço-temporal da área, juntamente com as observações geomorfológicas, possibilitou a interpretação da corrente de deriva circular no sentido horário a periferia da Península Villarino. Com o sentido para oeste na praia exposta ao Golfo de San Matías; com deriva para noroeste, na face sudoeste, gerada pela refração das ondas; e na face voltada para Bahía San Antonio, deriva para leste, formada pela influência das ondas locais de oeste, juntamente com o fluxo de maré da baía.

Ao observar os mapas de acompanhamento temporal do concheiro, como também o cálculo espacial da área, nota-se que em todo período analisado existe mais áreas com progradação do que retrogradação, o que indica um balanço positivo sedimentar, aumentando sua área em 0,39 km² no período estudado. Mostrando com isso, que essa acreção sedimentar pode estar combinada com uma fonte externa de conchas na antepraia, possivelmente associado com os sedimentos biocásticos retrabalhados das escarpas.

A utilização de imagens Landsat 5TM, 7^{ETM} e 8^{OLI}; com resolução espacial de 30 m, juntamente com a técnica aplicada, proporcionou realizar o estudo com uma série temporal de 34 anos, possibilitando um acompanhamento temporal maior das mudanças geomorfológicas da área estudada que imagens de satélites mais modernos, mesmo tendo melhor resolução espacial.

Este estudo pode servir como referência na interpretação da evolução da linha de costa de concheiros associada a formações de cordões litorâneos (*beach*

ridges), juntamente como análogo a Shark Bay. Isto, porque ambos têm configurações hidrodinâmicas semelhantes, compartilham muitas características deposicionais e são ambientes semi-fechados influenciados por ondas de tempestades.

9 REFERÊNCIAS

- Abrahão, D. & Warme, J.E. 1990. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin-lower cretaceous Lagoa Feia formation, Campos basin, offshore Brazil. In: Katz, B.J. (Ed.), Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs. AAPG Memoir 50, pp. 287–305.
- Addo, K. A., Jayson-Quashigah, P. N., & Kufogbe, K. S. 2011. Quantitative analysis of shoreline change using medium resolution satellite imagery in Keta, Ghana. *Marine Science*, 1(1), 1-9.
- Aigner, T. 1985. Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow- marine sequences. In: Friedman, G.M., Neugebauer, H.J.; Seilacher, A. (eds.). *Lecture notes in Earth Sciences*, Berlin, Springer, 174p.
- Aigner, T. & Reineck, H.E. 1983. Seasonal variation of wave-base on the shoreface of the barrier island Norderney, North Sea. *Senckenbergiana maritima*, 15: 87-92.
- Aliotta, S; Schnack, E.J; Isla, F.I; Lizasoain, G.O. 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. *Asociación Argentina de Sedimentología*. 1-2: 95- 107.
- Allen, J.R.L. 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30 A and B. Amsterdam, Elsevier, A: 593p.; B: 663p.
- Angulo, R., Fidalgo, F., Gómez Peral, M.A. y Schnack, E.J. 1978. Las ingresiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades, provincia de Río Negro. *Actas VII Congreso Geológico Argentino*, 1: 271-283.
- Appeaning Addo, K.; Jayson-Quashigah, P.N., and Kufogbe, K.S., 2011. Quantitative Analysis of Shoreline Change Using Medium Resolution Satellite Imagery in Keta, Ghana. *Marine Science*, 1(1), 1-9. doi: 10.5923/j.ms.20110101.01.

- Appeaning Addo, K.; Walken, M., and Mills, J. P., 2008. Detection, measurement, and prediction of shoreline recession in Accra, Ghana. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 63(5), 543-558. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2008.04.001.
- Azambuja Filho, N.C., Arienti, L.M. & Cruz, F. E.G. 1998. Guidebook to the Rift-Drift Sergipe Alagoas, Passive Margin Basin, Brazil. THE 1998 AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, Roteiro de Excursão, p.113.
- Bayarski, A. & Codignotto, J. 1982. Pleistoceno-Holoceno marino en Puerto Lobos, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (1): 91-99.
- Bayer, M., Gordillo, S. y Fucks, E. 2010. Análisis tafonómico en *Amiantis purpurata* (Lamarck), Bivalvia: una clase para describir los paleoambientes del cuaternario en el golfo San Matías, río Negro, Argentina. X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, VII Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 111.
- Belknap, D.F. 2003. Salt marshes. In: *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks* (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 586–588.
- Bertani, R.T. & Carozzi, A.V. 1985a. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs — I. *Journal of Petroleum Geology* 8 (1): 37–58.
- Bertani, R.T. & Carozzi, A.V. 1985b. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs — II. *Journal of Petroleum Geology* 8 (2): 199–220.
- Boothroyd, J.C. 1985. Tidal inlets and tidal deltas. In: *Coastal Sedimentary Environments* (Ed. Davis, R.A.) Springer-Verlag, Berlin; 445–533.
- Boyajian, G.E., Thayer, C.W., 1995. Clam Calamity: a recent supratidal storm-deposit as an analog for fossil shell beds. *PALAIOS* 10, 484–489. <https://doi.org/10.2307/3515051>.

- Brankamp, R.A. & Powers, R.W. 1958. Classification of arabian carbonate rocks of marine origin. *Geological Society of America*, 42: 1305.
- Bruhn, C.H.L., Gomes, J.A.T., Lucchese, C.D. & Johann, P.R.S. 2003. Campos basin: reservoir characterization and management – historical overview and future challenges. In: OTC 15220. OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, Houston, Texas, pp. 14pp.
- Buchmann, F.S.C., 2002. Bioclastos de organismos terrestres e marinhos na praia e plataforma Interna do Rio Grande do Sul: natureza, distribuição, origem e significado geológico. (Ph.D Dissertation). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil (108 pp). <http://hdl.handle.net/10183/1607>.
- Calliari, L.J., Klein, A.H.F., 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesqui* 20 (1), 48–56. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21281>.
- Carbone, M.E; Perillo, G.M.E; Piccolo, M.C. 2007. Dinamica Morfológica de los Ambientes Costeros de Bahía San Antonio Oeste, Provincia De Rio Negro. *GEOACTA* 32, 83-91.
- Caron, F., 2014. Estratigrafia e evolução da barreira Holocênica na região costeira de Santa Vitória do Palmar, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. (Ph.D Dissertation). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil (167 pp). <http://hdl.handle.net/10183/88625>.
- Carter, Bill. & Woodroffe, C. D. & IGCP Project 274. 1994. Coastal evolution : Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge ; New York : Cambridge University Press.
- Carvalho, M.D., Praça, U.M., Dias, J.L., Silva-Telles Jr., A.C., Horschutz, P., Hessel, M.H., Hanashiro, M., Scuta, M.S., Barbosa, A.S.C., Freitas, L.C.S. & Sayd, A.D. 1995. Coquinas da Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos: estudos sedimentológicos na caracterização da qualidade do reservatório, Rio de Janeiro, PETROBRAS, CENPES - Depex. (Internal Report, 3 v.).

- Carvalho, M.D., Praca, U.M. & Telles, A.C.S. 2000. Bioclastic carbonate lacustrine facies molds in the Campos basin (lower cretaceous), Brazil. In: Gierlowskikordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake Basins through Space and Time*. Tulsa: AAPG. AAPG Studies in Geology. 46: 245–256.
- Caxito, F.A. 2017. James Hutton e o Sublime Geológico: a Teoria da Terra entre o Iluminismo e o Romantismo. *Terræ Didactica*, 13(3):235-243. <http://www.ige.unicamp.br/terraedidactica/> Acesso em: 30 set. 2020.
- Charó, MP; 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.
- Clifton, H.E. 2003. Coastal sedimentary facies. In: *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks* (Ed. Middleton, G.V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 149–157.
- Clifton, H.E. 2006. A re-examination of facies models for clastic shorelines. In: *Facies Models Revisited* (Eds Walker, R.G. & Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; 293–337.
- Codignotto, J. 1983. Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa Fueguino-Patagónica. *Simposio oscilaciones el nivel del mar durante el ultimo Hemiciclo Deglacial en la Argentina*. 1:12-26.
- Conceição, J.C.J., Zalan, P.V. & Wolff, S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rifte Sul-Atlântico. *Boletim Geociencias Petrobras* 2: 255–265.
- Copernicus Marine Service – EU. 2020. Reanalysis-wav-001-032, Météo-France. <https://resources.marine.copernicus.eu>.
- Corbett, P., Câmara R., Monteiro R., Tavares A.C.G., Teixeira B. & Borghi, L. 2013. Framework for modeling of wireline log response from carbonate outcrops. In: *INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY*, 13, 2013, Anais., Rio de Janeiro Sociedade Brasileira de Geofísica.

- Corrêa, I.C.S. 2010. Mapeamento e Recursos Minerais na Plataforma Continental e área Oceânica Internacional. In. REUNIÃO ANUAL DA SBPC, 62, 2010, Natal. Anais., Natal, SBPC, pp. 1-5.
- Coutinho, P. N. 1995. Relatório Técnico da área de Oceanografia Geológica do Programa REVIZEE - Score Central. Levantamento do Estado da Arte da Pesquisa dos Recursos Vivos Marinhos do Brasil, REVIZEE. 68p.
- Dar, I.A. and Dar, M., 2009. Prediction of shoreline recession using geospatial technology: A case study of Chennai Coast, Tamil Nadu, India. *Journal of Coastal Research*, 25(6), 1276-1286. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-09-0051.1.
- Defeo, O., McLachlan, A., 2005. Patterns, processes and regulatory mechanisms in sandy beach macrofauna: a multi-scale analysis. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 295, 1–20. [https:// doi.org/10.3354/meps295001](https://doi.org/10.3354/meps295001).
- de Matos, M. D. F. A., Amaro, V. E., Scudelari, A. C., & Rosado, S. B. 2022. Estimativas das alterações de longo prazo na linha de praia do Litoral Oriental do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 23(1).
- Del Río, C.J., Martínez, S.A., Scasso, R.A., 2001. Nature and origin of spectacular marine miocene shell beds of Northeastern Patagonia (Argentina): paleoecological and bathymetric significance. *PALAIOS* 16 (1), 3–25. [https://doi.org/10.1669/0883-1351 \(2001\)016<0003:NAOOSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351 (2001)016<0003:NAOOSM>2.0.CO;2).
- Dias, J.L., Oliveira, J.Q. & Vieira, J.C. 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia formation, rift phase of Campos basin, offshore Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 18 (3): 252–260.
- Dias, J.L. 2005. Stratigraphy, sedimentology and volcanism of the Lower Cretaceous phase along eastern Brazilian continental margin. In: 14TH INTERNATIONAL CONGRESS OF THE IAS, 2005, Recife. *Annals...*, Recife, p. 1–2.

- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1:108-122.
- Embry, A. F. & Klovan, J. E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19: 730-781.
- Evans, G. 1965. Intertidal flat sediments and their environment of deposition in the Wash. Jour. Geol. Soc. London, 121:209-245.
- Favier Dubois, C.M., Borella, F., Manzi, L., Cardillo, M., Lanzelotti, S., Scartascini, F.L., Borges Vazquez, E., 2008. Aproximación regional al registro arqueológico de La costa rionegrina. In: Cruz, I., Caracotche, S. (Eds.), Arqueología de la Costa Patagónica. Perspectivas para la conservación, pp. 50 e 68.
- Feijó, F.J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 8 (1):149-161.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Tomo III. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. 432 p.
- Fick, C., Toldo Jr, E. E., & Puhl, E. 2018. Shell concentration dynamics driven by wave motion in flume experiments: Insights for coquina facies from lake-margin settings. Sedimentary Geology, 374, 98-114.
- Figueiredo Jr., A.G., Sanders, J. & Swift, D.J.P. 1981. Storm-graded layers on inner continental shelves: Examples from Southern Brazil and the Atlantic Coast of the Central United States. Sedimentary Geology, 31: 171-190.
- Fletcher, C. H., Romine, B. M., Genz, A. S., Barbee, M. M., Dyer, M., Anderson, T. R., ... & Richmond, B. M. 2012. National assessment of shoreline change: Historical shoreline change in the Hawaiian Islands.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43: 1-38.
- Fucks, E., Aguirre, M., Richiano, S., Boretto, G., Zanchetta, G., Consoloni, I., Isola, I., Pappalardo, M. y Ribolini, A. 2009. Depósitos Litorales en el Sector

Continental del Norte del Golfo San Jorge. IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário y II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur, 1:114.

Fucks, E., & Schnack, E. 2011. Evolución geomorfológica en el sector norte del golfo San Matías. In XVIII Congreso Geológico Argentino (pp. 273-274).

Fucks, E., Charó, M., Aguirre, M. y Farinati, E. 2011b. Aspectos estratigráficos y geomorfológicos del litoral patagónico bonaerense. XVIII Congreso Geológico Argentino, 275-276.

Fucks, E.E; Schnack, E.J; Charó, M. 2012. Aspectos geológicos y geomorfológicos del sector N del Golfo San Matías, Río Negro, Argentina. Revista de la Sociedad Geológica de España 25:95-105.

Ghignone, J.I. 1960. Reconhecimento Gravi-magnético na Bacia de Pelotas. Boletim Técnico da PETROBRAS. Rio de Janeiro: Petrobras, 3 (2): 73-79.

González Díaz, E. F., & Di Tommaso, I. 2011. Evolución geomorfológica y cronología relativa de los niveles aterrazados del área adyacente a la desembocadura del río Chubut al Atlántico (Provincia del Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68(4), 507-525.

Google Earth Pro. 2022. Sam Antonio Este, Argentina. Coordenadas 40° 49"S e 64° 52"W.

Grabau, A.W. 1904. On the classification of sedimentary rocks. American Geologist, 33: 228-247.

Hart, B.S. & Plint, A.G. (1995) Gravelly shoreface and beach deposits. In: Sedimentary Facies Analysis: a Tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading (Ed. Plint, A.G.). Special Publication 22, International Association of Sedi- mentologists. Blackwell Science, Oxford; 75–90.

Hayes, M. S. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: E. Cronin (Ed.) Estuarine research v.2: geology and civil engineering: 3-22. Nova York: Academic Press.

- Hutton, J. 1788. Theory of the Earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the Globe. Trans. Royal Society of Edinburgh, 1:209-304.
- Hwang, D.J., 1981, Beach changes on Oahu as revealed by aerial photographs: Honolulu, Hawaii, State of Hawaii Department of Planning and Economic Development: Honolulu, Hawaii, Coastal Zone Management Program, Technical Supplement 22, 146 p.
- Illing, L. V.; Wells, A. J. & Taylor, J. C. M. 1965. Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: L. C. Pray & R. C. Murray (Eds) Dolomitization and limestone diagenesis. A symposium: 89-111. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. N.º 13.
- Jahnert, R., Paula, O., Collins, L., Strobach, E., Pevzner, R., 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: architecture of a Holocene reservoir analog. *Sedimentary Geology* 281, 59–74.
- Jonah, F.E.; Boateng, I.; Osman, A.; Shimba, M.J.; Mensah E.A.; Adu-Boahen, K.; Chuku, E.O., and Effah, E., 2016. Shoreline change analysis using end point rate and net shoreline movement statistics: An application to Elmina, Cape Coast and Moree section of Ghana's coast. *Regional Studies in Marine Science*, 7, 19-31. doi: 10.1016/j.rsma.2016.05.003.
- Kidwell, S.M. 1986. Models for fossil concentrations: paleobiological implications. *Paleobiology* 12: 6–24.
- Kidwell, S.M. 1991. The stratigraphy of Shell concentrations. In: Allison, P.A. & Briggs, D.E.G. (Ed.). *Taphonomy, Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. New York, Plenum Press, p. 211-290.
- Kidwell, S.M. & Holland, S.M. 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *PALAIOS*, 6(4): 426-434.
- Kinoshita, E.M. 2010, Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe–Alagoas: *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18: 249–269.

- Kokot, R. R; Favier-Dubois, C.M. 2017. Evolución Geomorfológica de la Bahía de San Antonio, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (3): 315-325.
- Lopes, R. P., Buchmann, F. S. C., 2008. Comparação tafonômica entre duas concentrações fossilíferas (shell beds) da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Gaea J. Geosc.* 4 (2), 65–77. <https://doi.org/10.4013/5560>.
- Makai Ocean Engineering and Sea Engineering, 1991, Aerial photograph analysis of coastal erosion on the islands of Kauai, Molokai, Lanai, Maui and Hawaii: Honolulu, Hawaii, Office of State Planning, Coastal Zone Management Program, 200 p.
- Martínez, H., Náñez, C., Lizuain, A., Dal Molin, C. N., & Turel, A. V. 2001. Hoja Geológica 4166-II San Antonio Oeste.
- Mendes, J. C. 1984. *Elementos de Estradigrafia*. São Paulo: Editora T. A. Queiroz/EDUSP.
- Meneses, P. R., & Almeida, T. D. 2012. *Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto*. Universidade de Brasília, Brasília.
- Milani, E. J., Lana, M. C. & Szatmari, P. 1988. Mesozoic rift basins around the Northeast Brazilian microplate (Reconcavo-Tucano-Jatoba, Sergipe-Alagoas). *Triassic-Jurassic Rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins, Developments in Geotectonics*, 22, Elsevier, Amsterdam, 833-858.
- Miranda, I. M., Toldo Jr, E. E., da Fontoura Klein, A. H., & da Silva, G. V. 2019. Shoreline evolution of lagoon sandy spits and adjacent beaches, Lagoa dos Patos, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 35(5), 1010-1023.
- Mouzo, F.H. 2014. 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 (1): 125-138.

- Mouzo, F.H., Garza, M., Izquierdo, J. e Zibecchi, R. 1975. Beachrock occurrence and some associated structures at Pehuén-Co Beach, Argentina. *Boletim Paranaense de Geociencias*, (Abstract) 33: 60.
- Mouzo, F.H. & Paterlini, C.M. 2017. Submarine geology of north patagonian Gulf San Matías. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74 (4): 553-569.
- Muniz, M.C. 2013. Tectono-Stratigraphic Evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil, Londres, pp. 324. PhD Thesis. Royal Holloway University of London.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2^a ed.. Chichester, UK ; Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell, 432 p.
- Novo, E.M.L.M., 2010. *Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações*. São Paulo, 4 Ed. Edgar Blucher. 388p.
- Okoe, P. M. N. A. (2020). Modelo faciológico das coquinas do albardão na plataforma interna do RS.
- Olivera, A.M., & Wood, W.L.,1997. Hydrodynamics of bivalve shell entrainment and transport: *Journal of Sedimentary Research*, 67, p. 514–526.
- Oliveira, V.C.B.d., Silva, C.M.A.d., Borghi, L.F., Carvalho, I.S.d. 2019. Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Salt, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 95 (2019): 102-254.
- Ortlieb, L. 1987. Neotectonic and Quaternary sea level variations in the gulf of California region. *Bull. INQUA Neotecton. Comm.*, 10: 28-31.
- Paterlini, C.M. & Mouzo, F.H. 2013. Exploración sísmica del golfo norpatagónico San José, plataforma continental Argentina, provincia del Chubut. *GEOACTA*, 38 (1): 81-94.
- Pedoja, K., Regard, V., Husson, L., Martinod, J., Guillaume, B., Fucks, E., Iglesias, M. y Weill, P. 2011. Uplift of Quaternary shorelines in eastern Patagonia: Darwin revisited. *Geomorphology*, 127: 121–142

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. 1973. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, Berlin, 617 p.
- Pettijohn, F.J. 1975. Sedimentary Rocks (3rd. ed). New York, Harper & Row, 628p.
- Platt, N.H. & Wright, V.P. 1991. Lacustrine carbonates. Facies models, facies distribution and hydrocarbon aspects. In: P. Anadn, L. Cabrera and K. Kelts (Editors), Lacustrine Facies Analysis. Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ., 13: 55-72.
- Purser, B. H. 1973. The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in shallow epicontinental sea. Nova York: Springer Verlag.
- Purser, B. H. 1980. Sédimentation et diagenèse dês carbonates néritiques récents. Paris: Technip.
- Radtke, U., Rutter, N. y Schnack, E. 1989. Untersuchungen zum marinen quarter patagoniens (Argentinien). Essener Geogr. Arbeiten, Bd. 17:267-289.
- Rostami, K., Peltier, W. y Mangini, A. 2000. Quaternary marine terraces, sea –level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: compararisons with predictions of the ICE -4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. Quaternary Science Reviews, 19:1495-1525.
- Rutter, N., Radtke, U y 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: 391-411.
- Rutter, N., Schnack, E., Del Río, J., Fasano J., Isla F. y Rudtke U. 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the patagonian coast, Argentina. Quaternary Science Reviews, 8: 213-234.
- Rutter, N., Schnack, E., Del Río, J., Fasano J., Isla F. y Rudtke U. 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the patagonian coast, Argentina. Quaternary Science Re- views, 8: 213-234.
- Schafer, W. 1972. Ecology and Paleoecology of Marine Environments. The University of Chicago Press, Chicago, pp. 568p.

- Schellmann, G. & Radke, U. 2000. ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). *Quaternary International*, 68-71: 261-273.
- Segev, A. 2002. Flood basalts, continental breakup & the dispersal of Gondwana: evidence for periodic migration of upwelling mantle flows (plumes). *European Geosciences Union, Stephan Mueller, Special Publication 2*, 171–191.
- Shackleton, N. 1987. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. En: S.Vrba, G.Denton, T.Patridge, y L. Burckle (eds.). *Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins*, 17: 242-248.
- Shalowitz, A.L., 1964, Shore and sea boundaries: Interpretation and use of Coast and Geodetic Survey data: U.S. Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey, Publication 10–1, v. 2, 749 p., available at <http://www.nauticalcharts.noaa.gov/hsd/shalowitz.html>.
- Shepard, F.P. 1973. Scotian shelf and Grand Banks. In: *The future petroleum provinces of Canada their Geology and potential*. Canadian Society of Petroleum Geology Memoir 1:519-559.
- Smith, M.J. and Cromley, R.G., 2012. Measuring historical coastal change using GIS and the changes polygon approach. *Transaction in GIS*, 16 (1), 3-15. doi: 10.1111/j.1467- 9671.2011.01292.x.
- Sonu, C. J . 1973. Three-dimensional beach changes, *Journal of Geology*, 81: 42-64.
- Suguio, K. 2003. Ambientes de Sedimentação Marinhos. In: *Geologia Sedimentar*. São Paulo. Ed. Edgard Blücher Ltda. 280-287.
- Sunamura, T. 1984. Quantitative predictions of beach face slopes. *Geological Society of America Bulletin* , 95: 242-245.
- Tavares, A.C., Borghi, L., Corbett, P., Nobre-Lopes, J. & Camara, R. 2015. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves

Formation, Sergipe- Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. *Brazilian Journal of Geology* 45 (3): 415–429.

Terra, G.J.S., Spadini, A.R., França, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Juschaks, L.C.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P., Matsuda, N.S., Silva, N.G.C., Moreti-Junior, P.A., D'Avila, R.S.F., Souza, R.S., Tonietto, S.N., Anjos, S.M.C., Campinho, V.S. & Winter, W.R. 2010. Classificação das rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobras* 18 (1): 9-29.

Thompson, D.L., Stilwell, J.D. & Hall, M. 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research* 28: 26-51.

Thieler, E.R.; Himmelstoss, E.A.; Zichichi, J.L., and Ergul, A., 2009. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 - An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change. Woods Hole, Massachusetts, United States: U.S. Geological Survey Open-File Report No. 2008- 1278, 81 p.

UNEP/WCMC (United Nations Environmental Programme/World Conservation Monitoring Centre), 2008. Shark Bay Western Australia. Report, Cambridge, England.

Van Straaten, L.M.J.U. 1954b. Sedimentology of Recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). *Geol. Mijnb* 16:25-47.

Weiler, N. 1993. Niveles marinos del Pleistoceno tardío y Holoceno en Bahía Anegada, Provincia de Buenos Aires. *Geocronología y correlaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48, 3-4: 207-216.

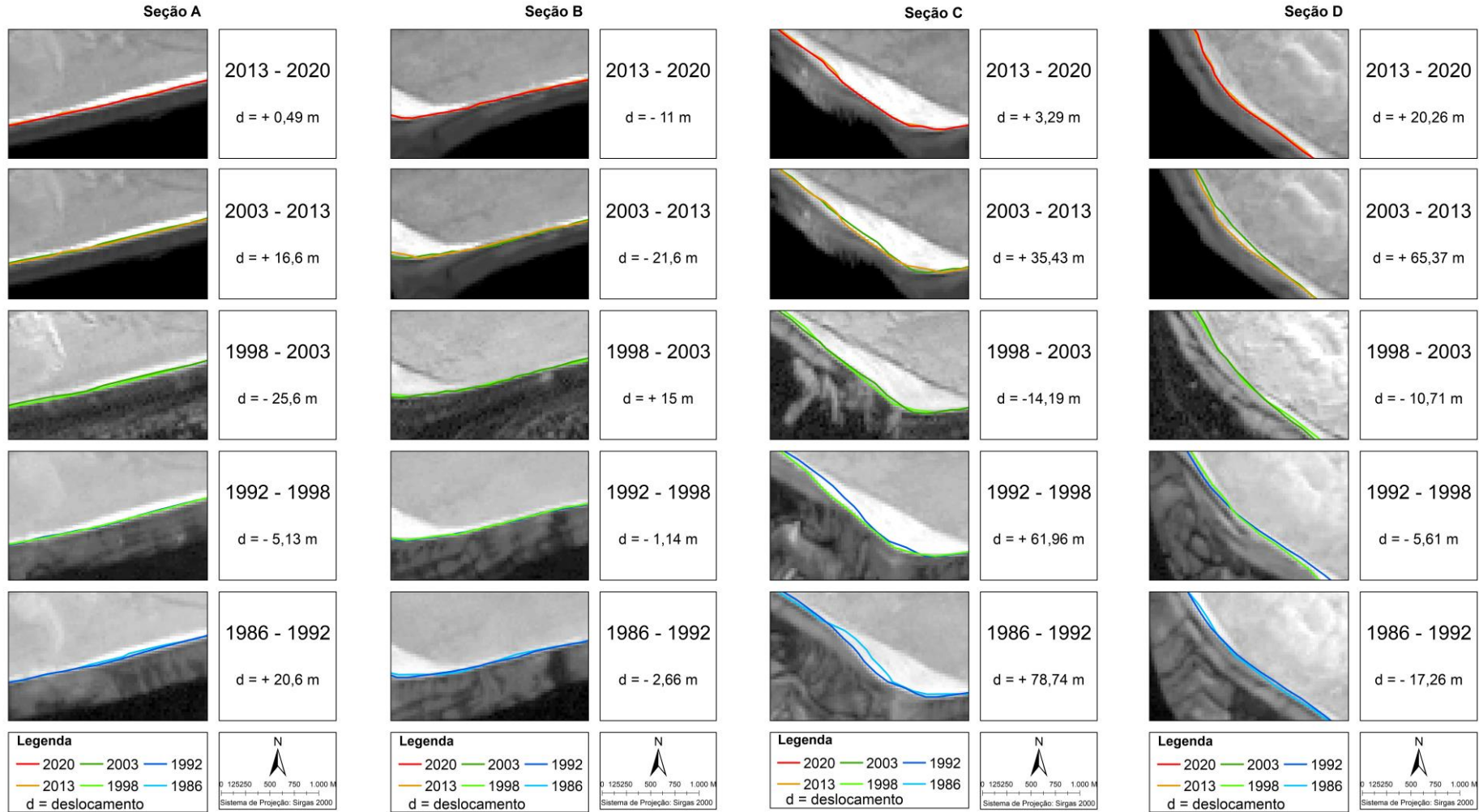
Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B., 2013. Internal architecture and evolution of bioclastic beach ridges in a megatidal chenier plain: field data and wave flume experimente. *Sedimentology* 60 (5), 1213–1230. <https://doi.org/10.1111/sed.12027>.

Wichmann, J. 1918. Estudios Geológicos e Hidrogeológicos em la Región Comprendida Entre Boca del Río Negro, San Antonio y Choele Choele. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación*, 13, 3:1-43.

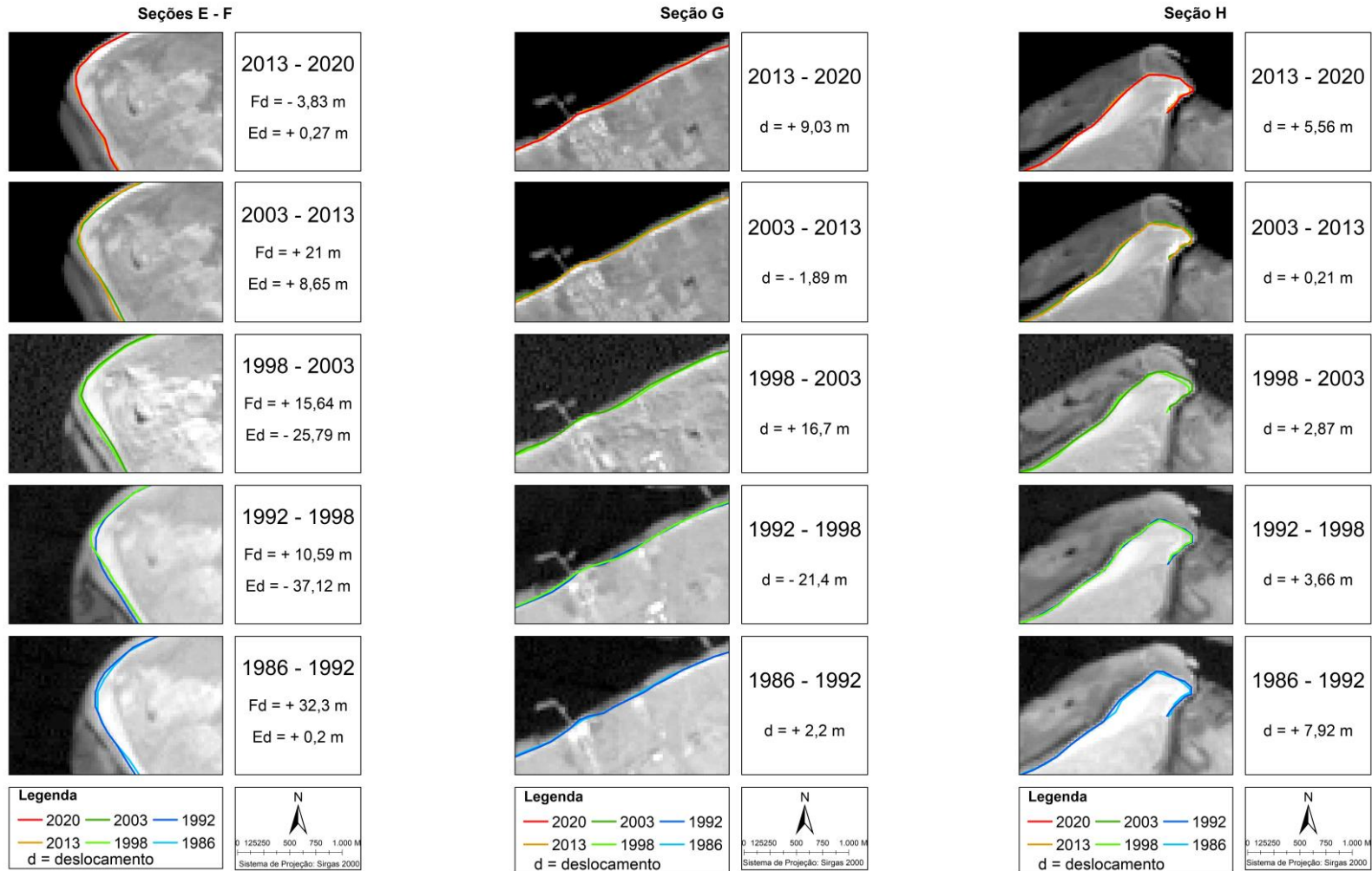
- Winter, W.R., Jahnert, R.J. & França, A.B. 2007. Bacia de Campos. Bol. Geociencias Petrobras 15: 511–529.
- Witte L. 1916. Estudios Geológicos de la Región de San Blas (Partido de Patagones). Revista del Museo de La Plata. 24: 7-99.
- Yadav, A., Dodamani, B. M., & Dwarakish, G. S. 2021. Shoreline analysis using Landsat-8 satellite image. ISH Journal of Hydraulic Engineering, 27(3), 347-355.
- Zuschin, M., Stachowitsch, M. & Stanton, R.J. 2003. Patterns and processes of Shell fragmentation in modern and ancient marine environments. Earth-Science Reviews, 63: 33-82.

APÊNDICES

Apêndice A. Mapas de acompanhamento temporal do concheiro de 1986 a 2020 nas seções A, B, C e D, sobre a imagem Landsat referente ao ultimo ano de cada período analisado. Os sinais negativos (-) foram colocados nos períodos retrogradantes, e os sinais positivos (+), para os períodos progredientes.



Apêndice B. Mapas de acompanhamento temporal do concheiro de 1986 a 2020 nas seções E - F, G e H, sobre a imagem Landsat referente ao ultimo ano de cada período analisado. Os sinais negativos (-) foram colocados nos períodos retrogradantes, e os sinais positivos (+), para os períodos progradantes.



ANEXO I
Título da Dissertação:
“EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DOS CONCHEIROS NA PENÍNSULA VILLARINO, SAN ANTONIO ESTE, ARGENTINA”
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: Cristian Valenti Schenk
Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl
Examinadora: Profa. Dra. Inaiê Malheiros Miranda
Data: 05/09/2022
Conceito: B
PARECER:
<p>O trabalho apresentado pelo mestrando Cristian Valenti Schenk fornece contribuições significativas para a análise da evolução espaço-temporal dos concheiros na Península Villarino e atende a todos os objetivos da pesquisa.</p> <p>Os resultados da evolução espaço-temporal dos concheiros estudados ao longo das três últimas décadas, são suportados pelos geoindicadores observados em campo, assim como a determinação da direção preferencial da deriva litorânea. Conforme foi bem destacado na discussão do artigo.</p> <p>O mestrando também apresentou um marco teórico bem consistente. O estado da arte está bem detalhado, assim como a metodologia e, o texto também contém uma excelente caracterização da área de estudo. Apenas, senti falta de uma maior análise crítica dos estudos sobre as taxas de mudanças costeiras apresentados no tópico 3.6., dentro do estado da arte. E ou/ a identificação clara dos principais resultados que também podem contribuir para o seu trabalho, os quais podem ser utilizados na introdução do artigo e, principalmente, na discussão.</p> <p>Também é importante informar qual referência utilizou para a definição da escala no estudo. No trabalho, o autor afirma que se trata de uma análise da evolução de curto-prazo (decadal). Para mim, o espaço de tempo de 34 anos corresponde à escala de médio-prazo, também chamada de escala de engenharia, ou escala histórica, de acordo com os autores Cowell e Thom (1994).</p> <p><i>“Cowell PJ, Thom BG (1994) Morphodynamics of coastal evolution, In: Carter RWG, Woodroffe CD(Eds.) Coastal Evolution. Crambridge University Press, United Kingdom, pp 33-86”</i></p> <p>Sobre a metodologia, apesar de não ter sido utilizado a mesma banda espectral, ambas as bandas utilizadas (Infravermelho próximo – 0,76-0,90 µm, e IV médio – 1,55-1,75 µm) são boas para a análise do conteúdo de umidade nos alvos em questão. Haja visto a reflectância quase nula do alvo água em contraste com a elevada reflectância dos sedimentos nestas bandas. Neste caso, o limite (o setor fronteiroço) entre a zona de intermaré (caracterizada pela areia úmida do terraço de maré) e a zona de supramaré (caracterizada pelos sedimentos sem águas intersticiais no depósito de coquinas).</p> <p>Apesar do autor informar que todas as imagens foram adquiridas durante uma condição de maré baixa, é importante informar o valor do nível da maré no momento de</p>

aquisição da imagem (por exemplo, na *table 1*). Não está claro se as imagens foram adquiridas em condições de maré baixa de sizígia ou de quadratura. Contudo, esta informação não acarreta prejuízo aos resultados, haja visto que o indicador (*proxy*) da linha de costa corresponde à fronteira da zona de intermaré com a supramaré.

No artigo, as figuras 13, 14 e a tabela 4 ainda são resultados e deveriam ser apresentados na sessão resultados e não discussão.

-Alguns pequenos detalhes:

Devido a maior disponibilidade de vetores da linha de costa e, a constatação da existência de ciclos de erosão e deposição na área de estudo, recomendo a utilização da estatística de regressão linear simples (LRR), por considerar todas as linhas de costa disponíveis.

Maiores informações sobre o regime de ondas da região poderiam ser exploradas e, incluídos na discussão do artigo, assim como no tópico 3.3.1. Haja vista a aquisição de uma extensa série temporal de dados de onda modelados (1993-20119, pág.66). Também seria bom que fosse plotado em um dos mapas a localização de onde foi tirado a série temporal de dados de onda.

Não entendi por que não foi mostrado os valores das taxas médio anuais de mudança costeira no artigo, assim como foi feito na metodologia (Tabela 3, pág. 65). Principalmente, considerando que é mostrado o cálculo da incerteza da taxa média anual ($\pm 0,96$ m/ano) no artigo, onde, os valores que caem dentro do erro devem ser considerados como estáveis.

Ao invés de escrever no corpo do texto, sugiro escrever na legenda da figura 4 do artigo o que estão indicando as setas coloridas (pág.80).

Na legenda da figura 2 do artigo (pág.77), fazer referência à figura 5 para a localização das fotografias da figura 2, assim como foi feito na sessão (4.4) de área de estudo da Tese.

Também precisa traduzir alguns termos (Ex.: *Foreshore* = Face praial). Sugiro utilizar “inner continental shelf” ao invés de “infratidal” para traduzir plataforma continental interna (pág.21). Corrigir o nome de “espetos” arenosos para “esporões” arenosos (tópico 3.6.3).

Nos materiais e métodos do artigo, ao invés de afirmar que um SIG foi criado, diga que fez uso dele – “This study uses a Geopgraphic Information System (GIS) to map ...”.


Por fim, reforço que a dissertação traz importantes contribuições e atende bem a todos os requisitos para a obtenção do grau de mestre.

Assinatura: 

Data: 05/09/2022


Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação:	
“EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DOS CONCHEIROS NA PENÍNSULA VILLARINO, SAN ANTONIO ESTE, ARGENTINA”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: Cristian Valenti Schenk	
Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl	
Examinador: Prof. Dr. Ricardo Baitelli	
Data: 06 setembro de 2022	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação de mestrado de Cristian Valenti Schenk apresenta a aplicação/interpretação de imagens de satélite nos concheiros da península Villarino, San Antonio Este, Argentina com mapeamento de locais que apresentam feições erosivas e locais com características deposicionais.</p> <p>O autor faz um bom levantamento sobre o estado da arte, seguido por aplicações do sensoriamento em áreas costeiras além de exemplos que envolvem alterações na linha de costa análogas à estudada.</p> <p>A apresentação da área de estudo está muito bem conduzida assim como a descrição dos métodos utilizados no levantamento do local.</p> <p>As ilustrações estão bem feitas, pertinentes e bem distribuídas ao longo do trabalho permitindo o bom entendimento do texto.</p> <p>Os resultados apresentados são relevantes e provam a funcionalidade e eficácia do método aplicado e refletem o domínio do autor sobre o assunto.</p> <p>Foram observados problemas de cálculo de alguns dados que não comprometem os resultados e as conclusões.</p> <p>Considero alcançados os objetivos propostos de análise, mapeamento e quantificação dos concheiros identificando locais de erosão e deposição e relacionando-os às feições geomorfológicas presentes na área e seu papel nos processos costeiros.</p> <p>Sugestões para alterações ao longo do trabalho estão especificadas nos dois arquivos em anexo: Arquivo 01.PDF com a <i>localização das observações</i> e, Arquivo 02.pdf com as <i>observações</i> propriamente ditas.</p>	
Assinatura:	Data: 06 setembro 2022
	

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação:	
“EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DOS CONCHEIROS NA PENÍNSULA VILLARINO, SAN ANTONIO ESTE, ARGENTINA”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: Cristian Valenti Schenk	
Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl	
Examinador: Prof. Dr. Fernando Erthal	
Data: 12/09/2022	
Conceito: B	
PARECER:	
<p>O discente apresentou dissertação (incluindo artigo científico submetido) onde trata da evolução geomorfológica e sedimentar da Península Villarino, Rio Negro, Argentina, utilizando imagens de satélite obtidas num intervalo de 36 anos. O trabalho apresenta extensa e aprofundada revisão de literatura, principalmente sobre os aspectos de geologia sedimentar, dinâmica e evolução costeira e marinha, bem como tafonomia estratigráfica de conchas. A área de estudo está bem caracterizada nas suas principais características relevantes ao estudo. A metodologia utilizada, que está descrita com clareza no documento, utiliza ferramentas de sensoriamento remoto, para permitir a quantificação da área que sofreu progradação ou retrogradação ao longo do período avaliado, através de imagens de satélite. Também foi realizada saída de campo para verificação in situ das características da área. As figuras foram todas muito bem empregadas e são de boa qualidade. O artigo apresentado apresenta elementos robustos que permitiram a publicação de informações científicas valiosas. De forma geral, o texto da dissertação apresenta construção bastante fluida e é de leitura bastante fácil, exceto pela grande quantidade de pequenos erros de digitação, ou de concordância, além de frases truncadas e termos mal traduzidos. Algumas referências citadas não constam da bibliografia.</p>	
Assinatura: 	Data: 12/09/2022
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	