

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

**MORFOLOGIA COSTEIRA, FACIOLOGIA E GEOTECNIA NA REGIÃO DE
PUERTO JIMÉNEZ, COSTA RICA: UM ESTUDO INTEGRADO NA ANÁLISE DE
POTENCIAL DE LIQUEFAÇÃO E
EROSÃO COSTEIRA**

NATALIA ZAMORA SAUMA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso
Prof. Dr. Ricardo Norberto. Ayup-Zouain
Profª. Dra. Svetlana Medeanic

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

Agradecimentos

Gostaria agradecer às pessoas que me ajudaram de alguma maneira neste processo de mestrado:

Pelo apoio institucional que recebi nestes quase dois anos de trabalho, gostaria de iniciar com o agradecimento ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) do Brasil, porque ao fornecer este tipo de auxílio aos estudantes estrangeiros está ajudando no desenvolvimento de nosso país. A Stanley Arguedas, da ELAP, pelo apoio no processo de concorrência da bolsa. Aos colegas Aderson, Felipe, Antiqueira, Leonardo, Lisi agradeço as dicas de trabalho e discussões, das quais tanto aprendi.

Ao professor e orientador Dr. Iran C.S. Corrêa pela sua ajuda e paciência, e pelo apoio na realização de meu trabalho de campo na Costa Rica, tornando-o possível. Especial agradecimento à professora Svetlana Medeanic, por seu constante esforço e dedicação, pela ajuda com as amostras de palinologia e pelo tanto me ensinou desta disciplina e da cultura russa. Ao pessoal do Instituto de Geociências da UFRGS, especialmente aos professores e colegas do Centro de Estudos de geologia Costeira e Oceânica (CECO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, por brindarem-me com a possibilidade de utilização dos laboratórios e pelo conhecimento transmitido durante as aulas, nas saídas de campo e nos momentos compartilhados.

À *Comisión Nacional de Emergencias (CNE)* da Costa Rica, meu agradecimento, especialmente a Lidier Esquivel e Joana Méndez, pelo apoio recebido com o transporte nas saídas de campo. Aos motoristas da CNE, Sergio Ureña, Raymundo Zumbado, Javier Coto, Carlos Vargas e Danilo por dirigir a tão longo destino e até pela ajuda, algumas vezes, no campo. Especial agradecimento ao Sr. Javier Alvarado por ter ajudado na realização dos furos com DPL e no processamento das amostras. Igualmente agradeço ao Luis, do laboratório de Geotecnia da ECG, pelo auxílio no laboratório. Aos assistentes do Laboratório de Geotecnia, Natalia, Max e Diana, pela ajuda no processamento de parte dos dados de geotecnia. A Camila, porque sua ajuda no laboratório de sedimentologia no CECO foi um grande alívio. A Maribel por processar os dados de laboratório do programa e ao Gilberto pela supervisão e ajuda com as análises mineralógicas.

A Ifigenia Garita, a Gloria, Toby e ao Sr. Santiago Ovaes pela hospitalidade. A Jesús, Omar e os outros trabalhadores da Finca Corozal, que desde o início me forneceram tanto apoio na região de estudo.

A Joana Méndez, agradeço a inestimável ajuda no campo e todas as vezes que me enviou informações e deu uma mão em tudo o que precisei. A Lepolt e Paulo, pelas incontáveis vezes que me enviaram artigos e pelos conselhos de trabalho. Especialmente me sinto agradecida com meu colega e amigo Daniel M. por revisar parte desta pesquisa, *gracias*.

Ao professor Rolando Mora por dar-me as facilidades e conselhos para processar parte dos dados de liquefação desta pesquisa. Ao senhor Gastón Laporte e Julio Macías pelos conselhos no tema de liquefação. A Walter Montero pela revisão de fotografias aéreas. Em geral, ao pessoal da Escola Centroamericana de Geologia, pelo empréstimo dos equipamentos e laboratórios. Aos professores desse ensino que me brindaram algum tipo de ajuda com programas ou equipamento. A Clarita pela atenção na biblioteca da *Escuela*. A Teresita Aguilar pela descrição do exemplo paleontológico. À Sra. Veleida da biblioteca do Instituto de Geociências da UFRGS por revisar as referências desta dissertação.

Aos meus amigos hispanos, brasileiros e africanos, a família Simões, a família Llanos Zavaleta, ao grupo gauchada pelos bons momentos compartilhados e a ajuda desde o começo deste processo, os meus agradecimentos. Aos amigos do apartamento, por abrirem as portas de sua casa, foi bom dividir apartamento com vocês, vou sentir muitas saudades. A todos, amigos, conhecidos no caminho, colegas e todos os que de um jeito ou de outro me ajudaram, mesmo só compartilhando momentos ou me escutando nos momentos de tensão, meus agradecimentos!

SUMÁRIO

I. INTRODUÇÃO	- 1 -
1.1 TEMA DE ESTUDO	2
1.1.1 Hipótese	3
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	3
1.3 ASPECTOS CLIMÁTICOS E OCEANOGRÁFICOS	6
1.4 JUSTIFICATIVA	7
1.4.1 Porque estudar liquefação nesta região?	7
1.4.2 Sequências sísmicas ou eventos sísmicos significativos ocorridos entre 1900 e 2007.	8
1.5 MODELO GEOLÓGICO EVOLUTIVO PROPOSTO POR VÁRIOS AUTORES	9
1.6 ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA	11
1.6.1 Descrição estratigráfica da Península de Osa	11
II. MATERIAIS E MÉTODOS	18
2.1 ETAPAS DA PESQUISA	18
2.2 PROCEDIMENTOS DE CAMPO	19
2.3 PROCESSAMENTO EM LABORATÓRIO	20
2.3.1 Granulometria	20
2.3.2 Análise palinológica	22
2.4 ANÁLISE DE DADOS	23
2.4.1 Análise espaço-temporal das fotografias aéreas	23
2.4.2 Tratamento e análise de imagens satelitais	23
2.4.3 Análise de fácies	24
2.4.4 Análise de risco de liquefação	25
III. MARCO TEÓRICO	28
3.1 CARACTERIZAÇÕES DA ZONA COSTEIRA E ZONA PRAIAL	28
3.1.1 Fatores controladores da evolução costeira	29
3.2 EVOLUÇÃO COSTEIRA E SUA RELAÇÃO COM PROCESSOS GEOLÓGICOS	32
3.2.2 Liquefação dos solos	33
IV. ANÁLISE MORFOLÓGICA E EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA	43
4.1 BREVE DESCRIÇÃO DA GEOMORFOLOGIA REGIONAL	43
4.2 DESCRIÇÃO DA GEOMORFOLOGIA LOCAL	46
4.2.1 Zona de transição entre a região montanhosa e planície costeira e fluvial	46
4.2.2 Planície costeira	47
4.2.3 Zona de pós-praia	50
4.3 VARIAÇÕES NA LINHA DE COSTA	53
V. ANÁLISE FACIOLÓGICA	63
5.1 ANÁLISE ESTATÍSTICA	63
5.1.1 Amostras superficiais da praia moderna	63
5.1.2 Amostras superficiais da planície costeira	67
5.1.3 Amostragem de furos e colunas estratigráficas	68
5.2 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	84
VI. AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE LIQÜEFAÇÃO	91
6.1 RESULTADOS SEGUNDO CRITÉRIO GEOLÓGICO	91
6.1.1 Efeitos da Geomorfologia	96
6.2 RESULTADOS DO PROGRAMA DYNAMIC PROBING	96
6.3 AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE LIQÜEFAÇÃO COM DADOS DE LABORATÓRIO	99
6.3.1 Correção dos dados DPL	100
6.3.2 Relação de resistência cíclica: CRR	101
6.3.3 Esforço cortante cíclico: CSR	103

6.4 ÍNDICE DE LIQÜEFAÇÃO (PL) SEGUNDO IWASAKI <i>ET AL.</i> 1980	107
6.5 DISCUSSÃO DE RESULTADOS	107
VII. CONCLUSÕES	111
VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115
ÍNDICE DE FIGURAS	- 4 -
ÍNDICE DE TABELAS	- 5 -

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ZONA DE ESTUDO. A. MAPA GEOTECTÔNICO DA REGIÃO ESTUDADA. (SIMPLIFICADO DE HOERNLE, 2000 E MONTERO, 2000). B. MAPA DA COSTA RICA COM LOCALIZAÇÃO GEOGRAFICA C. MAPA DA REGIÃO DE ESTUDO COM COORDENADAS LAMBERT SUL.	5
FIGURA 2. MAPA GEOLÓGICO DA PENÍNSULA DE OSA. (MODIFICADO DE BERRANGÉ, 1989 E BUCKS & BAUMGARTNER, 2007).	17
FIGURA 3. FLUXOGRAMA DA METODOLOGIA DO PRESENTE ESTUDO.	19
FIGURA 4. FOTO DA COLETA DA AMOSTRA MM4-3108 COM TRADO MANUAL (<i>BARRENO</i>), NO MANGUEZAL DO RIO PLATANARES-PUEBLO VIEJO. COORDENADAS: 276.220 N / 540.832 E.	24
FIGURA 5. AFLORAMENTO EM PRAIA ZAPOTE. COORDENADAS: 271.000 N / 542.115 E. LOCALIDADE ONDEM FORAM COLETADAS AS AMOSTRAS PZ-CONC E M5-3008.	25
FIGURA 6. A. COLETA COM ACANALADA DO DPL. B. ESQUEMA DO DPL UTILIZADO. C. TRABALHO NO CAMPO, FURO PJ15 EM FINCA SEGOVIA (273.800 N / 540.339 E)	26
FIGURA 7. ESQUEMA DO SISTEMA PRAIAL, MODIFICADO DE SOUZA <i>ET AL.</i> (2005).	30
FIGURA 8. ILUSTRAÇÃO DA MUDANÇA QUE ACONTECE COM AS PARTÍCULAS DURANTE O PROCESSO DE LIQÜEFAÇÃO . (MODIFICADO DE ISHIHARA, 1996A).	34
FIGURA 9. FOTOGRAFIAS REPRESENTAM OS RESULTADOS POS-LIQÜEFAÇÃO	38
FIGURA 10. BASE DE ESTRUTURAS DE PILAR. (SEGUNDO BEZERRA <i>ET AL.</i> , 2005).	38
FIGURA 11. CURVAS MOSTRAM SOLOS LIQUAVEIS E NÃO LIQUÁVEIS SEGUNDO OS LIMITES DAS CURVAS. (SEGUNDO TSUCHIDA & HAYASHI, 1971).	39
FIGURA 13. VISTAS DA ESCARPA PINZÓN.	45
FIGURA 14. A. VISTA DOS TERRAÇOS T ₁ E T ₂ NA PLANÍCIE COSTEIRA PERTO DA PRAIA ZAPOTE. B. VISTA DO TERRAÇO T ₂ .	48
FIGURA 15. MAPA GEOMORFOLÓGICO LOCAL.	51
FIGURA 16. FOTO DO EL CANTIL, ESTRUTURA DE FORTE PENDENTE OBSERVADA EM PUNTARENITAS	52
FIGURA 17. FOTO DA PRAIA PRECIOSA- PLATANARES, OBSERVA-SE A DECLIVIDADE DE	53
FIGURA 20. MAPA AMOSTRAGEM.	64
FIGURA 21. FOTOGRAFIA AÉREA OBLIQUA MOSTRANDO PARTE DA REGIÃO EM ESTUDO. FONTE: SR. JORGE CARRANZA.	64
FIGURA 22. FOTOS QUE MOSTRAM PONTOS DE AMOSTRAGEM.	69
FIGURA 23. CAMADAS AFLORANTES NO ESTRÂNCIO..	70
FIGURA 24A. MAPA DE FACIES TEXTURAIIS	71
FIGURA 24 B MAPA DE FÁCIES SUPERFICIAIS	72
FIGURA 25. A-F XXX COLUNAS	77
FIGURA 26. GRÁFICO MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE LIQÜEFAÇÃO E O LÍMITE LÍQUIDO. (SEGUNDO BOULANGER & IDRIS, 2001).	95
FIGURA 27. CORRELAÇÃO ENTRE O CICLO DE ESFORÇO E O NÚMERO DE GOLPES PARA EVENTOS DE MAGNITUDE SIMILAR A 7,5 E COM UM CONTEÚDO VARIÁVEL DE FINOS.	103
FIGURA 29. MAPA POTENCIAL DE LIQÜEFAÇÃO.	110

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1. SUSCEPTIBILIDADE À LIQÜEFAÇÃO DE AREIAS ARGILOSAS E SÍLTICAS. _____	41
TABELA 2. NÚMERO DE CICLOS RELACIONADOS COM AS MAGNITUDES DO EVENTO. _____	42
TABELA 3: TIPOS DE PRAIA. (SEGUNDO SHORT, 1978). _____	50
TABELA 4. DADOS DA LOCALIZAÇÃO DE MOJONES. _____	55
TABELA 5. AMOSTRAGEM COM ACANALADA DO DPL. _____	68
TABELA 6. DADOS RECOMENDADO A SEREM UTILIZADOS NA ZONIFICAÇÃO. _____	92
TABELA 7. CORRELAÇÕES D_{50} APÓS IWASAKI <i>ET AL.</i> (1982). _____	94
TABELA 8. RELAÇÃO DA GEOMORFOLOGIA E O POTENCIAL DE LIQÜEFAÇÃO . _____	96
TABELA 9. RESUMOS DOS RESULTADOS COM DYNAMIC PROBING. SOMENTE SE APRESENTAM CAMADAS SUSCEPTÍVEIS. _____	97
TABELA 11. RESUMO DE RESULTADOS UTILIZANDO INTEGRAÇÃO DE METODOLOGIAS. _____	105
TABELA 12. RELAÇÃO DO POTENCIAL DE LIQÜEFAÇÃO SEGUNDO O VALOR PL. _____	107

RESUMO

Esta pesquisa integra aspectos diferentes da geologia dos arredores de Puerto Jiménez, sul da Costa Rica. Situado aproximadamente 380 quilômetros de San José, capital do país. O estudo compreende uma área de 28 km². As características geomorfológicas foram interpretadas de fotografias aéreas, e posteriormente trabalho de campo, envolvendo mapeo a detalhe da superfície e subsuperfície. O trabalho de campo envolveu a descrição de colunas estratigráficas e a amostragem superficial que não sobrepasou de 5-10 cm. Para a análise do subsolo foram feitos 23 testes com DPL (Penetrômetro Dinâmico Leve). Este documento de dissertação foi dividido em três secções gerais: 1) aspectos introdutórios, metodologia e aspectos gerais teóricos; 2) a descrição dos resultados, separada, também, em 3 capítulos, com sua respectiva discussão, segundo os temas de morfologia litoral, descrição e interpretação de facies e potencial liquefação, 3) conclusões e uma última parte que inclui referências e anexos. Além dos aspectos de sedimentologia e de geomorfologia o estudo atual incorpora uma análise do potencial de liquefação em sedimentos quaternários e pliocênicos. Assim, dados das granulometrias, das geomorformas, da dinâmica e das características do solo, no geral, métodos quantitativos, como a análise geotécnica da região; foram integrados para compreender a evolução tectônica da costa e de sua relação nos processos de liquefação e de erosão litoral. Sendo o alvo preliminar deste estudo, entender as mudanças na linha e na geoformas da costa, para determinar as implicações que pode ter a história geológica e a evolução do litoral no estudo de riscos costeiros potenciais, considerando especificamente, o processo de liquefação. Os dados coletados contribuem com a interpretação da evolução da costa e de seus problemas de erosão assim como, do potencial de liquefação dos sedimentos que cobrem a planície aluvional-costeira. É importante considerar que o potencial de liquefação depende não somente da atividade tectônica, mas também, dos aspectos hidrogeológicos, do tamanho do grão, da composição mineralógica e das características geomórficas, geotécnicas e geomorfológicas. O tamanho de grão e as análises palinológicas dos sedimentos mostraram a evolução da planície de cordões litorâneos, e os terraços marinhos e fluviais, que indicam mudanças paleoambientais, relacionadas aos processos tectônicos e oceanográficos. As fácies mais importantes definidas indicam principalmente ambientes e sistema estuarinos, e predominantemente do sistema praiial. Neste estudo, a região onde predominam sedimentos mais finos ao oeste da região não se apresentaram espécimes palinológicos ou não foram reconhecidos pelo fato de estarem muito meteorizados pela redeposição ou por processos erosivos. Os sedimentos representam características de imaturidade e pouco retrabalho o que indica que existem na região processos energéticos heterogêneos e percursos cortos dos rios. Com relação à geomorfologia da planície litoral, e a predominância de uma rede da drenagem que mostra um controle estrutural forte. Também, diversos alinhamentos e deflexões estruturais foram distinguidos na análise geomorfológica. A integração da informação analisada previamente deu como o resultado a criação de um mapa potencial de liquefação que identifica três zonas (potencial baixo, moderado e alto) desse processo. O potencial elevado (onde os valores do fator da segurança ou, a relação CRR/CSR, são menos de um), prevalece nas zonas da planície aluvial, das áreas de manguezal e na pós-praia, diminuindo no topo dos terraços soerguidos distinguíveis na região e na montanha.

ABSTRACT

The present work integrates different aspects of geology of the surroundings of Puerto Jiménez, located about 380 km from San José, in southern Costa Rica. The study comprises an area of 28 km², where geomorphologic characteristics were interpreted from aerial photography, and later field work, that involved detail mapping of superficial and the sub-surface. The field work involved description of stratigraphic columns, and superficial sampling done in between 5 to 10 cm. For the subsoil analysis, 23 tests were made with DPL (Dynamic Probing Light). This dissertation is divided in three parts: 1) introductory aspects, methodology and theoretical general aspects; 2) description of results, also separated, in 3 chapters, with their respective discussion, according to the subject of coastal morphology, description and interpretation of facies and liquefaction potential, 3) conclusions, references and appendix. In addition to the aspects of sedimentology and geomorphology the present study incorporates an analysis of the potential of liquefaction in Quaternary and Pliocene sediments. Data of sedimentology, geomorphology, dynamics and characteristics of soil, in specifically, quantitative methods as the geotechnical analysis of the ground; were integrated to understand the tectonic evolution of the coast and its relation with the liquefaction process and coastal erosion. The primary objective is to study the changes in the coastline in Puerto Jiménez, and to determine the implications that may have geological history, as well as the coastal evolution in the study in regards to potential coastal risks, considering specifically the process of liquefaction. The collected data provides a contribution by helping achieve a better understanding about the evolution of the coast and its problems regarding the erosion as well as, the potential of the liquefaction of the sediments that cover the alluvial-coastal plain. It is important to stand out that the liquefaction potential depends not only on the tectonic activity, but also, on the hidrogeological, grain size, mineralogy composition, geologic, geotechnical and geomorphologic aspects. The grain size and palinological analysis of sediments in the surface provide essential information about the evolution of the strand plain, and marine and fluvial terraces, which indicate the relationship between the paleoenvironmental changes to the tectonic and the oceanographic processes. The most important facies defined are constituted of sedimentary character and in some cases palynomorph assemblages indicate mainly estuarine environments and beach system deposits. In this particular region, where the study is focussed, most of the muddy sediments do not present palinological specimens or they could not be recognized since they are very weathered by erosive processes and redeposition. It is mainly consisted. The area is represented by immaturity that indicate not continuous energetic fluxes or processes and short river drainage. In relation to the geomorphology of the coastal plain, a morphologic predominance constituted by beach ridges has been recognized; the drainage network shows a strong structural control. In addition, several structural alignments and deflections were distinguished in the geomorphic analysis. The integration of the information previously analyzed provided as a result the creation of a liquefaction potential map identifying three zones of low, moderate and high potential for that process. The high potential of liquefaction (where the values of the factor of safety or, relation CRR/CSR, are less than one), prevails in the zones of alluvial plain, mangroves areas and backshore, being decreased in the upper part of the raised terraces and mountains.

RESUMEN

El presente trabajo integra diferentes aspectos de la geología en la región de Puerto Jiménez, ubicada a en la zona sur de Costa Rica a unos 380 km de San José. El estudio comprende un área de 28 km², donde se analizaron las características geomorfológicas y sedimentológicas con ayuda de fotografías aéreas, y posterior trabajo de campo, que involucró mapeo a detalle y muestreo tanto superficial como subsuperficialmente. La labor de campo involucró descripción de columnas, muestreo superficial del suelo, entre 5-10 cm, para el análisis del subsuelo se realizaron 23 ensayos con DPL (*Dynamic Probing Light*). El estudio elaborado se divide en tres partes: 1) aspectos introductorios, metodologías y aspectos teóricos generales; 2) descripción de los resultados separados, así mismo, en 3 capítulos, con su respectiva discusión, según el tema de morfología costera, descripción de facies y el potencial de licuefacción, 3) conclusiones, referencias y anexos. Además de los aspectos de sedimentología y geomorfología el presente estudio incorpora un análisis del potencial de licuefacción en sedimentos cuaternarios y pliocénicos. Datos de sedimentología, geomorfología, datos de la dinámica y características, en general métodos cuantitativos como el análisis geotécnico del suelo; fueron integrados para entender la evolución tectónica de la costa y su relación en proceso de licuefacción y erosión costera. Siendo el objetivo principal, realizar un estudio sobre los cambios en la línea de costa en puerto Jiménez, determinando las implicaciones que puede tener la historia geológica y la evolución costera en el estudio sobre potencial de riesgos, considerando específicamente el riesgo de licuefacción. Los datos obtenidos contribuyen a tener más claridad en la evolución de la costa y sus problemas de erosión así como, el potencial de licuefacción de los sedimentos que cubren la llanura aluvio-costera. Es importante resaltar que el potencial de licuefacción depende no solo de la actividad tectónica, sino también, de las características hidrogeológicas, granulométricas, composición mineralógica, geomorfología, aspectos geológicos y geotécnicos. Los análisis granulométricos y palinológicos de los sedimentos en superficie muestran información relevante sobre la evolución de la planicie de cordones arenosos, terrazas marinas y fluviales, que indican posibles cambios paleoambientales relacionados al factor tectónico y a los procesos oceanográficos. Las facies más importantes definidas están constituidas de palinomorfos y de carácter sedimentario que indican ambientes estuarino y del sistema de playa, predominantemente. En esta región en estudio se encontró que las facies de sedimentos limosos no presentan especímenes palinológicos o no pudieron ser reconocidos por el hecho de estar muy alteradas por procesos depositacionales y erosivos. Predominan en la región, sedimentos que representan inmadurez y procesos oceanográficos no homogéneos y que los ríos los transportan por un trayecto corto. En relación con la geomorfología de la planicie costera, se reconoce una predominancia morfológica constituida por cordones arenosos, una red de drenaje que muestra un fuerte control estructural. Así mismo, varios alineamientos estructurales y deflexiones fueron distinguidos en el análisis geomorfológico. La integración de la información previamente analizada dio como resultado la creación del mapa de potencial de licuefacción mediante el cual se identificó tres regiones de bajo, moderado y alto potencial de ese proceso. El alto potencial de licuefacción (donde los valores del factor de seguridad o, relación CRR/CSR, es menor que 1), prevalece en las zonas de llanura aluvial, zona de manglar y la zona tras playa, siendo inferior en la parte superior de las terrazas levantadas y la zona montañosa.

I. INTRODUÇÃO

1.1 Tema de estudo

O estudo da geomorfologia e sua relação com as flutuações do nível do mar durante o Quaternário tem sido um tema amplamente estudado pelo impacto nas populações que moram no litoral. O estudo da evolução costeira tem se desenvolvido há muitas décadas em várias regiões do mundo, utilizando, especialmente, os dados históricos existentes e pesquisas sedimentológicas e geomorfológicas assim como sua relação com processos costeiros. Com os avanços tecnológicos, o uso de imagens de satélite, dados de geofísica e equipamentos para o estudo do fundo marinho e da plataforma continental, visam contribuir no avanço destes estudos. Compreender a evolução costeira se torna cada vez mais importante, considerando-se que esta disciplina estuda tudo aquilo relacionado à formação, as mudanças e aos processos que intervêm numa zona litorânea. Esses processos que ajudam no desenvolvimento de uma região costeira podem estar relacionados a processos oceanográficos, assim como a processos extraordinários que poderiam ser considerados como anômalos ou esporádicos, tais como as tempestades, os terremotos e os tsunamis, os quais modificam a sua morfologia e em algumas regiões do mundo ocasionam fatores modeladores de grande importância (Bryant *et al.*, 1996).

Durante muitas décadas vários trabalhos, na região do litoral pacífico da Costa Rica, tem sido desenvolvidos, com o fim de comparar morfotectônica e aspectos dinâmicos da zona de subducção, no sentido dos estudos sobre deformação tectônica (Wells *et al.*, 1988; Gardner *et al.*, 1992; Pinter, 1988; Fisher *et al.*, 1998), interpretação geomorfológica (Madrigal, 1977; Battistini & Bergoeing, 1982), e comparação de terraços soerguidos e interpretação de taxas de soerguimentos (Drake, 1989; Bullard, 1995; Sak, 1999; Marshall *et al.*, 2000), focalizando-se em análise de drenagem, terraços e estruturas sedimentares e o trabalho de Alvarado (1991), sobre os *fan* deltas de Golfito. Existem poucos trabalhos que descrevem as características da zona litorânea e da praia atual, por exemplo, o importante aporte de Cárdenes (2001), direcionado para a sedimentologia de depósitos costeiros da região do pacífico central.

A evolução geológica da península de Osa (FIG.1) tem sido alvo de diversos estudos geológicos, por pesquisadores de várias partes do mundo, por ser este um local, no contexto tectônico, que pode gerar respostas e modelos das variâncias, em matéria de geodinâmica, nas zonas de subducção; tentando explicar desde a formação do embasamento, a variação entre os processos de acreção (Obando, 1986; Tournon, 1984; DiMarco, 1995), até os processos de erosão tectônica (Vannucchi *et al.*, 2003; Vannuchi *et al.*, 2004; Vannuchi *et al.*, 2006). Estes

pesquisadores basearam-se nos estudos dos sedimentos que recobrem discordantemente o embasamento do Cenozóico, especialmente do Plioceno e do Quaternário, os quais são registros dos processos geodinâmicos ocorridos nos últimos 5 Ma (Lew, 1983; Obando, 1986; Pinter, 1988; Gardner *et al.*, 1992; Sak *et al.*, 2004).

Neste trabalho se procura fazer uma análise de um processo natural decorrente de terremotos, levando-se em consideração a natureza dinâmica da Costa Rica e seu entorno ou considerando-se o fato da mesma ser uma região costeira com a evolução de cordões litorâneos.

1.1.1 Hipótese

Se parte da premissa de considerar esta região susceptível aos processos erosivos e de liqüefação.

A partir desta hipótese planejou-se esta pesquisa, tendo como **objetivo principal** o de realizar um estudo sobre as mudanças da linha de costa, integrando estudos de facies, geoformas e parâmetros geotécnicos em Puerto Jiménez; e determinar assim as implicações que podem ter a história geológica e a evolução costeira nos estudos de do potencial de fenômenos naturais, considerando-se especificamente a liqüefação.

1.1.2 Objetivos específicos

- Identificar as principais características morfológicas principais da zona costeira, numa área de 28 km², determinada neste estudo.
- Estudar as mudanças da linha de costa e da morfologia superficial nos últimos 60 anos.
- Gerar o mapa de fácies sedimentares superficiais, utilizando interpretação, corroboração de campo e parâmetros estatísticos (laboratório).
- Usar dados palinológicos para reconstrução paleoambiental dos depósitos recentes.
- Avaliar potencial de liqüefação nesta região.
- Comprovar a utilidade do equipamento DPL (*Penetrômetro Dinâmico Leve*), um método mais econômico e fácil de utilizar no campo, nos estudos de liqüefação.

1.2 Localização da área de estudo

A área de estudo encontra-se localizada entre as coordenadas 278.000 - 271.000 N e 538.000 - 542.000 E do sistema Lambert Sul (datum NAD27 Central), com base nos Mapas Topográficos do Golfo Dulce e Carate, na escala 1:50.000, do Instituto Geográfico Nacional da Costa Rica (FIG. 1).

O acesso à área de estudo é efetuado pela rota Interamericana Sul até a zona de Chacarita onde se acessa a rua municipal Chacarita-Puerto Jiménez n° 245, por aproximadamente 75 km. No inverno o acesso é dificultado pelas condições das ruas que estão pavimentadas somente em alguns trechos.

Costa Rica está localizada ao sul do istmo centro americano (FIG. 1). Parte desse istmo, a região entre Costa Rica e Panamá, está dividido entre o bloco Chorotega a NW e o bloco Choco a SE, separados por uma falha do tipo sinistral (direção NW), situada na zona do canal do Panamá.

Em frente da costa pacífica do istmo, encontra-se a estrutura morfotectônica denominada Trincheira da América Média com seu limite sul na fratura de Panamá (FIG. 1), sendo que esta geoforma é consequência da zona de subducção, onde a placa oceânica de Coco mergulha, com direção NE, para baixo da placa do Caribe, a uma taxa de deslocamento de aproximadamente 9,0 a 9,5 cm/ano (De Mets, 2001; Minster & Jordan, 1978 respectivamente), com um ângulo de 25° na região do Golfo Dulce (Arroyo, 2001), gerando um ambiente tectônico muito ativo, com processos de acreção e erosão tectônica (Meschede *et al.*, 1999; Vannuchi, 2003; Vannuchi *et al.*, 2006).

A placa litosférica de Coco está composta por uma crosta originada de duas fontes: a primeira, localizada no sudeste, foi gerada pela dorsal de Galápagos e pelo ponto quente das Galápagos e a segunda fonte é constituída pela dorsal do Pacífico Leste, no setor noroeste (Hey, 1977; vonHuene *et al.*, 1995), possui uma idade de 20-25 Ma (von Huene *et al.*, 2000). Meschede *et al.* (2000), interpretam a formação da parte sul da placa de Coco, como originada em um centro de dispersão de três eixos, em várias etapas (FIG. 1a). Estas mudanças da dinâmica, do padrão de subducção e das diferentes fontes geradoras de crosta, têm fundamental importância para entender a geologia complexa e a geodinâmica ativa da região que foi gerada em um período relativamente curto do tempo geológico (e para o interesse deste trabalho, a partir do Plioceno-Quaternário).

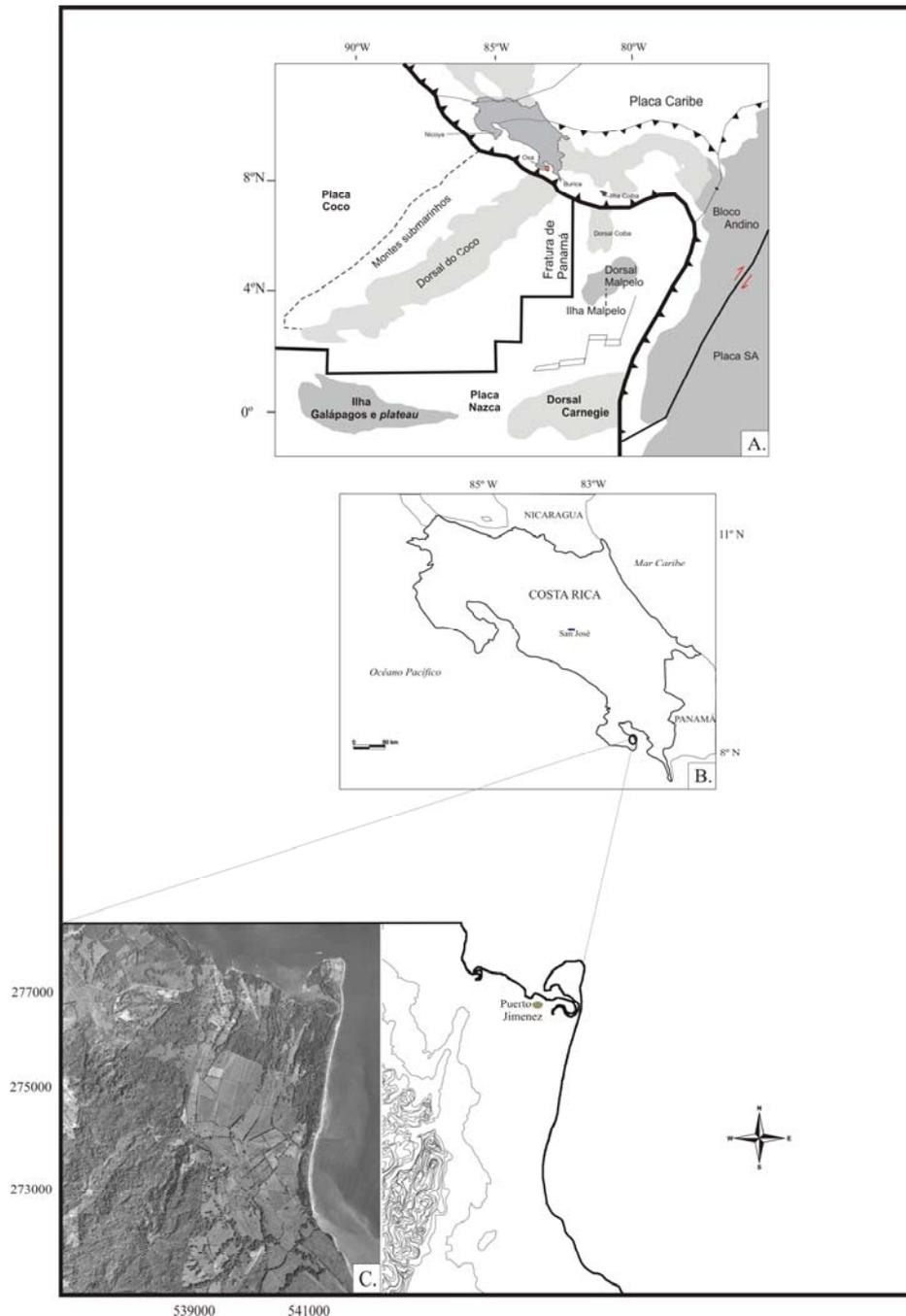


Figura 1. Mapa de localização da zona de estudo. a. Mapa geotectônico da região estudada. (Simplificado de Hoernle, 2000 e Montero, 2000). b. Mapa da Costa Rica com localização geográfica c. Mapa da região de estudo com coordenadas Lambert Sul.

A feição morfológica principal associada ao ambiente tectônico da região, é a Cordilheira (ridge) de Coco, a qual tem gerado uma estrutura dômica na placa cavalgante na região da península de Osa (von Huene *et al.*, 2000). Outra característica regional que se gerou como consequência da subducção desta cordilheira, é o efeito da taxa de soerguimento, a qual é menor no Pacífico noroeste e maior no sul do país (Protti *et al.*, 1995).

1.3 Aspectos climáticos e oceanográficos

A península de Osa apresenta um clima tropical, com registros de chuvas máximos de 5.500 mm/ano, sendo na região de Puerto Jiménez, aproximadamente 4.000 mm/ano, com duas estações bem definidas, uma chuvosa e outra seca. Esta última ocorre entre fevereiro e março (Herrera, 1985). De acordo com dados da estação Rincón do Instituto Meteorológico Nacional (IMN), os valores de umidade relativa encontram-se entre 75% e 90% respectivamente. A temperatura média máxima é de 33,5°C no mês de março e a mínima de 21,3°C no mês de janeiro (dados médios obtidos entre os anos 1989-2006).

A área estudada está sob influência dos ventos alísios, prevalecendo os ventos SSE (Bergoeing, 1978) durante todo o ano, somente na época seca os ventos SE são mais fortes, desestabilizando as partes internas do Golfo Dulce. Segundo Lei (2002), existem dois sistemas de vento que controlam o clima do Golfo: Corrente de Costa Rica e Ventos de Intercâmbio do Caribe, sendo a corrente de Costa Rica a que traz ventos SW para o Golfo na época chuvosa e parte da época seca (março-abril).

As marés no Golfo Dulce são irregulares, do tipo semidiurnas, variando aproximadamente 3 m (costa do tipo mesomaré segundo Davies, 1964; 1980). Segundo Lei (2002), aparentemente existe um fluxo preliminar com circulação em sentido anti-horário de leste para norte do Golfo, descendo pelo oeste.

As correntes marinhas no Golfo Dulce são muito fracas, se comparadas com as correntes de outros golfos tropicais, mas mesmo assim, na zona do Golfo, estas podem ter um papel mais importante que alguns rios e mesmo que as ondas (Lei, 2002) e determinou que a direção da corrente de saída do Golfo Dulce é principalmente através da parte oeste da desembocadura do mesmo, devido às correntes marinhas e a interação das correntes de maré, que apresentam direção NE, durante o período de enchente.

Quirós (1989), descreve três regiões principais de correntes residuais no Golfo Dulce. Na zona interna predominam correntes lentas (menores que 0,5cm/s), na região norte entre Puerto Jiménez e Golfito ocorrem fortes correntes que geram redemoinhos durante as marés altas, e na região da desembocadura do Golfo existem correntes muito fortes, as quais são influenciadas pelas marés externas (Oceano Pacífico).

1.4 Justificativa

As regiões costeiras são áreas onde, em um raio de 200 km da linha costeira, mora aproximadamente 50% da população mundial (UNEP, 2005), essas áreas possuem um valor ecológico e mesmo econômico, devido as atividades que ali se desenvolvem tais como o turismo, a pesca, entre outros. Além da preocupação de se entender melhor as consequências que possam ter as mudanças do nível do mar nas comunidades, estejam relacionadas ao câmbio climático ou à atividade tectônica. Esses fatores têm importância na preservação ou erosão das regiões costeiras.

Na Costa Rica, a maior concentração de população encontra-se longe das costas, não porém existem cidades de importância econômica tanto no lado Atlântico quanto no lado Pacífico, com um crescente desenvolvimento litoral desmedido, decorrente do turismo. Pelo anteriormente mencionado, existe a necessidade de reforçar estudos integrais que permitam às instituições concernentes, conhecer as causas e as consequências dos processos geodinâmicos que intervêm no entorno ambiental em que vivemos. Por este motivo, a importância da investigação e do conhecimento das zonas dinamicamente complexas, como a região de Puerto Jiménez (FIG. 1). Paralelamente a este conhecimento geodinâmico está a urgência de poder integrar o conhecimento científico e a prática, para assim gerar planos de gerenciamento costeiro e prevenção de desastres.

Neste aspecto, o interesse maior é atingir um desenvolvimento sustentável nas áreas litorâneas levando em conta o enfoque geológico e oceanográfico integrado que nem sempre tem sido considerado. A pesquisa que se apresenta tenta integrar o conhecimento da evolução hidrodinâmica e da classificação de fácies texturais para entender os processos sedimentológicos que agiram, junto com a caracterização geomorfológica da zona costeira, os quais têm sido o arcabouço para os elementos de estudos de perigos naturais (*natural phenomena*), enfocando-se aqui basicamente à erosão costeira e aos processos de liquificação.

1.4.1 Porque estudar liquificação nesta região?

Esta é uma região como se infiere da informação acima descrita, é uma região vulneravel às consequências que possam gerar os terremotos. Em geral Costa Rica tem várias localidades nas que se conhece o processo de liquificação. Os principais estudos realizados na Costa Rica, sobre liquificação, foram elaborados por Taylor (1994) que estudou os parâmetros gerais da geologia incluindo dados de geotecnia e da atenuação da aceleração. Mora & Yasuda (1994), estudaram os efeitos no solo, produto do terremoto ocorrido no Caribe da Costa Rica em 1991, o qual também teve consequências no noroeste panamenho (Camacho & Víquez, 1994). Na cidade de Alajuela,

Flores *et al.* (1996), realizaram um estudo de microzonificação sísmica, integrando parâmetros geológicos, dinâmica de solos e modelagem matemática. Laporte (1995), avaliou os estudos de metodologias analíticas e empíricas para serem aplicadas em estudos de liquificação e de deslocamento horizontal, induzidos por sismos. Hernández (2002), apresenta uma zonificação do potencial de liquificação para o Pacífico Central da Costa Rica, Chacón (2002), para a Península de Nicoya, Araya (2003), para a região Atlântica e Pérez (2005), para a região de Cartago.

Após estudos de Mora & Yasuda, (1994) foram confirmados processos de liquificação durante o terremoto do dia 22 de abril de 1991, em três ambientes de deposição, especialmente nas planícies aluviais, vários quilômetros, terra adentro, se registraram deslocamentos laterais dos solos, observando-se nos caminhos a ebulição de areias (*sand boils*); – nas barras arenosas, ao longo de caminhos construídos na parte posterior destas; e -nas zonas costeiras, especialmente ao longo das desembocaduras de rios e nas pontes. Nesse terremoto as conseqüências ocasionadas pela liquificação foram: queda de pontes, rachaduras e fendas nas estradas, deslizamentos, deslocamento horizontal e rompimento de estruturas.

1.4.2 Seqüências sísmicas ou eventos sísmicos significativos ocorridos entre 1900 e 2007.

São apresentados os eventos sísmicos ocorridos na zona sul da Costa Rica e alguns com seu epicentro localizado na fronteira com o Panamá, os quais que tiveram impacto importante na aceleração do solo na região em estudo. As informações apresentadas dos sismos são as de magnitudes maiores que 5 na escala Richter (ANEXO A). Se expõem de modo descritivo as varias seqüências ocorridas próximas a zona com influência da magnitude dos sismos que podem ocorrer na região.

Um evento importante na região de Osa, ocorreu o dia 5 de dezembro de 1941, com seus maiores efeitos em Palmar Norte, em Puerto Jiménez e toda a península onde a intensidade do sismo foi de IX (Mercalli), em Golfito e Palmar a intensidade foi de VIII. Se registrou uma magnitude Ms 7,5 e com replicas de até Ms 6,9 (Kelleher *et al.*, 1973) e se reportou liquificação na região de Osa (I. Arroyo, com. pess., 2007).

Entre os terremotos mais relevantes registrados, próximos da região em estudo, está o sismo ocorrido o dia 2 de abril de 1983 com uma Ms 7,2 (Güendel & McNally, 1986; Adamek *et al.*, 1987), localizado no extremo leste do Golfo Dulce, com o epicentro localizado a menos de 14 km de Puerto Jiménez.

Em 1990 apresentou-se uma seqüência de sismos no setor oeste da península de Osa. No dia 27 de abril de 1990, ocorreu o sismo de maior magnitude com uma Ms 5,2, com o epicentro a 28 km de profundidade (Barquero & Rojas, 1994 em Arroyo, 2001).

Em 1996 ocorreu uma seqüência de sismos importantes na região em que ocorreu o sismo de abril de 1983, o qual foi relocalizado por Güendel & McNally (1986). Na seqüência de 1996, o maior sismo teve magnitude de 4,9. O plano de falha determinado, segundo o alinhamento das réplicas do evento principal (Boschini, 1996 em Arroyo, 2001), é predominantemente inverso, com rumo de N75°W e outro a NNE. Segundo Arroyo (2001), esses hipocentros se concentraram na região de Puerto Jiménez, entre praia Zapote e rio Tigre, com profundidades entre 0 e 10 km. Foram registradas estas informações são possivelmente as de maior relevância para os estudos do potencial de liquefação na região, pelas intensidades descritas na escala de Mercalli.

Arroyo (2001), com dados obtidos da rede sismológica de Boruca, resume a seqüência sísmica entre fevereiro e março de 1999, em Puerto Jiménez e, em janeiro de 2000 em Golfo Dulce. Estes não sobrepasaram os 5,0 graus de magnitude local (Mc) e Mc 4,7 entre os 3 e 8 km de profundidade, respetivamente.

Nos dias 1º e 2 de maio do ano de 2006, ocorreram sismos entre 4,9 e 5 Mw (RSN-ICE, 2006) no *Boletín Informativo de la Red Sismologica Nacional (RSN)*.

1.5 Modelo geológico evolutivo proposto por vários autores

A região sul da Costa Rica, objetivo deste estudo, em consequência ao descrito na seção anterior, é uma das áreas geologicamente mais ativas do país, com interação de três placas tectônicas: Coco, Caribe e Nazca.

Vários modelos têm sido propostos para explicar a evolução tectônica da península de Osa, na Costa Rica, baseados na integração de dados obtidos da tectonofísica, sismologia, geoquímica e sedimentologia, oriundos da variedade de processos que aconteceram após a abertura do Atlântico Médio, quando o istmo centroamericano não existia. Vários estudos têm sido feitos em relação à complexa reconstrução da evolução das placas tectônicas segundo anomalias magnéticas (Hey, 1977; Lonsdale & Klitgord, 1978; Wilson & Hey, 1981; Meschede *et al.*, 1998; Meschede & Barckhausen, 2001).

Parte da história geológica se inicia com a formação da crosta oceânica e a posterior fragmentação da placa Pacífica Leste no Cretáceo tardio ou Cenozóico superior. Neste ponto se

localizava a placa *Farallón* que foi dividida, no Mioceno (Lonsdale, 2005), na placa Gorda e nas placas Coco e Nazca, ao longo de uma fractura pré-existente; a qual é hoje conhecida como escarpa Grijalva 5°S (Hey, 1977). Desta zona de fratura originou-se o centro de dispersão Cocos-Nazca, conhecido também como Complexo Dorsal das Galápagos (Hey, 1977; Lonsdale & Klitgord, 1978), o qual formou as dorsais (*ridges*) assísmicas de Malpelo, Coco e Carnegie. (FIG. 1a).

Após a fragmentação da placa *Farallón*, processos de acreção e erosão tectônica foram modificando a configuração do istmo, tal como a migração do ponto triplo que está (Lonsdale & Klitgord, 1978).

A cordilheira de Coco atingiu a zona de subducção há aproximadamente 1 Ma (Lonsdale & Klitgord, 1978; Gardner *et al.*, 2002; Fisher *et al.*, 2004), entre 0,5 e 3 Ma (Vanucchi *et al.*, 2006), e tem gerado taxas de soerguimento mais altas que outras zonas pais (Corrigan *et al.*, 1990; Gardner *et al.*, 1992). Outros autores (De Boer *et al.*, 1995; Grafe *et al.*, 2002; Vannucchi *et al.*, 2003; MacMillan *et al.*, 2004) consideram, a partir de estudos de tectonofísica, de geoquímica e de mudanças de deposição, que o início da subducção da cordilheira ocorreu de 3 a 6 Ma. Estudos anteriores consideram a chegada da cordilheira na zona de subducção há uns 8 Ma (Rivier, 1985; Abratis & Worner, 2001). Isto é importante devido que na zona de estudo o início deste processo de subducção originou a morfologia atual da área estudada e após a subducção da cordilheira, ocorreu a exumação dos ofiolitos do Cretáceo superior–Eoceno inferior e do Osa-Caño Melange (Eoceno-Mioceno médio), na península de Osa (Vanucchi *et al.*, 2003 e 2006).

A península de Osa forma parte do arco externo da América Central Meridional, com embasamento no Cretáceo tardio a Terciário inferior (Barritt & Berrange, 1987), sendo caracterizada como um segmento obduzido da crosta oceânica (Baumgartner *et al.*, 1984) formada nas Galápagos. O período em que dominou o processo de acreção terminou quando o ponto triplo migrou *offshore* da fronteira atual entre a Costa Rica e o Panamá e, o *leading edge* da cordilheira de Coco, arribou na trincheira de subducção, causando a transição para o processo de erosão tectônica (Vannucchi *et al.*, 2003). A região sul da área está limitada por zonas de sutura (DiMarco *et al.*, 1995), correspondentes as bordas dos blocos acrecidos do *melange*, termo definido por Raymond (1984) como blocos exóticos descontínuos, heterogêneos. Sinão fossem exóticos seriam “unidades desmembradas” e não *melanges*.

Geomorfologicamente, a península de Osa, pode ser caracterizada como uma formação de *pedemonte*, típica do Pacífico Costarricense, espalhada ao longo do limite tectônico do antearco e do arco (frente) magmático desta margem convergente (Wells *et al.*, 1988).

Pinter (1988) e Gardner *et al.* (1992) propõem um modelo flexural para entender a deformação vertical da placa Caribe, isto com base na estratigrafia Plioceno e Quaternária integrando no modelo dados da idade, e elevação do depósito, profundidade de deposição e paleo-nível do mar, estes autores concluíram que a taxa de soerguimento decresce de 6,5 mm/ano para 2,1 mm/ano, seguindo um rumo de S a NE da península.

1.6 Esboço geológico da área

Entre os primeiros trabalhos referentes aos estudos geológicos da região sul da Costa Rica estão os trabalhos de Olsson (1942) e de Terry (1941), os quais estudaram a península de Burica, localizada, aproximadamente, a 40 km ao leste da região do presente trabalho. Terry (1941) define, pela primeira vez, as formações Burica, Charco Azul e Armuelles. Posteriormente Olsson (1942), realiza uma análise paleontológica dessas formações, assinalando idades Mioceno superior - Plioceno inferior, Plioceno e Pleistoceno respectivamente. Terry (1956) menciona a presença de calcário com macroforaminíferos, de idade Eocênica, na península de Burica.

Aportes valiosos têm se dado na tectônica, efeitos paralelos aos mencionados acima, muitos deles resumidos em pesquisas recentes de Vannuchi, *et al.* (2003; 2004; 2006) e MacMillan *et al.* (2004), não coincidindo com alguns aspectos do modelo de Kriz (1990) e Berrangé (1989).

1.6.1 Descrição estratigráfica da Península de Osa

Um das principais discussões foi o mapeamento dos afloramentos ígneos e sua correlação com o Complexo de Nicoya que aflora especificamente na região noroeste do país. Descreve-se este complexo pela importância que este tem no arcabouço geológico da Costa Rica, mesmo que em trabalhos recentes se conclui que este não aflore nas proximidades da região em estudo, como foi descrito anteriormente por vários autores.

1.6.1.1 Complejo de Nicoya

Esta agrupação geológica aflora em vários pontos do país, especificamente ao longo da península de Santa Elena (noroeste da Costa Rica), também na península de Nicoya, parte da

península de Osa, na península de Burica e em algumas regiões do Pacífico Central, especificamente nos promontórios de Quepos e Herradura, até na região de Azuero no Panamá (Dengo, 1962). Este complexo tem sido estudado por diversos autores que descrevem diferenças significativas em sua origem.

O primeiro em definir o *Complejo* de Nicoya formalmente foi Dengo (1962). Caracteriza-o como uma associação ofiolítica, formada por basaltos, diabásios, gabros e radiolaritos. A idade deste Complexo tem sido amplamente discutida. Baumgartner (1984) lhe confere uma idade Calloviense até Santoniano médio a Campaniano inferior, idade que diminui no centro e sul do país. Outros importantes aportes no estudo deste Complexo foram os de Heningsen (1966) e Tournon (1984).

Para a região de Osa, Tournon (1984) descreve os afloramentos como de doleritos e menciona a presença de gabros no rio Madrigal, além de anfibolitos foliados, radiolaritos e doleritos, no rio Tigre, no centro da península em San Pedrillo, entre Cabo Matapalo e Salsipuedes. Azéma *et al.* (1981), descrevem sedimentos do Neógeno, calcário e material vulcânico básico. A idade da acumulação do ofiolito seria, segundo Obando (1986), Maastrichtiano-Paleoceno inferior até Oligoceno superior. E a idade do processo de acreção seria Oligoceno superior até Plioceno.

1.6.1.2 Complexo Ígneo de Osa

Foi definido como *Complejo Rincón* por DiMarco *et al.* (1995) e posteriormente por Denyer *et al.* (2006). Sugere-se que a unidade ígnea fez parte de uma dorsal assísmica semelhante à de Coco (Hauff *et al.* 1997; 2000; Vannuchi *et al.* 2006). Observa-se a presença de basaltos em almofadas deformados (Vannuchi *et al.*, 2006). Este Complexo consiste de montes submarinos acrescidos à margem (Denyer *et al.*, 2006; Vannuchi *et al.*, 2006). Foi dividido em 5 domínios por Buchs & Stucki (2003), estes são Rincón, Esquinas, Sabalo, Rancho Quemado e Golfito.

Se tem interpretado estes, como segmentos obduzidos de uma bacia de tras-arco, relacionada a subducção ao sul, no Oligoceno. (Berrangé & Thorpe, 1988). Os trabalhos de Hauff *et al.* (2000) e Hoernle *et al.* (2002), reconhecem diferenças nas suites entre Golfito (92-75 Ma) e o *Complejo* de Nicoya. Compatíveis com Galápagos, segundo Hauff *et al.* (1997) e que representam a partes da borda da Provincia Ignea do Caribe, CLIP, (Sinton *et al.*, 1997); diferentes dos afloramentos de Osa que representam rochas formadas durante o Paleoceno e

Eoceno e que foram posteriormente acrecionadas, há 25 Ma, à margem pacífica. Denyer *et al.* (2006) sugerem o Terreno Golfito como um *plateau* oceânico acrescido e Vannuchi *et al.* (2006) o considera uma continuação do Complexo de Nicoya ou da borda da Província Ígnea do Caribe (CLIP), interpretação esta baseada em Duncan & Hargraves (1984); Frisch *et al.* (1992); Hauff *et al.* (1997; 2000); Meschede *et al.* (1999); Sinton *et al.* (1998) e Hoernle *et al.* (2002).

1.6.1.3 Osa *Melange*

O Complexo Acrescido Osa-Caño, foi definido por DiMarco (1994) e DiMarco *et al.* (1995) e estudado também por Buchs & Stucki (2001), e Buchs (2003). Este Complexo foi redefinido como o Prisma Acrescido Caño-Osa por Denyer *et al.* (2006).

Para estudar a origem da Península é importante entender o Osa *Melange*, o qual é formado por uma assembléia dominada por basaltos, cherts e calcários de idade Eoceno – Mioceno médio e cuja origem e significado tem sido amplamente discutido.

Entre as teorias de formação do Osa *Melange*, se tem:

1. Originado de um *debris flows* que foi posteriormente acrescido à margem (DiMarco *et al.* 1995);
2. Considera o *mélange* tectônico como um produto de erosão no processo de subducção e disrupção da cunha da margem (*margin wedge*) preexistente (Meschede *et al.*, 1999);
3. Deslizamento de olistostromos da placa cavalgante na trincheira (o material original foi depositado na trincheira antes de ser acrescido por *offscraping* ao longo do talude inferior (Buchs & Baumgartner, 2007, Denyer *et al.*, 2006);
4. Segundo Vannucchi *et al.*, (2006), o *mélange* tectônico foi acrescido por subducção antes do deslocamento da Cordilheira de Coco, por meio de falhamento inverso e por soterramento tectônico de montes submarinhos até cadeias de montanhas submarinhas. Estes autores analisam o *underplating* com as profundidades relacionadas as fácies dos xistos verdes ou seja, representa a disrupção das litologias oceânicas exóticas a margem, com metamorfismo durante o soterramento por subducção e *underplating* (Vannucchi *et al.*, 2007).

Determinou-se que os radiolaritos, localizados a NW da península de Osa, datam do Paleoceno tardio ao Eoceno médio. Os mais jovens (Eoceno médio) afloram nas proximidades do cabo Matapalo. Pelos dados obtidos de foraminíferos, considera-se que a acreção foi

possivelmente no Eoceno médio-tardio a Mioceno médio (Buchs & Baumgartner, 2007). Observa-se uma continuidade deste prisma entre a península e a ilha do Caño.

1.6.1.4 Inconformidade do Terciário

O período entre o Eoceno médio e o Plioceno médio está representado por um *gap* de informação estratigráfica, considerado como uma inconformidade, possivelmente devido a processos de soerguimento e erosão no Terciário médio, os quais removeram os depósitos do Oligoceno e Mioceno.

1.6.1.5 Grupo Osa

Foi redefinido formalmente por Berrangé (1989), baseando-se em uma cartografia geológica detalhada e em estudos micropaleontológicos. Este grupo substitui o que originalmente foram as formações Charco Azul e Armuelles, originalmente definidas por Terry (1941) e a Formação Punta La Chancha (Lew, 1983), mas somente para os sedimentos estudados em Osa (Berrangé, 1989). Corrigan (1986) propõe num estudo na península de Burica três subunidades, considerando-as como parte da Formação Charco Azul.

Esta é uma seqüência tipo grauvacas, de conglomerados, arenitos, limonitos e argilitos semiconsolidados a litificados gradados, de cor cinza esverdeado, com grande quantidade de matéria orgânica. Apresenta idade Plioceno médio a superior, a qual se põe discordante sobre o Complexo de Nicoya e por sua vez sobreposta, discordantemente pelos depósitos Quaternários inconsolidados do Grupo Puerto Jiménez (Berrangé, 1989). Depositado em ambientes sedimentares que variam desde fácies fluviais, estuarino-deltaica, plataforma até marinho profundo, depositados numa bacia *pull apart* e *tip wedge*, com 800 m de espessura (Barrit & Berrangé, 1987).

A seqüência sedimentar encontra-se discordantemente sobre um embasamento de rochas andesíticas, que se observa na península de Burica, Osa e a ilha de Cofiba, no Panamá. A seqüência sedimentar tem como base a Formação Burica, constituída por arenitos e com gradação transicional até arenitos azuis, conglomerados e siltitos pretos da Formação Charco Azul. A Formação Armuelles, constituída por uma seqüência de conglomerados, siltitos cinzas e arenitos, ocorre discordantemente sobre a Formação Charco Azul (FIG. 2).

Formação Charco Azul

Esta unidade foi caracterizada paleontologicamente por Olsson (1942), Hoffstetter *et al.* (1960). Foram efetuadas análises de foraminíferos (Bolivina, Valvulineria e da família Orbulinidae) por Coryell & Mossman (1942), indicando uma idade pliocênica.

Litologicamente consiste em arenitos azuis de granulometria grossa, contendo pequenos nódulos concrecionais com veios de conglomerados e em maior parte de lutitos com alta porcentagem de foraminíferos, além de concreções de calcário. Na parte superior tem-se lutitos pretos betuminosos (Obando, 1986). Estes sedimentos do Neogeno da região de Burica são considerados como formação Charco Azul, a qual é dividida em três unidades por Corrigan (1986); Coates *et al.*, (1992): Peñitas, Burica (ambas do Plioceno) e Armuelles, esta última do Pleistoceno.

A parte basal da formação é um conglomerado que contém principalmente clastos ígneos. Na seqüência média e superior se observa a presença de xisto e siltitos com plantas e camadas de lignito, além de abundante fauna marinha (moluscos e foraminíferos), que indicam ambiente desde raso a profundo (Berrangé, 1989).

a- O membro Peñitas é a parte basal da seqüência e está composto por conglomerados vulcânicos e areias com até 30 m de espessura. Nos arenitos foram descritos macrofósseis de águas rasas. Estes sedimentos estão sobrepostos por folhelhos de coloração azul esverdeado, de idade Pliocênica.

b- O membro Burica tem 2.500m de espessura e apresenta intercalações de conglomerados vulcânicos, arenitos e lutitos, característicos de turbiditos que contém assembléias fósseis indicadoras de ambientes marinho profundo, com idade Plio-Pleistocênica. As litofácies mais comuns são conglomerados resedimentados e turbiditos vulcanoclásticas de granulometria fina.

c- O membro pleistocênico Armuelles, forma a parte superior da seqüência e está composto de rochas pouco consolidadas e intercaladas, as quais variam desde siltitos, arenitos a arenitos conglomeráticos. Caracterizada por fragmentos de conchas e abundância de moluscos. A origem pode estar relacionada com fluxos de gravidade e correntes de turbidez.

Formação Armuelles

Foi nomeada por Terry (1941), mas foi analisada paleontologicamente pela primeira vez, por Olsson (1942). A parte superior da seqüência, que Corrigan (1986) considera na formação Charco Azul como membro, foi previamente designada como formação (Olson, 1942; Terry, 1956).

Esta foi descrita em Sprechmann (1984) como lutitos pretos estratificados com foraminíferos e arenitos. Sua parte basal está constituída por conglomerados consolidados com clastos de andesito e jaspe intercalados com arenitos azuis. Estas intercalações são sobrepostas por argilitos com foraminíferos, camadas de linhitos, folhas e pedaços de madeira. A parte superior da seqüência se caracteriza pela presença de arenitos e uma grande variedade de moluscos, apresentando uma espessura máxima de 1.220 m.

Deposição do Grupo Osa, segundo a proposta de Berrangé (1989), é produto de falhas de deslocamento com componente vertical que originaram a bacia *pull apart*.

Formação Punta La Chancha

Foi definida informalmente pela primeira vez por Lew (1983) Incluída por Coates *et al.* (1992) no membro Peñitas. Esta formação apresenta seqüências conglomeráticas, calcárias, areníticas e siltíticas. Na seqüência inferior, afloram grauvas conglomeráticas, estratificadas e mal selecionadas. A seqüência média, consiste principalmente de siltitos e estratificações de areias, com 140 m de espessura. A seqüência superior é composta de grauvas calcárias, com granulometria grossa a média. Resultado da subsidência no Plioceno médio em Osa, que desenvolveu uma bacia ENE-WSW na qual os sedimentos se depositaram discordantemente sobre os basaltos e posteriormente sobre os turbiditos da Formação Punta La Chancha (sendo seus melhores afloramentos em Punta La Chancha e Quebrada Hedionda). Em alguns pontos se observam dobras (slump) de 15 a 20 cm de amplitude (Lew, 1983).

1.6.1.6 Grupo Puerto Jiménez

Definido e utilizado somente por Berrangé (1989), varia em idade desde Pleistoceno tardio até Holoceno (Barrit & Berrangé, 1987). Em estudos posteriores foi caracterizado como uma seqüência cronoestratigráfica (Gardner *et al.*, 1992). Corresponde com o que vários autores têm definido como sedimentos do Quaternário superior não diferenciado (Coates *et al.*, 1992; Tournon & Alvarado, 1997; Buchs & Stucki., 2001; Buchs & Baumgartner, 2007).

No leste da península, região de interesse deste estudo, afloram principalmente depósito do Plioceno e Quaternário, que Gardner *et al.* (1992), dividiram em duas seqüências cronoestratigráficas, consistindo a seqüência I em areias e cascalhos relativamente inconsolidadas com idades entre 0 e 7.150 anos AP. A seqüência II, consiste em siltitos e areia siltíficas, seixos com lamas consolidadas e conglomerados semilitificados, fraturados e imbricados, de idade Pleistoceno tardio. Esta seqüência pode ser subdividida em três subunidades baseando-se em dados de radiocarbono que definem bem os limites entre a Unidade I (20.140 AP - 26.770 AP), a Unidade II (29.780 AP - 35.290 AP) e a Unidade III maiores que 36 000 AP.

1.6.1.7 Formação Marengo

Definida por Sak *et al.*, (2004), esta formação está restrita a uma pequena região no oeste da península e é caracterizada como depósitos do Pleistoceno tardio, depositados num ambiente marinho raso; e não são correlacionáveis com os depósitos do lado leste da península. Considera-se que esta formação coincide com um rebaixamento do nível do mar, a qual hoje se encontra a 75 m acima do nível do mar atual. Esta seqüência fossilífera caracterizada por ser “*fining upward*” está sobreposta discordantemente sobre no *Melange* de Osa. Tem uma idade entre 27 ~ 50 ka.

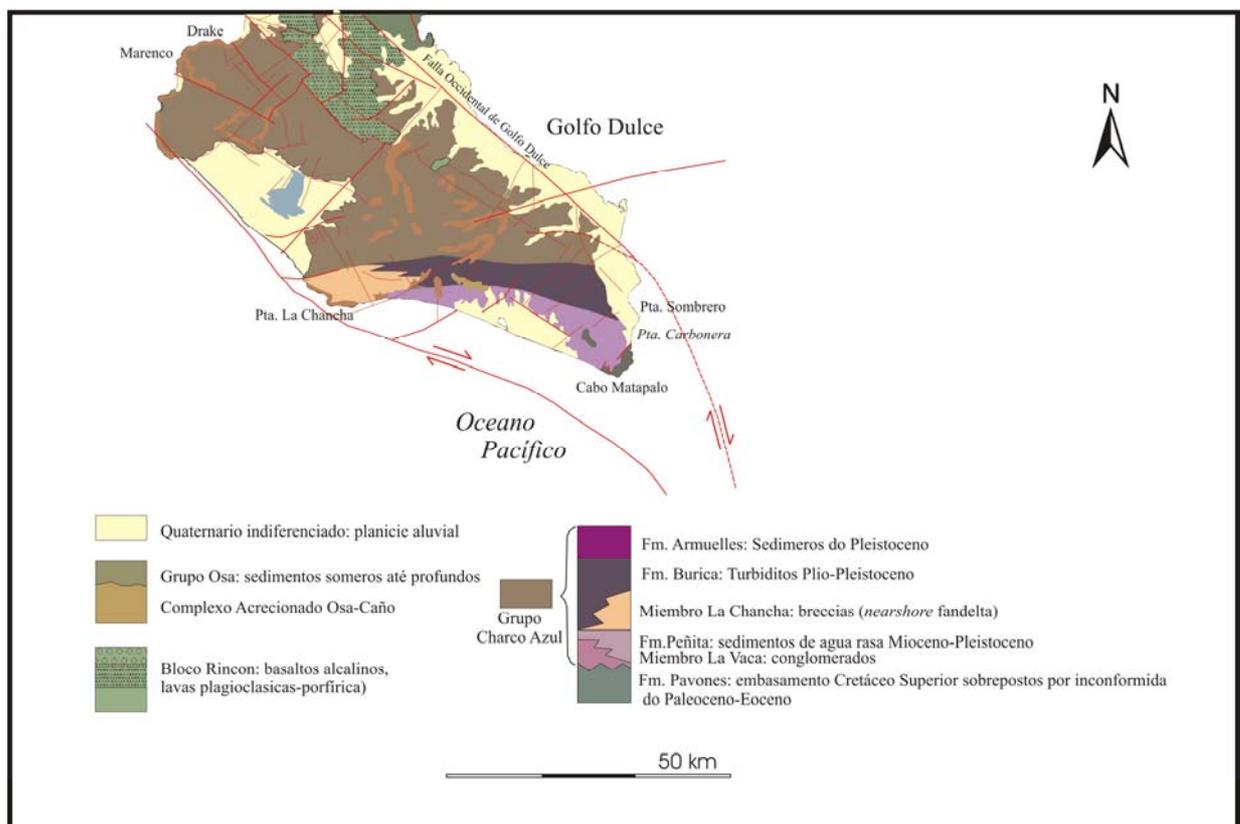


Figura 2. Mapa geológico da península de Osa. (Modificado de Berrangé, 1989 e Bucks & Baumgartner, 2007).

II. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Etapas da pesquisa

- Compilação bibliográfica dos estudos prévios de estratigrafia, geologia pré-quadernária e quadernária; assim como informação sobre neotectônica, morfologia costeira e dados históricos sobre tsunamis publicados em teses, artigos, mapas, entre outros. Revisão de estudos sobre a dinâmica costeira e as zonas expostas a uma dinâmica interna similar (no país ou em outros ambientes geológicos).

O trabalho iniciou com a definição da área de estudo e de uma hipótese, iniciando-se uma procura bibliográfica exaustiva que tem sido constante desde o começo do desenvolvimento desta pesquisa.

- Entrevistas aos moradores sobre as mudanças da costa e sobre os processos observados durante os terremotos.
- Compilação de dados históricos do “Arquivo Nacional”
- Reconhecimento geológico da região por meio de fotografias aéreas e imagens de satélite. Análise temporal dessas fotografias para observação das mudanças recentes e gerar análise espaço-temporal da linha de costa.
- Analisar os sistemas deposicionais segundo as estruturas sedimentares e tentar caracterizar os registros de tsunamis, que indiquem eventos que possam ter atingido a região.
- Perfurações do subsolo com DPL (*Penetrômetro Dinâmico Leve*) e do manguezal (com amostrador) para o reconhecimento dos depósitos e poder assim, analisar a evolução dos mesmos. Processamento de dados de DPL com o programa *DYNAMIC PROBING* para facilitar a correlação com os valores do SPT e utilizar a metodologia proposta por Rauch (1997) para análise de risco de liquificação.
- Datações de C14 do material selecionado.
- Tratamento dos dados obtidos e integração de dados granulométricos e palinológicos para geração de mapas de fácies.
- Integração de dados granulométricos, geomórficos e geotécnicos para a confecção de mapas de potencial de liquificação (FIG. 3).

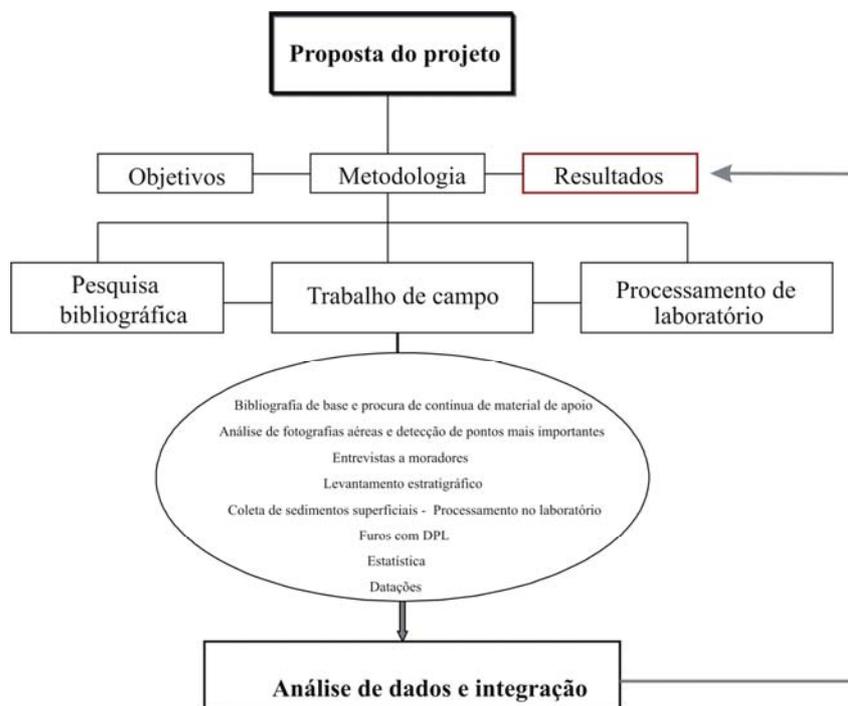


Figura 3. Fluxograma da metodologia do presente estudo.

2.2 Procedimentos de campo

Mapeamento superficial

O mapeamento da área de estudo foi realizado entre os meses de agosto e outubro de 2006. Como mapa base, utilizaram-se as cartas topográficas do Golfo Dulce e Carate, na escala 1:50.000 e 1:25.000, do Instituto Geográfico Nacional (IGN) de San José-Costa Rica.

Como referência, para antes e durante o campo, foram utilizadas fotografias aéreas nas escalas de 1:40.000 e 1:25.000, dos anos 1999 e 1981, respectivamente.

Foi utilizado um GPS Garmin Etrex Summit para a locação dos pontos de controle. As amostragens foram devidamente localizadas, assim como o controle das diferenças de nível dos terraços e *beach ridges* observados, quando foi possível. A precisão do GPS é de aproximadamente 5~8 m.

O trabalho de campo consistiu em identificar as diferentes morfologias da área e fazer uma descrição das estruturas sedimentares. Tentou-se separar as unidades rochosas no campo, e

um maior detalhe foi efetuado na descrição das fácies no campo e posteriormente com os dados de laboratório. A maioria dos afloramentos consistia em rochas semiconsolidadas a inconsolidadas.

Foram descritas na zona praial, os ângulos e feições de interesse e foram realizadas trincheiras na praia para a observação das estruturas sedimentares presentes.

Descreveu-se os cortes de estradas; os afloramentos em margens de rios e foram demarcadas as zonas costeiras que apresentavam processos erosionais. Realizaram-se entrevistas com moradores da região e obteve-se informações sobre as mudanças do nível do mar nos últimos 20 anos, em relação aos dados de alguns *mojones* (sistema de referência do Instituto Geográfico Nacional para demarcar zona de proteção da praia).

Mapeamento subsuperficial

Foram realizadas 84 coletas de amostras entre superficiais e subsuperficiais, se descreveram 6 colunas estratigráficas compostas de afloramentos expostos em rios e na beira da praia, e foram feitos 23 furos com o DPL (Penetrômetro Dinâmico Leve) a cada 1km². Estes permitiram, em alguns locais, a obtenção de amostras do subsolo até a profundidade de 1,80 a 2,00 m, mas o objetivo maior destes ensaios foi caracterizar a resistência do solo e conseguir fazer uma correlação com o SPT para posterior análise de risco de liquificação na região.

2.3 Processamento em laboratório

2.3.1 Granulometria

Para as análises granulométricas utilizou-se a metodologia apresentada em Martins *et al.* (1978) mostrada no fluxograma (ANEXO B). A classificação granulométrica está baseada, segundo o tamanho de grãos, em mm, escala proposta por Wentworth (1922), Krumbein (1934), que utiliza valores phi onde $\Phi = -\log_2 d(\text{mm})$, e os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957). Para a obtenção dos parâmetros estatísticos utilizou-se programa PANCOM (Toldo & Medeiros, 1986), que fornece a distribuição granulométrica de cada amostra. Este procedimento foi feito a intervalos de 1ϕ no Laboratório de Sedimentologia do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

A seguir apresenta-se a metodologia utilizada para as análises granulométricas:

- Listagem das amostras a serem analisadas e lavagem das mesmas para a dessalinização. Este processo de dessalinização requer aproximadamente 5 ou 6 lavagens com água comum.
- As amostras, tanto as úmidas (não salinas) e as que sofreram lavagens, são colocadas em estufas até secarem (as mais grossas a temperatura entre 80-100°C, e as de material fino a 60 °C).
- Após secas, as amostras finas passam pelo almofariz e pistilo para serem desagregadas.
- Amostras de sedimentos grossos e finos passam a serem quarteadas, e após este, são colocadas em *beckeres* de 250 ml, devidamente etiquetadas, e são pesadas (peso inicial) em balanças de precisão com quatro decimais.
- Identificação da cor com bases no Rock Color Chart (Goddard *et al.*, 1963).
- Os sedimentos grossos são peneirados em intervalos de 1ϕ , e o material retido nas peneiras é pesado. Cada fração é colocada em sacos plásticos etiquetados, para posterior análise.
- O material fino é passado pela peneira de 0.062 mm a úmido. O material fino, quando maior que 5% da fração total, é analisado por decantação com base na Lei de Stokes (método indireto chamado pipetagem).
- Os pesos registrados nas fichas granulométricas são transformados em frequências (%) e em outros dados estatísticos.
- As frações mais finas das areias foram utilizadas para análise morfoscópica, considerando-se arredondamento, esfericidade e a mineralogia para ser utilizada na descrição e identificação de ambientes, quando possível.

Para os procedimentos granulométricos, respectivos à análise de liquefação, foi considerada, além da anterior, a metodologia de Bowles (1980), que difere em alguns procedimentos analisados anteriormente. Esta considera uma diferenciação entre argilas e siltes só pelos Limites de Atterberg e a classificação é baseada no Sistema Unificado de Classificação de Solos (SUCS), derivado do método de Casagrande (1932; 1948) e a redefinição que este autor fez dos limites de Atterberg, procedimento característico em estudos de geotecnia, adotado pelo corpo de engenheiros do exército norte-americano. Estes procedimentos foram realizados no laboratório de Geotecnia da Escola Centroamericana de Geologia, da Universidade da Costa Rica e processados no programa QPRO.

2.2.2 Análise palinológica

2.2.2.1 Metodologia para recuperação de palinomorfos de sedimentos do Quaternário

Após a coleta do material em campo é aconselhável que este seja envolto em papel, quando for possível, ou colocado em pacotes plásticas e posteriormente colocados em ambiente refrigerado (geladeira), a uma temperatura que não permita proliferação de fungos e outras bactérias.

Procedimentos de laboratório realizados no Laboratório de Palinologia do CECO.

Foram preparadas 15 amostras por vez, com uma duração de 10 dias úteis desde a passagem até o armazenamento em vidro. Foram utilizadas técnicas de Faegri & Iversen (1975) e adaptadas por S. Medeanic (com. esc., 2006).

Foram pesadas 100 g de material em béquer de 250 ml e posteriormente este foi tratado com ácido clorídrico (HCL) a 30 % até o mesmo ser coberto, em uma capela com exaustor ligado. Deixa-se o material reagir e repousar por um período de 2 horas, iniciando-se posteriormente as lavagens. Necessita-se realizar aproximadamente 10 lavagens do material com água destilada. O HCl é utilizado para eliminar o material carbonático e alguns microorganismos, tais como bactérias, nanofósseis, microforaminíferos e ostracodes. Como medida de segurança se recomenda jogar fora o HCl numa bacia para que depois seja neutralizado e só então descartado.

A segunda parte consiste em peneirar a amostra, usando-se uma peneira de malha poliéster com abertura 6,0 µm. Agrega-se água para limpeza do material, ocasionando com que o material não desejável se desprenda dos microplânctons de parede orgânica, especialmente dos cistos, espinhos ou outras ornamentações. A peneira retém a matéria orgânica e em geral material que não é de interesse, concentrando assim os palinomorfos. Posteriormente a peneira é colocada no ultra-som, por dois minutos, para a limpeza da malha.

O material restante é colocado num *becker* maior (0,5 l) e inicia-se a terceira etapa onde se trata o material com hidróxido de potássio (KOH) a 10 %. Nas outras metodologias estudadas têm-se utilizado ácido fluorídrico (HF), mas por segurança e custos, tem-se utilizado e obtido resultados ótimos com o KOH.

Se for utilizado HF, este não deve ser associado a vidro, pois a reação é muito exotérmica e deve ser efetuado em uma capela fechada e distante de outros reagentes químicos. Acrescenta-se quantidade de ácido fluorídrico três vezes maiores que o volume da amostra, em um recipiente de polipropileno e deixa-se repousar por 12 horas para que a sílica seja totalmente dissolvida, sendo posteriormente o material passado por uma peneira novamente, dentro da capela. A partir daí passa-se a realizar as lavagens do material. No caso do KOH seguiu-se o mesmo procedimento, mas em *Becker* de vidro. Não foi utilizado ácido fluorídrico para poder preservar microfósseis compostos de sílica (fitólitos, diatomáceas, entre outros).

O passo seguinte consiste em agregar líquido pesado (concentração de cloreto de zinco) ocasionando a flutuação da matéria menos densa, podendo-se assim retirar os palinórfos e seguir com a confecção das lâminas palinológicas.

2.4 Análise de dados

2.4.1 Análise espaço-temporal das fotografias aéreas

Analizou-se as fotografias aéreas dos anos 1960, na escala 1:60.000; 1975, na escala 1:1:10.000; 1981, na escala 1:20.000; 1999, na escala 1:40.000 (todas obtidas no Instituto Geográfico Nacional, IGN) e do ano 2005, na escala 1:25.000, obtidas no Centro Nacional de Alta Tecnologia (CENAT), da Costa Rica. Produziram-se mosaicos das fotografias e foram analisadas em estereoscopia e utilizadas como base para criação do mapa geomorfológico e o mapeamento.

2.4.2 Tratamento e análise de imagens satelitais

Foram utilizadas as três imagens disponíveis no *site* <http://glcf.umiacs.umd.edu/data/>, as quais já se encontravam ortoretificadas e georeferenciadas no sistema UTM, datum WGS84, zona 17 N. Estas imagens foram adquiridas pelo Landsat 4 com o sensor MSS em 1979, pelo Landsat 5 com o sensor TM em 1987 e pelo Landsat 7, com sensor ETM, no ano 2000 (ANEXO C). A análise de linha de costa com as imagens satelitais foi feito na extensão *Digital Shoreline* para *Arc GIS*.

No tratamento das análises, destas imagens, foram utilizados diversos filtros direcionados segundo as feições que se desejava ressaltar, especialmente na banda pancromática (banda 8) do ETM. A maioria das análises morfoestruturais foram efetuadas já que estas imagens proporcionavam uma melhor resolução (15 m).

Considerando-se que a estrutura principal, observada na área de estudo, tinha características de falha, com direção NNW-SSE, utilizou-se os filtros Kernel 3x3, direcionados para incrementar a morfologia das feições de interesse.

Foram utilizados também, os programas *ENVI 4.0*, *Track Mapper*, *GeoMapper*, *AutoCad* e *ArcGis 9.0* para o processamento e análise dos diferentes dados.

2.4.3 Análise de fácies

2.4.3.1 Granulometria

Na análise dos sedimentos de campo (FIG. 4) foram considerados cor e tamanho de grão, características estas que foram corroboradas e comparadas com as análises de laboratório, descritas anteriormente.

Foi utilizado o programa *SYSGRAN 3.0*, o qual corresponde a um sistema integrado para análises granulométricas (Camargo, 2006). Com este programa analisou-se várias amostras instantaneamente, segundo os métodos de Shepard (1954), Pejrup (1988), Folk & Ward (1957) e, foram gerados os gráficos correspondentes. A partir destes dados foi confeccionado o mapa de fácies sedimentares superficiais e classificação de ambientes sedimentares das colunas estratigráficas descritas.



Figura 4. Foto da coleta da amostra MM4-3108 com trado manual (*barreno*), no manguezal do rio Platanares-Pueblo Viejo. Coordenadas: 276.220 N / 540.832 E.

Foram selecionadas 2 amostras para datação pelo método C14, análise feito pelo laboratório Beta Analytics Radiocarbon Dating Laboratory na Florida, EUA (FIG. 5).



Figura 5. Afloramento em praia Zapote. Coordenadas: 271.000 N / 542.115 E. Localidade onde foram coletadas as amostras PZ-conc e M5-3008.

2.4.4 Análise de risco de liquidação

Foram realizados 23 furos tentando cobrir uma densidade de amostragem de um furo por quilômetro quadrado (FIG. 6).

2.4.4.1 Cálculo com programa *Dynamic Probing*

Com a introdução dos parâmetros (número de golpes) obtidos do DPL, no software *Dynamic Probing*, pode-se elaborar arquivos dos testes efetuados, obtendo-se assim o cálculo automático do coeficiente de correlação, a elaboração dos gráficos e a representação dos perfis de solo. Foi possível, também, selecionar o tipo de solo, seja este coesivo ou não coesivo. Uma variante importante é a de que se pode eleger várias correlações numéricas para diferentes tipos litológicos, elaboração de testes para obtenção dos dados de capacidade de carga, da cimentação superficial e definir o potencial de liquidação que neste estudo é considerado somente para comparação de resultados e foram utilizados os dados do programa para correlacionar o dado do SPT e comparar resultados com diferentes parâmetros propostos.

O programa *Dynamic Probing* permite uma administração simples dos testes de DPL realizados. Pode-se introduzir novos testes em qualquer ponto, assinalando-se a posição X e Y, a profundidade de início e a final Z, assim como a profundidade na qual se encontra o nível freático

e data de coleta. O programa arquiva um número indefinido de testes e correlações e dá a possibilidade de introduzir dados da estratigrafia, na definição de estratos. É importante conhecer a diferença dos solos, classificando-os como coesivos ou não coesivos, já que isto influenciará no cálculo dos parâmetros no programa.

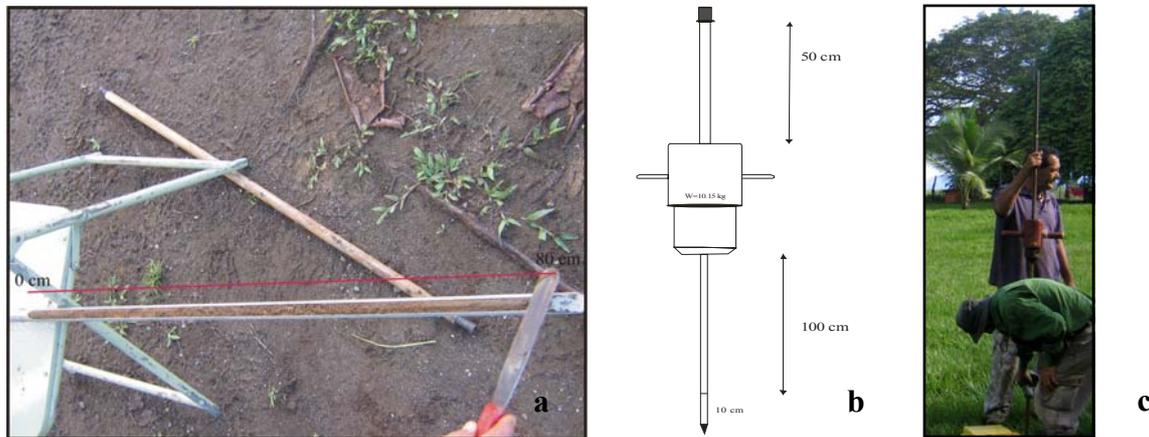


Figura 6. a. Coleta com *acanalada* do DPL. b. Esquema do DPL utilizado. c. Trabalho no campo, furo PJ15 em Finca Segovia (273.800 N /540.339 E)

2.4.4.1 Cálculo com dados de laboratório

São conhecidas várias metodologias para a análise do potencial segundo os avanços dos estudos de dinâmica de solos em resposta a fortes terremotos ocorridos no mundo. Os dois terremotos que a literatura menciona como chaves de estudos de liquefação são os terremotos ocorridos em Niigata, no Japão e Alaska, ambos em 1964. Conhecendo-se os sítios de liquefação e os parâmetros dos solos, foram feitas correlações empíricas entre a dinâmica dos solos e avaliações *in-situ*. Atualmente a base dos modelos está na proposta de Seed & Idriss (1971), Seed (1979), Seed & Idriss (1982) e Seed *et al.* (1985; 1994; 2001), denominada *Procedimento simplificado para análise do potencial de liquefação*. Esta metodologia empírica usa parâmetros de variáveis sísmicas primárias como: a) a excitação ou vibração sísmica da camada de solo, expressa em termos da relação de esforços cíclicos promédios ($CSR = \tau_{pro} / \sigma'_{vo}$); e b) a capacidade da camada do solo para resistir a liquefação, em termos da relação da resistência cíclica.

Nesta pesquisa foi utilizado o DPL, embora seja o SPT a metodologia que tem sido proposta como ferramenta na maioria das avaliações de liquefação. Mas como existem já correlações numéricas importantes do DPL com o SPT (normas alemãs DIN, por exemplo) se considera nesta pesquisa a utilidade do DPL. A justificativa do uso do DPL também se deve ao

preço mais acessível que tem e a facilidade de transporte em caso que não se tenha a possibilidade de se utilizar o SPT. Neste sentido e por existirem várias metodologias foi feita uma exaustiva leitura das diferentes propostas e aplicações e utilizou-se a que mais se adaptava a este trabalho de pesquisa. Muitos dos dados e tabelas de correlação, utilizados, serão expostos no decorrer do trabalho.

Após obter a correlação necessária entre os métodos mencionados, se determina os parâmetros para analisar o risco de liquefação segundo Rauch (1997), o qual se enfoca nos ciclos de tensão (CSR) e de resistência, sendo estes corrigidos segundo a metodologia EPOLLS (*Empirical Prediction of Liquefaction-induced Lateral Spreading*).

O DPL é um equipamento de menor tamanho que o SPT, sendo que os pesos utilizados variam grandemente. O DPL utiliza um peso de aproximadamente 11 kg, com uma queda de 50 a 60 cm, utilizado manualmente, gerando o N_{10} , em golpes que se realizam a cada 10 cm, com barras geralmente de 1 m. O SPT, pelo tamanho e peso de aproximadamente 40 kg, utiliza um motor e o dado obtidos através dos golpes (N), que se obtém da penetração a cada 45 cm. Deve-se mencionar que geralmente, os estudos de resistência dos solos se realizam com o *Standard Penetration Test* (SPT) e em alguns trabalhos com o *Cone Penetration Test* (CPT) para medir a resistência de penetração (número de golpes). Os métodos para obtenção de dados, mais utilizados, são o SPT e CPT, por isso basicamente as metodologias estão propostas a partir destes parâmetros. O SPT é um equipamento que utiliza um martelo de aproximadamente 64 kg que cai numa distância de 80 cm sobre um amostrador de 15 cm de diâmetro. Se obtém um número de golpes cada 15 cm em intervalos de 50 cm de profundidade. Pelo contrario o CPT, é um equipamento de penetração estática que originalmente foi construído para estudar solos inconsolidados.

Desta maneira foram utilizadas três formas de cálculo para comparar as diferenças quantitativas dos métodos. Correlações do programa para obter pesos unitários, transformações do N_{30} , dado de aceleração utilizado, entre outros. Os dados do DPL são corrigidos à dados NSPT utilizando coeficientes de correlação segundo Meyerhof (1956). Foram comparados os dados obtidos do programa *Dynamic Probing* baseado em Seed (1979), dados calculados com dados obtido no laboratório segundo a metodologia de Seed & Idriss (1971), Seed (1979) as modificações feitas nas últimas décadas (principalmente resumidas em Youd & Idriss, 2001) e Rauch (1997), no método de EPOLLS, procedimento sucinto esquematizado no anexo D.

III. MARCO TEÓRICO

É apresentada em continuação, uma base teórica geral assim como o resumo de alguns conceitos básicos, que são utilizados no decorrer dos próximos capítulos e que justificam o porquê deste trabalho tenta reunir vários temas que são de relevância nos estudos de pesquisa e que devem ser de interesse da comunidade envolvida em projetos de desenvolvimento.

3.1 Caracterizações da zona costeira e zona praial

Segundo Inman & Nordstrom (1971), é de interesse considerar a divisão entre a zona costeira e a zona litorânea e suas características secundárias, tais como baías, estuários, lagoas, dunas costeiras e deltas, isto é relevante para estudos tanto de geologia básica como estudos de recursos naturais e índole econômico. A zona costeira está definida de acordo com a característica de grande escala, onde inclui a planície costeira, a plataforma continental e as águas que cobrem essa plataforma. A zona litorânea é aquela superfície sedimentar associada à interação das ondas e correntes (incluindo o *runoff*) com a zona continental. Esta porção inclui a praia, a zona de surfe e a zona próxima à praia (onde a ação das ondas movimenta os sedimentos da base). Considerando a proposta de classificação tectônica das costas, Inman & Nordstrom (1971), descrevem costas do tipo *trailing edge*, as quais bordejam mares marginais, distantes dos limites das placas convergentes, e as do tipo costa de colisão continental ou *leading edge*, associadas aos limites de placas convergentes.

Considerando que existe uma discussão semântica sobre os limites do sistema praial, Angulo (1996) e Short (1999), têm proposto significados em relação aos termos deste sistema e aos processos formadores que interferem. Com o objetivo da homogeneização dos termos adotados do inglês ou de outras línguas, e tentando evitar contradições, foi considerado, no desenvolver deste trabalho, a definição das feições do sistema praial proposta por Short (1999), e traduzida ao português por Souza *et al.* (2005), (FIG. 7):

- Pós-praia (*backshore*) é a zona que se estende desde o nível da maré alta de sizígia até a base de uma falésia, duna, terraço marinho ou linha de vegetação permanente (área esta que os biólogos chamam de supra maré).

- Estirâncio (*foreshore*) é a zona situada entre o nível da maré alta de sizígia e o nível da maré baixa de sizígia (zona intermaré).

- Face litorânea (*shoreface*), também conhecida por zona inframaré, é a zona compreendida entre o nível da maré baixa de sizígia e o nível base de ação das ondas.

- Praia subaérea é a zona que engloba a pós-praia e parte do estirâncio; se estende desde o ponto da última quebra de onda normal, na face da praia, até o limite máximo de ação do espraiamento das ondas de tempestade.

- Zona de surfê ou de arrebentação de ondas, é a zona que se estende desde a primeira linha de arrebentação até o ponto da última quebra da onda sobre a face da praia.

- Zona próxima à praia (*nearshore zone*) é a zona compreendida entre o nível base de ação das ondas de tempo bom e a primeira linha de arrebentação das ondas. Ocorre aqui, o empolamento de ondas (*wave shoaling*); que é a redução do comprimento de onda, com o incremento da altura até resultar na arrebentação.

3.1.1 Fatores controladores da evolução costeira

Aspectos geomorfológicos que agem no relevo costeiro estão influenciados por vários fatores ambientais, geológicos, climáticos, bióticos, marés, salinidade e outros processos oceanográficos (Bird, 1969). Glacioisostasia e hidroisostasia têm produzido deformações da crosta terrestre em todas as zonas litorâneas, durante os últimos 20 ka (Clark *et al.*, 1978). Idade esta, chave para os estudos de mudanças do nível do mar e conseqüentemente dos processos deposicionais. Outros fatores interessantes a serem considerados e que contribuem na evolução morfológica, são os deslocamentos verticais causados por termoisostasia e volcanoisostasia (Pirazolli, 1986).

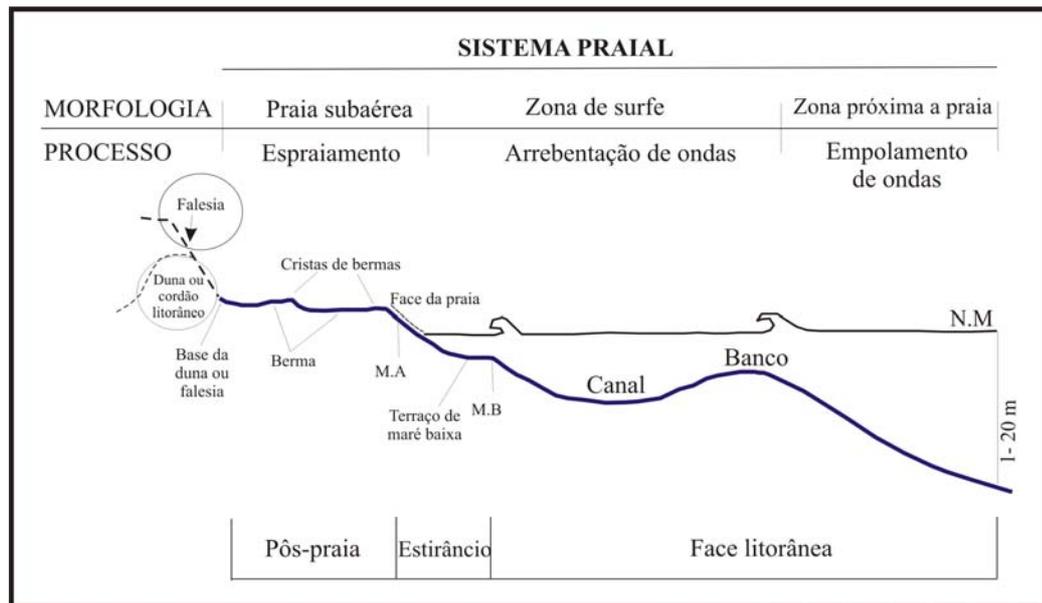


Figura 7. Esquema do sistema praiial, modificado de Souza *et al.* (2005).

3.1.1.1 Mudanças no nível do mar e evolução da linha de costa

Segundo Carter (1988), a evolução da linha de costa depende principalmente da posição do nível do mar, do tipo de rocha exposta, do perfil da costa, dos processos climáticos (locais), biológicos, sedimentológicos e hidrológicos, que poderiam produzir erosão ou acreção, levando-se em consideração que uma mudança no nível do mar não mudaria cinematicamente a linha de costa, mas um novo nível modificaria as zonas expostas a ação das ondas e conseqüentemente aos sedimentos e a deriva litorânea (quanto a deposição e transporte).

As possíveis causas de mudanças, espaços-temporais, do nível do mar são muito variadas, tendo muitos fatores interagindo, sendo estas estudadas ao longo de todos os períodos da história da Terra. Entretanto é o período Quaternário o que está sendo mais estudado, especialmente pelo interesse de se entender as mudanças climáticas que nos afetaram e que podem estar afetando atualmente.

O nível do mar é caracterizado como um campo gravitacional de superfície equipotencial (Pirazzoli, 1986), que pode estar sendo influenciado por fatores que afetam a gravidade. Pode-se relacionar as diferenças na densidade da água, das correntes ou/e das forças atmosféricas que possam ocasionar com que o nível médio do mar (MSL) ou nível eustático, tenha que ajustar-se as novas condições para tomar a forma da superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra (Pugh, 1990). Também efeitos meteorológicos, hidrostáticos, fenômenos na superfície (isostasia)

ou até fenômenos no interior da Terra (termoisostasia ou mudanças de densidade), podem afetar o nível do mar.

Sendo a eustasia de grande importância no Quaternário, devido ao degelo e a tectônica, são estes, em geral, os componentes que intervêm nas mudanças relativas do mar (Pirazzoli, 1986) sendo estas mudanças, juntamente com o balanço de sedimento, os fatores-chaves nas mudanças da linha de costa e da evolução costeira.

3.1.1.2 *Processos neotectônicos*

Neste aspecto deve considerarse a geomorfologia costeira que estuda as geoformas das zonas costeiras, sua evolução, os processos que intervêm na construção e suas mudanças (Bird, 1969). Do ponto de vista tectônico e oceanográfico as costas são locais muito instáveis, os quais são afetados por direcionamento isostático.

Como parte dos processos que afetam o nível relativo do mar, como foi descrito anteriormente, tem-se os soerguimentos e subsidências locais na superfície terrestre. Estes fatores, juntamente com as mudanças climáticas, vão mudar o relevo e formar estruturas características como cordões litorâneos (*beach ridges*), terraços fluviais e marinhos, alinhamentos e padrões fluviais que são chaves nos estudos de neotectônica.

Nos estudos geomorfológicos, no caso da morfotectônica, devem-se estudar as feições em diversas escalas, utilizando-se como base uma prévia análise de fotografias aéreas e imagens de satélite a grande e pequena escala e, realizar um mapeamento detalhado, já que a geomorfologia costeira precisaria de uma escala muito maior para analisar os detalhes ou feições de interesse.

3.1.1.3 *Processos oceânicos*

Estes processos são de grande relevância para entender a evolução de uma costa. Por exemplo, o fato de ter uma planície costeira formada por cordões litorâneos tem implicações que devem considerar vários fatores sedimentares como hidrodinâmicos e climáticos.

Os cordões litorâneos são importantes, devido já que estão associados a uma soma de fatores oceânicos e climáticos, tais como condições de micro e mesomarés, abundância de sedimentos na zona do *nearshore* ou zona próxima à praia, níveis regressivos do mar e alterações

periódicas de alta magnitude na ocorrência de tempestades e no sistema de ondas (Curry, 1964; Johnson, 1972). Os cordões litorâneos foram definidos por Reedman (1864) e posteriormente por Johnson (1919) como posições sucessivas de linhas de costas formados por material grosso, como consequência de ondas de tempestade ou elevações do nível do mar causados por fenômenos esporádicos (Psuty, 1995). Nos estudos de Curry (1964, 1996), este autor propõe a formação primária de um *beach ridge* pela emersão de uma barra arenosa e Otvos (2000), faz uma caracterização dos cordões litorâneos e descreve seu significado. Este último autor define os cordões litorâneos como relictos de mesomaré e supramaré, oriundos de depósitos eólicos e por ondas, que podem consistir em clastos silicosos ou calcários de diversos tamanhos, desde areias finas, seixos até matacões. Antes de alcançar sua estabilidade os cordões litorâneos podem ser regressivos ou transgressivos (Otvos, 2000). Hesp *et al.* (2005) numa tentativa de homogeneizar o uso confuso da terminologia entre bermas, cordões litorâneos e dunas frontais, redefinem os *beach ridges* como alinhamentos de depósitos de *swash* e depósitos formados por ondas de tempestade, constituídos principalmente por areias, cascalho e seixos e diferenciam as bermas como cristas não persistentes geradas por ondas no limite da região do *swash runup*.

Gilbert (1890 em Johnson, 1972), define como terraço de construção por ondas, aqueles que são usualmente produzidos quando a linha de costa se mantém estável, mas as correntes de deriva litorânea divergem, com periodicidade que varia com as condições locais (Curry, 1996). O mecanismo com que esses autores explicam a formação de cordões litorâneos, semelhantes aos que afloram na área do presente estudo, é pelo suprimento de sedimento que controla periodicamente a construção de barras de *offshore*, acima do nível do mar coadjuvado pela combinação de condições oceanográficas.

Estas morfologias são importantes pelo fato de poder-se, através da evolução geológica dos mesmos, inferir dados de regime de ventos, início de períodos do *El Niño*, determinar a história evolutiva do nível do mar, a taxas de rebote isostático (Andrews *et al.*, 1973), e a periodicidade de tempestades (Tanner, 1995). Assim, se observa uma importante relação entre a geomorfologia costeira a neotectônica e processos oceanográficos.

3.2 Evolução costeira e sua relação com processos geológicos

A história do Quaternário é uma ferramenta essencial para estimar sismicidade e as ameaças sísmicas associadas (Allen, 1975), isto somado ao estudo de estruturas que indicam paleoeventos em geral.

Tendo-se em consideração que os estudos da evolução costeira, da geomorfologia atual e relictas das estruturas, ajudam na determinação do tipo de ambientes de energia e deposição, deve-se considerar todas essas descrições para entender a história dos eventos anômalos que poderão afetar as comunidades atuais.

Ao longo do tempo, o estudo sobre evolução costeira tem tentado entender e descrever as estruturas sedimentares atribuídas a eventos sísmicos (Seilacher, 1984) ou fenômenos relacionados a estes como, a liquefação (Bezerra *et al.*, 2000) e, os tsunamis (Dawson, 1999; Goff *et al.*, 2000 e 2001; Rasheed *et al.*, 2006). Com o estudo destes depósitos, como contribuintes significativos na evolução costeira, tem-se o melhor conhecimento da história geológica da zona estudada e pode-se fazer estudos investigações de recorrência destes eventos.

Por este motivo, é valioso a integração de estudos de sedimentologia, geomorfologia, tectônica ativa e geologia costeira e oceânica, no que tange em um melhor planejamento urbano em zonas de risco.

3.2.1 Erosão costeira

Este processo está relacionado com fatores de longo prazo como as mudanças de nível do mar, suprimento de sedimentos negativo, concentração da energia de ondas relacionada a topografia. Como causas relacionadas a fatores de prazo curto, se tem tempestades e as *storm surges*, tsunamis, deriva litorânea e o fator antrópico. Este tema está fortemente ligado com os temas expostos acima que contribuem na evolução de uma zona costeira.

3.2.2 Liquefação dos solos

Como liquefação entende-se o processo no qual os solos, geralmente arenosos, passam de um estado sólido para um estado líquido, isto quando os sismos geram rapidamente, elevadas pressões intersticiais, ocorrendo uma perda da resistência ao corte e a ruptura do solo, o que faz com que este se comporte como um líquido. Para Marcuson (1978), liquefação define o processo de transformação de um material granular do estado sólido para o estado líquido, como consequência do incremento da poro-pressão e a redução do esforço efetivo. As causas que podem gerar o processo de liquefação podem ser por excesso de carga ou, principalmente, por sismos. Neste processo a resistência do solo diminui, seja por movimentos sísmicos ou por outros tipos de

carga cíclica. Antes da ocorrência de um sismo a poro-pressão é relativamente baixa, após o fenômeno há um aumento da pressão e esta faz com que as partículas se movimentem umas em relação as outras (FIG. 8).

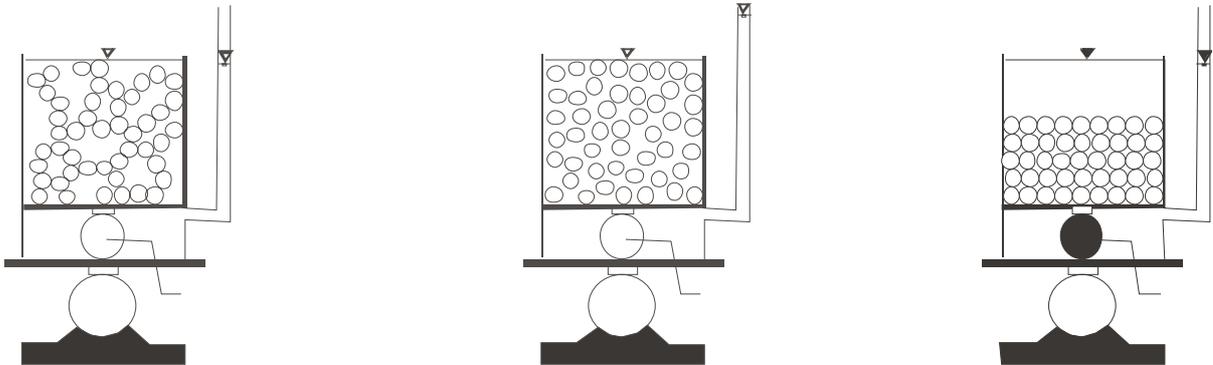


Figura 8. Ilustração da mudança que acontece com as partículas durante o processo de liquefação . (Modificado de Ishihara, 1996a).

A liquefação pode ocorrer, segundo Ishihara (1996); Seed & Idriss (1971) e González de Vallejo (2002), quando houver as seguintes circunstâncias: sismos com magnitudes maiores que 5.5 ou solos com acelerações superiores ou iguais a $0,3 \text{ gales (cm/s}^2\text{)}$. Ishihara (1996) determinou que é mais provável que a liquefação aconteça onde o nível freático está a uma profundidade menor que 10m, para níveis maiores que 20m de profundidade existem poucos eventos documentados. Na maioria dos casos estudados, o nível freático se encontrava inferior aos 3m, e se considera uma susceptibilidade baixa quando o nível estiver abaixo dos 5m.

Com respeito a propriedade do solo, susceptível à liquefação, estão:

- Saturação de 100%
- Diâmetro médio (D_{50}) entre 0,05 e 1,0 mm
- Coeficiente de uniformidade, $C_u = D_{60}/D_{10} < 15$
- Conteúdo de finos maior que 10%
- Baixo grau de compactação, isto é: N (número de golpes) $< 10 N_{SPT}$ para profundidades menores que 10m e $N < 20$ para profundidades maiores que 10m.

Após os fortes terremotos de Niigata, Japão (1964) e Alaska (1964), foram desenvolvidos estudos (in situ) relacionados à liquefação por terremotos, nas zonas onde foi evidenciado o processo. Além de pesquisas de laboratório, com os quais se foram formulados métodos empíricos.

Outros terremotos mais recentes, nos quais se evidenciou este processo em grande escala, aconteceram em Loma Prieta, Califórnia (1989), Northridge (1994), Japão (1995), Turquia

(1999), Taiwan (1999) e Perú (2007). Na Costa Rica os terremotos do Golfo Dulce em 1983 (Montero & Mora, 1994), Limón em 1991 (FIG. 9) e Parrita em 2004, geraram este fenômeno causando danos nas estruturas e estradas das comunidades (Mora & Mora, 1994; Mora & Yasuda, 1994). No Panamá, perto da fronteira com a Costa Rica, foi registrado o fenômeno de liquefação durante esse terremoto de 1991 que teve seu epicentro em Limón (Camacho & Víquez, 1994).

Historicamente este processo, ocorrido nos terremotos, tem deixado marcas nos registros históricos. Estudos de paleoliquefação (FIG. 10), têm sido usados para avaliar o potencial sísmico, a dinâmica dos solos ou para a interpretação geodinâmica de uma zona (Lowe & Lopiccolo, 1974; Obermeier, 1996; Bezerra *et al.*, 2005; Kuhn, 2005; Obermeier *et al.*, 2005).

Segundo Rauch (1997) os mecanismos que produzem a liquefação podem ser divididos em duas categorias: a primeira, liquefação fluida que ocorre quando se tem um valor maior dos esforços cortantes (*shear strength*), que são os que mantêm o equilíbrio estático do solo; a segunda é a mobilidade cíclica, que é mais freqüente que a anterior e acontece quando o esforço estático inicial é menor do que o esforço cortante (*shear strength*) do solo liquefeito; produz uma deformação progressiva ainda maior que a ocorrida durante os sismos o que gera uma propagação lateral (*lateral spreading*) em encostas com declividade de até 0,1° e nos arredores de superfícies livres.

As contribuições maiores, no tema de liquefação dos solos foram produzidos por Seed & Idriss (1971), Seed (1979), Iwasaki *et al.* (1980), Ishihara (1996b), Youd *et al.* (2001). O **Método Simplificado de Avaliação da Liquefação dos Solos** (Seed & Idriss 1971; Seed 1979), foi revisado na reunião do NCEER (*National Center for Earthquake Engineering Research*) em 1996, onde mais de uma dezena de pesquisadores discutiram sobre novos estudos realizados. A partir desta reunião vários artigos têm sido publicados com o intuito de melhorar o método, analisando a susceptibilidade da liquefação segundo o esforço cortante cíclico (CSR) e a capacidade do solo para resistir a esforços cortantes induzidos pelos eventos sísmicos de grande magnitude momento (Mw).

Nem todos os solos são susceptíveis à liquefação, por este motivo o primeiro passo para a análise de risco de liquefação é efetuar-se a análise de susceptibilidade do solo, usando os dados geológicos, os dados históricos (tanto dos depósitos quanto das informações oriundas da população), os dados composicionais e do estado do solo, considerando-se o esforço efetivo e a densidade. Com respeito a este último, os solos mais densos são menos susceptíveis a liquefação

enquanto que, para uma dada densidade, solos sob altas pressões de confinamento são mais susceptíveis a este processo.

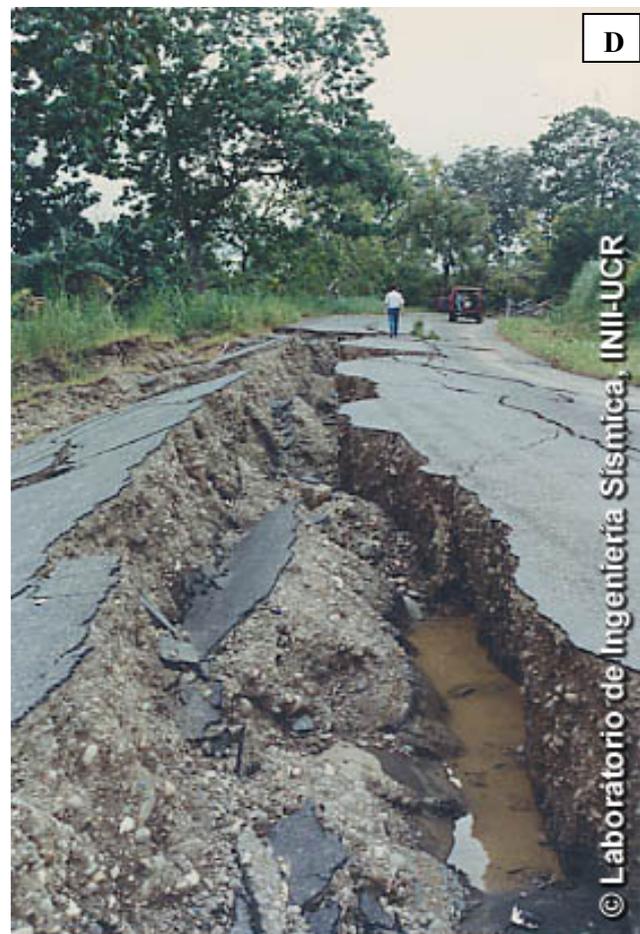
Deve-se levar em consideração que os depósitos de solo mais novos são mais susceptíveis que os mais antigos. É importante também, considerar que a angularidade e a presença de material fino pode minimizar o potencial de liquefação no estrato.

É importante mencionar que mesmo considerando-se os depósitos arenosos como parâmetro básico para a ocorrência de liquefação, Seed & Idriss (1982), Kramer (1996) e modificados por Wang (1979), propuseram que os solos formados por material fino podem também serem depósitos liqueáveis se estes depósitos contiver:

1. Fração de argila <15%
2. Limite líquido, $Ll < 35\%$
3. Conteúdo de água, $w > 0.9LL$
4. Índice líquido < 0.75

Neste sentido, nos solos argilosos, o Índice de Plasticidade (IP) pode ser usado como critério para estimar potencial de liquefação. Segundo Gratchev *et al.* (2006), um IP maior que 15 não é liqueável, mas deve-se levar em consideração a este parâmetro, a influência da composição mineralógica do solo.

Sabe-se da ocorrência de liquefação em depósitos de seixos e cascalhos, sendo que a análise do potencial, neste caso, deve ser feita segundo a metodologia proposta por Andrus & Youd (1987), em que um procedimento alternativo deve ser aplicado para determinar o valor de N , em depósitos formados por material grosso (seixos ou cascalhos). Estes estudos não podem ser feitos com os mesmos procedimentos utilizados no SPT, CPT ou DPL. Estes devem ser efetuados com o BPT (*Becker Penetration Test*) que utiliza o *Becker Hammer Method* (Harder, 1997). O BPT é utilizado para a determinação da densidade dos materiais grossos.



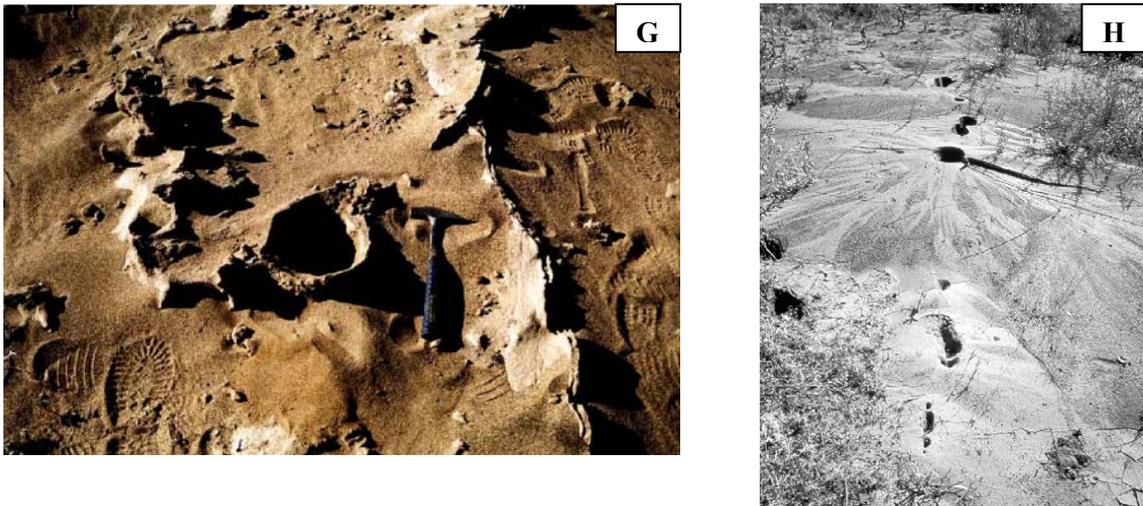


Figura 9. Fotografias representam os resultados pos-liquefação .

Foto A e B. Liquefação em Adarparazi (Bray *et al.*, 2004).

Foto C. Liquefação ocorrida no sismo de Niigata, Japão (1964).

Foto D. Local próximo do rio Bananito, Limón. Observa-se a presença de água ao fundo e o colapso da rua. (Foto cedida pelo Laboratório de Engenharia Sísmica da Universidade da Costa Rica).

Foto E. Liquefação nas proximidades do povoado de La Bomba, Costa Rica. (Foto cedida pelo Laboratório de Engenharia Sísmica da Universidade da Costa Rica -LIS).

Foto F. Danos ocorridos no trecho do aeroporto de Limón (22 de abril, 1991). (Foto cedida pelo Laboratório de Engenharia Sísmica da Universidade da Costa Rica).

Foto G. Estruturas tabulares formando veios. (Foto de Gonzalez de Vallejo *et al.*, 2005).

Foto H. Vulcões de areia em bancos do rio Cheliff, Algéria. Após o terremoto de El Asnam, ocorrido no dia 10 de outubro de 1980. (Foto de Montenat *et al.* 2007).

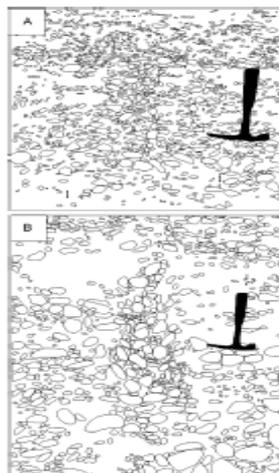


Figura 10. Base de estruturas de pilar. (Segundo Bezerra *et al.*, 2005).

Para exemplificação, o gráfico que se apresenta na figura 11, considera o potencial de liquefação, segundo o tamanho de grão de um depósito mal graduado.

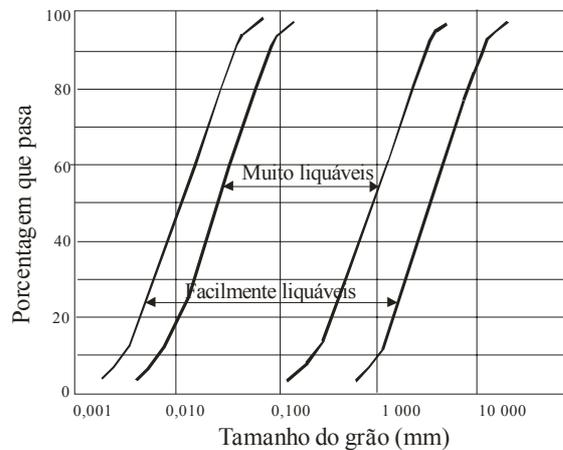


Figura 11. Curvas mostram solos liquáveis e não liquáveis segundo os limites das curvas. (Segundo Tsuchida & Hayashi, 1971).

Em um movimento sísmico se tem vários fatores a considerar e que vão interferir no comportamento do solo: a magnitude (M_w) do evento, o tempo de duração do evento, o número de ciclos do evento e a aceleração pico. O número de ciclos refere-se às cargas geradas pelas tensões, no caso da aceleração do solo, ela depende das condições e duração do evento (quanto maior o tempo de duração do evento, maior a probabilidade de que ocorra liquefação). A aceleração máxima (a_{max}) descreve a intensidade de vibração do terreno. Este é um parâmetro importante, o qual gera destruição de construções e o deslocamento horizontal do solo. O que vários autores consideram como carga cíclica é considerada também como a aceleração pico na superfície do terreno. Esta aceleração é medida segundo a magnitude e a distância do epicentro ou também, pela correlação entre a aceleração pico e a intensidade Mercalli modificada.

As mudanças volumétricas dos solos são fenômenos que os engenheiros têm analisado sob várias óticas, pois estes causam assentamentos e perdas estruturais importantes. No caso da liquefação essas mudanças acontecem por causa dos esforços cortantes. Sedimentos não consolidados colapsam quando são submetidos a esforços cortantes, devido a contração e diminuição de seu volume em condição não drenada (esta condição, em solos saturados, ocorre quando o tempo requerido para a drenagem é maior que a duração de cada ciclo da carga sísmica e não se tem mais o fluxo de água necessário a densificação).

A importância da densidade e das mudanças volumétricas, residem na consequência do colapso de um solo e sua estrutura. Isto pode acontecer quando uma carga sísmica gera uma

mudança de volume, sendo que nas condições drenadas a mudança não ocorre e se tem uma diminuição do esforço efetivo similar a poro-pressão, o que ocasiona com que a camada granular se transforme num fluido viscoso.

A densificação é outro parâmetro importante, está relacionada à amplitude da carga cíclica e com esforço cíclico, por sua vez, estes são os fatores que afetam a poro pressão. A relação de quantos ciclos de carga são necessários para um $\sigma' = 0$, depende da densidade e magnitude dos ciclos de carga. As conseqüências indiretas da liqüefação são os colapsos de estruturas pela perda da capacidade soportante e o soerguimento de estruturas que estavam soterradas, podendo ocorre também, o assentamento dos solos devido à densificação do depósito.

Existem vários tipos de falha ou rupturas que são geradas durante o processo de liqüefação ; isto depende das características mecânicas do solo, das cargas produzidas pelo sismo e da perda da capacidade de suporte do solo. Este tipo de falha ou ruptura pode ser de deslocamento lateral, oscilação horizontal, fluxo de falha e a perda da capacidade soportante relacionada com a estrutura construída. (FIG. 9).

Uma das manifestações que comumente é observada como conseqüência da liqüefação são os vulcões de areia ou *sand boils* (FIG. 9), os quais são o produto de uma alta tensão intersticial (poro-pressão) pela compactação dos solos granulares, durante a vibração do sismo.

Outro tipo de manifestação que acontece é a **oscilação**, esta ocorre devido que em terrenos horizontais os solos se deslocam em blocos. No caso do terreno ter uma declividade baixa, os blocos superficiais se deslocam lateralmente como conseqüência também, das forças gravitacionais, isto é conhecido como **deslocamento lateral** (*lateral spreading*). Outro fenômeno que ocorre é o **fluxo** (flow failures), o qual se dá em terrenos com declividade maior do que 3° - 5°, e geram grandes volumes de materiais que afetam a área por dezenas de metros, apresentando geralmente altas velocidades. Nas zonas costeiras podem gerar problema nas estruturas de pontes e em estruturas portuárias. Os efeitos indiretos da liqüefação são os colapsos de estruturas pela perda da capacidade soportante e o soerguimento de estruturas que estavam soterradas, podendo ocorrer também, o assentamento dos solos devido à densificação do depósito.

Bray & Sancio (2006), concluem que não é a quantidade da fração de argila nos solos que determina o risco de liqüefação, mas sim a quantidade e o tipo de minerais de argila, os que indicam uma maior o menor susceptibilidade à liqüefação. Além de um importante aporte é

primordial a relação dos solos de granulometria fina com o Índice de Plasticidade, com os depósitos rasos, com os depósitos novos, com siltes não plásticos ou com as argilas de baixa plasticidade ($I_p < 12$) que, com altos conteúdos de água (relação $wc/LL > 0,85$), poderiam sofrer liquefação sob a influência significativa da recarga cíclica.

A liquefação incrementa o coeficiente de permeabilidade e faz com que se acescentem mudanças rápidas nos padrões de poro-pressão e da coluna de solo, durante o sismo. Tem-se demonstrado que a mesma pode variar (seja incrementar ou diminuir) a diferentes profundidades, por este motivo Bray *et al.*(2004) recomenda não usar este como um parâmetro muito confiável, necessitando ainda de mais pesquisas.

O mecanismo básico da liquefação, em um depósito de areia saturado, durante um terremoto, é o progressivo incremento da poro-pressão até atingir seu ponto crítico, devido também a uma aplicação do ciclo de esforços de cisalhamento, induzindo ondas de cisalhamento (cortantes) na rocha subjacente (Ishihara, 1996). Quanto mais longo e intenso seja o estado de liquefação, quanto maior for a camada e quanto maior for a porcentagem de finos, mais tempo será necessário para ser drenado o excesso da poro-pressão da água e como consequência, mais tempo persistirá o estado de liquefação.

O processo de liquefação está sujeito ao tipo de solo, em termos de densidade e compactação. Uma areia que forma um depósito mais denso vai ter incrementos paulatinos e lentos, em comparação com areias inconsolidadas que formam depósitos menos densos.

A liquefação ocorre mais comumente em solos areno-sílticos saturados, mas tem sido observada também em cascalhos e siltes não plásticos (TAB. 1). Estes ocorrem comumente em zonas fluviais, lagoas, baías e zonas costeiras em geral.

Tabela 1. Susceptibilidade à liquefação de areias argilosas e sílticas. Segundo Andrew & Martin (2000). Limite líquido, segundo Casagrande (1932) e tamanho dos finos menores que 0,002 mm, segundo Seed *et al.* (2001).

	Límite líquido < 32	Límite líquido \geq 32
Conteúdo de argila < 10 %	Susceptível	Estudos requeridos
Conteúdo de argila \geq 10 %	Maiores estudos requeridos	Não susceptível

A liquêfação produz danos que vão desde pequenos deslizamentos tipo *slumps* e deslocamentos laterais, até fluxos massivos com deslocamentos em escala métrica. Pode ocorrer que estruturas de retenção se afundem ou fiquem em posição oblíqua (*tilting*).

Em 1996 o NCEER (*National Center for Earthquake Engineering Research*), fez uma revisão, com vários pesquisadores, para analisar critérios de ensaios de penetração estandar, sobre ensaios do cone de penetração, dos fatores da escala de magnitude, dos fatores de correção das tensões e declividade do terreno. Para analisar o risco de liquêfação existem duas variáveis que devem ser analisadas: a relação do ciclo de esforços e a relação do ciclo de resistência dos solos, cujos parâmetros têm sido amplamente discutidos.

Nessa reunião de trabalho, se conclui entre outras coisas, que os valores propostos por Seed & Idriss (1982), são muito conservadores para terremotos (TAB. 2) com magnitudes maiores a 7,5 (Youd *et al.*, 2001).

Tabela 2. Número de ciclos relacionados com as magnitudes do evento.
(Segundo Seed *et al.*, 1985).

Magnitude do sismo	Nº Ciclos segundo $r_{max} \geq 0,65$	(r_{av}/σ') se M dif. 7,5
		(r_{av}/σ') se M = 7,5
8,50	26	0,89
7,50	15	1,00
6,75	10	1,13
6,00	5-6	1,32
5,25	2-3	1,50

Trabalhos recentes enfatizam a importância de considerar a idade dos depósitos nos estudos de análise do potencial de liquêfação (León *et al.*, 2006). Isto se deve que a idade intervém nos processos de cimentação, no contato entre as partículas e incrementa a resistência de fricção (reorganização das partículas). Este parâmetro foi considerado na correlação durante esta pesquisa, especialmente nas áreas onde não se tinha detalhe de dados. A contribuição da fricção para que os solos resistam à deformação, geralmente é menor com a diminuição do tamanho dos grãos.

IV. ANÁLISE MORFOLÓGICA E EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA

Nesta secção foram utilizados dados existentes e a avaliação de campo para tentar integrar a informação sobre terraços e depósitos atuais junto a geomorfologia de praia observada, para num futuro projeto entender as características da dinâmica atual com dados quantificados de dinâmica costeira, do que se carece nesta região. Os resultados apresentados se baseiam em fotografias aéreas e imagens satelitais, a interpretação do trabalho de campo e a sedimentologia.

4.1 Breve descrição da geomorfologia regional

Regionalmente foi analisado o padrão de drenagem (FIG. 12) que tem como característica geral o deságue dos rios no Oceano Pacífico e outros, no caso da região de estudo, que desembocam no estuário Golfo Dulce.

Quanto à análise do padrão de drenagem, observa-se na parte SE da península, estruturas retilíneas e rios com traçados curtos que sugerem um controle estrutural (rio Ciénaga e rio Platanares). Na região da planície costeira se distinguem alguns padrões retilíneos, sendo o mais característico controle estrutural. Nas fotografias se percebe captura da drenagem e assimetria da bacia, especialmente na região de Fila Matambre, o rio Nuevo e o rio Tigre. Ao oeste da península predomina um padrão de rede de drenagem rectangular e no resto predomina um padrão paralelo e em menor frequência, anastomado.

Relativo às estruturas e alinhamentos nos arredores da península de Osa, uma das falhas mais consideradas nos estudos regionais é a falha Longitudinal (no antearco), que tem um traçado com direção E-W da Costa Rica, com movimento possivelmente inverso, a qual foi descrita, pela primeira vez, por Dengo (1962). Várias falhas têm sido descritas na literatura, e que apresentam importância na morfologia atual ao longo do sul do país, por exemplo, a falha Golfito de movimento possivelmente inverso, de rumo N40°W (Montero *et al.*, 1998) e a falha Canoas, considerada a possível continuação da *Zona de Fratura de Panamá*, com movimento dextral (Cowan *et al.*, 1997). No setor oeste da península de Osa, Meschede *et al.* (1998) propõem a falha Drake, com direção sinistral e rumo ENE-WSW, e a relacionam com a indentação da Cordilheira de Coco. Outra morfologia importante é a Zona de Falha Média (MFZ) que tem 2 a 3 km de largura, com rumo N, caracterizada por ser de alto ângulo com direção lateral direito. Corrigan (1986), analisa que ao leste desta falha somente afloram sedimentos e não o embasamento e propõe, que os turbiditos plio-pleistocênicos, que formam parte importante da costa das

Pequenas lagoas (*sag ponds*) ou regiões alagadas especialmente ao sul e centro da península (fora da região de estudo), foram reconhecidas claramente no campo.

Vários alinhamentos afloram na região, sendo o mais característico o alinhamento da falha Osa e a escarpa que vai ao longo dos cerros de toda a península, nomeada neste trabalho como escarpa Pinzón (FIG. 13). Nesta pesquisa o alinhamento da falha foi delimitado por meio das imagens satelitais analisadas, seguindo o padrão de drenagem, os terraços e com a interpretação dos afloramentos de campo localizados desde o sudeste da península até o noroeste. Sendo este, a margem leste da forma dómica observada ao longo da península de Osa.



Figura 13. Vistas da escarpa Pinzón.

Na carta batimétrica (NOAA, 1998), identifica-se uma deflexão no centro do Golfo Dulce na altura do alinhamento de Osa que Denyer *et al.* (2003), consideraram como a possível continuidade da falha. Além disso, dados de relocalização de sismos de Güendel e McNally (1986), na região do Golfo Dulce, poderiam estar indicando outro alinhamento perpendicular daquele que propõem. A morfologia de alguns alinhamentos foi constatada também na linha batimétrica de 200 m e várias escarpas já estudadas por Hebbeln *et al.* (1996). Dentre os alinhamentos propostos se tem, assim mesmo, as falhas que delimitam o Golfo Dulce: A falha

Oriental de Golfo Dulce e a falha Occidental de Golfo Dulce, propostas por Berrangé (1989; Kriz, 1990) em seus modelos evolutivos para a região.

Segundo os dados de Arroyo (2001), a seqüência sísmica de janeiro de 1999, iniciada em um evento interplacas, poderia ter ativado o falhamento cortical de Golfo Dulce, paralelo à falha Osa ou da própria falha Osa. Neste sentido, é importante considerar que pela evolução tectônica desta região muitas falhas ou escarpas observadas podem estar indicando feições como falhas transcorrentes, antigos centros de dispersão, ou falhas que respondem a esforços antigos quando o ponto triplo estava migrando à posição atual, e que têm sido subduzidas pela placa de Coco. Algumas poderiam corresponder a falhas reativadas pela geodinâmica atual (L. Linkimer, com. pes., 2007) ou podem ser suturas geradas da acreção dos diferentes blocos (DiMarco *et al.*, 1995).

A falha Osa se estende no continente, possivelmente entre punta Sombrero e praia Zapote (coincidindo com parte do alinhamento da falha Occidental do Golfo Dulce (FIG. 2) proposta por Kriz, 1990) até Fila Matambre. As observações de afloramentos no rio Tigre e especialmente o terraço marinho em Zapote, bem como os alinhamentos de captura dos rios (FIG. 12), revelam ainda mais seu possível traçado. Berrangé (1987) propõe uma bacia tipo *pull apart* (Golfo Dulce) e uma cunha, onde foram depositados turbiditos derivados dos blocos que constituíam o centro soerguido da península; e que tem uma declividade entre 2°- 5° ao NE (penínsulas de Osa, Burica e cochilha Golfito), sendo classificado como um monoclinal por Gardner *et al.* (1987).

4.2 Descrição da geomorfologia local

No mapa distinguiram-se as diferentes feições que se resumem no mosaico de fotografias aéreas de escala 1 : 25.000, adquiridas no Instituto Geográfico Nacional da Costa Rica.

4.2.1 Zona de transição entre a região montanhosa e planície costeira e fluvial

A forte mudança entre a zona montanhosa e o denominado piedemonte da começa à planície costeira, transição que é facilmente identificável ao longo da península (FIG. 13). A constituição dessas geomorfologias na região de rio Nuevo (SW da região em estudo), é basicamente descrito como *Melange* de Osa e a cobertura dos sedimentos do Grupo Osa. É ao nesta zona de transição que foi traçada a escarpa Pinzón.

Segundo a análise de pendentes, em média se dá uma mudança entre a região montanhosa e a planície costeira, sendo de 38° na zona do setor de Río Nuevo, 8° em Finca San Martín e a transição perto de praia Zapote é tem aproximadamente 4° de declividade. No setor perto da praia Zapote, tem uma inclinação média de 0,23°. Ao norte da área de estudo a planície costeira tem uma média de 0,2°. Para este último ponto se tem dados de basculamento para o NE.

Como foi descrito, ao longo da península e o setor central estão caracterizados pela presença de uma morfologia dômica cujos padrões de drenagem mudam entre retangulares a anastomasados. A região oeste é caracterizada por ter maior pendente na região de transição entre montanha e planície. Na região leste os rios são mais longos, confirmando as análises morfométricas realizadas anteriormente nessas áreas. Neste sentido, afloramentos dos rios Ciénaga, Platanares e Tigre, assim como, as formas de controle estrutural inferidas, as estruturas morfológicas e pequenas falhas observadas, foram fundamentais para entender o possível alinhamento da falha Osa.

O padrão de drenagem da região de estudo está caracterizado por rios quase retilíneos e outros rios menores que percorrem e formam pequenos estuários e regiões de manguezais (desembocadura do rio Conte, desembocadura em Pueblo Viejo, por exemplo). Predomina assim um padrão paralelo na região.

4.2.2 Planície costeira

Esta região é o foco principal do estudo e tem sido formada por processos acrescionais de cordões litorâneos e terraços marinhos com a intervenção do que seria a zona de inundação fluvial.

O sistema fluvial na planície costeira é assimétrico, e a maioria dos rios fluem de sul a norte, desembocando no Golfo. Os rios, da área de estudo, se caracterizam pela ausência de padrões tipo *crevasseys* ou *point bars*, a exceção dos rios Tigre e Agujas (fora da área), nos demais predominam correntes laminares. Terraços fluviais foram observados ao longo do rio Platanares correspondendo a níveis antigos do leito do rio, não atingindo mais de 0,70 m. Na maioria dos casos são perpendiculares ou oblíquos aos *beach ridges* observados.

No campo, foram mapeados os diferentes afloramentos de terraços fluviais e cordões litorâneos (FIG. 14), os quais foram preliminarmente descritos por fotografias aéreas de diferentes escalas e outros foram mapeados somente na escala de trabalho de campo.

As geoformas mais representativas que contornam a planície costeira que tem 3,5 km de largura, foram interpretadas como seqüências de mais de 7 cordões litorâneos principais e terraços. Os terraços marinhos ou fluviais foram caracterizados como T1 até T3 (FIG. 14) e as faixas de cordões litorâneos como (CL). As cristas de praia de menor tamanho foram só observadas no campo.

- T₁ Como se observa na figura 15, o terraço localiza-se na beira da praia Zapote e apresenta uma altura de até 3 m, entre o limite da planície costeira e a pós-praia, desaparecendo lateralmente para uma morfologia tipo berma com menos de 50 cm. Em conjunto, apresentam uma declividade para NE. O traçado pode-se seguir por 500 m. Intermitentemente parecem aparecer outras fácies mais grossas da seqüência, na praia Sombrero. Também aparecem na praia Tamales, onde diminui consideravelmente altura e as fácies são mais finas. Este terraço T1 acompanha depósitos na base que dataram mais 43.000 AP nos afloramentos da planície estudada e no topo se datou um depósito de conchas de 1650 AP.

- T₂ O terraço 2 está a 9 m de altura e apresenta uma espessura visível de 6 m com um rumo de N60°E. Este localiza-se ao longo da planície costeira por varios quilómetros. Na região proxima de praia Zapote, apresenta uma declividade de 8° (FIG. 14). Está constituído por uma base de areias grossas, e às quais se sobrepõem material mais grosso conglomerático cimentado, com matações de até 8 cm. No topo observa-se areia média inconsolidada com presença de matéria orgânica. O traçado pode-se seguir por 3 km e aparece e desaparece perto de Puerto Jiménez.



Figura 14. a. Vista dos terraços T₁ e T₂ na planície costeira perto da praia Zapote.
b. Vista do terraço T₂.

- T₃ é um terraço com 4 m de altura, com depósitos e estruturas indicativas de deposição de tempestades nas fácies texturais mais grossas. É constituído por conglomerado suportado por

clastos com estratificação cruzada acanalada. A granulometria do depósito é variada, sendo que o comprimento de eixo maior dos clastos não ultrapassa 10 cm. Em alguns depósitos se observam *rip-ups*.

Um dado importante que se tinha considerado como parte das mudanças e na evolução da costa, foi a correlação de alguns depósitos como indicadores de tsunamis, mas estes dados não foram contundentes. Como foi observado em Puerto Jiménez, especificamente na praia de Pueblo Viejo, fragmentos arqueológicos e restos de edificações foram achados e podem datar mais de 1000 anos (M. Sanchez, com pess. 2007), além, segundo o já exposto de afloramentos no rio Platanares, onde foram datados restos de idades de 2390 anos (Drake, 1989). Estes são indicativos de subsidência e mudanças do nível do mar.

É possível que no caso dos restos mais recentes encontrados em praia Pueblo Viejo (que poderiam datar após colônia espanhola), seja atribuída como causa do enterramento por um possível *tsunami*. Esta informação do evento só é conhecida em artigos históricos e segundo Fernández *et al.* (2000), por isso não se pode assegurar que tenha ocorrido ou não. Se o tsunami tivesse atingido, este foi consequência do terremoto do dia 4 de agosto de 1854. Embora fossem achados importantes registros sedimentológicos no campo, se conhece sobre a destruição das poucas casas que existiam no sítio.

As demais feições indicadas no mapa geomorfológico como CL, são feixes de cordões litorâneos que não sobrepõem 1m de altura. Na local da fazenda Corozal os cordões litorâneos foram associados com uma planície maior, como foi conferido no campo que a separação de crista a crista entre varia entre 40 m e 70 m (FIG.15). E foram achados em algumas regiões terra adentro, em até 40 m de altura.

Em geral os cordões litorâneos ao norte do alinhamento da falha Osa, predominam com rumos N5°E, na região do rio Ciénaga foram medidos rumos de N45°W e N60°W. Ao sul do alinhamento desta falha, fora da região de estudo, predominam rumos de N40°E.

Neste trabalho foi conferida a direção do alinhamento e das estruturas como os terraços e as cristas de praia, indicando que não se teve muita mudança na deriva litorânea ou na refração de ondas na região de fazenda Corozal. A mudança de direção dos cordões litorâneos na região, observada nas fotografias aéreas, está indicando a mudança da morfologia da linha de costa e a refração de ondas.

Perto da região de praia Sombrero, se observa um local onde os cordões litorâneos parecem ter uma curvatura importante, com uma pendente para sul, que poderia estar indicando o alinhamento da falha ou, uma morfologia de leito do rio abandonado. Mas na região entre Tamales e Sombrero (fora da região de estudo). A observação dessa pendente para sul poderia indicar control estrutural pela falha Osa. Isto foi difícil de perceber no campo devido à cobertura de floresta e plantios de árvores de *melina*.

4.2.3 Zona de pós-praia

Para caracterizar a zona da praia aérea e subaquosa, foi utilizado o modelo 3D do estado praiial de Short (1978). O padrão de refração de ondas é o fator mais importante em desenvolver configuração de praias. Nestas praias, do tipo refletivo, a incidência de ondas (TAB. 3) levemente oblíquas é dominante. Em geral, não existe, atualmente, segundo a definição de pós-praia, uma região bem desenvolvida, pois, as marés chegam até a falésia.

Tabela 3: Tipos de praia. (Segundo Short, 1978).

Gradiente da praia	Tan B	Tamanho médio dos grãos	Tipo de praia	ϵ	Tipo de onda dominante	Estado praiial dominante
Alto	> 0,1	Grosso-granulo	Refletiva	< 2,5	Ondas incidentes	1,2,2'
Baixo-moderado	0,1-0,03	Areia média	Refletiva-dissipativa	2,5-33	Incidentes-infragravitacionais	1-6
Muito baixo	< 0,03	Areia fina	Dissipativa	> 33	Infragravitacionais	Barra interna 1-6 Barra externa: 6,5

Na **praia de Puntarenitas**, foram feitas pequenas trincheiras nas bermas e no caminho a Puntarenitas, onde foram determinadas as estruturas sedimentares inclinadas e com estratificação cruzada. Cristas e canaletes só foram observadas na praia de Platanares. Os ângulos promedios medidos na zona do estirâncio durante setemebro e outubro, entre praia Pueblo Viejo, Punterenitas e Preciosa-Platanares, variaram aproximadamente de 3° de declividade até 8°, respetivamente.

Na parte da ponta da barra Puntarenitas existe uma estrutura diferenciada, El Cantil, é uma estrutura chamada assim pelos povoadores da região, é uma encosta subaquática que pode estar indicando um embasamento consolidado ou um equilibrio entre suprimento da deriva litorânea e suprimento do rio Platanares (FIG. 16). Na carta batimetrica (NOAA, 1998), na linha de 100 m,

observa-se a formação de uma grande escarpa que coincide em continuidade com essa estrutura de forte pendente *El Cantil*.

Na **praia Platanares** são típicas as formas cuspidas, sendo que não existe no litoral em estudo, linhas costeiras ou spits do tipo cuspidos, mas sim pequenas estruturas de praia denominadas *cusps* (FIG. 17), formadas pelo *swash* e *backwash* das ondas e são encontradas na borda em nível alto da maré.

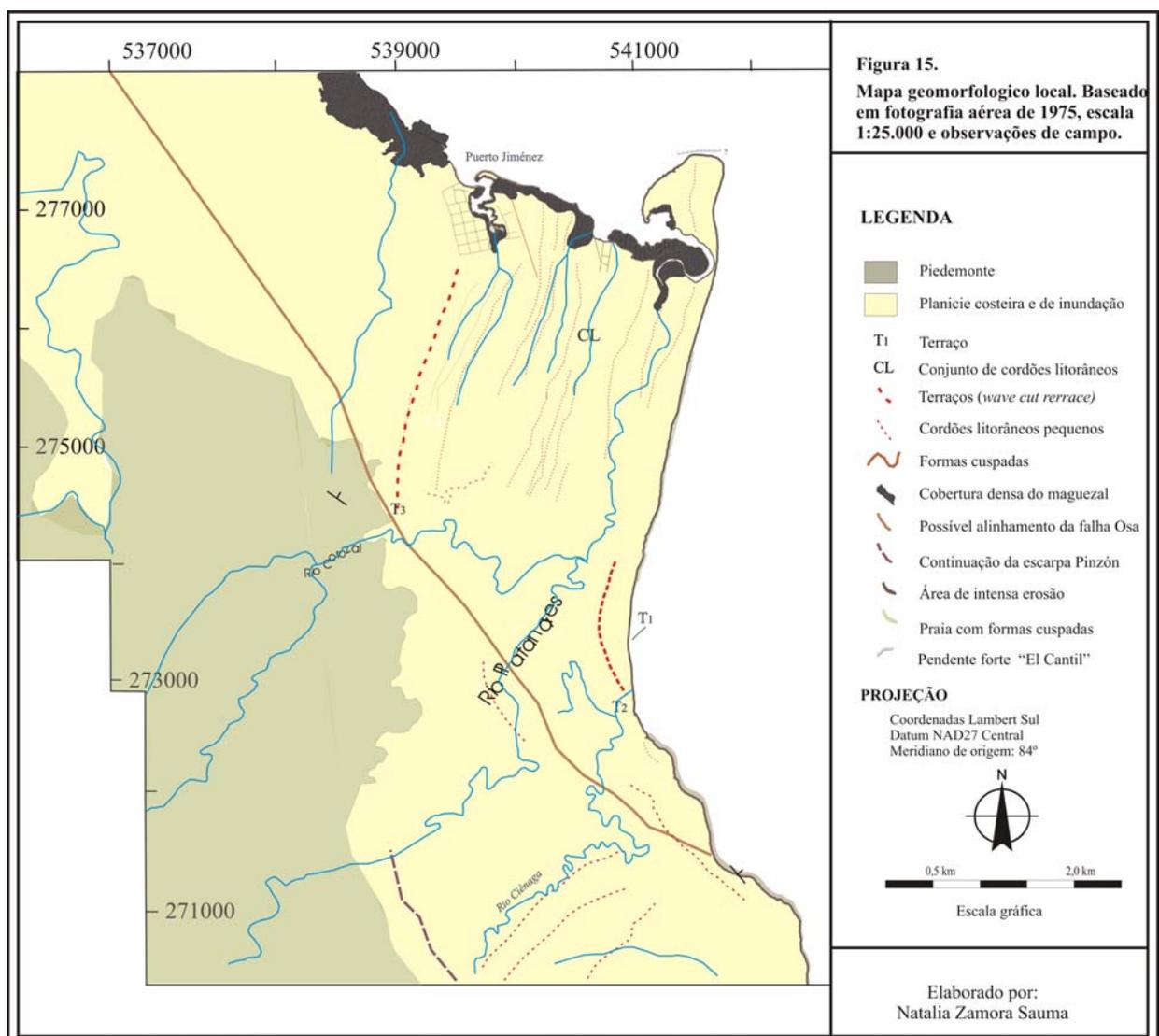


Figura 15. Mapa geomorfológico local.

No lado direito na jusante do rio Platanares foi reconhecida uma morfologia interessante, que tem as características sedimentológicas e morfológicas de um *spit* (*sensu stricto* Evans, 1942) até uma barra arenosa, a qual segundo a análise de fotointerpretação, se tem modificado muito pouco ao longo do tempo. Propõe-se que essa relativa estabilidade seja devido ao aporte constante de sedimento fino do rio Platanares, pelo domínio da ação das ondas e o aporte da deriva litorânea que parece converger; sendo de sul a norte na região de Zapote a Puntarenitas e, ao norte da península, parece ter uma direção de norte a sul.

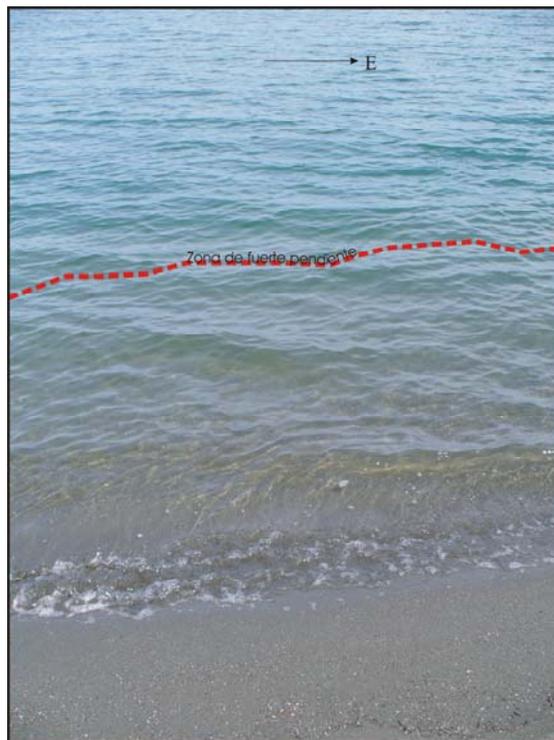


Figura 16. Foto do El Cantil, estrutura de forte pente observada em Puntarenitas.

Na praia Preciosa-Platanares, existe uma berma atual de 1,5 m. Na tricheira feita na praia, foram identificadas estruturas inclinadas, sendo que sugerem efetivamente a ocorrência do processo de *swash*. Na praia Zapote, tais estruturas afloram discontinuamente e são mais características na parte sul da península onde afloram como corpos isolados e com menos de 1,5 m de largura, que possivelmente foram desenterrados na região do estirâncio superior. Na fazenda Corazal (ANEXO E) foi observado um corpo isolado similar, a uns 7 km terra adentro.

As cristas atuais ao longo das praias de Zapote e, especialmente, na praia Platanares apresentam as características básicas de corpos tabulares de areia que foram desenvolvidos no terraço de maré baixa, durante os períodos construtivos. Ao norte do litoral (FIG. 15) se observam

praias cuspidas, que correlacionadas com as variações granulométricas, coincidem com variações de grão característicos destas cúspides e variam desde areias, seixos e calhaus (*cobbles*), com formas quase triangulares.



Figura 17. Foto da praia Preciosa- Platanares, observa-se a declividade de $\sim 8^\circ$ na região do espraiamento e a paleoberma com vegetação.

4.3 Variações na linha de costa

No caso de mudanças de maré relacionadas ao caráter estocástico, se consideram mudanças ocasionais como tsunamis, seiches, tempestades. As últimas duas foram constatadas na formação de *cusps* e mudanças sazonais (observação entre agosto e outubro 2006 e agosto 2007). Ambos critérios têm afetado as mudanças do nível relativo do mar, da região, deve-se considerar mais um outro fator, a possibilidade do efeito tectônico na região, já que entre a península de Burica e a região de Puerto Jiménez foi verificada uma grande variação da dinâmica litorânea com respeito à construção e erosão praial, especialmente em Golfito e arredores. Isto pode ser o indicativo do fenômeno de subsidência, levando em conta o basculamento regional ao NE. Trabalhos de campo indicam que na região de Golfito vem ocorrendo uma retrogradação da linha de costa que é mais lenta que a erosão que ocorre no sul da península de Burica, onde as taxas de soerguimento são mais altas.

A partir da esteoroscopia foram analisadas fotografias aéreas e satelitais desde a década de 1960 até o ano 2003 e reduzidas ou ampladas, para a escala 1: 20.000 (FIG. 18). Além disso, foram analisadas imagens satelitais na banda 8 (ANEXO C.2) sobrepostas à imagens com dados altimétricos do SRTM, que facilitaram a delimitação da linha de costa.

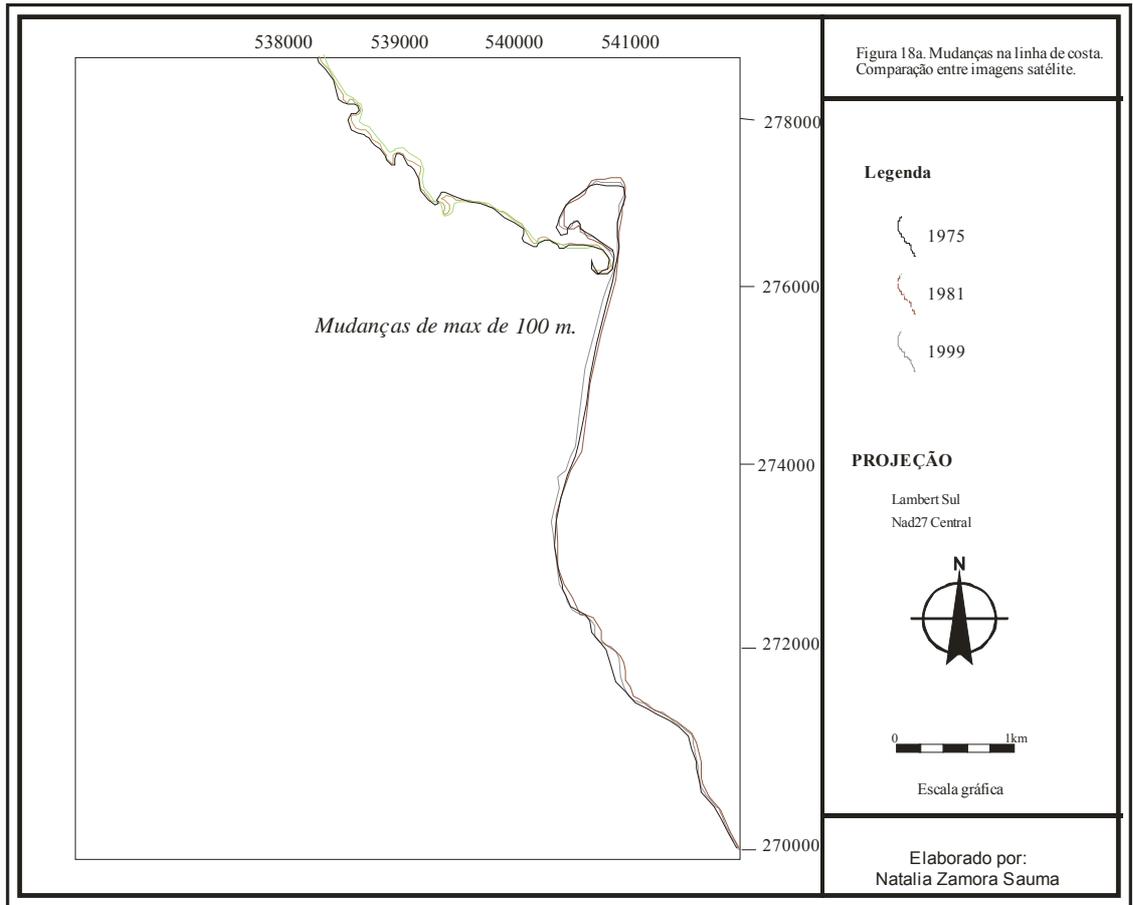


Figura 18. Mudanças na linha de costa.

Na figura 18-a mostra-se a comparação da linha de costa em diferentes anos e na figura 18-b um detalhe das mudanças do esporão (*spit*), isto se fez unificando todas as fotografias aéreas numa escala. Foram analisadas as imagens satelitais de sensores MS, MSS, ETM⁺ dos anos 1979, 1987 e 2000 respectivamente. No caso não foram utilizadas as fotografias aéreas conjuntamente com as imagens, devido à dificuldade ocasionada pelas diferentes escalas e a resolução, para fazer uma correta projeção, mesmo com pontos de controle em campo, se estimou um grande erro, pelo que foi considerado trabalhar separadamente as imagens ortoretificadas.

Desta forma, foi possível medir mudanças de até 100 m na horizontal, considerando-se um ângulo de praia similar ao atual. Segundo informações de pessoas que têm morado na região por mais de 60 anos, descreveram mudanças de até 100 m, especialmente na praia Zapote e, fora da região de estudo, em Punta Sombrero, onde a erosão do terraço marinho é evidente (FIG. 19).

Outro dado interessante obtido no campo, para os último 20 anos, que indicam transgressão marinha de 40 a 50 m, foram as informações obtidas dos *mojones* que foram encontrados e são agora atingidos pelo mar nas marés altas. Os *mojones* são níveis de referencia geográficos, que indicam a preservação dos 50 m de faixa marítima, colocados pelo Instituto Geográfico Nacional (IGN) da Costa Rica, segundo o indica a lei 6049 do ano 1977, de preservação dos 50 m da *Zona Marítima Terrestre* (ZMT), o *mojón* é colocado a 50 m desde a maré mais alta ou considerando a linha de vegetação no caso dos manguezais.

Beach ridges, como indicadores de progradação das praias arenosas, sugerem também a existência de uma importante fonte de areia no passado, para uma dada posição do nível do mar (Toldo, com. pess., 2007).

Tabela 4. Dados da localização de *mojones*.

No. <i>mojón</i>	Coord. N	Coord. E	Observações
Puntarenitas	277.500	541.500	Colocado no ano 1988, observado em 09/2006 a maré mais alta o o sobrepasa 1m.
Platanares	273.990	541.166	Linha de costa: 541184/273984
IGN 182	274.470	541.289	Em 10 anos tem mudado 20 m, Mudança de 70 m.
IGN 192, Iguana Lodge	274.073	541.193	Em 1996 541193/274073 e linha, 541221/274065 Em 10 anos tem mudado 28 m.

Maiores mudanças em Puntarenitas são devido possivelmente as alterações de suprimentos de material afetados até por épocas de menor chuva. Bergoieng (1978) classificou a *flecha* de Puntarenitas como barra arenosa estável pelo controle do suprimento de sedimentos.

Neste trabalho não foram estudados parâmetros da dinâmica costeira atual, o que fez mais difícil ainda explicar essa relativa estabilidade, pelo menos nos últimos 20 anos. Houve épocas onde a mudança morfológica foi maior, principalmente entre 1960-1981 na região de Puntarenitas e maior nos últimos 20 anos na praia Zapote. Os dados dos furos e das pequenas trincheiras em Puntarenitas não forneceram informação clara, só conseguiu-se interpretar uma leve estratificação plano paralela (Coord. 277.405 N/ 541679 E). Na pós-praia e na região de espraiamento, foram identificadas estruturas inclinadas, mas nada que indicasse alguma mudança importante na sedimentação do esporão.

Índices de erosão- sedimentação

Os parâmetros que foram utilizados para análise qualitativa foram baseado no método Índice de Erosão-Sedimentação Costeira” de Cárdenes & Obando (2005) e, o uso de elementos como foi exposto acima como por exemplo os *mojones*. O método mencionado requer uma avaliação de pelo menos 2 anos para considerar mudanças sazonais, mas neste caso se apresentam os primeiros resultados com observações de um ano pelas limitações de tempo. Este modelo consiste em descrever elementos simples, como localização da vegetação, bermas, tamanho das mesmas, comparação de fotografias aéreas, indicaram as possíveis intervenções antrópicas (edificações como estruturas para estabilização costeira).

Como se menciona na parte anterior, foram reconhecidas exposições de raízes de palmas e queda de vegetação arbórea na praia ao longo de toda a pós-praia desta região, sendo menor na região entre Ciénaga-Platanares. A erosão é intensa nos terraços quaternários de praia Zapote, onde além, se tem afloramentos de lama arenosa na praia. A erosão dos *mojones* (TAB. 4) e na comparação das fotografias dos anos 1975 e 1999, se indica um avanço do manguezal no continente na região arredor do rio Ignacia e na região de Pueblo Viejo. Mudanças no manguezal têm acontecido na região do povo de Puerto Jiménez, onde se tem estruturas quase dentro do manguezal. Aqui deve ser considerado que durante a década de 1970 os mangues foram implantados, já que eles estavam sendo sobreexplotados para utilizar a madeira, considerando-se então o aporte do fator antrópico nessas mudanças.



Figura 19. Fotos que m erosão costeira ao longo do litoral em estudo. a. Praia Pueblo Viejo b. Praia Puerto Jiménez c. Praia Sombrero, erosão da Formação Burica; d. Praia Puerto Jiménez e. Praia Pueblo Viejo; f. Puntarenitas.

Com base nesta informação se obtém que a região de praia Puerto Jiménez tem nível 4 segundo os índices propostos, traduzindo-se em um nível forte de erosão. E o resto da linha de costa está valorizada como índice 3 com exposição de raízes e terraços de erosão. Na praia Platanares o índice de erosão foi considerado 2 (leve). Esta informação foi incuída no mapa geomorfológico (FIG. 15) onde se mostra o nível 4 (zona de erosão intensa).

Não foram encontradas estruturas para estabilizar o recuo da linha costeira, só na região de praia Puerto Jiménez, como parte da construção da calzada.

Os fatores mais relevantes que podem estar afetando estas mudanças são: o aumento do nível relativo do mar, que está sendo maior em contraposição do suprimento de sedimentos e o soerguimento estimado para a região de 2 a 6 mm/ ano (Gardner *et al.*, 1987; 1992).

4.4 Considerações finais

O litoral pacífico da Costa Rica pertence ao tipo de *costa de colisão continental* ou *leading edge* associada a limites de placas convergentes segundo a caracterização de Inman & Nordstrom (1971). Como se tem exposto isto é, somado ao fator climático, o que tem gerado as formas e estruturas características da região. Num sentido geral, considerando-se somente a península de Osa, pode-se dividir a área em formas de origem denudacional, relacionada a fatores de erosão nas montanhas e os depósitos colúviais. Um dos primeiros fatores analisados qualitativamente, foi o padrão de drenagem, o qual permitiu reconhecer feições influenciadas ou controladas pela tectônica. Muitas feições estão relacionadas com uma origem estrutural, como observado ao norte da península. A influência da tectônica foi delimitada no resultado dos soerguimentos (montanhas), terraços e a formação da laguna Corcovado (oeste da península) e outras depressões também fora desta região em análise. Grande parte do foco desta discussão tem maior relação com as formas de origem marinha (cordões litorâneos e terraços). Esses dados são fundamentados com a análise do padrão de drenagem acima mencionado, e as estruturas retilíneas na parte SE da península. Os rios que mudam em traços curtos, controlados estruturalmente, são Ciénaga, Platanares e Tigre. Estes mesmos foram analisados quantitativamente e regionalmente por Wells *et al.* (1988), num estudo de morfotectônica, no que concluíram sobre o padrão anômalo quando comparado com outras regiões do país.

A falha Osa foi realacionada com um conjunto de fatores, como é o caso da estrutura tipo dômica que forma a escarpa *Pinzón* e os rios Ciénaga e Tigre, sendo este um dos poucos lugares

da região em estudo foram reconhecidos possíveis deslocamentos ocasionados pela possível falha Osa. Por isso, entender a morfologia dessa falha e a interpretação de sua dinâmica são de grande interesse para ser considerada nos estudos de planejamento costeiro. Pouco se conhece da estrutura, mas já tem sido amplamente referida e foi Arroyo (2001) que indica a possibilidade de ter ocorrido movimento neste século. Não se conhece esta estrutura no fundo marinho, ainda que em trabalhos de Hebbeln *et al.* (1996) e Denyer *et al.* (2003) a estrutura tenha sido traçada, não como falha, mas sim como sua possível continuação. O alinhamento da falha tem um rumo SW, é do tipo normal com uma possível componente sinistral (Montero *et al.*, 1998). Eles reportam o possível traçado da falha entre a praia Zapote e continuando até Fila Matambre, somente com dados de fotografia aérea. Registros de deslocamento determinaram 1,8 m ao longo dos últimos 35 ka segundo Gardner *et al.* (1992); que reportam deslocamentos de depósitos marinhos rasos e fluviais do Quaternário Superior, indica que a idade do último movimento é menor do que 15 ka (Montero *et al.*, 1998).

A presença dos cordões litorâneos descritos foi estabelecida pela primeira vez por Madrigal (1977) e estudada sedimentologicamente por Pinter (1988) e Gardner *et al.* (1992). São considerados aqui como *strand plains* já que não foram observados depósitos de lagoa seprando estas seqüências ou entre os *beach ridges* na região de Osa (Reading & Collison, 1996). No terraço T1, encontrado aos 8 metros acima do nível do mar foram datadas camadas maiores a 43000 anos AP na base até <1650 AP quase no topo. O terraço 2 coincide com uma datação feita por Pinter (1988) onde dataram uma idade de 590 anos AP, na camada a 1 m acima do nível do mar. Esses autores asumiram um nível do mar 120 m menor do atual. Isto significa uma taxa de soerguimentos de 5,6 mm/a segundo modelo utilizado por Pinter (1988).

A mudança dos rumos dos *beach ridges* se deve a morfologia da costa sendo que forma embaixamentos separados por pontais com material mais grosso (*Punta Tigre*). É interessante como se observa na região da planície nos arredores de Puerto Jiménez, uma densidade de cordões. Fato similar acontece ao sul da região de estudo e varia completamente na região da planície continental da praia Zapote e Ciénaga, fato que poderia estar indicando uma zona de deformação e erosão. É importante considerar-se também que as alturas dos cordões litorâneos não são consideradas para quantificar mudanças do nível do mar se tem ocorrido processos de soerguimento tectônico ou subsidência (Johnson, 1972).

Geralmente estes depósitos estão ligados a micro e meso marés e a abundante suprimento de material na zona próxima a praia (*nearshore*), níveis regressivos do mar ou níveis constantes e

alterações na periodicidade de tempestades de alta intensidade e dos sistemas de ondas (Curry, 1964), mas considerando os dados sobre taxas de erosão tectônica (Vannuchi *et al.*, 2003) e taxas de soerguimento (Gardner *et al.*, 1992). Deve-se ter cuidado no tratamento dos dados, como foi já constatado em algumas regiões de tectônica ativa, é comum a classificação de cordão litorâneo, por serem terraços originados de uma plataforma erodida (*scoured*) com acumulação de detritos, conchas, areias, em regiões com altas taxas de soerguimento que podem não coincidir com o significado, *sensu stricto*, dos cordões litorâneos, os quais são originados por ondas, num período de mudanças oceanográficas. Um caso de estudo foi feito em British Columbia, Canadá (Clague *et al.*, 1992). Neste sentido, os *beach ridges*, também podem fornecer informações importantes do paleoclima, já que se podem conhecer mudanças de suprimento (aumento) por mudanças climáticas e a consequente erosão. Este tema foi difícil de abordar porque nesta região predominaram as taxas de soerguimento e o suprimento de sedimentos acima, até de transgressões marinhas.

A deposição das terraços parece ter sido sincrônica ao longo da costa Pacífica da Costa Rica, e desde o Holoceno médio o soerguimento dos depósitos de *pedemonte* tem excedido a taxa do incremento do nível do mar (Drake, 1989). E segundo Corrigan (1986) regionalmente quando se descreve sobre processos de soerguimento forte de Térraba, na região de Osa se evidenciou subsidência.

A morfologia do esporão em Puntarenitas, se poderia explicar pelo domínio do transporte de sedimentos por *swash* (fluxo) e *backwash* (refluxo). Também o que pode estar ocorrendo, e que não foi possível verificar pela pouca profundidade atingida pelos furos nesta zona, é a ocorrência de um subembasamento mais consolidado como o existente nos terraços de praia a 4 km. Além disso, o controle das correntes do rio, é de menor intensidade, pelo que é influenciada por correntes litorâneas e pela ação das ondas. Considerando definitivamente a borda como sedimentos acrecidos atualmente e em outras épocas erodidos, o crescimento do esporão está limitado pela ação das ondas de diferentes direções.

As causas de erosão

A linha de costa pode ser considerada uma feição muito variável sujeita aos processos dinâmicos do oceano, da tectônica, das tempestades e dos fenômenos relacionados à geodinâmica interna da Terra que têm grande peso nesta região. Os dados do nível relativo do mar atual, nível do mar médio, deve ser estimado por um promedio calculado ao longo do tempo entre marés altas

e baixas (*mean tide level*), com aproximadamente 20 anos de medidas (Bird, 1985). Na prática, é definido em relação a um datum, neste caso o mapeamento se fez baseado no datum NAD27 Central (FIG. 18).

Se tem observado o crescimento do manguezal ocorre em direção no continente, isto é devido a entrada do mar, as águas se salinizam pela penetração de água marinha e o mangue vai migrando ou avançando, é mostrado na figura 15. Assim usando-se este indicador, e em base às descrições de possíveis causas de erosão costeira além dos processos analisados na região, pode-se concluir que o nível do mar está aumentando. Segundo dados de Bergoening (1978), esta região iria sofrer uma progradação da linha de costa nas próximas décadas, mas o autor só menciona isto, considerando o suprimento de sedimentos dos rios qualitativamente. Faltando ainda, estudos que considerem o balanço entre o suprimento, por deriva litorânea, e outros fatores como correntes ou mudanças no nível do mar que possam ajudar a prever a evolução deste litoral.

Em contraposição, e por exposição de alguns habitantes da região, o manguezal tem avançado rumo ao continente e não o contrário o que pode estar indicando subsidência isostática e mudanças no nível do mar, seja por causas relacionadas à ampliação do espaço de acomodação pelo decréscimo do suprimento para isto falta uma pesquisa mais detalhada dos processos oceanográficos. Por exemplo, a erosão se dá quando a perda de sedimentos ao longo da praia é maior que o que recebe. Processos que intervêm para acrescentar erosão da praia (ANEXO F) são: períodos de tempestade, storm surges, remoção de sedimento da praia por meteorização ou lavagem (*winnowing*).

Possivelmente, a erosão esteja acontecendo por mudanças no suprimento de sedimentos dados, por exemplo, por mudança da deriva litorânea ao norte, e pelas mudanças do nível do mar. Embora, poderia se inferir também, que está ocorrendo um processo de subsidência tectônica diferenciada, isto é que regionalmente se tem dados de soerguimentos claros (exemplos das datações na Coluna A), mas se apresentam regiões em que o basculamento da mesma e a parte tectônica (falha) podem estar causando uma subsidência nas regiões ao norte da região de estudo.

Segundo as características de colunas estratigráficas, ocorrem terraços que podem quantificar as taxas de soerguimento e possivelmente ciclicidade em termos de dados de dinâmica costeira. Nesta região, assumir uma ciclicidade para as tempestades é incorrer num erro, considerando-se a subducção atual da Cordilheira de Coco, e assumindo, o fenômeno do *El Niño*

que pudesse ter influenciado. Por isso utilizar informações de antigas linhas do nível do mar deve ser considerado cuidadosamente.

A região em estudo exhibe uma combinação de processos que tiveram início desde o Plioceno e que ocasionaram a mudança das geoformas, estes foram a tectono-eustasia, pela subducção da dorsal asísmica e as falhas, em resposta aos esforços gerados e as mudanças da dinâmica de processos oceânicos. O soerguimento em Osa começou a partir do Eoceno e no Plioceno Médio e se tem registros de que houve um processo de subsidência (Lew, 1983; Sak *et al.*, 2004; Vannuchi *et al.*, 2003) e sedimentos clásticos foram depositados inconformemente no sul da península de Osa.

Em termos gerais a zona em estudo está controlada estruturalmente o qual é característico devido à zona geológica de margen ativo que se estuda. Além disso, é importante realçar que esta zona vem sofrendo um soerguimento desde a entrada da cordilheira de Coco a aproximadamente 3,5~1 m.a (Coates *et al.*, 1992 e Corrigan *et al.*, 1990; Gardner *et al.*, 1992; respectivamente).

A deformação vertical nas zonas de subducção como ocorre no ambiente tectônico ao sul da Costa Rica, são consequência direta do falhamento inverso e da subducção de feições como a dorsal asísmica de Coco. E a evolução costeira local deste litoral está influenciada por esta dinâmica e a topografia tem relação com formas geradas principalmente durante Plioceno e Quaternário, suprimentos de sedimento subangulares a subarredondado erodido pelo clima de intensa chuva e carregado por rios de curto trajeto, a deriva litorânea a isostasia e as mudanças do nível do mar durante os últimos 45.000 e deve se considerar importantes mudanças após 7000 AP, que originaram anos a progradação da linha de costa.

V. ANÁLISE FACIOLÓGICA

Neste capítulo é apresentada uma caracterização das fácies encontradas na região de estudo com base nas características estatísticas e na descrição palinológica.

5.1 Análise estatística

Para analisar a estatística e elaborar o mapa de fácies, foram feitas coletas (FIG. 20) superficiais da planície costeira e da praia moderna, a uma profundidade não maior que 5 cm. Nos *beach ridges*, terraços marinhos e fluviais foram coletadas amostras seguindo a seqüência deposicional.

5.1.1 Amostras superficiais da praia moderna

5.1.1.1 Tamanho de grão e grau de seleção

Seguindo a descrição da área de estudo num perfil de NW a SE, o primeiro ponto de amostragem foi na praia Puerto Jiménez, onde existem sedimentos tipo grânulos e matações que aparecem na região superior do espraçamento. Sendo que a predominância é da fácies de areia fina, exceto na região de maré baixa onde a textura é mais grossa e mais pobremente selecionada. Na praia de Pueblo Viejo, existe o predomínio de fácies de areia fina e areia média pobremente selecionadas. No esporão de Puntarenitas predominam as areias finas moderadamente selecionadas e areias muito finas, muito pobremente selecionadas. No ponto P (276.000 N / 541.435), predominam fácies de areia média e grossa com seleção pobre a exceção de uma amostra com moderada seleção na parte média da forma cuspada (FIG. 21).

Na região entre praia Platanares e Puntarenitas (PM na FIG. 20) predominam areias médias seguidas por areias grossas pobremente selecionadas (ANEXO G). Na praia Ciénaga os perfis mostraram maior quantidade de areias médias moderadamente selecionadas.

Na praia Platanares, conhecida localmente também como Preciosa-Platanares (perfil PP), predominam areias médias com seleção moderada a pobre. As praias Ciénaga e Platanares foram das poucas áreas, de toda a região em estudo, onde a seleção melhorou.

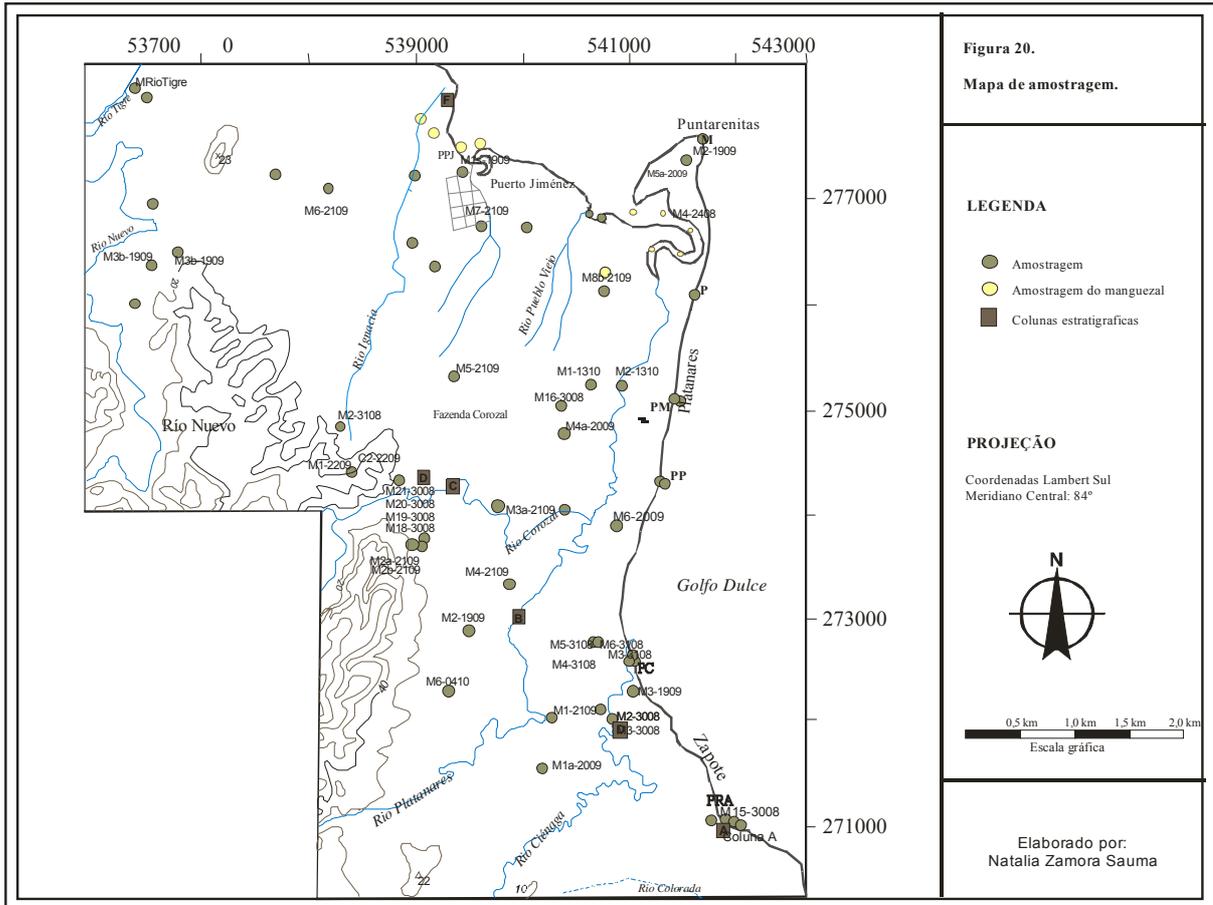


Figura 20. Mapa amostragem.



Figura 21. Fotografia aérea oblíqua mostrando parte da região em estudo.
Fonte: Sr. Jorge Carranza.

Na praia Zapote, os sedimentos variaram de areia média, grossa a muito grossa na região de espraiamento na direção N44°E, considerando a direção do continente ao mar. Todas as amostras apresentaram uma seleção pobre. Nesta praia afloram depósitos de *beach rocks* de 40 cm até 1m x 0,75m, de composição calcária predominantemente e com diferentes tamanhos, e que gradam de muito angulosos a arredondados que não ultrapassam os 3 cm. Em termos gerais se observa uma variação lateral da fácies de praias, especialmente a deposição de matacões até afloramentos de silte e areias finas de cor azul.

5.1.1.2 Curtose e assimetria

A **curtose** tem a ver com o pico da curva (angulosidade), isto é, a distribuição platicúrtica será uma curva mais planar com os finais da curva melhor selecionados que o resto da distribuição principal central. Assim, os dados de curtose e assimetria advertem sobre a anormalidade do sedimento. No anexo G são resumidos os dados de estatística descritiva obtida e pode se reconhecer um predomínio de curvas mesocúrticas. Na parte norte da região de estudo, na praia Puerto Jiménez, se observa uma mudança nas amostras coletas com uma diferença desde mesocúrtica até muito leptocúrtica no ponto médio, do perfil de amostragem com rumo leste na região de espraiamento, onde não acabou a vegetação de mangue e se dá o processo de erosão costeira. Na região mais próxima do maguezal, entre praia Puerto Jiménez e praia Pueblo Viejo, se tem predomínio mesocúrtico e a região do mangue, que está mudando, parece ter avançado rumo ao continente.

A região proximal do mague foi amostrada na praia de Pueblo Viejo, onde este é mais denso, e na qual se obteve uma curva muito leptocúrtica. Enquanto que, na região de maior influência do rio, na desembocadura Conte (Pueblo Viejo), se tem uma curva leptocúrtica, com um pico com distribuição melhor selecionada na parte central que nos extremos da curva. Na flecha ou barra arenosa de Puntarenitas foi efetuado um perfil onde se coletaram 3 amostras, as quais apresentaram curvas leptocúrticas e somente a amostra central é platicúrtica. Ao sul de Puntarenitas (FIG. 22), o perfil de 50 m com amostragem a cada 10 m, como em todos os outros, se obteve uma variação na região do espraiamento (quase na zona de surfe) de um comportamento leptocúrtico, mesocúrtico, platicúrtico e novamente mesocúrtica, isto em direção ao continente. Na região entre praia Platanares e Puntarenitas existem cristas com formas cuspidas (275.003 N / 541.424 E), com predomínio mesocúrtico, somente no início do *cusp* é do tipo platicúrtica. Da praia Platanares até praia de Ciénaga os perfis mostraram pouca variação, sendo que predominam areias médias, de moderadamente a pobremente selecionadas e com curvas mesocúrticas. Na praia de Zapote a variação é de leptocúrtica, platicúrtica a mesocúrtica (ANEXO G). Esta região de

intensa erosão apresenta acumulos de seixos e matações (Fig 23) com predominio de areia grossas a muito grossas na região do espriamento.

Não se apresentou nenhuma amostra com uma boa ou excelente seleção o que pode estar relacionado com a imaturidade textural que predomina na região.

Os valores de assimetria variaram de -0,326 (muito negativa) a 0,388 (muito positiva). Estes dados indicam a distribuição dos grãos que ao ser positiva refere-se a grãos finos e se for negativa aos grãos grossos. Na praia Pueblo Viejo, na região do manguezal (FIG. 22) predominam curvas aproximadamente simétricas, e só um dado de assimetria negativa (ANEXO G). Na praia de Puntarenitas, varia de aproximadamente simétrica a muito positiva. Ao sul de Puntarenitas, a assimetria varia de positiva a negativa em direção ao mar. Na praia Platanares predominam curvas aproximadamente simétricas. Ao norte, na praia Ciénaga, os dados são aproximadamente simétricos e somente uma amostra apresentou curva positiva. No ponto (276.000 N / 541.435 E) se observa uma variação da assimetria negativa a positiva em direção ao mar. Na praia Ciénaga se tem uma constante nas curvas, aproximadamente simétricas em todas as amostras. Na praia Zapote se observa uma assimetria que varia de aproximadamente simétrica a muito positiva. Na região de surfe imperam duas fácies texturais: os blocos (e matação) e os sedimentos característicos de assimetria positiva.

Nesta região somente se obtiveram dados de palinórfos na área de influência do manguezal. Encontraram-se assembléias de pólen de *Avicennia*, *Asteraceae*, *Bursenaceae*, *Cyperaceae*, *Laguncularia*, *Piperaceae*, *Plantaginaceae*, *Poaceae* (ANEXO H e I). Associados a estes se tem variação nas frequências de microforaminíferos (ANEXO H e J) fungos, algas e espécimens de glomus, indicador de processos erosivos, foram encontrados especificamente na região do rio Platanares onde está acontecendo erosão da barra arenosa.

Em resumo, a maioria das amostras foram coletadas na região do estirâncio, na região de fluxo e refluxo e na pós-praia. As estruturas sedimentares mais características desta região são as de tipo cruzadas com predominio na zona de surfe e *swash* (mais externo) e com estruturas planares ao longo do litoral estudado.

Para a elaboração do mapa, segundo os dados resumidos no anexo G, estes dados apresentados no mapa de fácies mostram claramente que a superfície da região estudada pode ser dividida em 3 fácies, separadas em blocosa-matação, arenosa e siltica.

5.1.2 Amostras superficiais da planície costeira

Todos os histogramas foram separados segundo a região onde foram obtidos, classificados em sedimentos superficiais, localizados no mapa de amostragem (FIG. 20), sedimentos obtidos por furo e sedimentos obtidos por descrição de afloramentos.

Foram amostradas aproximadamente a cada 250~500 m os sedimentos superficiais de rios, cordões litorâneos e em geral das regiões que compõem a área.

Na margem superficial dos rios amostrados, observa-se um predomínio de matacões e calhau no rio Tigre (ao norte da região em estudo), e nas margens predominam seixos e granulos pobremente selecionados com curvas leptocúrticas e platicúrticas, que indicam energia de onde foi coletada (curva indica onde energia diminui) e região de deposição.

No rio Ignacia, no centro do leito, predominam areia grossas e na margem areia média até silte grosso. Nos rios Platanares, Ciénaga e Corozal, observa-se transporte de cantos rodados (matação) por rodamanto no leito principal do canal, e na margem aflora material azulado característico da região (possivelmente Formação Puerto Jiménez) que varia entre silte e areia fina, e às vezes o que predomina é areia média a grossa de cor marrom.

No mapa de granulométrais e fácies texturais (FIG. 24-a; 24-b) são apresentados as quatro fácies de sedimentos superficiais mais representativos da região. Os mapas mostram que na zona montanhosa os sedimentos que predominam são muito finos, e no resto predominam texturas arenosas que incluem desde finas a grossas e as fácies bloco e matação que somente aparecem no leito do rio Tigre e também em algumas partes das praias Zapote e Puerto Jiménez.

A natureza composicional e textural dos sedimentos superficiais da região é pouco variável sendo que predominam dois grupos, um com maior erosão onde se tem mais minerais muito oxidados e outro com maior quantidade de fragmentos de rocha subangulares. Da análise composicional se determina que se tem um predomínio bimodal de areias feldespáticas e quartzíticas. Pode-se dividir em dois grandes grupos, no primeiro coincidindo com a fácies síltica e na região de Corozal, se tem sedimentos muito oxidado com alta frequência de ilmenita, actinolitas, tremolina e quartzo cristalino muito comum. Em geral as amostras têm inclusão de ferro com hornblenda alterada, pedaços de anfíbolito (não facilmente reconhecível), turnalinas, granadas mudando a piropo e turmalina escura, sílica amorfa, epidoto, actinolita em alto porcentagem, diopsídio, zirconio, rutilo, ágata e calcedônia e apatita entre outros minerais

pesados. As outras amostras predominantes na região apresentaram um 85 % de fragmentos de rocha o que pode ser indicador de material autóctone ou que não tenha sido transportado por longa distância, e por isso não se liberam minerais. Apresentam um com alto conteúdo de minerais pesados como ilmenita, zircônio, leucóxeno, tremolita, cianita ferrífera, epidoto, olivina, diopsídio, turmalina, rutilo zircônio, barita, entre outros.

As características permitem estabelecer que existe similaridade entre as areias encontradas em toda a região, e os pontos com material mais grosso podem ser explicados segundo (King, 1972) o tamanho de onda, assim quando a variação lateral fosse intensa poderia estar se refletindo num incremento da altura das ondas.

5.1.3 Amostragem de furos e colunas estratigráficas

Foram feitos 23 furos cuja amostragem não ultrapassou os 1,80 m, foram utilizadas as informações dos afloramentos com os quais foi possível detalhar aspectos geológicos da região. A informação dos furos está resumida na tabela 5.

Os testemunhos não apresentaram uma variação considerável de granulometrias. Mas o tipo de sedimentos pela cor e composição, parece estar dividido em areias marrom e solos desde finos a grossos de cor cinza-azulados. No local onde se teve mais variação do perfil do subsolo, foi nos furos PJ16 e PJ17 na fazenda Corozal em Conte no furo PJ21 (TAB. 4) os quais variaram de uma areia marrom-laranja a areias de granulometria mais grossas de cor cinza-azulada.

Tabela 5. Amostragem com acanalada do DPL.

Furo DPL	No. Amostra	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação
PJ4	M1s-1909	3,037	Areia muito fir	2,136	2,634	Muito pobremente selecionado	0,435	Muito positiva	0,677	Platicúrtica
	M7-2109	1,516	Areia média	1,516	0,882	Moderadamente selecionado	-0,008	~ Simétrica	1,070	Mesocúrtica
PJ5	M3a-1909	5,685	Silte médio	5,685	1,626	Pobremente selecionado	-0,124	Negativa	0,980	Mesocúrtica
	M3b-1909	5,685	Silte médio	5,685	1,626	Pobremente selecionado	-0,124	Negativa	0,980	Mesocúrtica
PJ7	M4a-1909	1,803	Areia média	1,659	1,571	Pobremente selecionado	0,288	Positiva	2,137	Muito leptocúrtica
PJ8	M5b-1909	2,453	Areia fina	1,766	2,650	Muito pobremente selecionado	0,402	Muito positiva	1,097	Mesocúrtica
PJ9	M1a-2009	1,829	Areia média	2,001	1,609	Pobremente selecionado	0,008	~ Simétrica	1,251	Leptocúrtica
PJ10	M2a-2009	1,185	Areia média	1,005	1,226	Pobremente selecionado	0,240	Positiva	1,138	Leptocúrtica
	M2b-2009	-0,775	Areia muito gr	-1,179	2,499	Muito pobremente selecionado	0,381	Muito positiva	1,675	Muito leptocúrtica
PJ11	M3a-2009	1,335	Areia média	1,263	1,011	Pobremente selecionado	0,104	Positiva	0,873	Platicúrtica
PJ12	M4a-2009	1,299	Areia média	1,093	1,541	Pobremente selecionado	0,365	Muito positiva	1,591	Muito leptocúrtica
PJ13	M5a-2009	0,826	Areia grossa	0,710	1,324	Pobremente selecionado	0,238	Positiva	1,231	Leptocúrtica
PJ14	M6-2009	1,319	Areia média	1,333	0,884	Moderadamente selecionado	0,022	~simétrica	0,927	Mesocúrtica
PJ15	M1-2109	5,262	Silte médio	5,578	1,993	Pobremente selecionado	-0,258	Negativa	1,041	Mesocúrtica
PJ16	M2a-2109	3,321	Areia muito fir	2,976	2,742	Muito pobremente selecionado	0,155	Positiva	0,695	Platicúrtica
	M2b-2109	1,836	Areia média	0,799	2,573	Muito pobremente selecionado	0,573	Muito positiva	1,488	Leptocúrtica
PJ17	M3a-2109	1,358	Areia média	1,285	1,284	Pobremente selecionado	0,241	Positiva	1,432	Leptocúrtica
PJ18	M4-2109	4,325	Silte grosso	4,933	2,910	Muito pobremente selecionado	-0,356	Muito negativa	0,967	Mesocúrtica
PJ19	M5-2109	2,340	Areia fina	1,431	2,392	Muito pobremente selecionado	0,534	Muito positiva	1,110	Leptocúrtica
PJ20	M6-2109	5,310	Silte médio	5,362	1,731	Pobremente selecionado	-0,068	~ Simétrica	0,815	Platicúrtica
PJ21	M8b-2109	2,910	Areia fina	2,886	0,923	Moderadamente selecionado	0,038	~Simétrica	1,161	Leptocúrtica
PJ22	M1-2209	5,949	Silte médio	5,949	1,256	Pobremente selecionado	0,000	~Simétrica	0,738	Platicúrtica
	C2-2209	5,983	Silte médio	5,983	1,236	Pobremente selecionado	0,000	~Simétrica	0,738	Platicúrtica
PJ23	M2-1909	5,850	Silte médio	5,850	1,784	Pobremente selecionado	-0,222	Negativa	1,325	Leptocúrtica

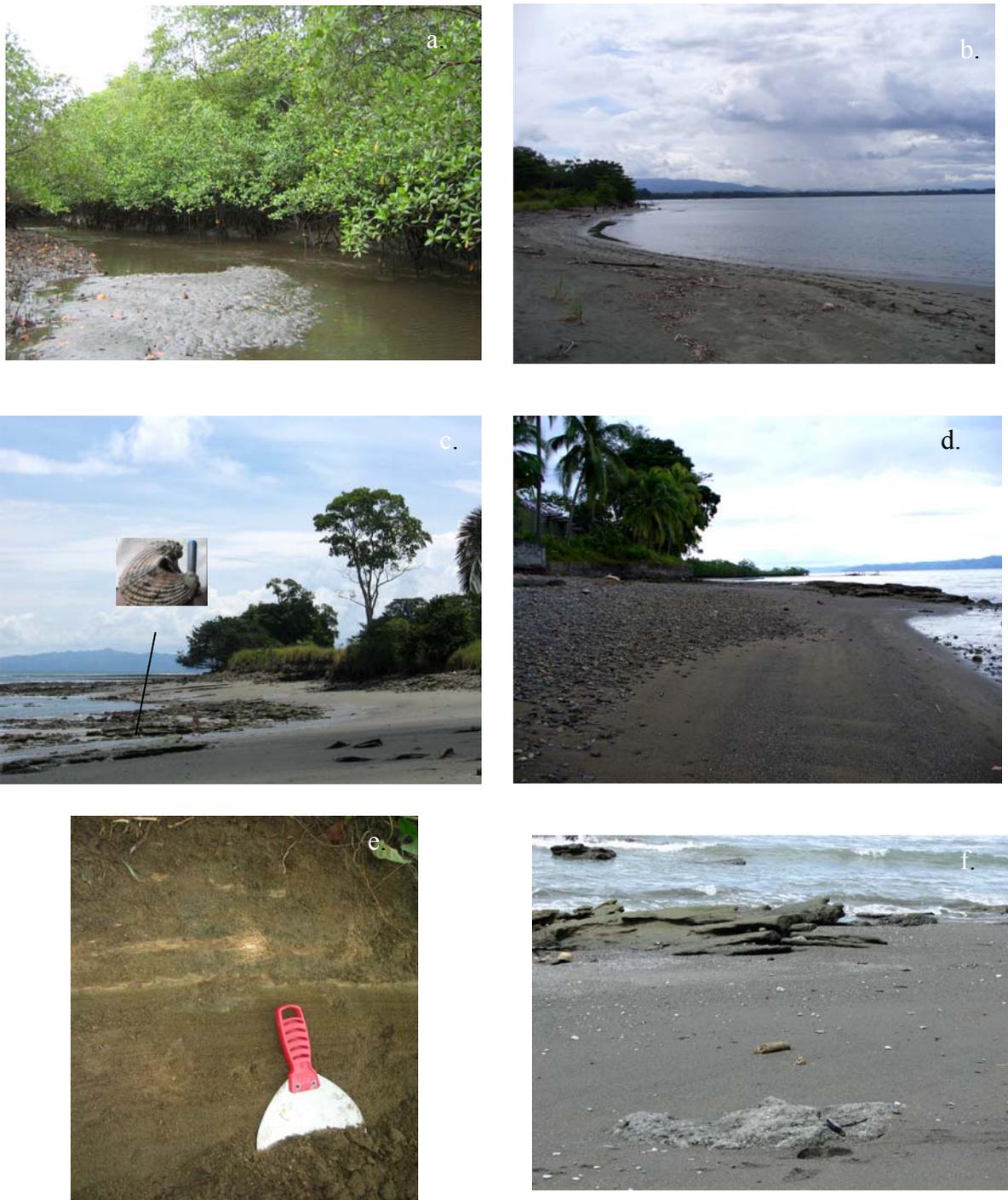


Figura 22. Fotos que mostram pontos de amostragem. a. Vista de manguezal, canal do rio Platanares; b. Praia Puntarenitas c. Praia Zapote afloramento em maré baixa; d. Praia puerto Jiménez: blocos, fácies de granulo e seixos e fácies finas; e. Laminação plano paralela, cruzada e *rip-ups*. f. *Beach rocks* entre praia Zapote e Ciénaga.



Figura 23. Camadas aflorantes no estirâncio. **a.** Matetrial sobreposto, produto da ação das ondas e do transporte **b.** Lamas expostas na praia, mergulho NE **c.** Lamitos **d.** *Beach rocks* expostas (Coord. 271.000 N / 542.125 E).

Figura 24a. Mapa de facies texturais

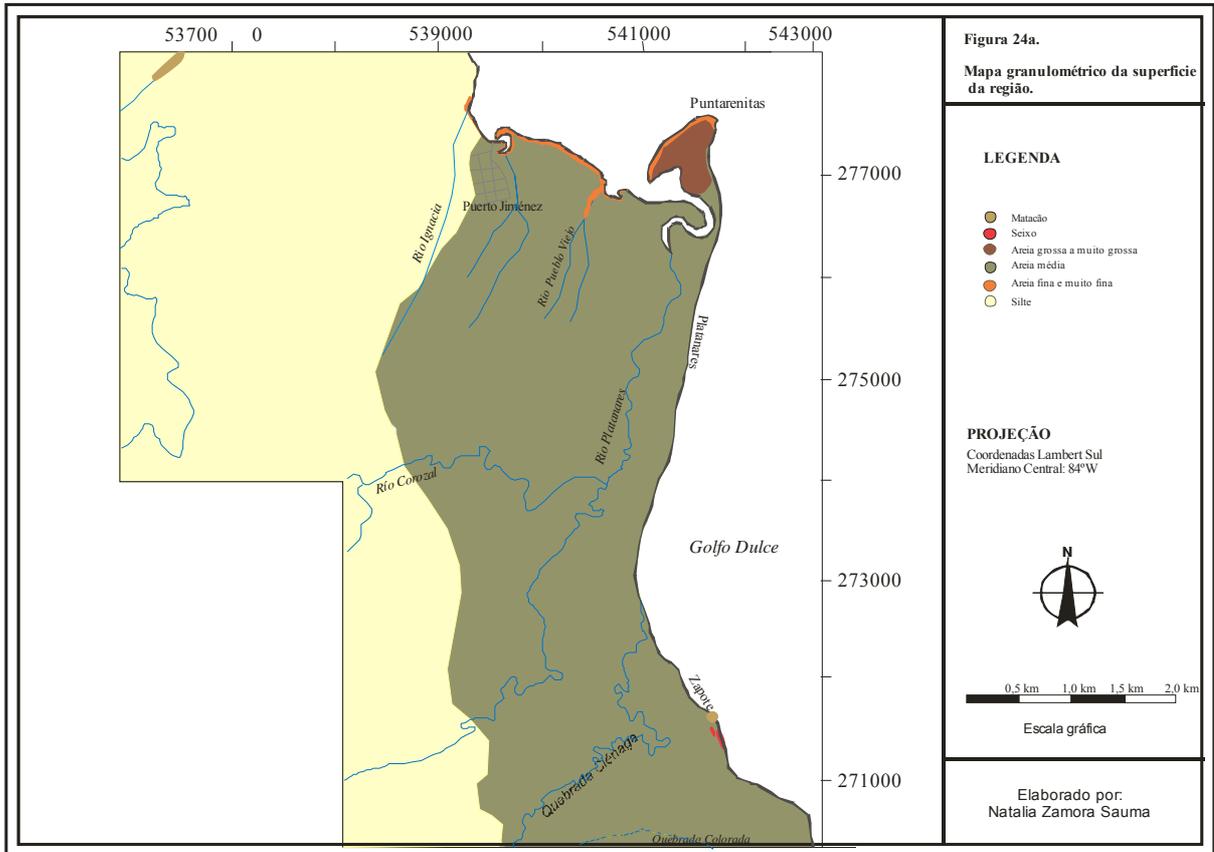
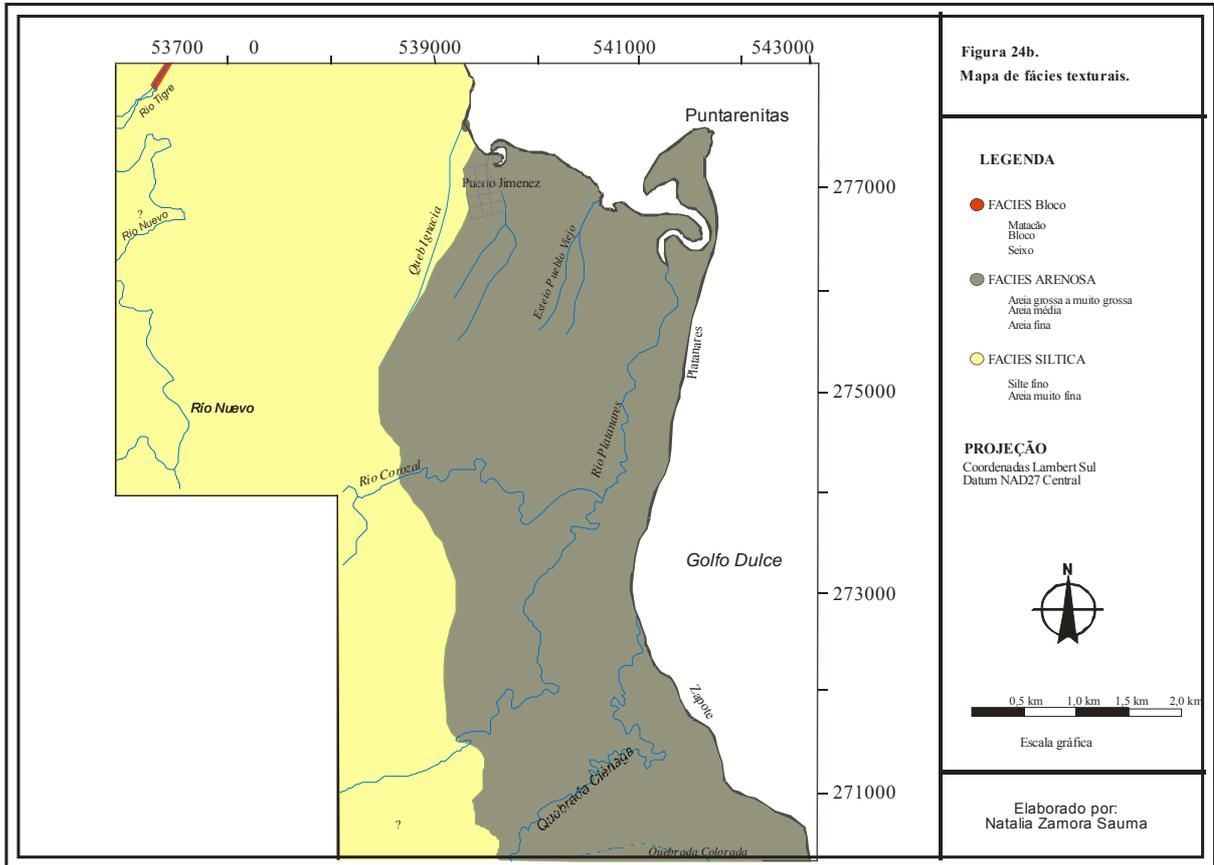


Figura 24 b. Mapa de fácies superficiais



Há uma predominância de areias médias a finas e siltes, geralmente mal selecionados. Segundo dados de palinologia no anexo G apresentam-se as amostras em que foram analisadas os palinomorfos (M2-1909, M3a-1909, M3b19-09, M1-2109, M4-2109, M6-2109, C2-2209 e C1-2209) sendo que somente foram encontrados palinomorfos nas amostras M1-2109 e M4-2109.

A amostra analisada M1-2109, obtida do furo PJ15 tem poucos tipos de palinomorfos, sendo que predomina *Botryococcus*, e em menor quantidade, microforaminíferos (ANEXO G e I H). Foram achados também pólenes de *Avicenia*, *Asteraceae*, *Poaceae* e pteridofitas (*Acrostichum* e *Pteris*), fitólitos, esporos e artrópodes.

Na amostra M4-2109 (0-50 cm), obtida com o furo PJ18, a quantidade e tipos de palinomorfos é ainda menor do que na anterior. Tem uma predominância de microforaminíferos e só alguns exemplos de *Botryococcus* e fungos.

A maioria das colunas estratigráficas descritas coincide, no leito dos rios, com estruturas típicas de cordões litorâneos. Foram realizadas colunas estratigráficas compostas e colunas simples, resumidas na FIG. 25.

Coluna estratigráfica A: descrita da base até o topo, em praia Zapote (FIG. 25-A). Este afloramento tem seu topo a 3 metros acima do nível do mar. Na base existe material fino, um silte médio, pobremente selecionado, algumas partes dessa camada apresentaram-se muito consolidadas, mas em geral, é um depósito semi-consolidado de 0,80 m de espessura. Foi identificada como uma fácies siltica de cor cinza azulado. Na parte inferior desta camada, aflorante no estirâncio (FIG. 26), é descrita a presença de espécimes de *Anadara (Grandiarca) grandis* (ANEXO K) que se encontraram quebradas e retrabalhadas. As camadas inferiores apresentam estratificação com mergulho ao NE (FIG. 24). Entre 0,80-1,05 m aparece um silte fino muito pobremente selecionado que se comporta como uma camada, menos competente e que aparece deformada, em forma de estruturas de carga (FIG. 26-a, b, e), a espessura desta camada não é constante pois varia lateralmente e em algumas partes não aflora. Sobreposto a esta camada, entre 1,05-1,45 m, aflora um arenito médio grosso, com grãos subangulares a subarredondados e com contato abrupto com a camada subjacente.

Sobrepostos a estes há uma intercalação intermitente de areias média a fina mal selecionada, em contato abrupto com lentes de silte ou com a camada anterior (FIG. 26-e) e silte grosso extremamente mal selecionado (M1-1210). De 1,45 a 1,70 m, ocorre uma seqüência de areias

consolidadas e não consolidadas que gradam transicionalmente para um depósito de areia grossa pobremente selecionada. Entre esta seqüência e o topo se tem intercalações de silte grosso pobremente selecionado e um arenito médio. Intercalações de silte médio pobremente selecionado de cor branco-amarelado 5Y7/2 (M2-1210), o separam do arenito conglomerático. Existe uma areia média (areia com lama) pobremente selecionada, com assembléias de palinórfos. De 1,70 a 2,20 m se tem intercalações intermitentes entre areia grossa e silte pobremente selecionados. De 2,20 a 3,0 m se tem uma seqüência *que engrossa* em direção acima e que grda novamente a menos grosso. Apresenta desde arenitos conglomeráticos com clastos em uma matriz arenosa cimentada até areia grossa pobremente selecionada. Separados por um contato abrupto aflora uma camada de areia muito grossa com seixos, sobrepostas por um depósito de areias grossas com alta porcentagem de conchas fragmentadas que não passam dos 2 cm de largura, e areia, cascalho e seixo subarredondados e que foi datada em 1650 anos AP (690~780 AD calibrado). Esta camada tem 0,60 m. Nesta fácies foram achados desde areias grossas, seixos e matacões, associados possivelmente a tempestade ou região de, numa seqüência do tipo *fining upward*.

Neste afloramento foram analisadas, palinologicamente, 4 amostras (M15-3008, M1-1210, M2-1210 e M7-3008). Estes dados são resumidos no ANEXO H.2. A amostra com maior frequência de palinórfos foi a M15-3008. Importante frequência de *Botryococcus*, *Spirogyra*, microforaminíferos, fungos, exemplos de pólenes e esporos são encontrados nestas 4 amostras.

As amostras M1-1210 e M2-1210, que pertencem as camadas intermitentes de lamito (silte grosso) possuem pobres quantidades de palinórfos; foram descritos só altas porcentagens de microforaminíferos e *Botryococcus*. A amostra M7-3008 (cota 1,50m na coluna A) possui poucos palinórfos, com presença de *Botryococcus*, *Spyrogyra*, microforaminíferos e *Pteris*.

Coluna estratigráfica B: esta coluna composta foi descrita em duas partes do rio Platanares, na base ocorre o silte médio cor cinza-azul, pobremente selecionado com fragmentos de conchas. A parte aflorante dessa camada tem 20 cm de espessura e com lente de silte cor marrom muito claro consolidado. De 0,20 m a 1,40 m se tem intercalações de camadas arenosas, na base aparecem lentes de conglomerados consolidadas de grão até 0,4 cm, e conchas retrabalhadas, até areia média com granulos muito pobremente selecionados, com intercalações de silte e argilas com estratificação inclinada (para Leste). De 1,40 a 2,20 m, num contato transicional, afloram areias grossas pobremente selecionado, apresentam *rip-ups* e estruturas *flaser* que se intercalam com lentes de silte meteorizado. De 2,30 a 3,10 m aparece uma camada de areia grossa pobremente selecionada, com estratificação cruzada festonadas.

Coluna estratigráfica C: afloramento descrito no rio Corozal; a espessura total observada é de 2 m. Na base existem 0,20 m de silte arenoso. De 0,20 a 0,35 m, se tem areias finas a médias pobremente selecionadas, em algumas partes se observam lentes de silte (*lamito*) passando transicionalmente num depósito do tipo *coarsening upward*, de areia média a grossa com cascalho. De 0,80 a 1,20 m aflora camada de areia média com estruturas em disco. De 1,20 a 1,60 m aflora areia com cascalho, dispostos de forma massiva. De 1,60 a 1,90 m aflora camada de areia média com estruturas plano-paralelas não muito definidas. Aparece uma intercalação de silte de 10 cm e de 2,05 a 2,30 m areia com cascalho sem estruturas e no topo aflora uma areia média com ~0,30 m de espessura. Esta é uma seqüência de intercalações de areias pertencentes ao estrâncio superior.

Coluna estratigráfica D: este afloramento localizado na fazenda Corozal, tem como base material silte médio (lama com areia), pobremente selecionado, cor cinza, com espessura observada de 0,5 m. Sobreposta a essa primeira camada, existe uma areia fina muito pobremente selecionada, com estruturas plano-paralelas. Continuando tem-se um depósito de areias muito finas pobremente selecionadas, com estratificação cruzada, com 0,5 m de espessura. No topo observa-se um silte grosso extremamente mal selecionado, com contato transicional para uma areia média, sem estruturas sedimentares características, com aor avermelhada característica deste depósito, apresenta concreções férricas. No topo se tem 1 m de areia fina com restos de raízes de vegetação atual.

Coluna estratigráfica E: foi descrita no rio Ciénaga, tem 2,7 m de altura, está constituído na base por areias grossas com cascalho, com fragmentos de concha. A camada apresenta uma espessura de 0,20 m e com estruturas plano paralelas.

De 0,20 a 0,80 m existe uma camada de areia com cascalho e seixos com estratificação cruzada e estruturas em disco. De 0,80 a 1,30 m aflora uma camada de areia média pobremente selecionada. Obteve-se dado de paleocorrentes com direção N3°W. De 2,0 a 2,40 m de areia com seixos pobremente selecionados, com estruturas de estratificação cruzada. De 2,40 a 2,85 m areia muito grossa pobremente selecionada, não existindo estruturas sedimentares na camada do topo. Uma seqüência *fining upward*, que apresenta areias médias com plano paralelas.

Coluna estratigráfica F: medida ao longo do rio Ignacia, tem o topo a 3,50 m acima do nível do mar. Na base aparece uma camada de sedimentos inconsolidados de silte médio com 0,25 m de espessura. De 0,25 a 1,30 m aflora areia grossa (cascalho com areia), muito pobremente selecionada, não foi possível reconhecer assembléias, material muito meteorizado. De 1,30 a 1,60

m aparece silte médio pobremente selecionado sem assembléias de palinórfos. De 1,60 a 2,30 ocorre uma areia média muito pobremente selecionada, caracterizada (Mi14-3008) pela presença de assembléias de palinórfos, incluindo pólenes, esporos de plantas vasculares, cistos de dinoflagelados, palinórfos de clorofilas, diatomáceas de água salobra e microforaminíferos. A diversidade taxonômica de palinórfos indica um paleoambiente estuarino com uma vegetação de manguezal (*Avicenia*, *Rhizophora*, *Laguncularia*, entre outros, que representa típica assembléia de manguezal) nas áreas adjacentes. Estas assembléias são similares a amostra M15-3008 na beira da praia de Zapote. De 2,30 a 2,75 m, camadas de silte grosso e silte médio muito pobremente selecionados, massivos. No topo se tem seqüência transicional entre areia muito grossa até areia média muito pobremente selecionadas.

Figura 25. a-f Colunas estratigráficas.

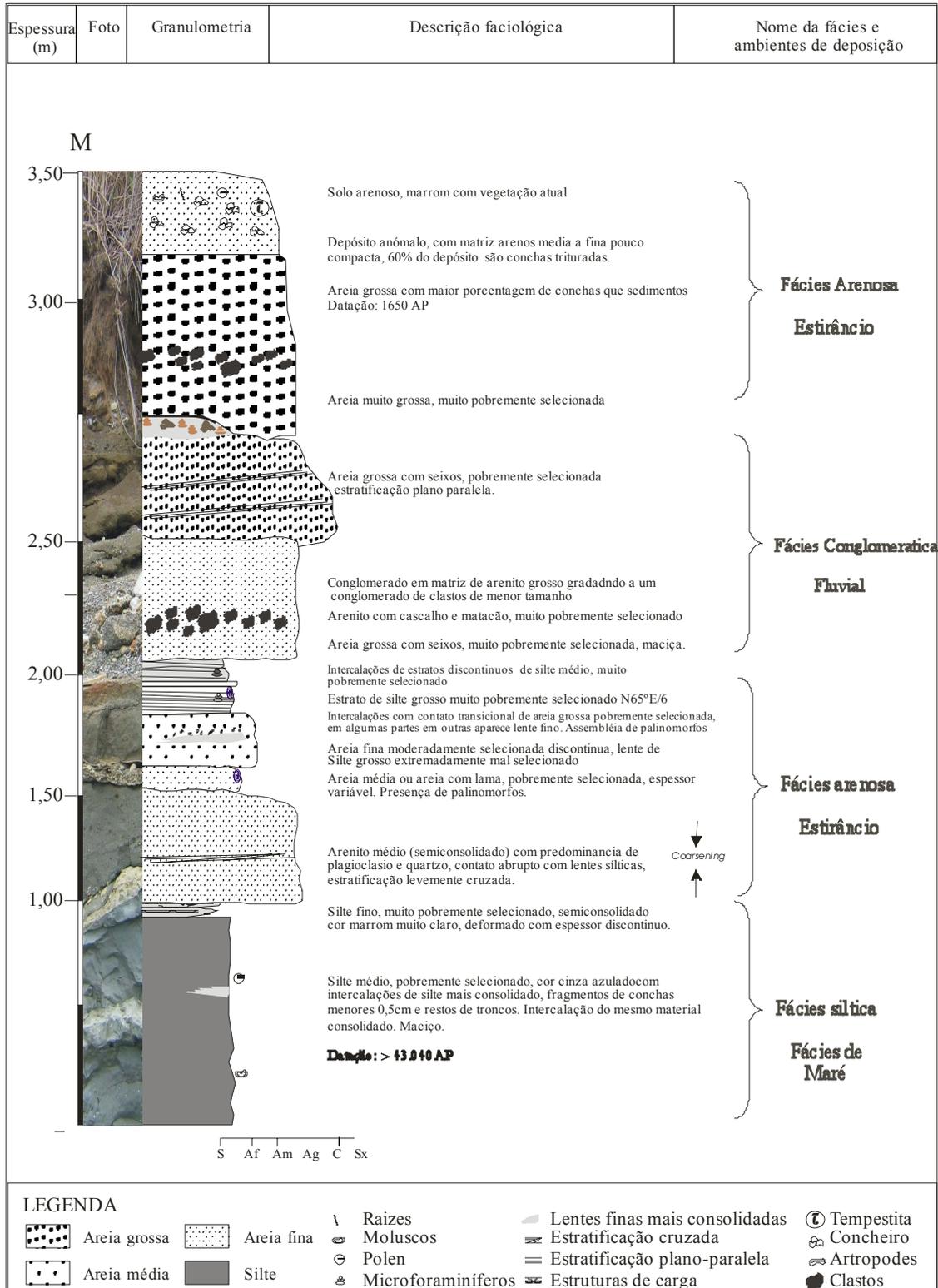


Figura 25a. Coluna A medida na praia Zapote (Coordenadas 270.940 N / 542.120 E)

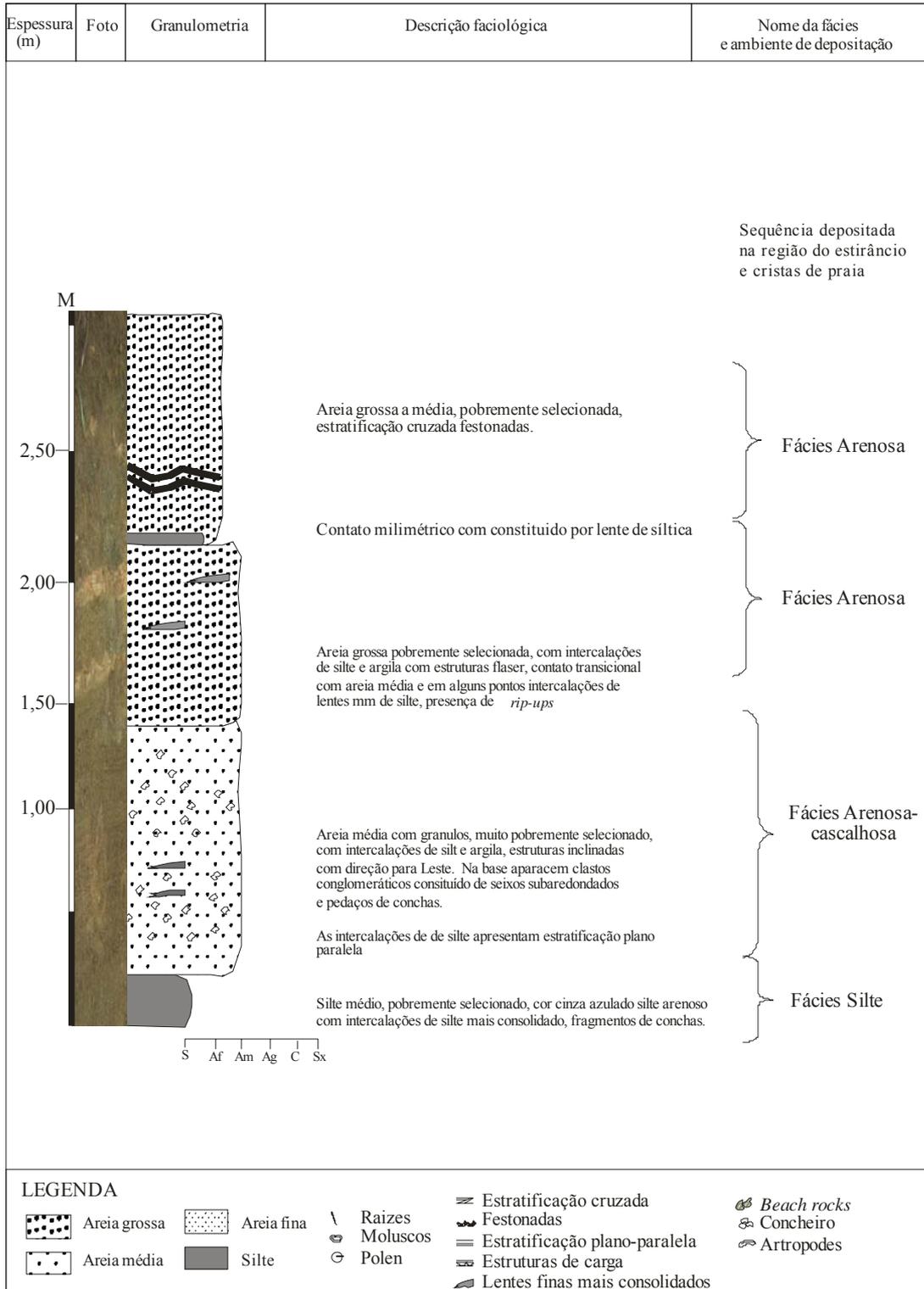


Figura 25b. Coluna B descrita no rio Platanares (Coordenadas 272.950 N / 540.100 E).

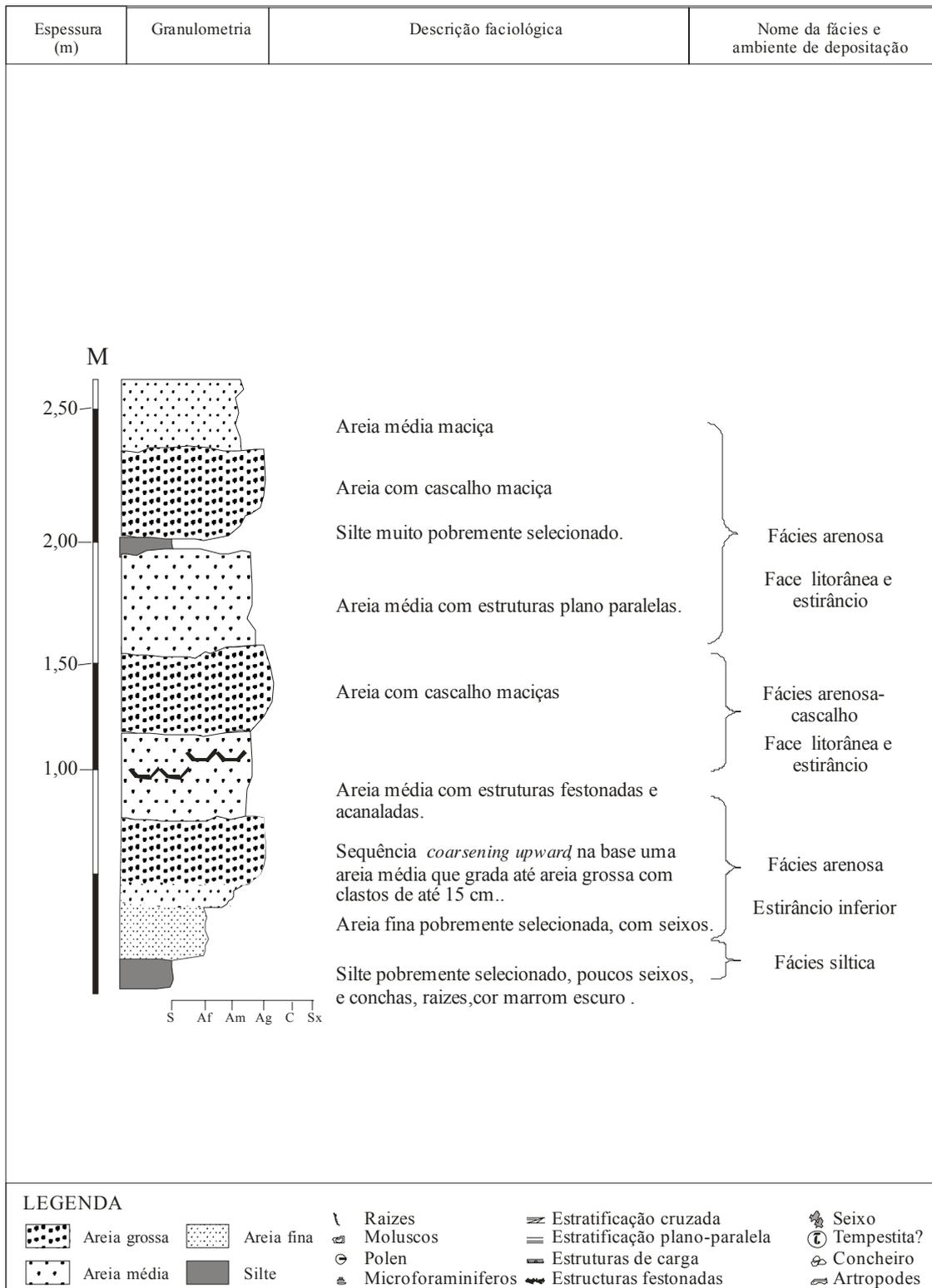


Figura 25c. Coluna C descrita no rio Corozal (Coordenadas 274.050 N / 539.150 E).

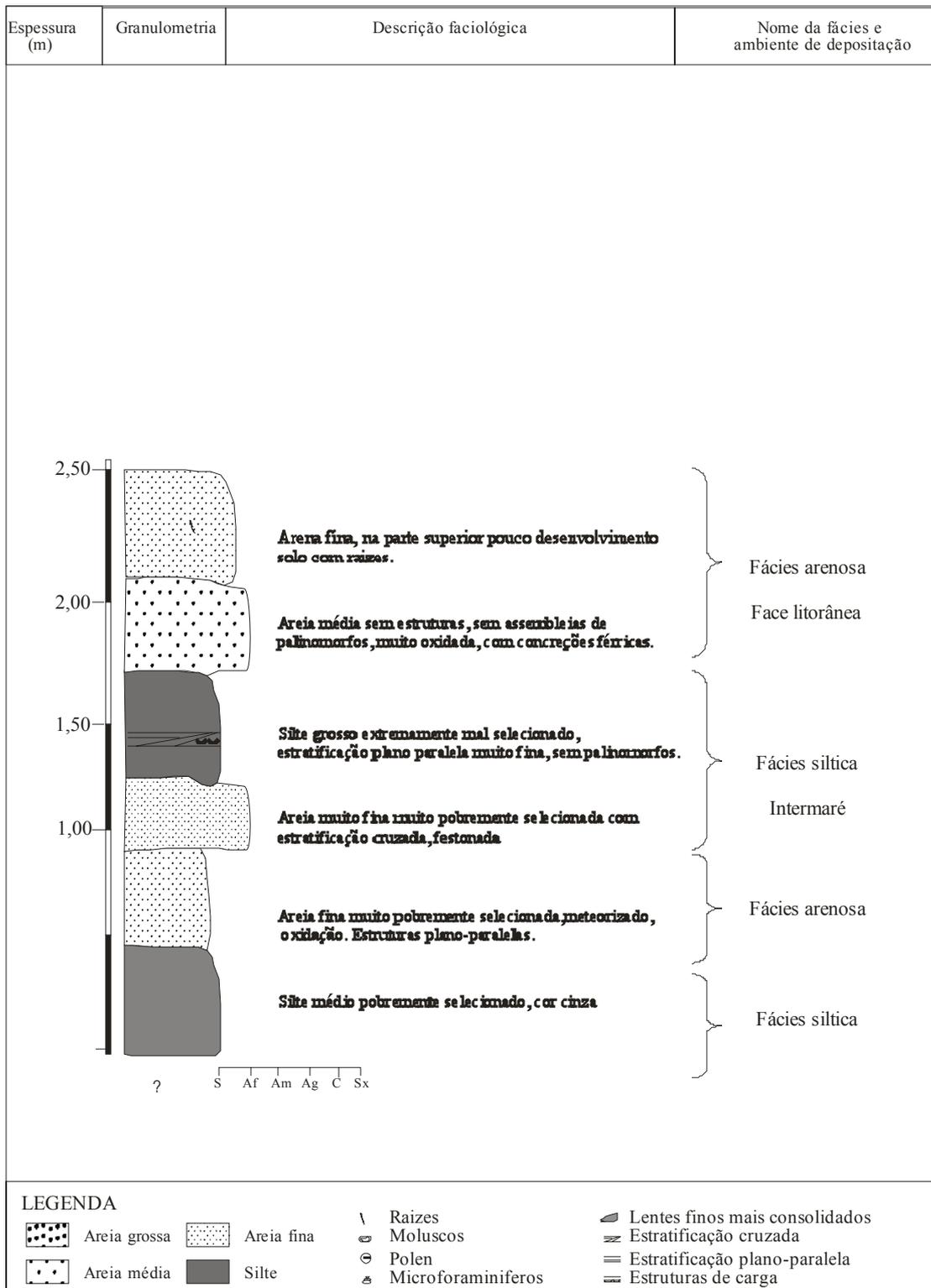


Figura 25d. Coluna D descrita na Finca Corozal (coordenadas 273.660 N / 539.120 E).

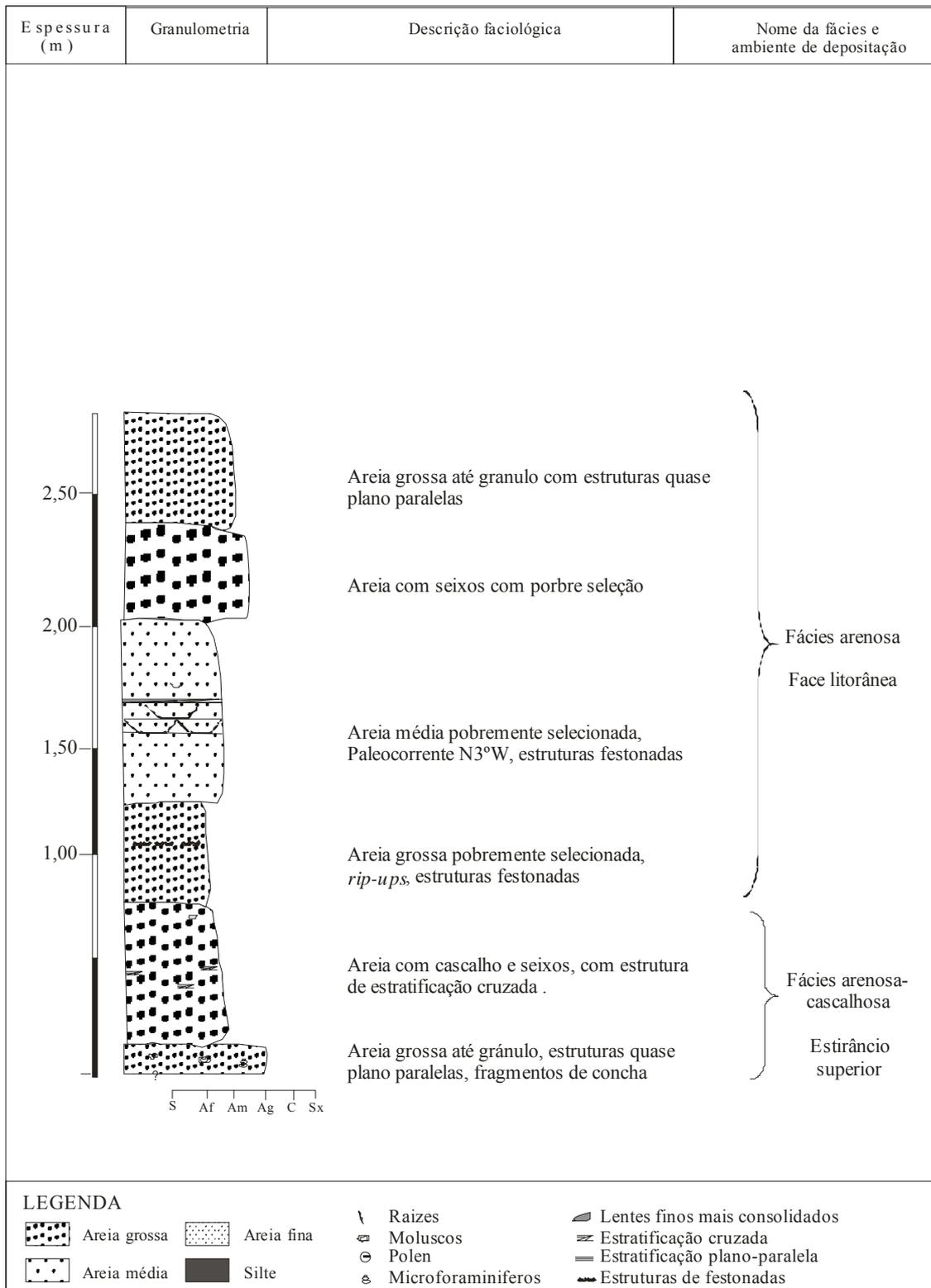


Figura 25e. Coluna E descrita en rio Ciénaga (Coordenadas 272.200 N / 540.900).

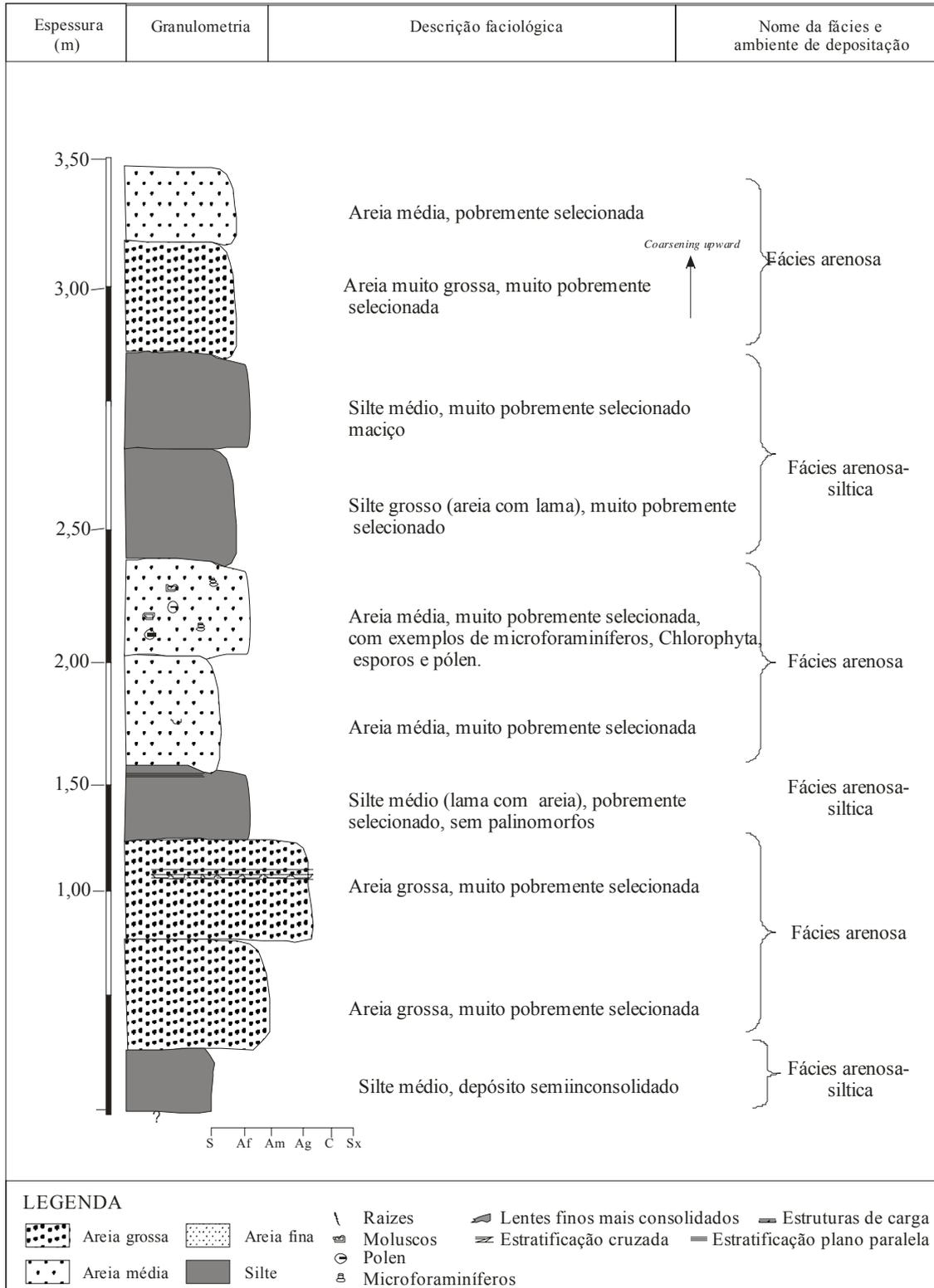


Figura 25f. Coluna F do em rio Ignacia (coordenadas 277.650 N / 539.050 E)

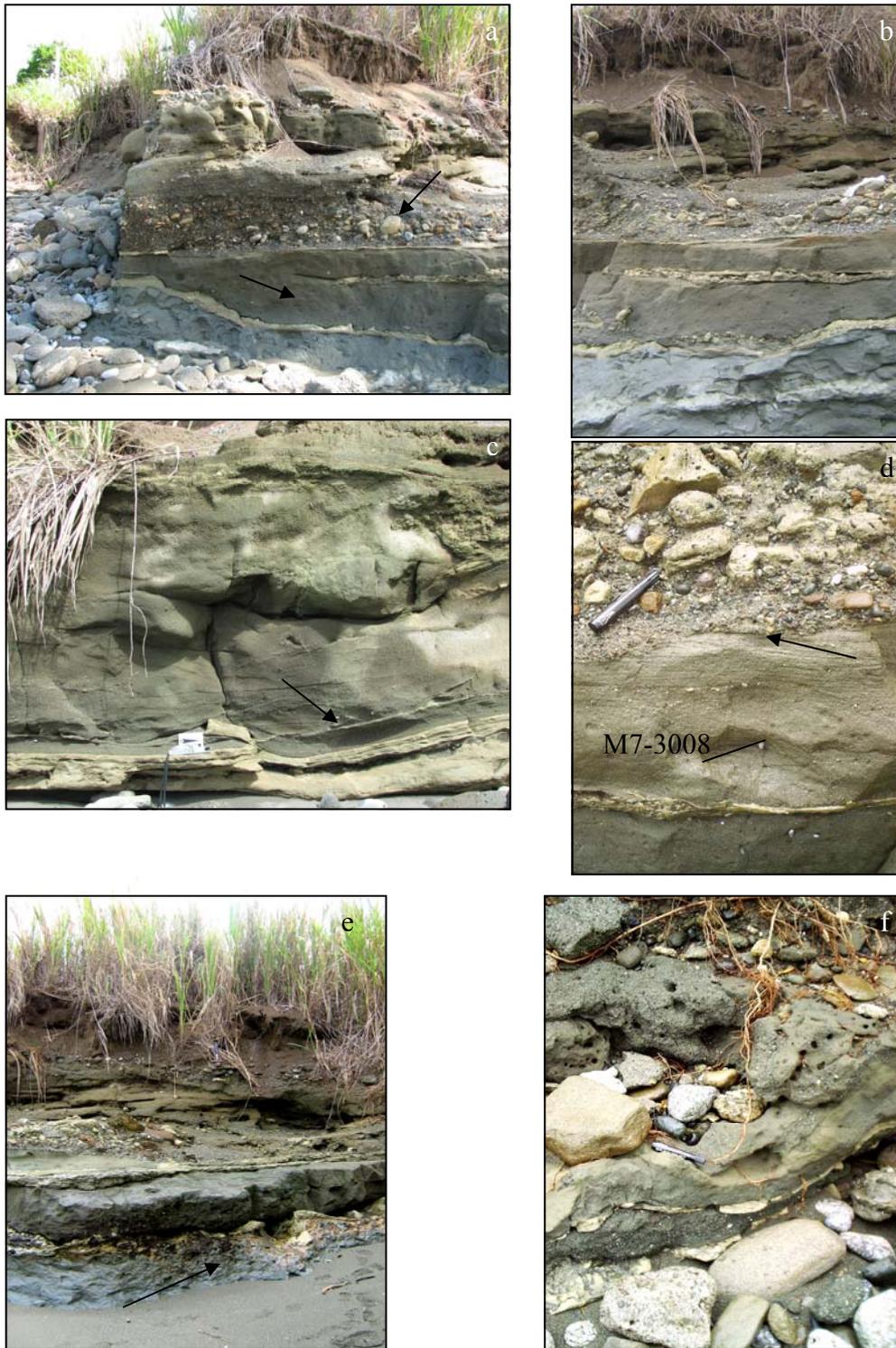


Figura 26. Fácies aflorantes na praia Zapote. a. Vista principal do afloramento na praia Zapote, observa-se lente, material conglomerático e na base matações transportados pela força do mar. b. Camadas interdigitadas de areia muito fina. c. Lente silítico deformado e sobreposto a este existe uma camada de areia com estratificação cruzada. d. Contato entre areias e conglomerado e. Camada basal de silte com assembleia de palinomorfos indicadores de manguezal. f. Deformação da camada e, blocos heterogêneos.

5.2 Discussão dos resultados

Os resultados obtidos foram fundamentais para a compreensão dos processos formadores das geoformas e dos depósitos quaternários da região estudada.

A porcentagem acumulativa do tamanho dos grãos, obtida a partir dos pesos, que apresentaram uma distribuição normal no gráfico, com curvas em forma de *S* sendo que cada segmento da curva pode representar diferentes tipos do transporte do sedimento (Friedman & Sanders, 1978; Visher, 1969). Desta forma foram descritos ambientes depositacionais com base nas curvas acumulativas (ANEXO G). Estes critérios foram utilizados juntamente com as estruturas sedimentares descritas, para que se pudessem entender os ambientes depositacionais da planície costeira, ambientes fluviais e das praias, os quais foram determinados nos terraços fluviais e cordões litorâneos, respectivamente. Diferenciando-se entre si por estruturas acanaladas que são mais comuns em depósitos fluviais, além como dos conteúdos de finos, foram critérios importante para classificar os ambientes, estes critérios foram também analisados por Gardner *et al.* (1992).

Amostras superficiais

As estatísticas comprovaram, nas amostras superficiais, obtidas na praia atual, que os materiais mais finos se encontram depositados nas cristas das bermas ou barras, sendo coincidente com o que descrevem Celikoglu *et al.* (2006). A seleção depende do clima de ondas, entretanto mesmo com energia de onda forte, neste caso não acontece uma boa seleção quase em nenhuma amostra analisada e foram os sedimentos mais finos nas crista de praia, os que apresentaram melhor seleção. Nas amostras analisadas os sedimentos mais grossos apresentam melhor seleção que os finos, isto possivelmente está relacionado à proximidade da fonte e a energia dos rios. São observadas mudanças na seleção dos sedimentos, acompanhando as variações morfológicas mais importantes, como no caso das formas cuspidas onde existem dois tipos de seleção na parte superior (melhor seleção) e inferior, assim como nas regiões de mudança de pendente forte, como o caso de praia Platanares, onde os sedimentos estão melhor selecionados na parte do estirâncio inferior .

Os dados do grau de seleção, indicam os ambientes de deposição com respeito a energia (Sahu, 1964). Com base nisso, neste trabalho não se acharam diferenças de seleção melhor que “moderadamente selecionadas”. Estas amostras melhor selecionadas refletem uma consistência do

fluxo de energia alta, enquanto que, os sedimentos mal selecionados estão indicando processos de energia flutuante na região.

Como pode-se observar no mapa de fácies texturais (FIG. 24a), predominam na região duas fácies: fácies silte e a fácies arenosa. Em termos gerais se pode concluir que na ante-praia e estirâncio, o grau de seleção tendeu ao aumento em direção ao continente.

Em algumas trincheiras efetuadas na zona de antepraia das praias Puntarenitas e Ciénaga, foram observadas laminações cruzadas, o que pode indicar mudanças no perfil de equilíbrio, pela migração da face deslizante das cristas. São mais subarredondadas até subangulares e se encontraram estruturas e bastantes indicadores de ambiente marinhos (palinórfos). Na região praial, possivelmente só foram coletadas amostras entre duas regiões do perfil praial, mesmo assim se tem uma idéia ao integrar-se os dados, de quais são as regiões, que tem acumulado sedimentos que requerem maior energia, caso das praias Zapote e Puntarenitas, assim como onde se tem maior influência fluvial ou da deriva litorânea. A influência da deriva litorânea pode ser observada no acréscimo de sedimentos de norte a sul da região estudada. Isto porque na região norte da área de estudo são os sedimentos finos transportados pelo rio Platanares os que podem estar contribuindo.

Os exemplos de pólenes e esporos da amostra M1-2109, podem indicar condições de redeposição dos sedimentos sob influência marinha. Nos pontos de amostragem M16-3008 e M17-3008, situados próximo do braço direito e esquerdo de canais do rio Platanares estão sujeitos à influência de marés abundantes, os microforaminíferos se associam com os palinórfos de clorófilas (*Botryococcus* predominante) e raros pólenes, esporos e palinórfos de fungos. Enquanto que, a amostra M2-1310, localizada mais perto em direção ao mar, que as outras, a frequência de microforaminíferos diminui notavelmente, o que pode evidenciar uma maior influência de enchentes. O ambiente deposicional se caracteriza por uma salinidade pouco elevada e profundidade rasa, o que confirmam abundantes *Botryococcus* e diatomáceas de água salobra (*Terpsinoë* e *Diploneus*). Essa amostra se diferencia de todas as demais analisadas pela presença significativa de artrópodes e escolocodontes cuja presença nas amostras pode ser relacionada com a influência fluvial, durante períodos de cheias, ocasionados em épocas chuvosas. Comparando-se com as amostras M15-3008 e M1-2109, a frequência de microforaminíferos é muito menor. A amostra M10b-2408, tem uma frequência alta de microforaminíferos e clorófilas; esta foi coletada numa zona de importante influência das marés, no braço direito do rio Platanares. Na amostra M4-2109, pobre em palinórfos, encontram-se alguns microforaminíferos.

Na região onde o mangue é mais denso, se tem frequências importantes de *Botryococcus* e microforaminíferos, *Tetraploa*, raramente *Spirogyra* e *Pseudoschizaea*, escolecodontes e fitólitos. Nas regiões do percurso do rio Platanares, onde a salinidade é menor, se observa um notável decréscimo, como era de se esperar, dos microforaminíferos e dos fungos e com predomínio de colônias de *Botryococcus* e *Spirogyra*, escolecodontes e partes de artrópodes. Alguns exemplares de pólen Piperaceae, Poaceae e esporos de *Azolla*, *Alsophylla*, *Osmunda*, Polypodiaceae, *Pteridae*, e *Salvinia* achados podem indicar a baixa na salinidade, e indicar o decréscimo na influência das marés. Na região onde as amostras foram obtidas, região do estirâncio, se tem um incremento de microforaminíferos, de *Botryococcus* e fungos, fitólitos e escolecodontes (ANEXO J.2). Neste sentido assembléias de Cyperaceae, Poaceae, Chenopodiaceae indicam ambientes de intermaré em regiões de intermaré inferior.

O gradiente do substrato, a relação entre a energia das ondas e a amplitude de maré, a relação entre o suprimento de sedimentos, taxa de mudança do nível do mar e o volume de acomodação determinam o tipo de costas (Amaral, 2000). Neste sentido, o gradiente tem um mergulho NE de aproximadamente 6 ° na região de Ciénaga e Zapote, o qual foi medido nos estratos aflorantes na região de estirâncio. Na região de Puntarenitas na zona de arrebentação, as pendentes são fortes e pelo que se conhece das cartas batimétricas, como foi mencionado algumas pendentes no Golfo, são fortes (~85°) faltando assim o dado real contínuo de toda a plataforma.

Segundo Medeiros *et al.* (1971), areias de praia seriam geralmente bem classificadas, mas neste caso se está em presença de uma região de imaturidade textural. Na região da praia subaérea, encontrou-se que com respeito ao grau de seleção (ou desvio padrão), são de pouca maturidade textural. Isto se delimitou pela menor concentração de partículas em torno da média. Frequentemente, estas medidas também indicam na região irregularidade dos níveis energéticos.

Não se tem uma só explicação da variação lateral ao longo da praia, mas acredita-se que um dos fatores está relacionado ao suprimento de material mais grosso do rio Platanares e especialmente rio Tigre. Pode depender além da seleção e da variedade mineral dos materiais presentes na praia, relacionando os com processos heterogêneos que ocorrem e que os concentram seletivamente pela deriva litorânea (*longshore sorting*).

De acordo com dados de granulometria, quando se tem uma praia de areias médias finas, que é na maioria dos casos da região estudada, a preservação das cristas (*beach ridges*) de areia é

difícil e esta é preservada somente quando se tiver um alto suprimento de sedimento ou soerguimento, o que aconteceu na região de estudo. Os depósitos de matacões observados na praia Zapote, foram transportados pela força das correntes.

Em termos regionais, os parâmetros de desvio padrão ou grau de seleção, mostraram que processo de seleção a que foram submetidos cada depósito, em termos gerais, parece não ter sido homogêneos. A soma de indicadores, como composição mineralógica, arredondamento e seleção, descrevem uma região com predominância de material imaturo relacionado isto, ao pouco transporte sofrido, já que a transição entre zona montanhosa e litoral é pouca, os rios não percorrem grandes distâncias, o que faz com que o material seja pouco selecionado.

Afloramentos

Os dados de granulometria, estruturas sedimentares, composição dos sedimentos e em geral do depósito bem como os dados de palinologia foram integrados para a interpretação dos afloramentos. Em geral podem-se definir seqüências depositacionais que variam desde região de face litorânea, ambiente de estirâncio até fluvial. A região monanhosa segundo Berrangé (1989) está constituída pelo Grupo Osa, que foi depositado como ambientes turbidíticos.

Segundo os afloramentos descritos, na região predominam laminações paralelas e laminações cruzadas e várias camadas sem estruturas sedimentares ou muito levemente paralelas, estas últimas, acontece especialmente nos depósitos mais finos. As granulometrias mais grossas (até blocos) aparecem levemente imbricados em alguns afloramentos, isto indica geralmente fácies de tempestitos na parte superior e em afloramentos como Zapote, se observa uma mudança, predominando o ambiente fluvial. Este último indica uma regressão forçada considerando o fato de que após 40 ky AP, onde o mar tem um decréscimo antes de começa a subir de novo segundo curvas de Chapell *et al.* (1996) e Shackleton, (1987). Acontecendo uma transição de ambiente intermaré a fluvial. As estruturas plano paralelas e cruzadas se associam a regiões do estirâncio inferior a surfe, como foi estabelecido na figura 25 (A-F). Na região estudada aconteceram intercalações de processos que se relacionam com as mudanças oceanográficas, climáticas e tectônicas, e que evidenciam seqüências transgressivas, considerando-se como base da seqüência do Plioceno-Quaternário um ambiente estuarino e sobrepostas estão as seqüências de praia com e camadas de influência mais continental. No topo da coluna Zapote e em alguma partes das antigas bermas aflorantes na praia aparece o depósito de espessura irregular e que não se estende ao longo da região, é considerado aqui de origem por tempestades.

No afloramento do rio Ciénaga, analisou-se a distribuição de microforaminíferos nos sedimentos superficiais, bem como nas amostras de afloramentos podemos estabelecer que sua associação com outros palinomorfos caracterizam um ambiente sujeito à influência marinha. A associação de microforaminíferos com diversos pólenes e esporos de plantas superiores, cistos de dinoflagelados e palinomorfos de clorofilas, indica a deposição de sedimentos nas condições de salinidade estuarina. A presença unicamente de microforaminíferos nas amostras indica duas prováveis situações: deposição dos sedimentos em ambiente marinho ou redeposição dos sedimentos nas condições de alta energia, que resultou na destruição da maioria dos palinomorfos mas não dos microforaminíferos, compostos de quitina, provavelmente mais resistentes, que ainda pudessem ser preservados.

O predomínio de areias pobremente selecionadas é mais um indicativo da tectônica ativa e até possivelmente das pendentes e clima da região que não permitem o longo percurso desde a montanha à planície ou ao litoral. Neste sentido o que teria maior responsabilidade, para ter maior maturidade nos sedimentos, seria o retrabalho no mar. Nos afloramentos dos rios Ciénaga e Corazal existem seqüências depositadas na zona do estirâncio e fácies de fluxo inferior (estirâncio inferior). As estruturas *flaser* nas camadas podem estar indicando planícies de maré, por o fluxo e refluxo de correntes intermitentes. A quantidade de conchas alóctonas verifica a possibilidade de ambientes predominantes de zona praial.

O afloramento na praia Zapote, é uma seqüência típica de transgressão marinha, onde os depósitos arenosos estão sobrepostos a seqüências estuarinas (com assembléias típicas de manguezais). A base do afloramento na praia Zapote, pelas características granulométricas, cor diferenciada e presença de moluscos, por exemplo *Anadara*, e pedaços de madeira, assim como a análise de pólenes, indicam um ambiente de sedimentação estuarina, especificamente manguezal. Os microforaminíferos, registrados em todas as amostras deste afloramento, indicam que sua deposição se deu em ambiente estuarino, no início da deposição dos sedimentos e no final da mesma, sob influência das marés. O ambiente paleoestuarino tem características de manguezal e é reconstruído com base na variação de pólenes e esporos, identificados na amostra M15-3008. Essa conclusão coincide com os dados de Berrangé (1989), que estudou táxons de foraminíferos nos sedimentos de afloramentos do Quaternário na região.

Com os dados granulométricos, a descrição de estruturas, tanto em terraços marinhos quanto em cordões litorâneos e alguns furos que atingiram 2 m de profundidade, se tentou entender, vale dizer que alguns sítios foram previamente estudados por Pinter (1988) e Gardner *et*

al. (1992), algumas conclusões que diferem, ao se considerar outras localidades não descritas pelos autores anteriores.

Indivíduos de microforaminíferos foram encontrados somente no leste-sudeste da região e não nas áreas limites entre região de montanha e planície costeira. Com a integração desses dados de palinologia obtidos de 11 amostras observou-se uma predominância de ambiente de deposição marinha. Alguns dados de pólen similares foram obtidos por Ingle (em Corrigan, 1986), na península de Burica, mas os registros dessa região não foram amplamente utilizados. Neste estudo foi de grande ajuda trabalhar com descrição de palinóforos para a verificação dos diferentes ambientes e poder entender melhor a sedimentação na região.

A ausência completa de palinóforos na região oeste de estudo, pode ser explicada devido ao intemperismo, mas considerando sua resistência à destruição, considera-se mais provável que estes indiquem ambientes de deposição diferenciada, coincidindo possivelmente com ambientes turbidíticos.

Na região em estudo se podem demarcar, pelas assembléias de palinóforos, três regiões: 1. Influência atual de marés (amostras do manguezal e M10b-2408). 2. Região de praia até os rios, este limite pode ser observado no rio Platanares, onde as frequências de microforaminíferos diminuíram e aparecem alguns espécimes de escolecodontes, o aumento de Chlorophyta poderia estar ligado a influência de contaminantes carregados pelo rio ou pela chuva e que são provenientes das fazendas que tem gado e plantios (amostra M13-1210). 3. Uma região ao oeste com ausência de palinóforos e material muito oxidado indicativa de oxidação possivelmente a influência continental, e fatores como clima, erosão e tectônica não permitiram a preservação dos polens.

A fácies superficial lamosa predominante na região oeste da área de estudo, é caracterizada por silte de pobre seleção. Na análise de palinóforos determinou-se uma ausência dos mesmos, ou a dificuldade de reconhecimento pela excessiva oxidação, indicando processos de erosão muito fortes. A mineralogia específica da região de Corozal está caracterizada por uma alta concentração de ilmenita, actinolita, tremolita e quartzo cristalino muito comum. Em geral a mineralogia observada é o terceiro dos parâmetros utilizados para concluir que os sedimentos representam material autóctone ou pelo curso percorridos rios, considerando-se assim um material imaturo.

As fácies arenosas cascalhosa que constitui parte dos *beach ridges* é caracterizada por estruturas plano-paralelas e na parte superior material cascalhoso pertencente ao *shoreface*. Observou-se Noventa por cento do material são formados por fragmento de rocha com a presença de conchas.

Considerando a base dos depósitos aflorantes em superfície, as assembléias de plainomorfos, o tipo de solo e a cor, indicam fácies estuarinas encontradas em praia Zapote. As assembléias são caracterizadas por um alto conteúdo de *Botryococcus*

A análise do conteúdo de palinomorfos na fácies lamosa tipo lentes alongados de areia muito fina e silte, predominam Chlorophytas e microforamníferos indicando uma mudança do regime, pelo maior conteúdo de palinomorfos característicos de ambientes marinhos, o que indica uma transgressão. Algumas associações indicam a origem marinha, confirmado nos depósitos da amostra (M4-2104).

Os dados integrados de furos e colunas estratigráficas mostraram que na área o nível do mar tem mudando intermitentemente nos últimos 40.000 anos, influenciado principalmente por processos de soerguimentos e subsidências. Sendo que nos últimos 6000 anos, mesmo que as curvas mundiais indiquem uma transgressão marinha, nesta região se deu um processo de regressão forçada, depositando acima dos ambientes fluviais ou estuarinos, areias praias. Na parte oeste da planície se encontrou um incremento de depósitos de influência fluvial e novamente marinha.

Nas feições predominantes entre as 84 amostras, podem-se caracterizar tanto granulometricamente como pelas estruturas observadas no campo, uma predominância de areais típicas do sistema praial, especificamente amostradas entre a pós-praia, estirâncio e face litorânea atuais. A região tem características morfológicas que indicam forte influência de energia de ondas.

VI. AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE LIQUEFAÇÃO

A liquefação ocasionada por terremotos é uma das principais causas dos desabamentos de prédios durante um sismo (FIG. 9). Por este motivo a importância de se entender quando e onde pode ocorrer este fenômeno. Para isso é necessário considerar o fator da evolução geológica e quanto a geomorfologia, tipo de solo e geodinâmica.

A continuação são apresentados os resultados da comparação entre as metodologias e suas adaptações; apresentando-se estes procedimentos com uma breve explicação para facilitar a compreensão.

6.1 Resultados segundo critério geológico

Nos capítulos anteriores foram apresentados dados, os quais foram utilizados no desenvolvimento de parte desta seção. Os resultados das análises de geomorfologia e sedimentologia da região são critérios importantes para gerar mapas de susceptibilidade à liquefação. Como se expôs antes, a metodologia principal utilizada é conhecida como Método Simplificado proposto por Seed & Idriss (1971), com algumas modificações propostas por Seed (1979); Youd & Idriss (2001) e Seed *et al.* (2001).

O estudo do processo em questão, começa pela determinação da susceptibilidade e a determinação do seu potencial, utilizando informação de 23 testes de DPL (ANEXO L). Em várias metodologias estudadas, especificamente da escola japonesa, são considerados vários critérios, estabelecendo-se classes ou graus de importância das informações geológicas.

No critério de **Grau 1**, considera-se a informação sismológica no relacionado com a magnitude dos sismos, efeitos em superfície, mapas de intensidade e dados sobre os danos ocorridos em outros eventos sísmicos de magnitude similar na região. Estes dados foram usados como informação base a ser integrada no mapa final de potencial.

As informações conhecidas sobre o terremoto de 1983 (ANEXO A) foram importantes como dado histórico sobre a ocorrência do fenômeno nesta área. Este sismo é conhecido como o terremoto de “Semana Santa”, teve o epicentro em Golfito a 25 km leste da região de estudo e uma magnitude de 7,2 Ms (Güendel & McNally, 1986; Arroyo, 2001). Para este evento, Montero & Mora (1985) reportaram informação obtida de povoadores sobre a geração de pequenos vulcões

de areia e emanções de gases ao longo do litoral da península de Osa, enfatizando em Sándalo, Puntarenitas e Puerto Jiménez, entre outros.

Se enfatiza que esta região está ligada à zona de subducção e as zonas da Falha Média e Falha do Panamá (falha transformante). Pelo que devem-se considerar intensidades, e seus efeitos assim como, a distância máxima da possível ocorrência, foram consideradas como parte da análise de magnitude-distancia e intensidade-efeitos segundo o epicentro.

Além disso foi de ampla importância ter dados de outras falhas, do potencial dos terremotos, da distância da região em estudo e dos possíveis epicentros e hipocentros. No caso da informação obtida dos sismos mais recentes, que tiveram epicentros a menos de 50 km.

Este parametro da distância do epicentro e hipocentro é relevante, já que só em poucos casos se têm registrado locais em que ocorreu liquêfação longe do epicentro, por exemplo, o terremoto do dia 22 de dezembro de 2003, em San Simeon, Califórnia com Mw 6,5(Holzer *et al.*, 2004).

Utilizaram-se os gráficos de distância do epicentro e de magnitude de onda superficial (Ms), proposto pelo Comitê Técnico de Engenharia Geotécnica de Terremotos (1993), os quais se integram a análise geológica e das geoformas (Iwasaki *et al.*, 1982) (TAB. 6). Considerando-se o grau 1, isto faz com que o potencial de liquefação seja alto.

Tabela 6. **Dados recomendado a serem utilizados na zonificação. (Modificado de *Technical Committee Earthquake Geotechnical Engineering*).**

	Grau 1	Grau 2	Grau 3
Aceleração do solo	-Historia existente de terremotos. -Mapas geológico - Entrevistas	-Análisis de microterremores -Estudios geotécnicos simples	-Pesquisa geotécnica -Estudios de resposta do solo
Inestabilidade da pendente	-Historial de terremotos -Mapas geológicos e geomorficos	- Sensores remotos -Estudo de campo -Vegetação, precipitação	-Pesquisa geotécnica -Análise
Liquêfação	-Historial de terremotos -Mapas geológicos e geomorficos	- Sensores remotos -Estudo de campo -Entrevistas	-Pesquisa geotécnica -Análise
Escala de mapeo	1:1.000.000~1:50.000	1:100.000~1:10.000	1:25.000~1:5.000

Posteriormente a estas informações, inclui-se o procedimento denominado **Grau 2**, que considera na análise, dados de perfurações, interpretação de fotografias aéreas e estudos publicados, além, da máxima extensão susceptível à liquefação que pode ser obtida de informação de informes ou povoadores.

Para a região aqui considerada, as informações sismológicas são completas, entretanto os detalhes de perfuração não existem. No caso do SENARA (*Servicio Nacional de Aguas e Avenamento*), onde são registradas as perfurações dos poços, não se tem nenhuma informação sobre os mesmos, já que estes são do tipo artesanal e não foram registrados. Integraram-se, então, dados de fotografias aéreas, geomorfologia detalhada, entrevista nos locais (critério histórico), informações dos habitantes e perfurações efetuadas para este estudo.

O **Grau 3** é a análise detalhada dos dados de geotécnica, com base nos dados de campo e nas metodologias que os autores consideraram serem mais aptas para a região. Por exemplo: é amplamente utilizada a metodologia de Seed & Idriss (1971); e os procedimentos propostos por vários pesquisadores americanos; procedimentos do governo japonês e os critérios chineses (Finn *et al.*, 1977). Como resultados foram obtidos os mapas do potencial de liquefação das respectivas regiões estudadas.

No critério geológico foram considerados os aspectos do tipo do depósito, a hidrogeologia (saturação, nível freático) da região e a composição do depósito, a qual tem relação direta com a sedimentologia e a geotécnica, e é de conhecimento que a coesividade dos sedimentos finos pode ser identificada em termos do Índice de Plasticidade (Ishihara *et al.* 1980). O critério geológico mais importante considerado foi o nível freático ou a saturação do depósito. O nível freático mais raso conhecido nos 23 testemunhos, foi de 0,50 m, nas proximidades da praia Pueblo Viejo, onde se tem partes da área sob domínio de mangue (FIG. 4; PJ21). Pelo contrário, o lençol freático mais profundo, conhecido, segundo informações de trabalhadores da região, é de 10 m, na região central do povoado de Puerto Jiménez. Em uma pesquisa particular, L.Solís (com. pess., 2007), encontrou por médios geofísicos que o lençol freático nos arredores de Corozal pode estar entre 1,5-4 m e o nível de águas de chuva varia no inverno, fazendo com que apareça mais somero (nível freático temporário), durante o ano. Na região da planície costeira, perto da praia Platanares, foi observado que o nível freático se encontra em torno dos 3 a 3,8 m.

Segundo a descrição sedimentológica de campo, observa-se nos afloramentos camadas semiconsolidadas e consolidadas tendo, na parte leste da região estudada, um predomínio dos depósitos inconsolidados. Pelo que se pode inferir dos dados do DPL, nas primeiras camadas dos

furos realizados, aparecem depósitos com pouca resistência ao corte. Em alguns afloramentos observam-se levemente estruturas em disco. Interpretando este tipo de depósito não fica claro se é um indicio de liquefação ou fluidização (como os descritos por Lowe & Lopiccolo, 1974; Leeder, 1982). Um exemplo destes depósitos foi encontrado em afloramentos ao longo do rio Platanares (FIG. 25c).

Se conhece que as areias uniformes mal graduadas são mais susceptíveis à liquefação, estas são pouco predominantes, e só se encontraram em algumas regiões da zona de praia e manguezais. Com respeito aos dados do parâmetro D_{50} (TAB. 7; ANEXO M) os sedimentos da região apresentaram valores entre 0,09 e 1,75 predominantemente. Só as duas amostras obtidas no rio Tigre apresentaram valores de D_{50} de 4,0 e 4,80. Este dado, D_{50} , é um indicador de ampla importância nos estudos de liquefação. Se os valores estiverem entre 0,075-0,80 e entre 0,85 e 2,0 (em menor grau), se considerariam depósitos de alto potencial (Tsuchida & Hayashi, 1971).

Além disso, outro fator por considerar é o nível de arredondamento. Sendo que na região predominam os sedimentos subangulares a subredondeados, correlaciona-se que segundo estes dados, entre mais angular sejam os grãos que compõem o depósito, menos susceptível à liquefação é este.

Nas amostras de sedimentos foram achados poucos conteúdos do grupo das micas. Isto em termos da origem do solo (considerando a proposta da importância mineralógica na plasticidade) indicam que na região os depósitos estudados são menos susceptíveis à liquefação.

Tabela 7. Correlações D_{50} após Iwasaki *et al.* (1982).

Tipo de solo	Diametro médio das partículas	
	Peso unitario t/m ³	D ₅₀ (mm)
Solo superficial	1,70	0,02
Silte	1,75	0,03
Silte arenoso	1,80	0,04
Areia siltica	1,80	0,07
Areia muito fina	1,85	0,10
Areia fina	1,95	0,15
Areia media	2,00	0,35
Areia grossa	2,00	0,60
Cascalho	2,10	2,00

Um último parâmetro comparado, relacionado à granulometria, foi o índice de plasticidade (IP; ANEXO N). O gráfico da figura 26, serve para comparar os dados deste trabalho,

mostrando a coincidência das amostras com a linha “A”, a qual representa o limite entre silte e argila. Os índices de plasticidade variam entre 15,8 e 48,9, que se correlacionados com os dados de solos argilosos com índice de plasticidade menor que 12~15 propostos por Gratchev *et al.* (2006) e Bray & Sancio (2006), este parâmetro não é indicativo de alto potencial. Se deve considerar que a frequência de dados do IP não foi muito representativa nesta pesquisa.

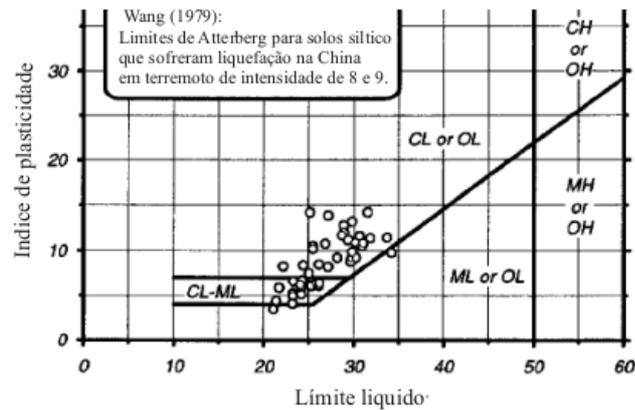


Figura 26. Gráfico mostrando a relação entre o Índice de liqüefação e o limite líquido. (Segundo Boulanger & Idriss, 2001).

Como se tem analisado, o processo de liqüefação acontece devido a situações geológicas e hidrológicas específicas, entre estas se tem conhecimento que os depósitos mais recentes (Holoceno) sejam os mais susceptíveis (Youd & Perkins, 1978). Por este motivo a liqüefação é comum em ambientes areno-silticos saturados, em deltas de canais, rios, planícies de inundação, planícies costeiras, depósitos eólicos e aterros não compactados. A região estudada é uma planície costeira recortada por rios e com áreas de mangue, indicando regiões influenciadas pelas marés e com predominância de solos areno-silticos; com alto potencial de liqüefação, minimizado somente pelo fato de que não predomina a saturação dos solos em algumas áreas. Estes dados granulométricos ou estruturais podem indicar processos de paleoliqüefação Youd (1973), Bezerra *et al.* (2005) e Montenat *et al.* (2007). Na área de estudo foram encontradas estruturas em disco características possivelmente de tipo fluidização (FIG. 10).

6.1.1 Efeitos da Geomorfologia

A geomorfologia, segundo a hipótese deste trabalho, é uma base importante para se analisar o potencial de liquefação, já que esta ocorre em pendentes entre 0-2%. Após de analisar os dados de pendentes e considerar a presença dos cordões litorâneos e a planície em geral, se apresenta um potencial médio. Sendo que, estes terraços e especialmente a planície costeira, tem menos de 0-2%. O que indica uma pendente típica para a ocorrência de liquefação dos solos(TAB.8).

Coincidente com o proposto por esses autores e considerando os dados geotécnicos, a zona de praia é uma região de menor probabilidade para o desenvolvimento de liquefação, em um sismo de intensidade VII (Mercalli). E são mais susceptível, segundo seus critérios, as zonas de barreiras e zonas de rio e vales. Somente no caso da praia Platanares, pelo fato de ter seu lençol freático raso é que se considera a camada dos 2,5 a 4 m e a região de manguezal, com alto potencial.

Tabela 8. Relação da geomorfologia e o potencial de liquefação .
Se tem demarcado em azul as unidades predominantes na região de estudo.
(Modificado de Iwasaki *et al.*, 1982).

Rango	Unidade geomorfológica	Potencial de liquefação
1	Depósitos de rio, pântanos, marismas	Alta
2	Leques, dunas, planícies de inundação	Media
3	Terraços, montanhas	Muito baixa

Na Tabela 8 e no anexo O é apresentada uma correlação entre a geomorfologia e o potencial de liquefação.

6.2 Resultados do programa Dynamic Probing

Como foi descrito na metodologia, a pesquisa é feita baseando-se no cálculo do potencial de liquefação obtido do programa *Dynamic Probing* e comparando os com outros dados de laboratório, utilizando em ambos métodos os parâmetros originais ou modificados propostos por Seed (1979). Estes dados geotécnico e o processamento no programa são apresentados na tabela 9 e no anexo P.

Os resultados dos esforços constantes quantificam a imposição de carga que se gera no solo causada pelos terremotos. Este esforço que pode causar irresistência do solo à liquificação ou à cizalhe, é denominado como esforço cortante cíclico (*cyclic shear stresses*: CSR).

O programa determina, de acordo com o número de golpes obtidos com o DPL, a correlação com o que seria o número de golpes SPT, parâmetros de esforço totais e efetivos, o parâmetro de K_0 (fator correção por pressão lateral do solo), entre outros. A correlação dos dados obtidos com o DPL se faz correlacionando primeiro com o parâmetro DPM e posteriormente se obtém a transformação para o valor N_{SPT} (que propõem as metodologias) Estas correlações consideram a largura do equipamento e a comparação da relação de energia transmitida, segundo proposto por Meyerhof (1956).

Após, o programa utiliza diferentes correlações para assumir com base do número de golpes de propostas de diferentes autores, os parâmetros necessários para obter finalmente o valor do potencial liquificação.

Resume-se, desta maneira, que o maior potencial, e que poderia atingir camadas de espessura maior a 1m, se encontra PJ4, PJ8, PJ11 e PJ12. Em quase toda a região se acham camadas potenciais a sofrer liquificação exceto nos pontos PJ5 só camada superior e nos pontos PJ17, PJ18, PJ20 e PJ22 onde possivelmente não ocorreria o processo. Como resultado se obtiveram valores de fator de seguridade menores que 1, o que indica potencial de liquificação.

TABELA 9. Resumos dos resultados com Dynamic Probing. Somente se apresentam camadas susceptíveis.

	Camada	Nspt	Profundidade	NSPT corr.	Potencial de liquificação
PJ1	1	2,90	0,90	2,90	<0,04
	2	8,44	1,50	8,44	<0,04
	3	6,63	3,90	6,63	<0,04
	4	11,79	4,90	11,79	<0,04
PJ2	1	2,45	1,00	2,45	<0,04
	3	16,79	2,80	16,79	0,04-0,10
PJ3	1	2,82	0,70	2,82	<0,04
	2	5,54	1,10	5,54	<0,04
PJ4	1	3,16	0,20	3,16	<0,04

	2	4,55	0,60	4,55	<0,04
	3	3,16	1,10	3,16	<0,04
	4	5,54	2,20	5,54	<0,04
	5	13,31	2,80	13,31	0,04-0,10
	6	8,31	3,00	8,31	<0,04
	7	18,37	4,30	18,37	0,04-0,10
PJ5	1	3,05	0,70	3,05	<0,04
PJ6	3	3,76	1,60	3,76	<0,04
	5	19,89	3,90	17,45	0,04-0,10
PJ7	2	6,92	0,80	6,92	<0,04
	3	15,29	1,40	15,29	0,04-0,10
	4	7,28	1,90	7,28	<0,04
	5	20,08	2,70	20,08	0,04-0,10
PJ8	1	2,93	1,00	2,93	<0,04
	2	5,01	1,60	5,01	<0,04
	3	4,90	2,10	4,90	<0,04
	4	10,28	2,40	10,28	<0,04
PJ9	1	1,90	0,50	1,90	<0,04
	2	4,35	1,10	4,35	<0,04
	3	9,04	1,80	9,04	<0,04
	4	20,96	2,80	17,98	0,04-0,10
PJ10	1	1,98	0,20	1,98	<0,04
	2	6,72	1,00	6,72	<0,04
	3	10,14	2,10	10,14	<0,04
	4	13,84	2,50	13,84	0,04-0,10
PJ11	1	2,37	0,20	2,37	<0,04
	2	5,22	1,70	5,22	<0,04
	3	2,53	2,20	2,53	<0,04
	4	4,75	2,50	4,75	<0,04
	5	12,66	3,30	12,66	0,04-0,10
PJ12	1	1,19	0,20	1,19	<0,04
	2	4,55	0,60	4,55	<0,04
	3	2,97	1,00	2,97	<0,04
	4	4,86	1,70	4,86	<0,04
	5	7,71	2,10	7,71	<0,04

	6	6,33	2,40	6,33	<0,04
	7	8,31	2,60	8,31	<0,04
	8	6,17	3,10	6,17	<0,04
	9	18,36	4,50	18,36	0,04-0,10
PJ13	1	1,76	0,90	1,76	<0,04
	2	4,90	1,40	4,90	<0,04
	3	5,01	2,30	5,01	<0,04
	4	12,21	3,20	12,21	0,04-0,10
PJ14	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ15	1	3,01	1,00	3,01	0,04-0,10
	3	15,82	2,10	15,82	0,04-0,10
PJ16	2	4,94	1,10	4,94	0,04-0,10
	3	10,15	2,30	10,15	0,04-0,10
	4	16,16	3,70	16,16	0,04-0,10
PJ17	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ18	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ19	1	1,98	0,60	1,98	<0,04
	2	6,72	0,80	6,72	<0,04
	3	17,70	1,60	17,70	0,04-0,10
PJ20	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ21	1	1,84	0,90	1,84	<0,04
	2	4,55	1,30	4,55	<0,04
	3	20,88	1,80	17,94	0,04-0,10
PJ22	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ23	1	2,85	0,50	2,85	<0,04

6.3 Avaliação do potencial de liquefação com dados de laboratório

Para o cálculo da relação dos esforços cortantes foi efetuada uma análise das diferentes camadas que foram caracterizadas segundo 3 parâmetros base:

- Número de golpes traduzido como a resistência à penetração
- Características geotécnicas e granulométricas
- Correlação do *Dynamic Probing Light* (DPL) com o *Standard Penetration Test* (SPT).

Nesta secção são apresentadas as modificações e adaptações do *Método Simplificado* de Seed and Idriss (1971); Seed (1979); Youd & Idriss, (2001) e segundo Rauch (1997).

6.3.1 Correção dos dados DPL

O primeiro caso a considerar são as modificações que devem ser feitas ao número de golpes obtidos no campo com o DPL. Aqui foi utilizado (após várias comparações) o parâmetro 0,67, utilizado em alguns trabalhos na Costa Rica e se compararam com os parâmetros das normas DIN (em Hafstrom & Skogsberg, 1994) e se obtiveram resultados diferentes entre os números de golpes, sendo que as normas DIN são um pouco mais conservadoras.

Neste trabalho se considerou que utilizar parâmetros para corrigir energia do equipamento do SPT e corrigir assim, o número de golpes (N_{SPT}), como foi feito em outras pesquisas que usaram o equipamento do DPL. Isto foi considerado uma alteração dos dados porque se estão corrigindo valores de energia gerada pela queda do maço, da largura do equipamento e parâmetros que tem a ver com um tipo de equipamento que não foi utilizado.

A partir do dado do N_{SPT} , que se presupõe obtido no campo, Robertson & Fear (1995) propõem a seguinte correção do número de golpes.

$$(N1)_{60} = N_{SPT} \times C_N \times C_E \times C_B \times C_S \times C_R$$

Sendo:

C_N igual a: $(P_a / \sigma'_{v0})^{0,5} \leq 2,0$ (recomendação do NCEER)

σ'_{v0} = esforço efetivo vertical; $P_a = 101,325$ kPa

C_E é o 60% da energia máxima teórica = $E_R/60$

E_R usada em vários trabalhos na Costa Rica: 0,67 se for utilizado o valor do Código de Pontes e Ruas do Japão.

C_R utilizado para corrigir perda de energia

$C_R=0,75$ se profundidade (z) ≤ 3 m

$$C_R = (15+Z) / 24 \text{ se } 3 < z < 9$$

$$C_R = 1 \text{ se } z \geq 9$$

C_B , contempla o diâmetro do furo, é neste caso 1,0 (Robertson & Fear, 1995) e a correção pelo tipo de equipamento

C_S que segundo o equipamento de amostragem (*spoon sampler*) utilizado. Este valor varia entre 1,2 ou 1,0 no caso de SPT tipo standard.

Como pode ser observado, estes valores são específicos ao equipamento SPT utilizado e diferem dos parâmetros do DPL, por este motivo não foi considerado, como se tem proposto em outros trabalhos. Só foi utilizado o parâmetro C_n que tem relação entre o número de golpes e os esforços efetivos próprios do depósito.

A terceira correção, relacionada ao número de golpes, é a obtenção do parâmetro equivalente de areias limpas (*clean sand-equivalent*). Este dado foi obtido segundo a fórmula:

❖ $FC \leq 5\%$:	$\Delta(N_1)_{60} = 0,0$
❖ $5 < FC < 35\%$:	$\Delta(N_1)_{60} = 7 (F_C - 5) / 30$
❖ $FC \geq 35\%$	$\Delta(N_1)_{60} = 7,0$

O conteúdo de material fino (FC) é aquele valor dos grãos menor que 0.075 mm. A valor obtido na primeira correlação em que se obteve o N_{SPT} , deve se fazer a correlação com os parâmetros acima descritos. Esta correção, segundo Youd & Idriss (2001), deve ser feita com cuidado segundo critérios de conhecimentos geotécnicos.

De acordo as provas elaboradas nesta dissertação, os dados não apresentaram mudanças significativa, propondo-se aqui, trabalhar com a proposta de Rauch (1997), acima descrita.

6.3.2 Relação de resistência cíclica: CRR

Este valor considera os dados obtidos no campo e o parâmetro final de $(N_1)_{60\text{-corrigido}}$ elaborado como indicado no ponto anterior. No caso do $(N_1)_{60} > 30$ o valor do CRR é infinito (∞) pelo que não é considerado.

Estas camadas foram analisadas, segundo os postulados de Terzagui & Peck (1948), em relação aos esforços verticais e a pressão intersticial até encontrar as tensões efetivas para, posteriormente serem utilizados como dados no cálculo do CRR. Os dados do peso unitário

utilizado para o cálculo dos esforços efetivos e totais, assim como os diâmetros das partículas utilizadas, foi obtido segundo o procedimento granulométrico (Bowles, 1980).

Como foi exposto anteriormente, quando não se dispõe de dados de densidades ou D_{50} , são utilizados os parâmetros e as correlações de Iwasaki *et al.* (1982).

A fórmula utilizada no cálculo se apresenta a continuação:

$$100 \text{ CRR}_{M:7,5} = (95 / (34 - (N_1)_{60})) + (((N_1)_{60} / 1,3) - 0,5)$$

$$\text{CRR} = \text{CRR}_{M:7,5} * \text{MSF}$$

O MSF (*Magnitude Scaling Factor*) proposto por Seed & Idriss (1982) é o fator de magnitude. Neste trabalho são consideradas para a análise 4 magnitudes entre 5,5-7,5 Mw (TAB.10). Existem tabelas de correlação como apresentado na tabela 10, e fórmulas como proposto por Rauch (1997) que se indicam a continuação. Os valores não mudaram e foram utilizados no cálculo final os valores correlativos da tabela 10.

Para uma $M_w < 7,0$: $\text{MSF } 10^{3,00} * M_w^{-3,46}$

$M_w \geq 7,0$: $\text{MSF } 10^{2,24} * M_w^{-2,56}$

Mw: magnitude no momento do sismo

Tabela 10. Valor de CRR proposto para diferentes magnitudes.

Magnitude M	MSF: Seed & Idriss (1982)
5,50	1,43
6,00	1,32
6,50	1,19
7,00	1,08
7,50	1,00
8,00	0,94
8,50	0,89

Quanto maior o ciclo de esforços cortantes (CSR), mais longo será o período da liquefação. Em um depósito de areia densa a poro-pressão aumentará mais lentamente com as flutuações dos ciclos.

7.3.3 Esforço cortante cíclico: CSR

Segundo Seed & Idriss (1971), um solo pode se liquefazer se a razão (relação) tangencial cíclica (*cyclic shear stress ratio*, CSR), que produz o sismo, for maior que a resistência tangencial do solo (CRR).

Na figura 27 se apresenta o gráfico utilizado para mostrar a relação deste valor CSR com número de golpes, $N_{1(60)}$ corrigido com quantidade de finos. Este gráfico foi utilizado para conferir os dados obtidos utilizando as equações descritas.

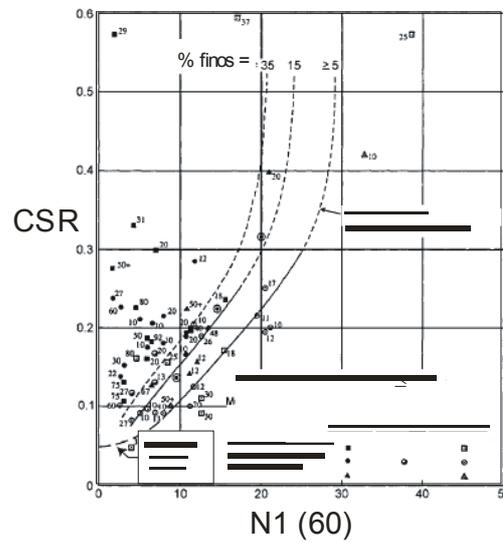


Figura 27. Correlação entre o ciclo de esforço e o número de golpes para eventos de magnitude similar a 7,5 e com um conteúdo variável de finos. (Modificado de Youd & Idriss, 2001).

Relação do esforço cíclico induzido por um sismo

$$CSR = 0,65 (\alpha_{max} / g) (\sigma_{vo} / \sigma'_{vo}) * R_d$$

Sendo que , α_{max} = aceleração pico horizontal

g = gravidade

σ_{vo} = esforço ou tensão total

σ'_{vo} = esforço ou tensão efetiva

O valor da redução da profundidade, R_d (Liao & Whitman, 1986) e o fator de redução do esforço em função da resposta da profundidade às tensões.

$R_d = (1 - (0,000765 z))$ para $z \leq 9,15$ m ou,

Outro dado importante no potencial de liquefação é a aceleração do solo, que segundo Shah *et al.* (1976), no mapa de curvas de isoaceleração para a Península de Osa, propoem valores que variam entre 0,325 - 0,350,

6.3.4 Fator de liquefação e camadas liquáveis

Finalmente para se ter o potencial de liquefação com as metodologias utilizadas deve-se a seguinte relação:

$$\text{Fator de seguridade FS liq} = \text{CRR} / \text{CSR}$$

É importante salientar que segundo Youd & Idriss (2001), se deve considerar a correção K_a para corrigir as tensões efetivas na fórmula anterior, mas na metodologia final deste trabalho não foram consideradas, pelo motivo que nos dados finais o uso deste valor não mudou consideravelmente.

Finalmente, a espessura da camada susceptível se determina ao identificar a espessura dos valores onde $FS \leq 1$ (assumindo que onde os valores do fator de seguridade sejam maiores que 1, não ocorrerá liquefação). Na TAB. 11 se apresentam os dados obtidos com o programa *Dynamic Probing* utilizando-se os parâmetros de esforços totais e efetivos em relação ao número de golpes obtido no campo. A TAB. 11 mostra os dados calculados com provas de laboratório para esforços totais e efetivos.

Segundo Mansoor *et al.* (2004) podem existir 6 classes na análise do potencial de liquefação (Fs) para uma aceleração de 0,3 g e baseados na metodologia de Seed *et al.* (1985): entre 1-1,01 é considerada liquefação marginal; de 0,801 - 0,999 é considerado um depósito de baixa susceptibilidade. De 0,65 – 0,80 é de moderada susceptibilidade, e quando for menor de 0,65 o depósito é de alto potencial de liquefação.

Finalmente, os resultados obtidos foram integrados num mapa, considerando um valores de importância (peso) nos parâmetros acima descritos. O peso 3 seria o de maior importância. No peso 1, se consideraram os valores de limite líquido (pela representatividade que tem nesta pesquisa), no peso 2 se consideraram os valores históricos de terremotos, geomorfologia. O peso

3, tem maior importância, pois já inclui parâmetros como o D_{50} , resistência do solo, a relação esforço/resistência, entre outros fatores geotécnicos e se reconsideram as regiões com níveis freáticos rasos.

TABELA 11. Resumo de resultados utilizando integração de metodologias.

No. Furo	Prof. (m)	Espesor da camada (m)	CF %	Nspt	Nspt corr.	Cn	Ko	A N1 60	(N1)60corr.	Accleração	Esf. efetivo σ'	CRR Mw7,5	Mw 7,0	Mw 6,5	Mw 6,0
PJ2	1,00	1,00	41,00	2,76	1,85	2,53	1,4831	7,00	11,67	0,325	15,89	0,101	0,109	0,1200	0,1331
	1,90	0,90	41,00	5,63	3,77	1,59	1,3220	7,00	13,00	0,325	39,99	0,119	0,128	0,1413	0,1568
	2,80	0,90	41,00	18,89	12,66	1,28	1,1940	7,00	23,24	0,325	61,53	0,212	0,229	0,2528	0,2804
PJ3	0,70	0,70	90,00	2,82	1,89	2,37	1,4683	7,00	8,89	0,325	17,99	0,101	0,109	0,1204	0,1336
	1,10	0,40	90,00	5,54	3,71	1,89	1,3980	7,00	10,71	0,325	28,26	0,118	0,128	0,1406	0,1560
	3,20	2,10	90,00	9,68	6,49	1,11	1,0844	7,00	13,49	0,325	82,22	0,145	0,157	0,1726	0,1915
PJ4	0,20	0,20	40,00	3,16	2,12	4,34	1,5595	7,00	9,12	0,325	5,37	0,103	0,112	0,1229	0,1364
	0,60	0,40	40,00	4,55	3,05	2,51	1,4814	7,00	10,05	0,325	16,12	0,112	0,121	0,1332	0,1478
	1,10	0,50	40,00	3,16	2,12	1,87	1,3933	7,00	9,12	0,325	28,97	0,103	0,112	0,1229	0,1364
	2,20	1,10	40,00	5,54	3,71	1,89	1,3980	7,00	10,71	0,325	28,26	0,118	0,128	0,1406	0,1560
	2,80	0,60	40,00	13,31	8,92	1,52	1,2991	7,00	15,92	0,325	43,67	0,170	0,184	0,2023	0,2244
	3,00	0,20	40,00	8,31	5,57	1,44	1,2679	7,00	12,57	0,325	48,81	0,136	0,147	0,1618	0,1795
	4,30	1,30	40,00	18,37	12,31	1,11	1,0845	7,00	19,31	0,325	82,21	0,208	0,225	0,2477	0,2748
PJ5	0,70	0,70	85,00	3,05	2,04	2,36	1,4668	7,00	9,04	0,325	18,19	0,103	0,111	0,1221	0,1355
	1,40	0,70	85,00	4,75	3,18	1,68	1,3471	7,00	10,18	0,325	36,04	0,113	0,122	0,1347	0,1494
	2,20	0,80	85,00	8,31	5,57	1,33	1,2189	7,00	12,57	0,325	57,15	0,136	0,147	0,1618	0,1795
	3,10	0,90	40,00	15,20	10,18	1,12	1,0911	7,00	17,18	0,325	80,89	0,184	0,198	0,2186	0,2425
PJ6	0,30	0,30	75,00	1,84	1,23	4,26	1,5579	7,00	8,23	0,325	5,59	0,095	0,103	0,1133	0,1257
	0,80	0,50	40,00	6,33	4,24	2,61	1,4900	7,00	11,24	0,325	14,91	0,123	0,133	0,1466	0,1626
	1,20	0,40	20,00	3,76	2,52	2,11	1,4352	3,50	6,02	0,325	22,75	0,075	0,081	0,0896	0,0993
	1,60	0,40	20,00	11,07	7,42	1,82	1,3825	3,50	10,92	0,325	30,60	0,120	0,130	0,1430	0,1586
	2,50	0,90	20,00	13,00	8,71	1,45	1,2712	3,50	12,21	0,325	48,25	0,120	0,129	0,1424	0,1580
	3,90	1,40	20,00	17,45	11,69	1,16	1,1175	3,50	15,19	0,325	75,71	0,180	0,194	0,2139	0,2373
PJ7	0,40	0,40	12,00	1,98	1,33	3,14	1,5234	1,63	2,96	0,325	10,28	0,048	0,052	0,0576	0,0639
	0,80	0,40	12,00	2,00	1,40	2,22	1,4504	1,63	3,03	0,325	20,56	0,057	0,040	0,0439	0,0487
	1,00	0,20	12,00	6,92	4,64	2,22	1,4504	1,63	6,27	0,325	20,56	0,077	0,084	0,0922	0,1023
	1,40	0,40	12,00	15,29	10,24	1,99	1,4152	1,63	11,88	0,325	25,69	0,129	0,140	0,1559	0,1707
	1,90	0,50	12,00	7,28	4,88	1,73	1,3614	1,63	6,51	0,325	33,82	0,080	0,086	0,0948	0,1051
	2,70	0,80	12,00	20,08	13,45	1,52	1,2972	1,63	15,09	0,325	43,98	0,161	0,174	0,1919	0,2129
	3,90	1,40	20,00	20,96	14,04	1,24	1,1672	3,50	17,54	0,325	66,39	0,188	0,203	0,2233	0,2477
PJ8	1,00	1,00	20,00	2,93	1,96	2,01	1,4199	3,50	5,46	0,325	25,00	0,070	0,076	0,0837	0,0928
	1,60	0,60	20,00	5,01	3,36	1,58	1,3183	3,50	6,86	0,325	40,59	0,083	0,089	0,0985	0,1092
	2,10	0,50	20,00	4,90	3,28	1,38	1,2401	3,50	6,78	0,325	53,49	0,082	0,089	0,0977	0,1083
	2,40	0,30	20,00	10,28	6,89	1,29	1,1957	3,50	10,39	0,325	61,23	0,115	0,124	0,1370	0,1520
	2,60	0,20	20,00	20,96	14,04	1,24	1,1672	3,50	17,54	0,325	66,39	0,188	0,203	0,2233	0,2477
PJ9	0,60	0,60	8,00	1,90	1,27	2,48	1,4789	0,70	1,97	0,325	16,48	0,040	0,043	0,0474	0,0526
	1,10	0,50	8,00	4,35	2,91	2,48	1,4789	0,70	3,61	0,325	16,48	0,054	0,058	0,0643	0,0714
	1,80	0,70	8,00	9,04	6,06	2,48	1,4789	0,70	6,76	0,325	16,48	0,082	0,088	0,0974	0,1080
	2,80	1,00	8,00	17,98	12,05	2,48	1,4789	0,70	12,75	0,325	16,48	0,158	0,170	0,1877	0,2082
PJ10	0,20	0,20	2,00	1,98	1,33	4,24	1,5574	0,00	1,33	0,325	5,65	0,034	0,037	0,0408	0,0452
	1,00	0,80	38,00	6,72	4,50	1,89	1,3981	7,00	11,50	0,325	28,24	0,126	0,136	0,1496	0,1659
	2,10	1,10	10,00	10,14	6,79	1,33	1,2194	1,17	7,96	0,325	57,06	0,093	0,100	0,1103	0,1224
	2,50	0,40	10,00	13,84	9,27	1,22	1,1609	1,17	10,44	0,325	67,54	0,116	0,125	0,1376	0,1526
PJ11	0,20	0,20	3,00	2,37	1,59	4,29	1,5584	0,00	1,59	0,325	5,51	0,037	0,039	0,0435	0,0482
	1,70	1,50	3,00	5,22	3,50	1,47	1,2797	0,00	3,50	0,325	46,85	0,053	0,057	0,0631	0,0700
	2,50	0,80	3,00	7,28	4,88	1,21	1,1536	0,00	4,88	0,325	68,89	0,065	0,070	0,0775	0,0860
	3,30	0,80	3,00	12,66	8,48	1,06	1,0420	0,00	8,48	0,325	90,94	0,097	0,105	0,1160	0,1287
PJ12	0,20	0,20	8,00	1,19	0,80	4,46	1,5615	0,70	1,50	0,325	5,10	0,036	0,039	0,0425	0,0472
	1,00	0,80	8,00	4,55	3,05	1,99	1,4165	0,70	3,75	0,325	25,50	0,055	0,060	0,0657	0,0729
	1,70	0,70	8,00	2,97	1,99	1,53	1,3011	0,70	2,69	0,325	43,35	0,046	0,050	0,0548	0,0608
	2,10	0,40	8,00	4,86	3,26	1,38	1,2398	0,70	3,96	0,325	53,55	0,057	0,062	0,0679	0,0753
	2,40	0,30	8,00	7,71	5,17	1,29	1,1959	0,70	5,87	0,325	61,20	0,074	0,080	0,0879	0,0975
	2,60	0,20	8,00	6,33	4,24	1,24	1,1676	0,70	4,94	0,325	66,30	0,066	0,071	0,0782	0,0867
	3,10	0,50	8,00	8,31	5,57	1,13	1,1004	0,70	6,27	0,325	79,05	0,077	0,084	0,0922	0,1023
	4,50	1,40	8,00	6,17	4,13	0,94	0,9369	0,70	4,83	0,325	114,75	0,065	0,070	0,0771	0,0855
PJ13	0,90	0,90	4,75	1,76	1,18	2,37	1,4682	0,00	1,18	0,325	18,00	0,033	0,036	0,0393	0,0436
	1,40	0,50	4,75	4,90	3,28	1,90	1,3997	0,00	3,28	0,325	28,00	0,051	0,055	0,0609	0,0676
	2,30	0,90	4,75	5,01	3,36	1,48	1,2849	0,00	3,36	0,325	46,00	0,052	0,056	0,0617	0,0684
	3,20	0,90	4,75	12,21	8,18	1,26	1,1803	0,00	8,18	0,325	64,00	0,095	0,102	0,1127	0,1250
PJ14	0,30	0,30	3,00	2,63	1,76	3,63	1,5422	0,00	1,76	0,325	7,71	0,038	0,041	0,0452	0,0502

Morfologia costeira, faciologia e geotecnia na região de Puerto Jiménez, Costa Rica: um estudo integrado na análise do potencial de liquefação e erosão costeira.

PJ15	1,00	1,00	83,00	3,01	2,02	1,96	1,4113	7,00	9,02	0,325	26,28	0,102	0,111	0,1218	0,1351
	2,00	1,00	83,00	5,38	3,60	1,39	1,2455	7,00	10,60	0,325	52,57	0,117	0,127	0,1394	0,1547
	2,10	0,10	83,00	15,82	10,60	1,35	1,2302	7,00	17,60	0,325	55,19	0,188	0,203	0,2241	0,2486
PJ16	0,30	0,30	44,00	2,11	1,41	3,47	1,5371	7,00	8,41	0,325	8,40	0,097	0,105	0,1153	0,1278
	1,10	0,80	21,00	4,94	3,31	1,81	1,3812	3,73	7,04	0,325	30,80	0,084	0,091	0,1005	0,1114
	2,30	1,20	21,00	10,15	6,80	1,25	1,1781	3,73	10,53	0,325	64,40	0,117	0,126	0,1387	0,1538
	3,70	1,40	21,00	16,16	10,83	0,99	0,9842	3,73	14,56	0,325	103,60	0,156	0,168	0,1855	0,2058
PJ17	0,20	0,20	6,00	2,77	1,86	4,29	1,5584	0,23	2,09	0,325	5,51	0,041	0,044	0,0486	0,0539
	1,10	0,90	6,00	4,48	3,00	1,83	1,3844	0,23	3,23	0,325	30,31	0,051	0,055	0,0604	0,0670
	3,00	1,90	5,00	11,78	7,89	1,11	1,0822	0,00	7,89	0,325	82,67	0,092	0,099	0,1096	0,1216
PJ18	0,50	0,50	65,00	2,53	1,70	2,79	1,5037	7,00	8,70	0,325	12,99	0,099	0,107	0,1183	0,1312
	1,20	0,70	65,00	4,52	3,03	1,80	1,3786	7,00	10,03	0,325	31,19	0,112	0,121	0,1330	0,1475
	2,00	0,80	65,00	10,77	7,22	1,40	1,2490	7,00	14,22	0,325	51,98	0,152	0,165	0,1813	0,2011
	3,00	1,00	65,00	19,85	13,30	1,14	1,1059	7,00	20,30	0,325	77,97	0,220	0,238	0,2624	0,2910
PJ19	0,60	0,60	24,00	1,98	1,33	4,01	1,5526	4,43	5,76	0,325	6,30	0,073	0,079	0,0868	0,0963
	0,80	0,20	24,00	6,72	4,50	2,57	1,4873	4,43	8,94	0,325	15,30	0,102	0,110	0,1210	0,1342
	1,60	0,80	24,00	17,70	11,86	2,57	1,4873	4,43	16,29	0,325	15,30	0,174	0,188	0,2070	0,2296
PJ20	0,30	0,30	75,00	1,84	1,23	3,63	1,5422	7,00	8,23	0,325	7,71	0,095	0,103	0,1133	0,1257
	2,20	1,90	75,00	5,70	3,82	1,34	1,2225	7,00	10,82	0,325	56,53	0,119	0,129	0,1419	0,1574
	3,90	1,70	75,00	10,01	6,71	1,01	0,9992	7,00	13,71	0,325	100,21	0,147	0,159	0,1752	0,1944
	4,20	0,30	75,00	21,62	14,49	0,97	0,9662	7,00	21,49	0,325	107,74	0,236	0,255	0,2811	0,3118
PJ21	0,50	0,50	40,00	1,84	1,23	3,21	1,5268	7,00	8,23	0,325	9,81	0,095	0,103	0,1133	0,1257
	0,90	0,40	40,00	5,70	3,82	3,21	1,5268	7,00	10,82	0,325	9,81	0,119	0,129	0,1419	0,1574
	1,30	0,40	40,00	4,55	3,05	3,21	1,5268	7,00	10,05	0,325	9,81	0,112	0,121	0,1332	0,1478
	1,80	0,50	40,00	20,88	13,99	3,21	1,5268	7,00	20,99	0,325	9,81	0,229	0,248	0,2731	0,3029
PJ22	0,60	0,60	99,00	1,72	1,15	2,56	1,4864	7,00	8,15	0,325	15,42	0,094	0,102	0,1124	0,1247
	1,20	0,60	99,00	4,48	3,00	1,81	1,3810	7,00	10,00	0,325	30,83	0,112	0,120	0,1327	0,1472
	1,40	0,20	99,00	9,49	6,36	1,69	1,3498	7,00	13,36	0,325	35,62	0,144	0,155	0,1711	0,1898
	2,40	1,00	99,00	16,93	11,34	1,30	1,2052	7,00	18,34	0,325	59,55	0,197	0,213	0,2342	0,2597
	3,00	0,60	99,00	12,66	8,48	1,17	1,1269	7,00	15,48	0,325	73,91	0,165	0,179	0,1968	0,2183
	4,10	1,10	99,00	18,98	12,72	1,01	0,9991	7,00	19,72	0,325	100,23	0,213	0,230	0,2537	0,2814
PJ23	0,50	0,50	70,00	2,85	1,91	2,80	1,5040	7,00	8,91	0,325	12,95	0,101	0,110	0,1207	0,1338
	1,20	0,70	70,00	5,20	3,48	1,81	1,3793	7,00	10,48	0,325	31,08	0,116	0,125	0,1381	0,1532
	1,90	0,70	70,00	11,07	7,42	1,43	1,2655	7,00	14,42	0,325	49,21	0,154	0,167	0,1837	0,2038
	2,50	0,60	70,00	20,04	13,43	1,25	1,1761	7,00	20,43	0,325	64,75	0,222	0,240	0,2643	0,2932

6.4 Índice de liquefação (PL) segundo Iwasaki *et al.* 1980

Inclui-se neste trabalho o valor do índice do potencial de liquefação (P_L), baseado na fórmula de Iwasaki *et al.*, (1980), o qual determina a magnitude do potencial de liquefação de todo o depósito.

$P_L = \sum^n (1 - F_L) (10 - 0,5 z_i) h_i$, para $F_L < 1$, e no caso do valor de $F_L > 1$, o valor do índice do potencial de liquefação será 0 (TAB. 12).

n: é o número de intervalos em foi dividida o furo (ANEXO P) e z_i a profundidade.

Tabela 12. Relação do potencial de liquefação segundo o valor PL. (Segundo Iwasaki *et al.* 1978).

Grau	PL	Potencial de liquefação
1	0	Muito baixo
2	< 5	Baixo
3	5-15	Alto
4	> 15	Muito alto

6.5 Discussão de resultados

Ao comparar os dados que se obtiveram utilizando o software *Dynamic Probing* com as camadas, segundo N_{10} , adquiridas com o programa. Foram comparados os dados que infere o programa com a integração dos dados de laboratório e pode-se observar uma grande variação destes, dada especificamente na hora do cálculo dos esforços totais, já que os valores de vários parâmetros obtidos do laboratório, com respeito aos valores que o programa correlaciona, variaram.

Como se pode observar, integrando os dados do mapa, pode-se concluir que mais 50 % da região é susceptível à liquefação. O mapa integra os critérios que foram expostos e foram determinadas duas regiões de maior potencial de liquefação. É claro que com as metodologias comparadas, o melhor é ter critérios de quais parâmetros se adaptam melhor a nosso entorno.

Neste caso foi observado que com o programa *Dynamic Program*, mesmo utilizando-se o método de Seed (1979), se minimiza o potencial, segundo os dados que correlacionam tanto o

peso específico quanto o peso saturado. As demais correlações entre autores são similares numericamente, sendo a que mais varia é a utilizada no programa.

A metodologia de Rauch (1997) é um método interessante que tem comparado bem o Método Simplificado e que se tem feito correlações e equações obtidas de muitos dos gráficos propostos por diferentes autores que previamente utilizaram uma ampla base de dados de estudos de campo. Por exemplo, a curva na figura 28, extraída de um trabalho de avaliação, após o terremoto no Japão, apresenta características semelhantes a alguns resultados na região em estudo como a amostra M2b-20/09 (anexo O). Esta amostra foi extraída do local em que se fez o teste PJ10. Este apresenta um alto potencial de liquefação, nos 2,5 m analisados.

Várias amostras da região apresentaram curvas similares à forma do gráfico apresentado a continuação e que tem valores de D_{50} similares. A importância deste gráfico é mostrar regiões onde foi amostrado após ter ocorrido o processo de liquefação e sua similitude com amostras do presente local.

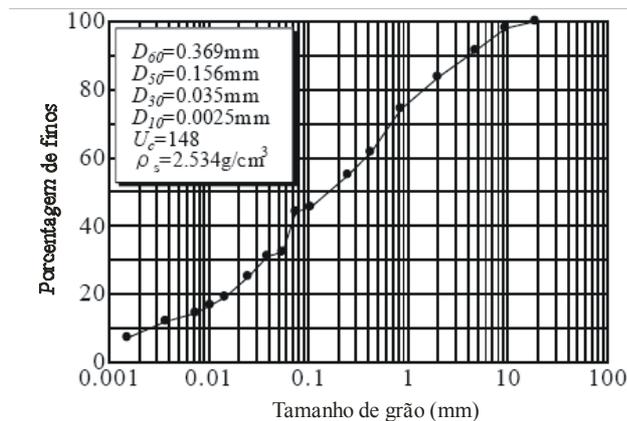


Figura 28. Distribuição de grãos no povoado de Tsikidate, Japão. (Tomado de Yasuda et al., 2003).

Uma comparação similar se fez com o gráfico apresentado no PJ16 anexo P.2 obtido na região do Caribe da Costa Rica (M. Garnier, com. oral, 2007), sitio específico onde foi reportado o processo de liquefação. Observa-se que nos primeiros 2 m não se tem valores do número de golpes (N10 DPL) maiores que 10, o que indica baixíssima resistência ao corte. na região do presente estudo, se obtiveram valores até mais baixos em quase todos os testes feitos com o DPL (anexo P).

É importante que estes estudos sejam mais regionais para integrar mais dados e sua posterior criação dos mapas de potencial, devido que poder-se-á entender melhor o tipo de depósitos, especialmente os dados obtidos nas informações do Grau 1 e 2.

Na integração de dados, a geomorfologia foi um dado interessante na interpretação das hipóteses previstas, pois se observa o desenvolvimento das populações sobre depósitos importantes de areias finas a médias inconsolidadas, localizadas em uma planície costeira extensa.

Observa-se uma clara divisão, determinada no Mapa de Potencial de Liquefação, após o somatório das várias correlações efetuadas, onde temos a divisão de regiões de baixo, médio e alto potencial de liquefação.

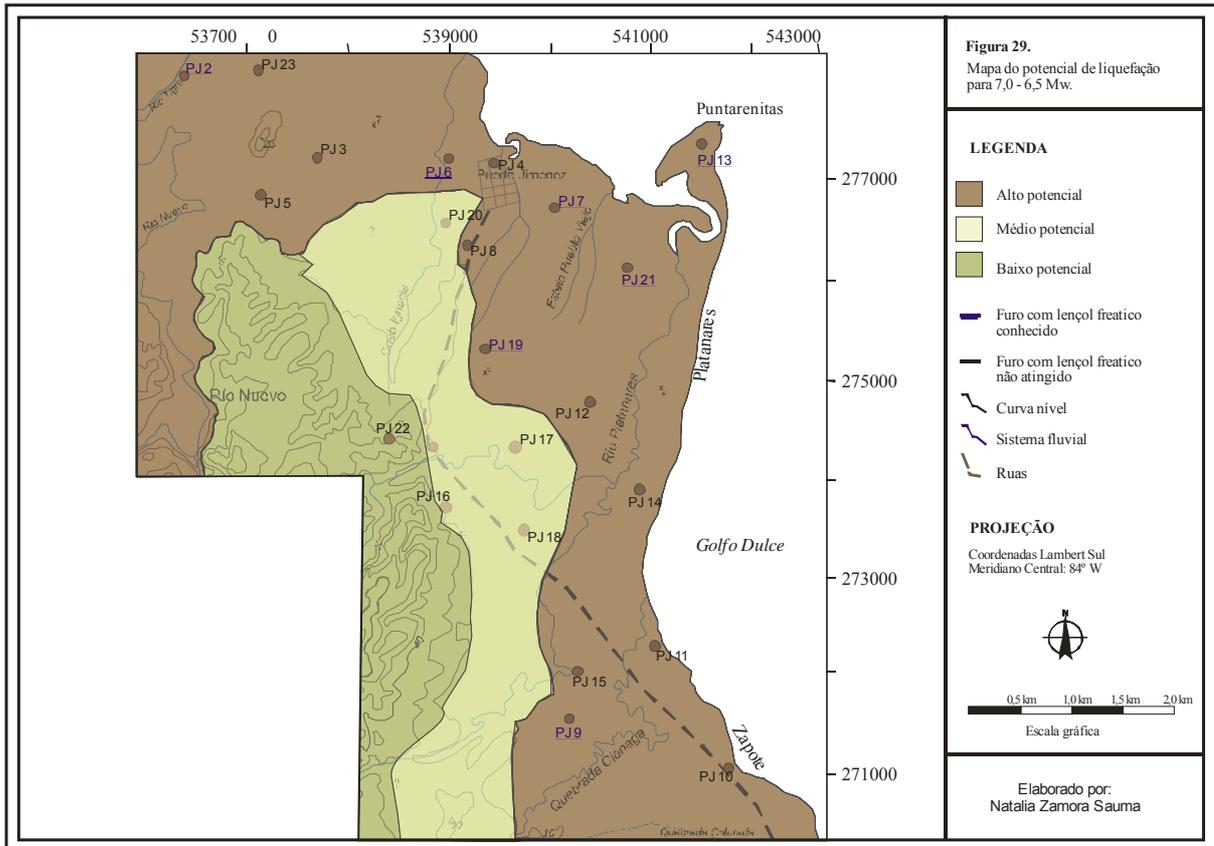


Figura 29. Mapa potencial de liquefação.

VIII. CONCLUSÕES

Ao longo do trabalho se conectaram temas de sedimentologia, descrição da morfologia e o efeito que a evolução costeira pode ter na ocorrência de fenômenos naturais ou vice-versa, como estes processos modificam o litoral. Disso pode - se concluir:

1. A faciologia indica que a região estudada é caracterizada por três fácies principais, entre predominantemente arenosa, siltica e seixos. Segundo dados estatísticos dos sedimentos e com os resultados de palinologia se verificaram ambientes de deposição que primam por uma base estuarina, característica de assembléias de microforaminíferos, com alta frequência de Chlorophyta (*Botryococcus*), fungos, *Spirogyra*, diatomáceas (Bacillariophyta), fitólitos, esporos e alta frequência de pólenes de plantas; e em algumas amostras se encontraram artrópodes; estes últimos indicam um ambiente de deposição ou influência, mais continental. O ambiente predominante na região é de formação marinha, onde as diferentes seqüências indicam a formação de cordões litorâneos e terraços soerguidos, a sua posição atual, no Quaternário.
2. Mesmo sendo poucos, os dados de palinologia propiciaram respostas sobre os plaeoambientes, faltando ainda muito trabalho na classificação de palinomorfos e palinomorfos não polínicos. Esta é uma ferramenta importante para os estudos geológicos, como foi constatado, coincidindo com teorias sobre a deposição de formações geológicas estudadas anteriormente. Esta integração de estudos granulométricos e geomorfológicos com a palinologia é muito significativa para estudos em regiões costeiras. Pelo anterior, nesta região de estudo, sujeita a mudanças da influência marinha e, também sujeita, a processo tectônicos, se considerou importante aprofundar os estudos de palinomorfos para obter respostas sobre os paleoambientes.
3. A clara divisão entre palinomorfos não preservados (ausentes) ao oeste da região e, os preservados revelam informações interessantes a respeito do tipo de deposição e retrabalhamento pelo fator clima e pelo fator tectônico. As maiores frequências de microforaminíferos encontram-se nas amostras das estações que estão próximas da posição da linha de costa, sobre maior influência das marés e menores nos pontos mais afastados da linha da costa, onde estas diminuem significativamente.

4. As análises granulométricas e mineralógicas são utilizadas em estudos de proveniência, para o reconhecimento do tipo de transporte (segundo a maturidade textural, erosão) e descrição de ambientes deposicionais. Neste sentido segundo a análise em microscópio observou-se uma homogeneidade bimodal na fonte e uma heterogeneidade dos processos dinâmicos, representados na imaturidade textural e na subangularidade predominante dos sedimentos.
5. Quanto à geomorfologia, as principais características da região são as seqüências de terraços e cordões litorâneos que formam a planície costeira (encontrados até uma altitude de 25 m acima do nível atual) e estão diretamente relacionados á interação de processos da dinâmica costeira, a tectônica ativa da região e o clima. A linha de costa entre Zapote e Puntarenitas se apresenta menos abrupta (com alguns pontais) que o resto da península, a exceção, da forte erosão que tem mudado o litoral na região de Zapote e Ciénaga. Os ângulos na região do estirâncio são maiores aos sul da região perto de Puerto Jiménez, sendo caracterizadas, em geral, como praias do tipo refletivas até intermediárias.
6. Os eventos erosivos observados nas praias, ao longo dos últimos 60 anos, indicam uma retrogradação, cujos fatores se relacionam possivelmente a erosão da costa por ascenso do nível do mar, conseqüência de processos de subsidência e o basculamento regional para NE, com taxas que se sobrepõem as taxas de suprimento de sedimentos. Segundo o Índice Erosão-Sedimentação Costeira, a região da praia de Puerto Jiménez tem um nível forte de erosão. E o resto da linha de costa está valorizado como índice 3 com exposição de raízes e terraços de erosão. Na praia Platanares o índice de erosão foi considerado 2 (leve). Estes dados são preliminares, pois esta metodologia requer vários anos de observação, mesmo assim foram incluído os dados preliminares.
7. No que se refere às características dos solos, que são fatores condicionantes no processo de liqüefação, se tem que a granulometria que predomina na região é constituída de areias finas a médias com plasticidade média a baixa, depósitos pouco estratificados. Os solos em geral são pouco consolidados e com baixo grau de confinamento. Estas características são propicias para gerar o processo de liqüefação.
8. O potencial de liqüefação da região é dividido em três: alto, médio e baixo. As regiões de baixo potencial coincidem com seqüências de terraços soerguidos nos pontos onde o nível freático é maior a 8 m. Outra região de nível baixo é o oeste da região em estudo, por ser a

zona montanhosa. Os sítios de maior potencial são as regiões perto dos manguezais, praia e rio Platanares, Punatrenitas.

9. Embora se tenha encontrado que o método do DPL, é uma metodologia viável e econômica para a análise de liquefação, deve-se ter claro que a profundidade de penetração para o reconhecimento da resistência do solo, assim como, a dificuldade de amostragem em alguns lugares, é uma limitante que deve ser analisada antes de planificar o projeto. Outro fator de grande importância é o fato da correlação entre DPL e SPT tem limitantes, especialmente na correção de N_{SPT} menor a 7, sendo os valores de maior vulnerabilidade. A adaptação das metodologias de avaliação do potencial, usando o equipamento do DPL, necessita de maiores estudos quantitativos e correlativos, e se deve ter critérios sobre a região e os parâmetros a escolher na hora de usar o programa *Dynamic Probing*.

RECOMENDAÇÕES

1. É necesario fazer furos mais profundos para obter uma informação granulométrica mais completa do perfil do subsolo e correlacionar melhor o potencial de liquefação na região. Além de maiores informações do subsolo, mais estudos de correlação entre o DPL e SPT devem ser feitos para a interpretação adequada do DPL no relativo à estudos de liquefação. Por estas limitações encontradas com o DPL se recomenda intercalar o uso no campo de ambos equipamentos, para obter melhores resultados. O programa *Dynamic Probing* é uma ferramenta base para a análise do potencial de liquefação. Deve levar-se a consideração que o programa não permite introdução de dados de laboratório e isto pode modificar os dados reais.
2. Os estudos de liquefação mais completos devem levar uma análise da probabilidade do potencial do terreno a sofrer deslizamento lateral (*lateral spreading*). E seria recomendável especialmente em regiões de planície costeira onde os ângulos de declividade são baixos.
3. Foram escolhidos sitios para continuar estudos em praia Pueblo Viejo, Puntarenitas, praia Platanares e Zapote para o estudo da dinâmica costeira, para desta maneira, ter mais dados na análise de erosão dado que o tempo de observação e control foi somente de 1 ano e, os estudos de equilíbrio de uma praia, deveriam ser medidos cada 5 anos com observações constantes.
4. Como expresso anteriormente, requerem-se mais dados sobre os fatores oceânicos que aportarão maior conhecimento da dinâmica atual nas praias, informação esta que é imprescindível nos projetos e estruturas costeiras.

IX. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRATIS, M.; WÖRNER, G. 2001. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. **Geology**, v. 29, n.2, p 127-130.
- ADAMEK, S. 1986. **Earthquakes studies in the Panamá-Costa Rica region**. 1986. 211 f. Dissertação (Mestrado em Geologia).- Universidade de Texas, Austin.
- ADAMEK, S.; TAJIMA, F.; WIENS, D.G. 1987. Seismic rupture associated with subduction of the Cocos Ridge. **Tectonics**, v.6, n. 6, p. 757-774.
- ALLEN, 1975. Geologic criteria for evaluating seismicity. **Geol. Soc. Amer. Bull.** 86, 1041–1056.
- ALVARADO, M.E. 1991. Modernos fan deltas en Golfito, Costa Rica. **Rev. Geol. Amer. Central**, 12: 109-113.
- AMARAL, R.F. 2000. **Contribuição ao estudo da evolução morfodinâmica do litoral oriental sul do Rio Grande do Norte, entre Ponta de Búzios e Baía Formosa.**, 252f.Tese (Doutorado em Geociências). –Instituto Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- ANDREWS, J.T.; KING, C.A.M.; STUIVER, M., 1973. Holocene sea level changes, Cumberland coast, northwest England: eustatic and glacio-estatic movements. **Geol. Mijnb.**, v. 52 p. 1-12.
- ANDREW, D.C.; MARTIN, G.R. 2000. Criteria for liquefaction of silty soils. In: World Conference on Earthquake Engineering, 12, 2000, Upper Hut, New Zealand. **Proceedings....** Upper Hut, New Zealand. Paper No. 0312.
- ANDRUS, R.D.; YOUNG, T.L., 1987. **Subsurface Investigation of a Liquefaction-Induced Lateral Spread**. Thousand Springs Valley, Idaho: U.S. Army Corps of Engineers. Paper GL-87-8.
- ANGULO, R. J. 1996. Problemas Na Terminologia de Ambientes e Subambientes Litorâneos Clásticos Dominados Por Ondas. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 44, p. 51-57.
- ARAYA, A.F. 2003. **Zonificación de la amenaza de licuación en la Región Atlántica**. 2003. 215 f. Tese (Licenciatura em Engenharia Civil).-Escuela de Ingeniería Civil, Universidad de Costa Rica, San José.
- ARROYO, I. 2001. **Sismicidad y neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del suereste de Costa Rica**. 2001. 162 f. Dissertação Tese (Licenciatura em Geologia).- Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José.
- AZÉMA, J.; GLACON, G.; TOURNON, J. 1981. Nouvelles données sur le Paleocene a Foraminifères plactoniques de la bordure pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale). **Soc. Geol. Fr**, v. 3, p. 85-88.
- BARCKHAUSEN, U.; RANERO, C. R.; VON HUENE, R.; CANDE, S. C.; ROESER, H.A. 2001. Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the

segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, **J. Geophys. Res.**, v.106, p. 19207 - 19220.

BARQUERO, R.; ROJAS, W. 1997. **Catálogo de mapas de isosistas de temblores y terremots importantes de Costa Rica**. Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, San José. 58 p. Informe interno.

BARRIT, M.; BERRANGÉ, J.P. 1987. An interpretation of a gravity survey of the Osa Península and environs, southern Costa Rica. **Overseas Geol. and Min. Resour.**, v. 64, p.1-18.

BATTISTINI, T.; BERGOEING, J.P. 1982. Características geomorfológicas del litoral comprendido entre bahía de Tamarindo y bahía Culebra, península de Nicoya, Costa Rica. Instituto Panamericano de Geografía e Historia de Mexico. **Rev. Geogr.**, v. 97.

BAUMGARTNER, P.O. 1984. El complejo ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): modelos estructurales analizados en función de las edades de los Radiolarios (Calloviense a Santoniense). In: SPECHMANN, P. (Ed.). **Manual de Geología de Costa Rica**. San José, Costa Rica, Editorial Universidad de Costa Rica, p.115-123.

BAUMGARTNER, P.O.; MORA, C.R.; BUTTERLIN, J.; SIGAL, J.; GLACON, G.; AZÉMA, J.; BURGOIS, J. 1984. Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica. **Rev. Geol. Amér. Central**, v.1, p.57-136.

BERGOEING, J.P. 1978. Geomorfología del litoral de Puerto Jiménez, península de Osa, Costa Rica. **Informe semestral IGN**, n. I-78, p.23-26.

BERRANGÉ, J.P. 1989: The Osa Group: An auriferous pliocene sedimentary unit from the Osa península, Southern Costa Rica. **Rev. Geol. de Amer. Central**, v.10, p.67-93.

BERRANGÉ, J.P.; THORPE, R.S. 1988: The geology, geochemistry and emplacement of the cretaceous-Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Península, southern Costa Rica. **Tectonophysics**, n. 147, p.193-220.

BERRANGÉ, J.P.; BRADLEY, D.R.; SNELLING, N.J. 1989. K/Ar age dating of the ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Península, southern Costa Rica. **J. South Amer. Ear. Sci.**, v. 2, n.1, p.49-59.

BERRANGÉ, J.P. 1987. Gold in Costa Rica. **Mining Magazine**, v. 5, p.402-407.

BEZERRA, F. H. R., FONSECA, V. P. ; LIMA FILHO, F. P. 2000. Sismitos: origem, critérios de reconhecimento e exemplos no Quaternário do Nordeste Brasileiro. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 8, 2001, Imbé, Rio Grande do Sul. **Anais...**Porto Alegre, p. 311-312.

BEZERRA, F.H.; FONSECA, V.; VITA-FINZI, C.; LIMA-FILHO, F.P.; SAADI, A. 2005. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. **J.Eng. Geol.**, v.76, p.191-208.

BIRD, E.C.F. 1969. **Coasts: an Introduction to Systematic Geomorphology**. Vol. IV. MIT Press, 246 p.

BIRD, E.C.F.1985. **Coastline changes: a global review** Chichester, John Wiley, 219 p.

BIRD, E.C.F.1993. **Submerging coasts**. Chichester, John Wiley, 184 p.

BOLETÍN OFICIAL., Año 1, n. 36, d. 31/08/1854. **Noticias del interior**, p. 4. (Noticia de journal).

BOSCHINI, I. 1996. **Actividad sísmica superficial en la Región Sureste de Costa Rica: sus implicaciones para el proyecto Boruca. San José-Costa Rica**. 1996. 21 f. - Oficina de Sismología y Vulcanología Instituto Costarricense de Electricidad, Dirección de Ingeniería Civil, Departamento de Geología., (Informe interno).

BOULANGER, R.W.; IDRIS, I.M. 2001. Liquefaction Susceptibility Criteria for Silts and Clays. **J. Geotech. and Geoenv. Eng.**, 132(11): 1413- 1426.

BOWLES, J.E. 1980. **Manual de Laboratorio de suelos en Ingeniería Civil**. Ed. McGraw-Hill, 213 p.

BRAY, J. D.; SANCIO, R.B.; DURGUNOGLU, T.; ONALP, A.; YOUNG, T.L.; STEWART, J.P.; SEED, R.B.; CETIN, O.K.; BOL, E.; BATURAY, M.B.; CHRISTENSEN, C.; KARADAYILAR, T. Subsurface characterization at ground failure sites in Adapazari, Turkey. **J. Geotech. Geoenviron. Eng.**, v.130, n.7, p. 673-685.

BRAY, J.D.; SANCIO, R.B. 2006. Assessment of the Liquefaction Susceptibility of Fine-Grained Soils. **J. Geotech. and Geoenv. Eng.**, ASCE, v. 132, n. 9, p. 1165-1177.

BRYANT, E.A., YOUNG, R.W., PRICE, D.M. 1996. Tsunamis as major controls on coastal evolution, southeastern Australia. **J. Coast. Res.**, v.12, p. 831-840.

BUCHS, D.M.; STUCKI, M. 2001. **Etude géologique, géochimique et structurale du complexe d'accrétion de la péninsule d'Osa, Costa Rica**. 103 f. Tese (*Diplome em Geologia*) -Universidade de Lausanne, França.

BUCHS, D. M. 2003. **Etude géologique et géochimique de la région du Golfo Dulce (Costa Rica)**: Genese et évolution d'éédifices océaniques accretés a la marge de la plaque Caraibe. 2003. 127 f. Tese (Mestrado em Geociências). – Institute de Geologie. Universidade de Lausanne, Lausanne.

BUCHS, D. M.; BAUMGARTNER, P. O., 2007. Comment on “From seamount accretion to tectonic erosion: Formation of Osa Mélange and the effects of Cocos Ridge subduction in southern Costa Rica” by P. Vannucchi *et al.* **Tectonics**, v. 26, p. TC3009,

BULLARD, T. F. 1995. **Neotectonics, geomorphology, and late Quaternary geology across a fore arc region impacted by the subduction of the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast of Costa Rica**. 1995, 175 f. Tese (Doutorado). -Universidade de Nuevo Mexico, Albuquerque.

CAMACHO, E. 1991. The Puerto Armuelles Earthquake (Southwestern Panamá) of July 18, 1934. **Rev. Geol. Amer. Central**, v. 13, p. 1-13.

CAMACHO, E.; VÍQUEZ, V. 1994. Licuefacción y hundimientos costeros en el noroeste de Panamá durante el terremoto de Limón. **Rev. Geol. Amer. Central**, Vol.esp. Terremoto de Limón, p. 133-138.

CAMARGO, M.G. 2006. SYSGRAN: Um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 36, n. 2, p.345-352.

CASAGRANDE, A. 1932. Research on the Atterberg Limits of Soils. **Public Roads**, v. 13, n. 9, p. 121-136.

CASAGRANDE, A. 1948 Classification and identification of soils. Amer. Soc. Civil Eng., **Transactions**, v. 113, p.901-991.

CÁRDENES-SANDÍ, G. **Sedimentología de los ambientes costeros y continentales actuales y sus implicaciones geológico-ambientales en la región de Parrita, Pacífico Central de Costa Rica.** 107 f Tese (Licenciatura em Geologia). -Escuela Centroamericana de Geología. Universidad de Costa Rica, San José.

CÁRDENES-SANDÍ, G.; OBANDO, L.G. 2005. índice de sedimentación-erosión costera (IE-SC): una aplicación en la costa del pacífico central de Costa Rica. **Rev. Geol. Amer. Central**, v. 32, p. 33-43.

CARTER, R. W. G. 1988. **Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines.** Londres, Academic Press, 617 p.

CELIKOGLU, Y.; YUKSEL, Y.; KABDASH, S. 2006. Cross-shore sorting on beach under wave action. **J. Coast. Res.**, 22 (3): 487-501.

CHACÓN, S. **Zonificación del potencial de licuación de suelos para la zona de la Península de Nicoya y alrededores.** 2002, 218 f. Dissertação (Tesis de Licenciatura).- Escuela de Ingeniería Civil, Universidad de Costa Rica, San José, 2002.

CHAPPELL, J.; OMURA, A.; ESAT, T.; MCCULLOCH, M.; PANDOLFI, J.; OTA, Y.; PILLANS, B. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 141, p. 227-236.

CLAGUE, J., HARPER, J.P., HEBDA, R.J.; HOWESS, D.E. 1982. Late Quaternary sea levels and crustal movements, coastal British Columbia. **Can. J. Earth Sci.**, v. 19, p. 597-618.

CLARK, J. A., FARRELL, W. E.; PELTIER, W. R., 1978. Global changes in post-glacial sea level: a numerical calculation. **Quat. Res.**, v.9, p. 265-287.

CLIFTON, H.E., HUNTER, R.E.; PHILLIPS, L. 1971. Depositional structures and processes in the non-barred high energy nearshore. **J. Sed. Petrol.**, v. 41, p. 651-670.

COATES A.G., JACKSON, J.B., COLLINS, L.S., CRONIN, T.M., DOWSETT, H.J., BYBELL, L.M., JUNG, P.; OBANDO, J.A. 1992. Closure of the Isthmus of Panamá: The near-shore marine record of Costa Rica and Western Panamá. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, v. 104, p. 814-828.

CORRIGAN, J.D. 1986. **Geology of the Burica Península, Panamá-Costa Rica: neotectonics implications for the southern middle America convergent margin.** 1986, 152 f. Tese (Mestrado em Geologia).- Universidade de Texas, Austin.

CORRIGAN, J.; MANN, P.; INGLE, J. C. 1995. Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica, **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.102, p. 628 - 652.

CORRYEL, H.N.; MOSSMAN, R.W. 1942. Foraminifera from Charco Azul Formation, Pliocene of Panamá. **J. Paleont.**, v.16, p. 233 - 246.

COWAN, H.; MONTERO, W.; SALAZAR, G.; ALVARADO, G.E.; TAPIA, A.; SÁNCHEZ, L. 1997. Estudio de las fallas activas en la región fronteriza Costa Rica-Panamá. Proyecto de Microzonificación de David, Panamá. Centro de Coordinación para la prevención de desastres naturales en América Central (CEPREDENAC) y Norwegian Agency for Development Cooperation (NORAD). Informe técnico, 59 p.

CURRAY, J.R., 1964. **Transgressions and regressions**. In: Miller, R.L. (Ed.). Papers in Marine Geology. New York: Macmillan, 175-203 p.

CURRAY, J.R.; Moore, D.G. 1964. Pleistocene deltaic progradation of continental terrace, Costa de Nayarit, Mexico. In: VAN ANDEL, T.H.; SHOR JR., G.G. (Eds.). In: **Simposio Marine Geology of the Gulf of California**, Wis. AAPG Mem., n. 3, p. 1933215.

CURRAY, J.R. 1996. Origin of beach ridges: Comments on Tanner, 1995. Origin of beach ridges and swales. **Mar. Geol.**, v. 129, p.149-161.

DAVIES, J.L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. **Z. Geomorphol.**, v. 8, p. 27-42.

DAVIES, J.L. 1980. **Geographical variation in coastal development**. 2 ed.. Longman: New York, N.Y. 212 p.

DAWSON, A. 1999. Linking tsunami deposits, submarine slides and offshore earthquakes. **Quaternary Int.** v. 60, p. 119-126.

DENGO, G. 1962. **Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica**. -Informe semestral del Instituto Geográfico Nacional, San José. 118 p.

DENYER, P.; MONTERO, W.; ALVARADO, G.E. 2003. **Atlas tectónico de Costa Rica**. San José, Editorial UCR. 81 p.

DENYER, P.; BAUMGARTNER P.O.; GAZEL, E. 2006. Characterization and tectonic implications of Mesozoic-Cenozoic oceanic assemblages of Costa Rica and western Panama. **Geol. Acta**, v. 4, p. 219 - 235.

DEMETS, C. 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. **Geophys. Res. Lett.**, v. 28, p. 4043 - 4046.

DIMARCO, G. 1994. **Les terrains accretés du sud du Costa Rica. Évolution tectonostratigraphique de la marge occidentale de la plaque Caraibe**. 1994, 184 f.Tese (Doutorado). Universidade de Lausanne, França.

DIMARCO, G.; BAUMGARTNER, P. O.; CHANNELL, J.E.T. 1995. Late Cretaceous-early Tertiary paleomagnetic data and a revised tectonostratigraphic subdivision of Costa Rica and western Panama, in Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary. **Spec. Pap. Geol. Soc. Am.**, v. 295, p. 1-29.

DRAKE, P.G. 1989. **Quaternary geology and tectonic geomorphology: of the Coastal Piedmont and range, Puerto Quepos Area, Costa Rica.** 1989, 183 f.. Tese (Mestrado em Geologia).- Universidade de New Mexico.

DUNCAN, R.; HARGRAVES, R. 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. **Mem. Geol. Soc. Am.**, v. 162, p. 81 - 93.

EVANS, O.F. 1942. The origin of spits bars and related structures. **Jour. Geol.**, v. 50, p. 846-863.

FEAGRI, K.; IVERSEN, J. 1975. **Textbook of Pólen Analysis.** Londres, Wiley, 328 p.

FERNANDEZ, M., MOLINA, E., HAVSKOV, J.; ATAKAN, K. 2000. Tsunamis and tsunami hazards in Central America. **Nat. Hazards**, v. 22, n. 2, p.91-116.

FINN, W. D. L.; Lee, K. W.; Martin, G. R. 1977. An effective stress model for liquefaction. **J. Geotech. Eng. Div.**, v 103, p. 517-553.

FISCHER, R. 1980: Recent tectonic movements of the Costa Rican Pacific coast. **Tectonophysics**, v. 70, p.25-33.

FISHER, D. M.; GARDNER, T. W; MARSHALL, J. S.; SAK, P. B.; PROTTI, M. 1998. Effect of subducting sea-floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica. **Geology**, v. 26, p.467-470.

FISHER, D. M.; GARDNER, T. W.; SAK, P. B.; SANCHEZ J. D.; MURPHY, K.; VANNUCCHI, P. 2004. Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. **Tectonics**,v. 23, p.TC2007.

FLORES, R., SCHMIDT, V. & MONTERO, W. 1997. **Microzonificación sísmica de la Ciudad de Alajuela, Costa Rica.** Inst. de Investigaciones en Ingeniería, Universidad de Costa Rica.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. 1957. Brazos River bar (Texas); a study in the significance of grain size parameters. **J. Sed. Res.**, 27: (1)3-26.

FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, J.E., 1978. **Principles of Sedimentology.** New York, John Wiley & Sons, 792p.

FRISCH, W.; MESCHEDÉ M.; SICK M., 1992. Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.104, p. 1301- 1314.

GARDNER, T. W., VERDONCK, D., PINTER, N., SLINGERLAND, R., FURLONG, K., BULLARD, T. F.; WELLS, S.G. 1992. Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, coast of Costa Rica, **Geol Soc. Am. Bull.**, v. 104, p. 219 - 232.

GEOSTRU SOFTWARE. **Programa Dynamic Probing.**
<<http://www.geostru.com/espanol/software/dynamic.htm>> Acesso em: 10 de Ago. 2007.

GILBERT, G.K. 1890. **Lake Bonneville.** U.S. Geol. Surv., 39 p.

GODDARD, E.N.; TRASK, P. D.; DEFORD, R. K.; ROVE, O. N.; SINGEWALDI, J. T., JR.; OVERBECK, R. M. 1963. **Rock Color Chart.** New York, Geological Society of America.

GOFF, J.R.; ROUSE, H.L.; JONES, S.; HAYWARD, B.; COCHRAN, U.; MCLEA, W.; DICKINSON, W.W.; MORLEY, M.S. 2000. Evidence for an earthquake and tsunami about 3100-3400 years ago, and other catastrophic saltwater inundations recorded in a coastal lagoon. **New Zeal. Mar. Geo.**, v. 171, p. 233-251.

GOFF, J.; CHAGUÉ-GOFF, C.; NICHOL, S. 2001. Palaeotsunami deposits: A New Zealand perspective. **Sed. Geol.**, v. 143, p. 1-6.

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I.; TSIGÉ, M.; CABRERA, L. 2005. Paleoliquefaction features on Tenerife (Canary Islands) in Holocene sand deposits. **Eng. Geol.**, v. 76, p. 179-190.

GRATCHEV, I.; SASSA, K.; FUKUOKA, H. 2006. How reliable is the Plasticity Index for estimating the liquefaction potential of clayey sands? **J. Geotech. and Geoenv. Eng.**, v. 132, n. 1, p.124-127. (Nota técnica).

GRAFE, K.; FRISCH, W., VILLA, I. M.; MESCHEDÉ, M. 2002. Geodynamic evolution of southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: Constraints from thermochronology. **Tectonophysics**, v. 348, p. 187 - 204.

GUENDEL, F.; MCNALLY, K.C. 1986. **Costa Rica earthquake master catalogue**. In GUENDEL, F. Seismotectonics of Costa Rica: an analytical view of southern terminus of the Middle America Trench. 1986, 113 f. Tese (Doutorado). - Universidade de California, Santa Cruz.

HAFSTROM, P. ; SKOGSBERG, J. **Liquefaction during the Limón-Telire Earthquake, 22 april 1991**. 1994, 160 f. Tese (Mestrado).-Royal Institute of Technology, Suecia.

HARDER, L.F. 1997. **Application of the Becker Penetration Test for Evaluating the Liquefaction Potential of Gravelly Soils**. In: Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance, Salt Lake City, Utah, 1997. NCEER Proceedings... Salt Lake City, Utah.

HAUFF, F.; HOERNLE, K.; SCHMINCKE, H. U.; WERNER, R.1997. A mid-Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: Volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal segments. **Geol. Rundsch.**, v. 86, n. 1, 141-155.

HAUFF, F.; HOERNLE, K.; TILTON, G.; GRAHAM, D. W.; KERR, A.C. 2000. Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: Geochemical constraints from the Caribbean Large Igneous Province. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 174, n. 3-4, p. 247- 263.

HEBBELN, D., BEESE, D.; CORTÉS, J. 1996. Morphology and sediment structures in Golfo Dulce, Costa Rica. **Rev. Biol. Trop.**, v. 44, n.3, p.1-10.

HENNINGSEN, D. 1966. Notes on the stratigraphy and paleontology of the upper Cretaceous and Tertiary sediments in southwestern Costa Rica. **Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v.50, p. 572-580.

HERNÁNDEZ, E. 2002. **Zonificación del potencial de licuación de suelos para la zona del Pacífico Central, entre los ríos Tárcoles y Parrita**. 2002. Dissertação Tese (Licenciatura em Geologia). - Escuela de Ingeniería Civil, Universidad de Costa Rica, San José.

HERRERA, S. 1985. **Clima de Costa Rica**. San José, Editorial Estatal EUNED, Costa Rica. 118p.

HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.; ESTEVES, L.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO-Jr., E.; TABAJARA, L.L.C.; CLEROT, L.C.P., 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Acad. Bras. Ciênc.**, v.77, n.3, p. 493-508.

HEY, 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, v.88, p. 1404-1420.

HOERNLE, K.; WERNER, R.; MORGAN, J.P.; GARBE-SCHÖNBERG, D.; BRYCE, J.; MRAZEK, J. 2000. Existence of complex spatial zonation in the Galápagos plume for at least 14 m.y. **Geology**, v.28, p.435-438.

HOERNLE, K.; VAN DEN BOGAARD, P.; WERNER, R.; LISSINNA, B.; HAUFF, F.; ALVARADO, G.; GARBE-SCHÖNBERG, D. 2002. Missing history (16-71 Ma) of the Galápagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas. **Geology**, v. 30, n. 9, p.795-798.

HOLZER, T.L.; NOCE, T.E.; BENNETT, M.J.; DI ALESSANDRO, C.; BOATWRIGHT, J.; TINSLEY, J.C.; SELL, R.W.; ROSENBERG, L.I. 2004. **Liquefaction-Induced Lateral Spreading in Oceano, California, during the 2003 San Simeon Earthquake**. U.S. Geological Survey. Open file No.2004-1269. < <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1269/>>. Acesso em: 24 Jul. 2007).

INMAN, D.L.; NORDSTROM, C.E. 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts. **J. Geol.**, v. 79, no. 1. p. 1-21

INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL (IGN). **Hoja Topográfica Golfo Dulce**. Escala 1:50.000.

INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL (IGN). **Hoja Topográfica Carate**. Escala 1:50.000.

ISHIHARA, K.; Y. KAWASE; M. NAKAJIMA, 1980. Liquefaction Characteristics of Sands Deposits at an Oil Tank Site During the 1978 Miyagike-Oki Earthquake. **Soils and Found.**, v.20, n. 2.

ISHIHARA, K. 1996a. **Stability of natural deposits during earthquakes. La stabilité des depots naturels lors des tremblements de terre**. University of Tokyo, Japan. (Notas).

ISHIHARA, K. 1996b. **Soil behavior in earthquake geotechnics**. New York Oxford University Press. 350 p.

IWASAKI, T.; TATSUOKA, F.; TOKIDA, K. I.; YASUDA, S. 1978. A practical method for assessing soil liquefaction potential based on case studies at various sites in Japan. **Proc., 2nd Int. Conf. on Microzonation for Safer Construction-Research and Application**, Vol. II, San Francisco, 885-896.

IWASAKI, T.; KAWASHIMA, K.; SAEKI, M. 1980. Effects of seismic and geotechnical conditions on maximum ground accelerations and response spectra. **Proceedings of Seventh World Conference on Earthquake Engineering**, vol. 2, p. 183-190

IWASAKI, T.; TOKIDA, K.; TATSUOKA, F.; WATANABE, S.; YASUDA, S.; SATO, H., 1982. Microzonation for soil liquefaction potential using simplified methods. In: International Conference on Microzonation, 3, 1982. Proceedings...Japan, p. 1319-1330.

- JOHNSON, D.W. 1919. **Shore Processes and Shoreline Development**. New York. Wiley, 584 p.
- JOHNSON, D.W. 1972. **Shore processes and shoreline development**. 2 Ed. New York. Hafner, 584 p.
- KELLEHER, J.; SYKES, L.; OLIVER, J.J. 1973. Possible criteria for predicting earthquakes locations and their application to major plate boundaries on the Pacific and the Caribbean. **J. Geophys. Res.**, v.78, p. 2547-2585.
- KING, 1972. **Beaches and coasts**. 2a. Ed. New York. St. Martin's Press, 570 p.
- KRAMER, S.L. 1996. **Geotechnical Earthquake Engineering**. Upper Saddle, New Jersey. Prentice Hall. 653 p.
- KRIZ, S. 1990. Tectonic evolution and origin of the Golfo Dulce gold placers in southern Costa Rica. **Rev. Geol. Amer. Central**, v. 11, p. 27-40.
- KRUMBEIM, W. C., 1934. Size Frequency Distributions of Sediments. **J. Sed. Petrol.**, 4: 65-77.
- KUHN, G.G. 2005. Paleoseismic features as indicators of earthquake hazards in North Coastal, San Diego County, California, USA. **Eng. Geol.**, v. 80, p. 115–150.
- Laboratorio de Ingeniería Sísmica (LIS). **Fotos del terremoto de Limón**. Disponíveis em <<http://www.fing.ucr.ac.cr/~lis/espa/fotos/f33.htm>> Acesso em: 20 Ago. 2007.
- LAPORTE, G. 1995. **Licucción de suelos y desplazamiento horizontal del terreno, inducidos por sismo: análisis y evaluación para Costa Rica**. 1995, Tese (Mestrado). - Escuela de Ingeniería Civil. Universidad de Costa Rica, San José.
- LEEDER, 1982. **Sediment processes and products**. Chapman Hall. 344 p.
- LEI, Z. 2002. **Marine coastal dynamics and primary production response in Golfo Dulce, Costa Rica: a multisensor approach**. 2002, 116 f. Tese (Mestrado em Ciências Aplicadas). - International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation (ITC), Enschede, Holanda.
- LEW, L. 1983. **The geology of the Osa Península, Costa Rica: Observations and speculations of the outer arc of the Southern Central American orogen**. 1983, 128 f. Tese (Mestrado em Geociências).- Pennsylvania State University.
- LEON, E.; GASSMAN, S.L.; TALWANI, P. 2006. Accounting for Soil Aging When Assessing Liquefaction Potential. **J. Geotech. Geoenv. Eng.**, v.132, p. 3, p. 363-377.
- LIAO, S. S. C.; WHITMAN, R. V. 1986. Overburden correction factor for SPT in sand. **J. Geotech. Eng.**, v. 112, n. 3, p. 373–377.
- LONSDALE, P.; KLITGORD, K.D. 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panamá Basin. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 81, p. 981-999.
- LONSDALE, P. 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. **Tectonophysics**, v. 404, p. 237-264.

- LOWE, D.R.; LOPICCOLO, R.D. 1974. The characteristic and origins of dish and pillar structures. **J. Sed. Petrol.**, v. 44, p. 484-501.
- MACMILLAN, I., GANS, P.; ALVARADO, G.E. 2004. Middle Miocene to present tectonic history of the southern Central America volcanic arc. **Tectonophysics** 392 : 325-348.
- MADRIGAL, G. R. 1977. Terrazas marinas y tectonismo en Península de Osa, Costa Rica. **Rev. Geogr.**, p. 86 – 87.
- MANSOOR, N.M; NIEMI, T.M.; MISRA, A. 2004. Liquefaction Potential of Aqaba, Jordan. **Env. and Engrg. Geosci.**, v. 10, n. 4, p. 297–320.
- MARCUSON, W.F. 1978. Definition of terms related to liquefaction. **J. Geotech. Engrg. Div.**, v. 103, v. 11, p. 1295-1309.
- MARSHALL, J. S.; FISHER, D. M.; GARDNER, T. W. 2000. Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block, **Tectonics**, 19, 468 - 492.
- MARTINS, I.R.; PONZI, V.R.; CORRÊA, I.C.S. 1978. Processamento geológico de amostras. **Notas Técnicas**, CECO, UFRGS, n. 1, p. 5-103.
- MEDEIROS, R.A., SCHALLER, H.; FRIEDMAN, G.M. 1971. Fácies sedimentares: análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. **Ciencia, Técnica e Petróleo**, v.5, 123 p.
- MESCHEDE, M., BARCKHAUSEN, U.; WORM, H.U. 1998. Extinct spreading on the Cocos Ridge, **Terra Nova**, v. 10, p. 211 - 216.
- MESCHEDE, M., ZWEIGEL, P., FRISCH, W.; VOLKER, D. 1999. Melange formation by subduction erosion: The case of the Osa melange in southern Costa Rica. **Terra Nova**, v.11, n. 4, p. 141 - 148.
- MESCHEDE, M., BARCKHAUSEN, U. ; WORM, H.U. 2000. Desarrollo del centro de dispersión entre las placas de Cocos y Nazca y los trazos de los puntos calientes. **Rev. Geol. Amer. Central**, v. 23, p. 5-16.
- MESCHEDE, M.; BARCKHAUSEN, U. 2001. The relationship of the Cocos and Carnegie ridges: age constraints from paleogeographic reconstructions. **Int. J. Earth Sci.** v. 90, p. 386 - 392.
- MEYERHOF, G.G. 1956. Penetration tests and bearing capacity of cohesionless soils. **Proceedings ASCE**, v. 82, p.1-19. SM1-866.
- MINSTER, J.B ; JORDAN. Present-Day Plate Motions. **J. Geophys. Res.**, v. 83, n.B11, 5331-5354.
- MOLNAR & SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 80, p. 1639-1684.
- MONTENAT, C., BARRIER P., OTT D'ESTEVOU, P., HIBSCH, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. **J. Sed. Geol.**, v. 196, p. 5-30.

MONTERO, W. 1986. Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblors interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. **Rev. Geol. de Amer. Central**, v. 5, p. 35-72.

MONTERO, W. 1994. Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. In: SEYFRIED, H.; HELLMANN, W. (Eds.). **Geology of an evolving island arc: The isthmus of southern Nicaragua, Costa Rica, and western Panamá**. Institut für Geologie und Paläontologie, Universitait Stuttgart, 515p.

MONTERO, W. 2000. **Sismología y Notectónica**. In: DENYER, P.; KUSSMAUL, S. 2000. **Geología de Costa Rica**. Cartago, Ed. Tecnológica. 515 p.

MONTERO, W.; MORA, S. 1985. **Estudio de las intensidades, efectos y distribución del terremoto de Osa del 3 de abril de 1983, en el sur de Costa Rica**. In: Asociación Costarricense de Nacional de Geotecnia. **Memorias do 3er Seminário de Mecânica de Suelos e Ingeniería de Fundaciones**. San José, Costa Rica.

MONTERO, W.; MORALES, L. 1990. Deformation and neotectonic forces in Costa Rica. **Rev. Geol. de Amer. Central**, v.11, p. 69-84.

MONTERO, W.; DENYER, P.; BARQUERO, R.; ALVARADO, G.E.; COWAN, H.; MACHETTE, M.N.; HALLER, K.M.; DART, R.L. 1998. **Map and database of Quaternary faults and folds in Costa Rica and its offshore regions**: U.S. Geological Survey Open-File Report 98-481, 63 p.

MORA, S.; MORA, R. 1994. Los Deslizamientos Causados por el Terremoto de Limón: Factores de Control y Comparación con Otros Eventos en Costa Rica. **Rev. Geol. Amér. Central**, Vol. esp. Terremoto de Limón, p. 139-152.

MORA, S.; YASUDA, S. 1994. Licuefacción de suelos y fenómenos asociados durante el terremoto de Limón. **Rev. Geol. Amer. Central**, Vol. esp. Terremoto de Limón, p. 121-132.

MORALES, L.D. & MONTERO, W. 1984. Los temblors sentidos en Costa Rica durante 1973-1983, y su relación con la sismicidad del país. **Rev. Geol. Amer. Central**, 1, p. 29-56.

NCEER, 1997. **Proceedings of the NCEER Workshop on Liquefaction Resistance of Soils**. Technical Report NCEER-97-0022.

NOAA, 1998. **Carta batimétrica de Golfo Dulce**. No. 21562. Escala 1:72.990.

OBANDO, J. A. 1986. **Sedimentología y tectónica del Cretácico y Paleógeno de la región de Golfito, Península de Burica y Península de Osa, Provincia de Puntarenas, Costa Rica**. 1986, 211 f. Tese (Licenciatura em Geologia).- Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José.

OBERMEIER, S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleoearthquakes. **Engrg. Geology**, v. 44, p.1 -76.

- OBERMEIER, S.F., OLSSON, S.M.; GREEN, R.A. 2005. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. **Engrg. Geol.**, v.76, p. 209-234.
- OLSSON, A. 1942. **Tertiary and Quaternary Fossils from the Burica Península of Panamá and Costa Rica**. Ithaca, Paleont. Res. Institute. 82 p.
- OTVOS, 2000. Beach ridges- definitions and significance. **Geomorphology**, v. 32, p. 83-108
- PEJRUP, M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments - a new approach. In: DEBOER; VAND GELDER; NIO (Eds.). 1988. **Tide-influenced sedimentary Environments and Fácies**. Oxford: Pergamon Press, 289-300 p.
- PÉREZ, E. 2005. Evaluación del potencial de licuación de suelos arenosos en la ciudad de Cartago. Tese (Licenciatura em Engenharia Civil).- Universidad de Costa Rica, San José.
- PERALDO, G.; MONTERO, W. 1994. **Temblores del período colonial de Costa Rica**. Cartago, Ed. Tecnológica de Costa Rica. 162 p.
- PERALDO, G.; MONTERO, W.; CAMACHO, E. 2006. El terremoto del 29 de mayo de 1879: una ruptura de magnitud $M_s > 7,0$ en la zona limítrofe sur de Costa Rica y Panamá. **Rev. Geol. Amer. Central**, v. 34-35, p. 31-42.
- PINTER, N. 1988. **Isostasy and eustasy on the Osa Península, Costa Rica**: Unraveling the late Quaternary geologic history through uplift and sea level change. 1988, 144 f. Tese (Mestrado). - Pennsylvania State University.
- PIRAZOLLI, P.A. 1986. Secular trends of relative sea level (RSL) changes indicated by tide gauge records. **J. Coast. Res.**, Spec. Issue, v. 1, p. 1-26.
- PIRAZZOLI, P.A. 1996b. **Sea-Level Changes: The Last 20,000 years**. Wiley, England. 211 p.
- PROTTI, M.; GUENDEL, F.; MCNALLY, K. 1995. Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati –Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica. In: MANN, P. (Ed.), **Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America**. **Spec. Pap. Geol. Soc. Am.** v.295, p. 309-326.
- PSUTY, NP. 1965. Beach-ridge development in Tabasco, México. **Annals Assoc. Amer. Geog.**, v. 55, p. 112-124.
- PUGH, D. 1990. Sea level: change and challenge. **Nat. Resour.**, v. 26, n.4, p.36-46.
- QUIRÓS, G.E. 1989. **Corrientes residuales de Golfo Dulce**. Universidad Autonoma Nacional. Heredia, Costa Rica. Informe técnico.
- RASHEED, K.A.A., KESAVA-DAS, V. REVICHANDRAN, C., VIJAYAN, P.R. ; THOTTAM, T.J. 2006. Tsunami impacts on morphology of beaches along south Kerala coast, west coast India. **Sci. Tsun. Hazards**, v. 24, n. 1, p.24-34.
- RAUCH, A. F. 1997. **EPOLLS: An empirical method for predicting surface displacements due to liquefaction-induced lateral spreading in earthquakes**. 1997. 245 f. Tese (Doutorado). - Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg.

- RAYMOND, L.A. 1984. Classification of melanges. **Geol. Soc. Amer., Special Paper**, v. 198, p. 7-20.
- READING, H. G.; COLLINSON, J.D. 1996. Clastic coasts. In H. G. READING (Ed.), **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. 3 Ed. Malden, Mass: Blackwell Sci., 154- 231 p.
- RED SISMOLOGICA NACIONAL (RSN). Terremoto de navidad o Puerto Armuelles. <<http://www.rsn.geologia.ucr.ac.cr/00%20Sismos%20hist%F3ricos/Armuelles%20Navidad,%2025-12-2003.htm>>. Acesso em: 20 Set. 2007.
- REEDMAN JB. 1864. The east coast between the Thames and the Wash estuaries. **Min. Proceed. Inst. Civil Eng.**, v. 23, p. 186-257.
- RIVIER, F. 1985: Sección Geológica del Pacífico al Atlántico a través de Costa Rica. **Rev. Geol. Amer. Central**, (2) 23-32.
- ROBERTSON P.K.; FEAR, C.E. 1995. Liquefaction of Sands and Its Evaluation. In: **Int. Conf. on Earthquake Geotechnical Engineering**, 1, Tokyo, Japan. *Proceedings...* Tokyo.
- SAK, P. B.; FISHER, D.M.; GARDNER, T.W. 2004. Effects of subducting seafloor roughness on upper plate vertical tectonism: Osa Peninsula, Costa Rica. **Tectonics**, v. 23, p. TC1017.
- SAHU, B. K. 1964, Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. **J. Sed. Petrol.**, v. 34, p. 73-83.
- SEED, H. B. 1979. Soil liquefaction and cyclic mobility evaluation for level ground during earthquakes. **J. Geotech. Engrg. Div.**, v. 105, n. 2, p. 201-255.
- SEED, H. B. 1983. Earthquake-resistant design of earth dams. In: **Symp. Seismic Des. of Earth Dams and Caverns**, Proceedings...New York, p. 41-64.
- SEED, H. B.; IDRIS, I. M. 1971. Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. **J. Geotech. Engrg. Div.**, v. 97, n. 9, p. 1249-1273.
- SEED, H. B; IDRIS, I. M. 1982. **Ground motions and soil liquefaction during earthquakes**. Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, Calif.
- SEED, H. B.; TOKIMATSU, K.; HARDER, L.F.; CHUNG, R. M. 1985. The influence of SPT procedures in soil liquefaction resistance evaluations. **J. Geotech. Engrg.**, v. 111, n. 12, p. 1425-1445.
- SEED, R.B.; CETIN, K.O.; DER KIUREGHIAN A.; TOKIMATSU, K.; HARDER, L.F.; KAYEN, R.E.; MOSS, R.E.S. 1994. Standard Penetrations Test-Based Probabilistic and Deterministic Assessment of Seismic Soil Liquefaction Potential. **J. Geotech. and Geoenv. Eng.**, v. 130, n. 12, p. 1314-1340.
- SEED, R. B.; CETIN, K. O.; MOSS, R. E. S.; KAMMERER, A. M; WU, J.; PESTANA, J. M.; RIEMER, M. F. 2001. **Recent advances in soil liquefaction engineering and seismic site response evaluation**. Paper No. SPL-2 . 45 p.

- SEILACHER, A. 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. **Mar. Geol.**, v. 55, p. 1-12.
- SHACKLETON, N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. **Quat. Sci. Rev.** v. 6, p.183-190.
- SHAH, H.; MORTGAT, CH.P.; LUBERTKING, L. 1976. **Aprograss reposrt**: seismic risk analysis of Costa Rica. Stanford University, John A. Blume Earthquake Engineering Center, Department of Civil Engineering, 29 p.
- SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **J. Sed. Petrol.**, v. 24, p.151-158.
- SHORT, A.D. 1978. Three dimensional beach-stage model. **J. Geology**, v. 87, p.553-571.
- SHORT, A.D. 1999. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Chichester : Wiley, 315 p.
- SINTON, C.W.; DUNCAN, R.A.; DENYER, P., 1997. Nicoya Península, Costa Rica: A single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. **J. Geoph. Res.**, v. 102, p.15507-15520.
- SINTON, C. W.; DUNCAN, R.A.; STOREY, M.; LEWIS, J.; ESTRADA, J.J. 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 155, n. 3-4, p. 221 - 235.
- SOUZA, C.R.; MARTINS, P.W.; ESTEVES, L.; VITAL, H.; DILLENBURG, S., PATCHINEELAM, S.; ADDAD, J.E. 2005. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C.R., SUGUIU, K., OLIVEIRA, A.M., OLIVEIRA P.E. (Eds.) 2005. **Quaternário do Brasil**, São Paulo, Ribeirão Preto Ed. 382 p.
- SPRECHMANN, P. (Ed.) 1984. **Manual Estratigrafia de Costa Rica**. San José, Universidade da Costa Rica, Vol. 1. p.320.
- TANNER, W.F., 1995. Origin of beach ridges and swales. **Mar. Geol.**, v. 129: p. 149-161.
- TAYLOR, W. 1996. Características sismo-dinámicas del suelo blando en la región central de la ciudad de Cartago, Costa Rica. **Rev. Geol. Amer. Central**, v. 19-20, p.
- TERRA, 1999. **Fotografias aéreas linhas 9 e 10**. Escala 1: 40.000. Proyecto Terra, adquiridas 08-01-1999.
- TERRY, R.A. 1941. Notes on submarine valleys of the Panamanian coast. **Geog. Review**, 31 (3): 377-384.
- TERRY, R.A. 1956. **A geological reconnaissance of Panamá**. San Francisco, California Acad. Sci. 91 p.
- TERZAGUI; K.; PECK, R.B. 1948. Soil mechanics in engineering practice. New York, John Wiley & Sons. 566 p.

THE TECHNICAL COMMITTEE (TC4 of ISSMGE) EARTHQUAKE GEOTECHNICAL ENGINEERING. 1993. **Manual for zonification on seismic geotechnical hazards**. 213 p.

TOLDO JR., E.; MEDEIROS, R. K. 1986. Programa Interpola em Linguagem Basic para Análise Estatística de Propriedades Texturais - PANCOM. **Rev. Pesquisas**, v. 18, p. 91-100.

TOURNON, J. 1984. **Magmatismes du Mesozoique á l'actuel en Amerique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andesites**. 1984, 355 f. Tese (Doutorado).-Université Pierre and Marie Curie, Paris.

TOURNON, J.; ALVARADO, G. 1997. **Mapa geológico de Costa Rica**: folheto explicativo. Cartago: Edit. Tecnológica de Costa Rica, 79 p.

TSUCHIDA, H.; HAYASHI, S. 1971. Estimation of liquefaction potential of sandy soils. **In: Third Joint Meeting U.S. Japan Panel on Wind and Seismic Effects UJNR**, Japão. Proceedings...Tokyo, p. 91-109.

UNEP, 2005. **An overview of our changing environment. Geo Year Book 2004-2005**. United Nations Environment Programme. <<http://www.unep.org/geo/yearbook/yb2004/072.htm>> . Acesso em: 20 Abr. 2007.

VANNUCCHI, P.; C. RANERO, C.; GALEOTTI, S.; STRAUB, S.B.; SCHOLL, D. W.; MCDUGALL-REID, K. 2003. Fast rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for nonsteady rates of crustal recycling at subduction zones. **J. Geophys. Res.**, v. 108, n. B11, p. 2511.

VANNUCCHI, P.; GALEOTTI, S.; CLIFT, P. D.; RANERO, C.; VON HUENE, R. 2004. Long term subduction erosion along the Middle America Trench offshore Guatemala. **Geology**, v. 32, p. 617- 620.

VANNUCCHI, P.; FISHER, D.M.; BIER, S.; GARDNER, T.W. 2006. From seamount accretion to tectonic erosion: Formation of Osa Mélangé and the effects of Cocos Ridge subduction in southern Costa Rica. **Tectonics**, v. 25, p. TC2004.

VANNUCHI, P.; Fisher, D.M.; Gardner, T.W. 2007. Reply to comment by David M. Buchs and Peter O. Baumgartner on "From seamount accretion to tectonic erosion: Formation of Osa Melange and the effects of the Cocos Ridge subduction in southern Costa Rica". **Tectonics**, v. 26, p.TC3010

VISHER, 1969. Grain size distribution and depositional processes. **J. Sed. Petrol.**, v. 39, n. 3, p. 1074-1106.

VON HUENE, R.; RANERO, C. R.; WEINREBE, W.; HINZ, K., 2000. Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. **Tectonics**, v. 19, p. 314 - 334.

VON HUENE, R.; FLEUH, B.E., CROPP, B.; CSERNOK, T., FABEL, E.; HOFFMAN, J.; EMEIS, K.; HOLLER, P., JESCHKE, G.; LEANDRO, C.; PEREZ-FERNANDEZ, I., CHAVARRIA, J.; FLOREZ, A.; ESCOBEDO, D.; LEON, R., BARRIOS, O. 1995. Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica. In: Mann, P. Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. **Spec. Pap. Geol. Soc. Am.**, v. 295, p. 291 - 307.

WANG, W. 1979. **Some findings in soil liquefaction.** Water Conservancy and Hydroelectric Power Scientific Research Institute, Beijing, China.

WAKAMATSU, K.; YOSHIDA, N.; SUZUKI, N.; TAZOH, T. 1992. **Liquefaction-induced large ground deformations and their effects on lifelines during the 1990 Luzon, Philippines earthquake.** Case Studies of Liquefaction and Lifeline Performance During Past Earthquakes. National Center for Earthquake. Engr. Res., 1. Buffalo, N.Y. (Reporte técnico).

WELLS, S. G.; BULLARD, T. F.; MENGES, C. M., DRAKE, P. G.; KARAS, P. A.; KELSON, K. I.; RITTER, J. B.; WESLING, J. R. 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. **Geomorphology**, v. 1, p. 239-265.

WENTWORTH, C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. **J. Geol.**, v. 30, n. 5, p. 377-392.

WEYL, R., 1980. **Geology of Central America.** 2 Ed. Berlin: Gebruder Borntraeger, 371 p.

WILSON, D.S.; HEY, R.N. 1981. The Galapagos axial magnetic anomaly: Evidence for the Emperor event within the Brunhes and for a two-layer magnetic source. **Geophys. Res. Lett.**, v. 8, p. 167-188.

YASUDA, S.; MORIMOTO, I.; KIKU, H.; TANAKA, T. 2003. **Reconnaissance Report on the Damage caused by Three Japanese Earthquakes in 2003.** Tokyo Denki University, 8 p.

YOUD, T.L., 1973. Liquefaction, flow, and associated ground failure. **U.S. Geological Survey Circular**, n. 688. 12 p.

YOUD, T. L.; PERKINS, D. M. 1978. Mapping of liquefaction induced ground failure potential. **J. Geotech. Engrg. Div.**, v. 104, n. 4, p. 433-446.

YOUD, T. L.; IDRIS, I. M. 2001. Liquefaction resistance of soils: summary report from the 1996 nceer and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils. **J. Geotechnical and Geonv. Eng.**, p. 297-313.

YOUD, T. L.; Hansen, C.; Bartlett, S., 1999. **Revised MLR Equations for Predicting Lateral Spread Displacement, 7th U.S.** In: D. O'ROURKE, J.P. BARDET, M. HAMADA, (Eds.), Japan Workshop on Earthquake Resistant Design of Lifeline Facilities and Countermeasures Against Soil Liquefaction. Seattle, WA. Technical Report MCEER-99-0019, p.99-114.

YOUD, T.L.; IDRIS, I.M.; ANDRUS, R.D.; ARANGO, I., CASTRO, G.; CHRISTIAN J.T.; DOBRY, R.; FINN, W.D.L.; HARDER Jr, L.F.; HYNES, M.E.; ISHIHARA, K., KOESTER, J.P., LIAO, S.S.C., MARCUSON, W.F.; MARTIN, G.F.; MITCHELL, J.K., MORIWAKI, Y., POWER, M.S., ROBERTSON, P.K.; SEED, R.B.; STOKOE K.H. 2001. Liquefaction resistance of soils: Summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils. **J.Geotech. Geoenviron. Eng.**, v. 127, p. 817-833.

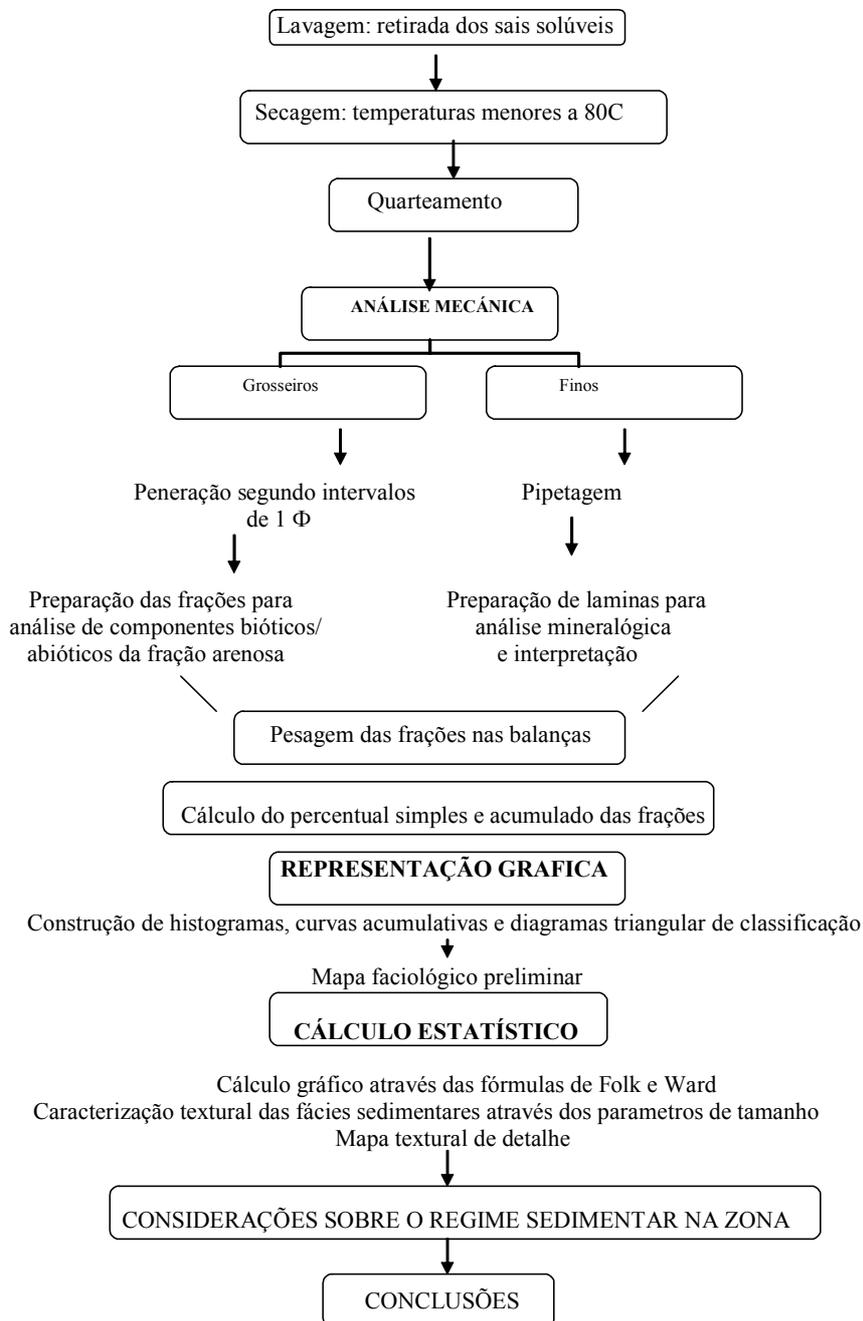
ANEXO A- Principais terremotos ocorridos na região arredor de Osa.

Tabela de sismos com magnitude maiores a 5 (escala Richter), da zona sul da Costa Rica, entre 1854 e 2000.

Data	Magnitude	Possível origem	Referência
16-03-1579	~	Subdução	Peraldo & Montero (1994)
27-12-1803	~6,0-7,0	~	Montero (1986)
04-08-1854	~	Zona sísmica de Osa	Peraldo <i>et al.</i> , 2006 e Boletín Oficial
29/05/1879	~7,0	Zona sísmica interplaca de Osa, ou associado à Falla Longitudinal ou Zona de Fractura de Panamá	Peraldo <i>et al.</i> , 2006
21/11/1933	6	Zona de Fractura de Panamá	Camacho & Montero (1997)
18/07/1934	7,7	Zona de Fractura de Panamá	Camacho (1991)
18/07/1934	6,5	Zona de Fractura de Panamá	Camacho (1991)
18/07/1934	6,8	Zona de Fractura de Panamá	Camacho (1991)
18/07/1934	6,9	Zona de Fractura de Panamá	Camacho (1991)
18/07/1934	6,5	Falha Media	Camacho (1991)
05/12/1941	~	Subdução	Adamek <i>et al.</i> , (1987)
10/07/1957	6,7	Zona de Fractura de Panamá	Molnar & Sykes, (1969)
27/03/1966	6,3	~	Guendell & McNally (1986);
11/05/1969	~	Fallamiento normal?	Montero <i>et al.</i> , (1992)
19/08/1982	6,4	Zona de Fractura de Panamá	Morales & Montero (1984)
03/04/1983	7,2	No Golfo Dulce; associado a subdução	Guendell & McNally (1986); Adamek <i>et al.</i> , (1987)
Sequência. janeiro 1996	5,0 *	Falhamento Golfo Dulce (somero)	Arroyo (2001)

ANEXO B- Esquema de trabalho proposto para processamento granulométrico no laboratório do CECO.

Procedimento de preparação de amostras para análise granulométrico e estatístico



ANEXO C- Lista das imagens satelitais utilizadas.

C. 1 Imagens de satélite

✚ Tabela com as características das bandas do satélite Landsat 5 com sensor MSS.

✚ Data: 22/01/1979.

No. Banda	λ	Spectro	Resolução	Swath km
Banda 1	0.45-0.52	VIS	30	185
Banda 2	0.52-0.6	VIS	30	185
Banda 3	0.63-0.69	VIS	30	185
Banda 4	0.76-0.9	NIR	30	185

✚ Tabela com as características das bandas do satélite Landsat 5 com sensor TM.

✚ Data: 17/01/1987.

No. Banda	λ	Spectro	Resolução	Swath km	To Rev dias
Banda 1	0.45-0.52	VIS	30	185	16
Banda 2	0.52-0.6	VIS	30	185	16
Banda 3	0.63-0.69	VIS	30	185	16
Banda 4	0.76-0.9	NIR	30	185	16
Banda 5	1.55-1.75	SWIR	30	185	16
Banda 6	10.4-12.5	TIR	120	185	16
Banda 7	2.08-2.35	SWIR	30	185	16

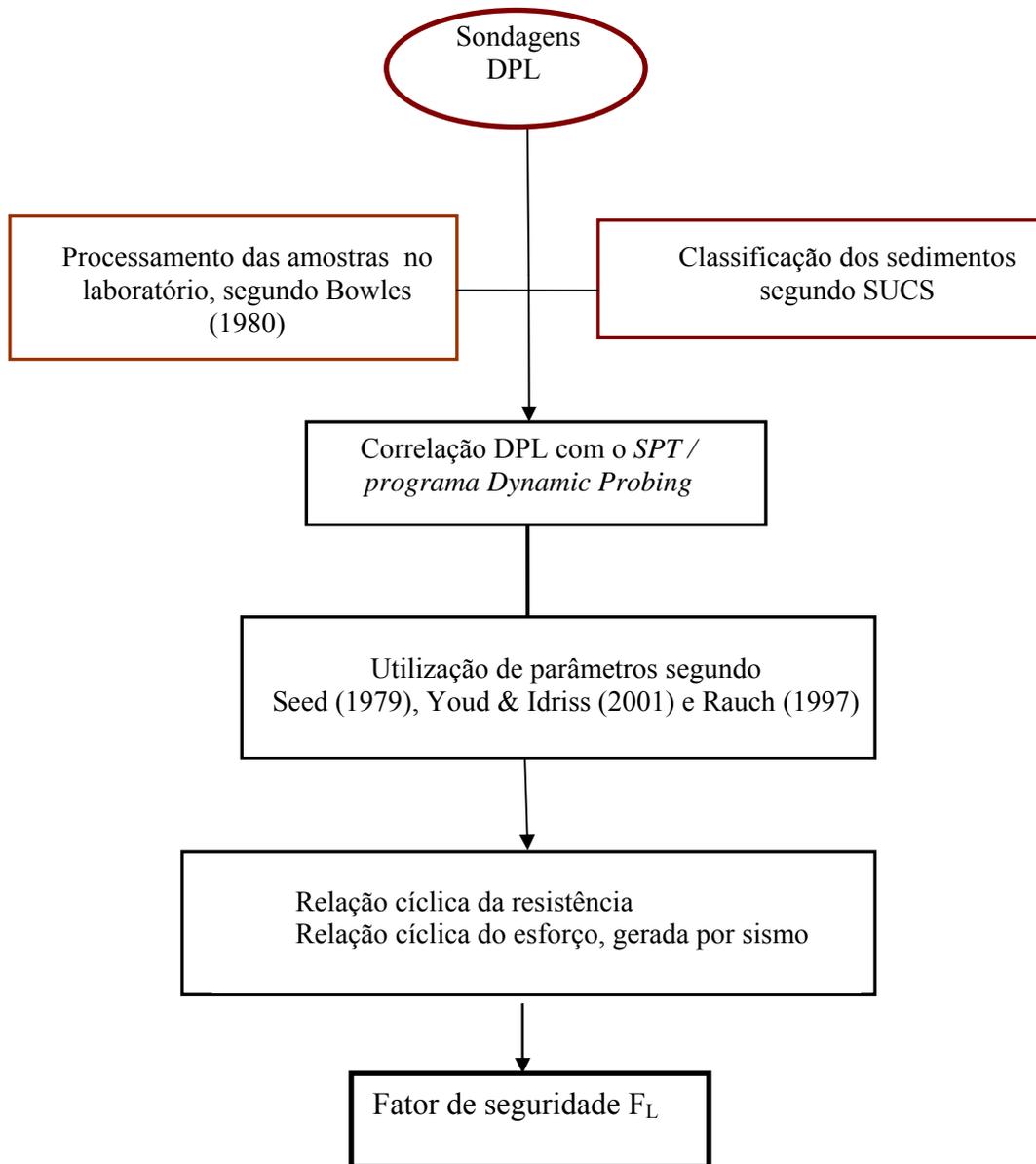
✚ Tabela com as características das bandas do satélite Landsat 7 com sensor ETM.

✚ Data: 14/02/2000.

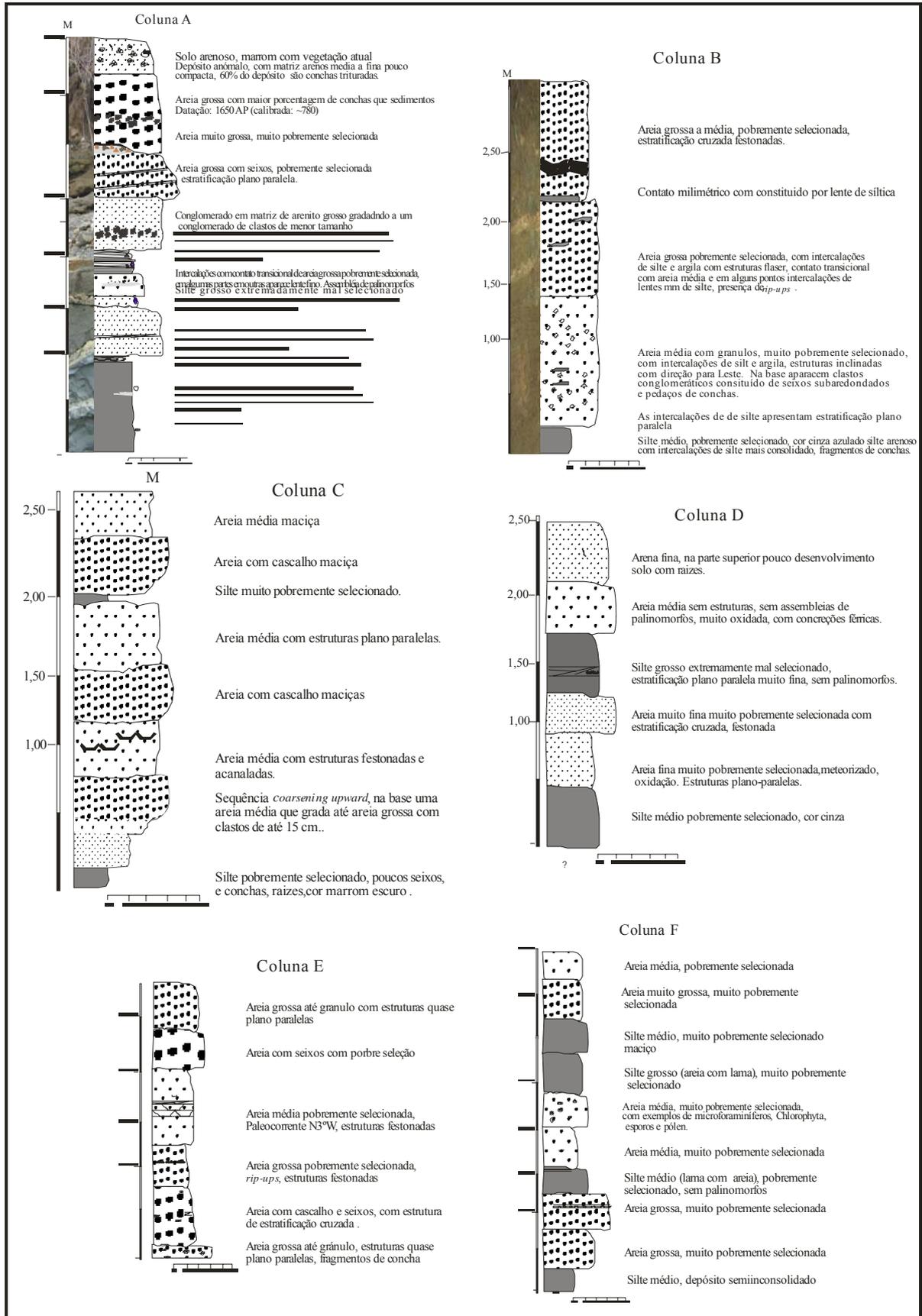
No. Banda	λ	Spectro	Resolução m	To. Rev. Dias
Banda 1	0.45-0.52	VIS	30	16
Banda 2	0.52-0.6	VIS	30	16
Banda 3	0.63-0.69	VIS	30	16
Banda 4	0.76-0.9	NIR	30	16
Banda 5	1.55-1.75	SWIR	30	16
Banda 6	10.4-12.5	TIR	60	16
Banda 7	2.08-2.35	NWIR	30	16
PAN		VIS	15	

C.2 - Fotografias aéreas e imagens satelitais utilizadas. 1. Fotografia aérea adquirida na escala 1:10.000 em 1975. 2. Mosaico de fotografias aéreas obtidas na escala 1:25.000, em 1981 C. Fotografia aérea modificada em preto e branco adquirida em escala 1: 40.000, em 1999 (TERRA) 3. Fotografia satelital modificada em preto e branco, adquirida na escala 1:20.000, em 2003 (CENAT). 4. Imagem satelital TM, banda 4. 5. Imagem satelital Landsat 5, MSS, banda 5. 6. Imagem satelital Landsat 7 ETM, banda 8.

ANEXO D- Esquema da metodologia para análise do risco de liquefação.



ANEXO E- Descrição de colunas estratigráficas.



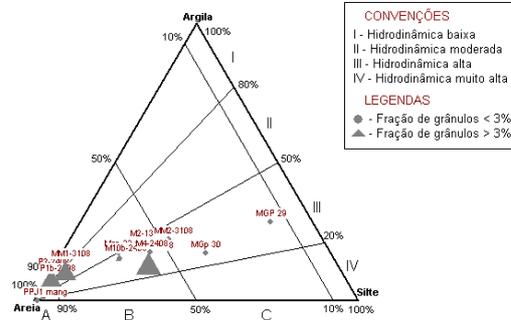
ANEXO F – Algumas causas de erosão Bird (1985).

ANEXO G – Resumo da estatística das amostras coletadas.

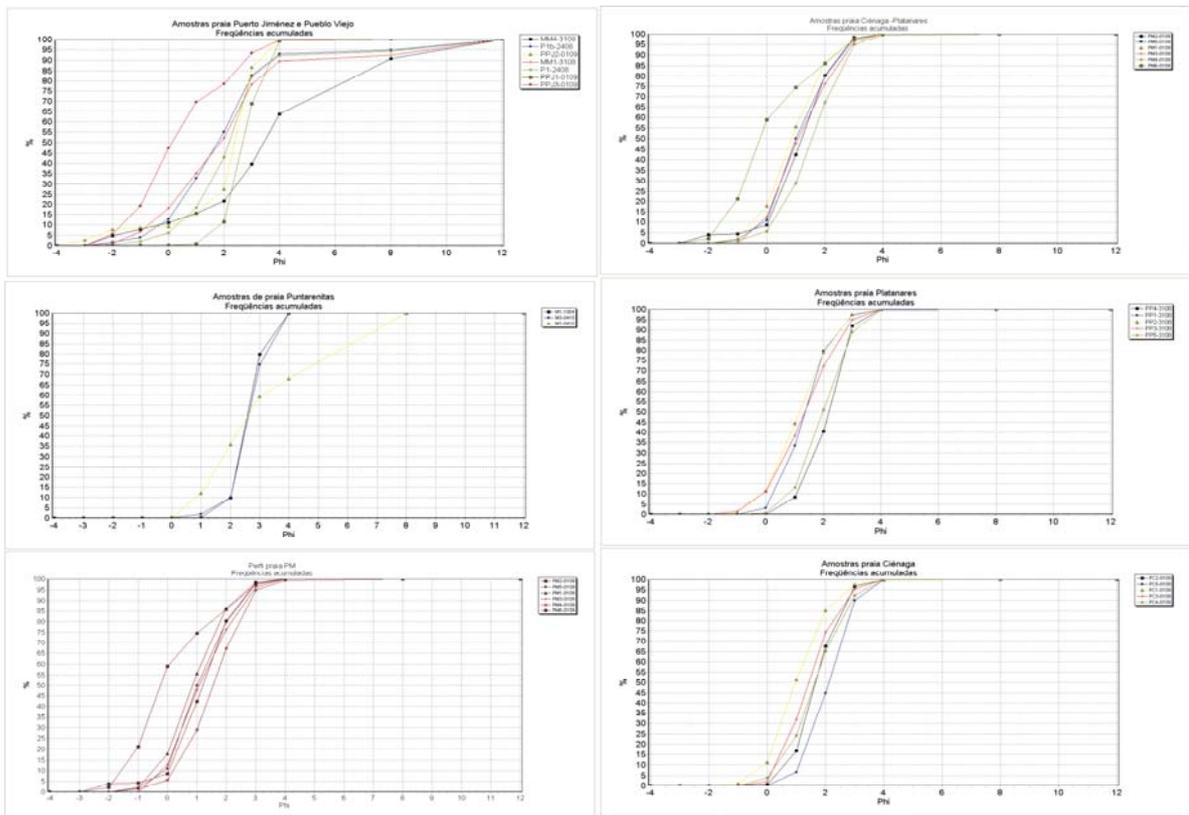
G.2 – Gráficos de estatística. O código da amostra está representado em cada gráfico.

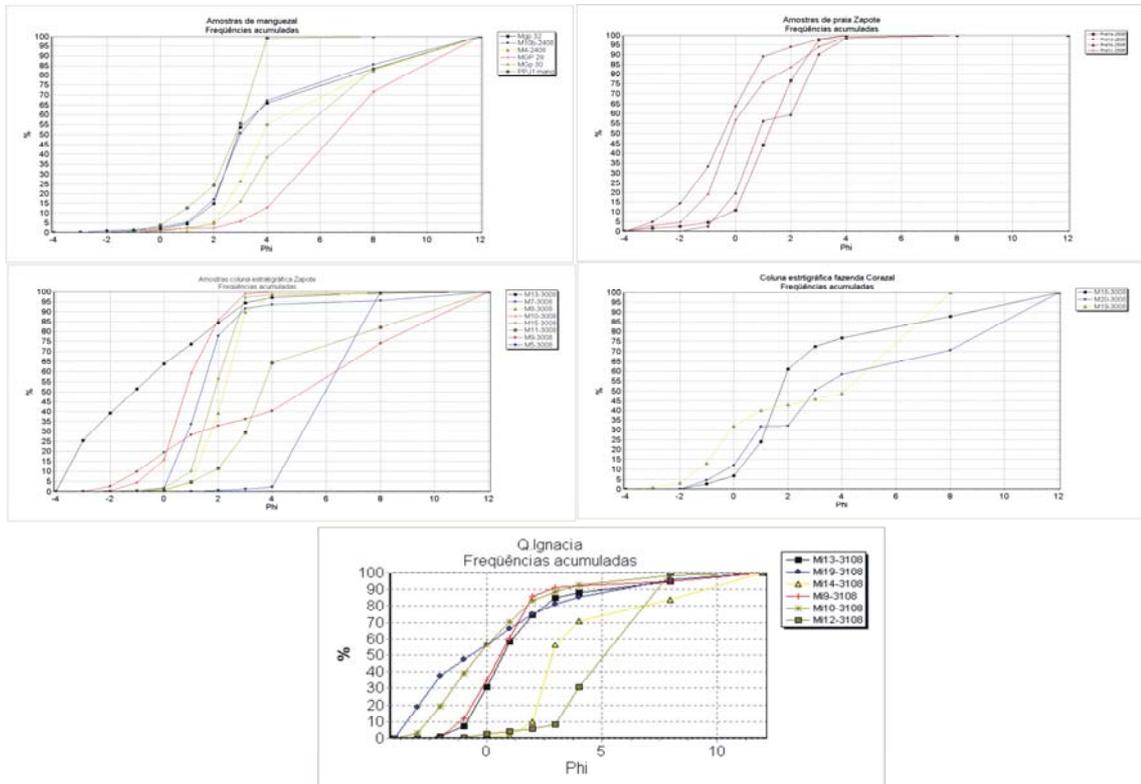
F.2.1 Histogramas. O eixo X equivale a phi e o eixo Y é a porcentagem (%) da fração.

Diagramas de Pejrup das amostras de manguezal.



Curvas de frequências acumuladas





ANEXO H – Quadros das freqüências de palinomorfos

H.1 Freqüência (indivíduos) de palinomorfos e de diatomáceas encontrados nos sedimentos superficiais e nos afloramentos Quaternários da zona sul da Costa Rica.

Palinomorfos e diatomáceas	A m o s t r a s											
	M1-1210	M2-1310	M4-2109	M7-3008	M10b-2408	M14-3108	M15-3008	M16-3008	M17-3008	M1-2109	M2-1210	
Arthropoda		18					4				1	
Microforaminifera	28	3	15	12	35	20	45	26	25	18	9	
Fungi		17	1		8	13	12	3	10	11		
Chlorophyta	50	244	2		60	23	122	56	70	40		
Dinophyta		4				2	2		1	2		
Polens		11		7	12	24	111	1	16	11		
Esporos		12		6		19	54	10	6	4		
Fitólitos		6					3			4		
Indeterminados				10	5		10					
Bacillariophyta		3			8	3	6					

G.2 Lista detalhada de taxons de palinomorfos (clorófilas, polens e esporos de plantas vasculares) identificados nas amostras de sedimentos superficiais e nos afloramentos.

Palinomorfos	A m o s t r a s										
	M1-1210	M2-1310	M4-2109	M7-3008	M10b-2408	M14-3108	M15-3008	M16-3008	M17-3008	M1-2109	M2-1210
CHLOROPHYTA											
<i>Bostryococcus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Spirogyra</i>		+		+		+	+		+		
MAGNOLIOPHYTA											
<i>Alnus</i>			+				+				
Anacardiaceae								+			
Araceae											
Asteraceae										+	
<i>Avicennia</i>						+	+		+	+	
<i>Cecropia</i>						+	+				
Chenopodiaceae					+	+	+				
Commelinaceae							+				
Cyperaceae						+	+				
<i>Langunaculária</i>		+					+				
Malvaceae							+				
Moraceae					+		+		+		
Palmae					+		+		+		
Piperaceae		+					+		+		
Poaceae		+			+		+	+	+	+	
<i>Polygonum hydropiperoides</i>					+		+				
<i>Quercus</i>			+				+				
<i>Rhizophora</i>						+	+				
<i>Salix</i>									+		
Sapindaceae							+				
Solanaceae							+				
Typhaceae									+		
Ulmaceae							+				
Urticaceae					+		+				
Verbenaceae									+		
PTERIDOPHYTA											
<i>Acrostichum</i>						+				+	
<i>Azolla</i>		+				+					
<i>Alsophylla</i>		+			+	+		+			
<i>Cyathea</i>							+				
<i>Dicksonia</i>							+				
<i>Equisetum</i>						+	+				
<i>Hymenophyllum</i>							+				
<i>Osmunda</i>					+		+				
Polypodiaceae		+			+	+	+	+	+		
<i>Pteris</i>		+		+	+	+	+	+		+	
<i>Salvinia</i>		+			+	+	+				

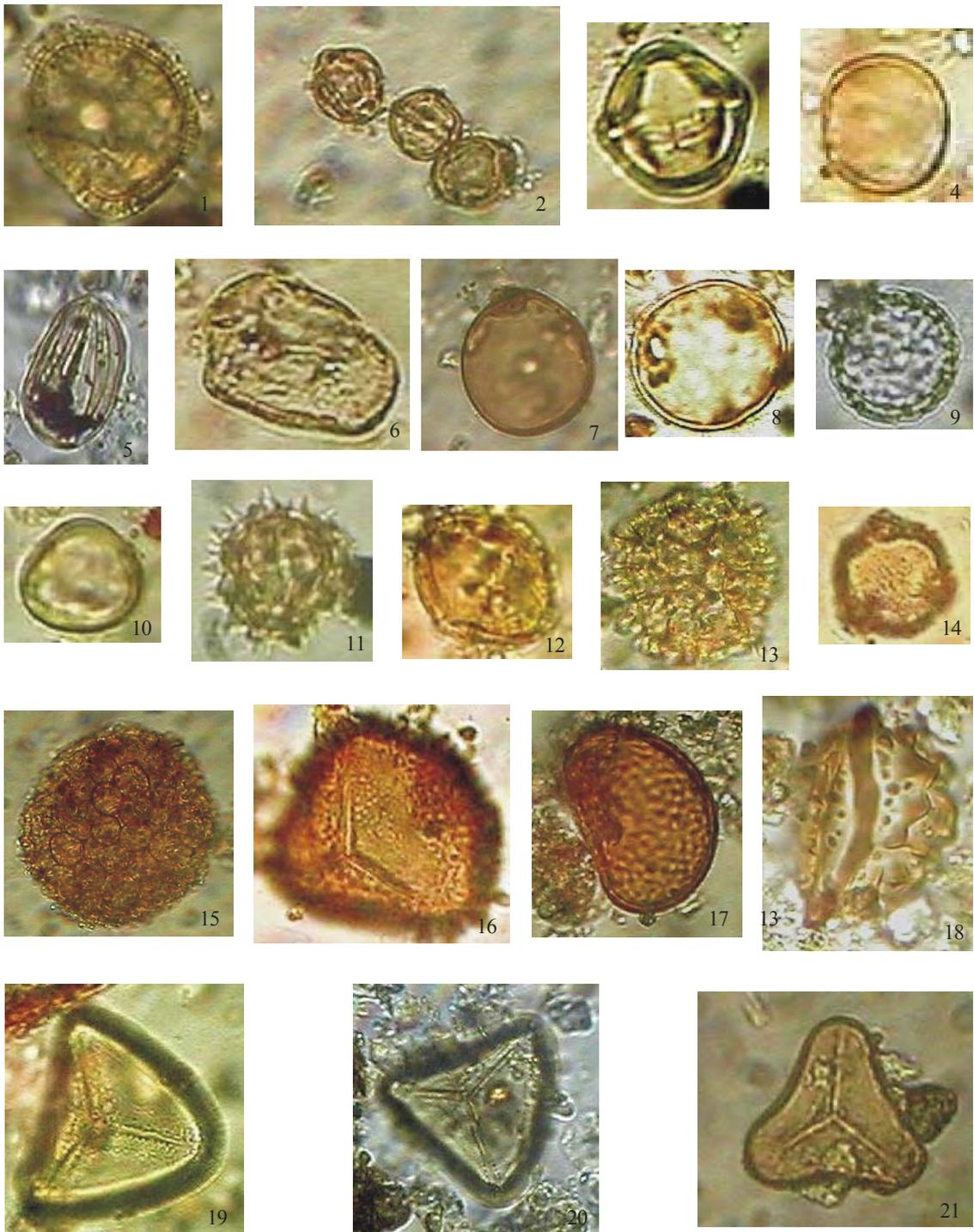
H.3 Dados de frequência de palinomorfos em amostras do manguezal.

Non-pollen taxons de palinomorfos													
	MM1-3108	MM2-3108	MM3-3108	MM4-3108	P1-2408	P2-2408	M4-2408	MGPS29	MGPS31	MGPS30	MGPS32	M10b-2408	M2-1310
Dinoflagelados													
Cistos indet.	-	-	2.4	-	2.5	1.3	-	-	-	-	-	-	-
Chlorophyceae	31.2	33.1	-	48.1	55.0	35.0	43.5	46.5	37.6	72.7	82.3	58.3	81.7
<i>Botryococcus</i>													
<i>Spirogyra</i>													
<i>Pseudoschizaea</i>													
<i>Debarya</i>													
Cyanobacteria	-	2.1	-	2.5	-	-	-	14.0	3.7	-	-	-	-
<i>Anabaena</i>													
<i>Spirulina</i>													
<i>Rivularia</i>													
Fungos (restos)	3.7	54.2	-	20.2	20.0	43.8	26.1	37.2	55.6	9.1	4.1	7.8	7.8
<i>Glomus</i>													
<i>Diporisorites</i>													
<i>Tetraploa</i>													
<i>Hiphae</i>													
Fitólitos	2.1	1.4	-	5.1	-	2.5	-	-	-	-	-	-	2.3
Escolecodontes	1 0.5	1.4	-	2.5	-	-	-	-	-	-	0.8	-	7.0
Microforaminíferos	62.4	7.7	97.6	21.5	22.5	17.5	30.4	2.3	3.2	18.2	12.8	34.0	1.2
Soma total	189	142	41	79	80	80	46	43	189	55	243	103	257

H.3.1 Taxons de polens e esporos. A presença é indicada por (+) e ausência por (-).

Polens e esporos	MM1-3108	MM2-3108	MM3-3108	MM4-3108	P1-2408	P2-2408	M4-2408	MGPS29	MGPS31	MGPS30	MGPS32	M10b-2408	M2-1310
MAGNOLIOPHYTA													
<i>Alchornea</i>	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Alnus</i>	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apiaceae	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Asteraceae	+	+	-	+	-	-	+	+	-	-	-	-	-
<i>Avicennia</i>	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Brassicaceae	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bursenaceae	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Carya</i>	-	+	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Cecropia</i>	+	-	-	+	-	+	+	+	+	-	+	-	-
Chenopodiaceae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
Convolvulaceae	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cordia</i>	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cyperaceae	+	+	-	+	-	+	+	+	-	-	+	-	-
Juncaginaceae	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Languncularia</i>	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+
Malvaceae	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Moraceae-Urticaceae	+	+	-	+	-	+	+	+	+	-	+	+	-
Palmae	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	+	-
Piperaceae	+	+	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+
Plantaginaceae	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Poaceae	+	+	-	+	-	+	+	+	+	-	+	+	+
<i>Polygonum hydropiperoides</i>	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Rhizophora</i>				+	-	+	+	-	-	+	+	-	-
Scrophulariaceae				+	-	+	+	-	-	-	-	-	-
Solanaceae				-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Typhaceae				-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Ulmaceae				+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PTERIDOPHYTA													
<i>Azolla</i>				-	-	-	-	-	+	-	-	-	+
<i>Alsophylla</i>				-	-	-	+	-	-	-	-	+	+
Cyathaceae				+	-	+	-	+	-	-	+	-	-
<i>Dicksonia</i>				-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Dryopteris</i>				-	-	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Microgramma</i>				+	-	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Osmunda</i>				-	-	-	+	-	-	-	-	+	+
Polypodiaceae				+	-	+	+	-	-	+	-	+	+
Pteridae				-	-	-	-	-	+	+	+	+	+
<i>Salvinia</i>				-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
Soma total		14	1	21	0	10	10	6	9	3	7	9	9

ANEXO I - Fotografias de espécimens de polen e esporos encontrados em amostras de manguezal (amostras 1 a 14: polen e amostras de 15 a 21: esporos).



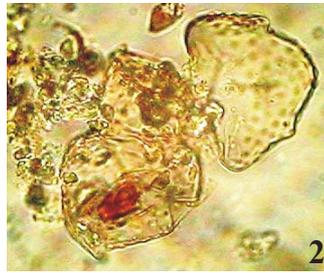
1: *Avicennia*, 2-3: *Rhizophora*, 4: *Piperaceae*, 5: *Languncularia*, 6: *Cyperaceae*, 7-8: *Poaceae*, 9: *Chenopodiaceae*, 10: *Urticales*, 11: *Asteraceae*, 12: *Anacardiaceae*, 13: *Polygonum hydropiperoides*, 14: *Bursenaceae*, 15: *Azolla*, 16: *Osmunda*, 17: *Dicranoglossum*, 18-19: spores indeterminate, 20-21: *Alsophyla*.

ANEXO J - Prancha de microfotografias de palinómorfos não poliníferos.

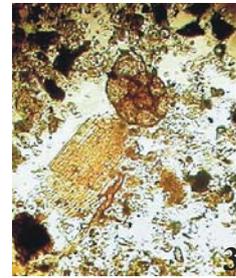
J.1 - PRANCHA DE MICROFORAMINIFEROS



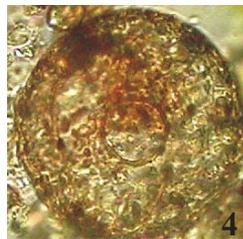
30 μm



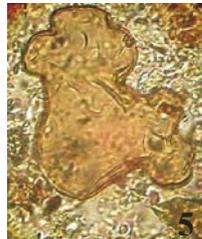
70 μm



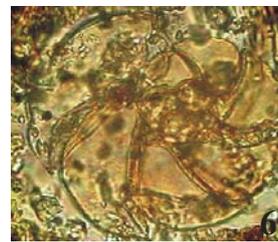
160 μm



40 μm



50 μm



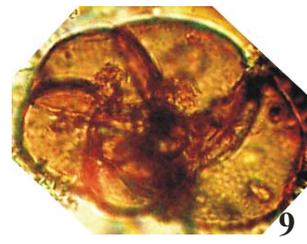
100 μm



45 μm



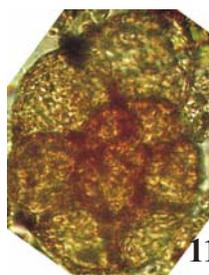
80 μm



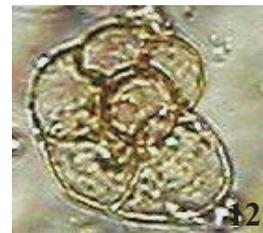
120 μm



80 μm



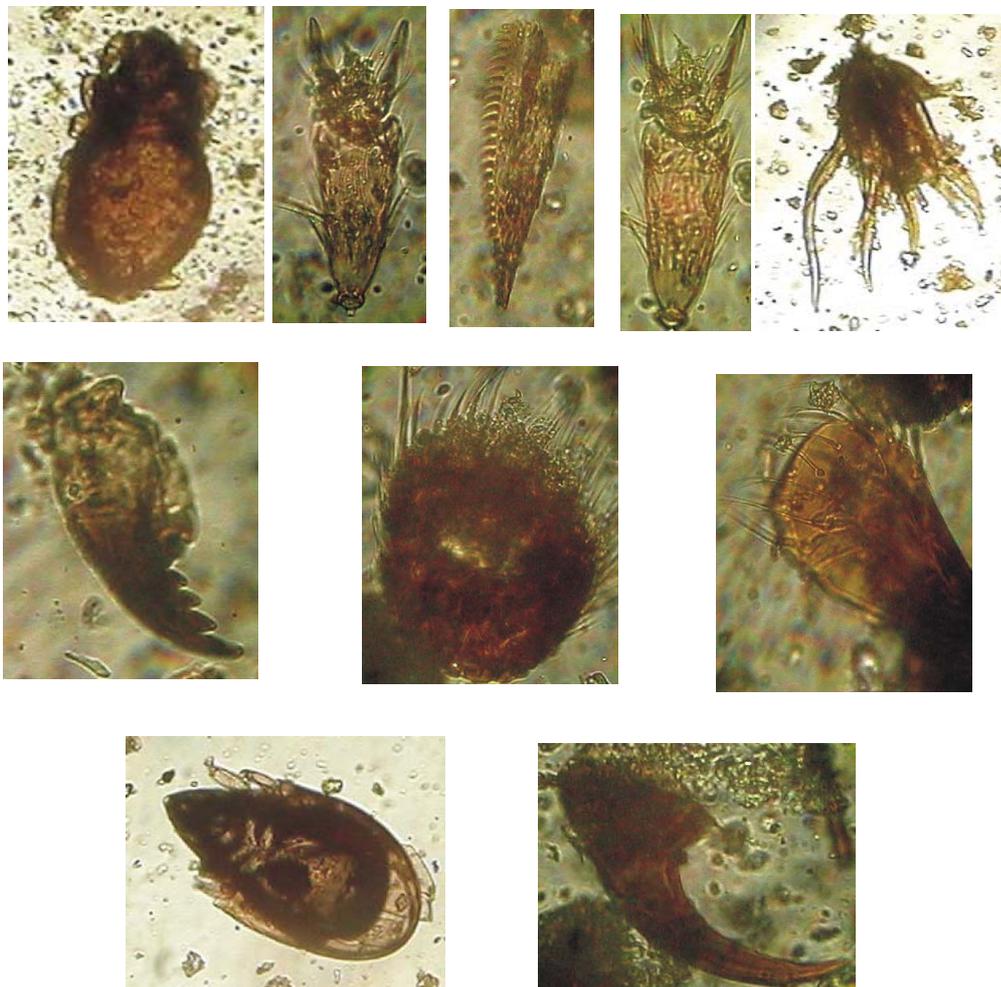
80 μm



60 μm

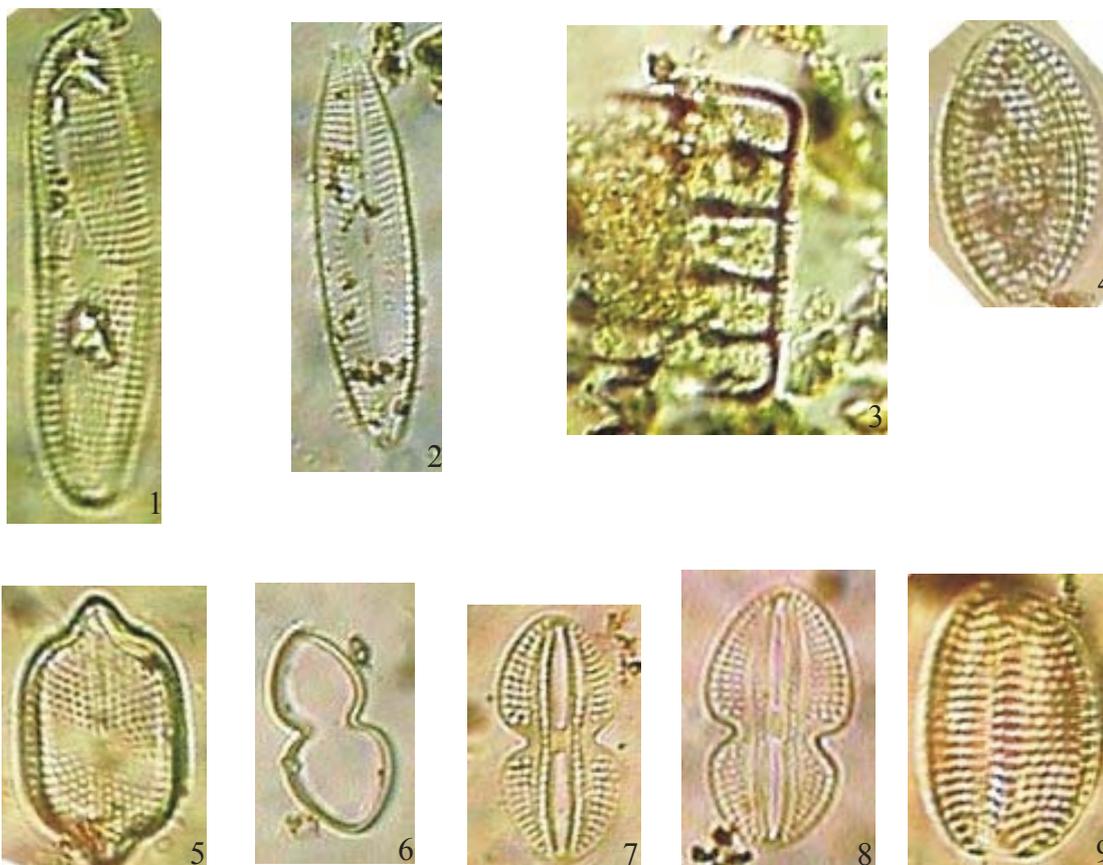
Morfotipos de microforaminíferos encontrados nos sedimentos superficiais e nos afloramentos da região. Microforaminífero entre matéria orgânica particulada e amorfa; Tipo espiralado; Tipo de camera simples isoladas.

J.2 - PRANCHA ESCOLECODONTES



Microfotografias de escolecodontes indeterminados.

J.3 – PRANCHA DE DIATOMACEAS.



Microfotografias 1,2,3,5: *Terpsinoë*; Foto 4,9: *Cocconeus* cf. *Disculus*; Fotos 6-8: *Diploneis bombus*;

ANEXO K - Descrição do espécimen de *Anadara* e fotos e informe descritivo realizado por MSc Teresita Aguilar.



ANEXO L – Mapa de amostragem com furos de DPL

ANEXO M - Dados do D₅₀ das amostras dos furos com DPL.

Amostra	Valor D50	Limite líquido	Limite plástico	Índice plasticidade
M1 s-1909	0,26			
M2-1909	-			
M3a-1909	-	36,4	20,5	16,0
M3b-1909		72,7	42,8	29,9
M4a-1909	0,30			
M5b-1909	0,33			
M1a-2009	0,25			
M2a-2009	0,42			
M2b-2009	2,40			
M3a-2009	0,38			
M4a-2009	0,40			
M5a-2009	0,52			
M1-2109	-	49,9	26,1	16,8
M2a-2109	0,16	35,9	20,1	15,8
M2b-2109	0,49			
M3a-2109	0,37			
M4-2109	-	57,3	32,6	24,7
M5-2109	0,34			
M6-2109	-	60,1	35,6	24,5
M7-2109	0,41			
M1-2209	-			
C2-2209	-	97,1	48,9	48,2
C1-2209		70,9	31,5	39,3
M5-3008		70,9	36,8	34,1

ANEXO N - Dados geotécnicos para o processamento do potencial de liquefação e curvas e dados geotécnicos de várias amostras, processados em QPRO.

RESUMO DE DADOS DE GEOTECNIA OBTIDOS DO:

LABORATORIO DE GEOTECNIA
 ESCUELA CENTROAMERICANA DE
 GEOLOGIA
 UNIVERSIDAD DE COSTA RICA

No. Amostra	Classificação	Gravidade específica	Coeficiente de uniformidade	D50
			Cu	(mm)
M1-0410	Areia fina a muito fina	2,86	1,20	0,20
M1-0610	Areia média a grossa com cascalho	-	17,86	0,20
M1-1310	Areia média com cascalho	2,71	9,64	1,00
M1Rio Tigre	Cascalho arenoso	2,87	8,05	4,80
M1-3008	Areias média a finas com cascalho	-	4,59	0,56
M1-3108	Silte arenoso	-	-	-
M2-0410	Areia fina com silte e argila	-	-	0,88
M2-31 08	Silte arenoso	-	-	-
M2-3008	Areia fina a média com finos	-	-	0,36
M3-0410	Areia fina	-	2,33	0,19
M3-3008	Areia fina com grossos e finos	-	-	0,19
M3-3108	Areia pobremente graduada (SP)	-	5,00	0,70
M4-0410	Areia com finos	-	-	0,18
M4-2104	Silte arenoso	2,65	-	-
M4-3008	Areia com finos	-	5,56	0,39
M4-3108	Areia com cascalho	-	16,11	1,75
M4-2009	Areia pobremente graduada (SP)	-	4,90	0,40
M5-3008	Silte de alta plasticidade	-	-	-
M5-3108	Areia média a fina	-	4,54	0,44
M6-3108	Areia com finos	-	4,33	0,31
M7-3008	Areia média com finos	-	-	0,43
M8-3008	Areia fina com silte	-	2,50	0,18
M10-3008	Areia média a fina	-	3,37	0,54
M12-3008	Areia média a fina	2,85	3,10	0,53
M13-3008	Cascalho com areia	-	28,00	4,00
M15-3008	Areia pobremente graduada (SP)	-	1,82	0,29
M7-3108	Areia siltica	-	-	0,09
M8-3108	Silte com areia	-	-	-
M14-3108	Areia com cascalho e finos	-	-	1,50
M18-3008	Areia siltica	-	-	0,25
M19-3008	Silte com areia	-	-	-
M20-3008	Areia fina a média com silte	-	-	0,16
Mi10-31008	Areia com cascalho e finos	-	47,14	1,20
Mi12-31008	Silte com areia fina	-	-	-
Mi13-3108	Areia com finos	-	-	0,55
Mi14-3108	Areia com cascalho e finos	-	-	1,50
P1-2408	Areia média a fina	-	4,88	0,60
P1-0109	Areia pobremente graduada (SP)	-	2,65	0,43
P2-0109	Areia média a fina	-	4,73	0,45
P3-0109	Areia fina a média	-	2,35	0,35
P4-0109	Areia média a fina	-	3,95	0,69

PC1-0109	Areia média a fina	-	2,55	0,44
PC2-0109	Areia fina	-	0,38	0,33
PC3-0109	Areia fina	-	2,24	0,33
PC4-0109	Areia fina	-	2,13	0,30
PC5-0109	Areia fina	-	2,23	0,25
PM1-0109	Areia média a fina	-	2,81	0,47
PM2-0109	Areia média a fina	-	2,95	0,49
PM3-0109	Areia fina a média	-	2,94	0,40
PM4-0109	Areia fina	-	2,06	0,31
PM5-0109	Areia média	-	3,14	0,58
PM6-0109	Areia média	-	6,67	1,10
PP1-3108	Areia fina a média	-	2,11	0,35
PP2-3108	Areia fina a média	-	2,56	0,39
PP3-3108	Areia fina	-	2,35	0,35
PP4-3108	Areia fina	-	2,00	0,15
PP5-3108	Areia fina	-	1,93	0,16
PPJ1-0109	Areia fina	-	2,11	0,18
PPJmang-0109	Areia fina	-	2,27	0,17
PPJ3-0109	Areia média	-	2,11	0,80
PPJ2-0109	Areia fina com cascalho	-	2,73	0,30
Pra1a-2508	Areia média a fina	-	2,81	0,48
Pra1b-2508	Areia média a fina	-	2,81	0,48
Pra1c-2509	Areia média	-	7,22	1,00
Pra1d-2508	Areia média com cascalho	-	8,89	1,40
Pto2Fca	Areia com finos	-	-	0,29

**ANEXO O - Relação do potencial de liquefação com o tipo de depósito.
(Segundo Youd & Perkins, 1978).**

Tipo do depósito	Distribuição geral no depósito, dos sedimentos não coesivos	Relação do tempo do depósito e a susceptibilidade à liquefação			
		< 500 anos	Holoceno	Pleistoceno	> Pleistoceno
Depósitos continentais					
Leitos de rio	Variável localmente	Muito alta	Alta	Baixa	Muito baixa
Planície de inundação	Variável localmente	Alta	Moderada	Baixa	Muito baixa
Leques aluviais	Extensa/ abrangente	Baixa	Baixa	Baixa	Muito baixa
Terraços marinhos e planícies	Extensa/ abrangente		Baixa	Muito baixa	Muito baixa
Deltas e leques	Extensa/ abrangente	Alta	Moderada	Baixa	Muito baixa
Depósitos lacustres	Variável	Alta	Moderada	Baixa	Muito baixa
Colúvios	Variável	Alta	Moderada	Baixa	Muito baixa
Taludes	Extensa/ abrangente	Baixa	Baixa	Muito baixa	Muito baixa
Dunas	Extensa/ abrangente	Alta	Moderada	Moderada	Muito baixa
Lahares	Variável	Alta	Alta	Alta	Muito baixa
Depósitos glaciais	Variável	Baixa	Muito baixa	Muito baixa	Muito baixa
Tundras	Extensa/ abrangente	Alta	Alta	?	?
Savana	Variável localmente	Alta	Moderada	Baixa	Muito baixa
Solos residuais	Raramente	Baixa	Baixa	Muito baixa	Muito baixa
Regiões litorâneas					
Delta		Muito alta	Alta	Baixa	Muito baixa
Estuários	Variável localmente	Alta	Moderada	Baixa	Muito baixa
Praias					
	de alta energia	Extensa/ abrangente	Moderada	Baixa	Muito baixa
	de baixa energia	Extensa/ abrangente	Alta	Moderada	Baixa
Lagunas	Variável localmente	Alta	Moderada	Baixa	Muito baixa
Costas	Variável localmente	Alta	Moderada	Baixa	Muito baixa
Aterro artificiais					
Aterro sem compactar	Variável	Muito alta			
Aterro compactado	Variável	Baixa			

ANEXO P – Curvas obtidas com Dynamic Probing

Resumo dos resultados do potencial de liquefação utilizando o programa Dynamic Probing

	Camada	Nspt	Profundidade	NSPT corr.	Potencial de liquefação
PJ1	1	2,90	0,90	2,90	<0,04
	2	8,44	1,50	8,44	<0,04
	3	6,63	3,90	6,63	<0,04
	4	11,79	4,90	11,79	<0,04
PJ2	1	2,45	1,00	2,45	<0,04
	3	16,79	2,80	16,79	0,04-0,10
PJ3	1	2,82	0,70	2,82	<0,04
	2	5,54	1,10	5,54	<0,04
PJ4	1	3,16	0,20	3,16	<0,04
	2	4,55	0,60	4,55	<0,04
	3	3,16	1,10	3,16	<0,04
	4	5,54	2,20	5,54	<0,04
	5	13,31	2,80	13,31	0,04-0,10
	6	8,31	3,00	8,31	<0,04
	7	18,37	4,30	18,37	0,04-0,10
PJ5	1	3,05	0,70	3,05	<0,04
PJ6	3	3,76	1,60	3,76	<0,04
	5	19,89	3,90	17,45	0,04-0,10
PJ7	2	6,92	0,80	6,92	<0,04
	3	15,29	1,40	15,29	0,04-0,10
	4	7,28	1,90	7,28	<0,04
	5	20,08	2,70	20,08	0,04-0,10
PJ8	1	2,93	1,00	2,93	<0,04
	2	5,01	1,60	5,01	<0,04
	3	4,90	2,10	4,90	<0,04
	4	10,28	2,40	10,28	<0,04
PJ9	1	1,90	0,50	1,90	<0,04
	2	4,35	1,10	4,35	<0,04
	3	9,04	1,80	9,04	<0,04
	4	20,96	2,80	17,98	0,04-0,10
PJ10	1	1,98	0,20	1,98	<0,04
	2	6,72	1,00	6,72	<0,04
	3	10,14	2,10	10,14	<0,04
	4	13,84	2,50	13,84	0,04-0,10
PJ11	1	2,37	0,20	2,37	<0,04
	2	5,22	1,70	5,22	<0,04
	3	2,53	2,20	2,53	<0,04
	4	4,75	2,50	4,75	<0,04
	5	12,66	3,30	12,66	0,04-0,10

PJ12	1	1,19	0,20	1,19	<0,04
	2	4,55	0,60	4,55	<0,04
	3	2,97	1,00	2,97	<0,04
	4	4,86	1,70	4,86	<0,04
	5	7,71	2,10	7,71	<0,04
	6	6,33	2,40	6,33	<0,04
	7	8,31	2,60	8,31	<0,04
	8	6,17	3,10	6,17	<0,04
	9	18,36	4,50	18,36	0,04-0,10
PJ13	1	1,76	0,90	1,76	<0,04
	2	4,90	1,40	4,90	<0,04
	3	5,01	2,30	5,01	<0,04
	4	12,21	3,20	12,21	0,04-0,10
PJ14	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ15	1	3,01	1,00	3,01	
	3	15,82	2,10	15,82	
PJ16	2	4,94	1,10	4,94	
	3	10,15	2,30	10,15	
	4	16,16	3,70	16,16	
PJ17	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ18	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ19	1	1,98	0,60	1,98	<0,04
	2	6,72	0,80	6,72	<0,04
	3	17,70	1,60	17,70	0,04-0,10
PJ20	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ21	1	1,84	0,90	1,84	<0,04
	2	4,55	1,30	4,55	<0,04
	3	20,88	1,80	17,94	0,04-0,10
PJ22	Não existe risco de liquefação determinado pelo programa.				
PJ23	1	2,85	0,50	2,85	<0,04

INDICE DE ANEXOS

ANEXO A- PRINCIPAIS TERREMOTOS OCORRIDOS NA REGIÃO AREDOR DE OSA. _____	131
ANEXO B- ESQUEMA DE TRABALHO PROPOSTO PARA PROCESSAMENTO GRANULOMÉTRICO NO LABORATORIO DO CECO. _____	132
ANEXO C- LISTA DAS IMAGENS SATELITAIS UTILIZADAS. _____	133
C.2 - FOTOGRAFIAS AÉREAS E IMAGENS SATELITAIS UTILISADAS. _____	134
ANEXO D- ESQUEMA DA METODOLOGIA PARA ANÁLISE DO RISCO DE LIQUEFAÇÃO. ____	135
ANEXO E- DESCRIÇÃO DE COLUNAS ESTRATIGÁFICAS. _____	136
ANEXO F – ALGUMAS CAUSAS DE EROÇÃO BIRD (1985). _____	137
ANEXO G – RESUMO DA ESTATÍSTICA DAS AMOSTRAS COLETADAS. _____	138
G.2 – GRÁFICOS DE ESTATÍSTICA. _____	141
ANEXO H – QUADROS DAS FREQUÊNCIAS DE PALINOMORFOS _____	150
ANEXO I - FOTOGRAFIAS DE ESPECIMENS DE POLEN E ESPOROS _____	152
ANEXO J - PRANCHA DE MICROFOTOGRAFIAS DE PALINOMORFOS NÃO POLINÍFEROS. _____	153
ANEXO K - DESCRIÇÃO DO ESPECIMEN DE ANADARA E FOTOS E INFORME DESCRITIVO REALIZADO POR MSC TERESITA AGUILAR. _____	156
ANEXO L – MAPA DE AMOSTRAGEM COM FUIROS DE DPL _____	159
ANEXO M - DADOS DO D ₅₀ DAS AMOSTRAS DOS FUIROS COM DPL. _____	160
ANEXO N - DADOS GEOTÉCNICOS PARA O PROCESSAMENTO DO POTENCIAL DE LIQUEFAÇÃO _____	161
ANEXO O - RELAÇÃO DO POTENCIAL DE LIQUEFAÇÃO COM O TIPO DE DEPÓSITO. ____	193
ANEXO P – CURVAS OBTIDAS COM DYNAMIC PROBING _____	194