

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA - UFSC
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS - CFH
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS - GCN
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

MAIARA RECH DA SILVEIRA

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS DO
ENTORNO DA LAGUNA DO MACACU, GAROPABA, SC, BRASIL

FLORIANÓPOLIS

2016

MAIARA RECH DA SILVEIRA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS DO
ENTORNO DA LAGUNA DO MACACU, GAROPABA, SC, BRASIL**

Trabalho de Conclusão submetido ao Curso de Geologia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas, da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito para a obtenção do título de Bacharela em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn Filho

FLORIANÓPOLIS

2016

AGRADECIMENTOS

Após anos de estudo, enfim este ciclo se fecha para dar início a outro. A construção deste trabalho não teria sido possível sem a colaboração, estímulo e dedicação de inúmeras pessoas, as quais participaram direta e indiretamente para que o sonho em me tornar Geóloga se tornasse realidade. Agradecer é reconhecer que em diversos momentos, incluindo os de dificuldades, euforia, tristeza, ansiedade, entre tantos outros turbilhões de emoções, alguém te estendeu a mão, te deu um olhar de apoio, uma palavra de incentivo, um gesto de compreensão, uma atitude de amor. A partir disto, gostaria de expressar minha imensa e sincera gratidão a todos que fizeram parte deste momento da minha vida.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer aos meus pilares neste mundo: Tânia e Jurandir. Meus amados mãe e pai, obrigada por terem me incentivado a buscar meus sonhos e mostrado desde sempre o grande valor que a curiosidade e a busca pelo conhecimento possuem na vida. Obrigada pelos anos de dedicação, pelo encorajamento, por sempre acreditarem em mim, e até mesmo por algumas broncas (mas só algumas rs). Minha amada irmã, amiga e grande orgulho, Ana Carolina, obrigada por ser alguém tão especial e maravilhosa em minha vida. Também agradeço pelo apoio na minha caminhada aos meus avós (Vó Santina, Vô Hilário, Vó Inês e Vô Luiz) e a toda minha família.

Em segundo lugar, agradeço àqueles que tornaram a composição deste trabalho possível. Ao professor Dr. Norberto Olmiro Horn Filho, pela orientação dedicada durante este TCC, por motivar minha curiosidade acerca das regiões litorâneas e pelos ensinamentos recebidos ao longo de todos os anos de grupo de pesquisa. Agradeço imensamente pela credibilidade e oportunidade de trabalhar em uma área cativante e que tanto me encanta como a Geologia Costeira. À Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela infraestrutura e apoio financeiro recebido, os quais foram fundamentais em minha formação. Aos meus professores e amigos Dra. Manoela Bettarel Bállico e Dr. Rodrigo Rodrigues Cancelli, minha imensa gratidão pelo apoio, amizade e por me servirem de inspiração. Ao Sr. Gentil Silvestre, do Laboratório de Geologia e Sedimentologia da Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), pelo zelo em me auxiliar com dúvidas e dificuldades referentes às técnicas de laboratório empregadas neste trabalho, sem o qual eu não teria atingido meus objetivos. Aos meus colegas e grandes amigos Igor Pavezi e André Guimarães pela imensurável ajuda nos trabalhos de campo e por todos os anos de amizade. Ao colega e amigo Juliano Fontoura gratidão pelo auxílio com o *software* de criação de mapas e banco de dados.

Agradeço também àqueles que participaram de maneira indireta, mas não menos importante, na conclusão de meu trabalho e graduação. Aos meus colegas de curso e preciosos amigos, que tornaram todos esses anos mais leves, divertidos e cheios de amor: João Victor Alcântara, Manuela Bahiense, Carolina Pereira, Rafael Freitas, Marciéli Frozza, Alisson Rech, Laura Costa, Ana Claudia Canela, Maria Eduarda Didoné, Carolina Peixoto, Milena Arruda, Gabriela Bessa, Elias Cenci, Claudenice Freitas, Danyelly Caetano, Gustavo Comin, Isabela Coutinho, Jéssica Souza, Camila Laiks, Alina Gabardo, Felipe Golin, Pedro Mallmann, Matheus Battisti, Guilherme Estevam, Luis Henrique, Lucas Bampi, Gabriel Rossi, Lucas Borsuk, Henrique Esteves, Lucas Vargas, Fabiane Ivacenkco, Carlos Eduardo Pereira, Bernardo Figueiredo, Antônio Oliveira, Rauflin Baldini, Ramon Vitto, Nikola Gayer, e possivelmente outros colegas queridos que eu tenha esquecido. Aos que foram meus companheiros de grupo de pesquisa e que sempre guardarei no coração: Patrícia Tortora, Mayara Moreira, Márcio de França e Camila Santos, gratidão pela amizade, cooperação e conhecimento compartilhado. E, finalmente, aos meus grandes amigos e segunda família (mais conhecida como Família Matagal) pelos anos, casa, alegrias, tristezas, domingos, brigadeiros, risadas e cervejas partilhadas: Luciana Lopes, Suzane Viana, Laércio Lopes, Danilo Lopes, Rafael Viegas, Lucila Abreu, Márcio Nandi, Bernardo Provedan, Mário Faria, Andrea Pavone, Giovanni Carús e Jerusa Fronza.

RESUMO

As variações relativas do nível do mar resultantes, sobretudo, de oscilações paleoclimáticas ocorridas durante o Quaternário têm exercido importante papel na evolução das planícies costeiras. A configuração do litoral Centro-sul de Santa Catarina, onde está inserida a laguna do Macacu, é típica do sistema deposicional do tipo Laguna-Barreira, cuja formação está diretamente associada às variações eustáticas ocorridas durante o Quaternário. Este trabalho objetiva caracterizar do ponto de vista geológico os depósitos quaternários do entorno da laguna do Macacu, localizada no setor Nordeste do município de Garopaba. Através da revisão bibliográfica, da análise preliminar de imagens de satélite e de trabalhos de campo foram realizados perfis geológicos, que resultaram na coleta de 53 amostras de sedimentos superficiais e de três testemunhos, os quais foram amostrados a fim de se obter informações sobre o registro sedimentar em subsuperfície. Com base nas observações em campo, análises em laboratório e interpretação dos dados gerados a partir dessas amostras foi possível a confecção do mapa geológico dos depósitos quaternários do entorno da laguna do Macacu. Foram mapeados depósitos típicos dos sistemas deposicionais continental e transicional, sendo que este pode ser correlacionado aos sistemas do tipo Laguna-Barreira III e IV. Pertencentes ao primeiro sistema foram identificados os depósitos coluvial, de leque aluvial e fluvial, todos do Quaternário indiferenciado; e, do segundo sistema, foram reconhecidos o Depósito eólico do Pleistoceno superior (Barreira III) e os depósitos lagunar, paludial, deltaico intralagunar, fluvial praial (Laguna IV) e marinho praial e eólico (Barreira IV), todos do Holoceno. Por fim, é proposta uma coluna estratigráfica da área, bem como a interpretação dos estágios geoevolutivos através da utilização de Modelo Digital do Terreno (MDT), com propósito de inferir o comportamento dos depósitos sedimentares quanto aos eventos de transgressão e regressão marinha ocorridos durante o Quaternário.

Palavras-chave: Planície costeira; Sistema deposicional continental; Sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira.

ABSTRACT

The relative sea level variations as a result of the paleoclimatic oscillations which occurred during the Quaternary have played an important role in the coastal plains evolution. The center-south *Santa Catarina* configuration, where the *Macacu* lagoon is located, is typical from the Barrier-Lagoon depositional system, which formation is directly associated to the eustatic variations that happened during the Quaternary. This research aims to characterize the surrounding *Macacu* lagoon quaternary deposits, located in the Northeastern part of *Garopaba*, from a geological perspective. Geological profiles, which brought up 53 sedimental samples, were made through bibliographic review, preliminary satellite images analysis and field works. Besides, three core samples were collected with the objective of obtaining sedimentary subsurface registry information. It was possible to produce the quaternary deposits geological map of the *Macacu* lagoon surroundings based on field observation, laboratory and data analysis from the samples. Typical depositional continental and transitional systems from the deposits were mapped, considering that the latter can be connected to the Barrier-Lagoon systems III and IV. As being part of the first system were identified: colluvial, alluvial fan and fluvial Deposits. All of them being part of the undifferentiated Quaternary. And as being part of the second system: Upper Pleistocene eolian Deposit (Barrier III), lagoonal, paludal, intralagoonal deltaic, beach fluvial (Lagoon IV) and beach marine and eolian (Barrier IV) deposits, all of them pertaining to the Holocene. Concluding, a stratigraphic column of the field was suggested, as well as Geoevolutionary phase interpretation through the utilization of the Digital Terrain Model (DTM), aiming to point out the sedimentary deposits behavior related to the marine transgression and regression which occurred during the Quaternary.

Keywords: Coastal plain; Continental depositional system; Barrier-Lagoon depositional systems.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa de localização da área de estudo.....17
- Figura 2:** A província costeira de SC. **A.** Localização da província costeira ou zona costeira catarinense em oito setores, segundo a subdivisão de Diehl & Horn Filho (1996); **B.** Reconstrução tectônica pré-deriva continental com as principais bacias sedimentares formadas com a separação das placas Sul-americana e Africana (MOHRIAK, 2003).....22
- Figura 3:** Unidades geotectônicas do sul do Brasil. **A.** Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil ao Uruguai e **B.** Compartimentação geotectônica e unidades geológicas do Escudo Catarinense, com indicação da área estudada por Bitencourt *et al.* (2008).....24
- Figura 4:** Mapa geológico da região de Paulo Lopes-Garopaba, com destaque para as litologias pertencentes à Suíte Paulo Lopes: Granito Paulo Lopes (**2**); Granitoides Garopaba (**3**); Gabro Silveira (**4**) e diques relacionados ao Gabro Silveira (**5**); à Suíte Pedras Grandes: Granito Vila da Penha fácies heterogranular (**6**) e Granito Serra do Tabuleiro fácies equigranular (**9**); e à Suíte Cambirela: Granito Ilha (**11**). O retângulo preto destaca a região do entorno da laguna do Macacu (Fonte: BITENCOURT *et al.*, 2008).....25
- Figura 5:** Mapa geológico do entorno da laguna do Macacu em base nos dados do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro – GERCO/SC (2010).....31
- Figura 6:** Fatores controladores dos níveis marinhos e continentais responsáveis pelas mudanças do NRM durante o Quaternário (Fonte: Modificado de MARTIN *et al.*, 1993).....36
- Figura 7:** Curva das flutuações do NRM ao longo dos últimos 7 Ka AP no trecho do litoral catarinense localizado entre os municípios de Itajaí e Laguna (Fonte: SUGUIO *et al.*, 1985).....38
- Figura 8:** Intervalo de curva do NRM ao longo dos últimos 6 Ka AP, de acordo com Angulo *et al.* (2006), para o litoral sul de SC (linhas tracejadas em vermelho) e curva do NRM ao longo dos últimos 7,5 Ka AP proposta por Milne *et al.* (2005) para o mesmo setor costeiro (linha preta contínua), tendo como base simulações geofísicas (cal = calibrada) (Fonte: SILVA, 2015).....39
- Figura 9:** Perfil esquemático transversal aos sistemas do tipo Laguna-Barreira, aproximadamente na latitude de Porto Alegre. A curva isotópica exposta na figura procura correlacionar as barreiras com os últimos picos da curva. (Fonte: BARBOSA *et al.*, 2008 modificado de TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).....41
- Figura 10:** Elementos morfológicos principais do sistema do tipo Laguna-Barreira (Fonte: VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).....42
- Figura 11:** Exemplo de materiais utilizados em trabalho de campo: **A.** pá de corte, câmera fotográfica digital, planilhas para preenchimento com dados de campo, e **B.** uso do *Color Chart* para determinação da cor natural das amostras em campo.....50

Figura 12: Coleta de amostras. A. Abertura de trincheira para amostragem no ponto de coleta SIR10. B. Exemplo de trincheira para amostragem aberta na estação SIR04 (Fotos: arquivo pessoal da autora).....	54
Figura 13: Método de amostragem em sedimentos paludiais. A. Retirada do amostrador com o sedimento coletado no ponto SIRT01. B. Testemunhador e parte do registro sedimentar adquirido neste ponto (Fotos: arquivo pessoal da autora).....	55
Figura 14: Mapa indicando os pontos de amostragens superficiais e subsuperficiais realizadas durante os trabalhos de campo na área de estudo (Fonte: <i>World Imagery</i> , 2016).....	56
Figura 15: Alguns instrumentos utilizados no processamento das amostras em laboratório. A. Almofariz e pistilo e B. quarteador de câmaras tipo Jones (Fotos: arquivo pessoal da autora).....	60
Figura 16: Equipamentos utilizados durante o método do peneiramento. A. Conjunto de peneiras e vibrador eletromagnético. B. Balança de precisão (Fonte: Arquivo pessoal da autora).....	61
Figura 17: Sedimentos finos em suspensão em proveta de 1 l durante a realização do método da pipetagem (Foto: arquivo pessoal da autora).....	62
Figura 18: Diagrama triangular de classificação textural de sedimentos clásticos de acordo com Shepard (1954) (Fonte: CALLIARI, 2015).....	65
Figura 19: Rochas do Embasamento cristalino identificadas no entorno da laguna do Macacu. A. Granitoide Garopaba (GG), B. Gabro Silveira (GS) e C. Granito Paulo Lopes (GPL).....	73
Figura 20: Depósito coluvial. A. Panorama geral do Depósito coluvial, ponto SIR02 e B. Detalhe dos sedimentos amostrados neste ponto. C. Panorama geral de afloramento no ponto SIR28 e D. Detalhe dos sedimentos coletados.....	75
Figura 21: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos associadas ao Depósito coluvial. A. Amostras não submetidas ao método da pipetagem. B. Amostras processadas através do método de pipetagem.....	76
Figura 22: Depósito de leque aluvial. A. Panorama geral do Depósito leque aluvial, visada para oeste, ponto de amostragem SIR16 e B. Detalhe da trincheira de amostragem neste ponto. C. Panorama geral do depósito, visada para sul, ponto SIR39. D. Detalhe do poço referente a este ponto de amostragem. As linhas tracejadas em vermelho limitam o Depósito coluvial (acima da linha) e de leque aluvial (abaixo da linha).....	77
Figura 23: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos relacionadas ao Depósito de leque aluvial. A. Amostras não submetidas ao método da pipetagem. B. Amostras processadas através do método de pipetagem.....	79

- Figura 24:** Depósito fluvial. **A.** Panorama geral do Depósito fluvial, visada para nordeste, na margem do canal do rio Siriú, ponto SIR30. **B.** Detalhe da trincheira de amostragem neste ponto, apresentando sedimentos com textura predominante arenosa. **C.** Visada para oeste do Depósito fluvial, na planície de inundação do rio do Poeta, ponto SIR18. **D.** Detalhe da trincheira de amostragem referente a este ponto de amostragem, exibindo sedimentos com textura mais lamosa que no ponto SIR30.....80
- Figura 25:** Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos pertencentes ao Depósito fluvial. **A.** Amostras não submetidas ao método da pipetagem. **B.** Amostras processadas através do método de pipetagem.....82
- Figura 26:** Depósito eólico do Pleistoceno superior. **A.** Panorama geral do Depósito eólico do Pleistoceno superior, visada para oeste, ponto SIR06, com ondulação da superfície do terreno representado por cristas e cavas (setas em vermelho). **B.** Detalhe dos sedimentos amostrados neste ponto de coleta. **C.** Visão geral do depósito no ponto SIR26. Nesta imagem é possível a identificação de escarpas formadas devido a períodos de inundação a que o terreno foi submetido (linhas tracejadas em vermelho). **D.** Detalhe dos sedimentos coletados neste ponto.....84
- Figura 27:** Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos relacionadas ao Depósito eólico do Pleistoceno superior.....86
- Figura 28:** Depósito marinho praiial. **A.** Panorama geral do depósito com visada para o sul, ponto de coleta SIR10. **B.** Detalhe da trincheira de amostragem relacionado a este ponto. **C.** Visão geral do depósito com visada para o norte, ponto SIR25. **D.** Detalhe da trincheira de amostragem referente a este ponto, verificando-se estratos mais claros ricos em partículas quartzosas e estratos mais escuros enriquecidos em minerais pesados.....88
- Figura 29:** Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos associadas ao Depósito marinho praiial.....89
- Figura 30:** Imagens do Depósito eólico do holoceno pertencente à Barreira IV. **A.** Panorama geral de duna fixa, visada para sudeste. **B.** Panorama geral de duna embrionária e duna frontal, visada para norte. **C.** Panorama geral do campo de dunas móveis, visada para sul. **D.** Detalhe de estratificação cruzada planar.....90
- Figura 31:** Fotos aéreas mostrando a evolução morfológica do campo de dunas transgressivo holocênico do entorno da laguna do Macacu, entre 1957 e 2009 (Fonte: modificado de MENDES, 2012).....92
- Figura 32:** Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos relacionadas ao Depósito eólico holocênico.....93
- Figura 33:** Depósito lagunar. **A.** Panorama geral de terraço lagunar identificado às margens da laguna do Macacu, visada para sudeste, ponto de amostragem SIR04. **B.** Detalhe da trincheira de coleta neste ponto. **C.** Visão geral do Depósito lagunar na forma de paleolaguna observado no ponto de coleta SIR49. **D.** Visão em detalhe do sedimento amostrado neste ponto.....95

Figura 34: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos pertencentes ao Depósito lagunar. A. Amostras não submetidas ao método da pipetagem. B. Amostra processada através do método de pipetagem.....	96
Figura 35: Depósito paludial. A. Visada para oeste do terraço paludial identificado na margem leste da laguna do Macacu no ponto de amostragem SIR05. B. Visada para leste do terraço paludial do mesmo ponto. C. Detalhe do sedimento coletado.....	98
Figura 36: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos associadas ao Depósito paludial.....	99
Figura 37: Testemunho coletado no ponto SIRT03. A. Depósito paludial (sedimentos de coloração marrom, à esquerda) gradando para o Depósito lagunar (sedimentos de coloração acinzentada) a partir dos 0,5 m de profundidade. B. Depósito lagunar com níveis ricos em material carbonático, o qual se concentra de maneira mais expressiva a partir dos 2,5 m de profundidade.....	100
Figura 38: Molusco gastrópode do gênero <i>Helobia</i> , típico de ambientes lagunares, localizado a cerca de 2,5 m de profundidade e exibindo excelente estado de preservação.....	101
Figura 39: Principais deltas intralagunares identificados nas margens norte, leste e oeste da laguna do Macacu indicados pelos pontos em vermelho.....	102
Figura 40: Depósito fluvial praial. A. Visão geral de praia analisada na margem leste do rio Siriú, visada para norte, ponto de coleta SIR32. B. Detalhe da trincheira de amostragem neste ponto. C. Visão geral da praia identificada na margem leste do canal do rio Siriú, visada para sudoeste, ponto SIR46. D. Detalhe do sedimento amostrado neste ponto.....	103
Figura 41: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos associadas ao Depósito fluvial praial.....	104
Figura 42: Mapa geológico dos depósitos quaternários do entorno da laguna do Macacu. Os depósitos deltaico intralagunar e fluvial praial não estão representados no mapa devido suas ocorrências pontuais em áreas exíguas.....	106
Figura 43: Simulação do comportamento do n.r.m. durante o Último Máximo Transgressivo Pleistocênico.....	108
Figura 44: Simulação do comportamento do n.r.m. durante o Último Máximo Regressivo Pleistocênico.....	109
Figura 45: Simulação do comportamento do n.r.m. durante o Máximo Transgressivo Holocênico.....	110
Figura 46: Simulação do comportamento do n.r.m. durante o Máximo Transgressivo Holocênico.....	111

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Dados superficiais coletados durante os trabalhos de campo.....	51
Tabela 2: Dados superficiais coletados durante os trabalhos de campo.....	52
Tabela 3: Dados superficiais coletados durante os trabalhos de campo.....	53
Tabela 4: Dados referentes aos pontos onde se realizaram as sondagens.....	55
Tabela 5: Limites dimensionais e designações da classificação de Wentworth (1922) e da escala ϕ de Krumbein (1934) (Fonte: modificado de SUGUIO, 1973).....	58
Tabela 6: Designação para os valores de desvio-padrão propostos por Folk & Ward (1957) (Fonte: modificado de SUGUIO, 1973).....	68
Tabela 7: Designações para os valores de assimetria sugeridos por Folk & Ward (1957) (Fonte: modificado de SUGUIO, 1973).....	68
Tabela 8: Designações para a classificação da curtose das curvas de distribuição granulométrica (Fonte: modificado de SUGUIO, 1973).....	69
Tabela 9: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito coluvial.....	76
Tabela 10: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito de leque aluvial.....	78
Tabela 11: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito de fluvial.....	81
Tabela 12: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito eólico do Pleistoceno superior.....	85
Tabela 13: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito marinho praial.....	88
Tabela 14: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito eólico do Holoceno.....	93
Tabela 15: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito de lagunar.....	96
Tabela 16: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica da amostra superficial do Depósito paludial.....	98
Tabela 17: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito fluvial praial.....	103

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Coluna estratigráfica proposta para a planície costeira da área de estudo.....105

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 JUSTIFICATIVA	17
1.2 OBJETIVOS	17
1.2.1 Geral	17
1.2.2 Específicos	17
2 CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO E SEU ENTORNO	19
2.1 GEOGRAFIA	19
2.2 CLIMA	19
2.3 HIDROGRAFIA	19
2.4 CONTEXTO GEOLÓGICO	20
2.4.1 Província costeira catarinense	20
2.4.1.1 Embasamento cristalino	22
2.4.1.2 Bacia de Pelotas	27
2.5 GEOMORFOLOGIA	31
2.6 OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA LITORÂNEA	32
3 REFERENCIAL TEÓRICO	34
3.1 MUDANÇAS NO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO 34	
3.1.1 Mudanças no nível relativo do mar ao longo do Quaternário tardio no Brasil 36	
3.2 SISTEMA DEPOSICIONAL DE LEQUES ALUVIAIS	38
3.3 SISTEMA DEPOSICIONAL DO TIPO LAGUNA-BARREIRA	39
3.3.1 Sistema deposicional do tipo Laguna-Barreira III	42
3.3.1.1 Barreira III	42
3.3.1.2 Laguna III	43
3.3.2 Sistema Depositional do tipo Laguna-Barreira IV	43
3.3.2.1 Barreira IV	44
3.3.2.2 Laguna IV	45
4 MATERIAIS E MÉTODOS	47
4.1 ETAPAS PRÉ-CAMPO	47
4.1.1 Revisão bibliográfica e cartográfica	47
4.1.2 Análise de imagens de satélite	48
4.2 ETAPAS DE CAMPO	48
4.3 ETAPAS DE LABORATÓRIO	56
4.3.1 Análise granulométrica de sedimentos	57
4.3.1.1 Sedimentos cascalhosos e arenosos: método do peneiramento	58
4.3.1.2 Sedimentos finos: método da pipetagem	60
4.4 TRATAMENTO ESTATÍSTICO	62
4.4.1 Representação gráfica de análises granulométricas	62

4.4.1.1 Gráficos envolvendo duas variáveis	63
4.4.1.1.1 Histogramas	63
4.4.1.1.2 Curvas de frequência acumulada	63
4.4.1.2 Gráficos envolvendo três variáveis: diagrama de Shepard (1954)	64
4.4.2 Análise estatística de dados granulométricos	65
4.4.2.1 Medidas de tendência central	65
4.4.2.1.1 Mediana (Md_{ϕ})	65
4.4.2.1.2 Média (Mz)	66
4.4.2.1.3 Moda	66
4.4.2.2 Medidas de grau de dispersão	66
4.4.2.3 Medida de grau de assimetria (Sk_I)	67
4.4.2.4 Medida de grau de agudez dos picos: curtose (K_G)	68
4.5 ETAPA DE ELABORAÇÃO DOS MAPAS E RESULTADOS	68
5 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES	70
5.1 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA	70
5.1.1 Embasamento cristalino	70
5.1.2 Sistema deposicional continental	72
5.1.2.1 Depósito coluvial	73
5.1.2.2 Depósito de leque aluvial	76
5.1.2.3 Depósito fluvial	79
5.1.3 Sistema deposicional transicional do tipo Laguna-Barreira	81
5.1.3.1 Sistema do tipo Laguna-Barreira III	82
5.1.3.1.1 Barreira III: Depósito eólico do Pleistoceno superior	82
5.1.3.1.2 Sistema do tipo Laguna-Barreira IV	85
5.1.3.2.1 Barreira IV	86
5.1.3.2.1.1 Depósito marinho praial	86
5.1.3.2.1.2 Depósito eólico	88
5.1.3.2.2 Sistema Lagunar IV	93
5.1.3.2.2.1 Depósito lagunar	93
5.1.3.2.2.2 Depósito paludial	96
5.1.3.2.2.3 Depósito deltaico intralagunar	100
5.1.3.2.2.4 Depósito fluvial praial	101
5.2 ESTRATIGRAFIA	104
5.3 PALEOGEOGRAFIA	106
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	111
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	114

1 INTRODUÇÃO

A província costeira do estado de Santa Catarina (SC) é composta por duas grandes unidades geológicas: o embasamento cristalino e as bacias sedimentares de Santos e Pelotas, limitadas pela Plataforma de Florianópolis (HORN FILHO, 2003). A evolução tectono-estratigráfica destas bacias está relacionada à ruptura do supercontinente Gondwana com consequente abertura do oceano Atlântico sul, iniciados durante o Mesozoico.

A planície costeira é composta por depósitos não consolidados de idade quaternária, pertencentes ao sistema deposicional continental e transicional, e representa o setor emerso destas bacias. O sistema praial interdígita e limita estes setores, que unidos ao embasamento compreendem a província costeira de SC (HORN FILHO, 2003). Na planície costeira ocorrem diferentes ecossistemas, que incluem dunas, praias, estuários, planícies de cordões litorâneos, tabuleiros costeiros, entre outros (MORAES, 1999). Os sedimentos que compõem o substrato desses ecossistemas correspondem aos depósitos quaternários (pleistocênicos e holocênicos), com origem relacionada a processos marinhos, transicionais e continentais, que se desenvolveram dentro das respectivas épocas. A origem e configuração dos depósitos quaternários estão intimamente relacionadas a uma série de fenômenos de amplitude global e regional, com destaque para as variações paleoclimáticas e as mudanças do nível relativo do mar (NRM) que exerceram um papel importante na configuração e evolução das regiões costeiras (VILLWOCK *et al.*, 2005).

Souza *et al.* (2005) afirmaram que aproximadamente dois terços da população mundial vive na zona costeira. Essa ocupação origina inúmeros processos de descaracterização geológica e da paisagem, bem como modificações no ambiente costeiro. Atualmente o reconhecimento das dinâmicas costeiras atingiu importância significativa no gerenciamento costeiro, tendo em vista que diversas transformações ocorrem nesta feição naturalmente e em virtude da intervenção antrópica (HORN FILHO, 2003). Neste contexto, o Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de SC (GERCO), implantado em 2010, relaciona o setor estudado (Centro-sul) da planície costeira catarinense, onde se insere a laguna do Macacu, como parte integrante do maior complexo lagunar do estado. Os processos deposicionais quaternários que envolvem a evolução da laguna são intimamente relacionados com o modelo geoevolutivo do tipo Laguna-Barreira, promovido por eventos de variação dos níveis oceânicos durante o Quaternário.

Para Leal (2005), a costa Centro-sul de SC é caracterizada por uma faixa litorânea margeada pelas serras do Leste Catarinense, em sua face continental, e a leste pela Plataforma

de Florianópolis e pela bacia de Pelotas, inseridas no oceano Atlântico. As unidades geológicas que compõem essas serras são parte integrante do denominado Escudo Catarinense, cuja porção oeste está parcialmente recoberta pelas sequências sedimentares e vulcânicas da bacia do Paraná. Do ponto de vista geomorfológico, as serras do Leste Catarinense formam um conjunto que compreende as denominadas terras altas, cuja constituição é caracterizada por terrenos cristalinos, alcançando suas escarpas à margem oceânica na forma de pontas e promontórios, nos quais grande número de costões rochosos se alterna com reentrâncias, muitas delas constituídas por praias arenosas (CARUSO JÚNIOR, 1995). Associadas às serras ocorrem às planícies costeiras construídas por sedimentos acumulados nos sistemas deposicionais continental e transicional, e que constituem a porção mais proximal da Plataforma de Florianópolis e da bacia de Pelotas, as quais se estendem em direção ao Oceano (LEAL, 2005).

Suguio (2003) descreveu que lagunas são corpos rasos de água, situados em planícies costeiras e comumente separados do oceano aberto por bancos arenosos ou ilhas-barreira, porém com canais de comunicação mais ou menos eficientes. A formação da laguna do Macacu é típica dos sistemas do tipo Laguna-Barreira. Exibe forma alongada e dispõe-se mais ou menos paralelamente à linha de costa, sendo separada do oceano aberto por uma barreira arenosa. Conforme Caruso Júnior (1995), a região estudada está contida na planície costeira de Tubarão, a qual abrange uma área que se estende a partir da ponta da Gamboa em direção sul. Compõe um amplo sistema lagunar que preenche antigas reentrâncias do Escudo Catarinense, e que foi parcialmente isolado do oceano por uma barreira arenosa múltipla que se escorou nos altos do embasamento cristalino, derivado da dinâmica costeira ao longo das variações do NRM durante o Quaternário. A partir de seu estabelecimento, a bacia lagunar vem recebendo continuamente aporte de sedimentos clásticos originados nas terras altas, os quais são transportados pela drenagem fluvial. Esses sedimentos vão se depositando nos vales existentes, construindo sistemas deltaicos que progradam laguna adentro, ampliando paulatinamente a área emersa da planície costeira (CARUSO JÚNIOR, 1995).

O trabalho objetiva caracterizar os depósitos quaternários localizados na planície costeira Centro-sul catarinense que compreende o entorno da laguna do Macacu (Fig. 1) sob o ponto de vista geológico. Para isso, foram obtidos dados de mapeamento geológico de superfície dos depósitos quaternários e da coleta e identificação de amostras de sedimentos e de rocha. Após o processamento e análise dos dados, os resultados permitiram a confecção do mapa geológico da área.

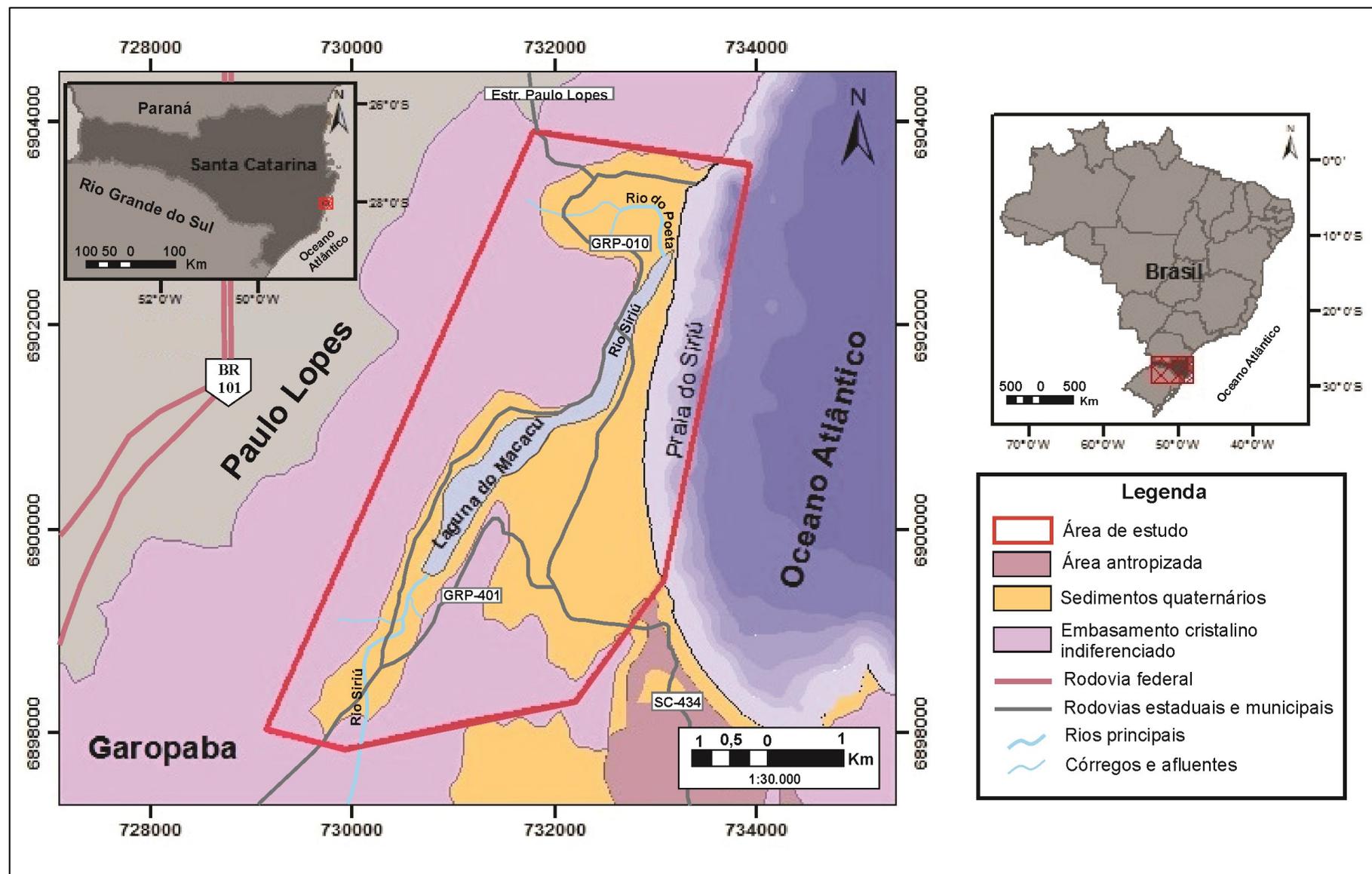


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.

1.1 JUSTIFICATIVA

Villwock *et al.* (2005) ressaltaram que a descrição de regiões costeiras permite não somente a sua caracterização, mas também a definição dos principais tipos de processos naturais que controlaram a sua evolução até o momento presente, e, mais ainda, presumir o seu comportamento futuro. A evolução de depósitos costeiros apresenta importante registro das mudanças eustáticas ocorridas durante o Quaternário e as variações do NRM. delas resultantes. O estudo e a caracterização da área possibilitaram um maior entendimento sobre a evolução geológica e ambiental da área de estudo, contribuindo não somente para uma melhor compreensão da evolução dos depósitos quaternários pesquisados neste trabalho, como também poderá colaborar em trabalhos futuros que forem realizados na região, no estabelecimento das variações do NRM, dos processos de erosão e deposição costeiros, entre outros estudos relacionados a esse ambiente.

O número ainda pequeno de informações de caráter sedimentológico tendo a planície costeira do estado de Santa Catarina como enfoque, especialmente na região da área de estudo, também motiva a realização de estudos geológicos do Quaternário costeiro do entorno da laguna do Macacu.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Caracterizar do ponto de vista geológico os depósitos quaternários localizados no entorno da laguna do Macacu, no município de Garopaba, estado de Santa Catarina, com auxílio dos métodos de mapeamento geológico superficial e análise granulométrica.

1.2.2 Específicos

- Compreender os processos responsáveis pela configuração e formação dos depósitos quaternários da área de estudo, através de mapeamento geológico e análise granulométrica;
- Gerar mapa de composição geológica destes depósitos;
- Propor uma coluna estratigráfica estimada para os depósitos quaternários identificados superficialmente na área;

- Propor o comportamento paleogeográfico da área de estudo ao longo do Quaternário, a formação e relação dos depósitos sedimentares com os principais estágios geoevolutivos que influenciaram em seu desenvolvimento, através de mapas de simulações do comportamento do NRM nos estágios propostos.

2 CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO E SEU ENTORNO

Os aspectos fisiográficos que envolvem a área de estudo e o seu entorno são expostos a seguir. São apresentadas informações consideradas relevantes para o estudo e a compreensão da região quanto à geografia, às características climáticas e hidrográficas, ao contexto geológico, à geomorfologia e à oceanografia geológica litorânea.

2.1 GEOGRAFIA

O município de Garopaba se encontra 90 km a sul de Florianópolis, capital do estado, e possui extensão territorial de 115,405 km², limitando-se a norte e a oeste com o município de Paulo Lopes; a sul com o município de Imbituba e a leste com o oceano Atlântico. Seu bioma característico é formado pela Mata Atlântica, presente em parte expressiva da região litorânea brasileira.

A base cartográfica da planície costeira do município de Garopaba é composta pelas folhas Paulo Lopes (IBGE, 1983) e Imbituba (IBGE, 1995), na escala 1:50.000. A laguna do Macacu está inserida na porção nordeste do município, nas coordenadas geográficas 27°59'47" S. e 48°38'36" W. (Fig. 1).

2.2 CLIMA

Garopaba apresenta características climáticas típicas do litoral Sul do Brasil, onde no decorrer do ano as estações mostram atributos de clima subtropical úmido, de acordo com a classificação de Strahler (1967), dominado principalmente pela Massa Tropical Atlântica e reconhecido por apresentar estações bem definidas e chuvas bem distribuídas ao longo do ano. Segundo a classificação de Köppen (1948), o município está contido na zona climática do tipo C (climas subtropicais úmidos de latitudes médias), ou mesotérmico, com verões quentes e úmidos e invernos moderados. Como os verões na região são sempre úmidos, o clima pode ser definido como mesotérmico do tipo Cfa.

2.3 HIDROGRAFIA

A rede hidrográfica de Garopaba é formada por uma série de rios, lagoas e lagunas. Entre esses corpos d'água destaca-se o rio Siriú, encontrado na localidade homônima,

desaguando na laguna do Macacu, a qual tem sua ligação ao oceano denominada novamente de rio Siriú, banhando toda a localidade da Costa do Macacu. Na porção norte do município, nas proximidades da Costa do Siriú, encontra-se o rio do Poeta, o qual lança suas águas no rio Siriú nas proximidades de sua foz no oceano Atlântico. Os rios Linhares, Palhocinha e da Ponte Grande desembocam na lagoa de Garopaba, a qual é ligada ao oceano Atlântico através do canal do Capão ou rio Barra da Lagoa de Garopaba. Os rios da Penha e Cova Triste, ambos desaguando no oceano Atlântico, marcam o limite territorial entre os municípios de Garopaba e Paulo Lopes (IBGE, 1983, 1995).

2.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

A geologia da região de estudo é composta por um conjunto de unidades principais, distintas entre si. A província costeira reúne o embasamento cristalino, que corresponde ao arcabouço geológico-estrutural, representado as rochas mais antigas do estado e que integram o Escudo Catarinense; e a bacia de Pelotas, separada da bacia de Santos através da Plataforma de Florianópolis. O setor submerso desta bacia corresponde à plataforma continental, e o emerso à planície costeira. Esta compreende um complexo de depósitos e fácies sedimentares, os quais possuem formação e evolução associadas a fenômenos de amplitude global e a processos continentais, transicionais e marinhos (LEAL, 2005).

2.4.1 Província costeira catarinense

Na região de Garopaba a província costeira é formada pelo embasamento do Escudo Catarinense e pela bacia de Pelotas. O embasamento corresponde ao arcabouço geológico-estrutural, representando as terras altas da província costeira na forma de maciços rochosos, elevações, promontórios, pontais e ilhas continentais.

Província costeira corresponde a uma unidade tridimensional no que se refere aos aspectos geológicos, estruturais e estratigráficos. Do ponto de vista morfolitológico, revela-se como uma região onde há predomínio de terrenos de altitude e profundidade baixas, contígua aos continentes, oceanos e mares, e que é formada por sedimentos não consolidados, semi-consolidados e também, de maneira menos expressiva, de rochas cristalinas e sedimentares. A província costeira de SC é composta por duas grandes unidades geológicas: o embasamento cristalino e as bacias sedimentares de Santos e Pelotas (HORN FILHO, 2003). Diehl & Horn Filho (1996) subdividiram a província costeira catarinense em oito setores com base nas

características geológico-geomorfológicas dessas regiões (Fig. 2A). Entre as particularidades consideradas em cada setor, as mais importantes se relacionam à incidência das ondas e ao transporte sedimentar, os quais ocasionam o desenvolvimento de diferentes sistemas deposicionais.

As bacias de Santos e Pelotas são limitadas pela Plataforma de Florianópolis e fazem parte das bacias de margem passiva do segmento divergente das bacias sedimentares da margem continental brasileira. Estas bacias possuem sua evolução tectono-estratigráfica relacionada à ruptura do supercontinente Gondwana com consequente abertura e desenvolvimento do oceano Atlântico sul, iniciados no Mesozoico (Fig. 2B).

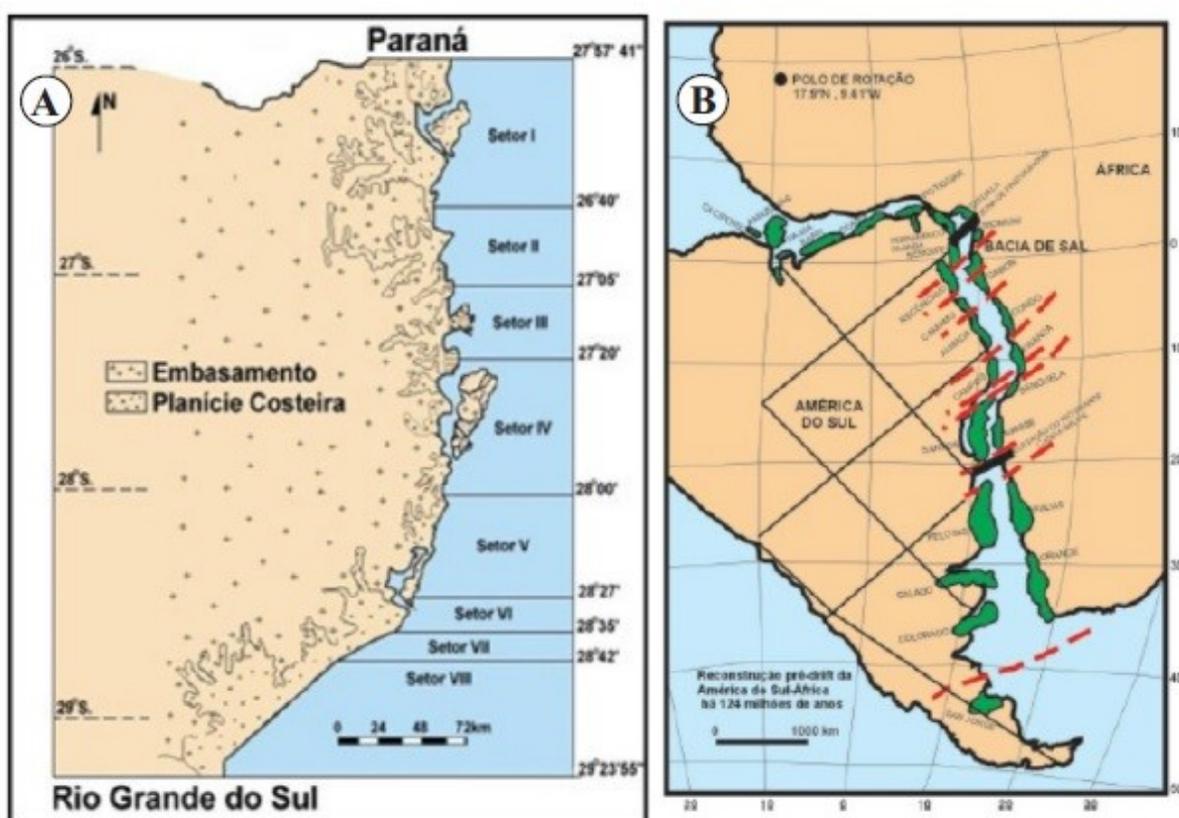


Figura 2: A província costeira de SC. **A.** Localização da província costeira ou zona costeira catarinense em oito setores, segundo a subdivisão de Diehl & Horn Filho (1996); **B.** Reconstrução tectônica pré-deriva continental com as principais bacias sedimentares formadas com a separação das placas Sul-americana e Africana (MOHRIAK, 2003).

Mohriak (2003) afirmou que o sistema de riftes relacionados à separação entre as placas Sul-Americana e Africana teve início nos extremos norte e sul da América do Sul. Na margem sul é acompanhado pela extrusão de lavas basálticas na bacia do Paraná e na região vizinha à margem continental, entre as bacias do Espírito Santo e Pelotas. O rifteamento da

margem leste-sudeste-sul brasileira teve início no extremo meridional da placa Sul-Americana, com a formação de uma sequência de riftes com direção NW-SE, com preenchimento vulcano-sedimentar com idades do Jurássico ao Cretáceo inferior. A partir desta época, o campo de estresse teve sua direção alterada e o rifteamento se estendeu com direção NNE pelas bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo.

2.4.1.1 Embasamento cristalino

A região estudada está contida na margem leste do Batólito Florianópolis, porção do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Catarinense (Fig. 3). Esse cinturão é formado por associações de rochas graníticas dispostas em uma faixa na direção NE-SW, que se estende de SC ao Uruguai, sendo analisado como resultado de um magmatismo granítico e máfico neoproterozoico de natureza pós-colisional. As rochas graníticas são associadas a amplos episódios tectônicos, de natureza transcorrente ou tangencial, do final do Ciclo Brasileiro e estão relacionadas com um volume menos significativo de intrusões básicas. O embasamento metamórfico policíclico, formado por gnaisses arqueanos e paleoproterozoicos gerados em diferentes fases de acreção crustal no período pré-Brasiliano, é encoberto pelas rochas graníticas e suas intrusões básicas (FLORISBAL *et al.*, 2005).

Situado no extremo nordeste do Cinturão Dom Feliciano, o Escudo Catarinense e suas litologias são seccionados por duas zonas de cisalhamento de escala litosférica e com cinemática transcorrente dextral, designadas Zona de Cisalhamento Itajaí (ZCI) e Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG). Estas representam as principais estruturas de direção NE do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (BITENCOURT & NARDI, 2000), o qual envolve diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente. Do ponto de vista tectônico, os terrenos que formam o Batólito Florianópolis e estão localizados a sul da ZCMG são ainda pouco estudados e as zonas de cisalhamento não apresentam denominação local. Contudo, existe nestes terrenos o predomínio de *trends* estruturais NNE-SSW, destoando dos *trends* NE dos terrenos a norte. Também se observa a predominância de estruturas magmáticas que indicam posicionamento distante dos focos deformacionais.

O embasamento gnáissico paleoproterozoico, e também os variados granitoides mais jovens, são observados na região de Garopaba-Paulo Lopes como uma pequena ocorrência representando o magmatismo tardio do Batólito Florianópolis. De acordo com Bitencourt *et al.* (2008), a Suíte Paulo Lopes integra três subunidades: Granito Paulo Lopes (GPL),

Granitoides Garopaba (GG) e Gabro Silveira (GS) (Fig. 4). O GPL e os GG fazem parte do magmatismo pós-colisional neoproterozoico do sul do Brasil (BITENCOURT & NARDI, 2000).

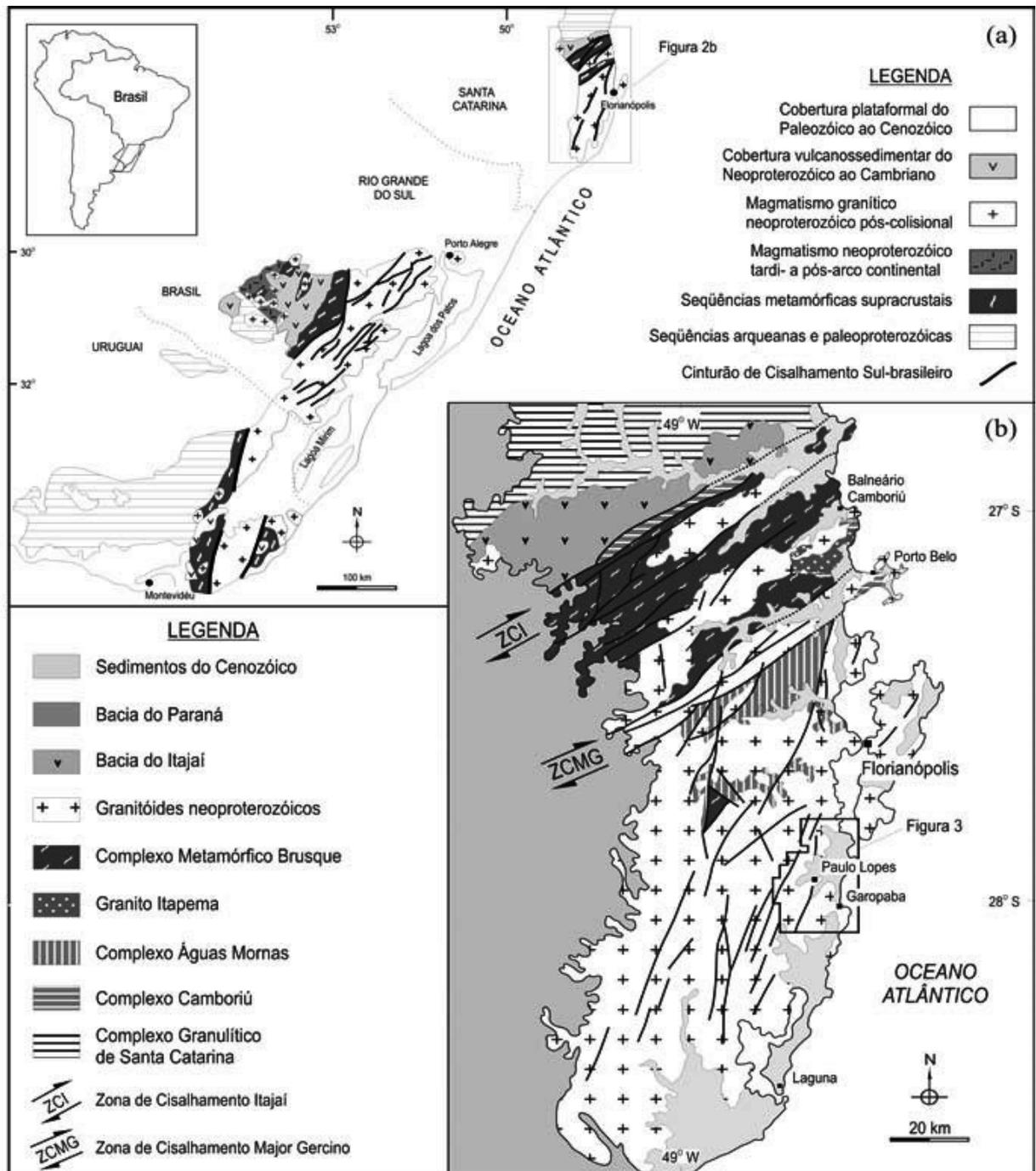


Figura 3: Unidades geotectônicas do sul do Brasil. **A.** Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil ao Uruguai e **B.** Compartimentação geotectônica e unidades geológicas do Escudo Catarinense, com indicação da área estudada por Bitencourt *et al.* (2008).

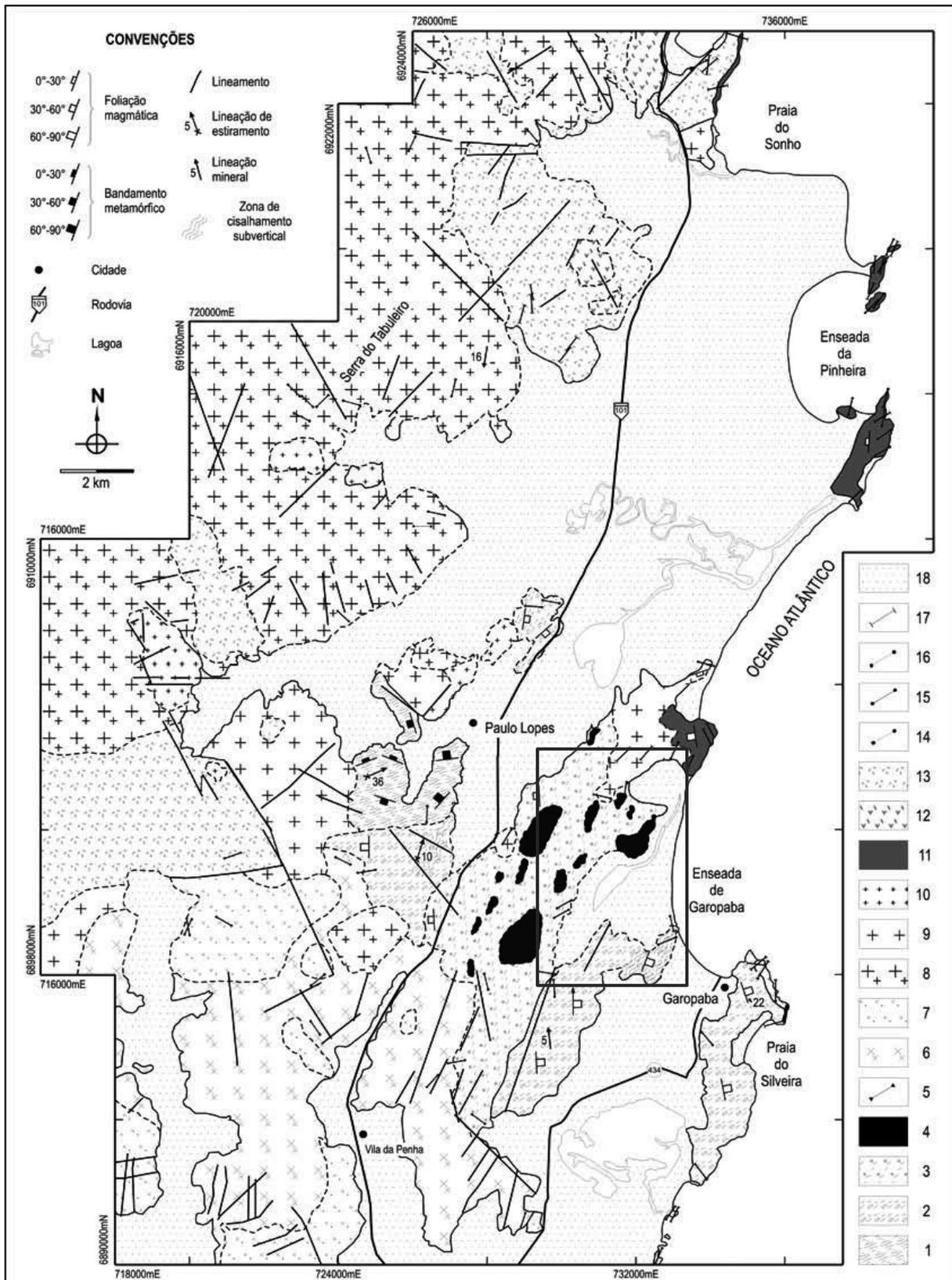


Figura 4: Mapa geológico da região de Paulo Lopes-Garopaba, com destaque para as litologias pertencentes à Suíte Paulo Lopes: Granito Paulo Lopes (2); Granitoides Garopaba (3); Gabro Silveira (4) e diques relacionados ao Gabro Silveira (5); à Suíte Pedras Grandes: Granito Vila da Penha fácies heterogranular (6) e Granito Serra do Tabuleiro fácies equigranular (9); e à Suíte Cambirela: Granito Ilha (11). O retângulo preto destaca a região do entorno da laguna do Macacu. (Fonte: BITENCOURT *et al.*, 2008).

O GPL aparece em faixas estreitas e alongadas, segundo a direção NNE-SSW, paralelas à linha de costa e intercalado com os GG (FLORISBAL *et al.*, 2005). De acordo com informações contidas no GERCO, o GPL aflora na serra de Paulo Lopes e nos maciços costeiros dos morros circunjacentes às praias da Ferrugem, Silveira e Garopaba e nos ilhotes do Areal e do Ouvidor e ilha da Barra. O GPL compõe biotita monzogranitos a sienogranitos porfíricos foliados, apresentando megacristais de feldspatos de 2 cm a 5 cm de comprimento e imersos em uma matriz de granulação média a grossa. Os monzogranitos prevalecem sobre os sienogranitos, compostos principalmente por megacristais de K-feldspato de tamanho geralmente menor, com plagioclásio subordinado, e matriz hipidiomórfica equigranular média a grossa, constituída por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita (BITENCOURT *et al.*, 2008). Nas proximidades do contato com os GG, verifica-se no GPL quantidade considerável de material aplítico e pegmatítico, que por vezes formam corpos espessos e estratificados. Silva *et al.* (2003) interpretaram a determinação U-Pb SHRIMP de 626 ± 8 Ma AP como a idade de cristalização do GPL.

Segundo Bitencourt *et al.* (2008), os GG são biotita granodioritos a monzogranitos porfíricos de matriz heterogranular média a grossa, com hornblenda subordinada e ocorrência incomum de clinopiroxênio. Especialmente próximo ao contato com a unidade máfica da Suíte Paulo Lopes, ocorrem variedades pobres em quartzo. Apresentam megacristais de feldspatos com aspecto ovoide e com cerca de 2 cm de comprimento. Texturas de desequilíbrio são características diagnósticas destes granitoides, tais como feldspatos manteados por minerais máficos, xenocristais corroídos e ocelos de quartzo. Os contatos com o GPL são intrusivos e, predominantemente, gradacionais. Fragmentos centimétricos a métricos de natureza cumulática do GPL ocorrem dentro dos GG e, nas proximidades do contato com o GS, enclaves máficos microgranulares são mais expressivos (FLORISBAL *et al.*, 2005).

O GS reúne microgabros, dioritos e quartzo-dioritos, apresentando cor cinza-média a preta, textura equigranular fina a média, ocasionalmente porfírica, com estrutura maciça ou foliada, sendo comum a presença de xenocristais de quartzo e K-feldspato. A composição e textura são variáveis devido ao grau de interação entre o magma básico e o magma Garopaba (BITENCOURT *et al.*, 2008). Florisbal *et al.* (2005) mencionaram que o GS é a fase magmática mais jovem da Suíte Paulo Lopes e corta localmente os contatos entre os granitoides que a compõem. Aparece na maior área de ocorrência como corpos maciços e arredondados com até 1 km de diâmetro dentro dos GG. Também aflora como diques de

direção NNE-SSW, com espessura variando entre 20 e 40 m, e, ainda que menos comum, como enclaves dentro dos granitoides Garopaba e Paulo Lopes.

A distinção entre os diques básicos mesozoicos da Suíte Paulo Lopes e os diques pertencentes ao magmatismo cretáceo da Formação Serra Geral é laborioso. Consoante Bitencourt *et al.* (2008), relações de corte podem ser observadas em poucos locais, onde os diques mesozoicos da Suíte Paulo Lopes se inclinam a ter granulação mais grossa e a conter piroxênio e anfibólio, opondo-se aos diques cretáceos, os quais normalmente apresentam apenas piroxênio.

Os contatos gradacionais e intrusivos entre os granitoides da Suíte Paulo Lopes evidenciam a baixa divergência de temperatura entre os magmas e a sua contemporaneidade. A leve diminuição da granulação dos GG em direção aos contatos com o GPL demonstra que o seu posicionamento foi algo posterior a ele, mas anterior ao GS. Também, a existência de termos cumuláticos do GPL nos GG, e a constatação de que somente os líquidos finais do GPL são intrusivos no GS, demonstram que a cristalização do magma Paulo Lopes já estava avançada por razão da entrada do pulso básico sincrônico ao magma Garopaba. Os contatos entre as rochas básicas e os granitoides são principalmente interlobados, o que indica interação entre os magmas. Com o GPL, os contatos são especialmente retos, no entanto as relações de coexistência são reveladas por injeções do GPL no GS e por componentes de magma básico encontrados no granito. Em contrapartida, os contatos do GS com os GG são, sobretudo, interlobados e as relações de contemporaneidade são mais perceptíveis do que as desenvolvidas com o GPL. São verificadas injeções tabulares dos GG, de ampla extensão e espessura centimétrica, no GS. Também são observadas injeções do magma básico nos granitoides com contatos irregulares e apófises e vênulas dos granitoides no GS com contatos crenulados, que revelam a interação dos líquidos.

No município de Garopaba também são verificadas, de maneira pontual, exposições de rochas pertencentes à Suíte Pedras Grandes e à Suíte Cambirela. Relacionados à primeira, ocorrem o Granito Vila da Penha (GVP - fácies heterogranular), na região SW de Garopaba, e o Granito Serra do Tabuleiro (GST - fácies equigranular), e, correlato à segunda, observa-se o Granito Ilha (GI). Este, como também o GST fácies equigranular, aflora localmente no extremo nordeste do município.

Para Bitencourt *et al.* (2008) o GVP é determinado como biotita sienogranitos a monzogranitos usualmente isótopos, apresentando como minerais acessórios principais alanita e titanita. Suas características intrínsecas são o caráter precoce da biotita, euédrica a

subédrica, em associação de distribuição irregular, e a presença usual de quartzo facetado. Os termos da fácies heterogranular apresentam granulação média a grossa e predominam sobre os da fácies porfirítica. O GST é intrusivo no GVP e envolve (hornblenda)-biotita monzo a sienogranitos leucocráticos, habitualmente isótipos, com ocorrência incomum de foliação primária, apresentando fluorita como mineral acessório distintivo. É diferenciado do GVP por possuir biotita subédrica a anédrica, hornblenda precoce, quartzo arredondado a facetado e baixo teor de minerais máficos. A fácies heterogranular é amplamente dominante e grada para a fácies equigranular, a qual é acompanhada pelo aumento do teor de quartzo e a diminuição no teor de minerais máficos. Silva *et al.* (2003) através de dados U-Pb SHRIMP sugeriu a idade de 597 ± 9 Ma AP como a idade magmática para o GST.

O GI ocorre na região de Garopaba como monzogranitos a sienogranitos de textura alotriomórfica, equigranular média a grossa, com quantidade variável de minerais máficos, os quais ocorrem na forma de agregados esparsos intersticiais (BITENCOURT *et al.*, 2008).

2.4.1.2 Bacia de Pelotas

A bacia de Pelotas representa a segunda grande unidade geológica formadora da província costeira na região de Garopaba. Esta bacia está contida na margem continental sul-brasileira, a qual apresenta expressiva acumulação de sedimentos, minimização de suas declividades e suavização das feições morfológicas, podendo ser considerada uma margem continental deposicional ou construcional. Os sedimentos acumulados estão associados especialmente às transgressões e regressões marinhas que ocorreram desde o Cretáceo inferior ao Quaternário. A bacia de Pelotas é composta por dois setores, os quais são limitados e interdigitados pelo sistema praial: um setor submerso, que corresponde à plataforma continental, e outro emerso, representado pela planície costeira (HORN FILHO, 2003).

A bacia de Pelotas está localizada no extremo sul da margem continental brasileira, sendo limitada a norte com a bacia de Santos, através da Plataforma de Florianópolis, e a sul com as bacias da margem continental do Uruguai. Envolve uma área de cerca de 250.000 km² (até a cota batimétrica de 3.000 m de profundidade) dos quais 20% estão localizados na região emersa e na plataforma continental.

Para Moriak (2003) o desenvolvimento da bacia de Pelotas pode ser separado em três fases principais de evolução tectônica:

1. Megassequência pré-rifte, que se refere a sedimentos e rochas vulcânicas do Paleozoico e Mesozoico da bacia do Paraná;

2. Megassequência sinrifte, do Neocomiano-Barremiano, definida por falhamentos antitéticos que formam meio-grábens na plataforma continental, com magnitude dos falhamentos aumentando para leste;
3. Megassequência pós-rifte, a qual configura a sedimentação marinha da bacia e pode ser subdividida em **a)** sequência do Albiano/Aptiano, com topo coincidindo com a porção superior da seção de calcários do Eo/Meso/Albiano (Formação Porto Belo); **b)** sequência do Cretáceo superior, formada por sedimentos pelíticos, responsável pela acumulação de areias na região do baixo de Mostardas e de margas e folhelhos na plataforma continental (Formação Atlântida); **c)** sequência do Cretáceo superior-Terciário inferior, composta por folhelhos e camadas pouco espessas de arenitos; **d)** sequência Eoceno/Oligoceno inferior, constituída por sedimentos clásticos na área do Baixo de Mostardas e por folhelhos na plataforma continental; **e)** sequência do Oligoceno superior ao recente, de composição pelítica e caráter progradante.

Diversos modelos para a formação e evolução geodinâmica do rifte na bacia de Pelotas foram sugeridos tendo como base a ocorrência de grábens controlados por falhas antitéticas na região proximal da bacia e na plataforma continental, dentre os quais podem ser aventados:

1. Episódio de basculamento regional relacionado ao estabelecimento de crosta oceânica seguida de ruptura por falhamentos mais jovens;
2. Ocorrência de expressivas falhas antitéticas, as quais apresentam aumento do rejeito na direção de águas profundas;
3. Formação de feições definidas como *seaward-dipping reflectors* (SRD), relativas à inserção de crosta proto-oceânica.

De acordo com os projetos REVIZZE e REMPLAC, a plataforma continental brasileira é dividida nas plataformas Norte, Nordeste, Central e Sul, estando a plataforma continental catarinense inserida na última. Vital *et al.* (2005) expôs que a plataforma continental Sul do Brasil apresenta larguras variando entre 90 km, adjacente a Cabo Frio (RJ), até mais de 180 km, adjacentes aos estados de São Paulo (SP) e RS. Do estado de SP à ilha de SC, a plataforma continental é larga e as isóbatas se encontram mais próximas, o que indica maior declividade. De SC a Mostardas (RS), a plataforma continental se torna mais estreita e o traçado das isóbatas é bastante homogêneo; de Mostardas ao Chuí (RS), a plataforma volta a

ficar mais larga, sendo cortada por paleocanais fluviais e também por uma série de bancos arenosos. Destacam-se na plataforma continental Sul os registros de paleolinhas de costa, representados pelo aumento significativo da declividade. Os sedimentos encontrados nesta plataforma continental são pobres em carbonatos, devido sua localização em ambiente subtropical a temperado. A plataforma continental sul brasileira é formada majoritariamente por sedimentos reliíquias, depositados quando o nível do mar estava próximo a 120 m abaixo do nível recente, e a atual plataforma continental configurava uma ampla planície costeira. No presente poucos sedimentos modernos chegam à plataforma continental, uma vez que sistemas de lagoas e lagunas costeiras retêm grande parte dos sedimentos transportados pelos rios (VITAL *et al.*, 2005).

A plataforma continental de SC possui largura entre 130 e 150 km com quebra a uma profundidade de aproximadamente 130 m e foi objeto de pesquisa de Gré (1989). O autor estudou a composição e distribuição sedimentar da plataforma continental e definiu quatro fácies distintas para a plataforma catarinense: areia, areia lamosa, areia-silto-argilosa e lama. A fácies areia pode ser identificada tanto na plataforma continental interna quanto na plataforma continental externa. Já a fácies com conteúdo lamoso ocorre na plataforma continental média, ao longo da isóbata de 100 m. A porção restante da plataforma é composta por misturas de areia e lama em diferentes proporções, sendo reconhecidas pelas fácies com areia, silte e lama. Gré (1989) definiu ainda três zonas sedimentares distintas e uma quarta formada pela mistura destas. A zona de areia quartzosa se localiza na parte interna da plataforma continental. Em profundidades superiores a 100 m, correspondentes à plataforma continental externa, a composição da areia é biodetrítica. A lama terrígena ocorre a partir da plataforma continental média e substitui progressivamente a areia dando lugar a areia lamosa e a areia-silto-argilosa. No trecho entre Florianópolis e a cidade de Mostardas (RS) a plataforma continental é estreita e homogênea. Paixão (2012) identificou na porção norte da plataforma continental da bacia de Pelotas, a ocorrência de sedimentos finos (granulometria silte e argila) e de areias, demonstradas pelas fácies areia siltosa, areia argilosa, lama arenosa e silte arenoso.

A planície costeira, setor emerso da bacia, é constituída por depósitos pertencentes, especialmente a dois sistemas deposicionais: sistema continental e sistema transicional (Fig. 5). Ainda, de acordo com dados do GERCO, o litoral Centro-sul do estado é típico do sistema deposicional do tipo Laguna-Barreira, intimamente relacionado às variações do NRM ocorridas durante o Quaternário. Os depósitos pertencentes ao sistema deposicional

continental que ocorrem no município de Garopaba são os depósitos coluvial, de leque aluvial e aluvial. Os depósitos coluvial e de leque aluvial afloram nas proximidades de elevações das formações do embasamento cristalino e o Depósito aluvial é verificado de forma localizada e associada aos rios e córregos do município. A idade desses depósitos é definida como pertencente ao Quaternário indiferenciado. Do sistema deposicional transicional são identificados os depósitos eólico, lagunar, paludial, flúvio-lagunar, lagunar praial, deltaico intralagunar e marinho praial. O Depósito eólico do Pleistoceno superior é representado por paleodunas e mantos isolados em meio ao Depósito lagunar holocênico localizado a norte da lagoa de Garopaba. Os ambientes lagunares de idade holocênica, representados pelos depósitos lagunar, paludial, lagunar praial e deltaico intralagunar, podem ser observados no setor leste do município relacionados às margens da lagoa de Garopaba e da laguna do Macacu. Já os depósitos marinho praial e eólico do Holoceno ocorrem junto às praias do município, com depósitos eólicos holocênicos expressivos adjacentes às praias do Siriú, Ferrugem, Barra e Ouvidor.

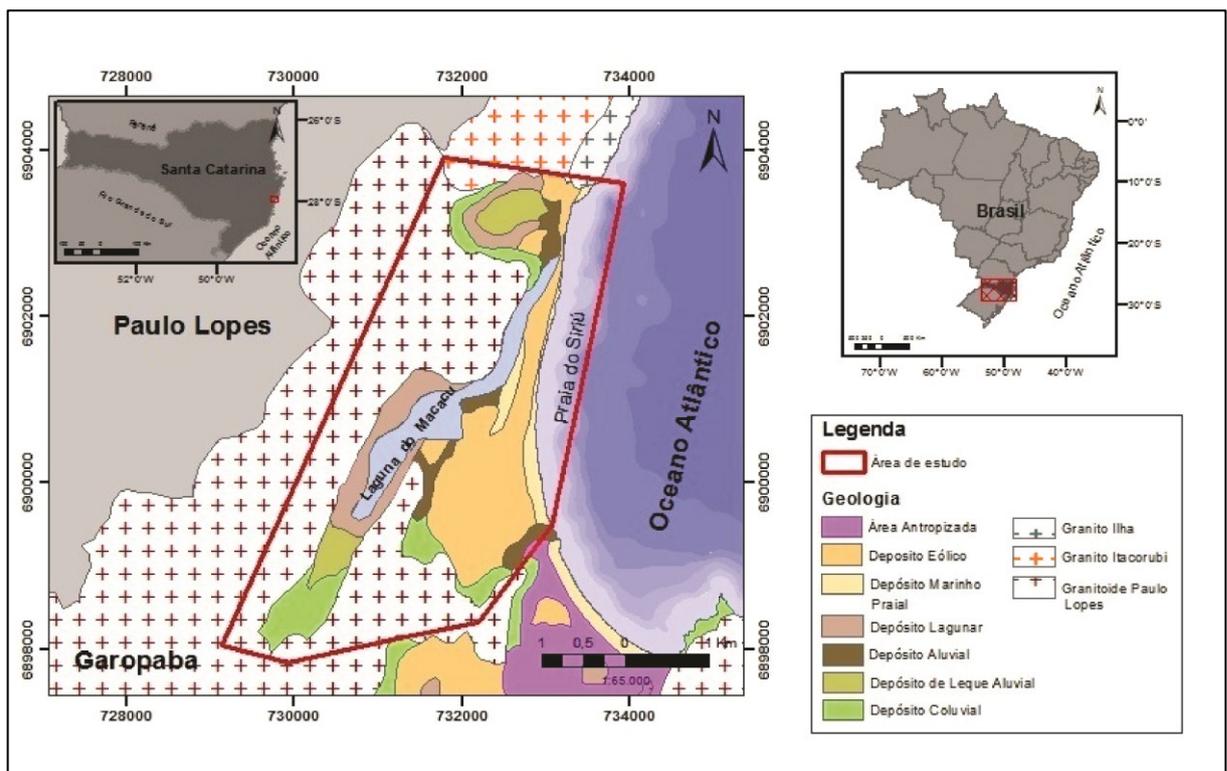


Figura 5: Mapa geológico do entorno da laguna do Macacu em base nos dados do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro – GERCO/SC (2010).

2.5 GEOMORFOLOGIA

O município de Garopaba apresenta aspectos geomorfológicos bastante variados, com uma série de elementos de destaque como a serra de Paulo Lopes, que ocupa praticamente 50% da área municipal no setor noroeste. A geomorfologia de Garopaba está diretamente vinculada às características petrológicas e sedimentológicas das unidades litoestratigráficas que ocorrem no município. Segundo o Atlas de Santa Catarina (1986), a região é composta por dois grandes compartimentos geomorfológicos, os quais são definidos como: terras altas, englobando o Embasamento em Estilo Complexo; e terras baixas, evidenciadas pelos depósitos sedimentares que representam a Planície Costeira.

As unidades geológicas que prevalecem no Embasamento em Estilo Complexo são aquelas inseridas no Escudo Catarinense, formando o substrato das serras cristalinas do Leste Catarinense, representados na região de Garopaba pelo Granito Paulo Lopes, Granito Serra do Tabuleiro, Granito Ilha e Granito Itacorubi, segundo informações do GERCO/SC. Nesse domínio há o predomínio do modelado de dissecação, susceptível à ação dos fenômenos erosivos. Geomorfologicamente, representam um conjunto de terras altas no setor ocidental da área, com escarpas que atingem o Oceano formando promontórios rochosos. Com disposição subparalela e orientação predominante NE-SW, essas serras apresentam vales profundos e encostas íngremes e sulcadas, integrando desta forma o modelado de dissecação do tipo diferencial, onde a dissecação é marcada por controle estrutural e definida apenas pelo aprofundamento da drenagem, uma vez que a densidade desta é controlada pela litologia e pela tectônica.

O modelado de acumulação, relativo às terras baixas representadas por formas de relevo originadas em ambientes de deposição cuja declividade é, em geral, inferior a 2°, é representado principalmente pela acumulação lagunar, que corresponde a áreas planas resultantes de processos de acumulação lagunar em regiões permanente ou periodicamente inundadas; terraços lagunares, que compreendem áreas planas resultantes de processos de acumulação lagunar e que apresenta ruptura de declive em relação à planície recente, devido à movimentação tectônica ou pela variação do nível marinho. Há ainda o modelado de acumulação eólica, bastante representativo na área de estudo, caracterizado por ser um depósito arenoso de origem variada e remodelado pelo vento, ocorrendo na forma de dunas ou planícies arenosas (GAPLAN, 1986).

Caruso Júnior (1995) inseriu a área de estudo na planície de Tubarão, que envolve a área a partir da ponta de Gamboa em direção ao sul do estado, compondo um extenso sistema

lagunar que preenche antigas reentrâncias do Escudo Catarinense. Esse sistema foi isolado parcialmente do oceano através de uma barreira arenosa múltipla que se escorou no embasamento cristalino, devido à dinâmica costeira resultante das variações do NRM ao longo do Quaternário. A drenagem fluvial transporta constantemente sedimentos gerados no embasamento cristalino, depositando-os na bacia lagunar desde o seu estabelecimento, especialmente nos vales existentes e intensamente erodidos nos períodos de NRM mais baixo, formando sistemas deltaicos que progradam laguna adentro.

2.6 OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA LITORÂNEA

Leal (2005) propôs que a região em que o município de Garopaba está inserido apresenta comportamentos hidrodinâmicos variados, os quais são condicionados pela ação marinha e lagunar. Esse fato permite a subdivisão da costa em dois setores específicos: um setor de costa exposta com elevada energia e sujeita à dinâmica das correntes, ondas e marés do oceano Atlântico; e outro setor caracterizado pelos corpos lagunares, semi-protegido, exposto à baixa energia e à dinâmica de áreas protegidas, influenciadas exclusivamente pelas marés. A região apresenta praias com comportamentos morfodinâmicos variando entre intermediário e reflectivo. No entanto, as praias encontradas na enseada de Garopaba, especialmente a praia do Siriú, exibem comportamento dissipativo com um expressivo campo de dunas associado.

Conforme dados do GERCO/SC, o litoral de Garopaba mostra, do ponto de vista sedimentar e morfológico, configuração heterogênea, uma vez que promontórios rochosos individualizam praias retilíneas, parabólicas e de bolso. Dessa maneira, o litoral de Garopaba é descontínuo, sendo interrompido por cursos fluviais, como os rios Siriú e da Barra da Lagoa de Garopaba. As ondas, correntes litorâneas e marés compõem os principais agentes da dinâmica litorânea, atuando individualmente ou em conjunto, construindo ou destruindo progressivamente as feições que estruturam a planície costeira.

Ao atuarem no regime, energia e direção de ondas na costa, os ventos são extremamente significativos na dinâmica oceanográfica (LEAL, 2005). Os ventos que prevalecem na região são originários do quadrante nordeste, sudoeste e sudeste. As intensidades dos ventos são modificadas em função dos meses do ano. As ondulações são formadas predominantemente pelos ventos do sudeste e as correntes litorâneas ocasionam uma deriva de sedimentos direcionada especialmente para nordeste. Segundo informações contidas no GERCO/SC, a configuração das praias da região é condicionada principalmente

por este fator. A costa de Garopaba possui amplitude de maré típica de um regime de micromarés, com amplitudes inferiores a 2 m. Conforme Leal (2005), as marés interagem, de forma excepcional, na dinâmica oceanográfica originando a erosão das praias e sendo também importantes para a dinâmica estuarina das lagoas e dos rios da região.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

A evolução das regiões costeiras está relacionada a uma série de fenômenos de amplitude local e global. Entre esses eventos, destacam-se as variações eustáticas e as mudanças do NRM delas resultantes. A formação dos sistemas deposicionais da planície costeira é influenciada por oscilações do NRM combinados a outros fatores como a disponibilidade de sedimentos, correntes, energia das ondas, marés, entre outros. Os sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira têm seu desenvolvimento intimamente associado às variações eustáticas. A seguir são apresentadas informações e referências acerca dessas questões.

3.1 MUDANÇAS NO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO

No passado a eustasia era atribuída à medição da variação do NRM em termos absolutos. Contudo, ainda não foram descobertos métodos de medição que possibilitem mensurar a variação absoluta, empregando-se na prática medidas relativas das alterações do nível do mar. As mudanças eustáticas, ou variações nos níveis dos oceanos, integram fenômenos complexos, que, embora os possuam como causas de maior alcance global, não podem ser explicadas apenas por episódios de glaciação e deglaciação. Sendo assim, além das mudanças nos volumes das águas oceânicas decorrentes da glacioeustasia, também as variações isostáticas, os movimentos tectônicos, as mudanças geoidais, entre outros eventos, devem ser considerados como processos importantes na origem das mudanças eustáticas (SUGUIO, 2010).

As variações do NRM, conforme Suguio *et al.* (2005), são resultado de alterações nos níveis reais dos oceanos, conhecido como eustasia, e das modificações nos níveis das terras emersas contíguas, relacionadas à tectônica e/ou à isostasia. As variações dos níveis dos oceanos são controladas especialmente por três fatores: **a)** oscilações nos volumes das bacias oceânicas, geradas principalmente por consequência da tectônica de placas, dando origem a **tectono-eustasia**; **b)** alterações nos volumes das águas das bacias oceânicas, particularmente por fenômenos de glaciação e deglaciação, originando a **glacioeustasia**; e **c)** deformações das superfícies dos oceanos, especialmente por circunstâncias gravitacionais, originando à **geoidoeustasia**.

As alterações nos níveis dos continentes, por sua vez, são reguladas por: **a)** movimentos tectônicos horizontais e verticais, os quais através de mecanismos de dinâmica interna afetam a crosta terrestre, podendo apresentar escalas temporais geológicas a instantâneas, por meio de movimentos sísmicos; **b)** movimentos isostáticos ligados às mudanças nas sobrecargas ocasionadas pelo avanço e recuo das geleiras sobre os continentes, tanto pela deposição, quanto pela erosão em bacias sedimentares, ou pela transgressão e regressão sobre as plataformas continentais, conhecido como **hidroisostasia**; e **c)** deformações das superfícies continentais em decorrência, principalmente, de causas gravitacionais. Normalmente os movimentos isostáticos são incluídos aos movimentos tectônicos, uma vez que também resultam de movimentos verticais e horizontais da crosta terrestre. Desta maneira, Martin *et al.* (1993) assinalaram que o nível do Oceano em um ponto específico da crosta é o produto entre múltiplas interações relacionadas aos níveis das superfícies do oceano e das terras emersas contíguas como esquematizado na Figura 6.

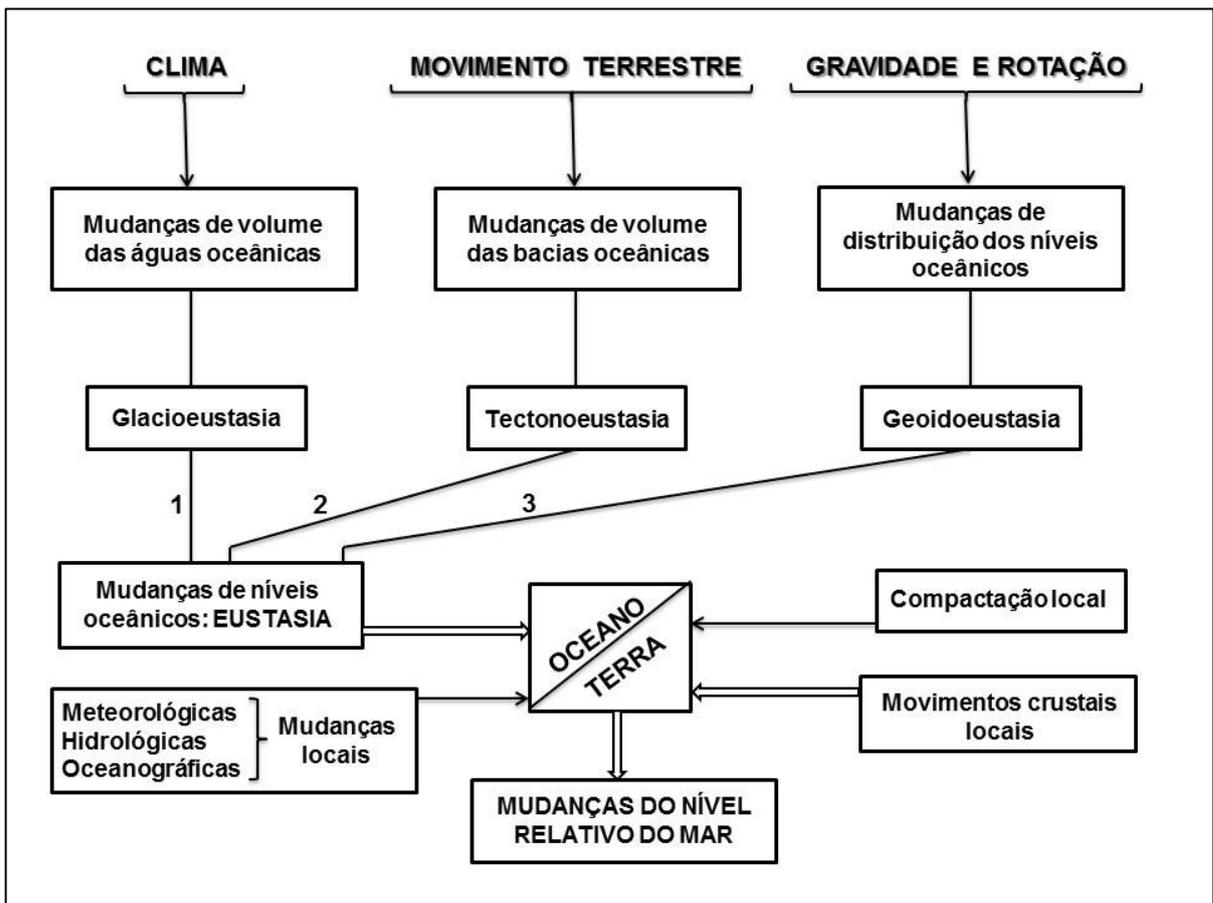


Figura 6: Fatores controladores dos níveis marinhos e continentais responsáveis pelas mudanças do n.r.m. durante o Quaternário (Fonte: Modificado de MARTIN *et al.*, 1993).

3.1.1 Mudanças no nível relativo do mar ao longo do Quaternário tardio no Brasil

Tessler & Goya (2005) sustentaram que as flutuações do NRM constituem elemento importante na evolução das planícies costeiras brasileiras. No RS é encontrado o registro mais completo da evolução das planícies costeiras do país, sendo identificados quatro ciclos transgressivo-regressivos a partir do Neógeno.

A Formação Barreiras e unidades correlatas representam as sequências de sedimentos presentes nas planícies costeiras brasileiras com idades anteriores ao final do Neógeno e Quaternário.

No decorrer do Quaternário, dois ciclos transgressivos e regressivos principais, em consequência de oscilações relativas do nível do mar, moldaram as planícies costeiras brasileiras. O primeiro ciclo ocorreu ao longo do Pleistoceno, há cerca de 120 Ka AP, e é conhecido como Transgressão Cananéia, no trecho do litoral paulista (SUGUIO & MARTIN, 1978), e como sistema do tipo Laguna-Barreira III, na costa do RS (VILLWOCK *et al.*, 1986). Ao longo deste ciclo, o NRM atingiu cotas de 8 m (± 2 m) acima do nível atual e os seus registros ocorrem por todo o litoral brasileiro, entre o RS e a Paraíba (PB), sob a forma de terraços marinhos com constituição arenosa.

A partir do máximo transgressivo do Pleistoceno, o nível do mar regrediu até posições próximas à isóbata de 110 m abaixo do atual nível do mar, há cerca de 17 Ka AP. Assim, ao longo do Pleistoceno, em cerca de cem mil anos (120 – 17 Ka AP), ocorreu uma variação de aproximadamente 118 m do NRM., verificando-se uma taxa média de variação anual relativa do nível do mar de 0,19 cm/ano (TESSLER & GOYA, 2005). No período entre 17,5 e 16 Ka AP, o paleonível do mar se encontrava -120 a -130 m abaixo do atual. Desta maneira, a plataforma continental atual estava quase completamente exposta, estando submetida à intensa oxidação e erosão subáreas e sendo dissecada por vales fluviais. Ao longo deste intervalo de tempo a elevação do paleonível do mar ocorreu a taxa de 2 cm/ano, sendo rápida e se estabilizando em torno de 16 Ka AP (SUGUIO *et al.*, 2005).

Tessler & Goya (2005) sugeriram que a partir do máximo regressivo o nível do mar voltou a se elevar atingindo um nível próximo ao zero atual durante o Holoceno, há aproximadamente 7 Ka A.P.. O processo transgressivo perdurou até 5,1 Ka A.P., atingindo cerca de 4 m acima do atual. Este ciclo é conhecido como Transgressão de Santos no litoral paulista (SUGUIO & MARTIN, 1978), e referido ao sistema do tipo Laguna-Barreira IV, na costa do RS. A variação do n.r.m. em 12 Ka (17 Ka – 7 Ka A.P.) foi de 114 m, com taxa

anual de variação positiva de 0,95 cm/ano. Levadas em consideração somente a elevação e a posterior descida do nível do mar entre 7 Ka A.P. e os dias atuais, a variação foi bem menos expressiva, cerca de 8 m, com uma taxa anual próxima de 0,1 cm/ano (TESSLER & GOYA, 2005).

Suguio *et al.* (1985) propuseram curvas das flutuações do nível do mar ao longo dos últimos 7 Ka AP para diversos setores do litoral brasileiro (Fig. 7). Entre as regiões estudadas está o setor do litoral catarinense localizado entre os municípios de Itajaí e Laguna. Na região de Itajaí, foi possível estipular que por volta de 5,6 Ka AP o NRM estava em ascensão, encontrando-se em torno de 1 m acima do nível atual. Em seguida, este passou por um máximo estabelecido entre 3 a 4 m acima do atual, tendo ocorrido há cerca de 5,1 Ka AP.

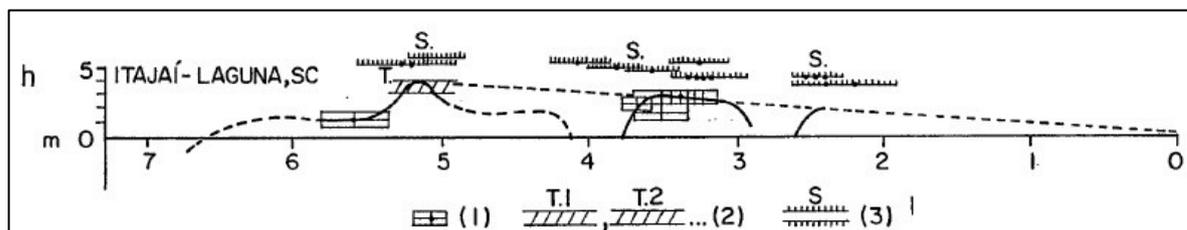


Figura 7: Curva das flutuações do NRM ao longo dos últimos 7 Ka AP no trecho do litoral catarinense localizado entre os municípios de Itajaí e Laguna, de acordo com Suguio *et al.* (1985).

Diversos pesquisadores fizeram estudos sistemáticos a fim de desenvolver uma curva da variação do NRM para o litoral brasileiro durante o Holoceno. Em trabalho crítico sobre as curvas do nível do mar propostas para o Holoceno da região costeira do Brasil, Angulo *et al.* (2006) propuseram um intervalo de curva para 28° S e 28° N, com base em distintos indicadores. Os autores apresentaram um levantamento crítico dos trabalhos anteriores sobre a curva do nível do mar ao longo do Holoceno para o litoral brasileiro. Esses estudos prévios apresentavam muitos aspectos problemáticos e passíveis de discussão, devido as diferentes abordagens nas interpretações e à baixa precisão de muitos indicadores. As curvas apresentadas por Suguio *et al.* (1985) e trabalhos similares foram duramente criticadas, especialmente no que se refere a obtenção dos dados nesses trabalhos.

Desta maneira, a altura em que chegou o nível do mar durante o último ótimo climático, as oscilações ocorridas durante esta queda até o nível atual e suas diferenças regionais estão entre alguns dos pontos discutidos por Angulo *et al.* (2006). Vale ainda ressaltar que existem diferenças temporais entre as curvas mais antigas sugeridas e as mais recentes, uma vez que os primeiros modelos radiocarbônicos de variações do NRM eram fundamentados em idades convencionais e somente nos trabalhos publicados a partir da

década de 2000 foram utilizados valores referidos a idades calibradas (ALVES, 2012). Com base nessas discussões, Angulo *et al.* (2006) propuseram que o mar esteve em ascensão a partir de 7 Ka AP com máxima de sua elevação em 5,6 Ka AP, atingindo de 2 a 5 m acima do nível marinho atual e com declínio até atingir os níveis atuais (Fig. 8). Desta forma, os autores contestaram as oscilações de alta frequência para os últimos 6 Ka AP, baseando-se em análises de algas, corais e vermitídeos, as quais indicaram que a diminuição do nível do mar neste período ocorreu de forma bastante suave e sem a presença das oscilações propostas por Suguio *et al.* (1985) e Martin *et al.* (1980), por exemplo. Considerando que a curva proposta por Angulo *et al.* (2006) foi desenvolvida com técnicas mais precisas de datação, esta se torna uma das mais adequadas para o estudo do Holoceno na costa brasileira.

Por meio de um modelo geofísico de flutuações do NRM induzidas por glacio-isostasia para a região de SC, Milne *et al.* (2005) apontaram que o nível atual haveria sido alcançado/ultrapassado no Holoceno a mais de 7,5 Ka AP. Em torno de 7 Ka AP, o máximo eustático teria sido atingido, estando cerca de 2,5 m acima do atual. Em seguida, de acordo com os autores, houve uma estabilização relativa, com queda suave somente após 5 Ka AP (Fig. 8).

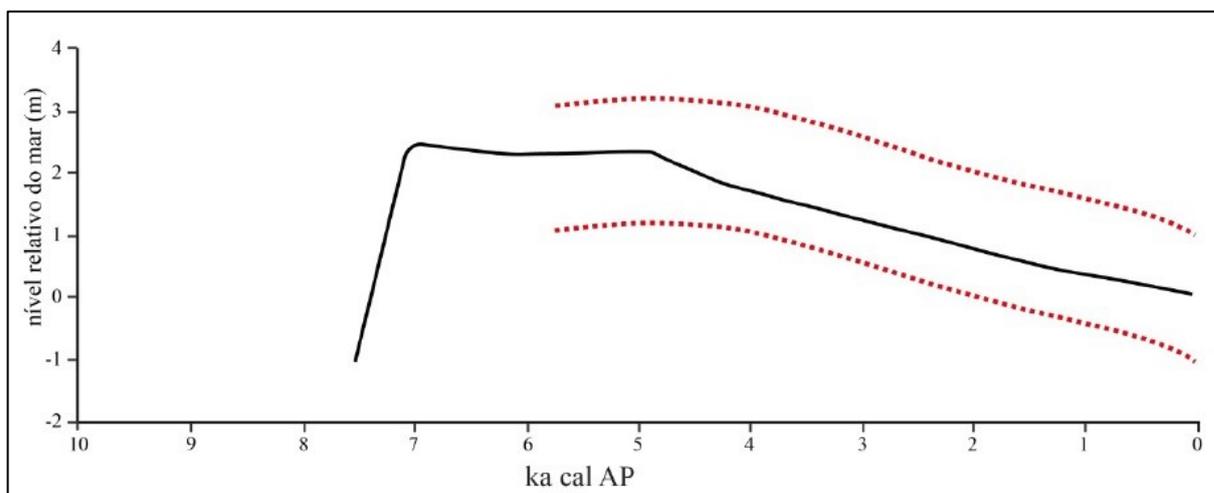


Figura 8: Intervalo de curva do NRM ao longo dos últimos 6 Ka AP, de acordo com Angulo *et al.* (2006), para o litoral sul de SC (linhas tracejadas em vermelho) e curva do NRM ao longo dos últimos 7,5 Ka AP proposta por Milne *et al.* (2005) para o mesmo setor costeiro (linha preta contínua), tendo como base simulações geofísicas (cal = calibrada) (Fonte: SILVA, 2015).

3.2 SISTEMA DEPOSICIONAL DE LEQUES ALUVIAIS

As fácies sedimentares associadas aos ambientes de encosta das terras altas adjacentes à planície costeira do RS (PCRS) foram apresentadas por Tomazelli & Villwock

(2005) como pertencentes ao sistema deposicional de Leques Aluviais. Segundo estes autores, essas fácies integram, na sua porção mais proximal, depósitos originados por processos gravitacionais como a queda livre de blocos, o rastejamento e o fluxo de detritos (tálus, eluviões e coluviões) e que gradam, na sua porção mais distal, para depósitos transportados e depositados em meio aquoso (aluviões). O estabelecimento desses depósitos na planície costeira teve início, possivelmente, no final do Neógeno e os processos deposicionais persistem até o presente. A variação na intensidade destes processos ocorreu em função das variações climáticas e seu encadeamento nas taxas e precipitação e no desenvolvimento da cobertura vegetal.

Tomazelli & Villwock (2000) classificaram como secundária a conotação puramente geomorfológica do termo “leque aluvial”, visto que a geometria de “leque” nem sempre é observada. Frequentemente esta geometria é obscurecida e as fácies ocorrem em formas de rampa suave desde a região proximal até a distal. Segundo estes autores, a morfologia de rampa pode estar relacionada, em parte, à presença de diversos pontos de afluxo sedimentar, favorecendo a aglutinação dos leques, e aos efeitos posteriores de retrabalhamento e erosão, como os entalhamentos fluviais e os terraceamentos lagunares e marinhos que afetaram as partes distais dos leques, devido às oscilações do NRM.

As características composicionais, texturais e estruturais das fácies geradas no sistema deposicional de Leques Aluviais dependem da natureza da área-fonte submetida à erosão, incluindo-se aí, principalmente, a composição das rochas do relevo (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000). Caruso Júnior (1995) observou que na região Sudeste de SC a maioria dos leques é alimentado pelas rochas graníticas do Escudo Catarinense. Os processos coluvionares do tipo fluxo de detritos são os mais comuns neste ambiente, e as porções médias e distais são frequentemente bem estratificadas, retratando deposição a partir de fluxos torrenciais canalizados e não canalizados.

3.3 SISTEMA DEPOSICIONAL DO TIPO LAGUNA-BARREIRA

Tomazelli & Villwock (2000) constataram que, além do sistema deposicional de Leques Aluviais formado no contato com as terras altas, a PCRS progradou para leste por meio da coalescência lateral de quatro sistemas deposicionais classificados como do tipo “laguna-barreira”, cada um correspondendo ao pico de uma transgressão, acompanhada de um evento regressivo (Fig. 9).

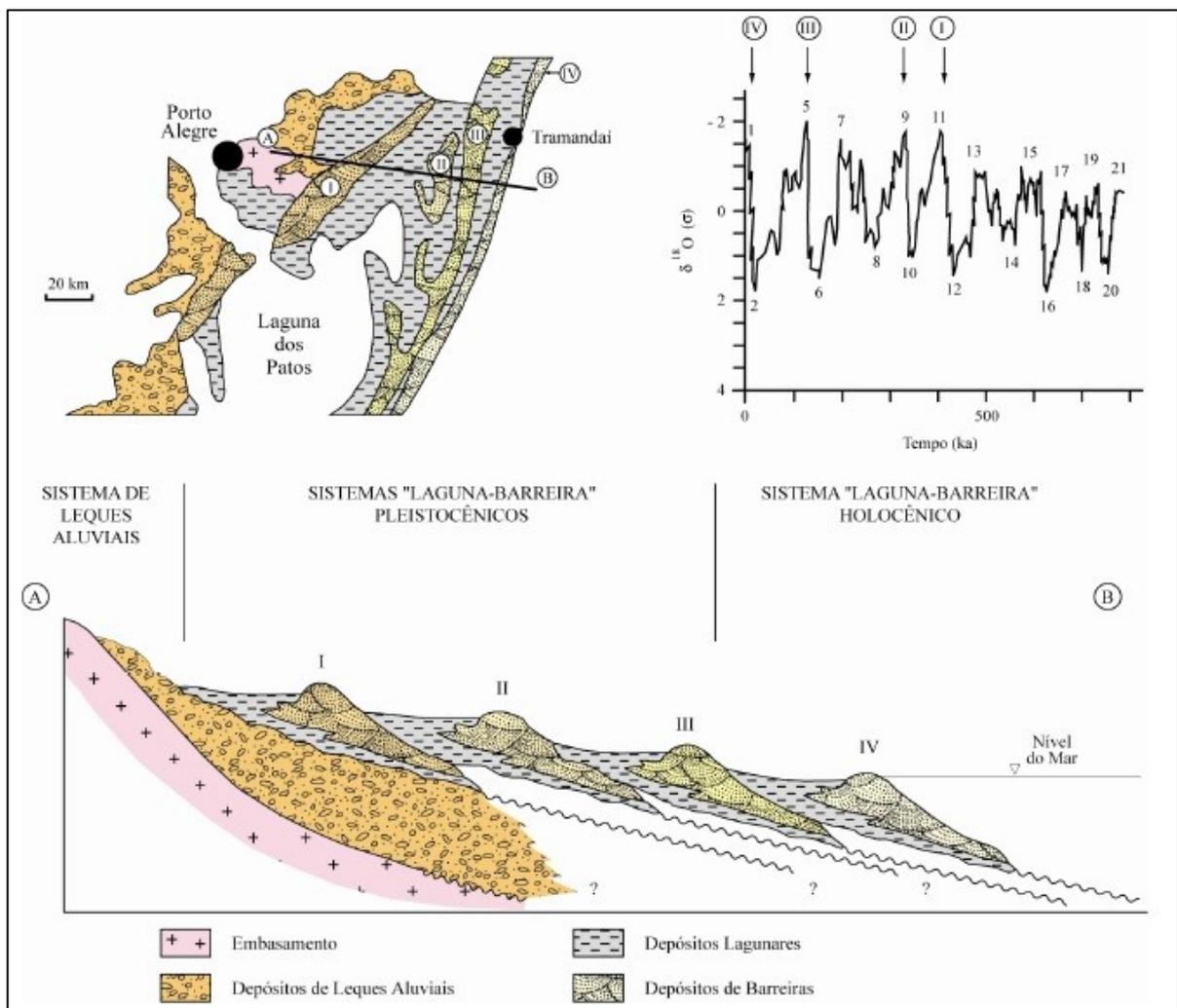


Figura 9: Perfil esquemático transversal aos sistemas do tipo Laguna-Barreira, aproximadamente na latitude de Porto Alegre. A curva isotópica exposta na figura procura correlacionar as barreiras com os últimos picos da curva (Fonte: BARBOZA *et al.*, 2008 modificado de TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).

A idade relativa destes sistemas se torna bastante evidente em sua disposição espacial, estando o sistema mais antigo, representado pelo sistema do tipo Laguna-Barreira I, mais interiorizado. A idade decresce no sentido do sistema mais externo e mais recente, constituído pelo sistema do tipo Laguna-Barreira IV. Já a determinação da idade absoluta desses sistemas, em especial dos dois mais antigos, é bastante complexa devido à escassez de materiais apropriados para datações geocronológicas. Tomazelli & Villwock (2000) salientaram que os eventos transgressivos-regressivos responsáveis pela formação destes sistemas tenham sido regulados principalmente pela glacioeustasia, o que propicia a sua correlação com os eventos registrados nas curvas isotópicas de oxigênio desenvolvidas no Pleistoceno, como as expostas por Shackleton & Opdyke (1973 *apud* TOMAZELLI &

VILLWOCK, 2000) e Imbrie *et al.* (1984 *apud* TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000). Desta maneira, presume-se que os quatro sistemas deposicionais se formaram nos últimos 400 Ka AP e a instalação de cada sistema corresponderia a um pico na curva isotópica.

Caruso Júnior (1995) observou que na região Sudeste de SC ocorre fácies associadas aos sistemas deposicionais d tipo Laguna-Barreira III e IV. Pelo menos em dois momentos, durante o Pleistoceno superior (sistema do tipo Laguna-Barreira III) e o Holoceno (sistema do tipo Laguna-Barreira IV), este sistema esteve formado por três subsistemas individualizados: o subsistema barreira, o subsistema laguna e o subsistema canal de interligação (Fig. 10). O subsistema barreira permitiu a acumulação de fácies marinho praias e de fácies eólicas produzidas em ambiente costeiro. As barreiras arenosas formadas pelos sedimentos destas fácies isolaram corpos aquosos entre o mar e o continente, onde se abrigou o subsistema laguna. Os processos próprios de ambientes costeiros transicionais possibilitaram a deposição de diversas fácies. Depósitos de lamas muito ricas em matéria orgânica e de turfas são observados como fácies paludiais acumuladas nas margens da laguna. Fácies de canais são acumuladas nos canais de interligação entre o oceano e a laguna, constituído por um ambiente de alta dinâmica ambiental.

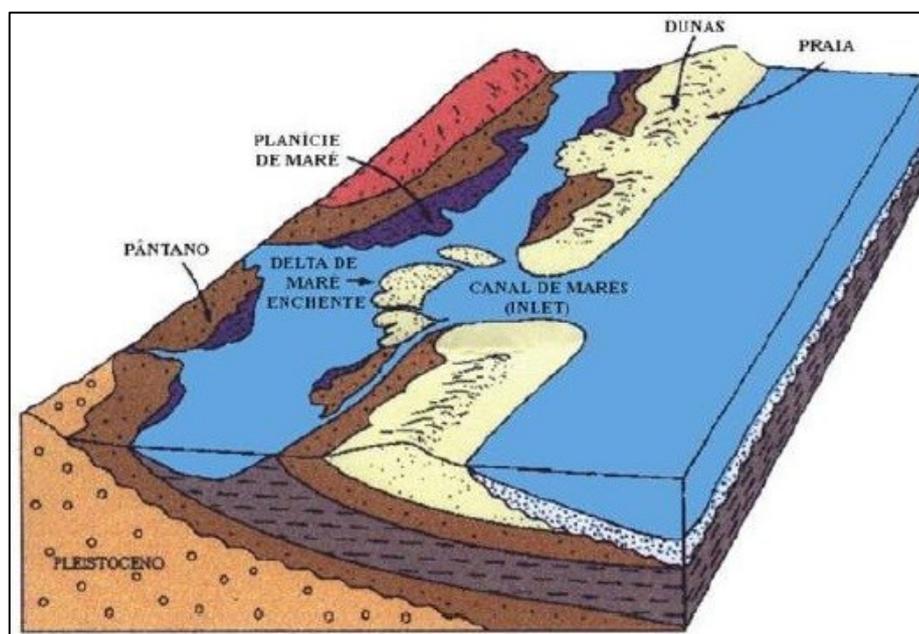


Figura 10: Elementos morfológicos principais do Sistema do tipo Laguna-Barreira. (Fonte: VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).

Caruso Júnior (1995) ainda afirmou que, considerando a dinâmica experimentada pelo sistema do tipo Laguna-Barreira ao longo dos ciclos de transgressão-regressão, pode-se

inferir o retrabalhamento que os depósitos acumulados sofreram no decorrer da migração lateral dos subsistemas com seus variados ambientes sobre uma mesma área. Ao longo das fases de elevação do nível marinho ocorreu o retrocesso das linhas de costa oceânica e lagunar, fazendo com que o avanço das praias possibilitasse o retrabalhamento pelas ondas de depósitos preexistentes em ambos os domínios, originando fácies transgressivas ricas em depósitos grosseiros e em biodetritos carbonáticos. No decorrer de regressões as áreas lagunares eram ocupadas por depósitos paludiais enquanto a linha de costa progradava, dando origem a areias litorâneas regressivas simultaneamente ao avanço dos sistemas fluviais sobre a planície costeira, aprofundando seus vales a fim de restabelecer seu perfil de equilíbrio, continuamente afetado pelo abaixamento do nível de base de erosão regional.

3.3.1 Sistema deposicional do tipo Laguna-Barreira III

Geneticamente os depósitos enquadrados neste sistema estão relacionados ao terceiro e último evento transgressivo marinho ocorrido no Pleistoceno, por volta de 120 Ka AP (CARUSO JR., 1995). Os depósitos do sistema do tipo Laguna-Barreira III do Sudeste de SC são semelhantes aos também assim denominados na PCRS por Tomazelli & Villwock (2000), ou aos depósitos da Transgressão Cananéia, assim designada por Suguio & Martin (1978). Na região da laguna do Macacu, assim como exposto por Tomazelli & Villwock (2000) para a PCRS, os depósitos associados a esse evento transgressivo-regressivo pleistocênico se comportaram como uma verdadeira barreira, isolando do lado do continente um sistema lagunar (sistema Lagunar III).

3.3.1.1 Barreira III

De acordo com Tomazelli & Villwock (2005), a Barreira III se relaciona ao evento de mar alto correspondente ao subestágio isotópico de oxigênio 5e (Fig. 9). Desta forma, os depósitos pertencentes à Barreira III são relativos ao último pico interglacial pleistocênico, o que lhes confere uma idade por volta de 120 Ka AP. Esta barreira é constituída por fácies arenosas de ambiente praial e marinho raso, recobertas por depósitos eólicos, dispostas em uma sucessão vertical indicativa de um processo progradante (regressivo). Os sedimentos pertencentes aos depósitos eólicos de cobertura apresentam coloração amarelo acastanhado a avermelhado e aspecto maciço, muitas vezes apresentando matriz secundária composta por argilas e óxidos de ferro e podendo existir bioturbações por raízes. Caruso Júnior (1995)

estudou diversos afloramentos representativos deste sistema na região Sudeste de SC, incluindo uma exposição de dois pacotes arenosos superpostos em uma lavra de areia na região da Pinheira. O pacote inferior é constituído por areias praias marinhas contendo uma série de estruturas biogênicas, identificadas como tubos fósseis de *Callichirus major*, enquanto que o pacote superior é formado por areias eólicas de aspecto maciço e pedogenizada, o que sugere que a deposição desse conjunto tenha ocorrido em ambiente praias, na zona de intermarés, recoberto a seguir por dunas costeiras. O autor também observou que na região entre Garopaba e Imbituba os terrenos pleistocênicos ocorrem de maneira contínua, formando um extenso cordão litorâneo. No reverso deste podem ser observadas feições erosivas em patamares, originadas nos períodos de inundação que estas áreas sofreram devido às variações climáticas e eustáticas.

3.3.1.2 Laguna III

O sistema Lagunar III englobou um conjunto de ambientes deposicionais instalados na região de retrobarreira, representados especialmente por areias finas, siltico-argilosas, pobremente selecionadas, de coloração creme, com laminação plano-paralela, podendo haver concreções carbonáticas e ferruginosas (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000). Para Caruso Júnior (1995), na região Sudeste de SC houve o estabelecimento de um grande corpo lagunar durante o Pleistoceno, o qual deixou diversos terraços lagunares contemporâneos a este período nas margens do complexo lagunar Mirim/Imaruí/Santo Antônio. Este autor também constatou a presença de horizontes argilosos e turfáceos subjacentes aos depósitos arenosos da Barreira III, que estariam relacionados ao estágio lagunar pleistocênico e sua colmatação posterior.

3.3.2 Sistema Depositional do tipo Laguna-Barreira IV

De acordo com Tomazelli & Villwock (2000), este sistema deposicional compreende o mais recente do sistema do tipo Laguna-Barreira, tendo se desenvolvido durante o Holoceno, como resultado da última grande transgressão pós-glacial, correspondente ao estágio isotópico de oxigênio 1 (Fig. 9). O sistema do tipo Laguna-Barreira IV se formou na região costeira apoiado, em parte, nos depósitos correspondentes à Barreira III. A última fase transgressiva pós-glacial, que atingiu seu auge em torno de 5,1 Ka AP, possibilitou a formação de uma barreira arenosa próxima à antiga planície costeira, e a ingressão marinha

pelos vales escavados anteriormente nesta planície, recompondo o sistema lagunar, que seguindo a posterior progradação da barreira, evoluiu para um complexo de ambientes deposicionais (CARUSO JÚNIOR, 1995).

3.3.2.1 Barreira IV

Durante o máximo da última grande transgressão pós-glacial, há 5,1 Ka AP, o nível do mar atingiu por cerca de 4 m acima do atual, possibilitando a formação de uma barreira transgressiva que progradou durante a fase regressiva que se seguiu, desenvolvendo-se especialmente através da construção de *beach ridges*, ou cordões litorâneos regressivos (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000). Caruso Júnior (1995) afirmou que a Barreira IV na região Sudeste de SC é formada por fácies praias marinhas e eólicas. Estas são compostas por areias quartzosas, finas a muito finas, bimodais, de coloração esbranquiçada, ocorrendo na forma de dunas vegetadas ou dunas livres, enquanto que aquelas são constituídas por areias quartzosas, finas a médias, bem selecionadas, apresentando estratificação plano-paralela com suave mergulho em direção ao mar.

As dunas vegetadas compreendem as feições eólicas cuja origem tenha sido controlada pela interação do vento, com sua carga arenosa proveniente da praia, e a vegetação costeira. Essas dunas são consideradas, dependendo da densidade da cobertura vegetal, como fixas ou parcialmente fixas, uma vez que migram muito pouco. São subdivididas em dunas embrionárias, dunas frontais e dunas do tipo *nebka*. Caruso Júnior (1995) também observou que as dunas livres ao longo da região Sudeste catarinense ocorrem como uma série de campos de dunas que, em resposta a um regime de ventos provenientes de NE, migram no sentido SW, transgredindo terrenos mais antigos e avançando sobre corpos lagunares. A formação destes importantes campos de dunas pode ser referida a uma disponibilidade abundante de areia na praia associada a um regime de ventos muito favorável ao transporte desta areia em direção ao continente. O campo de dunas livres inicia bem próximo à praia, sendo alimentado diretamente por lençóis arenosos ativos que se estendem por meio de interrupções existentes na duna frontal. As primeiras dunas livres a se formarem geralmente adquirem uma morfologia de duna transversal com a crista orientada aproximadamente na direção N-S, sendo, desta forma, alimentadas por ventos provenientes de E ou ENE. Conforme essas dunas migram para o interior, a crista vai se tornando mais sinuosa, ao mesmo tempo em que vai sofrendo uma gradativa deflexão, até se orientar, já como cadeia barcanoide típica, na direção NW-SE, perpendicular ao vento efetivo, originário de NE. Desta

maneira, Caruso Júnior (1995) concluiu que este comportamento responde, possivelmente, a uma correspondente deflexão sofrida pelo vento à proporção que se afasta da praia, supostamente por efeitos de interação com a própria superfície topográfica do campo de dunas. As dunas alcançam sua taxa de migração mais efetiva e se deslocam no sentido SW após obterem uma orientação perpendicular ao vento efetivo, transgredindo terrenos da Barreira III e do sistema Lagunar IV.

3.3.2.2 Laguna IV

Tomazelli & Villwock (2005) verificaram que o sistema Lagunar IV envolve um conjunto complexo de fácies acumuladas em ambientes desenvolvidos no espaço de retrobarreira da Barreira IV, o qual foi ocupado no pico transgressivo holocênico por grandes corpos lagunares que, seguindo a posterior progradação da barreira, transformaram-se em um complexo de ambientes deposicionais, incluindo corpos aquosos costeiros (lagos e lagunas), sistemas aluviais (rios meandранtes e canais inter-lagunares), sistemas deltaicos (deltas flúvio-lagunares e deltas de “maré lagunar”) e sistemas paludiais (pântanos, alagadiços e turfeiras). Areias finas a muito finas, lamas e turfas constituem os principais sedimentos acumulados no complexo deposicional de subambientes do sistema lagunar holocênico (TOMAZELLI *et al.*, 2000).

Conforme Caruso Júnior (1995), antigas linhas de costa marcadas por paleofalésias esculpidas nos terrenos pleistocênicos, que compõem hoje o limite interno dos terraços holocênicos, evidenciam que no máximo da transgressão holocênica o mar chegou a 4 m acima do nível atual. A presença de diversos terraços em cotas distintas e o truncamento de feições morfológicas pretéritas, que podem ser observadas atualmente em meio a área ocupada pelos depósitos flúvio-deltaico-lagunares e também ao longo da costa lagunar, demonstram que nos últimos 5 Ka AP, a costa Sudeste catarinense passou por pequenas transgressões e regressões. O autor ainda expôs que os sedimentos acumulados na depressão lagunar constituem um pacote composto por intercalações de areias, lamas, biodetritos carbonáticos e turfas, formado nos variados ambientes deposicionais que ainda são ativos atualmente na área. Esse conjunto complexo de ambientes e subambientes é composto por fácies flúvio-deltaico-lagunares, paludiais e residuais transgressivas. As fácies flúvio-deltaico-lagunares se interdigitam e/ou transicionam entre si, e a porção superior deste pacote está relacionada à sedimentação aluvial dos rios, originários das terras altas a oeste da planície costeira. Vinculado a esta sedimentação aluvial são verificados depósitos de planície de

inundação, diques marginais, rompimento de diques marginais e frentes deltaicas progradantes.

Em algumas lagoas e lagunas da região Sudeste de SC ocorreu o desenvolvimento de deltas intralagunares, como pode ser observado nas lagoas do Ribeirão e de Garopaba. As fácies paludiais do sistema Lagunar IV envolvem turfeiras, pântanos e alagadiços, sendo formados por turfas ou depósitos de lama muito ricos em matéria orgânica. A origem destas fácies está relacionada ao processo natural de colmatação de corpos aquosos costeiros. As fácies residuais transgressivas são constituídas por depósitos de conchas calcárias de moluscos provenientes, em parte, da plataforma continental e em parte do próprio ambiente lagunar. As estruturas sedimentares verificadas nestes depósitos indicam que seu desenvolvimento esteja relacionado com as fases de oscilação positiva marinha, devido ao retrocesso das linhas de costa oceânica e lagunar com conseqüente avanço das praias, o que possibilitou o retrabalhamento pelas ondas de depósitos preexistentes em ambos os domínios, dando origem a fácies transgressivas ricas em depósitos grosseiros e, principalmente, em biodetritos carbonáticos.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento deste trabalho, foram realizadas atividades nas seguintes etapas: **i) etapas pré-campo**, que incluíram a revisão bibliográfica, cartográfica e análise de imagens de satélite; **ii) etapas de campo**, que envolveram campanhas de campo para o reconhecimento da área, coleta de dados e amostras de sedimentos e rochas, os quais foram processados e analisados posteriormente; **iii) etapas de laboratório**, que englobaram a preparação das amostras de sedimentos para análise granulométrica em que foram aplicados os métodos de peneiramento, para os sedimentos arenosos, e pipetagem, para os sedimentos lamosos, compostos por silte e argila; **iv) tratamento estatístico**, o qual foi realizado a partir dos resultados obtidos em laboratório e possibilitou a construção de gráficos e diagramas dos sedimentos analisados e sua posterior interpretação; permitindo, assim, o desenvolvimento da **v) etapa de elaboração dos mapas e resultados**, na qual foi formulado o mapa do contexto geológico dos depósitos quaternários, bem como mapas de simulação de eventos de transgressão e regressão marinha ocorridos durante o Quaternário tardio na área de estudo.

4.1 ETAPAS PRÉ-CAMPO

As etapas pré-campo incluíram as atividades que possibilitaram o reconhecimento prévio da área de estudo, requisito fundamental para a realização dos trabalhos de campo.

4.1.1 Revisão bibliográfica e cartográfica

A pesquisa bibliográfica foi realizada para a aquisição de dados técnicos preliminares. Desta maneira, executou-se o levantamento geral e de detalhe na literatura, buscando-se informações, sobretudo, de caráter geológico, geomorfológico e evolutivo que pudessem ser aplicados neste estudo. Além disso, também foi feita a revisão cartográfica, visando mapas preexistentes que possuíssem, especialmente, dados geológicos e geomorfológicos da planície costeira de SC e da região da área de estudo.

A revisão cartográfica aliada à pesquisa bibliográfica possibilitou a obtenção de dados que integraram informações imprescindíveis para o conhecimento básico dos aspectos físicos, geológicos e geomorfológicos da área de estudo.

4.1.2 Análise de imagens de satélite

Foram realizadas a leitura e interpretação da paisagem por meio de imagens geradas a partir da combinação de bandas distintas do satélite *Landsat 8*. As bandas 4, 3 e 2 foram combinadas para compor a representação da área de estudo em cor natural. Para obtenção de informações adicionais, também foram mescladas as bandas 2, 4 e 3, com propósito de visualização em infravermelho, e as bandas 6, 5 e 4; 7, 6 e 4; 7, 5 e 3; as quais originaram as imagens da área de estudo em falsa cor. A partir desta análise, foi confeccionado o mapa geológico preliminar da área de estudo, que serviu de base cartográfica para a etapa de campo realizada a seguir.

4.2 ETAPAS DE CAMPO

Os materiais produzidos na etapa anterior serviram de base para a organização e realização dos trabalhos de campo. Estes ocorreram ao longo de cinco campanhas, executadas em datas distintas, com a finalidade de possibilitar observações na área de estudo, obtenção de dados e coleta de amostras de rochas e de sedimentos superficiais dos ambientes deposicionais identificados no entorno da laguna do Macacu.

As observações e o levantamento de dados realizados em cada ponto de amostragem foram anotados em planilhas de campo específicas para ambientes sedimentares quaternários, incluindo informações como: número do ponto de coleta e da amostra, identificadas pela sigla SIR (Siriú) seguida de numeração progressiva referente ao ponto; coordenadas geográficas obtidas com GPS, o qual também forneceu informações sobre a altitude do ponto em relação ao NRM; geomorfologia da área, possível tipo de depósito e idade, estrutura, cor da amostra, textura, seleção, presença ou não de bioclastos e/ou matéria orgânica, croquis dos afloramentos, entre outras. Realizou-se o registro fotográfico da visão geral dos pontos de amostragem, e de outros detalhes quando necessários (Fig. 11A).

Para cada estação que envolvia os depósitos quaternários foi realizado uma trincheira de amostragem com cerca de 0,8 m de profundidade e com 0,25 m² de superfície (0,5 x 0,5 m) com auxílio de pá de corte (Fig. 12). A coleta das amostras foi realizada, quando possível, a 0,4 m de profundidade, por meio do uso de pá para jardinagem e sacos plásticos para armazenamento, procurando-se adquirir por volta de 200 g de sedimentos, os quais antes de serem devidamente etiquetados e conservados em embalagem adequada, tiveram sua coloração natural em campo determinada pelo *Color Chart* (GODDARD, 1975) (Fig. 11B).



Figura 11: Exemplo de materiais utilizados em trabalho de campo: **A.** pá de corte, câmera fotográfica digital, planilhas para preenchimento com dados de campo, e **B.** uso do *Color Chart* para determinação da cor natural das amostras em campo (Fotos: Norberto Olmiro Horn Filho, nov/2014).

Ao todo, foram realizadas 50 pontos de amostragem, que resultaram na coleta de 53 amostras de sedimentos de depósitos quaternários e de sete amostras de rochas do embasamento cristalino, em caráter complementar, com auxílio do martelo petrográfico (tabelas 1, 2 e 3). O primeiro trabalho de campo consistiu em um perfil transversal à porção média da laguna do Macacu, realizando-se pontos de amostragem em todos os depósitos quaternários localizados entre o embasamento cristalino e a linha de costa. A segunda campanha integrou uma seção transversal na região ao norte da laguna. As amostras foram coletadas, utilizando-se da mesma metodologia empregada no primeiro trabalho de campo, desde o embasamento cristalino até a linha de costa. As demais campanhas buscaram complementar as amostragens realizadas nos trabalhos de campo anteriores, com o objetivo de adensar a cobertura da área de estudo e a coleta de amostras de diferentes sistemas e ambientes deposicionais, bem como a aplicação de um método de aquisição de testemunhos em ambientes paludiais expressado a seguir (Fig. 14).

Tabela 1: Dados superficiais coletados durante os trabalhos de campo.

Ponto de coleta	Longitude W (UTM)	Latitude S (UTM)	Altitude (m)	Unidade/Depósito	Idade	Forma	Amostras
SIR01	730822	6900799	65	Embasamento cristalino	Pré Quaternário	Morro	SIR01A
			62				SIR01B
SIR02	730843	6900777	56	Coluvial	Quaternário indiferenciado	Rampa coluvial	SIR02A
SIR03	731042	6900767	18	Coluvial	Quaternário indiferenciado	Rampa coluvial	SIR03
SIR04	731107	6900719	3	Lagunar	Holoceno	Terraço lagunar	SIR04
SIR05	731802	6900381	3	Paludial	Holoceno	Terraço paludial	SIR05
SIR06	731892	6900403	12	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR06
SIR07	732206	6900304	42	Eólico	Holoceno	Duna	SIR07
SIR08	732651	6900078	34	Eólico	Holoceno	Duna	SIR08
SIR09	732828	6900056	5	Eólico	Holoceno	Planície de deflação	SIR09
SIR10	732939	6899941	2	Marinho praial	Holoceno	Terraço praial	SIR10
SIR11	732910	6899939	4	Eólico	Holoceno	Duna frontal	SIR11
SIR12	732917	6899946	1,5	Eólico	Holoceno	Duna embrionária	SIR12
SIR13	731516	6903078	58	Coluvial	Quaternário indiferenciado	Rampa coluvial	SIR13A
			57	Embasamento cristalino	Pré Quaternário	Morro	SIR13B
SIR14	731895	6903073	18	Coluvial	Quaternário indiferenciado	Rampa coluvial	SIR14
SIR15	732120	6903114	5	Leque aluvial	Quaternário indiferenciado	Leque aluvial distal	SIR15
SIR16	732350	6903164	5	Leque aluvial	Quaternário indiferenciado	Leque aluvial distal	SIR16
SIR17	732311	6903076	5	Leque aluvial	Quaternário indiferenciado	Leque aluvial distal	SIR17
SIR18	732532	6903088	5	Fluvial	Quaternário indiferenciado	Planície de inundação	SIR18
SIR19	732591	6903065	5	Fluvial	Quaternário indiferenciado	Planície de inundação	SIR19
SIR20	732665	6903026	10	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR20
SIR21	732762	6903085	10	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR21
SIR22	732898	6902931	3	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR22
SIR23	732972	6902994	7	Eólico	Holoceno	Duna fixa	SIR23
SIR24	733103	6903034	3	Marinho praial	Holoceno	Terraço praial	SIR24

Tabela 2: Dados superficiais coletados durante os trabalhos de campo.

Ponto de coleta	Longitude W (UTM)	Latitude S (UTM)	Altitude (m)	Unidade/Depósito	Idade	Forma	Amostras
SIR25	733233	6903206	0	Marinho praial	Holoceno	Terraço praial	SIR25
SIR26	731874	6900222	9	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR26
			12				SIR27A
SIR27	732606	6902901		Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna/duna de cavalgamento (<i>climbing</i>)	SIR27B
			6				SIR27C
							SIR27D
SIR28	732600	6902779	18	Coluvial	Quaternário indiferenciado	Rampa coluvial	SIR28A
			17	Embasamento cristalino	Pré Quaternário	Rampa coluvial	SIR28B
							SIR29A
SIR29	732801	6902219	1	Fluvial	Quaternário indiferenciado	Canal	SIR29B
SIR30	732593	6901860	2	Fluvial	Quaternário indiferenciado	Canal	SIR30
SIR31	732554	6901883	7	Coluvial	Quaternário indiferenciado	Rampa coluvial	SIR31
SIR32	732393	6901143	1	Fluvial praial	Holoceno	Praia	SIR32
SIR33	731706	6899521	20	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna/duna de cavalgamento (<i>climbing</i>)	SIR33
	731567	6899579	13	Leque aluvial	Quaternário indiferenciado	Leque aluvial médio	SIR34A
SIR34	731438	6899467	22	Embasamento cristalino	Pré Quaternário	Morro	SIR34B
SIR35	732513	6899071	15	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR35
SIR36	731663	6901154	6	Fluvial	Quaternário indiferenciado	Planície de inundação	SIR36
SIR37	730868	6900232	5	Lagunar	Holoceno	Terraço lagunar	SIR37
SIR38	730568	6899393	3	Leque aluvial	Quaternário indiferenciado	Leque aluvial distal	SIR38
SIR39	730475	6899060	5	Leque aluvial	Quaternário indiferenciado	Leque aluvial distal	SIR39
SIR40	730925	6899423	7	Coluvial e Embasamento cristalino movimentado	Quaternário indiferenciado e Pré Quaternário	Rampa coluvial/Morro	SIR40
			3	Coluvial	Quaternário indiferenciado	Rampa coluvial	SIR41A
SIR41	731029	6899493	14	Embasamento cristalino	Pré Quaternário	Morro	SIR41B
SIR42	731633	6900087	10	Leque aluvial	Quaternário Indiferenciado	Leque aluvial médio a distal	SIR42

Tabela 3: Dados superficiais coletados durante os trabalhos de campo.

Ponto de coleta	Longitude W (UTM)	Latitude S (UTM)	Altitude (m)	Unidade/Depósito	Idade	Forma	Amostras
SIR43	732568	6901414	3	Eólico	Holoceno	Duna	SIR43
SIR44	731776	6899546	17	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR44
SIR45	732854	6902133	6	Fluvial praial	Holoceno	Praia	SIR45
SIR46	732563	6901418	4	Fluvial praial	Holoceno	Praia	SIR46
SIR47	732203	6899176	18	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR47
SIR48	732264	6899082	13	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR48
SIR49	732191	6898884	6	Lagunar	Holoceno	Terraço lagunar	SIR49
SIR50	732409	6899579	15	Eólico	Pleistoceno superior	Paleoduna	SIR50



Figura 12: Coleta de amostras. **A.** Abertura de trincheira para amostragem no ponto de coleta SIR10. **B.** Exemplo de trincheira para amostragem aberta na estação SIR04. (Fotos: **A.** Norberto Olmiro Horn Filho, nov/2014. **B.** Arquivo pessoal da autora, jul/2015).

Foram realizados testemunhos de sondagem com o propósito de registrar o comportamento sedimentar em subsuperfície. Durante este campo, as sondagens foram realizadas em pontos distintos e próximos à borda leste da laguna do Macacu.

A escolha baseou-se em locais com características deposicionais específicas, compreendendo depósitos lagunares e paludiais. Esta escolha se deu pelo fato das características do equipamento de coleta. Neste contexto na coleta foi utilizado o aparelho coletor “*Russian Peat Borer*”, conforme descrito em Moore *et al.* (1998). Este aparelho coletor é composto por uma cápsula tubular de 50 cm de comprimento por 5 cm de diâmetro, acoplado a hastes móveis que, por movimentos rotacionais, retira e incorpora seções sedimentares nas profundidades desejadas (Fig. 13). O fator que torna o aparelho “*Russian Peat Borer*” importante em trabalhos de sedimentologia é sua praticidade de uso e o fato de ser leve e fácil de ser transportado em terrenos paludiais. O coletor não compacta os sedimentos quando da perfuração, permitindo assim uma fiel reprodução da sequência estratigráfica original do depósito.

As seções foram amostradas de forma sequencial, do topo para a base do depósito sedimentar. A cada seção, o coletor foi cuidadosamente limpo, evitando a contaminação de

palinomorfos oriundos de níveis anteriores. Além disso, as seções foram retiradas lado a lado, evitando o uso do mesmo ponto de perfuração de forma a minimizar problemas de mistura de material. As porções sedimentares referentes a cada seção foram transferidas para tubos de policloreto de vinila (PVC) previamente cortados longitudinalmente com mesmas dimensões da cápsula do aparelho coletor com etiquetas com a marcação de topo e base.

Os testemunhos foram identificados pela sigla SIR, seguida da letra “T” e da numeração referente ao local em que os testemunhos foram obtidos. Os testemunhos atingiram profundidades variadas, como é apresentado na Tabela 4 a seguir:

Tabela 4: Dados referentes aos pontos onde se realizaram as sondagens.

Ponto de amostragem	Longitude W (UTM)	Latitude S (UTM)	Cota (m)	Profundidade de coleta (m)
SIRT 01	731718	6900219	4	1
SIRT 02	731584	6900244	7	0,5
SIRT 03	731737	6900246	5	3



Figura 13: Método de amostragem em sedimentos paludiais. **A.** Retirada do amostrador com o sedimento coletado no ponto SIRT01. **B.** Testemunhador e parte do registro sedimentar adquirido neste ponto. (Fotos: arquivo pessoal da autora, jun/2015).

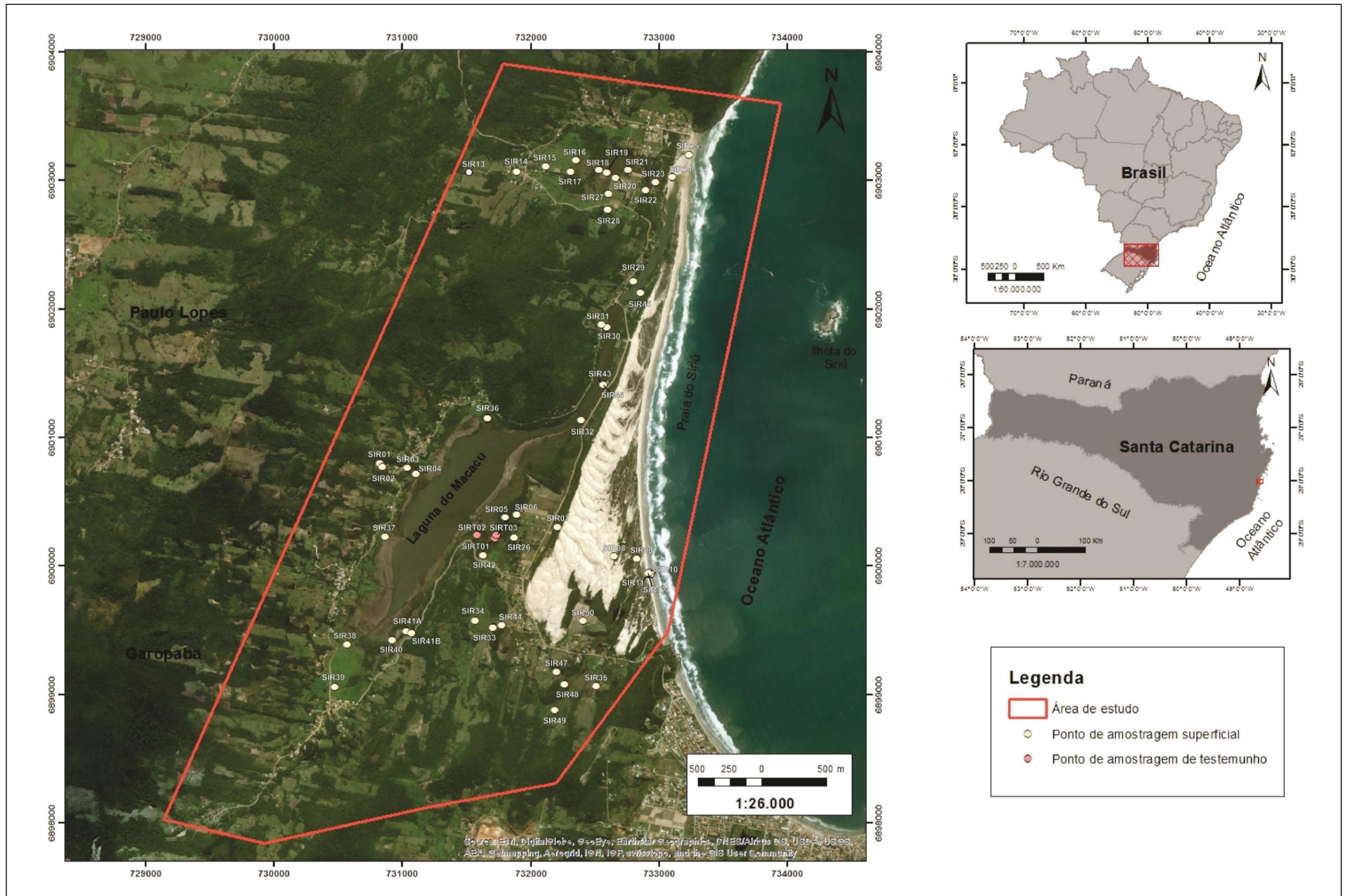


Figura 14: Mapa indicando os pontos de amostragens superficiais e subsuperficiais realizadas durante os trabalhos de campo na área de estudo (Fonte: World Imagery, 2016).

4.3 ETAPAS DE LABORATÓRIO

Nesta etapa a análise granulométrica dos sedimentos amostrados foi essencial para fundamentar a descrição e a interpretação granulométrica dos depósitos sedimentares da área de estudo. Desta forma, a aplicação da distribuição granulométrica e valores estatísticos expressos por seleção, mediana, assimetria e curtose, tornam-se ferramentas importantes no estudo e interpretação da gênese das formações sedimentares (SUGUIO, 1973).

Para o estudo dos depósitos sedimentares e da dinâmica sedimentar que os originou, determinadas propriedades físicas dos sedimentos são fundamentais. Parâmetros como a densidade, o tamanho, a forma e rugosidade da superfície das partículas, bem como a granulometria dos sedimentos, são determinantes neste tipo de estudo. Dessa forma, a propriedade mais relevante dos sedimentos diz respeito à dimensão das partículas que os constituem, sendo a primeira abordagem e a mais simplista a quantificação através de grandes classes dimensionais, também conhecida como análise granulométrica e textural. Na maior parte das análises sedimentológicas os resultados são apresentados sob a forma de uma escala de tamanho, que pode ser diâmetro, área ou volume. A escala granulométrica adotada na área de geologia e sedimentologia e, desta maneira também adotada neste trabalho, é chamada escala de Wentworth (1922). Essa escala é sistemática e logarítmica, fundamentada na base 2. Wentworth (1922) definiu os limites de suas classes de acordo com as propriedades físicas envolvidas no transportes do grãos, demonstrando que determinados limites de classes na sua escala concordam de maneira ótima com os limites de distinções entre cargas transportadas em suspensão e por tração. Contudo, nos gráficos gerados a partir das análises da amostras, preferiu-se utilizar a escala ϕ (*phi* ou *fi*), introduzido por Krumbein (1934), que ao invés de empregar medidas absolutas (como, por exemplo, medidas em milímetros) para os valores da granulometria, utiliza os expoentes (as potências de 2) da escala de Wentworth (1922) como base de uma escala logarítmica, com o objetivo de facilitar a aplicação dos métodos estatísticos convencionais à sedimentologia. Nesta escala, as partículas sedimentares com dimensão de 1 mm possuem o valor de $\phi = 0$. Granulações mais finas apresentam valores ϕ positivos e as mais grossas têm valores ϕ negativos. Os valores de ϕ correspondem a números inteiros, coincidindo com os limites das classes da escala de Wentworth (1922). A escala ϕ apresenta algumas vantagens, como o fato de todos os intervalos serem equidistantes entre si e também por ser bastante sensível às variações granulométricas dos sedimentos (Tabela 5).

Tabela 5: Limites dimensionais e designações da classificação de Wentworth (1922) e da escala ϕ de Krumbein (1934) (Fonte: modificado de SUGUIO, 1973).

WENTWORTH (1922) (mm)	KRUMBEIN (1934) (ϕ)	Sedimento	Sigla
1024 a 256	≥ -8	Matacão	M
256 a 64	-8 a -6	Bloco	B
64 a 4	-6 a -2	Seixo	Sx
4 a 2	-2 a -1	Grânulo	G
2 a 1	-1 a 0	Areia muito grossa	AMG
1 a 0,50	0 a 1	Areia grossa	AG
0,50 a 0,25	1 a 2	Areia média	AM
0,25 a 0,125	2 a 3	Areia fina	AF
0,125 a 0,062	3 a 4	Areia muito fina	AMF
0,062 a 0,031	4 a 5	Silte grosso	SG
0,031 a 0,016	5 a 6	Silte médio	SM
0,016 a 0,008	6 a 7	Silte fino	SF
0,008 a 0,004	7 a 8	Silte muito fino	SMF
< 0,004	< 8	Argila	Ag

4.3.1 Análise granulométrica de sedimentos

A análise granulométrica permitiu determinar uma expressão quantitativa da distribuição das partículas de diferentes dimensões que compõem os sedimentos. As finalidades dessa análise variam segundo o campo de atividades na qual são utilizadas. Em geologia acadêmica ela permite, com o mínimo de subjetividade, caracterizar e classificar os sedimentos, correlacionar depósitos sedimentares de áreas distintas através de tratamentos estatísticos apropriados e deduzir ideias referentes à gênese das partículas, relacionadas ao meio de transporte e deposição no caso de sedimentos clásticos.

Em geral, a heterogeneidade da dimensão das partículas que integram um depósito sedimentar pode ser extremamente elevada, coexistindo sedimentos argilosos até areias grossas a muito grossas, ou ainda, cascalhos. Desse modo, tornou-se necessária a combinação de métodos de análise granulométrica distintos. Neste trabalho foi empregado o método do peneiramento para amostras de sedimentos cascalhosos e, especialmente, arenosos, consistindo na separação mecânica das partículas em classes dimensionais com a determinação de seu peso. Os sedimentos mais finos ou lamosos, representados pelo silte e argila, foram separados por meio do método da pipetagem, na qual a determinação da distribuição granulométrica está relacionada à sedimentação das partículas finas e sua velocidade de decantação em meio fluido, baseadas na lei de Stokes (1851). O limite entre as

frações arenosas e finas utilizado foi o de 62 μm , correspondente ao extremo inferior (areia muito fina) de granulação para diferentes classes de areias na classificação de Wentworth (1922).

Para a realização dessas atividades foi utilizada a infraestrutura do Departamento de Geociências da UFSC, através do suporte oferecido pelo Laboratório de Sedimentologia. Antes que as técnicas de peneiramento e pipetagem pudessem ser empregadas, os sedimentos passaram por processos específicos para a eliminação de matéria orgânica e biodetritos de origem carbonática, quando presentes nas amostras. Para a eliminação da matéria orgânica foi aplicado o uso do reagente peróxido de hidrogênio (H_2O_2) com concentrações variando entre 10 e 35%. Este reagente foi adicionado em pequenas quantidades na amostra até a retirada total da matéria orgânica presente. Apenas as amostras SIR05, relacionada ao Depósito paludial, e SIR18, SIR19 e SIR36, pertencentes ao Depósito fluvial, apresentaram quantidades expressivas de matéria orgânica e foram submetidas a esse processo. A retirada de biodetritos de origem carbonática, quando presentes, foi efetuada com o uso do reagente ácido clorídrico (HCl) puro, com concentração de 37%, adicionado aos poucos na amostra até a eliminação total dos biodetritos. Apenas as amostras SIR23 e SIR24, referidas ao Depósito eólico do Holoceno e ao Depósito marinho praiado, respectivamente, apresentaram quantidades significativas de biodetritos e passaram por esse processo. Em seguida, os sedimentos foram lavados com água destilada, e este processo repetido quando necessário, para a retirada de impurezas, sais hidrossolúveis e dos reagentes H_2O_2 e HCl, quando as amostras foram submetidas à eliminação de matéria orgânica e biodetritos carbonáticos, respectivamente.

4.3.1.1 Sedimentos cascalhosos e arenosos: método do peneiramento

Para a realização do peneiramento, procedeu-se a secagem das amostras em estufa regulada para uma temperatura relativamente baixa, da ordem de 60°C , até que os sedimentos estivessem devidamente secos, uma vez que com cerca de 1 a 2% de umidade superficial as forças de adesão entre as partículas já estão presentes. Após secagem, quando necessário, as amostras foram desagregadas com auxílio de pistilo e almofariz (Fig. 15A), e quarteadas para obtenção de uma porção representativa do total da amostra em um quarteador de câmaras do tipo Jones (Fig. 15B). Após o quarteamento os sedimentos foram cuidadosamente pesados, buscando-se obter cerca de 35 g de amostra para serem utilizados no processo de peneiramento.

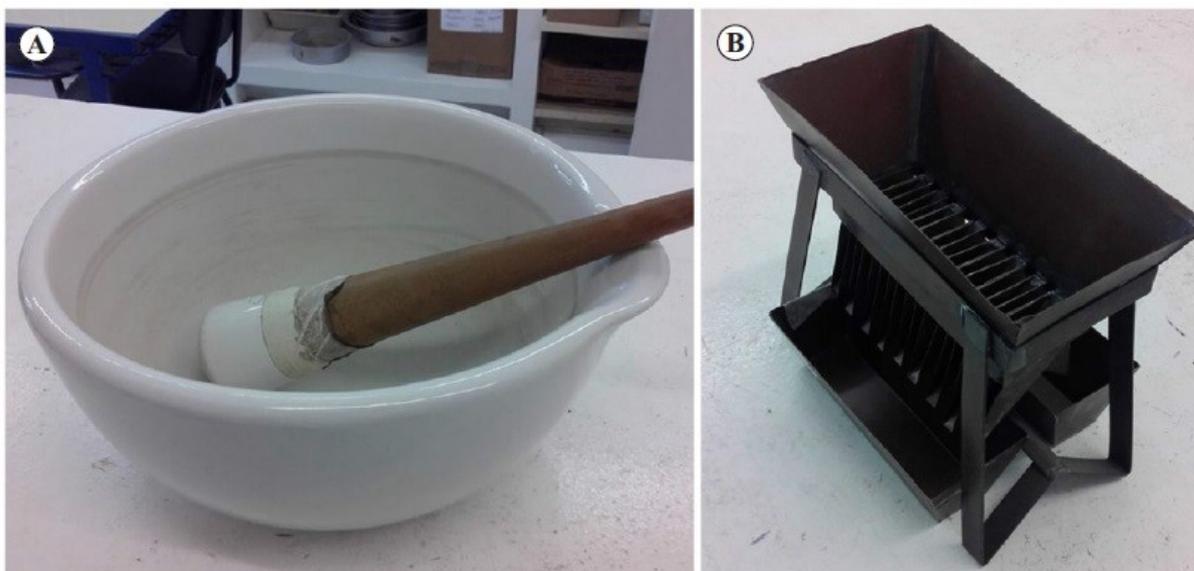


Figura 15: Alguns instrumentos utilizados no processamento das amostras em laboratório. **A.** Almofariz e pistilo e **B.** quarteador de câmaras tipo Jones (Fotos: arquivo pessoal da autora).

A técnica do peneiramento é o método mais divulgado para a realização da análise granulométrica de areias. Para sua execução foi utilizado um conjunto de suportes metálicos cilíndricos, o qual serve de estrutura para telas também metálicas com malhas padronizadas, que podem ser combinadas segundo uma determinada escala granulométrica. Neste trabalho foi utilizado um conjunto de peneiras seguindo a escala de tamanho de grão de Wentworth (1922), adaptado para a escala *phi* (ϕ) por Krumbein (1934). Desta maneira, as peneiras foram encaixadas umas sobre as outras com a malha de abertura aumentando de baixo para cima (Fig. 16A). Assim, as partículas que permaneceram em uma determinada peneira após a realização do peneiramento eram maiores que a abertura da malha daquela peneira, porém menores que da peneira sobreposta. Para um estudo mais pormenorizado, optou-se por utilizar séries de peneiras de $\frac{1}{2}$ em $\frac{1}{2}$ ϕ . Desta maneira, foram utilizadas as peneiras de -1ϕ ; $-0,5 \phi$; 0ϕ ; $0,5 \phi$; 1ϕ ; $1,5 \phi$; 2ϕ ; $2,5 \phi$; 3ϕ ; $3,5 \phi$ e 4ϕ . Essas séries de peneiras correspondem na escala de Wentworth (1922) a 2,00 mm; 1,41 mm; 1,00 mm; 0,71 mm; 0,50 mm; 0,35 mm; 0,25 mm; 0,177 mm; 0,125 mm; 0,088 mm e 0,062 mm, respectivamente.

O conjunto de peneiras foi agitado em um aparelho de vibração eletromagnética. O tempo de agitação do vibrador foi incrementado, com a finalidade de se obter maior rendimento, quanto maior fosse a proporção de material mais grosso na amostra. Suguio (1973) salientou que quanto maior for a quantidade de material grosseiro presente na peneira, menos material fino será peneirado por unidade de tempo, uma vez que as aberturas das malhas podem ser parcialmente ocupadas pelos grãos mais grossos. Também, quanto mais

próxima a granulometria do grão estiver do diâmetro da abertura da malha da peneira, tanto mais difícil se torna a passagem dos grãos. Em malhas menores a passagem dos grãos é dificultada especialmente pelas forças de fricção e adesão. Após a vibração do conjunto de peneiras, o material retido em cada malha teve seu peso medido em balança de precisão (Fig. 16B) e anotado para posteriores análises estatísticas.



Figura 16: Equipamentos utilizados durante o método do peneiramento. **A.** Conjunto de peneiras e vibrador eletromagnético. **B.** Balança de precisão (Fonte: Arquivo pessoal da autora).

4.3.1.2 Sedimentos finos: método da pipetagem

O método da pipetagem, assim como os demais métodos de sedimentação, é fundamentado na lei de Stokes. Essa técnica integra uma forma indireta de separação dos sedimentos em diferentes classes granulométricas. Os métodos indiretos são, em geral, mais precisos e aplicáveis a partículas menores que 0,01 mm (SUGUIO, 1973). A técnica da pipetagem determinou a quantidade de material fino existente nos intervalos dimensionais estabelecidos, baseando-se nas velocidades de sedimentação de cada uma dessas frações, através da coleta de amostras por pipetagem em intervalos de tempo definidos e em profundidades correspondentes a do material que acabou de sedimentar naquele momento.

A pipetagem foi empregada quando a presença de sedimentos finos nas amostras superaram 10% do seu peso total. Desta maneira, as amostras submetidas a este método foram: SIR03, SIR13 e SIR28A, relacionadas ao Depósito coluvial; SIR16, SIR17 e SIR38, pertencentes ao Depósito de leque aluvial; SIR36, relativa ao Depósito fluvial e SIR49, do Depósito lagunar. Para a realização desse método, a fração de sedimentos finos das amostras foi inserida em uma proveta graduada de 1 l de volume (Fig. 17), através da peneiração a úmido com água destilada de aproximadamente 35 g de amostra total (sedimentos grossos + sedimentos finos), utilizando uma peneira com malha de abertura de 62 μm . Em seguida, cerca de 5 g do defloculante hexametáfosfato de sódio ((NaPO_3)₆) foi adicionado à solução da proveta, com a intenção de estabilizar e dispersar as partículas em meio aquoso, evitando dessa forma que elas se agregassem e passassem a se comportar como partículas de maiores dimensões. Posteriormente, a suspensão foi agitada na proveta, durante aproximadamente 1 minuto, até se alcançar uma distribuição uniforme das partículas e, em seguida, mantida em repouso por 1 min 56 s (t), correspondendo ao tempo de decantação das partículas de até 5 ϕ (31 μm). Após esse tempo, uma amostra foi coletada a 10 cm (h) de profundidade por meio de uma pipeta de 20 ml (20 cm^3), e armazenada em *becker* de 50 ml. Logo depois, a proveta foi novamente agitada e deixada em repouso por 2 h 30 min, a fim de que as partículas de tamanho inferior ao intervalo anterior sedimentassem até a profundidade de 10 cm. Desta forma, a segunda coleta apresentou resíduo com partículas mais finas do que a primeira amostra tomada, equivalendo ao tempo de decantação das partículas com dimensões de até 8 ϕ (3,9 μm), que consiste no limite granulométrico entre silte muito fino e argila grossa.



Figura 17: Sedimentos finos em suspensão em proveta de 1 l durante a realização do método da pipetagem (Foto: arquivo pessoal da autora).

Os *beckers* com as amostras foram levados a estufa, sendo evaporadas até a secagem total e, a seguir, foram tomados os pesos dos resíduos remanescentes no *becker*. Logo após, realizou-se cálculos para se adquirir a proporção de silte e argila na amostra correspondente a 1 l de solução. Para isso, multiplicou-se o peso do resíduo dos *beckers* por um fator de proporcionalidade, de acordo com o volume da pipeta, a fim de se obter o volume total da suspensão, que representou a quantidade total de matéria que apresentou velocidade de decantação inferior a *h/t*. Assim, através da subtração dos pesos dos resíduos obtidos nas duas coletas, foi possível obter o peso do material nos intervalos granulométricos correspondentes ao silte e a argila. Além disso, os pesos de cada uma das frações granulométricas foram convertidos em porcentagens relativas ao peso total da amostra para serem utilizadas no tratamento estatístico dos dados.

4.4 TRATAMENTO ESTATÍSTICO

Após o processamento das amostras em laboratório foram criadas planilhas com os dados granulométricos gerados. Gráficos de representação da distribuição granulométrica das amostras foram produzidos, sendo representados pelos histogramas e pelas curvas de frequência acumulada. Para a classificação textural dos sedimentos clásticos, foi empregado o diagrama triangular de Shepard (1954) (areia, silte, argila). Em seguida, executou-se o tratamento estatístico dos dados, baseado nos parâmetros de Folk & Ward (1957), determinando-se as medidas de tendência central, grau de dispersão, grau de assimetria e curtose. A análise estatística foi realizada através do *software Sysgran 3*, desenvolvido por Camargo (2005). Em seguida à análise granulométrica e ao tratamento dos dados, foram elaboradas planilhas com os dados sedimentológicos obtidos. As atividades relacionadas ao tratamento dos dados estatísticos são demonstradas com maiores detalhes a seguir.

4.4.1 Representação gráfica de análises granulométricas

A visualização da distribuição granulométrica dos sedimentos é determinante na análise granulométrica. A representação gráfica foi o primeiro passo na interpretação dos resultados das análises granulométricas, uma vez que permitiu uma percepção imediata das características principais dessa distribuição. Os métodos de análise granulométrica, em sua maioria, definem porcentagens a partir do peso das partículas sedimentares presentes em cada classe granulométrica, sendo em seguida convertidos em informações gráficas ou numéricas,

as quais caracterizam as amostras analisadas e fornecem subsídios para descrições texturais, comparação entre amostras, para interpretação das condições de gênese, entre outros. Há diversas formas de representações gráficas, as quais podem incluir duas, três ou mais variáveis. As representações gráficas escolhidas para serem utilizadas neste estudo foram construídas por meio do *software Sysgan 3* e são apresentadas abaixo.

4.4.1.1 Gráficos envolvendo duas variáveis

Gráficos envolvendo duas variáveis incluem uma grande diversidade de formas, como frequências dos diâmetros dos grãos, alterações na granulação média em função da distância, comparação entre tamanhos dos grãos e grau de seleção, entre outros (SUGUIO, 1973). Esses gráficos apresentam uma variável independente e outra dependente distribuídas, em geral, ao longo do eixo X e do eixo Y, respectivamente.

4.4.1.1.1 Histogramas

Os histogramas correspondem à forma mais simples de representação das distribuições granulométricas. Desta maneira, para cada amostra processada em laboratório foi gerado um histograma. O uso dos histogramas facilitou a determinação das principais características dos sedimentos, como a classe granulométrica predominante, o grau de selecionamento da amostra, se existiram assimetrias entre as quantidades de partículas grosseiras e finas, entre outras. Os histogramas são muito afetados pelo intervalo granulométrico utilizado na definição laboratorial da granulometria e quanto menor for a amplitude das classes granulométricas utilizadas, maior será a correspondência com a distribuição granulométrica real. Diante deste, e também de outros fatos já citados, decidiu-se que a amplitude utilizada neste trabalho seria o intervalo de $\frac{1}{2}$ em $\frac{1}{2}$ ϕ .

4.4.1.1.2 Curvas de frequência acumulada

Além dos histogramas, também foram geradas curvas de frequência acumulada. As curvas de frequência acumulada foram produzidas distribuindo a escala granulométrica escolhida ao longo do eixo das abcissas e uma escala de frequência, de 0 a 100%, ao longo do eixo das ordenadas. Essas curvas foram construídas com os resultados da análise granulométrica, de modo que, iniciando pelos grãos mais grosseiros, as proporções em peso da classe mais fina seguinte foram acrescentadas à soma das frequências das partículas

anteriores mais grosseiras. Esse tipo de representação gráfica permitiu a identificação da existência de várias populações granulométricas distintas nos sedimentos analisados.

4.4.1.2 Gráficos envolvendo três variáveis: diagrama de Shepard (1954)

Existem diversas classificações envolvendo três variáveis, no entanto o uso do diagrama da classificação de Shepard (1954) está entre as mais difundidas nos estudos sedimentológicos e, desta maneira, foi o escolhido para ser utilizado neste trabalho.

As amostras foram analisadas quanto a suas classes texturais e, em seguida, plotadas no diagrama triangular de Shepard (1954) (Fig. 18). Ao contrário de outras classificações propostas anteriormente e que se concentravam em permitir inferências de caráter hidrodinâmico e de características do ambiente deposicional, como a de Folk (1954), o esquema de Shepard (1954) é puramente descritivo das características texturais dos sedimentos.

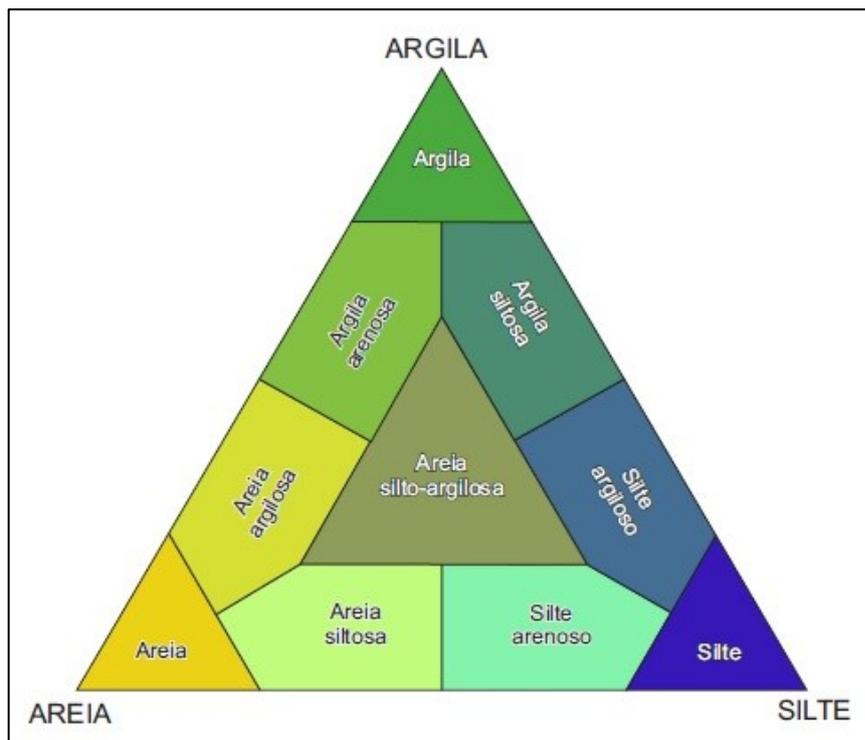


Figura 18: Diagrama triangular de classificação textural de sedimentos clásticos de acordo com Shepard (1954) (Fonte: CALLIARI, 2015).

4.4.2 Análise estatística de dados granulométricos

Os métodos puramente gráficos permitem a extração de numerosas informações relacionadas às frequências granulométricas. No entanto, é bastante oportuno que se tenha a expressão das características das curvas em função das frequências da distribuição granulométrica em números.

Os parâmetros de análise estatística geralmente utilizados são calculados a partir de dados extraídos das curvas de frequências acumuladas das amostras de sedimentos consideradas. Normalmente esses parâmetros são calculados com dados granulométricos na escala ϕ de Krumbein (1934), servindo na caracterização da curva em relação a sua tendência central, grau de dispersão, grau de assimetria e grau de agudez dos picos (SUGUIO, 1973). Os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) apresentam uma boa eficiência na análise estatística e foram, desta maneira, utilizados neste estudo. Assim, através do *software Sysgran 3*, foram obtidas medidas de tendência central, representadas pela mediana (Md_ϕ), média (Mz), e moda; medida de grau de dispersão, retratada pelo grau de seleção ou desvio-padrão (σ_I); medida de grau de assimetria (Sk_I) e medida de grau de agudez dos picos, também conhecida como curtose (K_G).

4.4.2.1 Medidas de tendência central

Foram aplicadas medidas de tendência central que são os parâmetros estatísticos mais relevantes. Esses valores caracterizam a classe granulométrica mais frequente e incluem a mediana, a média aritmética do diâmetro dos grãos e a moda.

4.4.2.1.1 Mediana (Md_ϕ)

O diâmetro mediano, isto é, o valor da granulação no ponto correspondente a 50% da distribuição sobre o gráfico de frequências acumuladas delimita a granulometria que separa a amostra analisada em duas metades iguais em peso, uma constituída por partículas mais grosseiras, e outra por partículas mais finas. Contudo, a mediana não leva em conta a distribuição granulométrica em ambos os lados dos 50%, e sua eficiência como descritor do diâmetro médio das populações granulométricas é baixo, salvo raras exceções, como quando a distribuição corresponde à curva gaussiana (distribuição normal), na qual a mediana e a média coincidem (DIAS, 2004).

4.4.2.1.2 Média (Mz)

A média é o parâmetro mais vantajoso no cálculo das medidas de tendência central, uma vez que seu uso é mais conveniente nas análises matemáticas. Geologicamente ela retrata a média geral de tamanho dos sedimentos, sendo influenciada pela fonte de suprimento do material, pelo processo deposicional e pela velocidade da corrente (SUGUIO, 1973). Folk & Ward (1957) sugeriram o uso dos valores de ϕ_{16} , ϕ_{50} e ϕ_{84} no cálculo da média. Essas grandezas foram propostas, porque ϕ_{16} representa uma média razoável para o terço (1/3) dos sedimentos mais grosseiros da amostra e o ϕ_{84} para o terço mais fino, enquanto que o ϕ_{50} fornece uma média do terço intermediário, possibilitando desta maneira uma visualização mais completa da curva de distribuição granulométrica.

4.4.2.1.3 Moda

Suguio (1973) elucidou que a moda corresponde a granulometria mais frequente na amostra de sedimento. Algumas amostras podem apresentar duas ou mais modas como, por exemplo, as areias conglomeráticas. A mais abundante é chamada moda primária e as demais são as secundárias ou subordinadas.

4.4.2.2 Medidas de grau de dispersão

Curvas de frequências com os mesmos valores de diâmetros médios podem apresentar graus de dispersão completamente diferentes, uma vez que o valor da média demonstra apenas o ponto central, não informando sobre o espalhamento dos dados em ambos os lados deste. Logo, medidas do grau de dispersão dos dados em torno da tendência central, como o desvio padrão, tornam-se necessárias.

A dispersão média das curvas é uma característica importante dos sedimentos do ponto de vista geológico. Certos agentes geológicos são mais eficientes como agentes selecionadores, o que pode se manifestar nos sedimentos pelo maior ou menor grau de selecionamento das partículas. Um sedimento de seleção perfeita seria, teoricamente, o sedimento formado por apenas uma classe. No entanto, em condições naturais reais são observados desvios dessas medidas, devido às flutuações na velocidade da corrente, densidade e forma dos grãos, entre outros. Desta maneira, o cálculo do **desvio-padrão** ou **grau de seleção** (σ_1) integrou informação importante no estudo da natureza dos depósitos

sedimentares, sendo utilizado como medida da dispersão das amostras analisadas. Folk & Ward (1957) recomendaram que uma escala qualitativa também fosse utilizada para a descrição do grau de seleção dos sedimentos, a qual é apresentada abaixo na Tabela 6.

Tabela 6: Designação para os valores de desvio-padrão propostos por Folk & Ward (1957) (Fonte: modificado de SUGUIO, 1973).

Grau de seleção (σ_I)	Designação	Sigla
< 0,35	Muito bem selecionado	MBS
0,35 a 0,50	Bem selecionado	BS
0,50 a 1,00	Moderadamente selecionado	MS
1,00 a 2,00	Pobrememente selecionado	PS
2,00 a 4,00	Muito pobrememente selecionado	MPS
> 4,00	Extremamente mal selecionado	EMS

4.4.2.3 Medida de grau de assimetria (Sk_I)

Duas curvas podem apresentar a mesma granulometria média e o mesmo grau de seleção, todavia, podem possuir graus de assimetria distintos. Em vista disto, tornou-se necessária uma medida da tendência dos dados de se dispersarem de um lado ou de outro da média. Este parâmetro, conhecido como grau de assimetria (Sk_I), é capaz de assumir valores positivos ou negativos, uma vez que podem ocorrer à direita ou à esquerda do diâmetro médio da amostra. A assimetria habitualmente decorre da ação do agente de transporte seletivo revolvendo apenas uma porção do material e a sua presença, quase universal, preconiza a existência de relação genética entre a assimetria e os agentes de transporte (SUGUIO, 1973).

Ao desenvolverem sua proposta de parâmetros granulométricos, Folk & Ward (1957) combinaram e modificaram fórmulas propostas anteriormente para o cálculo da assimetria, originando a fórmula da assimetria gráfica inclusiva. Na classificação do Sk_I das amostras, também foi utilizada a escala qualitativa proposta por Folk & Ward (1957) para a descrição do Sk_I dos sedimentos, a qual é exposta abaixo.

Tabela 7: Valores de assimetria sugeridos por Folk & Ward (1957) (Fonte: modificado de SUGUIO, 1973).

Grau de assimetria (Sk_I)	Designação	Sigla
-1,00 a -0,30	Assimetria muito negativa	MN
-0,30 a -0,10	Assimetria negativa	N
-0,10 a +0,10	Aproximadamente simétrica	AS
+0,10 a +0,30	Assimetria positiva	P
+0,30 a +1,00	Assimetria muito positiva	MP

4.4.2.4 Medida de grau de agudez dos picos: curtose (K_G)

Curvas de frequências granulométricas que contêm o mesmo grau de assimetria podem apresentar o grau de agudez dos picos distintos, sendo mais achatadas ou mais proeminentes do que a curva normal. Este atributo é expresso através das medidas de curtose. O significado geológico desta pode estar relacionado à ação seletiva do agente geológico, porém a soma total dos fatores que entram no processo seletivo não é bem conhecida (SUGUIO, 1973). Em geral, as medidas de curtose determinam a razão entre as dispersões na parte central e nas “caudas” das curvas de distribuição granulométrica. Todavia, Folk & Ward (1957) sugeriram um método distinto para o cálculo da curtose, designada por eles de curtose gráfica. Para a classificação da curtose da curva de distribuição, apoiada nos valores obtidos, utilizam-se os limites expressos na Tabela 8.

Tabela 8: Designações para a classificação da curtose das curvas de distribuição granulométrica (Fonte: modificado de SUGUIO, 1973).

Curtose (K_G)	Designação	Sigla
< 0,67	Muito platicúrtica	MP
0,67 a 0,90	Platicúrtica	P
0,90 a 1,11	Mesocúrtica	M
1,11 a 1,50	Leptocúrtica	L
1,50 a 3,00	Muito leptocúrtica	ML
> 3,00	Extremamente leptocúrtica	EL

4.5 ETAPA DE ELABORAÇÃO DOS MAPAS E RESULTADOS

A interpretação dos dados e a elaboração dos resultados envolveram a leitura e interpretação das etapas anteriores, a fim de se desenvolverem conclusões referentes à gênese e aos processos responsáveis pela configuração dos depósitos quaternários estudados. A partir do desenvolvimento desta etapa, é proposto um mapa na escala 1:26.000 com informações sobre os depósitos quaternários do entorno da laguna do Macacu referentes à geologia da área de estudo, como os tipos distintos de depósitos que foram identificados na área, e à granulometria, exibindo a distribuição granulométrica desses depósitos. Esses mapas foram elaborados em plataforma do Sistema de Informação Geográfica (SIG), por meio do *software ArcGis 10.1*. Para isso, utilizou-se inicialmente como base o banco de dados e *shapefiles* referentes ao Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina do litoral Centro-

sul catarinense (GERCO/SC, 2010) e as cartas topográficas referentes às folhas Paulo Lopes (IBGE, 1983) e Imbituba (IBGE, 1995), na escala 1:50.000. Os polígonos foram adaptados à área de estudo e modificados de acordo com as observações de campo e dos resultados obtidos em laboratório. Desta maneira, foi realizado o mapeamento e a construção de um banco de dados acerca do Quaternário do entorno da laguna do Macacu.

A simulação dos eventos de transgressão e regressão marinha ocorridos durante o Quaternário tardio foi representada através de modelagem de dados espaciais na topografia da área estudada. Refere-se à representação gráfica da hipsometria da área e sua relação a esses eventos. Para estes fins foi utilizado o programa *Global Mapper 12*.

5 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

São apresentados os resultados da interpretação dos depósitos sedimentares do entorno da laguna do Macacu, juntamente com dados granulométricos de determinados pontos de amostragem. Com base nestes resultados foi possível confeccionar o mapa geológico de semi-detalle dos principais depósitos da área de estudo. Esse mapeamento permitiu a definição das unidades geológicas, as quais são apresentadas a seguir. Além disso, também é proposta uma coluna estratigráfica da área, bem como sua paleogeografia.

5.1 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

Com base em trabalhos prévios, observações de campo, dados de imagens de satélite e os resultados aqui propostos, foram identificados um total de 11 unidades geológicas, compostas pelo Embasamento cristalino neoproterozoico, pelos depósitos pertencentes ao sistema deposicional continental, ou sistema de Leques Aluviais, representado pelos depósitos coluvial, de leque aluvial e fluvial, e aqueles pertencentes ao sistema deposicional transicional ou sistema do tipo Laguna-Barreira.

Relacionados ao sistema do tipo Laguna-Barreira III afloram somente os sedimentos pertencentes à Barreira III, representada pelo Depósito eólico do Pleistoceno superior, que se sobrepõe ao Depósito marinho pleistocênico (CARUSO JÚNIOR, 1995), este último não aflorante na área estudada. Associados ao sistema do tipo Laguna-Barreira IV são identificados depósitos pertencentes à Barreira IV, representados pelos sedimentos dos depósitos eólico e marinho praial, e ao sistema Lagunar IV, composto pelos depósitos lagunar, paludial, deltaico intralagunar e fluvial praial, este localizado de maneira pontual nas margens do canal de comunicação entre a laguna e o oceano.

São apresentadas a seguir as características de cada unidade geológica observada, juntamente com os resultados granulométricos dos 53 pontos de amostragem.

5.1.1 Embasamento cristalino

Os afloramentos que constituem o Embasamento cristalino da área de estudo estão localizados nos setores norte, oeste, sul e sudeste da laguna. Com base no mapeamento realizado por Bitencourt *et al.* (2008), o embasamento é representado por rochas do Escudo Catarinense, o qual é constituído na área essencialmente por litologias pertencentes à Suíte

Paulo Lopes. Essa Suíte é composta pelo Granito Paulo Lopes (GPL), Granitoides Garopaba (GG) e Gabro Silveira (GS). Também ocorre de maneira localizada no setor norte e nordeste da área, respectivamente, litotipos pertencentes à Suíte Pedras Grandes (Granito Serra do Tabuleiro, fácies equigranular - GTS) e à Suíte Cambirela (Granito Ilha – GI). O GI atinge a linha de costa servindo como limite entre as praias da Gamboa, ao norte, e do Siriú, ao sul. Levando-se em conta o enfoque deste estudo nos terrenos e depósitos quaternários, optou-se por tratar o Embasamento cristalino como indiferenciado no mapeamento realizado no presente trabalho. Devido sua maior abrangência e relevância na região estudada, foram realizados pontos de amostragem e coleta de rochas correspondentes às unidades da Suíte Paulo Lopes.

O GPL (Fig. 19) ocorre nos setores sul e, sobretudo, sudeste da área. É verificado como faixas estreitas e alongadas, paralelas à linha de costa, conforme a direção NNE-SSW. Aflora na serra de Paulo Lopes e nos morros circunvizinhos à praia de Garopaba. Foram obtidas amostras do GPL nos pontos SIR34, SIR40 e SIR41. Constituem biotita monzo a sienogranitos porfiríticos foliados. A foliação primária é bem desenvolvida e são observados com frequência megacristais de feldspato com dimensões próximas a 4 cm de comprimento, imersos em matriz de granulação média a grossa. Também são identificados enclaves microgranulares máficos. Por meio de determinação U-Pb SHRIMP, Silva *et al.* (2003) interpretaram 626 ± 8 Ma AP como a idade de cristalização do GPL, reportando-se desta maneira ao Neoproterozoico, período Ediacarano.

Os GG (Fig. 19) são encontrados na serra de Paulo Lopes ao longo de toda a região oeste do entorno da laguna do Macacu. Foram coletadas amostras dos GG nos pontos SIR01 e SIR13. Compõem biotita granodioritos a monzogranitos porfiríticos de matriz heterogranular média a grossa. Apresenta quantidade variável de quartzo e subordinada de hornblenda. São verificados megacristais de feldspato, enclaves microgranulares e foliação primária pouco desenvolvida. Feldspatos manteados por minerais máficos também são observados.

O GS (Fig. 19) corresponde à fase magmática mais jovem da Suíte Paulo Lopes. Ocorre cortando localmente os contatos entre os GG, especialmente na forma de corpos maciços e arredondados no interior desses granitoides, e também como enclaves dentro dos GG e do GPL. Foram adquiridas amostras do GS nos pontos SIR01 e SIR28. Incluem microgabros e dioritos com textura equigranular fina a média e estrutura maciça. Sua mineralogia principal é composta por anfibólios, especialmente hornblenda; clinopiroxênios, como a augita; e olivina de modo menos expressivo.



Figura 19: Rochas do Embasamento cristalino identificadas no entorno da laguna do Macacu. **A.** Granitoide Garopaba (GG), **B.** Gabro Silveira (GS) e **C.** Granito Paulo Lopes (GPL).

5.1.2 Sistema deposicional continental

Este sistema envolveu os depósitos originados próximos às encostas do Embasamento cristalino, constituído por rochas do Escudo Catarinense. Estão distribuídos adjacentes à planície costeira e se desenvolvem a partir de processos gravitacionais e aluviais como mecanismo de transporte de material sedimentar. Abrange em sua porção mais proximal depósitos formados a partir de processos predominantemente gravitacionais, como a queda livre de blocos, o fluxo de detritos e o rastejamento, e que gradam na sua porção distal para depósitos transportados e depositados em meio aquoso. Desta maneira, compreende a montante do sistema o Depósito coluvial e a jusante o Depósito de leque luvial e o Depósito fluvial.

Em virtude da deposição contínua desses depósitos no tempo geológico e do subsequente retrabalhamento ao qual foram submetidos ou que ainda estão sujeitos, o estabelecimento de sua cronologia aproximada é bastante complexa. Desse modo, os

depósitos pertencentes ao sistema deposicional continental foram definidos genericamente como de idade quaternária indiferenciada, levando-se em conta o fato de que se formaram, predominantemente, ao longo do período Quaternário. Tomazelli e Villwock (2000) expuseram que este sistema pode ser considerado como parcialmente ativo devido aos seus processos de transporte que ainda podem ser observados atualmente. Contudo, para os autores existem fortes evidências de que as flutuações entre climas áridos e úmidos que ocorreram ao longo do Neógeno (Plioceno) e Quaternário tiveram grande influência no desenvolvimento deste sistema deposicional. No item seguinte são exibidas as características geológicas, granulométricas e texturais referentes aos depósitos pertencentes ao sistema continental.

5.1.2.1 Depósito coluvial

O Depósito coluvial se desenvolveu junto às elevações do Embasamento cristalino, ocorrendo de maneira mais expressiva no setor norte da área de estudo, e nas regiões a oeste e a sudeste da laguna (Fig. 20). Esses depósitos se apresentaram sob a forma de tálus ou rampas coluviais, possuindo aspecto maciço. São compostos por sedimentos terrígenos imaturos e mal selecionados. Na parte proximal faz contato com rochas do Embasamento cristalino pertencentes à Suíte Paulo Lopes, representada pelos GPL, GG e GS. Já na porção distal, em geral, fazem contato com os depósitos de leque aluvial e fluvial.

O Depósito coluvial é formado por uma mistura de sedimentos terrígenos, cuja granulometria varia entre argila e bloco, ou até mesmo matacão em alguns pontos de coleta. O resultado da análise granulométrica dos sedimentos deste depósito de acordo com os parâmetros de Folk & Ward (1957), apresentado na Tabela 9, mostra que os sedimentos, a exceção da amostra SIR13 composta predominantemente por argilas, são formados majoritariamente por areias. A média da distribuição dos sedimentos (M_z) variou entre silte fino (SIR13) e areia grossa (SIR02A), sendo $2,56 \phi$ (areia fina) o índice médio da distribuição do Depósito coluvial. Uma vez que as amostras são compostas por uma mistura de sedimentos de tamanhos diversos, o grau de selecionamento (σ_I) é muito baixo ($2,36 \phi$), oscilando entre muito pobremente ($3,70 \phi$) e pobremente selecionado ($1,43 \phi$). A assimetria (Sk_I) alternou entre aproximadamente simétrica e muito positiva ($-0,05$ a $0,55$). A curtose (K_G) variou entre muito platicúrtica a mesocúrtica ($0,50$ a $1,08$) com índice médio $0,74$, o que qualifica a curva média do Depósito coluvial como platicúrtica.

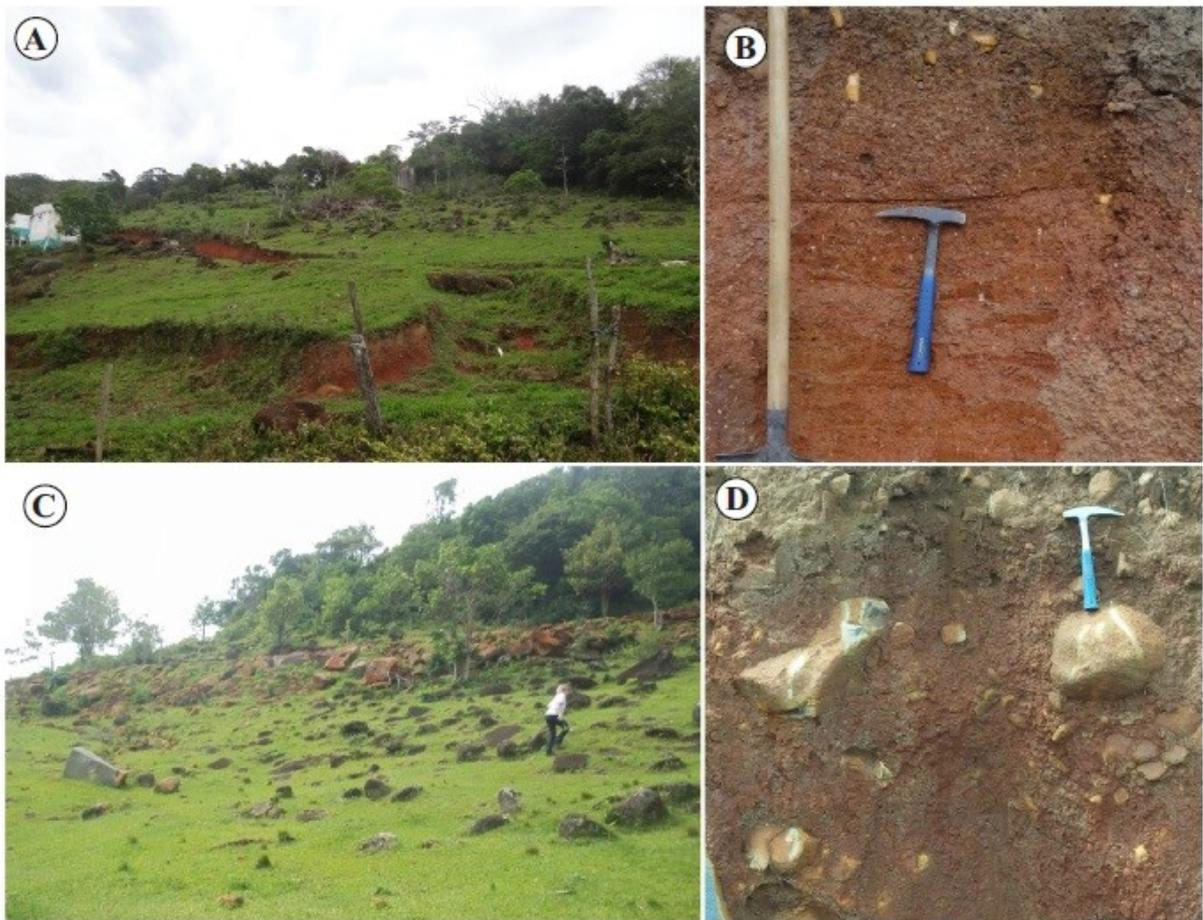


Figura 20: Depósito coluvial. **A.** Panorama geral do Depósito coluvial, ponto SIR02 e **B.** Detalhe dos sedimentos amostrados neste ponto. **C.** Panorama geral de afloramento no ponto SIR28 e **D.** Detalhe dos sedimentos coletados.

Através do diagrama da Shepard (1954), pode-se determinar que a maior parte das amostras é formada por areias com fração de grânulos superior a 3% (Fig. 21A). Os triângulos representativos das amostras SIR02A e SIR02B apresentam seus vértices posicionados entre os setores 5, 10 e 9 do diagrama, correspondentes respectivamente à areia argilosa, areia siltica e areia, o que evidencia pequena, porém considerável, quantidade de sedimentos finos presentes nessas amostras. Os sedimentos referentes às amostras SIR14, SIR31 e SIR41A foram distribuídas no setor 9 (areia) do diagrama de Shepard (1954). Relacionado à amostra SIR03, o triângulo representativo se posicionou preponderantemente na área equivalente à areia siltica, enquanto as amostras SIR13 e SIR21A, correspondentes às únicas amostras do Depósito coluvial que apresentaram fração de grânulos inferior a 3%, ocupam as regiões de argila siltico-arenosa e areia argilosa, respectivamente (Fig. 21B).

Tabela 9: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito coluvial. (Classificação Mz: SF= silte fino; SM = silte médio; AF = areia fina; AM = areia média; AG = areia grossa. Classificação σ_I : PS = pobremente selecionado; MPS = muito pobremente selecionado. Classificação Sk_I: MP = muito positiva; P = positiva; AS = aproximadamente simétrica. Classificação K_G: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; M = mesocúrtica. (*) amostras não submetidas à pipetagem devido presença de lama inferior a 10%).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos*	%Silte	% Argila	Mz (ϕ)	Classificação
SIR 02A	23,99	72,12	3,89	-	-	0,81	AG
SIR 02B	21,89	73,30	4,81	-	-	1,05	AM
SIR 03	10,37	60,53	-	17,92	11,18	2,98	AF
SIR 13	-	28,69	-	28,45	42,86	6,72	SF
SIR 14	4,34	85,99	9,67	-	-	1,16	AM
SIR 28A	0,39	53,25	-	11,79	34,57	5,12	SM
SIR 31	8,81	83,58	7,61	-	-	1,12	AM
SIR41A	6,46	87,33	6,21	-	-	1,52	AM

Amostra	Mediana	σ_I (ϕ)	Classificação	Sk _I	Classificação	K _G	Classificação
SIR 02A	0,46	1,43	PS	0,49	MP	0,54	MP
SIR 02B	0,82	1,59	PS	0,34	MP	0,50	MP
SIR 03	2,62	3,44	MPS	0,28	P	1,08	M
SIR 13	6,80	3,46	MPS	-0,05	AS	0,70	P
SIR 14	0,86	1,83	PS	0,31	MP	0,98	M
SIR 28A	3,49	3,70	MPS	0,55	MP	0,63	MP
SIR 31	1,12	1,73	PS	0,18	P	0,72	P
SIR41A	1,59	1,68	PS	0,01	AS	0,79	P

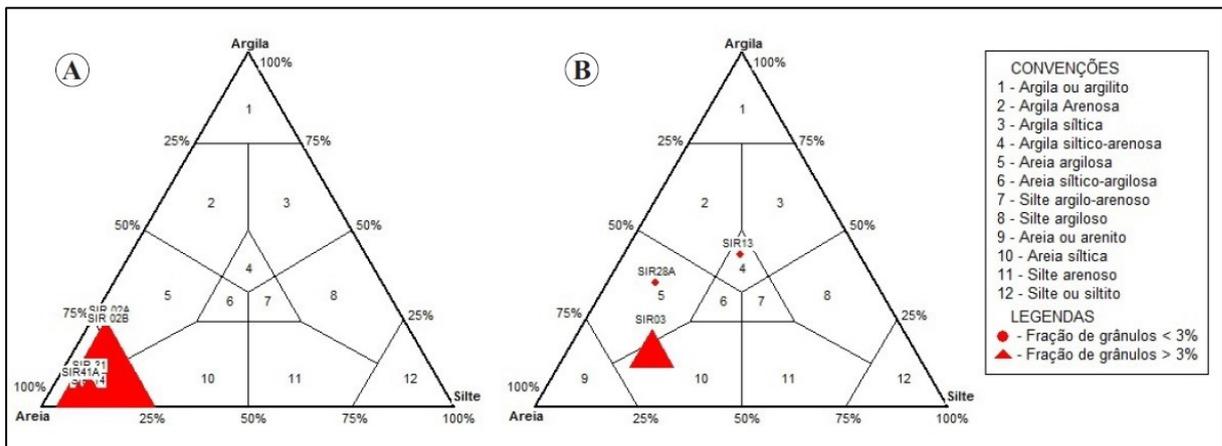


Figura 21: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos associadas ao Depósito coluvial. **A.** Amostras não submetidas ao método da pipetagem. **B.** Amostras processadas através do método de pipetagem.

A acumulação do Depósito coluvial se desenvolveu como consequência de escorregamentos da cobertura das encostas das terras altas, devido à ação conjunta dos agentes da dinâmica pluvial e influência da gravidade, havendo pouco retrabalhamento dos

sedimentos em ambiente aquoso, devido à proximidade da área fonte. Como consequência, os sedimentos desse depósito são imaturos, angulosos e mal selecionados, uma vez que processos gravitacionais e aluviais combinados como mecanismo de transporte de material sedimentar não selecionam as partículas, mobilizando-as com as mais variadas dimensões simultaneamente.

5.1.2.2 Depósito de leque aluvial

O Depósitos de leques aluviais ocorrem, em geral, associados a jusante do Depósito coluvial, posicionando-se nas regiões distais dos escorregamentos de material sedimentar (Fig. 22). A estrutura apresentada por esses depósitos é maciça e a composição mineralógica dos sedimentos, assim como ocorre no Depósito coluvial, é representada por minerais das litologias pertencentes à Suíte Paulo Lopes.

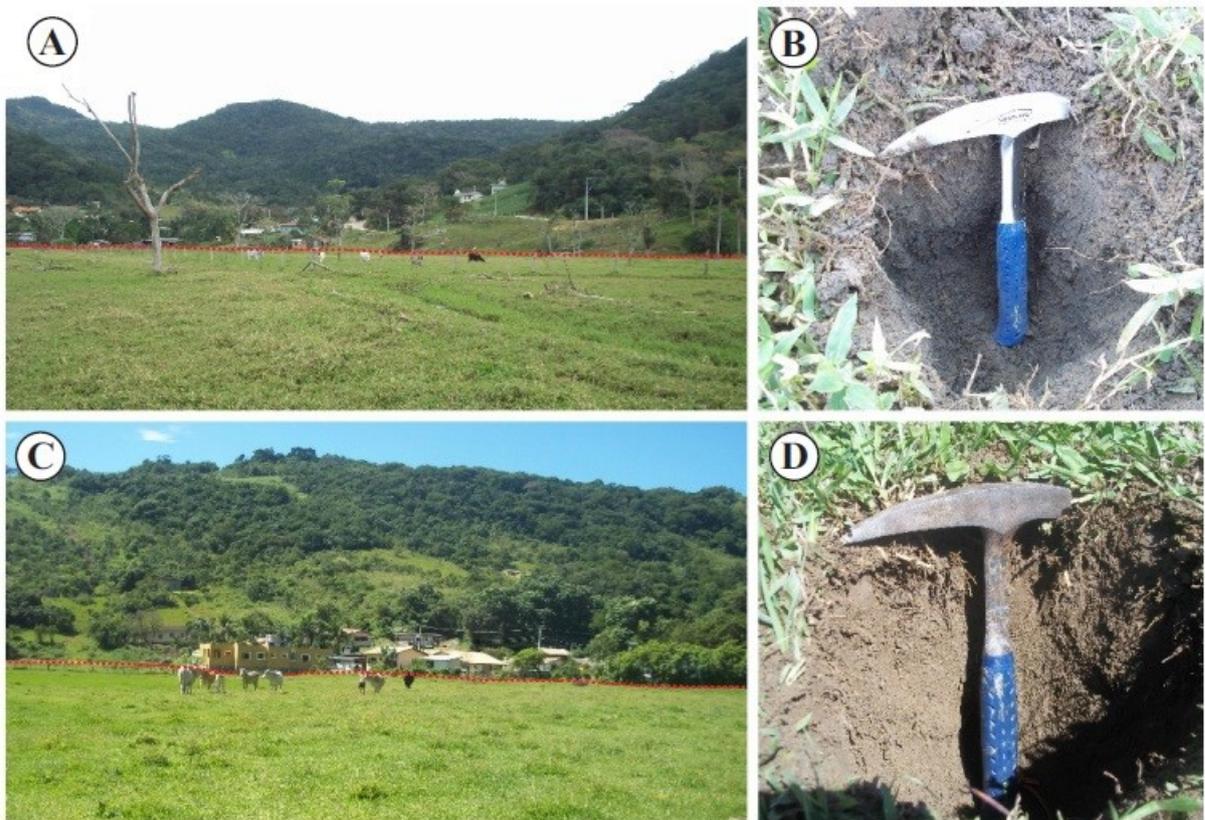


Figura 22: Depósito de leque aluvial. **A.** Panorama geral do Depósito leque aluvial, visada para oeste, ponto de amostragem SIR16 e **B.** Detalhe da trincheira de amostragem neste ponto. **C.** Panorama geral do depósito, visada para sul, ponto SIR39. **D.** Detalhe da trincheira referente a este ponto de amostragem. As linhas tracejadas em vermelho limitam o Depósito coluvial (acima da linha) e de leque aluvial (abaixo da linha).

O Depósito de leque aluvial, a semelhança do Depósito coluvial, é formado por uma mistura de sedimentos clásticos com granulometria variada, apresentando partículas com diâmetros entre argilas e cascalhos. A Tabela 10 apresenta o resultado da análise granulométrica dos sedimentos deste depósito, a partir do qual é evidenciado que as amostras são formadas preponderantemente por areia, exceto a amostra SIR38 composta de maneira mais expressiva por silte. A M_z variou entre silte grosso (SIR16 e SIR38) e areia média (SIR15, SIR39 e SIR42). O índice médio da distribuição do depósito de Leque Aluvial é 2,63 ϕ (areia fina). A exceção da amostra SIR34, os sedimentos deste depósito são compostos por uma mistura de partículas de variados tamanhos, verificando-se desta maneira σ_1 médio muito pobre (2,14 ϕ), com valores de desvio padrão oscilando entre muito pobremente (3,46 ϕ) e bem selecionado (0,46 ϕ). Os valores da Sk_1 estão entre negativa e positiva (-0,25 a 0,20) e os de K_G entre muito platicúrtica e leptocúrtica (0,53 a 1,33) com índice médio 1,02, o que qualifica a curva média do Depósito de leque aluvial como mesocúrtica.

Tabela 10: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito de leque aluvial. (Classificação M_z : SM = silte médio; SG= silte grosso; AMF = areia muito fina; AF = areia fina; AM = areia média. Classificação σ_1 : BS = bem selecionado; PS = pobremente selecionado; MPS = muito pobremente selecionado. Classificação Sk_1 : P = positiva; AS = aproximadamente simétrica; N= negativa. Classificação K_G : MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; M = mesocúrtica; L = leptocúrtica. (*) amostras não submetidas à pipetagem devido presença de lama inferior a 10%).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos*	% Silte	% Argila	M_z (ϕ)	Classificação
SIR 15	2,80	87,90	9,30	-	-	1,52	AM
SIR 16	1,80	53,95	-	35,24	9,01	4,01	SG
SIR 17	2,11	50,30	-	36,65	10,94	3,71	AMF
SIR 34	-	99,49	0,51	-	-	2,48	AF
SIR38	3,61	32,63	-	49,67	14,09	4,31	SG
SIR39	3,96	90,71	5,33	-	-	1,34	AM
SIR42	11,87	84,87	3,26	-	-	1,02	AM
Amostra	Mediana	σ_1 (ϕ)	Classificação	Sk_1	Classificação	K_G	Classificação
SIR 15	1,48	1,72	PS	0,12	P	0,99	M
SIR 16	3,63	2,95	MPS	0,20	P	1,23	L
SIR 17	3,52	3,46	MPS	0,15	P	0,81	P
SIR 34	2,56	0,46	BS	-0,25	N	0,96	M
SIR38	4,43	3,44	MPS	0,01	AS	1,29	L
SIR39	1,24	1,42	PS	0,13	P	1,33	L
SIR42	1,10	1,49	PS	0,07	AS	0,53	MP

Por meio da análise do diagrama da Shepard (1954) verificou-se que as amostras SIR39 e SIR42 são formadas por areias com fração de grânulos superior a 3% (Fig. 23A). Esta proporção também é observada na amostra SIR38, a qual, no entanto, é composta por

silte arenoso. As demais amostras apresentaram fração de grânulos inferior a 3%, sendo os sedimentos SIR15 e SIR34 constituídos por areia (Fig. 23A) e SIR16 e SIR17 por areia siltica (Fig. 23B).

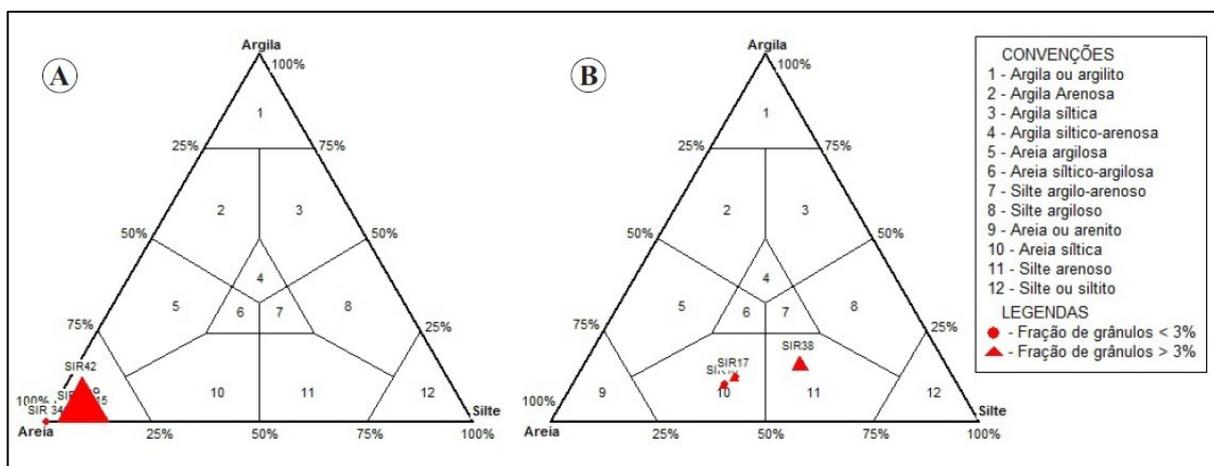


Figura 23: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos relacionadas ao Depósito de leque aluvial. **A.** Amostras não submetidas ao método da pipetagem. **B.** Amostras processadas através do método de pipetagem.

Assim como observado por Assine (2008), o termo leque aluvial foi empregado para designar sistemas aluviais em que o padrão dos canais é mais distributário que tributário, característica geomorfológica que permite distingui-los dos sistemas fluviais típicos, que possuem padrão de drenagem predominantemente tributário. Os processos gravitacionais como agentes transportadores são bastante relevantes nesses depósitos, o que explica o baixo selecionamento dos sedimentos que os compõem. No entanto, os processos aluviais adquirem importância significativa em sua acumulação, especialmente quando comparados ao Depósito coluvial. Os leques aluviais são sistemas deposicionais em forma de leque aberto ou de segmento de cone, definidos por canais fluviais distributários de grande mobilidade lateral, formando-se em planícies ou vales largos onde os rios, originados em relevos próximos mais altos, espriam-se obtendo padrão radial em razão do desconfinamento do fluxo. O gradiente topográfico decresce da cabeceira para a base, o que gera um perfil transversal convexo para cima e longitudinal côncavo.

Na área estudada a geometria de “leque” nem sempre é reconhecida e desta maneira o significado especificamente geomorfológico do termo “leque aluvial” se torna secundário, uma vez que na maior parte das vezes essa geometria é desvanecida. O Depósito de leque aluvial se distribui em forma de rampa suave da região proximal à distal, a qual ocorre devido aos vários pontos de afluxo de sedimentos para esses depósitos, fator que favorece a ligação

dos leques uns aos outros. Além disso, a forma de rampa suave também se deve aos efeitos subsequentes do retrabalhamento e erosão, relacionados aos entalhamentos fluviais e aos terraceamentos marinhos e lagunares que atingiram as partes distais dos leques devido às oscilações do NRM.

5.1.2.3 Depósito fluvial

O Depósito fluvial ocorre associado especialmente às drenagens dos córregos e rios da região, estes representados pelo rio Siriú e pelo rio do Poeta, nas porções sul e norte do entorno da laguna do Macacu (Fig. 24). Essa unidade compreende depósitos de canal e depósitos de planície de inundação.

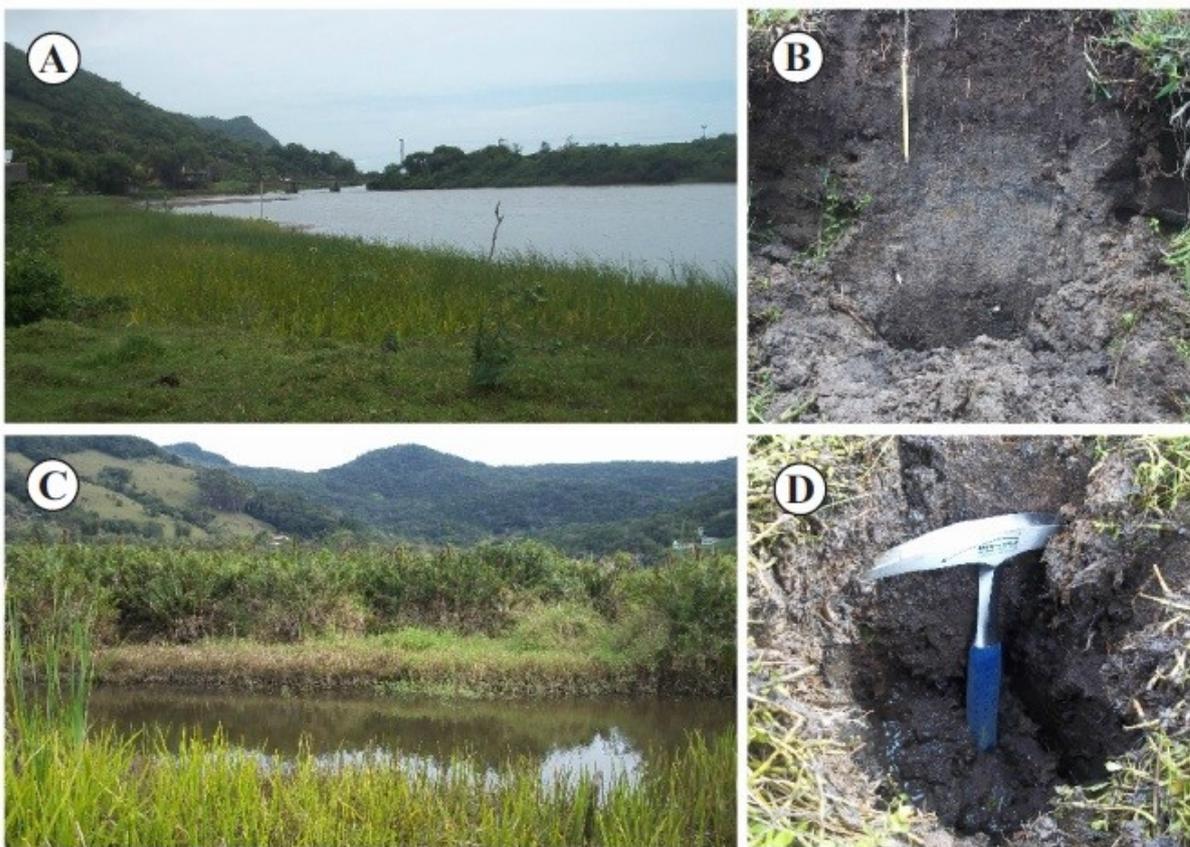


Figura 24: Depósito fluvial. **A.** Panorama geral do Depósito fluvial, visada para nordeste, na margem do canal do rio Siriú, ponto SIR30. **B.** Detalhe da trincheira de amostragem neste ponto, apresentando sedimentos com textura predominante arenosa. **C.** Visada para oeste do Depósito fluvial, na planície de inundação do rio do Poeta, ponto SIR18. **D.** Detalhe da trincheira referente a este ponto de amostragem, exibindo sedimentos com textura mais lamosa que no ponto SIR30.

O resultado da análise granulométrica das amostras do Depósito fluvial é apresentado na Tabela 11. As amostras são compostas especialmente por areias. A M_z variou entre silte médio (SIR36) e areia média (SIR19, SIR29A e SIR30), com índice médio da distribuição do Depósito fluvial 2,55 ϕ (areia fina). Em geral, as amostras da margem do canal apresentaram sedimentos mais grossos, enquanto que os sedimentos da planície de inundação mostraram sedimentos mais lamosos. Entre as amostras da planície de inundação, a SIR36 é bastante enriquecida em matéria orgânica originária de restos vegetais em decomposição.

Tabela 11: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito de fluvial. (Classificação M_z : SM = silte médio; AF = areia fina; AM = areia média. Classificação σ_1 : MS = moderadamente selecionado; PS = pobremente selecionado; MPS = muito pobremente selecionado. Classificação Sk_1 : P = positiva; AS = aproximadamente simétrica; N= negativa; MN = muito negativa. Classificação K_G : P = platicúrtica; M = mesocúrtica; L = leptocúrtica. (*) amostras não submetidas à pipetagem devido presença de lama inferior a 10%).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos*	% Silte	% Argila	M_z	Classificação
SIR 18	-	94,96	5,04	-	-	2,24	AF
SIR 19	-	98,39	1,61	-	-	1,80	AM
SIR 29A	-	93,71	6,29	-	-	1,84	AM
SIR 29B	-	99,10	0,90	-	-	2,30	AF
SIR 30	3,06	96,42	0,52	-	-	1,53	AM
SIR36	0,10	41,35		33,16	25,39	5,61	SM

Amostra	Mediana	σ_1	Classificação	Sk_1	Classificação	K_G	Classificação
SIR 18	2,17	0,77	MS	0,24	P	1,13	L
SIR 19	1,82	1,08	PS	-0,05	AS	1,03	M
SIR 29A	2,19	1,33	PS	-0,22	N	1,06	M
SIR 29B	2,33	0,51	MS	-0,12	N	0,83	P
SIR 30	1,83	1,26	PS	-0,37	MN	0,76	P
SIR36	4,98	3,24	MPS	0,28	P	0,74	P

O σ_1 médio do Depósito fluvial é pobre (1,37 ϕ), possuindo valores de desvio padrão entre muito pobremente (3,24 ϕ) e moderadamente selecionado (0,51 ϕ). Os valores da Sk_1 oscilaram entre muito negativa e positiva (-0,37 a 0,24). A K_G variou entre platicúrtica e leptocúrtica (0,74 a 1,13) com índice médio 0,93, o que designa a curva média do Depósito fluvial como mesocúrtica.

Por meio da plotagem das amostras no diagrama da Shepard (1954), classificou-se a maior parte das amostras como areia com fração de grânulos inferior a 3%, salvo a amostra SIR30 que apresentou fração de grânulos próxima a 3% (Fig. 25A). Os sedimentos da amostra SIR36, correspondente à planície de inundação, foram os mais dissonantes dos amostrados no Depósito fluvial, sendo classificados como areia siltico-argilosa (Fig. 25B).

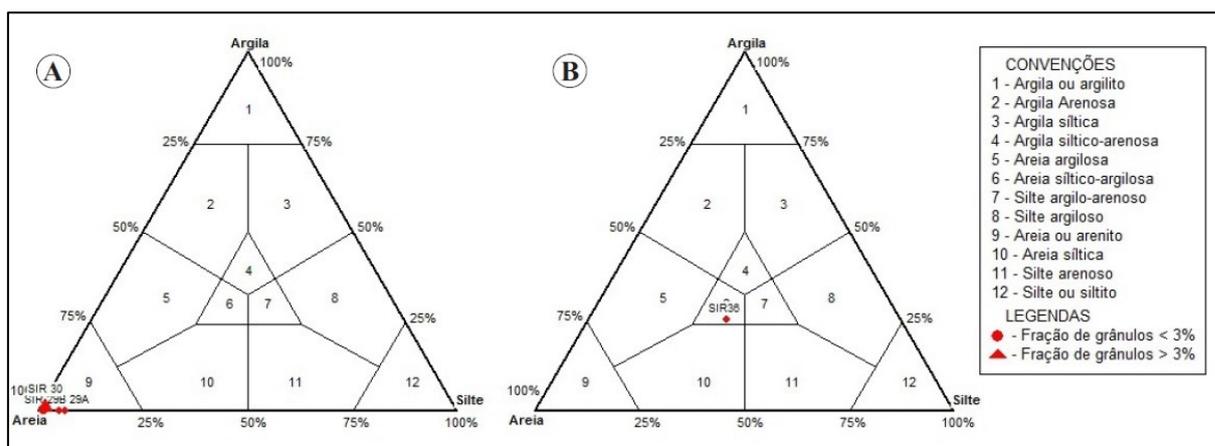


Figura 25: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos pertencentes ao Depósito fluvial. **A.** Amostras não submetidas ao método da pipetagem. **B.** Amostras processadas através do método de pipetagem.

As águas dos cursos fluviais constituem agentes geológicos importantes na acumulação de sedimentos nos canais ou nas margens dos rios e córregos, como também no retrabalhamento dos sedimentos originados no sistema deposicional de encosta, como os coluviais, e no sistema deposicional transicional do tipo Laguna-Barreira, como os lagunares, paludiais, eólicos e marinho praias. Os depósitos de canal, ou de margem de canal, são típicos dos cursos superiores dos rios, sendo compostos por sedimentos mais grossos, enquanto que os depósitos de planície de inundação, característicos dos cursos inferiores dos rios, são formados por sedimentos mais finos e lamosos, originados da carga em suspensão dos rios em períodos de enchente, apresentando-se geralmente enriquecidos em matéria orgânica.

5.1.3 Sistema deposicional transicional do tipo Laguna-Barreira

O sistema deposicional transicional ocupa a maior parte da planície costeira, sendo formado por depósitos que compõem o sistema deposicional do tipo Laguna-Barreira. Este compõe o agrupamento dos depósitos mais recentes da planície costeira, os quais tiveram sua formação e estabelecimento associados aos eventos transgressivos e regressivos do final do Pleistoceno e do Holoceno (HORN FILHO, 1997). Villwock *et al.* (1986) apresentaram um modelo evolutivo para a PCRS que é utilizado como referência para o litoral Sul do Brasil. Os autores relataram a ocorrência de quatro sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira na PCRS, designadas como sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira I, II, III e IV,

originando depósitos relacionados a idades do Pleistoceno inferior, Pleistoceno médio, Pleistoceno superior e Holoceno, respectivamente.

No entorno da laguna do Macacu são observados em superfície depósitos relacionados apenas aos sistemas do tipo Laguna-Barreira III e IV. Associados ao sistema do tipo laguna-Barreira III afloram somente sedimentos pertencentes à Barreira III, representada pelo Depósito eólico do Pleistoceno superior. Referentes ao sistema do tipo Laguna-Barreira IV foram identificados depósitos pertencentes à Barreira IV, representados pelos sedimentos eólicos e marinhos praias holocênicos, e ao sistema Lagunar IV, composto pelos depósitos lagunar, paludial, deltaico intralagunar e fluvial praial, este último, localizado de maneira pontual nas margens do canal de comunicação entre a laguna e o oceano. No item a seguir são apresentadas as características geológicas, granulométricas e texturais relacionadas ao sistema deposicional transicional do tipo Laguna-Barreira.

5.1.3.1 Sistema do tipo Laguna-Barreira III

Correlacionados ao sistema do tipo Laguna-Barreira III foram mapeados sedimentos pertencentes à Barreira III, representada pelo Depósito eólico do Pleistoceno superior, o qual se sobrepõe às areias pleistocênicas de origem praial e marinho raso (CARUSO JÚNIOR, 1995). O sistema do tipo Laguna-Barreira III está associado a um terceiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico, que teve seu ponto máximo por volta de 120 Ka A.P., localizando-se cerca de 8 m (± 2 m) acima do NRM atual (TESSLER & GOYA, 2005).

5.1.3.1.1 Barreira III: Depósito eólico do Pleistoceno superior

Ocorre de maneira contínua na forma de um cordão, encontrando-se preservada na porção nordeste, central e sudeste da área de estudo, em contato com os depósitos pertencentes ao sistema do tipo Laguna-Barreira IV e, de maneira menos expressiva, com o Embasamento cristalino e os depósitos de encosta (Fig. 26). Relacionados à Barreira III afloram sedimentos pertencentes ao Depósito eólico do Pleistoceno superior, que recobrem fácies dos ambientes praial e marinho raso de idade pleistocênica (CARUSO JÚNIOR, 1995), os quais não são identificados superficialmente na região do entorno da laguna do Macacu.

O Depósito eólico pleistocênico da Barreira III se apresenta sob a forma de paleodunas, muitas vezes com superfícies onduladas, e altitudes médias variando entre 3 e 20 m. Foram identificadas rampas de dissipação eólica cavalgando sobre superfícies onduladas,

representadas pelos depósitos de encostas e pelo Embasamento cristalino, na porção sudeste da área. As areias eólicas desta barreira apresentam aspecto maciço e coloração acastanhada à avermelhada, devido à oxidação com consequente impregnação de óxido de ferro envolvendo os grãos de quartzo. Geralmente são enriquecidas em matriz secundária composta por argila. Algumas vezes, os Depósito eólicos do Pleistoceno superior se encontra bioturbado por raízes.

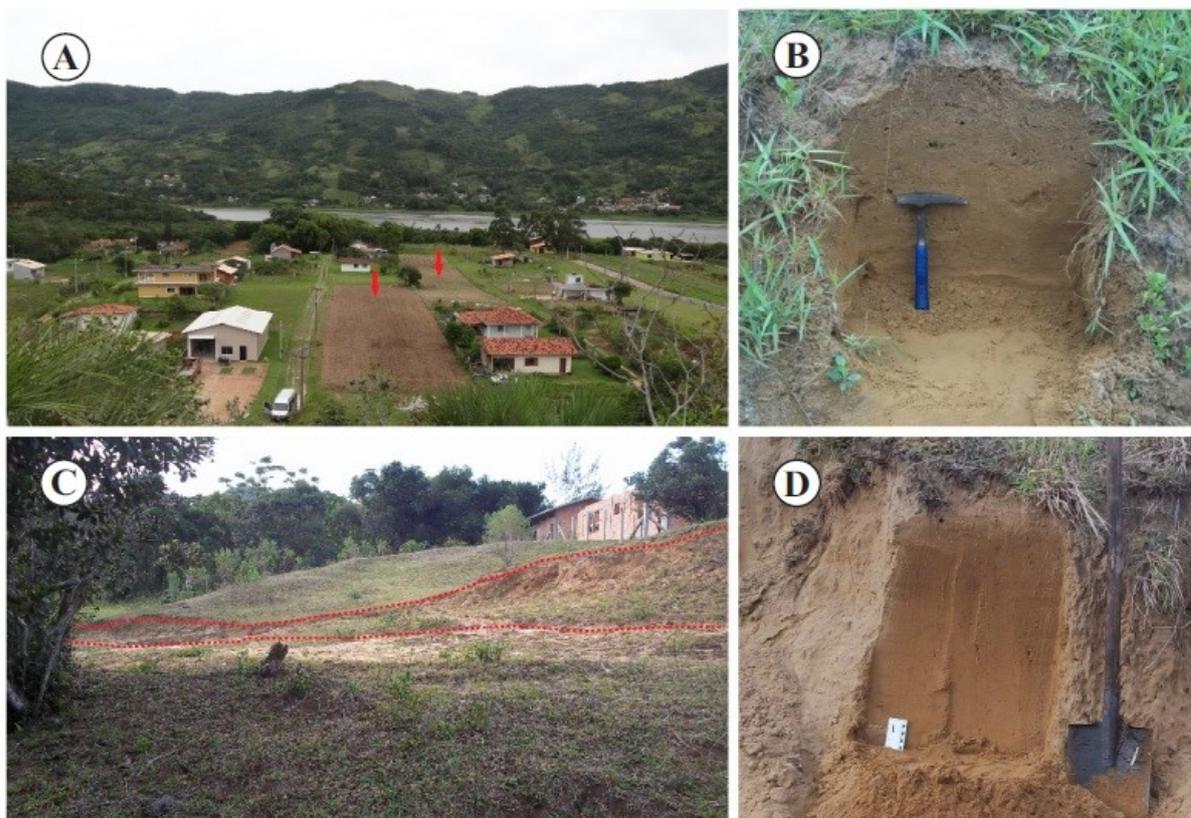


Figura 26: Depósito eólico do Pleistoceno superior. **A.** Panorama geral do Depósito eólico do Pleistoceno superior, visada para oeste, ponto SIR06, com ondulação da superfície do terreno representado por cristas e cavas (setas em vermelho). **B.** Detalhe dos sedimentos amostrados neste ponto de coleta. **C.** Visão geral do depósito no ponto SIR26. Nesta imagem é possível a identificação de escarpas formadas devido a períodos de inundação a que o terreno foi submetido (linhas tracejadas em vermelho). **D.** Detalhe dos sedimentos coletados neste ponto.

O comportamento granulométrico das amostras pertencentes ao Depósito eólico do Pleistoceno superior foi bastante homogêneo (Tabela 12). As amostras são compostas de forma dominante por areia, apresentando pequenas porcentagens de lama, atribuídas ao enriquecimento em matriz secundária composta por argila característico deste depósito. De acordo com os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) a média da distribuição de todas as amostras analisadas é areia fina, com valores em ϕ variando entre 2,41 ϕ e 2,65 ϕ . O σ_1 médio do Depósito eólico do Pleistoceno superior é bem selecionado (0,47 ϕ), possuindo

valores que oscilaram entre moderadamente ($0,37 \phi$) e bem selecionado ($0,53 \phi$). A Sk_I de todas as amostras é negativa ($-0,27$ a $-0,10$). A K_G variou entre platicúrtica e muito leptocúrtica ($0,87$ a $1,54$) com índice médio de $1,26$, que designa a curva média do depósito Eólico do Pleistoceno superior como leptocúrtica.

Através do diagrama da Shepard (1954), todas as amostras foram classificadas como areia com fração de grânulos inferior a 3%, aparecendo no triângulo, desta forma, sobrepostas umas as outras (Fig. 27).

Tabela 12: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito eólico do Pleistoceno superior. (Classificação Mz: AF = areia fina. Classificação σ_I : MS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado. Classificação Sk_I : N= negativa. Classificação K_G : P = platicúrtica; M = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos	Mz (ϕ)	Classificação	Mediana
SIR 06	-	98	2,00	2,62	AF	2,68
SIR 20	-	99,02	0,98	2,54	AF	2,59
SIR 21	-	99,43	0,57	2,64	AF	2,69
SIR 22	-	99,52	0,48	2,61	AF	2,67
SIR 26	-	99,72	0,28	2,61	AF	2,68
SIR 27A	-	98,12	1,88	2,61	AF	2,69
SIR 27B	-	97,72	2,28	2,63	AF	2,70
SIR 27C	-	97,68	2,32	2,65	AF	2,71
SIR 27D	-	98,26	1,74	2,59	AF	2,67
SIR 33	-	97,76	2,24	2,59	AF	2,67
SIR 35	-	99,41	0,59	2,41	AF	2,51
SIR44	-	99,35	0,65	2,56	AF	2,64
SIR47	0,11	99,16	0,73	2,50	AF	2,57
SIR48	-	98,76	1,24	2,50	AF	2,57
SIR50	-	99,19	0,81	2,63	AF	2,69
Amostra	σ_I (ϕ)	Classificação	Sk_I	Classificação	K_G	Classificação
SIR 06	0,43	BS	-0,12	N	1,19	L
SIR 20	0,46	BS	-0,14	N	1,09	M
SIR 21	0,39	BS	-0,10	N	1,22	L
SIR 22	0,37	BS	-0,19	N	1,19	L
SIR 26	0,50	MS	-0,24	N	1,25	L
SIR 27A	0,52	MS	-0,27	N	1,45	L
SIR 27B	0,51	MS	-0,24	N	1,50	L
SIR 27C	0,49	BS	-0,21	N	1,52	ML
SIR 27D	0,49	BS	-0,23	N	1,31	L
SIR 33	0,46	BS	-0,24	N	1,41	L
SIR 35	0,51	MS	-0,22	N	0,87	P
SIR44	0,47	BS	-0,24	N	1,16	L
SIR47	0,46	BS	-0,25	N	1,01	M
SIR48	0,53	MS	-0,25	N	1,21	L
SIR50	0,43	BS	-0,23	N	1,54	ML

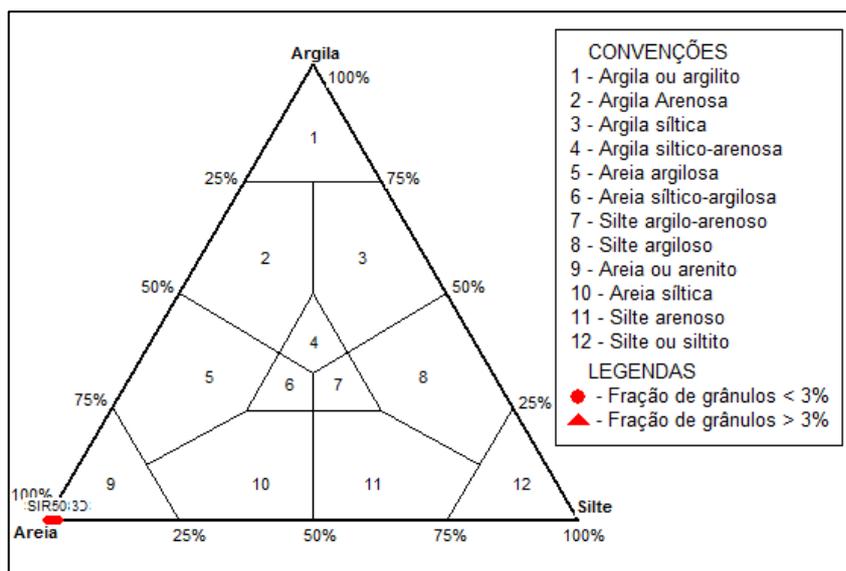


Figura 27: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos relacionadas ao depósito Eólico do Pleistoceno superior.

O Depósito eólico do Pleistoceno superior está associado ao terceiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico. Em alguns locais podem ser observadas em seu reverso feições erosivas representadas por escarpas formadas em consequência dos períodos de inundação a que essa área foi submetida, em função de oscilações eustáticas e climáticas (Fig. 26C).

O principal agente de transporte que atua nos depósitos eólicos é o vento. Através da análise granulométrica dos sedimentos pertencentes ao Depósito eólico do Pleistoceno superior, formado predominantemente por partículas de quartzo com dimensões arenosas e grau de seleção habitualmente bom, evidencia a alta capacidade do vento como agente transportador. No entanto, a competência desse agente é limitada, uma vez que cerca de 75% dos sedimentos é mobilizada por saltação. O vento mobiliza partículas maiores que seixos apenas durante eventos de furacões (FELIX, 2015). Esses fatores explicariam, em parte, a predominância da classe areia fina nos sedimentos do Depósito eólico.

5.1.3.2 Sistema do tipo Laguna-Barreira IV

Relacionados ao sistema do tipo Laguna-Barreira IV foram mapeados na região depósitos pertencentes à Barreira IV, representados pelos sedimentos eólicos e marinhos praias holocênicos, e ao sistema Lagunar IV, composto pelos depósitos lagunar, paludial, deltaico intralagunar e fluvial praias.

O sistema do tipo Laguna-Barreira IV corresponde ao mais recente dos sistemas do tipo Laguna-Barreira. Relaciona-se à última grande fase transgressiva pós-glacial (estágio isotópico de oxigênio I), na qual o oceano atingiu seu ponto máximo, correspondente a cotas em torno de 4 m acima do NRM atual, há cerca de 5,1 a 5,6 Ka A.P. (ANGULO *et al.*, 2006). Este evento contribuiu para a formação de um complexo de ambientes deposicionais através da evolução de uma barreira arenosa próxima à antiga planície costeira. A ingressão marinha possivelmente inundou os vales escavados anteriormente, reestabelecendo o sistema lagunar, concomitante a evolução da Barreira IV.

5.1.3.2.1 Barreira IV

A Barreira IV ocupa toda a porção leste da área de estudo, sendo composta por sedimentos do sistema marinho praial e eólico.

5.1.3.2.1.1 Depósito marinho praial

O Depósito marinho praial se encontra, em parte, encoberto pelo Depósito eólico e ocorre exposto ao longo de toda a atual linha de costa da área, compondo os sedimentos que formam o sistema praial correspondente à praia do Siriú (Fig. 28). Este sistema praial se estende desde o nível médio da baixa-mar até as dunas frontais. Apresenta estrutura primária estratificada, sendo verificados, em geral, estratos claros compostos por sedimentos quartzosos e estratos mais escuros formados por minerais pesados. Fragmentos de conchas carbonáticas também estão normalmente presentes. O estágio morfodinâmico dominante nesta praia, de acordo com a classificação de Wright & Short (1984), é o estado dissipativo, apresentando pós-praia e zona de surfe largas, baixos gradientes topográficos, dispondo de elevado estoque de areias finas a muito finas e ondas altas de elevada esbeltez.

As amostras analisadas e pertencentes ao Depósito marinho praial são compostas quase que completamente por areia (Tabela 13). A M_z de todas as amostras estudadas é areia fina, com valores em ϕ variando entre 2,40 e 2,60 ϕ . O σ_1 médio do Depósito marinho praial é bem selecionado (0,47 ϕ), possuindo valores que oscilam entre 0,36 e 0,44 ϕ . A Sk_1 das amostras varia entre negativa e aproximadamente simétrica (-0,26 a -0,09). Os valores da K_G estão entre platicúrtica e mesocúrtica (0,84 a 0,98) com índice médio de 0,90, qualificando a curva média do Depósito marinho praial como platicúrtica.



Figura 28: Depósito marinho praiial. **A.** Panorama geral do depósito com visada para o sul, ponto de coleta SIR10. **B.** Detalhe da trincheira de amostragem relacionado a este ponto. **C.** Visão geral do Depósito marinho praiial com visada para o norte, ponto SIR25. **D.** Detalhe da trincheira de amostragem referente a este ponto, verificando-se estratos mais claros ricos em partículas quartzosas e estratos mais escuros enriquecidos em minerais pesados.

Tabela 13: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito marinho praiial. (Classificação Mz: AF = areia fina. Classificação σ_1 : BS = bem selecionado. Classificação Sk₁: N= negativa; AS = aproximadamente simétrica. Classificação K_G: P = platicúrtica; M = mesocúrtica).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos	Mz (ϕ)	Classificação	Mediana
SIR 10	-	99,94	0,06	2,60	AF	2,65
SIR 24	-	99,97	0,03	2,49	AF	2,55
SIR 25	-	99,99	0,01	2,40	AF	2,45
Amostra	σ_1 (ϕ)	Classificação	Sk ₁	Classificação	K _G	Classificação
SIR 10	0,36	BS	-0,09	AS	0,98	M
SIR 24	0,41	BS	-0,26	N	0,89	P
SIR 25	0,44	BS	-0,19	N	0,84	P

A classificação de todas as amostras por meio do diagrama da Shepard (1954) é areia com fração de grânulos inferior a 3%. Desta maneira, observa-se o completo enquadramento

de todas as amostras na mesma frequência da fração areia, aparecendo no triângulo sobrepostas perfeitamente umas as outras (Fig. 29).

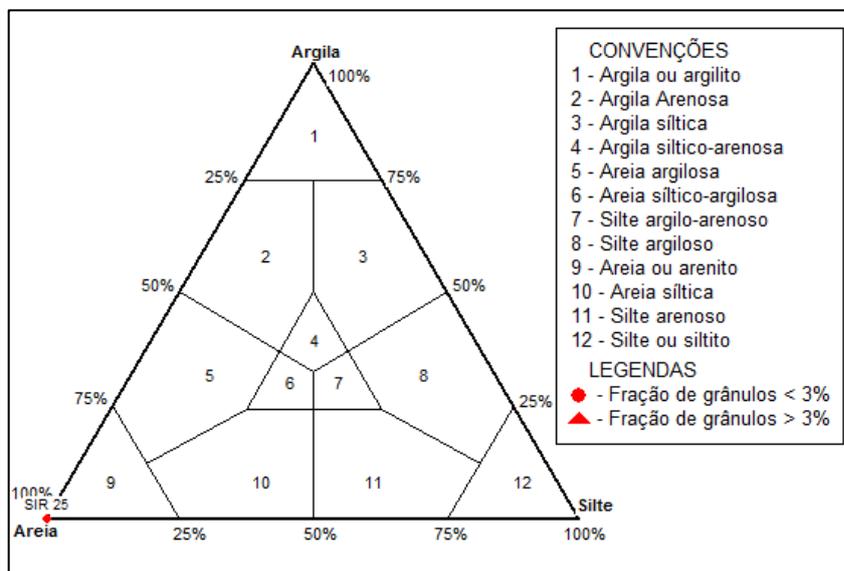


Figura 29: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos associadas ao Depósito marinho praial.

O Depósito marinho praial é resultado das oscilações do NRM e da disponibilidade de sedimentos que foram depositados ao longo do Holoceno. Os sedimentos marinho praias estão sujeitos à ação de agentes como ondas, correntes, marés e ventos. Esse depósito se constitui em um ambiente aquoso de alta energia dinâmica, no qual a turbulência dos fluxos proporciona a manutenção dos sedimentos finos em suspensão (FELIX, 2015). Isso explicaria, em parte, a sedimentação predominante de partículas mais grosseiras nesses ambientes.

Como a costa da área de estudo é exposta e dominada por ondas, são acumuladas especialmente areias finas no Depósito marinho praial. Os mecanismos de erosão, transporte e deposição do sistema praial atual promovem a transferência de areias da plataforma continental interna para a zona praial emersa. A dinâmica costeira retrabalha essas areias desde o nível de baixa-mar médio, até a linha de vegetação permanente, que constitui o limite superior das ondas de tempestade.

5.1.3.2.1.2 Depósito eólico

A área de estudo apresenta um campo de dunas eólicas pertencentes à Barreira IV bastante desenvolvido, com larguras variando entre 60 m a pouco mais de 1,1 km, e extensão

longitudinal N-S em torno de 4 km. As cotas altimétricas nos pontos de amostragem variaram entre 1,5 a 42 m. O Depósito eólico do Holoceno se apresenta sob a forma de dunas fixas (vegetadas) e dunas livres (móveis) (Fig. 30). As dunas vegetadas compreenderam as feições eólicas cuja evolução foi controlada pela interação do vento, com sua carga arenosa proveniente da praia, e a vegetação costeira. Essas dunas foram descritas como fixas ou parcialmente fixas, uma vez que migram muito pouco, sendo subdivididas em dunas embrionárias, dunas frontais e planície de deflação. Esta compõe feições de caráter erosivo e deposicional, originadas pelo vento através da retirada e redeposição local de depósitos arenosos preexistentes, formando zonas de deflação sujeitas a alagamentos periódicos.

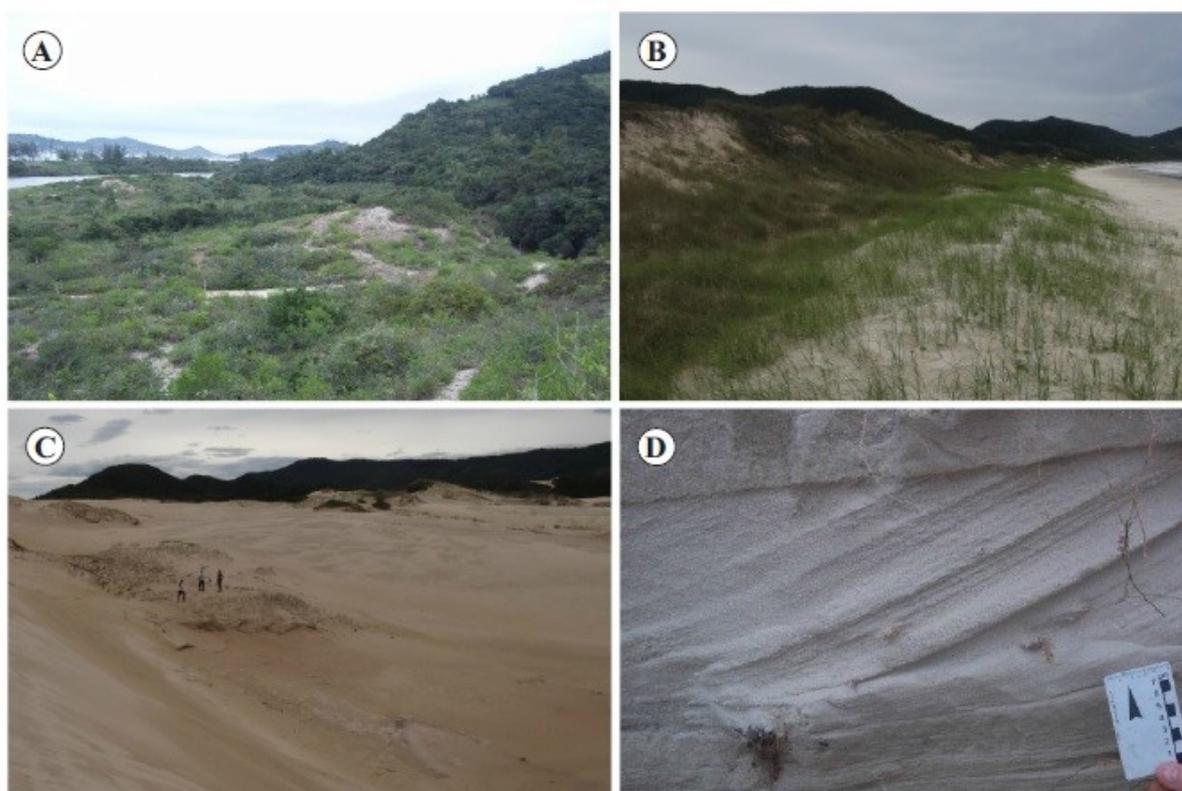


Figura 30: Imagens do Depósito eólico do Holoceno pertencente à Barreira IV. **A.** Panorama geral de duna fixa, visada para sudeste. **B.** Panorama geral de duna embrionária e duna frontal, visada para norte. **C.** Panorama geral do campo de dunas móveis, visada para sul. **D.** Detalhe de estratificação cruzada planar.

As dunas livres ocorrem na forma de um expressivo campo de dunas que, em resposta a um regime de ventos proveniente especialmente de NE, migram no sentido SW, transgredindo terrenos pleistocênicos e holocênicos posicionados a oeste da barreira. Na região do entorno da laguna do Macacu observa-se grande disponibilidade de areia na praia do Siriú, que adicionada ao regime de ventos favorável ao transporte desta areia em direção ao continente, formou o campo de dunas da região. Assim como exposto por Caruso Júnior

(1995) para campos de dunas da região Sudeste de SC, o campo de dunas livres da área de estudo inicia sua formação próxima à praia. É alimentado por lençóis arenosos ativos que adentram o continente por meio de interrupções existentes na duna frontal. As primeiras dunas livres a se formarem adquirem uma morfologia de duna transversal. Conforme as dunas se deslocam para o interior, a crista se torna mais sinuosa, ao mesmo tempo em que vai sofrendo uma deflexão gradual, até se orientar como uma cadeia barcanoide na direção NW-SE, perpendicular ao vento efetivo originário de NE. As dunas se deslocam no sentido SW após obterem uma orientação perpendicular ao vento efetivo, alcançando sua taxa de migração mais elevada e transgredindo terrenos da Barreira III e do sistema Lagunar IV.

Campos de dunas da região Centro-sul catarinense também foram objeto de estudos realizados por Giannini (1993) e Giannini (1998, 2005 *apud* GIANNINI *et al.*, 2005). O autor realizou a descrição da distribuição espacial e da dinâmica de feições erosivas e deposicionais através de uma abordagem de sistemas deposicionais e análise de fácies. O critério morfológico utilizado e o exame de fácies eólicas definidas a partir deste, levou o autor ao reconhecimento de duas associações de fácies, que podem ser aplicadas ao campo de dunas da área. Em posição proximal, a associação de fácies maciça é formada por dunas frontais incipientes, compondo a fácies de suprimento, as quais gradam ao interior para dunas transversais lineares e barcanoides, que formam a fácies de superposição, terminando, rumo SW, em frentes parabólicas, as quais integram a fácies de avanço. Na porção distal a associação de fácies tem início através de rastros lineares, dunas parabólicas isoladas e cavas deflacionares inundadas (fácies residuais de deflação), passando para cadeias barcanoides (fácies de superposição), acabando por frentes e dunas parabólicas alongadas, integrando a fácies de avanço. Frentes de avanço secundárias são encontradas na margem interna de ambas as associações, contidas por vegetação (fácies de contenção), equivalente a cordões de precipitação.

Mendes (2012) estudou a cronologia e a sedimentologia dos depósitos eólicos quaternários da costa catarinense entre Florianópolis e a praia do Ouvidor, em Garopaba. Após a análise dos campos de dunas, estudados através de fotografias aéreas e imagens de satélite, o autor definiu três estágios de evolução para esses campos de dunas, dos quais os dois últimos podem ser aplicados ao campo da área de estudo (Fig. 31). O segundo estágio, associado ao período entre 1957 e 1978, equivale à rápida migração de feições eólicas de avanço do campo de dunas, como lobos deposicionais frontais e cordões de precipitação. Já o

terceiro estágio está relacionado ao período de 1978 até os dias atuais, sendo caracterizado pela diminuição na taxa de migração das feições eólicas.

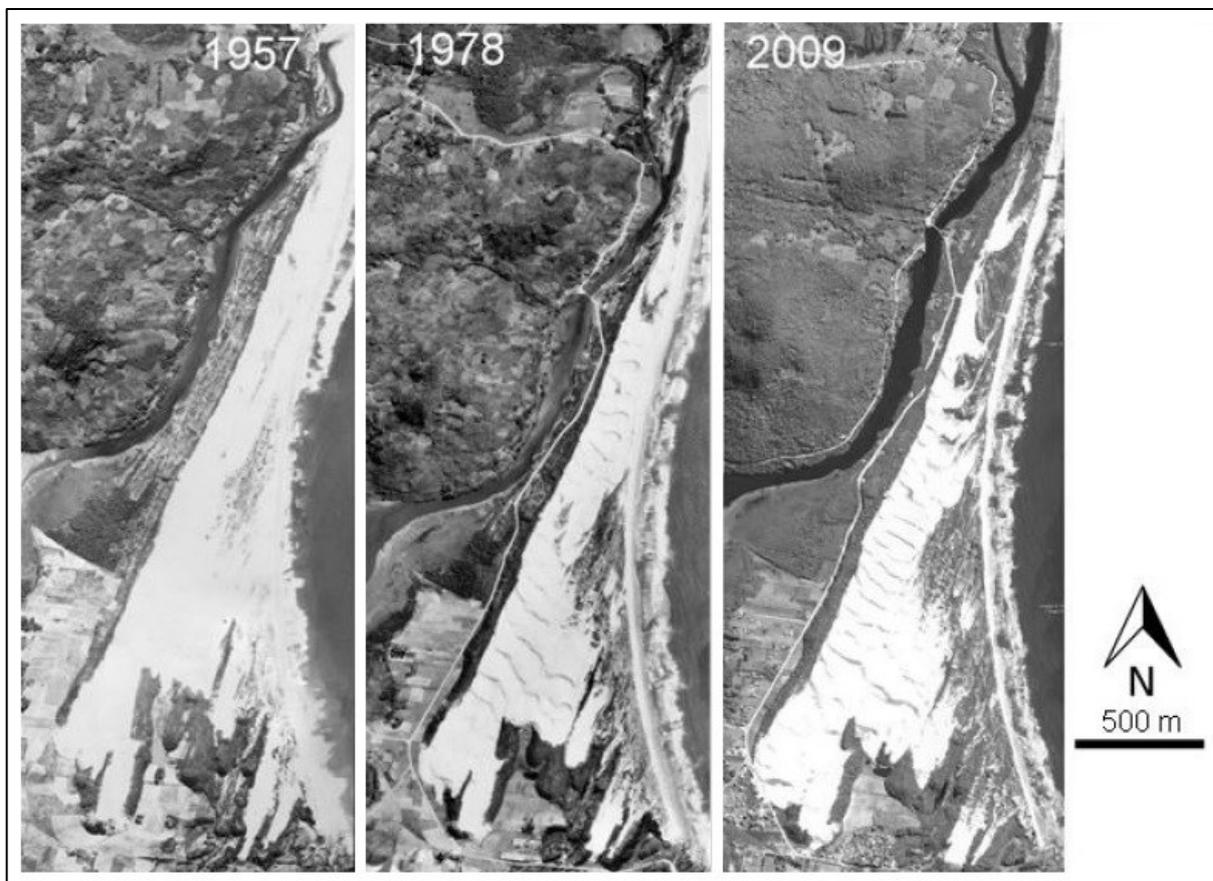


Figura 31: Fotos aéreas mostrando a evolução morfológica do campo de dunas transgressivo holocênico do entorno da laguna do Macacu, entre 1957 e 2009. (Fonte: modificado de MENDES, 2012).

Os sedimentos das amostras associadas ao Depósito eólico do Holoceno são representados por areias (Tabela 14). A média da distribuição dos sedimentos (M_z) variou entre areia fina e areia média. A amostra SIR12, que apresentou o valor de M_z igual a $1,60 \phi$ (areia média) corresponde aos sedimentos coletados em duna embrionária e ainda pouco retrabalhados pelo vento. O índice médio da distribuição do Depósito eólico do Holoceno é $2,28 \phi$ (areia fina). O σ_1 médio do Depósito eólico do Holoceno é bem selecionado ($0,40 \phi$), com valores de desvio padrão entre bem selecionado ($0,50 \phi$) e muito bem selecionado ($0,28 \phi$). A assimetria (Sk_1) variou entre negativa e positiva ($-0,20$ a $0,11$). A K_G oscilou entre platicúrtica e muito leptocúrtica ($0,86$ a $1,51$) com índice médio de $1,11$, designando a curva média do Depósito eólico como mesocúrtica.

Através do diagrama da Shepard (1954) todas as amostras do Depósito eólico do Holoceno são classificadas como areias com fração de grânulos inferior a 3%. Assim como no Depósito marinho praiado, verifica-se o completo enquadramento de todas as amostras na

mesma frequência da fração areia, as quais aparecem no triângulo perfeitamente sobrepostas umas as outras (Fig. 32).

Tabela 14: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito eólico do Holoceno. (Classificação Mz: AF = areia fina; AM = areia média. Classificação σ_1 : MBS = muito bem selecionado; BS = bem selecionado. Classificação Sk_1 : N= negativa; AS = aproximadamente simétrica; P = positiva. Classificação K_G : P = platicúrtica; M = mesocúrtica; L = leptocúrtica; ML = muito leptocúrtica).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos	Mz (ϕ)	Classificação	Mediana
SIR07	-	99,88	0,12	2,74	AF	2,74
SIR08	-	99,96	0,04	2,42	AF	2,37
SIR09	-	99,99	0,01	2,18	AF	2,23
SIR11	-	99,99	0,01	2,37	AF	2,33
SIR12	-	100	-	1,60	AM	1,63
SIR23	-	99,99	0,01	2,13	AF	2,10
SIR43	-	99,98	0,02	2,50	AF	2,54

Amostra	σ_1 (ϕ)	Classificação	Sk_1	Classificação	K_G	Classificação
SIR07	0,28	MBS	-0,01	AS	1,37	L
SIR08	0,38	BS	0,11	P	0,96	M
SIR09	0,49	BS	-0,18	N	1,51	ML
SIR11	0,37	BS	0,06	AS	1,05	M
SIR12	0,40	BS	0,05	AS	1,11	M
SIR23	0,50	BS	0,06	AS	0,90	P
SIR43	0,37	BS	-0,20	N	0,86	P

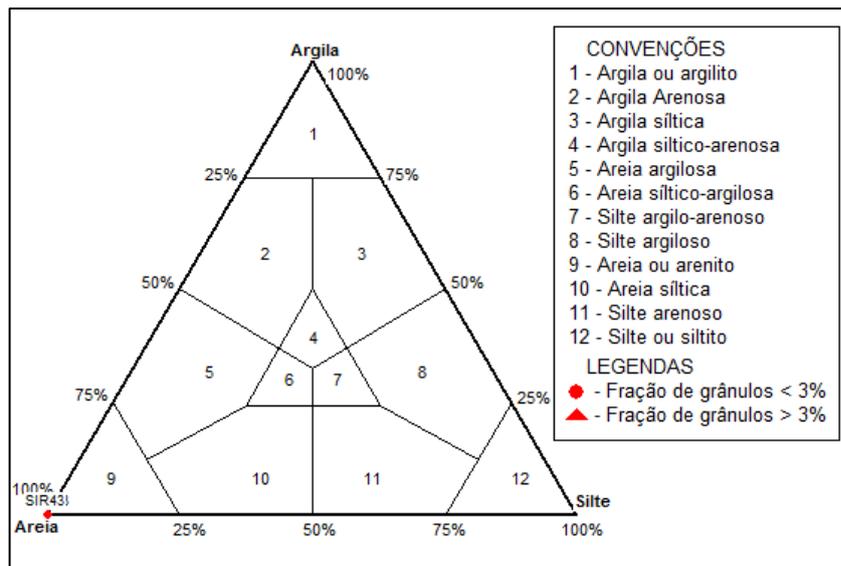


Figura 32: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos relacionadas ao Depósito eólico do Holoceno.

Assim como exposto para o Depósito eólico do Pleistoceno superior, no depósito eólico da Barreira IV o principal agente envolvido no transporte e deposição das partículas é o vento. Por meio da análise granulométrica dos sedimentos eólicos holocênicos se verificou que estes são formados quase exclusivamente por partículas arenosas compostas por quartzo, apresentando grau de seleção bom a muito bom, deixando explícita a alta capacidade do vento como agente transportador. Contudo, assim como discutido anteriormente, a competência desse agente é restrita, uma vez que a maior parte dos sedimentos é mobilizada por saltação, esclarecendo, em parte, a predominância da classe areia fina nos sedimentos do depósito Eólico holocênico.

5.1.3.2.2 Sistema Lagunar IV

Relativos ao sistema Lagunar IV foram mapeados na área de estudo os depósitos lagunar, paludial, deltaico intralagunar e fluvial praial. Os dois últimos ocorrem de maneira pontual em áreas exíguas. A seguir, os depósitos identificados do sistema Lagunar IV são apresentados.

O sistema lagunar holocênico envolve ambientes deposicionais resultantes da última grande transgressão marinha que afogou a região e reestabeleceu o sistema lagunar. O Sistema Lagunar IV no entorno da laguna do Macacu inclui um conjunto de depósitos e fácies acumuladas em ambientes desenvolvidos no espaço de retrobarreira da Barreira IV e também na área de retrobarreira da Barreira III. Seguindo a posterior progradação da barreira (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2005), transformaram-se em um complexo de ambientes deposicionais, incluindo corpos aquosos costeiros (lagunas), sistemas deltaicos (deltas intralagunares) e sistemas paludiais (pântanos, alagadiços e turfeiras).

5.1.3.2.2.1 Depósito lagunar

O Depósito lagunar ocorre circundando as margens da laguna do Macacu na forma de terraços ou planícies lagunares e também de paleolaguna na porção ao sudeste (Fig. 33). Apresentam sedimentos de coloração acinzentada, devido sua deposição em ambiente redutor, e aspecto maciço, sendo resultado da acumulação de partículas originados da erosão e transporte de materiais das áreas localizadas a montante dos cursos fluviais, posteriormente retrabalhados no ambiente lagunar pela ação de correntes flúvio-lagunares. Este fato está

associado a episódios de nível relativo lagunar mais alto, em ambiente de baixa energia e com elevada carga fluvial de sedimentos.

O resultado da análise granulométrica das amostras do Depósito lagunar, coletadas em margens da laguna, é exposto na Tabela 15. As amostras analisadas são compostas por uma mistura de cascalho, areia e lama. A M_z variou entre silte grosso (SIR49, amostra correspondente à paleolaguna) e areia grossa (SIR04 e SIR37), com índice médio da distribuição do depósito igual a $1,87 \phi$ (areia média). O σ_1 médio dos sedimentos lagunares é pobre ($1,77 \phi$), apresentando valores entre muito pobremente ($2,34 \phi$) e pobremente selecionado ($1,44 \phi$). A Sk_1 de todas as amostras é muito positiva, com valores entre 0,70 e 0,79. A K_G oscilou entre platicúrtica e leptocúrtica (0,69 a 1,14) com índice médio de 0,82, o que qualifica a curva média do Depósito lagunar como platicúrtica.

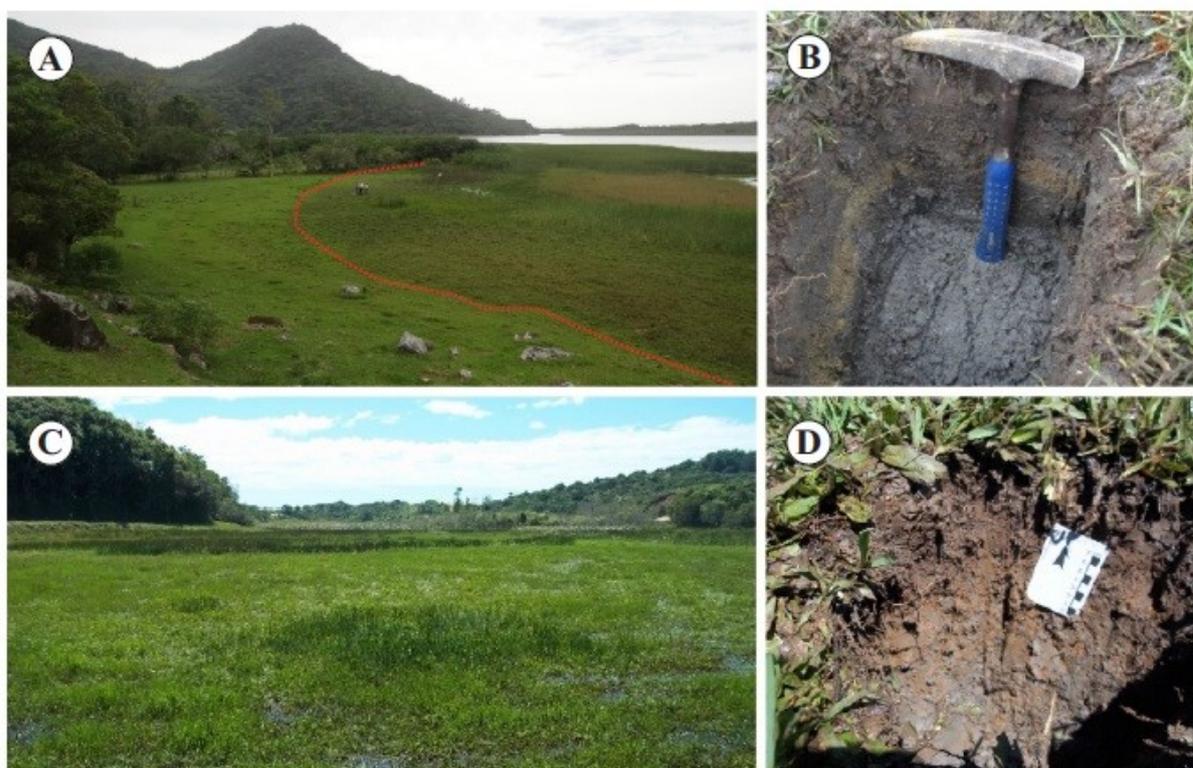


Figura 33: Depósito lagunar. **A.** Panorama geral de terraço lagunar identificado às margens da laguna do Macacu, visada para sudeste, ponto de amostragem SIR04. Nesta imagem é possível a identificação de duas fácies distintas na margem da laguna do Macacu, limitadas pela linha tracejada em vermelho. A fácies mais próxima à laguna é submetida constantemente a alagamentos. Desta maneira, seus sedimentos estão mais sujeitos ao retrabalhamento pela água. **B.** Detalhe da trincheira de coleta neste ponto. **C.** Visão geral do Depósito lagunar na forma de paleolaguna observado no ponto de coleta SIR49. **D.** Visão em detalhe do sedimento amostrado neste ponto.

Tabela 15: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito de lagunar (Classificação Mz: SG = silte grosso; AG = areia grossa. Classificação σ_I : PS = pobremente selecionado; MPS = muito pobremente selecionado. Classificação Sk_I: MP = muito positiva. Classificação K_G: MP = muito platicúrtica; P = platicúrtica; L = leptocúrtica. (*) amostras não submetidas à pipetagem devido presença de lama inferior a 10%).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos*	% Silte	% Argila	Mz (ϕ)	Classificação
SIR04	25,97	67,44	6,59	-	-	0,70	AG
SIR37	24,38	70,67	4,95	-	-	0,61	AG
SIR49	0,03	61,11	-	28,47	10,38	4,30	SG

Amostra	Mediana	σ_I (ϕ)	Classificação	Sk _I	Classificação	K _G	Classificação
SIR04	0,00	1,54	PS	0,77	MP	0,69	P
SIR37	-0,08	1,44	PS	0,79	MP	0,65	MP
SIR49	3,25	2,34	MPS	0,70	MP	1,14	L

Por meio da plotagem das amostras no diagrama da Shepard (1954) os triângulos representativos das amostras SIR04 e SIR37 apresentam seus vértices posicionados entre os setores 5, 10 e 9 do diagrama, correspondentes respectivamente à areia argilosa, areia siltica e areia, o que demonstra modesta, mas relevante quantidade de lama presente. Estas amostras também apresentaram fração de grânulos superior a 3% (Fig. 34A). Os sedimentos referentes à amostra SIR49 foram classificados como areia siltica com fração de grânulos inferior a 3% (Fig. 34B).

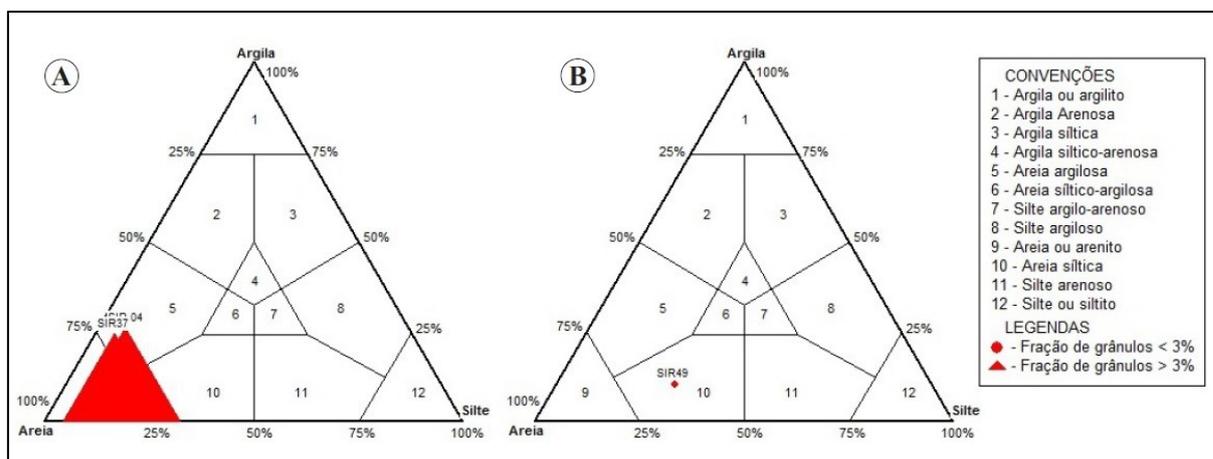


Figura 34: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos pertencentes ao depósito Lagunar. **A.** Amostras não submetidas ao método da pipetagem. **B.** Amostra processada através do método de pipetagem.

O Depósito lagunar se formou na área em regiões topograficamente depressivas, onde se desenvolveram lagunas formadas a partir da última transgressão marinha, estando relacionadas ao posterior processo de colmatação a que foram submetidas e que ainda é verificado na região estudada atualmente. Os depósitos lagunares se formaram a partir da

colmatação de corpos lagunares estabelecidos em locais abrigados e de baixa energia próximos aos cursos fluviais.

A formação e manutenção da laguna é resultado de um equilíbrio entre a chegada de sedimentos para a construção da barreira e a ação das ondas que irão retrabalhar esses sedimentos. Assim como a maioria das lagunas pertencentes ao sistema do tipo Laguna-Barreira, a laguna do Macacu exhibe forma alongada e dispõe-se mais ou menos paralelamente à linha de costa, sendo separada do oceano aberto por uma barreira. A origem desta laguna, com base no que foi explanado por Esteves (1998), é do tipo mista, formada a partir da combinação de processos geomorfológicos, como aqueles relacionados aos processos de erosão e sedimentação que isolaram antigas baías marinhas, e processos de sedimentação de uma foz de um rio que drenava para o oceano. Apoiando-se na divisão proposta por Kjerfve (1994), a qual levou em conta o grau de troca d'água entre as lagunas e o oceano, a laguna do Macacu é classificada como do tipo sufocada, uma vez que apresenta apenas um canal de comunicação com o oceano, o qual é longo e estreito e pode ser permanente ou temporário. A maré possui pouca influência no interior da laguna e os ventos são muito importantes nestes ambientes para promover a circulação e a mistura das águas.

As lagunas costeiras são mais rasas que os estuários e, desta maneira, o fundo lagunar é constantemente afetado pelo retrabalhamento por ondas. As condições hidrodinâmicas e a disponibilidade de sedimentos são os fatores mais importantes que controlam as fácies sedimentares dos depósitos lagunares. Estas fácies são demonstradas por lamas muito ricas em matéria orgânica, areias finas e conchas fragmentadas. Os sedimentos terrígenos são supridos pelos rios, pelas correntes de marés ou pelos ventos. Marcas onduladas simétricas são frequentemente encontradas próximas às margens lagunar, todavia os depósitos das porções mais centrais das lagunas são homogêneos e apresentam estratificações plano-paralelas horizontais. A presença de bioturbações, originadas por organismos animais e/ou vegetais, é bastante comum nesses depósitos sedimentares. Além disso, a disponibilidade de sedimentos nas áreas circundantes é o principal fator que controla a colmatação completa de uma laguna, processo bastante evidente que tem se desenvolvido na laguna do Macacu.

5.1.3.2.2 Depósito paludial

O Depósito paludial consiste em um ambiente de baixa energia, encontrado em locais fechados, pouco profundos, redutores e com circulação restrita de suas águas, assim como os

depósitos lagunar e deltaico intralagunar (Fig. 35). Ocorre em regiões protegidas ao longo da margem leste da laguna do Macacu, sendo periodicamente inundado por águas salobras, podendo estar sujeito a atuação das marés. Apresenta-se na forma de terraços em áreas alagadiças, com estrutura maciça, coloração marrom escura e grande quantidade de matéria orgânica em decomposição, originada a partir de associações vegetais específicas.

A amostra do Depósito paludial analisada é formada por uma mistura de cascalho, areia fina e lama com grande quantidade de matéria orgânica, a qual compôs 90,6% da amostra. Conforme os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), a M_z dos sedimentos clásticos é areia fina (2,04 ϕ) e o σ_I é pobremente selecionado (1,43 ϕ). A Sk_I é negativa (-0,28) e a K_G é mesocúrtica (1,05) (Tabela 16).



Figura 35: Depósito paludial. **A.** Visada para oeste do terraço paludial identificado na margem leste da laguna do Macacu no ponto de amostragem SIR05. **B.** Visada para leste do terraço paludial do mesmo ponto. **C.** Detalhe do sedimento coletado.

Tabela 16: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica da amostra superficial do Depósito paludial. (Classificação M_z : AF = areia fina. Classificação σ_I : PS = pobremente selecionado. Classificação Sk_I : N= negativa. Classificação K_G : M = mesocúrtica).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos	M_z (ϕ)	Classificação	Mediana
SIR 05	3,01	90,01	6,98	2,04	AF	2,35
Amostra	σ_I (ϕ)	Classificação	Sk_I	Classificação	K_G	Classificação
SIR 05	1,43	PS	-0,28	N	1,05	M

Através do diagrama da Shepard (1954) a amostra foi classificada como areia com fração de grânulos superior a 3% (Fig. 36).

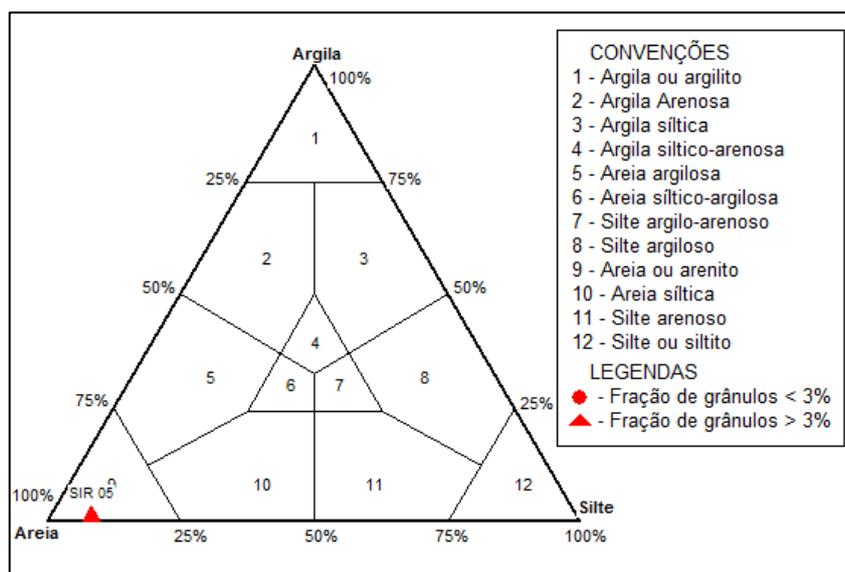


Figura 36: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos associadas ao Depósito paludial.

Conforme mencionado por Caruso Júnior (1995), as fácies que compõem esse depósito englobam turfeiras, pântanos e terrenos alagadiços, constituídas por turfas ou depósitos de lama muito ricos em matéria orgânica em decomposição, derivada de associações vegetais específicas, com origem relacionada ao processo natural de colmatação de corpos aquosos costeiros, os quais vão sendo progressivamente vegetados, à medida que suas lâminas d'água diminuem a profundidade. Além disso, a formação e evolução geológica desse depósito se relaciona às transgressões e regressões marinhas, em base às variações relativas do nível do mar ocorridas nos últimos 5,1 a 5,6 Ka AP, associadas ao sistema do tipo Laguna-Barreira IV. Ainda, este ambiente redutor apresenta a capacidade de produção de gás sulfídrico (H_2S) e metano (CH_4), o que ocasiona o odor característico destas áreas.

A tendência evolutiva da laguna do Macacu pode ser correlacionada com a observada por Tomazelli & Villwock (2000) ao estudarem o sistema do tipo Laguna-Barreira IV na PCRS. Os autores relataram que ao longo da existência deste sistema deposicional os ambientes lagunar e paludial coexistiram contíguos um ao outro ou gradando espacial e/ou temporalmente uns nos outros. Esta gradação temporal laguna-lago-pântano costeiro marca uma tendência evolutiva entre estes componentes do sistema. Essas transformações são moderadas por quatro mecanismos principais, que controlam não somente a velocidade com

que ocorre o processo evolutivo, mas também a natureza textural e composicional das fácies que se acumulam nesses ambientes deposicionais. Esses mecanismos controladores são representados pelas modificações do nível de base regional, incluindo o lençol freático, que acompanharam as flutuações do NRM ao longo do Holoceno; pelo avanço da vegetação marginal dos corpos aquosos; pelo aporte de sedimentos clásticos trazidos pelos rios; e pela migração das dunas eólicas livres que avançam pelo flanco leste destes ambientes.

Essa interpretação “laguna-lago-pântano” pode ser observada na sequência sedimentar dos testemunhos coletados as margens do sistema lagunar em depósitos paludiais. Consistem em fácies lagunares gradando para fácies de deposição paludial típica de pântanos costeiros. O testemunho mais profundo atingiu 3 m de profundidade (SIRT03), onde dos 3 a 0,5 m consistem de sedimentos compostos por silte e areia muito fina de cor acinzentada, com indicadores fósseis carbonáticos concentrados nos níveis de 3 a 2,5 m (Fig. 37). Estes fósseis são em sua maioria moluscos gastrópodes do gênero *Helobia*. Este gênero de molusco é típico de ambientes lagunares e ocorre no testemunho em excelente estado de preservação, indicando pouco ou nenhum retrabalhamento (Fig. 38).

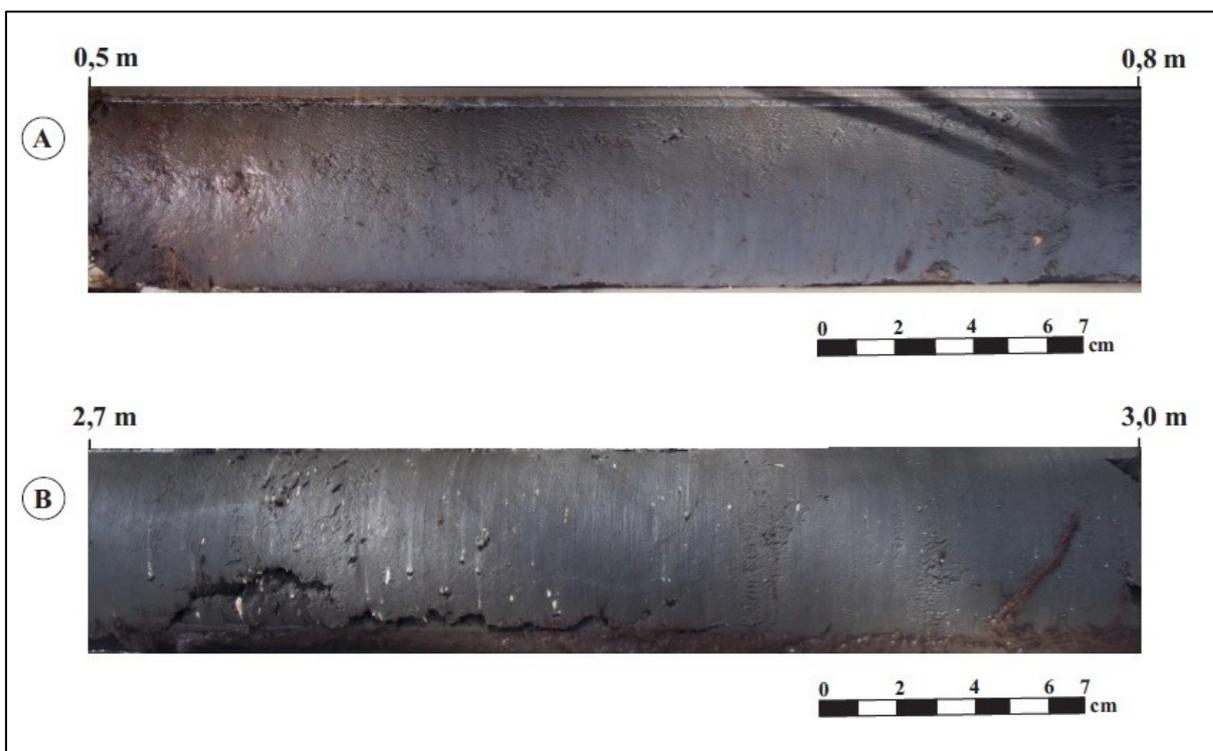


Figura 37: Testemunho coletado no ponto SIRT03. **A.** Depósito paludial (sedimentos de coloração marrom, à esquerda) gradando para o Depósito lagunar (sedimentos de coloração acinzentada) a partir dos 0,5 m de profundidade. **B.** Depósito lagunar com níveis ricos em material carbonático, o qual se concentra de maneira mais expressiva a partir dos 2,5 m de profundidade.



Figura 38: Molusco gastrópode do gênero *Helobia*, típico de ambientes lagunares, localizado a cerca de 2,5 m de profundidade e exibindo excelente estado de preservação.

5.1.3.2.2.3 Depósito deltaico intralagunar

O Depósito deltaico intralagunar integra deltas construtivos formados no interior da laguna do Macacu, constituindo sedimentação mista fluvial e lagunar, a partir de cargas consideráveis de sedimentos fluviais acumulados no fundo da laguna. Os deltas intralagunares da área são sistemas transicionais que se formaram na desembocadura de um corpo d'água, onde a carga sedimentar transportada pelo rio superou a sua dispersão pelos agentes atuantes na bacia receptora, representada pela laguna.

Os deltas intralagunares ocorrem de maneira pontual ao longo da margem norte, leste e, especialmente, oeste da laguna do Macacu, recebendo sedimentos provenientes das drenagens do Embasamento cristalino e dos depósitos de encosta. Foram identificados cinco deltas intralagunares principais (Fig. 39). Devido à dificuldade de acesso não foram coletadas amostras referentes a esse depósito. Os deltas intralagunares foram identificados através da análise de imagens de satélite. Assim como exposto por Castro & Castro (2008), pode-se observar que o sistema deltaico intralagunar é formado por uma porção subaérea, composta pela planície deltaica, agradante, e por uma porção subaquosa, constituída pela frente deltaica, progradante sobre o prodelta.



Figura 39: Principais deltas intralagunares identificados nas margens norte, leste e oeste da laguna do Macacu indicados pelos pontos em vermelho (Fonte: *Google Earth*, 2016).

5.1.3.2.2.4 Depósito fluvial praiar

O Depósito fluvial praiar ocorre pontualmente ao longo da margem leste do rio Siriú, que corresponde ao canal de ligação entre a laguna do Macacu e o oceano (Fig. 40). Esse depósito apresenta aspecto maciço e presença de matéria orgânica acumulada em sua superfície, provavelmente de origem antrópica. É composto por sedimentos provenientes da ação conjunta de processos relacionados ao ambiente lagunar, marinho e também, de maneira menos expressiva, ao ambiente eólico da Barreira IV.

As amostras correspondentes ao Depósito fluvial praiar são compostas quase que completamente por areias (Tabela 17). A M_z de todas as amostras analisadas é areia fina ($2,38 \phi$), com valores em ϕ variando entre $2,28 \phi$ e $2,54 \phi$. O σ_1 médio do depósito Fluvial Praiar é moderadamente selecionado ($0,51 \phi$), possuindo valores de desvio-padrão entre $0,62 \phi$ e $0,46 \phi$. A Sk_1 das amostras varia entre negativa e aproximadamente simétrica ($-0,20$ a $-0,04$). Os valores da K_G estão entre platicúrtica e mesocúrtica ($0,85$ a $1,07$) com índice médio de $0,94$, o que qualifica a curva média do Depósito fluvial praiar como mesocúrtica.



Figura 40: Depósito fluvial praial. **A.** Visão geral de praia analisada na margem leste do rio Siriú, visada para norte, ponto de coleta SIR32. **B.** Detalhe da trincheira de amostragem neste ponto. **C.** Visão geral da praia identificada na margem leste do canal do rio Siriú, visada para sudoeste, ponto SIR46. **D.** Detalhe do sedimento amostrado neste ponto.

Tabela 17: Parâmetros estatísticos obtidos através da análise granulométrica das amostras superficiais do Depósito fluvial praial. (Classificação Mz: AF = areia fina. Classificação σ_1 : MS = moderadamente selecionado; BS = bem selecionado. Classificação Sk₁: N= negativa; AS = aproximadamente simétrica. Classificação K_G: P = platicúrtica; M = mesocúrtica).

Amostra	% Cascalho	% Areia	% Finos	Mz (ϕ)	Classificação	Mediana
SIR 32	-	99,81	0,19	2,28	AF	2,29
SIR45	-	98,52	1,48	2,54	AF	2,62
SIR46	-	99,98	0,02	2,32	AF	2,32
Amostra	σ_1 (ϕ)	Classificação	Sk ₁	Classificação	K _G	Classificação
SIR 32	0,46	BS	-0,04	AS	0,85	P
SIR45	0,62	MS	-0,20	N	1,07	M
SIR46	0,44	BS	-0,05	AS	0,90	P

A classificação de todas as amostras através do diagrama da Shepard (1954) é areia com fração de grânulos inferior a 3%. Observa-se o completo enquadramento das amostras SIR32 e SIR46 na mesma frequência da fração areia, aparecendo no triângulo sobrepostas uma a outra (Fig. 41).

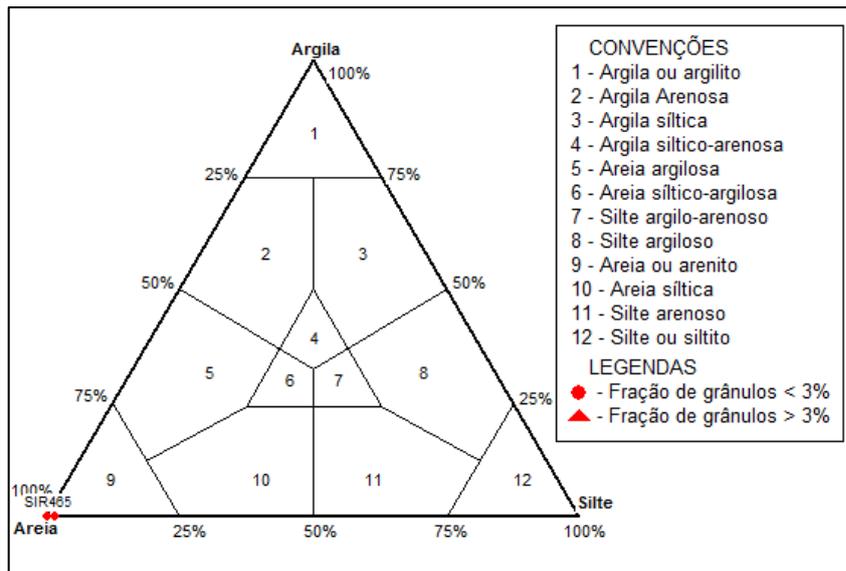


Figura 41: Diagrama triangular de Shepard (1954) para a classificação textural das amostras de sedimentos associadas ao Depósito fluvial praiial.

As praias fluviais compõem depósitos de material não consolidado, essencialmente arenoso e acumulado na área perimetral entre a terra e o canal de ligação entre a laguna do Macacu e o oceano. Os sedimentos são retrabalhados por processos contemporâneos associados a ondas, ventos, marés e correntes geradas por esses agentes.

5.2 ESTRATIGRAFIA

A planície costeira adjacente à laguna do Macacu apresenta a ocorrência de unidades geológicas pertencentes a dois domínios fundamentais: rochas do embasamento cristalino e depósitos do sistema deposicional continental e transicional. A coluna estratigráfica proposta neste estudo apresenta 11 unidades geológicas, uma correspondendo ao Embasamento cristalino, três referentes ao sistema deposicional continental e sete ao sistema deposicional transicional. As idades variam entre o Neoproterozoico e o Holoceno, conforme apresentado na coluna abaixo (Quadro 1). O mapa geológico dos depósitos quaternários do entorno do Macacu é apresentado a seguir (Fig. 42). Este mapa foi produzido a partir das observações de campo e dos resultados da análise granulométrica expostos nos itens anteriores.

Quadro 1: Coluna estratigráfica proposta para a planície costeira da área de estudo.

Domínio geológico	Sistema deposicional/Suíte	Sub-sistema/Unidade	Unidade Geológica/ Tipo de Depósito	Idade	
Planície Costeira	Transicional do tipo Laguna-Barreira IV	Barreira IV	Eólico	Quaternário	Holoceno
			Marinho praial		
		Laguna IV	Fluvial praial		
			Deltaico intralagunar		
			Paludial		
			Lagunar		
	Transicional do tipo Laguna-Barreira III	Barreira III	Eólico		Pleistoceno superior
	Continental ou de Leques Aluviais	-	Fluvial		Quaternário indiferenciado
			Leque aluvial		
			Coluvial		
Embasamento	Suíte Paulo Lopes	Gabro Silveira	Embasamento cristalino indiferenciado	Mesozoico	
		Granitoides Garopaba		Neoproterozoico	
		Granito Paulo Lopes			

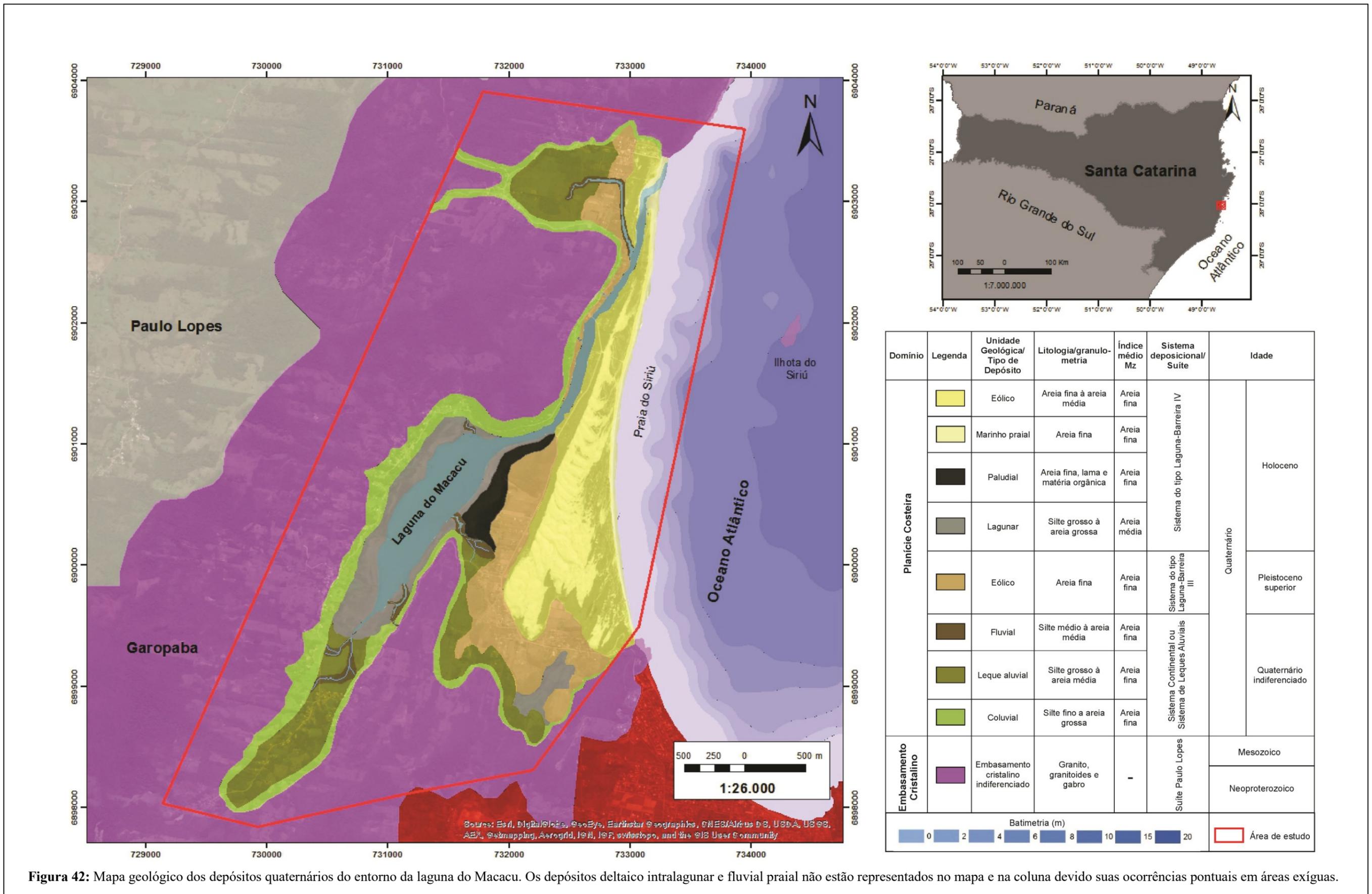


Figura 42: Mapa geológico dos depósitos quaternários do entorno da laguna do Macacu. Os depósitos deltaico intralagunar e fluvial praiar não estão representados no mapa e na coluna devido suas ocorrências pontuais em áreas exíguas.

5.3 PALEOGEOGRAFIA

As unidades geológicas superficiais dos sistemas deposicionais da área de estudo estão relacionadas a idades do Quaternário indiferenciado, Pleistoceno superior e Holoceno, assim como apresentado na coluna estratigráfica proposta. De acordo com trabalhos prévios é possível inferir a ocorrência em subsuperfície de depósitos remanescentes do Pleistoceno em áreas adjacentes a região estudada. Estas unidades são representadas pelos estágios 1 e 2. Os demais estágios ocorrem na forma de depósitos aflorantes na área.

Com base na interpretação das unidades geológicas são propostos seis estágios geoevolutivos para a planície costeira do entorno da laguna do Macacu.

Neste contexto, foram produzidos mapas da área de estudo com simulações do comportamento do NRM nos estágios propostos, buscando representar de forma objetiva a configuração morfológica da área ao longo de sua evolução no Quaternário. Para tanto são apresentados os mapas na seguinte ordem:

Estágio geoevolutivo 1 – Pré-Quaternário (sem representação gráfica)

Neste estágio, anterior a 2 Ma AP, possivelmente o NRM alcançou níveis mais elevados do que o atual, provocando a erosão do Embasamento cristalino indiferenciado pela ação marinha. Tendo em vista que durante este estágio o NRM alcançou as altitudes do conjunto do embasamento, ao longo deste evento se formaram ilhas e baías, cujas litologias pré-existentes estavam sendo erodidas por processos marinhos.

Estágio geoevolutivo 2 – Quaternário indiferenciado (sem representação gráfica)

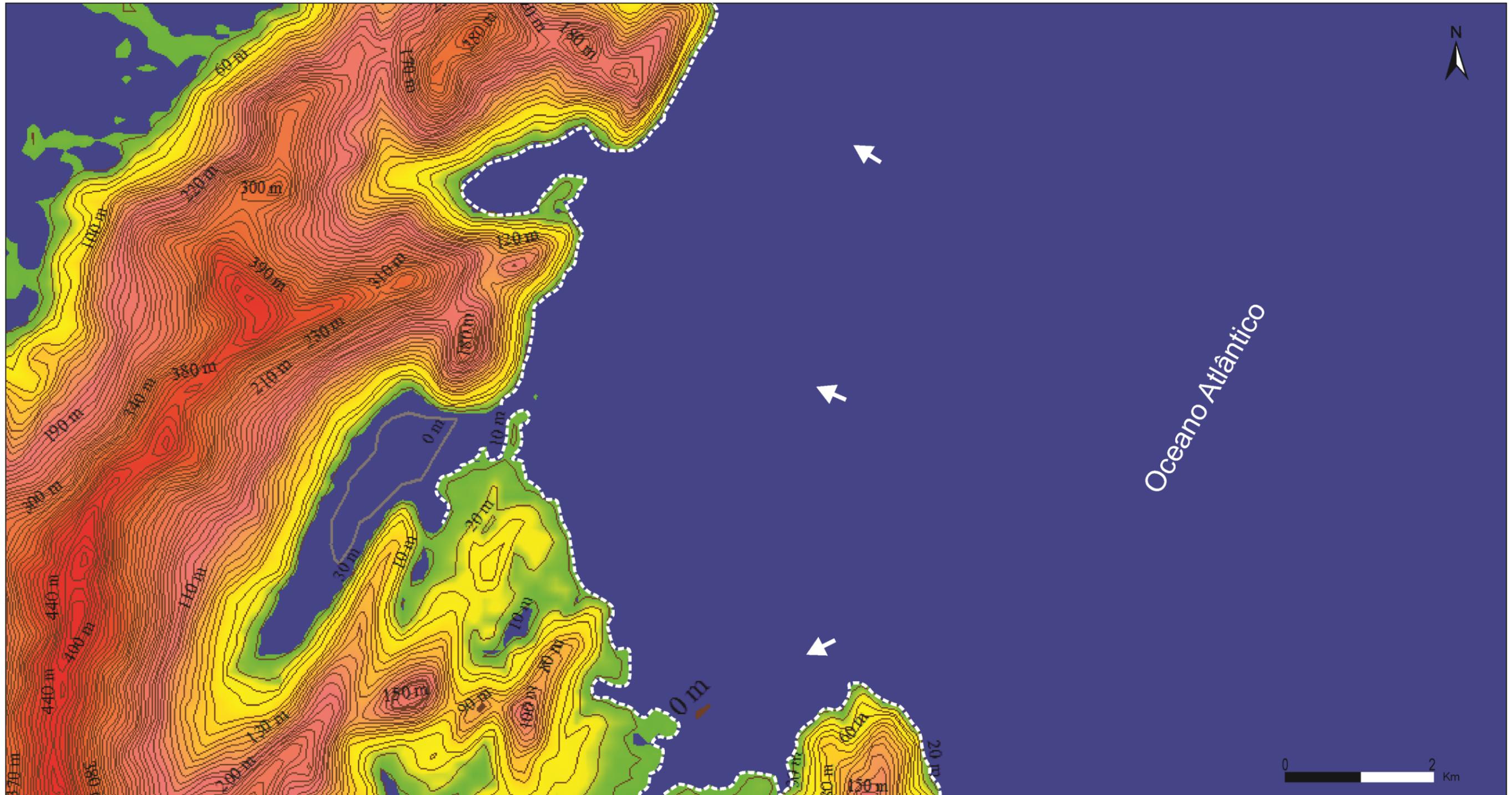
Ocorreu o recuo do nível do mar, que após ter erodido parte do Embasamento cristalino indiferenciado, iniciou a acumulação de material detrítico e conseqüente estabelecimento e formação dos depósitos coluvial, de leque aluvial e fluvial da área de estudo.

Estágio geoevolutivo 3 – Último Máximo Transgressivo Pleistocênico (Fig. 43)

Estágio geoevolutivo 4 – Último Máximo Regressivo Pleistocênico (Fig. 44)

Estágio geoevolutivo 5 – Máximo Transgressivo Holocênico (Fig. 45)

Estágio geoevolutivo 6 – Fase Regressiva Holocênica/Recente (Fig. 46)



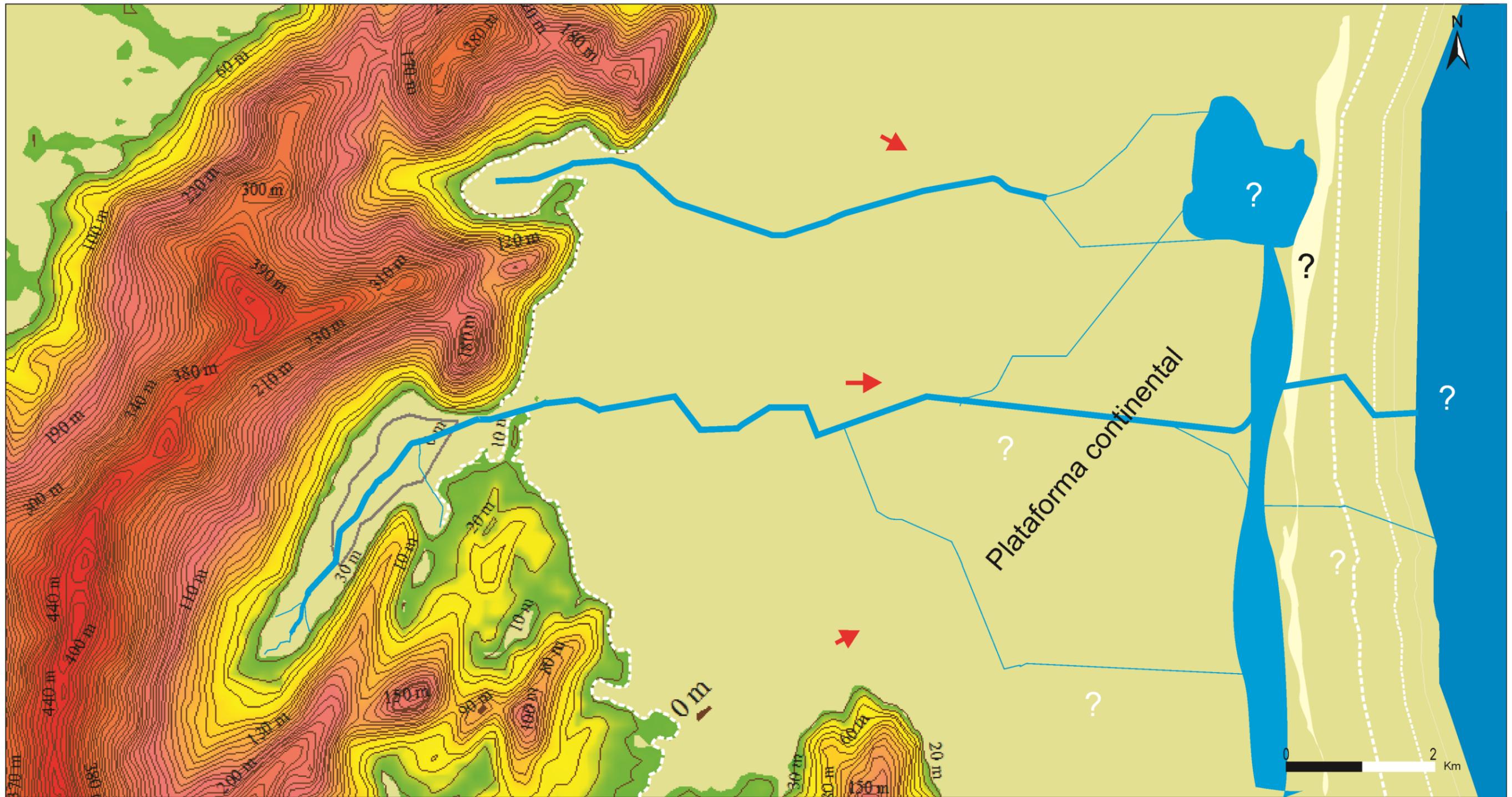
Legenda

Escala topográfica		270 - 500 m		Nível do mar subindo
		90 - 260 m		Nível do mar descendo
		80 - 20 m		Provável linha de costa
		1 - 20 m		Laguna do Macacu
		Nível de base		

Estágio geoevolutivo 3 – Último Máximo Transgressivo Pleistocênico

O NRM durante o Pleistoceno atingiu o seu último máximo transgressivo no Pleistoceno superior, em torno de 120 KaA.P., com cotas estimadas de 8 ± 2 m acima das condições do n.r.m atual. Este evento provavelmente atuou na erosão dos depósitos preexistentes, como a base dos depósitos Colúviais e de Leques Aluviais, e posteriormente o estabelecimento de acumulação de sedimentos marinhos pleistocênicos.

Figura 43: Simulação do comportamento do NRM durante o Último Máximo Transgressivo Pleistocênico.



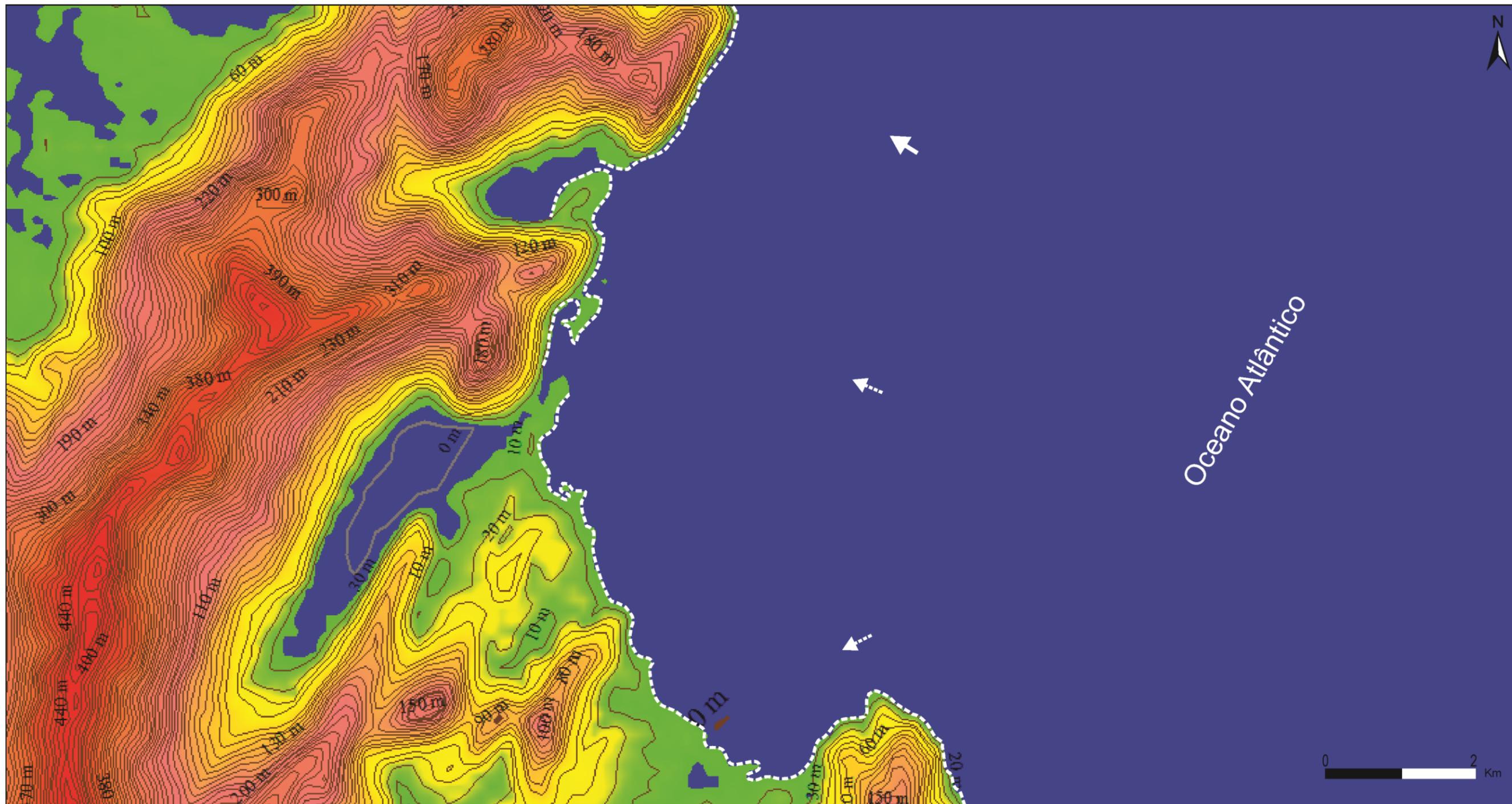
Legenda

Escala topográfica		270 - 500 m		Nível do mar subindo
		90 - 260 m		Nível do mar descendo
		80 - 20 m		Provável linha de costa
		1 - 20 m		Laguna do Macacu
		Nível de base		

Estágio geoevolutivo 4 – Último Máximo Regressivo Pleistocênico

Subsequente ao evento transgressivo Pleistocênico o nível do mar voltou a recuar. Neste estágio o NRM atingiu níveis próximos à atual borda da plataforma continental há cerca de 17,5 Ka A.P. Este evento possibilitou a formação de extensas planícies, com ocorrências expressivas de depósitos Eólicos com grandes extensões recobrando os depósitos marinhos pleistocênicos representados pela Barreira III.

Figura 44: Simulação do comportamento do NRM durante o Último Máximo Regressivo Pleistocênico.



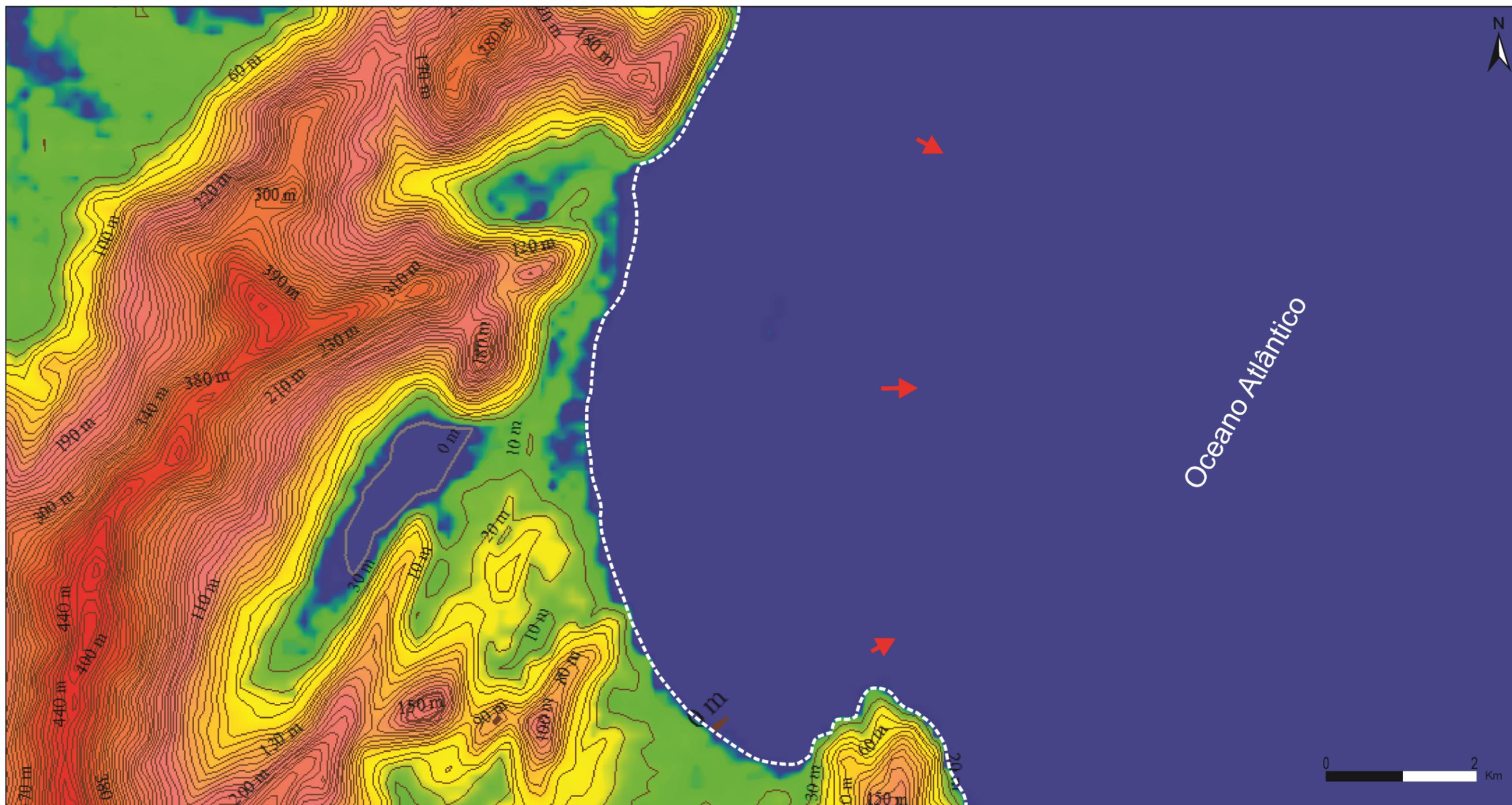
Legenda

Escala topográfica		270 - 500 m		Nível do mar subindo
		90 - 260 m		Nível do mar descendo
		80 - 20 m		Provável linha de costa
		1 - 20 m		Laguna do Macacu
		Nível de base		

Estágio geoevolutivo 5 – Máximo Transgressivo Holocênico

Após o evento regressivo do Pleistocênico o NRM voltou a subir, atingindo a cota atual em torno de 7 KaA.P.. A máxima elevação do nível do mar ocorrida durante o Holoceno é documentada há cerca de 5,6 KaA.P., alcançando cotas entre 2 m e 5 m acima do nível médio atual, com estimativa de 4 m na costa catarinense. Essa transgressão proporcionou a erosão e o retrabalhamento das porções superficiais dos depósitos formados anteriormente, como o Marinho Praial e o Eólico pleistocênicos, e subsequente acúmulo e sobreposição do depósito Marinho Praial holocênico.

Figura 45: Simulação do comportamento do NRM durante o Máximo Transgressivo Holocênico.



Legenda

Escala topográfica	 270 - 500 m	 Nível do mar subindo
	 90 - 260 m	 Nível do mar descendo
	 80 - 20 m	 Provável linha de costa
	 1 - 20 m	 Laguna do Macacu
	 Nível de base	

Estágio geoevolutivo 6 – Fase Regressiva Holocênica/Recente

Posteriormente ao evento Transgressivo Holocênico o nível do mar entrou em queda, promovendo a progradação da barreira e regressão da linha de costa originando os depósitos Eólicos recobrendo os depósitos Marinheiros Praiais. Concomitante, formaram-se os demais depósitos pertencentes ao sistema do tipo Laguna-Barreira IV, representados pelos depósitos Lagunar, Paludial, Deltaico Intralagunar e Fluvial Praial. Vale ressaltar que os depósitos Holocênicos continuam se formando na linha de costa ainda nos dias atuais, sendo referidos por muitos autores como depósitos do “Recente”.

Figura 46: Simulação do comportamento do NRM durante a fase Regressiva Holocênica/Recente.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os depósitos sedimentares quaternários que compõem o entorno da laguna do Macacu representam um complexo de ambientes deposicionais, que constituem o Embasamento cristalino e os depósitos que evoluíram ao longo do Quaternário como consequência de mudanças climáticas, oscilações do nível do mar e processos sedimentares costeiros característicos.

Durante o estudo foram definidas 11 unidades geológicas para a área, as quais foram denominadas como: Embasamento cristalino, depósitos coluvial, de leque aluvial, fluvial, eólico do Pleistoceno superior, lagunar, paludial, deltaico intralagunar, fluvial praial, marinho praial e eólico do Holoceno.

Os depósitos coluvial e de leque aluvial são compostos por uma mistura de sedimentos cascalhosos, arenosos, sílticos e argilosos, apresentando baixo grau de seleção e médias da distribuição 2,56 ϕ e 2,63 ϕ (areia fina), respectivamente. Isso se deve a ação conjunta da dinâmica dos processos pluviais e da ação da gravidade envolvidas em sua acumulação. O Depósito fluvial apresentou amostras muito pobremente à moderadamente selecionadas com média da distribuição 2,55 ϕ (areia fina), envolvendo sedimentos retrabalhados pela ação da água no curso fluvial.

Os sedimentos pertencentes ao Depósito lagunar apresentam textura predominante arenosa, com média da distribuição 1,87 ϕ (areia média) e pobre grau de seleção. Este depósito é formado a partir da colmatação de corpos lagunares estabelecidos em locais abrigados e de baixa energia próximos aos cursos fluviais. O Depósito paludial se encontra em regiões protegidas ao longo da margem leste da laguna e é formado por uma mistura de sedimentos areno-lamosos e matéria orgânica em decomposição, apresentando baixo grau de seleção e 2,04 ϕ (areia fina) como média da distribuição. Os sedimentos do Depósito fluvial praial são moderadamente a bem selecionados, com média da distribuição 2,38 ϕ (areia fina). Os depósitos eólico do Pleistoceno superior, eólico do Holoceno e marinho praial são constituídos por sedimentos arenosos, com médias da distribuição 2,58 ϕ ; 2,28 ϕ e 2,50 ϕ (areia fina), respectivamente. Os sedimentos eólicos são em geral bem a muito bem selecionados, devido à ação dos ventos envolvida em sua acumulação. Os sedimentos marinhos praias estão sob a ação de agentes como ondas, correntes, marés e ventos, sendo bem selecionados.

A evolução paleogeográfica da planície costeira do entorno da laguna do Macacu está intimamente relacionada às variações do NRM que ocorreram ao longo do Quaternário,

associadas à formação de dois sistemas deposicionais distintos: o continental e o transicional do tipo Laguna-Barreira.

Os diferentes estágios transgressivos e regressivos ocorridos durante o Quaternário, e que caracterizaram a área de estudo, desenvolveram um ciclo evolutivo de sedimentação costeira semelhante ao ocorrido na PCRS, representada pelos sistemas do tipo Laguna-Barreira. Apresenta, contudo, particularidades decorrentes em especial dos fatores fisiográficos da área. Ao passo que na PCRS estão bem representados os sistemas do tipo Laguna-Barreira I, II, III e IV, no entorno da laguna do Macacu foram mapeados apenas depósitos pertencentes à Barreira III e ao sistema do tipo Laguna-Barreira IV. Além disso, pode-se supor que o quadro da evolução paleogeográfica da planície costeira da área envolve um conjunto evolutivo bastante dinâmico, em que os processos não dependeram somente das oscilações do NRM. Outros fatores como a disponibilidade de sedimentos no ambiente, a batimetria da plataforma continental interna, a energia das ondas incidentes e a configuração da linha de costa também compuseram elementos importantes e que contribuíram para a evolução da planície costeira da área estudada.

É bastante evidente a ocorrência do processo natural de colmatação da laguna e a presença de paleocanais, indicativos de antiga existência de fluxo, o qual se tornou inativo com a evolução da laguna. Assim como observado por Tomazelli & Villwock (2000) em estudos do sistema do tipo Laguna-Barreira IV na PCRS e por Caruso Jr. (1995) no litoral Sudeste catarinense, os ambientes lagunar e paludial coexistem adjacentes um ao outro ou gradando espacial e temporalmente, marcando, dessa forma, uma tendência evolutiva entre esses componentes do sistema.

As regiões costeiras são historicamente zonas geradoras de conflitos, uma vez que constituem áreas de interesses múltiplos e sobreposição de usos, como imobiliário, turístico e agrícola. Assim, a planície costeira está entre as áreas mais afetadas pelas transformações antrópicas, inserindo-se nesse foco os depósitos quaternários pertencentes à planície costeira no entorno da laguna do Macacu. Além disso, o litoral do setor estudado está inserido na Área de Proteção Ambiental (APA) Baleia Franca. O conhecimento geológico dos sistemas costeiros é indispensável para a preservação de unidades de conservação, uma vez que os recursos paisagísticos e naturais estão entre os maiores atrativos do estado de SC. Ainda, é importante ressaltar que cerca de dois terços da população mundial vive na zona costeira, a qual corresponde a menos de 15% da superfície terrestre. A ocupação humana na região da laguna do Macacu vem sendo incrementada, podendo resultar em um acelerado e desordenado

crescimento urbano, caso não exista nenhum planejamento e gestão no uso dessa área. Este cenário pode originar inúmeros processos de descaracterização geológica e da paisagem e modificações no ambiente costeiro. Com o aumento da preocupação da sociedade com a recuperação e preservação dos ecossistemas costeiros, o conhecimento sobre a composição e dinâmica das regiões litorâneas se torna imprescindível para distinguir os estressores relacionados à ocupação humana, daqueles derivados da evolução natural dessas áreas de transição entre o continente e o oceano. Desta maneira, os efeitos danosos da atuação do homem são previsíveis e ele próprio pode minimizá-los tomando medidas em tempo hábil, visto que as transformações naturais são, em geral, muito lentas.

A partir da simulação de eventos transgressivos e regressivos, conclui-se que o conhecimento sobre os aspectos geológicos da planície costeira da área de estudo se caracteriza como relevante no sentido de fornecer subsídio para previsões futuras.

Como sugestão para novos estudos sobre o Quaternário costeiro nesta área, recomenda-se a realização de testemunhos de sondagem aliada a aplicação de métodos geofísicos, como o *Ground Penetration Radar* (GPR), por exemplo, a fim de se obter informações sobre o comportamento e arquitetura dos depósitos em subsuperfície. Estudos micropaleontológicos e palinológicos também constituiriam análises importantes na determinação das características climáticas e ecológicas da região durante o passado. Além disso, o emprego de técnicas de datação, como Termoluminescência (TL), Luminescência Oticamente Estimulada (LOE) e por radiocarbono (^{14}C) também gerariam dados importantes quanto à geocronologia da área.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, D.P.V. **A evolução sedimentar do canal de São Sebastião, no litoral norte do estado de São Paulo, estudada a partir de uma abordagem sismoestatigráfica.** 2012. 97 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coast line. **Quaternary Science Reviews.** n.25, p.486-506. 2006.

ASSINE, M.L. Ambientes de Leques Aluviais. In: SILVA, A.J.de C.L.P.da; ARAGÃO, M.A.N.F.de; MAGALHÃES, A.J.C. (Orgs.). **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil.** São Paulo: Beca, 2008. p.53-71.

BITENCOURT, M. F. & NARDI, L. V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern brazilian shear belt. **Revista Brasileira de Geociências,** São Paulo, v.30, n.1. p.186-189, março. 2000.

BITENCOURT, M.F.; BONGIOLO, E.M.; PHILIPP, R.P.; MORALES, L.F.G.; RUBERT, R.R.; MELO, C.L.; LUFT JÚNIOR, J.L. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. **Revista Pesquisas em Geociências,** Porto Alegre, v.35, n.1, p.109-136. 2008.

CALLIARI, L.J. Sedimentação marinha. In: CASTELLO, J.P. & KRUG, L.C. (Eds.). **Introdução às ciências do mar.** Pelotas: Editora Textos, 2015. p.74- 111.

CAMARGO, M. G. 2005. **SYSGRAN - Análises e gráficos sedimentológicos.** Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, versão 3.0. Disponível em: <http://www.cem.ufpr/sysgran>.

CARUSO JÚNIOR, F. **Mapa geológico e de recursos minerais do sudeste de Santa Catarina.** (Texto explicativo e mapa em escala 1:100.000). Brasília: DNPM, 1995. 52p.

CASTRO, J.C.de & CASTRO, M.R.de. Ambientes Deltaicos. In: SILVA, A.J.de C.L.P.da; ARAGÃO, M.A.N.F.de; MAGALHÃES, A.J.C. (Orgs.). **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil.** São Paulo: Beca, 2008. p.171-193.

DIAS, J. M. A. **A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos.** Faro: Universidade do Algarve, 2004. 80p.

DIEHL, F.L. & HORN FILHO, N.O. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do Estado de Santa Catarina. **Notas técnicas,** v.9, 1996. p.39-50.

ESTEVEES, F.A. **Ecologia das lagoas costeiras do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba e do município de Macaé (RJ)**. Núcleo de Pesquisas Ecológicas de Macaé (NUPEM). Rio de Janeiro: Universidade do Rio de Janeiro, 1998. 464 p.

FELIX, A. **Introdução à sedimentologia**. Florianópolis: UFSC/CFH, 2015. 174 p. Apostila de aula.

FLORISBAL, L.M.; NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F.; BETIOLLO, L.M. Geoquímica das rochas máficas toleíticas da Suíte Pós-Colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do Sul do Brasil. **Revista Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v.32, n.2, p.69-79. 2005.

FOLK, R.L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. **Journal of Geology**, v.62, n.4, p.344-359. 1954.

FOLK, R.L. & WARD, W.C. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, n. 27, p. 3-27, 1957.

GABINETE DO PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL DO ESTADO DE SANTA CATARINA – GAPLAN. 1986. **Atlas do Estado de Santa Catarina**. Governo do Estado de Santa Catarina. Florianópolis: Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral.

GIANNINI, P.C.F. **Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC**. 1993. 278 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.M.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E.de. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p.235-257.

GODDARD, E. N. **The Rock-color Chart Committee**. Colorado: Geological Society Boulder, 1975.

GRÉ, J. C. R. Aspectos sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina – Brasil. **Geosul**. Florianópolis, v.4, n.8, p.92-100. 1989.

HORN FILHO, N.O. **O Quaternário costeiro da ilha de São Francisco do Sul e arredores, nordeste do estado de Santa Catarina – Aspectos geológicos, evolutivos e ambientais**. 1997. 283 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

HORN FILHO, N. O. Setorização da Província de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. **Geosul**, Florianópolis, v.18, n.35, p. 71-98, jan./jun. 2003.

INSTITUTO Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. Disponível em: <www.ibge.gov.br>. Acesso em: 05 out. 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa topográfico da folha Paulo Lopes (SG-22-Z-D-V-4)**. 1983. Escala 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa topográfico da folha Imbituba (SH-22-X-B-II-2)**. 1995. Escala 1:50.000.

KJERFVE, B. Coastal lagoon. In: KJERFVE, B. (Ed.). **Coastal lagoon processes**. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B.V., 1994. p.01-08.

KÖPPEN, W. **Climatologia**. México: Fundo de cultura Econômica, 1948. 380p.

KRUMBEIN, W. C. Size frequency distribution of sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, 4, p. 65-77, 1934.

LEAL, P.C. **Avaliação do nível de vulnerabilidade ambiental da planície costeira do trecho Garopaba-Imbituba, litoral sudeste do estado de Santa Catarina, em face aos aspectos geológicos e paleogeográficos**. 2005. 257 f. Tese (Doutorado) – Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J.M.. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Boletim IG-USP, Publicação especial (online)**, n.15, p. 01-186. 1993.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G. Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). **Cahiers O.R.S.T.O.M., ser. Geol.**, n.11, p. 95-124. 1980.

MENDES, V.R. **Cronologia e sedimentologia dos depósitos eólicos quaternários da costa catarinense entre Ouvidor e Florianópolis**. 2012. 98 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MILNE, G.A.; LONG, A.J. & BASSET, E.. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews**, v.24, n.10-11, p.1183-1202. 2005.

MOHRIAK, W. U. Bacias sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília, CPRM, 2003. p.87-165.

MOORE, P.D.; WEBB, J.A.; COLLINSON, M.E. **Pollen analysis**. England, Blackwell, 1998. 216 p.

MORAES, A. C. R. **Contribuições para gestão da zona costeira do Brasil: elementos para uma geografia do litoral brasileiro**. São Paulo: EdUSP, 1999. 229 p.

MUNICÍPIO de Garopaba. Garopaba: Prefeitura de Garopaba, 2015. Disponível em: <<http://www.garopaba.sc.gov.br>>. Acesso em: 24 set. 2015.

PAIXÃO, B.E.G.da. **Distribuição faciológica da Bacia de Pelotas**. 2012. 42 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel) – Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.

SANTA CATARINA. **Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro**. Diagnóstico Sócio Ambiental da Zona Costeira do estado de Santa Catarina (GERCO/SC). Litoral centro-sul ou setor 4. Diagnóstico geológico e geomorfológico, Florianópolis: Secretaria de Estado do Planejamento - Diretoria de Desenvolvimento das Cidades/Ambiens Consultoria Ambiental, mar. 2010. 493p.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, 24 (3), p. 151–158, 1954.

SILVA, A.B.da. **A herança geológica, a geomorfologia e a estratigrafia da barreira complexa de Passo de Torres, planície costeira sul-catarinense**. 2015. 192 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N. J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. Contrasting zircon growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador: CBPM, v.2, p.687-690.

SOUZA, C.R.G.de; SOUZA FILHO, P.W.M.; ESTEVES, L.S.; VITAL, H.; DILLENBURG, S.R.; PATCHINEELAM, S.M.; ADDAD, J.E. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E.de. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p.235-257.

STOKES, G. G. On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. **Transactions of Cambridge Philosophical Society**, Cambridge, v.9, n.1, p.8-106, 1851.

STRAHLER, A. N. **Physical Geography**. 3.ed. Nova York: John Wiley, 1967. 462 p.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Blucher, 1973. 317 p.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Blucher, 2003. 400 p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 408 p.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense (Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro). In: SUGUIO, K.; MANTIN, L.; FAIRCHILD, T.R. (Orgs.). **1978 International Symposium On Coastal Evolution In The Quaternary**, São Paulo: SBG/IGUSP, Special Publication n.1, 1978. p. 1-68.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.15, n.4, p.273-286, ago. 1985.

SUGUIO, K.; ANGULO, R.J.; CARVALHO, A.M.; CORRÊA, I.C.S.; TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A.; VITAL, H. Paleoníveis de mar e paleolinhas de costa. In: SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E. de. (Eds.). **Quaternário do Brasil**, Ribeirão Preto: Holos, 2005. p.114-129.

TESSLER, M.G. & GOYA, S.C. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo - USP**, São Paulo, v.17, p.11-23. 2005.

TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. O Cenozoico costeiro do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M. & DE ROS, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2000. p.375-406.

TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK J.A. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, Porto Alegre, n.3, p.109-115, nov. 2005.

TOMAZELLI, J.L.; DILLENBURG, S.R.; VILLWOCK, J.A. Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.3, p.474-476, set. 2000.

VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**. CECO, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, n.8, 1995. 45 p.

VILLWOCK, J. A.; LESSA, G.C.; SUGUIO, K.; ANGULO, R.J.; DILLENBURG, S.R. Geologia e Geomorfologia de Regiões Costeiras. In: SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E. de. (Eds.). **Quaternário do Brasil**, Ribeirão Preto: Holos, 2005. p.94-113.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal

Province. In: RABASSA, J. (Ed.). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, Hungary: A.A. Balkema Publishers, 1986. p.79-94.

VITAL, H.; ESTEVES, L.S.; ARAÚJO, T.C.M. de; PATCHINEELAM, S.M. Oceanografia geológica e geofísica da plataforma continental brasileira. In: SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E. de. (Eds.). **Quaternário do Brasil**, Ribeirão Preto: Holos, 2005. p.153-175.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class term for clastic sediments. **Journal of Geology**, v.30, p. 377-392, 1922.

WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**. Amsterdam, v. 56, p. 93-118, apr. 1984.