



**UNIVERSIDADE DE COIMBRA**  
**FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA**  
Departamento de Ciências da Terra

**ESTUDO DA EROÇÃO COSTEIRA DE ARRIBAS  
ROCHOSAS ENTRE S.ANTÓNIO E CAOTA  
(BENGUELA)**

**PAULO ERNESTO SAQUE**

**MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS - AMBIENTE E ORDENAMENTO**



**SETEMBRO 2013**



**UNIVERSIDADE DE COIMBRA**  
**FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA**  
**Departamento de Ciências da Terra**

**ESTUDO DA EROÇÃO COSTEIRA DE ARRIBAS  
ROCHOSAS ENTRE S. ANTÓNIO E CAOTA  
(BENGUELA, ANGOLA)**

**PAULO ERNESTO SAQUE**

**DISSERTAÇÃO PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM  
GEOCIÊNCIAS. RAMO: AMBIENTE E ORDENAMENTO**

**Orientadores científicos**

**PROFESSOR: PEDRO GOMES CABRAL SANTARÉM ANDRADE\***

**PROFESSOR: PEDRO MIGUEL CALLAPEZ TONICHER\***

**Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 2013**

## **PENSAMENTO**

A verdadeira viagem de descoberta não consiste em sair à procura de novas paisagens, mas de possuir novos olhos.

“Marcel Proust”

## **DEDICATÓRIA**

A todos os intervenientes directos e indirectos, que não pouparam esforço nem tempo, que este trabalho se efetivasse.

Aos meus familiares com muito amor pelo carinho, compreensão e paciência que demonstraram até a conclusão deste trabalho.

## **AGRADECIMENTOS**

O acto de agradecer é a forma mais fiel de expressar a nossa gratidão:

- Nosso muito obrigado senhor Deus todo-poderoso, pela luz que iluminou-nos nesta senda de investigação.
- Aos Professores Doutores Pedro Gomes Cabral Santarém Andrade & Pedro Miguel Callapez Tonicher muito obrigado em beber da vossa sapiência e imensurável paciência em esculpir e lapidar o trabalho.
- Os meus “bests friends” Josias Gomes, Alfredo Lemos um abraço de irmão, “ alcança quem não cansa”.
- Vão ainda os agradecimentos especiais à família, aos nossos pais, irmãs e irmãos.
- Por último a todos os amigos, colegas que emprestaram parte do seu tempo para falarmos “pendor, direcção”.

**O MEU MUITO OBRIGADO.**

# Resumo

O presente trabalho foi efetuado na zona costeira de S.<sup>to</sup> António-Farol de Sombreiro/Caota (Benguela), ao longo de uma extensão de aproximadamente 5000 m. As características morfológicas das arribas costeiras, bem como as questões logísticas levaram a definir seis troços distintos para o estudo, que decorreu durante 12 meses. Procedeu-se à caracterização da erosão costeira de arribas e das situações de instabilidade a partir da definição de parâmetros ou fatores relacionados. Estabeleceu-se a classificação da erosão costeira para diferentes locais de observação e definiram-se recomendações, medidas e políticas relacionadas com a prevenção e mitigação da erosão costeira e das situações de instabilidade.

A presente dissertação é constituída por seis capítulos, no primeiro efetua-se uma introdução e definem-se os objetivos. No segundo capítulo descreve-se o enquadramento geográfico e geológico da Província de Benguela e das áreas estudadas. No terceiro capítulo procede-se ao desenvolvimento de conceitos sobre a erosão costeira e as instabilidades de taludes/vertentes. No quarto capítulo é exposta a metodologia utilizada. No quinto capítulo procede-se à aplicação da metodologia relativamente ao estudo da erosão costeira e das situações de instabilidade das arribas das áreas estudadas. No sexto capítulo são apresentadas as conclusões e indicadas as recomendações e medidas relativamente à erosão costeira e à instabilidade das arribas.

**Palavras-chaves:** Erosão costeira, Instabilidade, Queda de blocos, Margas, Benguela

# Abstract

This work was carried out on S.<sup>to</sup> António-Farol de Sombreiro/Caota (Benguela) coastal areas, along an extension of approximately 5000 m. Six different study sections were defined taking into consideration the morphological features of the coastal cliffs. A 12 months study was carried out. The coastal erosion and slope movements parameters were characterized. A coastal erosion classification was established. The main slope movements were identified. Slope and coastal erosion prevention and mitigation, as well as recommendations were defined.

This study is divided into six chapters. The first chapter deals with the introduction and the definition of objectives. The second chapter is related with the geography and geology of the Benguela Province and the studied area. The third chapter describes the coastal erosion and slope stability. The fourth chapter describes the methodology used. The fifth chapter carries out the proposed methodology and the coastal erosion and slope movements are defined. In the sixth chapter some conclusions, coastal erosion recommendations and mitigation as well as slope prevention and stabilization measures are defined.

**Keywords:** Coastal erosion, Slope stability, Rock falls, Marls, Benguela

# ÍNDICE

Pensamento.....	I
Dedicatória.....	II
Agradecimentos.....	III
Resumo.....	IV
Abstract.....	V
Índice..	VI
<b>1 – Introdução</b> .....	<b>1</b>
1.1 – Considerações gerais .....	1
1.2 – Objetivos.....	2
1.3 – Métodos.....	3
1.4 – Relevância do estudo.....	4
1.5 – Estrutura do Trabalho .....	4
<b>2 – Caracterização geográfica e geológica da área em estudo</b> .....	<b>5</b>
2.1 – Enquadramento Geográfico .....	5
2.2 – Elementos do Clima .....	9
2.2.1 – Zonas climáticas.....	10
2.2.2 – Precipitações e temperaturas .....	11
2.3 – Caraterização das atividades sociais e económicas locais .....	14
2.4 – Geomorfologia.....	15
2.5 – Geologia .....	18
2.5.1 – Enquadramento geológico e tectónico .....	19
2.5.2 – Geologia regional e da área em estudo (Cretácico a Miocénico) ....	20
2.5.3 – Depósitos de cobertura (Plistocénico e Holocénico) .....	25
2.5.4 – Enquadramento estrutural .....	26
<b>3 – Considerações sobre erosão costeira e as instabilidades de vertentes/taludes</b> .....	<b>28</b>
3.1 – Considerações sobre erosão costeira .....	28
3.2 – Instabilidades de vertentes/taludes .....	32



<b>4 – Metodologia de análise</b> .....	39
<b>5 – Estudo da erosão costeira e das situações de instabilidade</b> .....	45
5.1 – Descrição de arribas costeiras entre a Praia de S. <sup>to</sup> António e Farol do Sombreiro/Caota.....	45
5.1.1 – Troço I .....	45
5.1.2 – Troço II .....	48
5.1.3 – Troço III .....	51
5.1.4 – Troço IV .....	53
5.1.5 – Troço V .....	54
5.1.6 – Troço VI .....	55
5.2 – Avaliação da erosão costeira, entre a Praia de S. <sup>to</sup> António e Farol do Sombreiro/Caota .....	56
5.2.1 – Litologia .....	57
5.2.2 – Espaçamento das discontinuidades .....	58
5.2.3 – Espessura das camadas .....	59
5.2.4 – Atitude das camadas .....	60
5.2.5 – Proteção do sopé .....	61
5.2.6 – Alturas das arribas.....	61
5.2.7 – Intensidade das ações marinhas .....	62
5.2.8 – Suscetibilidade erosiva das arribas costeira.....	63
5.3 – Factores determinantes das instabilidades das arribas costeiras de S. <sup>to</sup> António e Farol do Sombreiro/Caota .....	65
<b>6 – Conclusões e recomendações</b> .....	70
<b>7 – Referências bibliográficas</b> .....	73

# 1- INTRODUÇÃO

## 1.1 - Considerações gerais

A orla sedimentar costeira de Angola estende-se por cerca de 1450 km ao longo da faixa litoral compreendida entre a Foz do rio Zaire e a Baía dos Tigres, excluindo cerca de 50 km entre o cabo da S. Maria e a Baía das Luciras. A esta extensa zona emersa da margem continental, ainda há que acrescer cerca de 90 km no enclave de Cabinda. Deste modo, a área total da faixa sedimentar correspondente é de aproximadamente 54 000 km<sup>2</sup> (Neto, 1970) e é na sua confrontação com o litoral que se concentram algumas das maiores cidades e uma fração significativa da população angolana. Este cenário de concentração e expansão demográficas, assim como de infraestruturas de diversa ordem, associadas aos centros urbanos e desenvolvimento industrial, justificam uma preocupação crescente por questões relativas ao ordenamento do território e aos riscos inerentes a fenómenos naturais e à acção antrópica. Destacam-se, entre estas questões, os problemas decorrentes da erosão costeira que afetam, presentemente, áreas significativas do litoral de Angola e são particularmente pertinentes em áreas urbanas da fachada atlântica, assim como na sua periferia, dada a sua aptência para investimentos futuros por parte de agentes económicos.

De acordo com o Decreto-Lei nº 5/98 de 19 de Julho de 1998, a erosão corresponde ao desprendimento da superfície do solo pela acção natural dos ventos ou das águas, que muitas vezes é intensificado por práticas humanas de retirada de vegetação. A erosão é um processo que corresponde à desagregação, transporte e deposição do solo, subsolo e material rochoso em decomposição pelas águas, ventos ou glaciares.

A erosão costeira corresponde a um fenómeno global que se verifica principalmente nas margens oceânicas e também lacustres. De acordo com Decreto-Lei nº 4/01 de 2 de Fevereiro de 2001: “considera-se que a costa angolana pela sua fragilidade está sempre submetida a processos contínuos de erosão e deve ser protegida da má planificação e de acção muitas vezes destruidora do homem”.

A administração/gestão das zonas costeiras necessita do conhecimento dos processos actuantes, da sua evolução e dinâmica, devendo ter-se em atenção as limitações impostas pelas modificações na configuração da linha da costa, bem como avaliar a sua susceptibilidade à erosão.

Do ponto de vista morfológico a linha costeira angolana é caracterizada pela presença de costas altas e rochosas (arribas), alternadas por costas baixas e arenosas (Sabino, 2007), estas últimas mais comuns junto às embocaduras dos principais rios e em locais onde a configuração da costa propicia a acumulação de areias de deriva litoral. Com exemplo, na região de Benguela são bem conhecidas as planuras arenosas ligadas à Baía Farta e aos rios Coporolo e Catumbela, relacionadas com a descarga fluvial e a acumulação de areias provenientes do deserto do Namibe.

Os relevos de inclinações acentuadas na faixa costeira, por estarem em contacto com a acção do mar, da sua ondulação, marés e correntes, são designados como arribas vivas. Encontram-se frequentemente em zonas de promontório, de maior energia e, por isso, sujeitas sobretudo a processos de erosão e de transporte de materiais arenosos. As arribas possuem um grau acentuado de susceptibilidade à erosão e a movimentos que compreendem, entre outros, os desmoronamentos e os deslizamentos, influenciados pela energia das ondas, e em combinação com outros factores naturais e antrópicos.

A erosão de arribas rochosas na costa angolana tem sido pouco estudada até ao momento presente, sendo imperioso o seu conhecimento, quanto à forma, processos de evolução e de instabilidade. De acordo com o Decreto-Lei nº 4/01 de 2 de Fevereiro de 2001, o litoral angolano e a orla costeira correspondem a recursos naturais que se caracterizam por elevada sensibilidade ambiental e grande diversidade de usos, constituindo simultaneamente suporte de actividades económicas, em particular o turismo e actividades relacionadas com o recreio e lazer.

A zona costeira seleccionada para o estudo é de evolução socioeconómica importante, daí a sua escolha para um estudo de susceptibilidade erosiva e caracterização das situações de instabilidades existentes.

## **1.2 - Objetivos**

Neste trabalho que incide sobre o estudo da erosão costeira de arribas rochosas nas áreas de S.º António e da Caota, conhecidas zonas de turismo e lazer

localizadas nas proximidades da cidade de Benguela, pretendem-se alcançar os seguintes objectivos:

Objectivo geral:

- Avaliar a erosão costeira e a instabilidade de arribas rochosas de S.º António e da Caota.

Objectivos específicos:

- Classificar a suscetibilidade à erosão costeira de arribas rochosas (baixa, média e elevada), através de uma adaptação da metodologia estabelecida por Marques & Romariz (1989).
- Descrever a instabilidade das arribas costeiras da área e propor algumas medidas de prevenção e mitigação.

Questões científicas:

- Quais as principais causas da erosão costeira e das instabilidades?
- Quais as principais consequências da erosão costeira e das instabilidades?
- Qual a suscetibilidade das áreas estudadas à erosão costeira?
- Que implicações se verificam no ordenamento do território tendo em atenção a erosão costeira e os problemas de instabilidade, na delimitação de áreas de vários tipos de ocupação de acordo com a suscetibilidade à erosão costeira.

### **1.3 - Métodos**

Análise bibliográfica: nesta análise, procedeu-se à recolha de documentos necessários através da consulta apurada de diferentes fontes documentais (referências bibliográficas) e de informações válidas de modo a aprofundar e validar o tema desenvolvido na presente investigação.

Levantamento de campo: constituiu o elemento básico da investigação científica que se realizou e permitiu a coleta de dados (geomorfológicos, geológicos, estruturais) nas várias visitas efetuadas.

Tratamento e interpretação de dados: decorreu da análise e sistematização dos dados de campo, com vista à construção de um modelo válido para a área em estudo.

Foi realizado, em parte, no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

#### **1.4 - Relevância do estudo**

O estudo relativo à erosão costeira e situações de instabilidade das arribas rochosas que se localizam ao longo da costa desde S.<sup>o</sup> António à Caota (Benguela) é de grande relevância do ponto de vista sócio-económico e do ordenamento do território da Província de Benguela. As suas inferições são suscetíveis de virem a ser utilizadas pelos organismos competentes, com vista ao correto ordenamento desta área conhecida pela sua apetência para atividades turísticas.

#### **1.5 - Estrutura do trabalho**

A presente tese está organizada em seis capítulos, em que cada um deles foi formulado com base em fundamentos teóricos e práticos (estudo de campo e interpretação) específicos para a área de investigação e espaço geográfico em análise.

Desta forma, no presente capítulo efetuou-se a introdução, traçaram-se os objetivos do trabalho e abordaram-se os métodos utilizados e a importância do estudo; no capítulo 2 procedeu-se à caracterização das envolventes física e geológica da área em estudo; no capítulo 3 desenvolveram-se considerações sobre as instabilidades de vertentes/taludes e relacionadas com a erosão costeira; no capítulo 4 descreveu-se a metodologia de análise; no capítulo 5 procedeu-se ao estudo da erosão costeira e das situações de instabilidade; e no capítulo 6 apresentaram-se as conclusões, assim como sugestões quanto a medidas a implementar no futuro, com vista ao correto ordenamento da área.

## **2 - Caracterização geográfica e geológica da área em estudo**

São factos de consenso generalizado que o espaço geográfico e a evolução morfológica das suas formas do relevo, do encaixe da rede de drenagem e dos caudais fluviais, dos solos e do coberto vegetal a eles associado, interagem na dependência do clima, da geotectónica e da natureza litológica dos corpos aflorantes (Montgomery, 2006; Rebelo, 1991, 2001), constituindo uma envolvente milenar que condiciona o povoamento do território. Em Angola e, em particular, na região de Benguela, são muitos e variados os exemplos desta relação complexa, observáveis em contextos atuais de forte antropização (Huvi, 2010; Derna, 2011) e, como tal, pertinentes ao âmbito do presente estudo, mas também em numerosos exemplos que recuam à Pré-História Antiga e Recente (Ervedosa, 1967, 1980; Gutierrez & Pais-Pinto, 1997; Gutierrez *et al.*, 2001), revelando a fragilidade do meio e dos seus ecossistemas naturais, assim como a prevelência de fenómenos climáticos exocíclicos de médio a longo termo, particularmente expressivos durante o Quaternário. Importa, por conseguinte, proceder ao enquadramento geográfico e geológico da área em estudo, no sentido de caracterizar estas envolventes e procurar relacioná-las com os resultados obtidos na sequência dos levantamentos de campo e do consequente tratamento de dados.

### **2.1 - Enquadramento Geográfico**

A Província de Benguela, situa-se no centro litoral de Angola, estando limitada, aproximadamente, pelos paralelos 12° 10' e 13° 45' de latitude Sul e pelos meridianos 12° 30' e 15° 30' de longitude Este, ao que corresponde uma área com cerca de 39 826 km<sup>2</sup>.

Do ponto de vista administrativo e de poder local, a mesma província comporta atualmente dez municípios (Benguela, Catumbela, Lobito, Baía Farta, Ganda, Cubal, Caimbambo, Chongoroi, Balombo, e Bocoio) e é delimitada pelas seguintes outras províncias: a Norte por Kwanza Sul, a Leste por Huambo, a Sul e Sudeste, respectivamente, pelas províncias da Huíla e do Namibe, e a Oeste pelo Oceano Atlântico (Fig. 2.1).

O grande burgo de Benguela constitui a sede de província e de município com o mesmo nome, a província comporta uma população avaliada em 2 110 000 habitantes. A maior parte da população da cidade de Benguela reside nos enormes subúrbios ainda carentes de infraestruturas básicas e de um ordenamento urbanístico que venha a mitigar, num futuro próximo, os efeitos da deslocalização de populações do interior, em virtude da instabilidade que o país atravessou.



Figura 2.1- Mapa da Província de Benguela.

O espaço urbano confronta com uma extensa baía bordejada por praias arenosas e por acumulações de areias holocénicas transportadas pela deriva litoral do Namibe. As extensas avenidas da época colonial e a característica malha retangular urbana, hoje em curso de recuperação, desembocam na praça maior, principal ponto de encontro e verdadeiro centro cultural da cidade. Seguem-se vastas áreas de colinas com relevo pouco acidentado e flancos suaves, desenvolvidas sobre unidades arenosas, margosas ou margo-calcárias do enchimento meso-cenozóico da Bacia de Benguela (Galvão & Silva, 1972), ocupadas pelo característico casario de adobe. A rede de drenagem não é aqui encaixada, como se verifica no Lobito - Catumbela, em que as linhas de água se desenvolvem ao longo de dambas com as características vertentes sub-verticais. Pelo contrário, os principais cursos de água de fraco caudal que atravessam a cidade (Cavaco, Curinge, Calobutão, Bela Vista – Baixa, Uche e

Moromolo) correm em vales largos e abertos, em parte já canalizados como prevenção contra os fenómenos de cheia repentina que assolam com alguma frequência a região litoral, durante a época das chuvas.

Quanto às áreas de estudo, estas localizam-se a partir do extremo sul da baía de Benguela, comportando parte da faixa litoral situada entre a Praia de Santo António e a Caota, com acesso a partir da estrada de ligação ao município da Baía Farta. As áreas de estudo foram divididas da seguinte forma, a primeira desde a Praia de Sto. António até às proximidade da Ponta do Sombreiro é composta por 5 troços (Troços 1 a 5), enquanto a segunda área na zona da Caota e Ponta da Caruíta é constituída somente por 1 troço (Troço 6) (Figs. 2.2 e 2.3). O elemento morfológico aqui dominante, não só na paisagem local, como na de toda a cidade, verdadeiro ex-libris de Benguela, é a Serra do Sombreiro, assim designada pelo modo com que os processos de erosão diferencial moldaram um conjunto de estratos tabulares gresocalcários de idade miocénica, bastante compactos e fracamente inclinados para Noroeste, que se sobrepõe a uma sucessão margosa e e margo-arenosa, bastante mais friável e profundamente desgastada pela erosão (Fig. 2.4). Nesta última, as figuras de ravinamento atingem uma profundidade e complexidade consideráveis, correspondendo ao encaixe de diversas linhas de água organizadas segundo um padrão de drenagem dendrítico.

Nos troços compreendidos entre a Praia de Santo António e o farol do Sombreiro, as linhas de água hierarquizam-se em pequenas redes de drenagem orientadas para Nordeste, incluindo pequenos ribeiros secos. Estas interceptam a arriba em diversos pontos, particularmente propensos a movimentos de massa durante períodos de maior pluviosidade.

Entre o morro do Sombreiro e a Caotinha as arribas estão expostas a Norte, numa posição aparentemente mais sujeita à dinâmica litoral, durante as calemas. Os ravinamentos são aqui menos pronunciados, em virtude da unidade superior, mais compacta, constituir uma camada de resistência, sobre a qual subsistem restos de uma superfície de abrasão com os consequentes retalhos de depósito de praia levantada



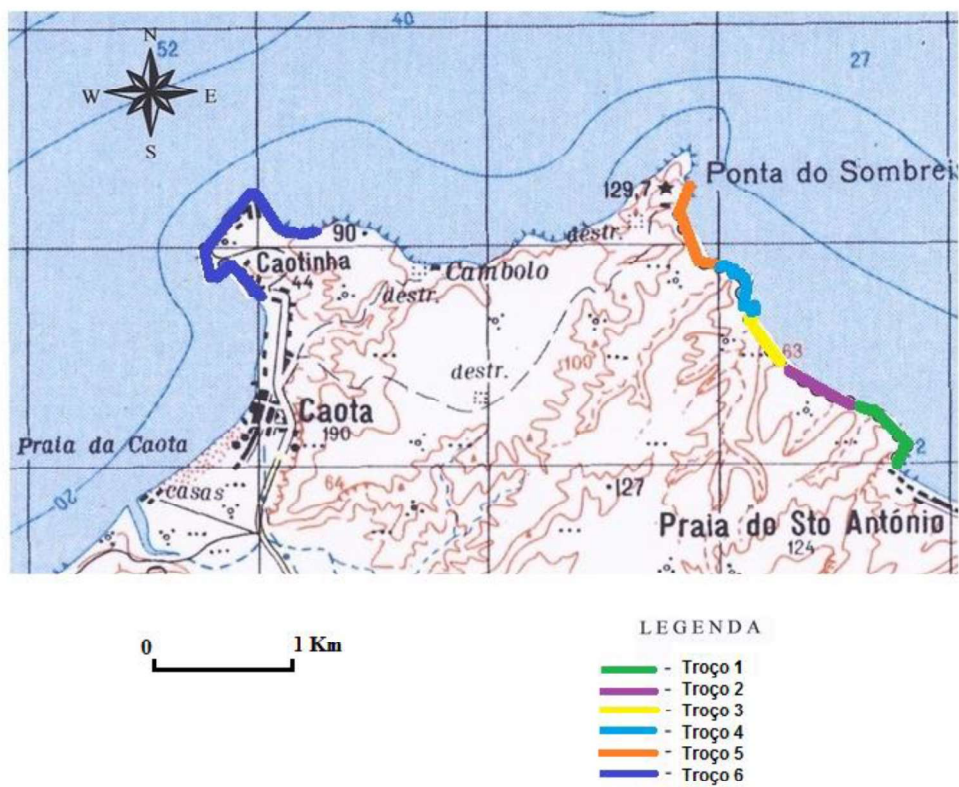


Figura 2.2 - Áreas de estudo e respetivos troços.



Figura 2.3 - Panorâmica das áreas em estudo (retirado de Google Earth (2013)).

A mesma unidade, sempre com litologias mais compactas e afetada por calcretizações, volta a estar presente na Caota e na ponta da Caruíta, originando arribas mais verticalizadas e afetadas por tombamentos. Por fim, na Baía da Caota, a povoação cresceu por cima de uma extensa acumulação de areias holocénicas, limitada a sul pela planura aluvial seca do rio Huche Grande e selando um troço de paleoarriba talhada nas formações miocénicas.



Figura 2.4. - Panorâmica das unidades margosas e greso-calcárias do Miocénico da Serra do Sombreiro. Note-se o ravinamento do corpo inferior, mais friável. No topo, este termina numa barra mais compacta, formando uma cornija de tom amarelado, sobre a qual assentam em discordância os estratos greso-calcários.

## 2.2 - Elementos do Clima

De acordo com Knapic (1981) o clima corresponde ao conjunto de condições atmosféricas (temperatura, humidade, precipitação) num determinado espaço e período temporal. A acção do clima desempenha um papel importante na evolução e comportamento dos solos numa determinada região.

## 2.2.1 - Zonas climáticas

Angola enquadra-se na denominada zona climática tropical, porém no seu território verifica-se a presença de microclimas devido a alguns factores, estes fazem com que os elementos climáticos se manifestem de maneira diferente no litoral ou no interior do país (Fig. 2.5).

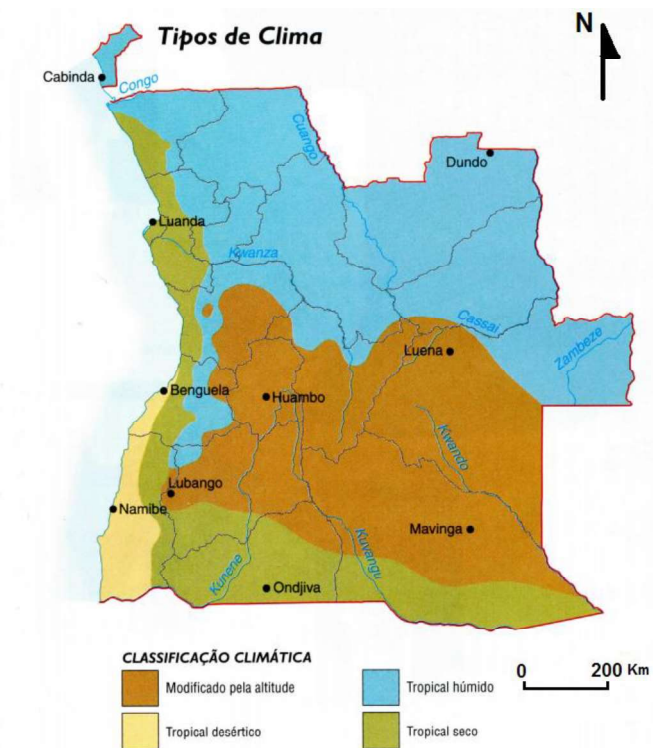


Figura 2.5 – Tipos de climas em Angola, adaptado de INIDE (2008).

De acordo com o *IICT* (1981) que utiliza as classificações climáticas segundo Köppen e Thornthwaite, a Província de Benguela tem três tipos de zonas climáticas: tipo BW (árido), CW (temperado/mesotermal de inverno seco) e AW (tropical com inverno seco). A classificação de Thornthwaite define os climas secos e os húmidos de acordo com as necessidades hídricas das plantas, na parte oeste da Província localizam-se os climas secos: zona de clima sub-húmido seco mesotérmico (C1B4), semiárido megatérmico (DA'), clima árido megatérmico (EA'), na parte leste desenvolvem-se os climas húmidos: clima sub-húmido chuvoso mesotérmico (C2B4), clima húmido mesotérmico (B1B2-4), clima húmido mesotérmico (B1B'4 e B3B'4),

clima húmido mesotérmico (B4 B'3-4), por último reaparece o clima do tipo C2, estas diferentes classificações estão relacionadas com a utilização do índice hídrico de Thornthwaite na Província de Benguela (Fig. 2.6).

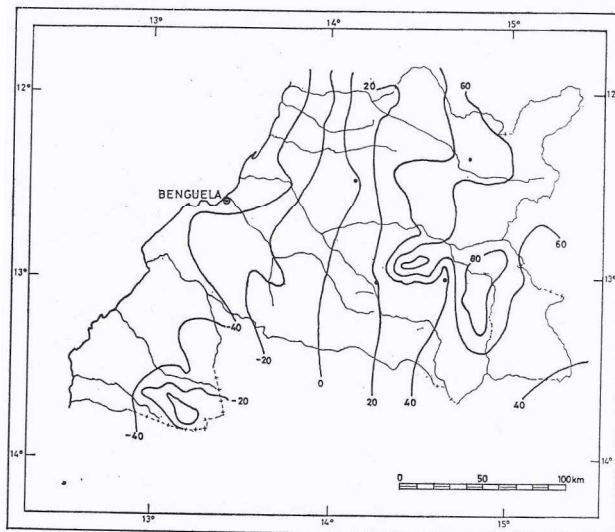


Figura 2.6 - Índice hídrico de Thornthwaite aplicado na Província de Benguela, retirado de IICT (1981).

### 2.2.1 - Precipitações e temperaturas

Os valores médios anuais da quantidade de precipitação na Província de Benguela variam entre 150 mm e 1450 mm (IICT, 1981), verificando-se o aumento dos valores da faixa costeira para o interior e acompanhando, deste modo o incremento da altitude. Os valores médios da precipitação anual rondam os 300 mm na área de Benguela. As linhas de igual valor do coeficiente de variabilidade correspondentes aos 75% e 60% seguem aproximadamente as isoietas anuais de 400mm e 800mm. A estação das chuvas tem duração variável consoante a região considerada, na área de Benguela esse período de maior precipitação ocorre entre os meses de Novembro a Abril, como pode ser confirmado na Fig. 2.7.

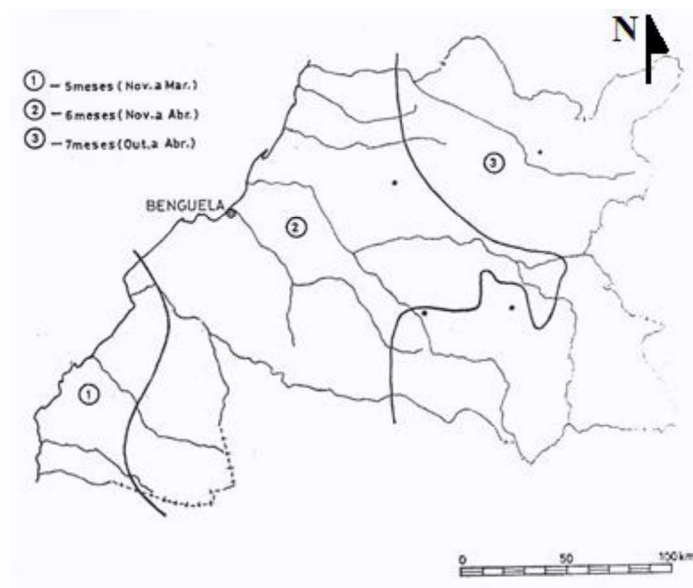


Figura 2.7 - Duração da estação das chuvas na Província de Benguela (IICT, 1981).

De acordo com os valores disponibilizados pelo INAMET (2013) entre 1961 e 1990, e também entre 2000 a 2012 (Quadro 2.1 e Fig. 2.8) confirma-se que o clima na área de Benguela é definido como tropical seco. Segundo o IICT (1981), os valores médios anuais da temperatura do ar variam entre 20°C e cerca de 25°C, enquanto os dados do Quadro 2.1 e da Fig. 2.7, referentes aos mesmo valores médios estão compreendidos entre 24,4°C e 25,8°C; a precipitação total anual situa-se entre 102,2 mm a 916,8 mm e a humidade relativa média anual varia entre 64% a 71%. O vento é geralmente calmo das 06h00 até às 09h00, a partir desta última hora e até às 18h00 o vento tem uma intensidade variável entre Oeste e Norte, predominando o sentido noroeste com uma velocidade média de 17 a 19 km/hora respectivamente.

Quadro 2.1 – Dados climatológicos 2000/2012 de Benguela (INAMET - Benguela, 2013).

Ano	Temperatura Média Anual do ar (°C)	Precipitação Total Anual (mm)	Humidade Relativa Média Anual (%)
2000	24,8	163,8	71
2001	24,6	916,8	72
2002	24,7	510,8	70
2003	25,2	208,9	70
2004	24,4	115,5	71
2005	24,9	265,0	71
2006	24,9	216,1	64
2007	25,3	216,6	69
2008	24,9	268,3	70
2009	24,8	110,8	69
2010	24,9	183,6	71
2011	24,7	165,0	69
2012	25,8	102,2	70

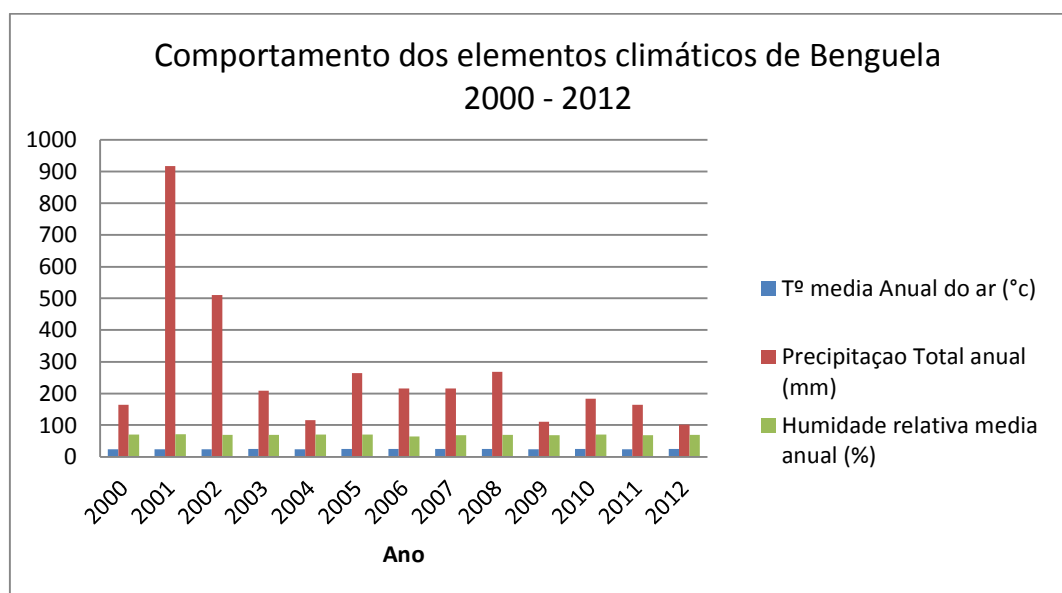


Figura 2.8 – Gráfico termo-pluviométrico de Benguela, baseado nos dados da INAMET (2013).

### **2.3 - Caracterização das atividades sociais e económicas locais**

A província de Benguela é uma região que possui uma localização geográfica estratégica, pois está situada na parte central da faixa costeira de Angola; tendo em conta este facto possui um potencial socioeconómico em várias vertentes como a agricultura, a indústria (pesqueira, transportadora, hoteleira e turística) e outros. Benguela é, também, considerada como detentora do segundo parque industrial do país, em termos das atividades presentes e sua importância económica.

O setor das pescas é considerado como o segundo maior do país em termos de volumes de produção, sendo próximo do de Luanda, e ocupando a posição que disputava anteriormente com a província do Namibe, na distribuição de pescado e derivados.

Benguela apresenta uma multiplicidade de transportes, desde os ferroviários aos transportes rodoviários e marítimos. O movimento ferroviário, de forte tradição e de implementação local e regional tem sido um fator de desenvolvimento local e mesmo nacional, englobando o movimento de uma quantidade considerável de passageiros e de grandes volumes de transporte de mercadorias, embora ainda decorram trabalhos de reabilitação das linhas ferroviárias e das instalações oficiais e administrativas para a efetiva interligação da região.

O Porto do Lobito é um dos maiores da África Austral e possui equipamentos modernos e bons acessos a vias de comunicação, designadamente o caminho de ferro, este último quando funcionar em plenitude irá adquirir uma maior abrangência nacional e inter-regional.

Benguela apresenta uma grande potencialidade para as atividades turísticas, tendo em atenção o clima, fauna, flora, as praias que apresentam areais invejáveis, as águas límpidas e pequenas baías recortadas ao longo dos seus 200 km de linha costeira. As diferentes praias como a de Baía Azul, Caotinha, Kuio, Equimina, Restinga do Lobito e Praia Morena, constituem ícones paisagísticos, consituindo atrações para a população local e para turistas.

É de salientar também a existência de atrações naturais localizadas no interior da Província como o Parque Natural Regional de Chimalavera, que se situa a 40 km da cidade de Benguela, e a Reserva Parcial do Búfalo, nos municípios de Caimbambo e do Chongoroi. Entre as atrações naturais destaca-se o célebre Morro do Sombreiro

que foi, ao longo de séculos, um importante ponto de referência da navegação marítima. Na parte superior deste morro disfruta-se uma visão muito interessante da zona costeira e na sua base, as condições para a prática de pesca desportiva são excelentes.

As atividades turísticas implicam, acima de tudo, a existência de locais de hospedagem e de alimentação no local de destino (Bandeira, 2011). O setor dos serviços de hotelaria, restauração e similares, em Benguela, experimentou nos últimos anos um crescimento considerável, em particular com a realização, em 2010, do Campeonato Africano das Nações - CAN 2010. Numa estimativa de DPCHT/Benguela (2010) a cidade de Benguela possui 15 hotéis, 2 pousadas, 16 hospedarias, 1 complexo turístico e 1 parque de campismo. Os estabelecimentos de restauração e similares são em número de 207 e incluem: restaurantes, bares, cervejarias / snack-bar, geladarias, pastelarias, lanchonetas e outros.

Na área de estudo existem atividades turísticas, embora elas não abranjam a totalidade da extensão da linha litoral, as principais são o turismo balnear, a pesca desportiva, a recreação de barcos e de motos de água, é de notar a ausência de bares, restaurantes e de infra-estruturas de apoio. É igualmente de realçar uma tendência crescente de ocupação de espaços para futuras estruturas habitacionais e de serviços terciários.

## **2.4 - Geomorfologia**

A geomorfologia angolana descrita, entre outros, por Mouta (1954), Neto (1960), Feio (1964) e Marques (1966), denota um trabalho aturado e complexo, não só pelo esmiuçamento das várias formas do relevo angolano mas também pela reduzida documentação existente na época. Para Marques (1966) Angola é constituída por seis unidades: Faixa Litoral, Zona de Transição (ou Área Intermédia), Cadeia Marginal de Montanhas, Planalto Antigo, Bacia do Congo, Bacia do Zambeze e do Cubango (Fig. 2.9).

A Faixa Litoral apresenta sedimentos do Cretácico, Terciário e do Quarternário. Apresenta uma largura variável, não ultrapassando os 200 km na bacia do Cuanza.

Na Zona de Transição que Diniz (2006) designou como de subplanáltica, destaca-se a planície inferior, que corresponde à superfície II de Jessen, e cujo limite a ocidente é o da crista da importante escarpa que do Amboim Seles se prolonga para sudoeste e de orientação aproximadamente paralela à costa marítima. Na superfície



inferior o relevo é mais enrugado, com maior disseminação de "inselbergs" e linhas de água com leitos bem definidos.

A peneplanície superior corresponde à superfície III de Jessen, a qual dentro da zona considerada, se inicia à cota do rebordo do talude divisório de ambas as peneplanícies e se prolonga para o interior leste, até encontrar os contrafortes de grande barreira montanhosa que Jessen denominou como Montanha Marginal. Na superfície superior, são relativamente raras as formas residuais de relevo que emergem da aplanação e montanha marginal.

A Cadeia Marginal de Montanhas é caracterizada por um relevo muito acidentado estando presentes maciços montanhosos que vulgarmente ultrapassam os 2000 m de altitude (IICT, 1981), verificando-se altitudes médias que chegam a alcançar os 2600 metros, esta unidade é constituída por rochas do Maciço Antigo (Marques, 1966). A passagem do planalto Antigo para a Zona de transição faz-se por encostas abruptas com desníveis de mais de 600 metros. O degrau do flanco ocidental é muito mais abrupto, contínuo e acentuado do que o da encosta oriental.

O Planalto Antigo é fortemente aplanado, apresenta altitudes entre 1200 m e 1850 m e é constituído por rochas do Maciço Antigo. No Centro sul há vastos depósitos sedimentares possivelmente de origem eólica, cujos mais importantes se situam entre as cotas de 1700m e 1800m.

O Bordo da Bacia Congolesa, em Angola é constituído por rochas do Maciço Antigo (nas depressões) e por rochas do sistema do Karro, do Andar de Calonda ou da série do Cuango e por rochas de formações de cobertura. O principal aspecto geomorfológico é a direcção sul-norte da rede hidrográfica, o que está em concordância com a inclinação do relevo. Os principais falhamentos têm as direcções NNW-SSE e ENE-WSW (Marques, 1966).

A Bacia do Zambeze e Cubango corresponde a uma superfície cujas linhas de água têm uma orientação de acordo com a inclinação do relevo da região (SE-E). O Maciço montanhoso do Alto Zambeze tem um limite abrupto na parte Oeste e uma inclinação suave em direcção a SE. A Bacia do rio Cubango enquadra-se numa região arenosa cujos vales são bastantes largos, por vezes pantanosos e as suas vertentes têm inclinações razoavelmente acentuadas, mas de rejuvenescimento insignificante.

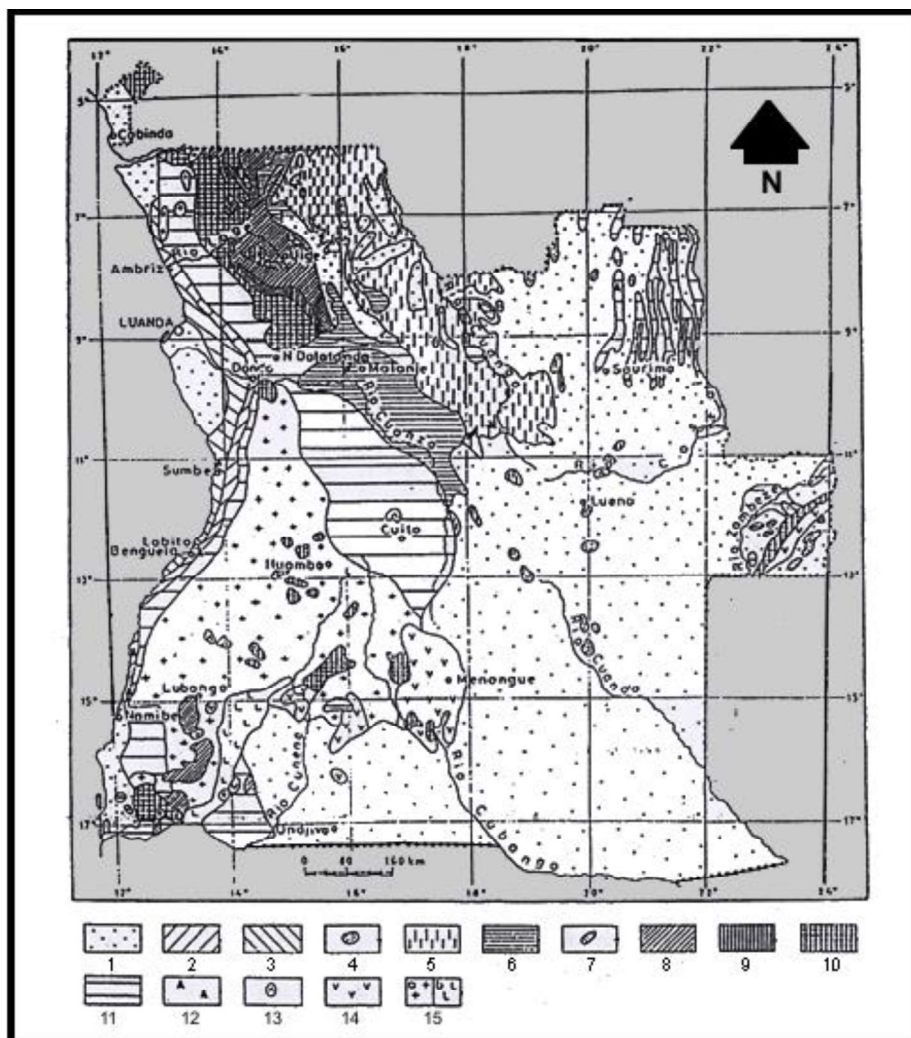


Figura 2.9 - Esboço geológico de Angola, à escala 1:2000.000 (adaptado de Mouta, 1954). 1 - Cenozóico; 2 - Cretácico continental; 3 - Cretácico marinho; 4 - Jurássico e Cretácico (sistema do Kalahari); 5 - Carbónico-Triásico (sistema do Karro); 6-9 - Precâmbrico-Devónico (Sistema do Bembe): 6 - Câmbrico-Devónico: série Xisto-Gresosa (Congo Ocidental) e série do Kundelungo (Alto Zambeze); 7 - Câmbrico e Silúrico (Grande Conglomerado e série de Mwashya); 8 - Câmbrico ou Precâmbrico (Série xisto-Calcária); 9 - Câmbrico ou Precâmbrico (tilitos); 10 - Precâmbrico Superior e Médio indiferenciados (Sistema do Oendolongo); 11 - Precâmbrico (Complexo de Base); 12-15 - Rochas magmáticas: 12 - Cretácicas e pós-cretácicas; 13 - Pós-Pérmicas; 14 - Ante-Pérmicas; 15 - Precâmblicas e ácidas (a) e básicas (b) não datadas.

## 2.5 - Geologia

A província de Benguela, apresenta um relevo variado por causa da longa exposição a diversificados processos erosivos ou de acumulação e também devido à variedade de rochas (ígneas, metamórficas e sedimentares) e às diferentes resistências à meteorização e erosão.

As duas áreas de estudo circuncrevem-se na orla costeira dos municípios de Benguela e da Baía Farta, no primeiro situa-se a sede da Província de Benguela. A praia do S.<sup>to</sup> António, junto à pescaria Ribeiro & Irmão, até à Fortaleza São Filipe, corresponde à primeira área e apresenta uma extensão de aproximadamente 3750 metros (Fig. 2.2). A praia do S.<sup>to</sup> António fica a 13.6 km a sudoeste da vila do Curinge que se localiza na cidade de Benguela, esta última apresenta como coordenadas geográficas: latitude de S 12° 36, 382'; longitude de E 13° 19,061'.

O perfil longilitoral da primeira área é, de modo geral, acidentado, em particular nas proximidades da fortaleza S. Filipe em que ocorrem arribas muito escarpadas, as quais atingem por vezes mais de 90 m de altura, é de assinalar que no farol do Sombreiro o valor da altitude é igual a 129,66 m.

Na primeira área identificou-se a presença de cinco linhas de águas principais, estas apresentam-se intermitentes, a sua localização é entre colinas ravinadas com sulcos de erosão bastante acentuado, a ausência de linhas de águas permanente dificulta a formação de praia na zona.

As arribas apresentam-se constituídas por diferentes níveis estratigráficos e litológicos, destaca-se a presença de formações carbonatadas de colorações diferentes e numerosos pontos de instabilidades. Genericamente em toda a sua extensão, as arribas apresentam venulas preenchidas de gesso com disposição sigmoidal ou quadriculada, introduzindo deste modo planos de fraqueza que estão relacionados com situações de instabilidade. A vegetação apresenta-se escassa, o que está relacionado com as fracas precipitações na região.

A Praia da Caota ou a “Ponta da Caruita” de acordo com a designação de Antunes (1964), corresponde à segunda área de estudo, numa extensão longilitoral aproximadamente de 900 metros (Fig. 2.2), e que se apresenta delimitada entre as coordenadas geográficas S12°35,510'; E13°15, 972' e S 12°35,280'; E13°15,729' e situa-se aproximadamente a 15 km a sudoeste da cidade de Benguela, esta segunda área de estudo tem cerca de 5320 habitantes.

Desde a ponta da Caruita até ao limite noroeste desta área, denota-se a presença de arribas entre 2 a 8 m de altura, em que aparecem, por vezes, intercalados com níveis de calcários, níveis areníticos e argilosos esbranquiçados compactos.

### **2.5.1 - Enquadramento geológico e tectónico**

Os estudos cartográficos de síntese sobre a geologia de Angola, remontam à primeira metade do século XIX e derivam de um interesse crescente pela diversidade e riquezas geológicas do território, já reconhecidas, por exemplo por Anchieta (1886), naquele que é o primeiro trabalho desta natureza impresso em Benguela. Mais tarde, na sequência dos levantamentos de campo efetuados pela missão Geológica de Angola (Brandão, 2008), e de estudos efetuados sob a égide dos Serviços Geológicos e das Universidades de Coimbra e Lisboa (Brandão, 2010; Callapez *et al.*, 2008; 2011) é impressa e apresentada internacionalmente a Carta Geológica de Angola (Mouta & O'Donell, 1933), acompanhada de uma notícia explicativa bastante detalhada. Desta forma, no mapa geológico de Angola de Mouta (1954), revisão mais elaborada do anterior, apresentam-se três grandes unidades morfo-estruturais distintas (Fig. 2.8), designadas, respetivamente, por Maciço antigo, Formações de Cobertura e Orla Litoral. Nestes grandes conjuntos distinguem-se, por sua vez, várias unidades geológicas subordinadas, como pode ser confirmado na Fig. 2.8. Estas mesmas unidades, se bem que com nomenclatura mais atualizada, também se encontram representadas na Carta Geológica do Lobito à escala 1:100.000 (Galvão & Silva, 1972) e na Folha nº 3 na Carta Geológica de Angola à escala 1: 1.000.000 (Carvalho, 1980).

O Maciço Antigo, de acordo com o IICT (1981), corresponde a uma unidade com formações geológicas ante-câmbricas: complexo de base, formações sedimentares do sistema do Oendolongo, rochas eruptivas do mesmo período com estruturas subvulcânicas de idade mesozóica.

Por sua vez, as formações de cobertura do interior de Angola são formadas por materiais sedimentares bastante mais recentes, os quais têm idades variadas, mas remontam quase sempre a uma idade cenozóica.

Quanto à Orla litoral, esta engloba as formações marinhas e respetivas intercalações continentais que constituem o enchimento das bacias sedimentares de Cabinda, Kwanza e Namibe (Diniz, 1998) (Fig. 2.10), ligadas aos eventos

geotectónicos de segmentação do Gondwana e de abertura do Atlântico Sul que tiveram lugar a partir do Cretácico Inferior (Guiraud et al., 2010).

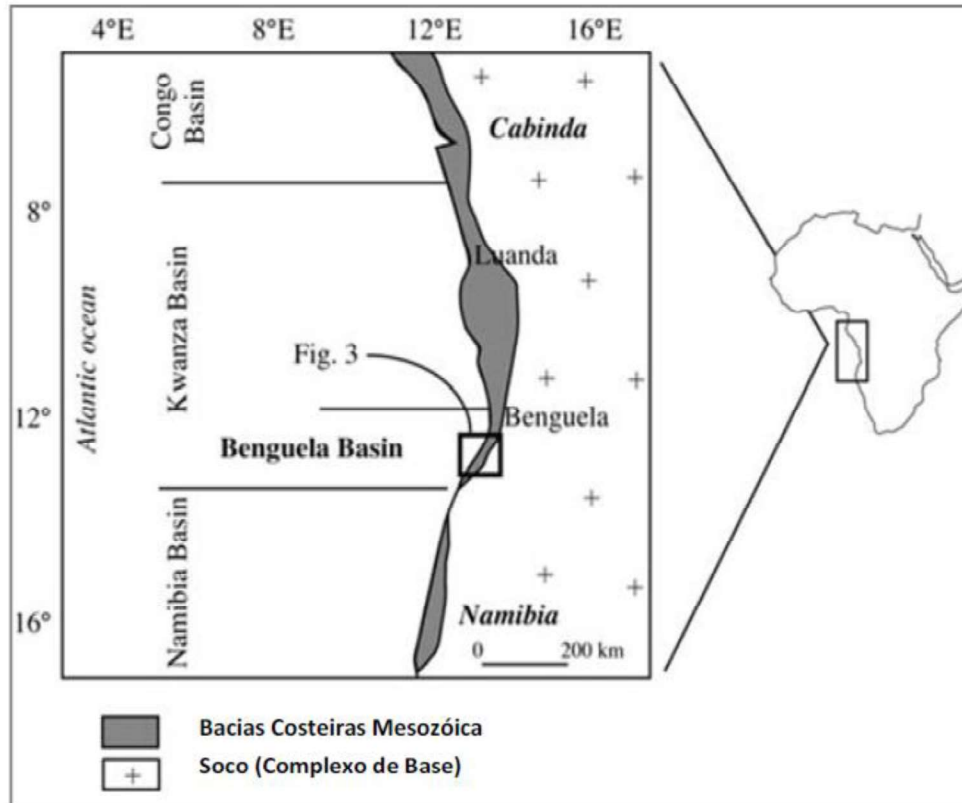


Figura 2.10 – Esboço de localização das bacias sedimentares meso-cenozóicas costeiras de angolana (adaptado de Quesne *et al.*, 2009).

### 2.5.2 - Geologia regional e da área em estudo (Cretácico a Miocénico)

Neto (1970) indica que a bacia de Benguela corresponde à parte sul da bacia do Kwanza, e tem uma área de aproximadamente de 4000 km<sup>2</sup>, pelo que é o mais pequeno sector da Orla sedimentar de Angola, encontrando-se limitada a Norte pelo paralelo 11° 00' S e terminando a Sul nas proximidades do cabo de S.<sup>ta</sup> Maria, onde as rochas do "Complexo de Base" atingem a costa.

A faixa sedimentar inclui, formações cujas idades variam desde o Cretácico Inferior (pré-Aptiano) ao Holocénico, sendo que existem grandes semelhanças entre as várias unidades estratigráficas da bacia de Benguela e as da Bacia do Kwanza (Duarte-Morais & Sgrosso, 2000; Buta-Neto *et al.*, 2006). Neste sector a diferenciação da bacia ocorreu a partir do Neocomiano com a deposição séries sedimentares detriticas, grosseiras, em grabens preenchidos pela acumulação de materiais de leques aluviais (Formação Cuvo).

De acordo com a generalidade dos autores que nas últimas duas décadas se debruçaram sobre a estratigrafia e evolução tectono-sedimentar e paleogeográfica desta bacia (Tavares, 2005; Tavares *et al.*, 2007; Buta-Neto *et al.*, 2006; Quesne *et al.*, 2009; Guiraud *et al.*, 1991, 2000, 2010), depositaram-se sobre esta unidade sucessões espessas de evaporitos e de rochas carbonatadas marinhas de idade aptiana a albiana (Formações Sal-Maciço, Binga, Twenza, Catumbela, Quissonde e Itombe Ngolome, entre outras) (Figs. 2.11; 2.12).

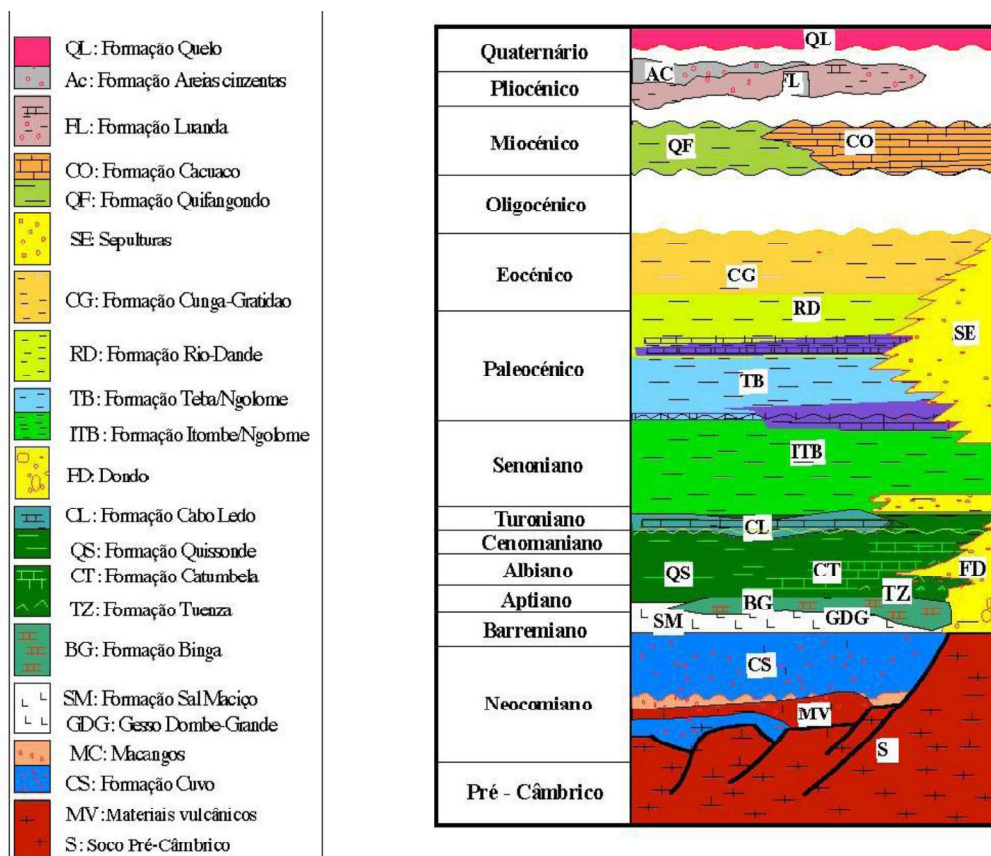


Figura 2.11 - Quadro estratigráfico sintético da Bacia de Benguela (adaptado de Tavares, 2006).

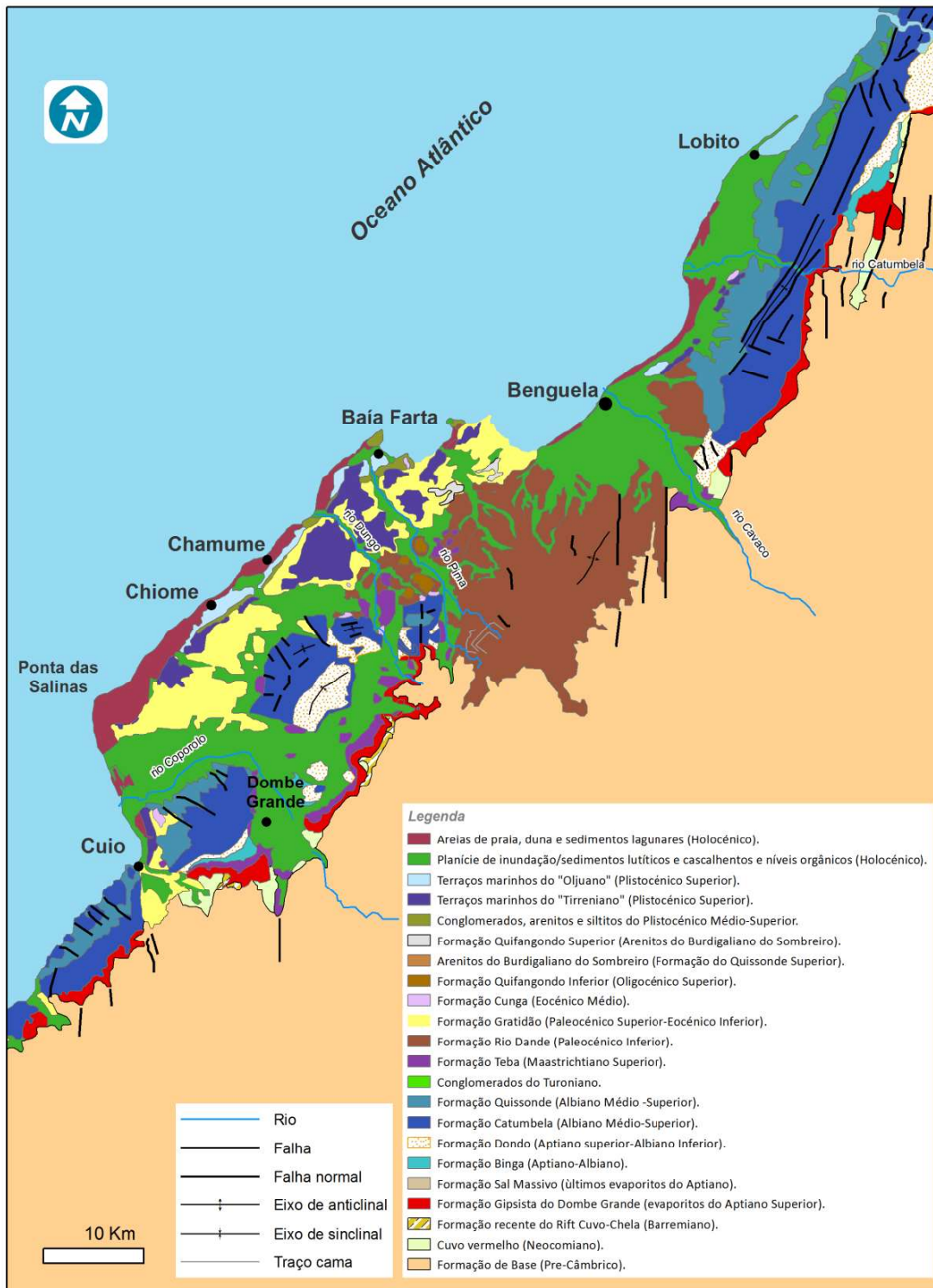


Figura 2.12 - Esboço geológico do *onshore* da Bacia de Benguela (adaptado de Buta-Neto *et al.*, 2006).

Neste sentido, a Formação Sal Maciço (Aptiano) é de natureza evaporítica, constituída por acumulações de salgema, gesso e anidrita e intercalações argilosas ou margosas. A espessura é bastante variável ao longo da bacia e está intimamente ligada a estruturas diapíricas reconhecidas por estudos de geofísica e ligadas a alguns dos principais acidentes tectónicos que compartimentam o *onshore* e o *offshore*.

Segue-se a Formação Binga (Barremiano superior-Aptiano), composta por carbonatos de meio pouco profundo e confinado, incluindo calcários micríticos, dolomíticos e margas com fósseis de bivalves e outros invertebrados bentónicos.

Sobrepõe-se-lhe a Formação Twenza (Albiano inferior), a qual apresenta limites diacrónicos e passa lateralmente à Formação Catumbela em setores internos da bacia. Compreende uma variedade considerável de fácies, desde evaporíticas e dolomíticas, até calcarenitos oolíticos gresosos e grés grosseiro, traduzindo uma evolução do meio de sedimentação, de um ambiente salino confinado até à instalação de um meio marinho de plataforma interna. A Formação Catumbela (Albiano Médio a Superior) é composta por calcários de plataforma carbonatada interna, por vezes oolíticos, bioclásticos ou com bioconstruções recifais, dispostos em bancadas espessas. Em direção a Oeste acunha lateralmente para a Formação Quissonde, sua correlativa em meio de plataforma externa, de natureza bastante mais margosa e contendo amonites e foraminíferos planctónicos em abundância.

Quanto ao Cretácico Superior e Paleocénico, o seu registo compreende fundamentalmente as formações de Cabo Ledo (Cenomaniano), Itombe (Turoniano e Teba (Campaniano a Paleocénico), tradutoras de máximos eustáticos ocorridos nestes intervalos, durante os quais a sedimentação marinha se instalou temporariamente, com fácies carbonatadas e mistas, por vezes com inoceramídeos (Buta-Neto *et al.*, 2006; Quesne, 2009).

Outras etapas de enchimento e colmatção sedimentares da bacia tiveram lugar já durante o Cenozóico. De entre estas destaca-se a correspondente ao Miocénico, bem representada na região situada a Sul de Benguela e, em particular, na área em estudo (Fig. 2.13). Este registo corresponde à Formação Quifangondo (Aquitânico a Messiniano) composta por uma sucessão espessa de areias finas e margas, amareladas, acinzentadas ou esverdeadas (Membro inferior), por vezes com abundante fósseis marinhos, entre os quais dentes de peixes e restos de vertebrados (Antunes, 1964); seguem-se alternâncias de níveis de grés calcário amarelado, mais compactos e por vezes com abundantes silicificações avermelhadas (Membro superior) (Fig. 2.2).



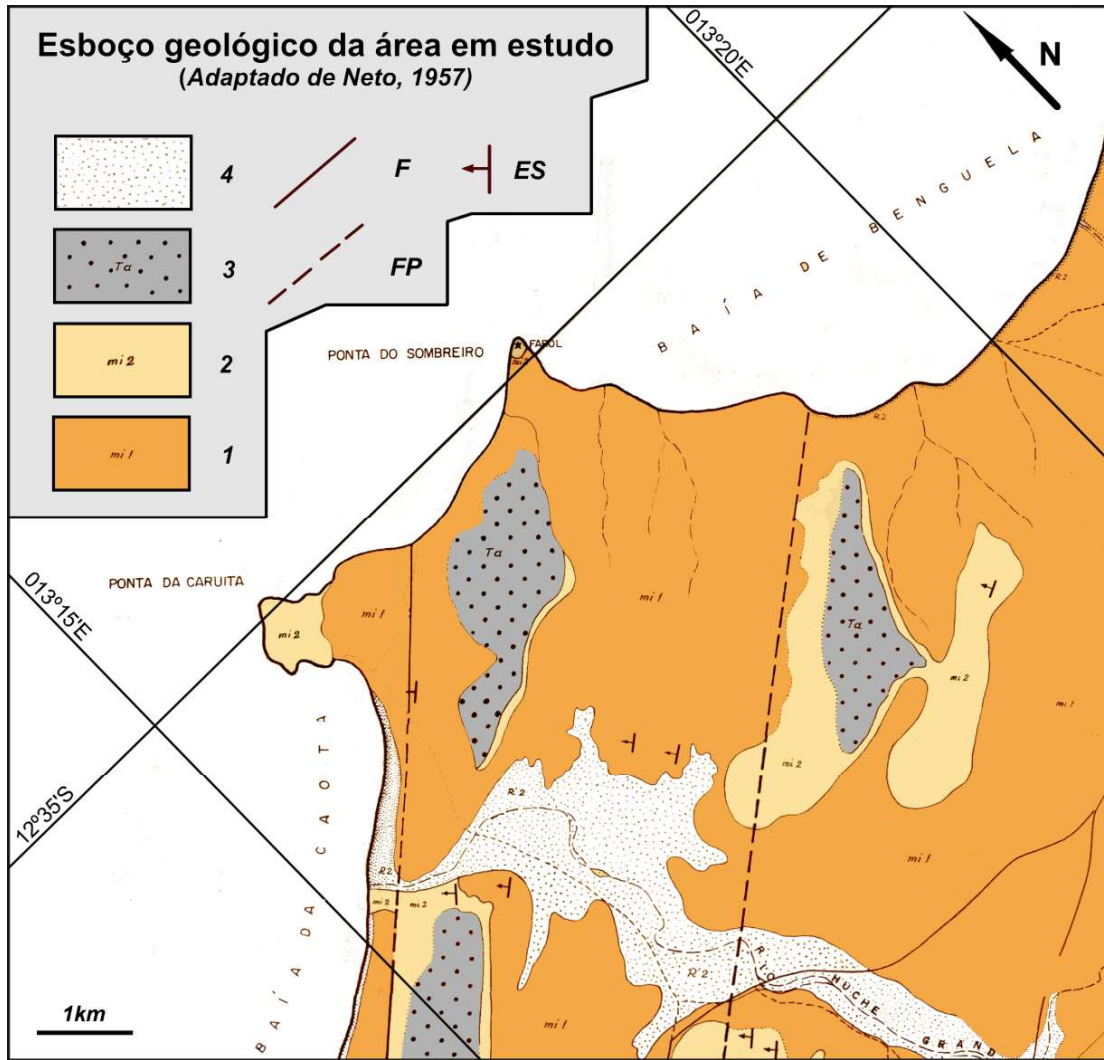


Figura 2.13 - Esboço geológico da área em estudo e sua envolvente. 1- Formação de Quifandongo; membro inferior com fácies de margas acastanhadas com moluscos marinhos e dentes de peixes (Aquitano a Burdigaliano, Miocénico Inferior); 2 - Formação de Quifandongo; membro superior com fácies de grés calcários, silicificados, com dentes de peixes (Tortoniano a Messiniano, Miocénico Superior); 3 - Depósitos de praia levantada, detríticos, com cota de base superior a 40 m (Plistocénico); 4 - Depósitos aluvionares, coluviões e de areias de praia (Holocénico); F - Falha geológica; FP - Falha provável; Es - Direção e pendente da estratificação (Adaptado de Neto, 1957; Idades segundo Guiraud *et al.*, 2010; Revisão de campo e microfósseis por Callapez *et al.* (2011-2013)).

### 2.5.3 - Depósitos de cobertura (Pleistocénico e Holocénico)

Os terraços pleistocénicos da região Lobito-Benguela constituem um elemento importante, em termos sedimentológicos e morfológicos da bacia sedimentar de Benguela e, em particular, na área de estudo, associando-se frequentemente a plataformas de abrasão e a paleoarribas situadas a diferentes cotas em relação ao atual nível do mar.

Carvalho (1957) definiu para a Região Lobito-Benguela, dois níveis de terraços: um primeiro, em que os terraços têm cotas que podem ser superiores a 120 m, e que se localizam a Este do farol do Lobito e prolongam-se para o sul e que são intersetados pelo vale do rio Catumbela. O segundo corresponde aos terraços baixos, cujas cotas máximas são da ordem dos 20 metros. Os seus depósitos podem ser observados, seguindo a estrada Lobito-Benguela, nos arredores de Catumbela.

Os terraços quaternários da Região Ponta do Sombreiro-Cuio localizam-se entre o paralelo da ponta do Sombreiro (a Sudoeste da cidade de Benguela) e a Baía do Cuio. Os depósitos quaternários desta região, dos quais os mais antigos pertencem a plataformas, estão agrupados sob designações: depósitos dos terraços altos, depósitos dos terraços baixos e depósitos da parte final do Quaternário.

Segundo Feio (1960), os depósitos dos terraços altos comportam níveis de conglomerado de base de praia levantada, constituídos localmente por blocos do *bedrock* (arenito miocénico) deslocados e envolvidos por seixos rolados e por agregados de conchas variadas com predominância de arcídeos e com presença de dentes de peixe. Estes níveis encontram-se a Sul e a Sudeste da ponta do Sombreiro, na área em estudo, assim como no topo de plataformas que se observam entre a estrada do Dombe Grande e a da Baía Farta.

Quanto aos níveis de terraços baixos, estes comportam depósitos arenosos avermelhados com cotas de base até 20 m, mas nem a superfície e nem as arribas estão conservadas. Na área em estudo, no decorrer do presente trabalho, foram detetados, pequenos retalhos de alguns destes depósitos, essencialmente cascalhentos, fossilíferos (ricos em conchas roladas de *Conus*) e situados até 2-3 m acima do nível de base.

Por fim, os depósitos holocénicos consistem sobretudo em areias de praia, aluviões e coluviões de rios secos e depósitos de vertente, estes últimos associados a ravinamentos, particularmente efetivos, por exemplo, nas unidades com materiais pouco consolidados do Cenozóico. As areias de praia merecem especial destaque, ao darem lugar a extensas acumulações, como se pode observar na restinga do Lobito,

no delta do rio Catumbela e, mais a Sul, na Baía Farta e entre o Cuio e a foz do rio Coporolo.

#### **2.5.4 – Enquadramento estrutural**

As formações meso-cenozóicas da bacia de Benguela encontram-se afetadas, de modo evidente, por deformação decorrente de movimentos tectónicos que ocorreram no decorrer das diferentes etapas de distensão e de tumescência térmica que afetaram a margem continental desde o Cretácico inferior. Muitas destas deformações estão relacionadas com a tectónica salífera e com a génese de estruturas diapíricas centradas na Formação Sal-Massivo atrás referida. Para uma leitura e interpretação detalhadas desta evolução tectono-sedimentar, já fora do âmbito do presente estudo, consulte-se Buta-Neto *et al.* (2006); Quesne *et al.* (2009) e Guiraud *et al.* (2010), entre outros estudos recentes.

Em consequência deste quadro estrutural, as unidades aflorantes no *onshore* de Benguela são atravessadas por diferentes sistemas de falhas que estão relacionadas com movimentos regionais de grande amplitudes, mas também com os movimentos locais associados à tectónica salífera. Com efeito, o soco pré-câmbrico e as unidades do Cretácico encontram-se afectadas sobretudo pelo alinhamento de falhas de orientação NE-SO, para além de estar dobrado em anticlinais e sinclinais (Tavares, 2006) (Fig. 2.14). Alguns destes acidentes são extensíveis às unidades do Cenozóico, embora estas se apresentem, de uma maneira geral, fracamente deformadas, como aliás se observa na área estudada.

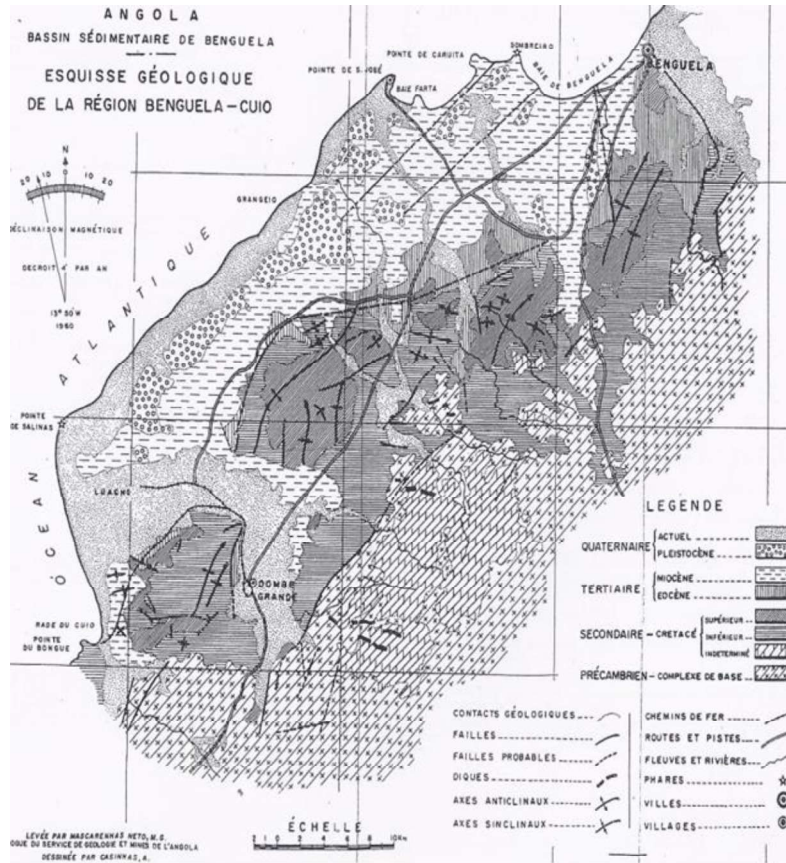


Figura 2.14 – Geologia e esboço estrutural da área Benguela-Cuio, no qual se observa da disposição NE-SO dominante das principais falhas e eixos sinclinais e anticlinais, retirado de Neto (1960).

# 3 - Considerações sobre erosão costeira e as instabilidades de vertentes/taludes

## 3.1 - Considerações sobre erosão costeira

As zonas costeiras constituem lugares prediletos de ocupação do homem desde a Pré-História Antiga, fruto da abundância e diversidade dos seus recursos naturais e de uma maior amenidade do clima. Fruto do crescimento demográfico e da deslocalização de populações do interior, nos dias de hoje cada vez mais se acentua a pressão nestes lugares, designadamente na perspectiva de lazer e turismo. Esta realidade motiva uma maior atenção por questões relacionadas com a dinâmica litoral e com as fragilidades daí inerentes, em permanente interação com a componente antrópica do meio.

Neste sentido, a erosão é um mecanismo que está relacionado com a desagregação das formações geológicas pelos agentes da dinâmica externa e no consequente arrastamento dos produtos provenientes desta desagregação (Oliveira, 1980). A água, o vento e a força da gravidade são os principais agentes de erosão.

A zona costeira constitui uma área dinâmica, onde atuam processos que causam profundas mudanças, tanto a médio como a longo prazo. O equilíbrio ou desequilíbrio numa determinada zona costeira é directamente proporcional ao balanço sedimentar desta zona, de acordo com Fortunato *et al.* (2008): “Um litoral em desequilíbrio pode, assim encontrar-se em erosão ou acreção”.

O estudo da dinâmica costeira abarca a avaliação da energia das ondas, dos padrões de dispersão de sedimentos e do balanço de sedimentos ao longo da linha da costa. Tem relevância na compreensão da evolução geomorfológica e dos processos morfodinâmicos de praias, essenciais para uma gestão adequada que garanta um desenvolvimento com o mínimo de alterações no balanço sedimentar (Silva & Granjo, 2006).

Define-se como erosão costeira aquela que se verifica essencialmente nas margens oceânicas ou lacustres e que corresponde a um fenómeno de âmbito global. A erosão costeira provoca modificações, como o aumento de declives, e consequentemente instabilidades de vertentes/taludes.

A erosão costeira é entendida como recuo da linha da costa em direcção ao continente, sendo que a sua dinâmica está relacionada com vários factores, quer de origem natural (acções das ondas, marés, escoamento superficial); como também atividade antropogénica (subtração de areia, retirada de vegetação, construções de moradias, esporões).

De acordo com Dias (1993) a erosão costeira e conseqüentemente o recuo de costa é, na maior parte das vezes, conseqüência direta ou indireta da atividade humana. Os factores mais relevantes da erosão costeira e conseqüente recuo costeiro são:

- Subida do nível do mar: a elevação do nível médio do mar é o resultado da alterações climáticas da Terra, associadas às actividades antrópicas.
- Redução da quantidade de sedimentos transportados até o litoral: são conseqüência direta ou indireta das actividades humanas. Exemplo: barragens, dragagens, exploração de inertes.
- Degradação devido à ação do homem nas estruturas naturais: as formas costeiras naturais correspondem às melhores defesas contra o incremento do recuo da linha costeira e sua destruição está relacionada com taxas de recuo mais elevadas (Dias, 1993). Como exemplo, o pisoteio das dunas resulta na ocorrência de cortes eólicos e, deste modo, permite os galgamentos oceânicos; a presença de estradas improvisadas e a edificação de habitações no topo das arribas, vão induzir grandes cargas e originar vibrações que provocam desmoronamentos e outros movimentos de instabilidade.
- Obras pesadas de engenharia costeira: correspondem a um conjunto de estruturas como molhes, quebra-mares dos portos e estruturas pesadas relacionadas com a proteção costeira.

De modo geral a ondulação constitui um fator importante na erosão das costas, sendo de destacar que os seus resultados erosivos variam consoante as características da morfologia costeira e dos materiais rochosos. O movimento de recuo da linha costeira processa-se por uma série de movimentos de material de características intermitentes e descontínuas, que se concentram durante fases de atuação de ondulação de elevada energia e/ou precipitação intensa.

Sunamura (1992) considerou dois factores principais na evolução das arribas rochosas: a energia das ondas e o tipo de rocha. Nos maciços constituídos por rochas sedimentares as variações de composição e de resistência de camadas horizontais

provocam uma heterogeneidade de comportamento das faces das arribas, quando os estratos apresentam resistências muito pronunciadas, podem criar-se arribas de pendores elevados e verificar-se processos erosivos de maior intensidade nas camadas de menor resistência.

Por sua vez, a meteorização química assume uma grande importância nos maciços rochosos carbonatados, onde a morfologia das arribas é condicionada pelos fenómenos de dissolução dos calcários e dolomias. A resistência das arribas em relação à progressão da erosão é um aspeto de maior importância quando se pretende avaliar a estabilidade das mesmas (Falcão-Neves, 2004).

A quantidade de sedimentos existentes sobre um substrato rochoso condiciona a energia da ondulação, e também pode desempenhar duas funções, de desgaste como abrasivo e protetora da ação das ondas. As ondas são originárias da ação do vento sobre a superfície da água e a sua amplitude depende da velocidade e da direção do vento (Falcão-Neves, *op.cit.*).

As ondas constituem um elemento fundamental no aumento de declive das arribas quando o seu sopé é escavado. Em ambiente costeiro as rochas estão sujeitas às ações das ondas, diminuindo a resistência e facilitando a sua alteração.

Na zona costeira de Benguela predominam ondas de energia relativamente reduzida, durante a maior parte do ano. Elas apresentam uma maior altura e podem provocar um incremento da erosão costeira no tempo das “calemas”, entre os meses de Janeiro a Setembro.

A deriva litoral predominante é de Sudoeste para Nordeste, enquanto a orientação geral da ondulação apresenta cristas N-S e a orientação regional da linha da costa na área de Benguela é NE-SW.

Na praia da Caota, as ondas são paralelas à costa e têm pouca intensidade. Para a onda de maré, na área costeira de Benguela, o nível do mar apresenta uma variação de 0,28 a 1,98 m acima do zero hidrográfico (Huvi, 2010).

De acordo com Decreto-Lei nº 4/01 de 2 de Fevereiro de 2001 da legislação angolana: “considera-se que a costa angolana pela sua fragilidade está sempre submetida a processos contínuos de erosão e deve ser protegida da má planificação e de acção muitas vezes destruidora do homem”.

Apesar do presente Decreto-Lei existente, as políticas de gestão da zona costeira apresentam-se ainda insuficientes, bem como a sua aplicação. A costa longilitoral de Benguela (Angola), atualmente evidencia, ocupações e construções, que

também podem ser indutoras da intensificação da erosão costeira, podendo deixar de ser um perigo natural para passar a constituir um risco. Os indícios de ameaças e destruições de bens, devido ao recuo da linha da costa como consequência da erosão são bem visíveis ao longo da faixa costeira da província de Benguela (Fig. 3.1).



Figura 3.1 - Recuo da arriba na área da Caota, Província de Benguela (Angola).

Apesar deste fenómeno as ocupações e construções na faixa costeira, quer nas zonas de maior suscetibilidade, quer nas restantes, também continuam. Este facto está associado à falta de conhecimento de princípios básicos de ordenamento territorial, de parâmetros de organização urbanística, ou mesmo de regras ou diretrizes de proteção relacionadas com as zonas balneares.

A erosão costeira acarreta muitas consequências destacando-se o recuo da linha de costa, a perda de território e de propriedade, a diminuição da proteção promovida pelas dunas, e danos em edifícios e infra-estruturas.

Torna-se importante o acompanhamento da evolução erosiva costeira e identificar os agentes causadores, de modo a evitar-se perdas sociais e económicas e também danos ambientais.

Perante esta situação, a quantificação da erosão costeira pode constituir uma ferramenta na prevenção, na gestão, na definição de impactes e no planeamento e ordenamento urbanístico da zona costeira.



### 3.2 - Instabilidades de vertentes/taludes

A terminologia de instabilidade de vertentes refere-se a superfícies inclinadas de maciços terrosos, rochosos ou mistos, suscetíveis de movimentos de massa. Podemos considerar que a evolução de relevo nas vertentes/taludes pode ser resultado de mecanismos erosivos e de movimentos de vertentes.

Oliveira (1980) considera três tipos de taludes: taludes naturais (vertentes), taludes de escavação e taludes de aterro. Designa-se talude natural, o que resulta do processo de evolução geomorfológica em que não existe intervenção humana. Os taludes naturais correspondem às arribas costeiras, às encostas montanhosas ou vertentes adjacentes a aglomerados populacionais. Os taludes de escavação estão relacionados com as ações antrópicas, designadamente com a escavação de maciços naturais. Os taludes de escavação são frequentes ao longo de estradas e de outras vias de comunicação. Os taludes de aterro estão associados a processos construtivos de obras de engenharia como os aterros de barragens, de edifícios ou de vias de comunicação.

Um Talude/Vertente é constituído por topo ou crista, face do talude e pé (parte inferior), se apresentar movimentos de instabilidade como os deslizamentos é possível definir a superfície de rotura e a massa instabilizada (Fig. 3.2).

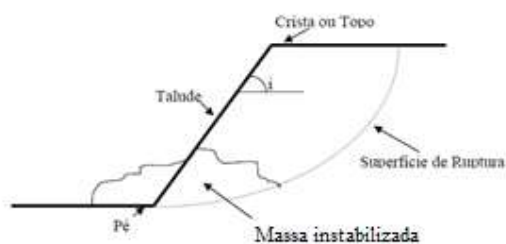


Figura 3.2 – Elementos constituintes de um talude e superfície de rotura.

Teixeira (2005) define os movimentos de vertente como todo um “conjunto de movimentações que ocorrem ao longo de uma vertente e que envolvem uma deslocação de materiais”.

Os movimentos de vertentes/taludes podem ser influenciados, de acordo com Andrade (2008) por fatores internos como a litologia, a estrutura geológica, o aumento da pressão de água e das tensões de origem tectónica; por fatores externos como a

temperatura, a precipitação, o vento, a atividade biológica, os agentes de meteorização, as vibrações, o aumento de altura, o incremento de peso do talude/vertente, a abrasão marinha e a erosão superficial. Existem várias classificações de movimentos de instabilidade em taludes /vertentes, estas podem ser definidas a partir dos critérios como a velocidade dos movimentos, o material envolvido (solos ou rochas), o tipo de rotura, as causas dos movimentos, os aspetos morfológicos, a idade e a duração dos movimentos (Andrade, 2008). A nível internacional, destacam-se as classificações de Hutchison (1968,1988), de Varnes (1978) e de Dikau *et al.* (1996), a primeira classificação baseia-se na morfologia dos movimentos nos taludes, no material instabilizado, nos mecanismos e na velocidade. Varnes (1978) classificou os movimentos de talude/vertentes atendendo ao material envolvido, mecanismos e morfologia, enquanto Dikau *et al.* (1996) consideraram o material envolvido e os mecanismos relacionados com a instabilidade. Varnes (1978) e Dikau *et al.* (1996) definiram os seguintes movimentos de instabilidade em talude/vertentes: desmoronamentos, basculamentos, deslizamentos rotacionais, deslizamentos translacionais, expansões laterais, fluxos e movimentos complexos.

Os **Desmoronamentos** correspondem a movimentos súbitos de material que se desprende de taludes de pendor elevado e que apresenta, pelo menos em parte, um percurso de queda livre na sua trajetória (Andrade, 2008) (Fig. 3.3). A queda livre de materiais pode ser muito rápida, em que as velocidades estão compreendidas entre três m/min a cinco m/s, a extremamente rápida com velocidades superiores a cinco m/s (Cruden & Varnes, 1996).

Os desmoronamentos ou quedas são distinguidos em duas categorias (Hutchison, 1988): primária, aquela em que a queda das rochas ou solo apresenta um destacamento do maciço; e secundária, aquela em que o material já se separou previamente do maciço. Rapp (1960) também procedeu à definição das duas categorias relativamente ao material envolvido nos desmoronamentos, tendo em atenção que este pode ser debitado diretamente da rocha-mãe ou corresponder a detritos anteriormente destacados.

De acordo com Hyndam & Hyndam (2006) a existência de desmoronamentos está associada a várias situações tais como: a aberturas de estradas, a realização de escavações na base de vertentes íngremes, e assim como a escavação de taludes de pendores consideráveis. Os desmoronamentos ocorrem em vertentes/taludes com uma inclinação superior a 76° (Cruden & Varnes, 1996). Como causas das quedas de blocos rochosos destacam-se os processos erosivos, as forças de descompressão, a

ação de raízes, a amplitude térmica, a pressão relacionada com a água e as situações de gelo-degelo (Franklin & Dusseault, 1991). Guidicini & Nieble (1984) destacam como causas das quedas de blocos, igualmente as variações térmicas nos maciços e a perda de sustentação de blocos por ação erosiva da água, bem como o alívio de tensões de origem tectónica e as vibrações.

Os desmoronamentos em solos argilosos são essencialmente causados pelas fraturas de tração em taludes recentemente escavados. A ocorrência de instabilidades em taludes de solos está associada aos processos de construção de obras de engenharia, às ações de percolação, à escavação da parte inferior dos taludes e aos movimentos da ondulação (Hunt, 2007).

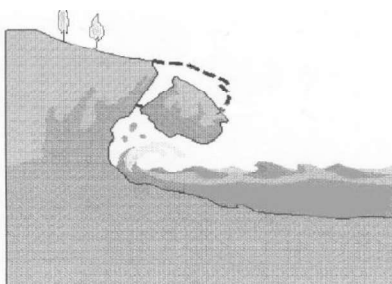


Figura 3.3 – Desmoronamentos (Queda de blocos).

O **Basculamento** ou “Toppling” de acordo com WP/WLI (1993) pode ser definido como um movimento que envolve a rotação de material rochoso, detritos e/ou solo, em redor de um eixo situado inferiormente ao centro do material instabilizado (Fig. 3.4). Corresponde a um movimento em que as discontinuidades possuem uma inclinação elevada e contrária ao sentido do pendore do talude/vertente. A velocidade do movimento pode ser classificada como extremamente lenta a extremamente rápida (Cruden & Varnes, 1996). O “toppling” pode classificar-se de acordo com o tipo de processos em basculamento por flexura, basculamento em blocos, basculamento misto e basculamento secundário (Goodman & Bray, 1976).

As causas do basculamento estão relacionadas com a atuação da gravidade e de forças laterais (Varnes, 1978), da pressão da água nas discontinuidades, amplitudes de temperaturas, sismicidade, ações erosivas e movimentação dos blocos adjacentes (Ayala-Cacerdo *et al.*, 1987).

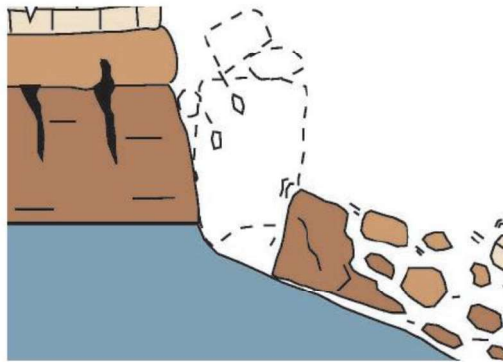


Figura 3.4 - Representação de basculamento por parte de Crude & Varnes (1996) *in* Pereira (2009).

Os **Deslizamentos** definem-se como movimentos de solos ou material rochoso que se verificam ao longo de planos de roturas ou zonas de espessura reduzida e que apresentam uma deformação tangencial intensa (WP/WLI 1993). Os deslizamentos são provocados por uma diminuição da resistência que se opõe ao movimento da massa deslizante e/ou por ação de agentes geodinâmicos externos. Os deslizamentos subdividem-se em translacionais e rotacionais, de acordo com o tipo de rotura tangencial, tendo igualmente em atenção as características do material afetado (Zêzere, 2000).

Os deslizamentos rotacionais apresentam a(s) superfície(s) de rotura com a concavidade voltada para cima, este tipo de deslizamento são frequentes em solos, maciços rochosos alterados e/ou muitos fraturados e com descontinuidades de orientação aleatória (Serieys, 1984). A velocidade deste tipo de deslizamentos está dependente dos materiais em que ocorre a rotura, para os movimentos que envolvem os solos a velocidade pode atingir 3 m/s. Os deslizamentos rotacionais podem ser originados por processos erosivos, pendores elevados, precipitação considerável, subida do nível freático e retirada da cobertura vegetal.

Os deslizamentos translacionais são movimentos de instabilidade muito frequentes e os materiais afetados podem ser solos, rochas e misto (solo/rochas). Nos deslizamentos translacionais as movimentações desenvolvem-se no sentido descendente, ou para a parte exterior do maciço ou talude, e ao longo de uma superfície (Andrade, 2008). Os deslizamentos translacionais compreendem os movimentos planares e em cunha.

Os deslizamentos translacionais ocorrem, de modo geral, durante ou logo após períodos de precipitação considerável. Nos deslizamentos translacionais em maciços rochosos, a movimentação está associada a planos de fraqueza, tais como a estratificação, a xistosidade, o diaclasamento, o falhamento e zonas de contacto.

Os deslizamentos translacionais de solo (Fig. 3.5) ocorrem ao longo de uma superfície plana que está relacionada com a presença do substrato rochoso. De modo geral são movimentos de curta duração, velocidade elevada e podem causar danos elevados. Nos deslizamentos translacionais de solo e rocha, a massa movimentada pela instabilidade apresenta, muitas vezes, um volume rochoso significativo (Tominaga *et al.*, 2009).

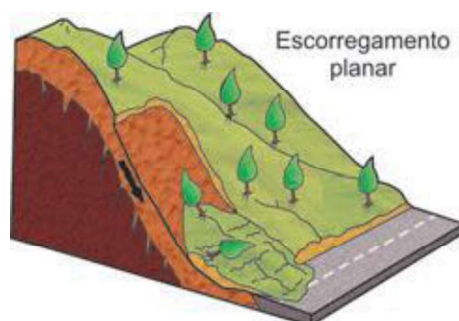


Figura 3.5 - Deslizamento de solos, retirado de Tominaga *et al.* (2009).

Os **Fluxos** são descritos como um movimento contínuo onde as superfícies de tensão tangencial são de curta duração e muitas vezes não são conservadas (Fig. 3.6). Os movimentos de fluxo apresentam uma profundidade pequena em relação à sua extensão, podendo mesmo alcançar vários quilômetros (Vallejo *et al.*, 2002). A massa em deslocamento, nos movimentos de fluxos, possui uma velocidade semelhante à de um fluido viscoso (WP/WLI, 1993). Os fluxos podem verificar-se num maciço rochoso, ou transportar detritos e/ou solos. Nos fluxos a água constitui um elemento essencial para a ocorrência da instabilização, nomeadamente nos movimentos constituídos essencialmente por material detrítico e/ou solos. As principais causas dos fluxos são a ação da água, a inclinação do talude/vertente, e também a retirada da vegetação. Os fluxos de solos desenvolvem-se em areias, siltes e argilas, estas últimas quando saturadas com água ou liquefeitas adquirem um comportamento correspondente a fluxos de lama. Os fluxos de solos são frequentes nas áreas ravinadas ou em depressões de profundidade reduzida. O material presente nos fluxos de solo é de menor dimensão em relação ao material existente nos fluxos de detritos.

A principal causa de fluxos de solos é a ação da água que está associada à precipitação e à variação de temperatura. Os fluxos lamacentos verificam-se em zonas montanhosas e semi-áridas, onde muitas vezes ocorrem posteriormente a raros mas prolongados períodos de precipitação. As cinzas provenientes da atividade vulcânica podem originar fluxos lamacentos quando existem precipitações elevadas ou fusão de gelo (Hyndam & Hyndam, 2006).

Os fluxos de solos húmidos apresentam velocidades muito lentas a muito rápidas, como causas deste tipo de movimentos temos a inclinação dos taludes ( $25^{\circ}/40^{\circ}$ ), áreas sem cobertura vegetal ou a atuação de torrentes montanhosas. A saturação do material provoca a diminuição rápida da resistência e origina fluxos de solos húmidos rápidos a muito rápidos. Nas zonas inferiores ou na parte frontal dos deslizamentos rotacionais, pode verificar-se a ocorrência de fluxos de solo húmidos, o que está relacionado com o incremento do teor em água (Andrade, 2008).

Os fluxos de material arenoso, ou siltoso húmido, podem surgir na zona do sopé dos taludes que apresentam variações da pressão neutra de acordo com a atuação das marés ou da ondulação (Varnes, 1978).

Os fluxos de detritos constituem um movimento de instabilidade de fragmentos de rocha, blocos e uma matriz de areia com baixo teor de argila e um teor de água variável. Os fluxos de detritos são provocados pela ação da gravidade, precipitação elevada, ações sísmicas e também pela retirada do coberto vegetal e escavação de taludes em áreas constituídas por detritos soltos (Zaruba & Mencil, 1976). A velocidade de fluxos de detritos está relacionada com o tamanho e o grau de concentração dos elementos constituintes, os valores da velocidade estão compreendidos entre 0,5 m/s a 20 m/s (Costa, 1984).

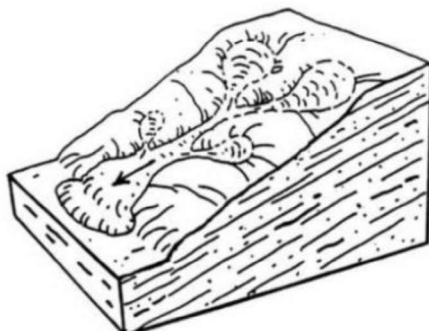


Figura 3.6 - Movimentos de fluxos (Amanti *et al.*, 1996).

Os **Movimentos Complexos** são constituídos pela combinação de diferentes tipos de instabilidades que se verificam em sequência. A terminologia “complexo” destaca-se para movimentos de vertentes/taludes que apresentam diferentes modos de movimentos, quer em diferentes secções da massa instabilizada quer em diferentes estados da evolução do movimento (Varnes,1978).

Representam movimentos complexos as avalanches de rochas e os deslizamentos de fluxos. As avalanches de rochas têm volumes muito consideráveis e são constituídos por uma sequência de instabilidades com início de quedas de material rochoso seguido de fluxos rochosos (Angeli *et al.*, 1996).

Existem vários registos de movimento de taludes e vertentes na região de Benguela (Angola), com a ocorrência de vítimas e destruição de infra-estruturas e de habitações na cidade do Lobito durante e após a ocorrência de precipitações intensas nos anos de 1997, 2001, 2004, 2005, 2009 e 2011 (Derna, 2011).

Os efeitos dos movimentos de vertentes implicam custos diretos como a reparação de danos, relocação de estruturas, instalação e manutenção de obras de contenção e de sistemas de estabilização. Custos indiretos como a perda de vidas humanas ou o tratamento de feridos, a diminuição ou interrupção da produtividade industrial e agrícola, redução do potencial turístico, perturbação e interrupção do sistema de transportes. Deste modo torna-se importante o estudo dos processos de instabilidade, bem como a identificação das áreas vulneráveis, a definição de formas de contenção e de medidas de organização e prevenção territorial.

## 4 - Metodologia de análise

A metodologia utilizada no presente trabalho compreendeu um conjunto faseado de procedimentos que passamos a descrever.

Numa **primeira fase** definiu-se o objeto de estudo, que neste trabalho está relacionado com a análise da erosão costeira e com a caracterização das situações de instabilidade verificadas nas arribas costeiras entre a Praia S.<sup>to</sup> António e o Sombreiro e na área da Caota (Figs 2.2 e 2.3). A primeira área apresenta uma extensão longilitoral de aproximadamente 3300 m e estende-se desde a parte leste da praia do S.<sup>to</sup> António (Pescaria Ribeiro & Filhos) que apresenta as coordenadas geográficas: Latitude: 12° 36,382' Sul, Longitude: 013° 19,061' Este, até próximo da Fortaleza São Filipe que tem como coordenadas geográficas: Latitude: 12° 35,162' Sul, Longitude: 013° 18,030' Este. A primeira área é constituída por 5 troços de observações e 8 estações. A segunda área situa-se na zona da praia de Caota (ponta da Caruita), tem uma extensão longilitoral de 1200 m e apresenta as seguintes coordenadas geográficas: Latitude: 12° 35,510' Sul, Longitude: 013° 15,972' Este e Latitude: 12° 35,101' Sul, Longitude: 013° 15,860' Este. Esta área é constituída por um troço de observações e 2 estações. A extensão total longilitoral das duas áreas corresponde a aproximadamente 4500 m. Ainda na primeira fase realizou-se uma observação preliminar das duas áreas consideradas e efetuou-se um registo fotográfico, de modo a confirmar a existência de situações de movimentos de instabilidade e de erosão costeira.

Numa **segunda fase** efetuou-se uma compilação de um conjunto de documentos inerentes ao tema, designadamente artigos científicos, livros e memórias científicas, bem como cartas topográficas e geológicas de Angola, em particular da área de Benguela, fotografias, imagens digitalizadas e de satélite. Esta primeira fase foi essencial para a fundamentação teórica sobre a caracterização geográfica e geológica da área de estudo, assim como para as considerações desenvolvidas sobre as instabilidades de vertentes/taludes e a erosão costeira.

Na **terceira fase** e para a obtenção de dados no campo procedeu-se à definição de duas fichas de trabalho distintas, uma relativa à erosão costeira e outra relacionada com o estudo e caracterização das situações de instabilidade de taludes e vertentes, e que foram designadas respetivamente como Fichas Técnicas A e B.



A Ficha Técnica A foi elaborada a partir de uma adaptação da metodologia desenvolvida por Marques & Romariz (1989).

Para a avaliação da suscetibilidade à erosão costeira, na área compreendida entre a Praia S.<sup>to</sup> António e a Ponta do Sombreiro e também na área da Caota, utilizou-se a ficha técnica A que foi aplicada em dez estações dos seis troços mencionados e referenciadas em coordenadas geográficas obtidas através da utilização de GPS. A ficha técnica A comporta sete parâmetros ou fatores que estão relacionados com a erosão costeira e compreendem a litologia e a sua respetiva resistência, o espaçamento das diáclases, a espessura da estratificação, a atitude das camadas, a proteção do sopé, a altura das arribas e a intensidade das ações marinhas. Para além dos sete parâmetros adicionaram-se, por vezes, outras observações tais como a descrição petrográfica, a homogeneidade lítica dos materiais, os volumes de dissolução, a presença de falhas, a abertura e a orientação das descontinuidades. Conforme se pode verificar no Quadro 4.1, os fatores litologia e espaçamento das descontinuidades apresentam, respetivamente, 4 e 5 termos, e um peso ou valor ponderal igual 3, evidenciando deste modo uma maior importância do que os restantes parâmetros. O fator relativo à espessura das camadas evidencia 3 termos e o valor ponderal é igual a 2. É de salientar que o valor ponderal assume o valor unitário, para os parâmetros relacionados com a atitude das camadas, a proteção de sopé, a altura da arriba e a intensidade das ações marinhas, definiram-se 5 termos para estes dois últimos parâmetros, três termos para a proteção do sopé e quatro termos para a atitude das camadas. Tendo em atenção os valores dos 7 parâmetros e os seus respetivos valores ponderais, determinou-se um valor somatório que possibilita a definição dos índices de susceptibilidade à erosão costeira nas áreas estudadas.

Para a caracterização de instabilidades de vertentes/taludes recorreu-se à Ficha Técnica B, aplicada nas sete estações. A ficha comporta 17 itens, tendo em atenção a classificação dos tipos de instabilidades de taludes/vertentes estabelecida por Varnes (1978) e Cruden & Varnes (1996). Os vários itens da Ficha Técnica B correspondem a: designação do talude/vertente; localização; extensão longitudinal e altura do talude/vertente; pendora do talude/vertente; litologia; tipo de vegetação; esboço da litologia, estratificação e de planos de falhas; tipo de instabilidade; trabalhos de estabilização; esboço da instabilidade; velocidade dos movimentos de instabilidade; estados da actividade da instabilidade; dimensão, consequências e causas da instabilidade (Quadro 4.2).

Quadro 4.1 – Representação da Ficha Técnica A, relacionada com a suscetibilidade à erosão costeira.

<b>Ficha técnica A</b>			
Quadro de Fatores relacionados com a suscetibilidade à erosão costeira em Sto. António/Caota			
<b>Nº da Ficha</b>	<b>Localização</b>	<b>Data:</b>	
	<b>FATORES</b>	<b>TERMOS</b>	
<b>1</b>	<b>Litologia</b>	<b>1</b>	Calcários e arenitos carbonatados
		<b>2</b>	Conglomerados e arenitos
		<b>3</b>	Margas e arenitos
		<b>4</b>	Margas, argilas e siltitos
<b>2</b>	<b>Espaçamento das diáclases (F)</b>	<b>1</b>	Diáclases afastadas a muito afastadas (F>60 cm)
		<b>2</b>	Diáclases medianamente afastadas a afastadas (20 cm < F < 200 cm)
		<b>3</b>	Diáclases medianamente afastadas a próximas (6 cm < F<60 cm)
		<b>4</b>	Diáclases próximas a muito próximas (F < 20 cm)
		<b>5</b>	Diáclases muito próximas (F < 6 cm)
<b>3</b>	<b>Espessura das camadas (L)</b>	<b>1</b>	Camadas espessas a muito espessas (L > 60 cm)
		<b>2</b>	Camadas de espessura mediana (20 cm < L < 60 cm)
		<b>3</b>	Camadas delgadas a muito delgadas (L < 20 cm)
<b>4</b>	<b>Atitude das camadas</b>	<b>1</b>	Inclinação contrária ao talude
		<b>2</b>	Camadas sub-horizontais
		<b>3</b>	Inclinação sub-paralela ao talude
		<b>4</b>	Inclinação no mesmo sentido que o talude
<b>5</b>	<b>Proteção do sopé</b>	<b>1</b>	Existência de plataforma de abrasão recente
		<b>2</b>	Existência de proteção com blocos caídos
		<b>3</b>	Sem proteção
<b>6</b>	<b>Altura de arribas</b>	<b>1</b>	Altura > 25m
		<b>2</b>	Altura entre 20 a 25 m
		<b>3</b>	Altura entre 15 e 20 m
		<b>4</b>	Altura entre 10 e 15 m
		<b>5</b>	Altura < 10 m
<b>7</b>	<b>Intensidade das ações marinhas</b>	<b>1</b>	Ensedadas abrigadas e litoral este
		<b>2</b>	Litoral oeste
		<b>3</b>	Litoral norte próximo da Ponta do Sombreiro
		<b>4</b>	Pontas do Sombreiro e da Caota/Caruita

<b>8</b>	<b>Descrição petrográfica</b>		
<b>9</b>	<b>Homogeneidade lítica</b>		
<b>10</b>	<b>Volumes de dissolução</b>		
<b>11</b>	<b>Presença de falhas</b>		
<b>12</b>	<b>Orientação de diaclases</b>		
<b>13</b>	<b>Abertura de diaclases</b>		

Quadro 4.2 – Representação da Ficha Técnica B, relacionada com as situações de instabilidade.

<b>Ficha de observação</b>	<b>Nº Estação</b>
1-Designação do talude/ vertente	
2 - Localização:	
3- Comprimento ( em metros) talude/vertente	
4 - Altura (em metros) do talude/vertente:	
5 - Pendor (Inclinação) do talude/vertente:	
6 - Litologia:	

<b>7- Tipo de Vegetação</b>	<b>Classificação</b>
Desflorestada e sem vegetação	
Existência de vegetação rasteira	
Existência de árvores de médio e pequeno porte e vegetação moderada	
Existência de árvores de grande e médio porte e vegetação moderada a densa	

8 - Esboço da Litologia, estratificação e de planos de falhas (Cortes transversais interpretativos e/ou frente interpretativa do talude/vertente):

<b>9 - Tipo de Instabilidade</b>			
Tipos de Instabilidade baseado na Classificação de Varnes (1978)	Rocha	Detritos	Solos
Desmoronamentos (Queda de blocos)			
Basculamento ("Toppling")			
Deslizamentos Rotacionais			
Deslizamentos Planares			
Deslizamentos em Cunha			
Fluxos			
Creep			
Movimentos Complexos			

10 - Trabalhos de estabilização: Indicação da existência de trabalhos de estabilização ou de protecção do talude/vertente, se são existentes deve indicar quais os efectuados.

11 - Esboço da Instabilidade (deve efectuar um desenho interpretativo com escala da instabilidade e da sua posição no talude/vertente):

12 - Velocidade dos movimentos de vertentes / taludes (deve preencher se existirem movimentos)		
Movimento	Velocidade	Classificação
Muito rápido	> 3 m/min	
Rápido	1,8 m/h a 3 m/min	
Moderado	13 m/mês a 1,8 m/h	
Lento	1,6 m/ano a 13 m/mês	
Muito lento	< 1,6 m / ano	

13 - Estados da atividade da Instabilidade (Adaptado de Unesco WP/WLI (1993))	
Atividade da Instabilidade	Classificação
Instabilidade Ativa	
Instabilidade Suspensa (Ativa nos últimos 12 meses mas não ativa no momento)	
Instabilidade Inativa com indícios (Sem atividade nos últimos 12 meses mas com indícios de actividade)	
Instabilidade Inativa (Sem atividade nos últimos 12 meses e sem indícios de actividade)	

14 - Dimensão da Instabilidade

Comprimento (m), altura (m) e profundidade (m) da parte talude/vertente afectado ou volume do material afectado pela instabilidade (m<sup>3</sup>):

15- Cosequências da instabilidade	
Consequências da Instabilidade (vai afetar ou afeta)	Classificação
Habitacões (casas de pessoas)	
Vias de comunicação (estradas)	
Edifícios (comerciais, escritórios, administrativos, exército, polícia)	
Fábricas	
Escolas e Hospitais	
Agricultura e Pastorícia	
Floresta, Savana ou Desocupado	
Zona de Praia	

16- Causas externas da instabilidade	
Causas Externas de Instabilidade	Classificação
Aumento de inclinação do talude/vertente	
Aumento de altura do talude/vertente (escavação no pé ou aterro na crista)	
Aumento do peso do talude/vertente (aplicação de sobrecargas)	
Infiltração de água	
Vibrações	
Erosão superficial	
Abrasão marinha	

17- Causas Internas da Instabilidade	
Causas Internas da Instabilidade	Classificação
Litologia	
Estrutura geológica (Estratificação, falhas, diaclases, xistosidades, filões, dobras)	
Aumento da pressão da água	
Diminuição de resistência dos terrenos	
Aumento de tensões tectónicas	

Na **quarta fase** do trabalho efetuou-se o levantamento de campo com a coleta de dados inerentes aos parâmetros relacionados com a erosão costeira e os itens relativos às instabilidade das vertentes/taludes. A recolha dos dados permitiu o preenchimento das Fichas de trabalho A e B, para isso percorreram-se as áreas de estudo a pé e procedeu-se, ao longo das arribas costeiras, à observação e medições de vários parâmetros, à definição de situações de instabilidade, bem como ao tipo de acções marinhas existentes.

Por fim, numa **quinta fase** procedeu-se ao estudo dos resultados obtidos a partir da utilização das fichas de trabalho. Efetuou-se a caracterização dos vários parâmetros relacionados com a erosão costeira, à definição e localização nas estações ou pontos de observação com diferentes graus de suscetibilidade à erosão costeira. Realizou-se a descrição e comparação dos resultados do estudo relativo às instabilidades presentes nas arribas costeiras, evidenciaram-se as características de maior importância e determinaram-se as causas e consequências mais relevantes dos movimentos de instabilidade. Mencionaram-se as possíveis soluções para as situações de estabilização e estabeleceram-se medidas de modo a prevenir e/ou reduzir as ocorrências e consequências relacionadas com as situações de instabilidades e a erosão costeira.

# 5 - Estudo da erosão costeira e das situações de instabilidade

## 5.1 – Descrição de arribas costeiras entre a Praia de S.<sup>to</sup> António e Farol do Sombreiro/Caota.

A evolução da arribas costeiras resulta, como se viu, da actuação continuada de processos erosivos conjugados com a evolução climática, o coberto vegetal e a natureza do substrato geológico, os quais originam profundas mudanças, tanto a médio como a longo prazo. Associados às situações de erosão ocorrem movimentos de instabilidade, sendo este um problema global que está, intrinsecamente ligado a determinados fatores, inerentes a cada região ou localidade.

No presente trabalho procedeu-se à caracterização de diferentes locais nas arribas costeira de S.<sup>to</sup> António/Caota (Província de Benguela), bem como à avaliação dos processos erosivos e de instabilidade em duas áreas da Província de Benguela, uma localizada entre a praia de S.<sup>to</sup> António e o Farol do Sombreiro, e outra situada na zona da Caota e da Ponta da Caluica (Figs. 2.2 e 2.3).

O perfil da linha costeira desde a pescaria Ribeiro & Irmão, até às proximidades da Fortaleza São Filipe (Farol do Sombreiro), tem uma extensão de aproximadamente 3 300 metros. Esta área de estudo compreende cinco troços, onde se localizam um conjunto de oito estações. A área da Caota e Ponta da Caluica tem somente um troço onde se localizam as duas estações.

### 5.1.1 - Troço I

Estação Ia: localiza-se entre as coordenadas geográficas 12° 36,382' Sul, 013° 19,061' Este e 12° 36,325' Sul, 013° 19,100' Este. Tem uma extensão de aproximadamente 225 metros, as arribas têm cerca de 40-50 metros de altura máxima e uma inclinação 85° para NE e E .

As arribas apresentam a seguinte sucessão de unidades (Fig. 5.1): 1) A base corresponde a uma praia arenosa moderna que apresenta, na sua face superior, cordões espessos de seixos perfurados por foládios, transportados pelos temporais; 2) Superiormente verifica-se a presença de um pequeno entalhe de plataforma de abrasão sobre o qual assenta um depósito de praia levantada (Plistocénico superior) com conchas subfósseis de *Conus*; 3) Na penúltima unidade encontram-se depósitos de vertente heterométricos e pouco consolidados, de idade plistocénica superior a holocénica recente; 4) Regista-se, por fim, o “bed-rock” composto por siltitos, margas e arenitos finos, com a superfície bastante alterada nalguns locais e afetado por ravinamentos que mascaram a plataforma de topo da arriba. Do ponto de vista estrutural verifica-se a presença de falhas, conseguindo-se distinguir vários blocos distintos.

A vegetação apresenta-se rasteira, situação que se repete noutros troços, excetuando-se o troço da Caota e Ponta da Caruita. Registam-se situações de desmoronamento (quedas de blocos), o material resultante da instabilidade tem uma dimensão entre  $1,0 \times 0,5 \times 0,5 \text{ m}^3$  ( $\approx 0,25 \text{ m}^3$ ) e  $2,0 \times 1,0 \times 1,5 \text{ m}^3$  ( $\approx 3,0 \text{ m}^3$ ) e quando ocorrem constituem uma forma de protecção do sopé. A velocidade dos movimentos de queda dos blocos é definida como rápida a muito rápida. O estado da actividade da instabilidade é ativa de acordo com a classificação adaptada de Unesco WP/WLI, 1993. Como consequência a instabilidade afecta a zona de praia e está associada à erosão superficial e infiltração da água, altura do talude/vertente, abrasão marinha e também à constituição litológica, diaclases e planos de falhamento e redução de resistências dos terrenos.

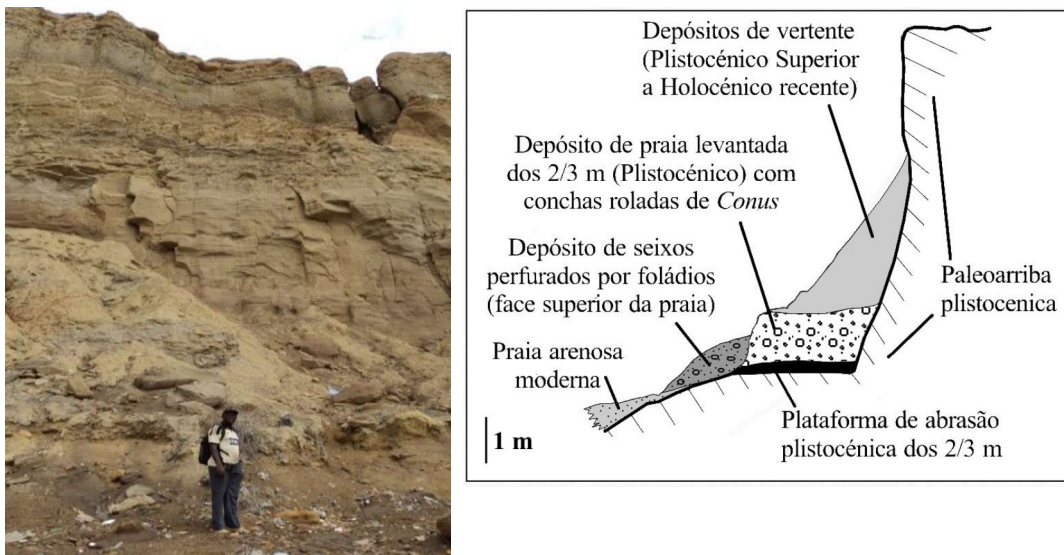


Figura 5.1 - Panorâmica e Perfil esquemático da arriba situada junto à Pescaria Ribeiro & Irmão. Note-se a erosão dos estratos miocénicos e as situações de instabilidade daí decorrentes, das quais resultou a acumulação de um depósito de vertente que se sobrepõe aos depósitos de praia.

Estação Ib: As coordenadas geográficas da Estação Ib são 12° 36,296' Sul, 013° 19,089' Este e 12° 36,236' Sul, 013° 19,058' Este, apresenta aproximadamente 150 m de extensão com pendor de 85°E. A litologia é constituída predominantemente por argilas de cor preta, siltitos com *Nassarius* (Figs. 5.2 e 5.3). O tipo de instabilidade predominante são os desmoronamentos (quedas de blocos), com dimensões entre 0,30x0,22x0,18 m<sup>3</sup> (≈0,01 m<sup>3</sup>) e 0,50x0,30x0,30m<sup>3</sup> (≈0,25 m<sup>3</sup>) que são deste modo inferiores às encontradas na Estação Ia. A instabilidade afeta a zona de praia que se encontra sem protecção do sopé. A velocidade dos movimentos é classificada como rápida a muito rápida, e o estado da atividade da instabilidade é definido como ativo.

As causas externas da instabilidade estão relacionadas com a abrasão marinha, altura do talude/vertente e infiltração de água e as causas internas estão associadas à litologia, às estruturas geológicas, à pressão da água e diminuição de resistência de terrenos. Observou-se a presença de uma falha com extensão visível de vários metros e de direção variável que permitiu estabelecer a transição entre as Estações 1a e 1b (Fig. 5.2).





Figura 5.2 – Presença de plano de falhamento na zona de transição da estação Ia para a estação Ib.



Figura 5.3 – Instabilidade da arriba por erosão marinha e ação de meteorização.

### 5.1.2 - Troço II

Estação IIa: As coordenadas geográficas correspondem a 12° 36,160' Sul, 013° 19,946' Este e 12° 36,116' Sul, 013° 18,850' Este. A extensão da Estação IIa é de 300 metros com arribas de pendor NE e com uma altura máxima de 20-25 m. A litologia é

constituída por margas e arenitos finos, compactos, dispostos em bancadas espessas com níveis acimentados por vezes esbranquiçados (Fig. 5.4).

O principal tipo de instabilidade que ocorre na estação Ila corresponde aos desmoronamentos na forma de quedas de blocos, com dimensões compreendidas entre  $1,5 \times 1,0 \times 1,0 \text{ m}^3$  ( $\approx 1,5 \text{ m}^3$ ) e  $2,0 \times 1,5 \times 1,5 \text{ m}^3$  ( $\approx 4,5 \text{ m}^3$ ) o que supera em termos médios os valores dimensionais dos blocos rochosos tombados das estações Ia e Ib. A velocidade dos movimentos pode classificar-se como rápida a muito rápida e arribas apresentam-se ativas em termos de instabilidade, esta última abrange a zona de praia e pode atingir os turistas balneares. As principais causas externas dos movimentos de instabilidade estão ligadas à abrasão marinha, modificação das características geométricas das arribas e as causas internas correspondem à litologia, estruturas geológicas, aumento da pressão da água e redução de resistência de terrenos.



Figura 5.4 – Panorâmica da Estação Ila, em que se observam diversos desmoronamentos (quedas de blocos).

Estação IIb: Corresponde às coordenadas: 12° 36,102' Sul, 013° 19,819' Este e 12° 36,041' Sul, 013° 18,694' Este, e apresenta uma extensão de 375 metros, em que as arribas têm pendur 85°NE e uma altura aproximada de 25-30 m.

Observa-se que a face da arriba está preenchida por um emaranhado de vénulas de gesso fibroso esculpindo uma estrutura sigmóidal ou quadricular. A base destas arribas está sulcada por influência do trabalho das ondas diminuindo a resistência dos terrenos, causando desmoronamento de materiais que variam entre 1,5x1,0x1,0 m<sup>3</sup> (≈1,5 m<sup>3</sup>); 1,3x1,0x1,0 m<sup>3</sup> (≈1,3 m<sup>3</sup>), com movimentos de vertentes rápidos a muito rápidos. A instabilidade classifica-se como ativa, afecta a zona de praia e não existem trabalhos de estabilização.

A litologia local do "bed-rock" está constituída por arenitos, siltitos e margas gipsíferas. No topo da arriba observam-se restos de solo esquelético coberto por vegetação rasteira esparsa. A Fig. 5.5 ilustra o contexto observado, em que as vénulas de gesso, sobressaem por erosão diferencial.



Figura 5.5 - Arriba da Estação IIb com base sulcada por abrasão.

### 5.1.3 - Troço III

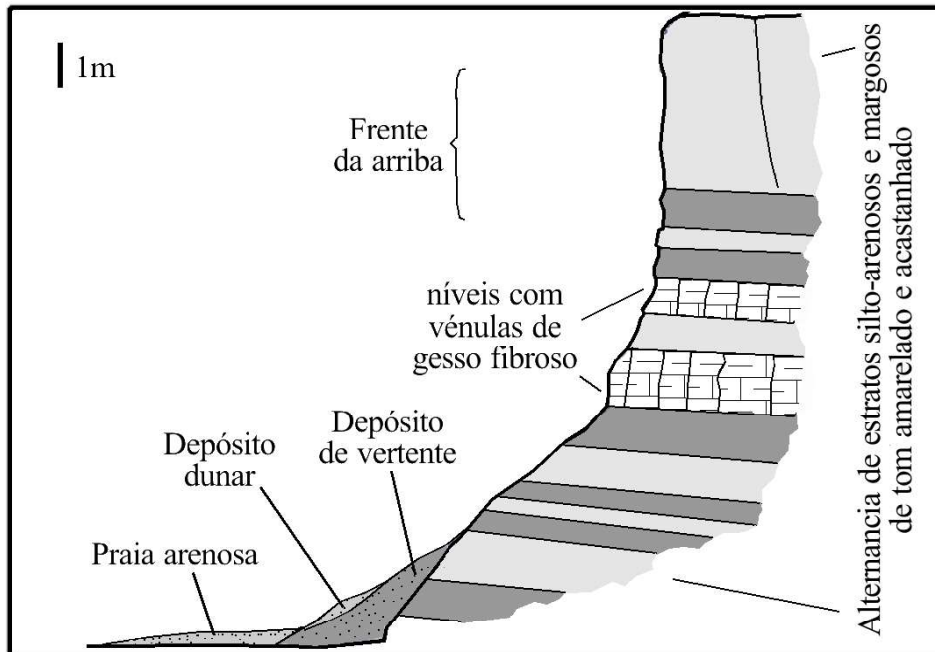
Estação IIIa: Esta área apresenta como coordenadas: 12° 35,917' Sul, 013° 18,534' Este e 12° 36,804' Sul, 013° 18,438' Este, e tem uma extensão de 375 metros com pendor NE e uma altura aproximada de 50-60 metros.

A litologia do talude/vertente consiste em conglomerados e arenitos compactos. Próximo da linha intermitente da água observam-se pequenos blocos pedunculados e chaminés de fada ravinadas por erosão diferencial e uma praia arenosa contínua com cerca de 5 metros de largura durante a praia-mar (Fig. 5.6).

Os movimentos de materiais ocorrem sob a forma de queda de blocos, deslizamentos planares e de fluxos de materiais friáveis finos para a base da arriba, formando pequenos cones de dejeção. As dimensões destas estruturas variam entre 1,0 m<sup>3</sup> e 2,0 m<sup>3</sup>, sendo que os materiais caídos estabilizam o sopé. Os movimentos de vertentes/taludes têm velocidades muito rápidas a moderadas e o estado da instabilidade é considerado como suspenso (ativa nos últimos 12 meses mas sem atividade presente). A instabilidade afeta a zona de praia. As causas externas e internas de instabilidades estão relacionadas com a infiltração e pressão da água, erosão superficial, modificação da geometria das arribas e com a estratificação e o diaclasamento (Fig. 5.7).



Figura 5.6 - Panorâmica de arriba da estação IIIa em que se observam movimentos de instabilidade e depósitos de cobertura.



Figura

5.7 - Perfil esquemático da arriba no troço da estação IIIb.

Estação IIIb: Esta área de arriba corresponde às coordenadas GPS, 12° 35,773' Sul, 013° 18,416' Este e 12° 35,718' Sul, 013° 18,365' Este, apresenta uma extensão de 225 metros, aproximadamente, e uma altura superior a 25 metros, com inclinação da exposição dos taludes para nordeste.

O tipo de litologias presentes nos estratos expostos nas arribas da estação IIIb consiste em margas e arenitos pouco compactos e dispostos em estratos fracamente inclinados em sentido oposto à frente da arriba (Figura 5.8). Como movimentos de instabilidade observa-se o desabamento de materiais do "bed rock" com dimensões que variam entre  $1,2 \times 1,1 \times 1,0 \text{ m}^3 (\approx 1,32 \text{ m}^3)$  e  $1,5 \times 1,0 \times 1,0 \text{ m}^3 (\approx 1,5 \text{ m}^3)$ , não existindo estabilização no sopé. Os movimentos de vertentes/taludes são rápidos a muito rápidos. A instabilidade é ativa e afeta a zona de praia. As causas externas são a infiltração de água, erosão superficial e abrasão marinha e, as internas o aumento da pressão de água, a litologia, a estrutura geológica e a redução da resistência dos terrenos (Fig.5.8).

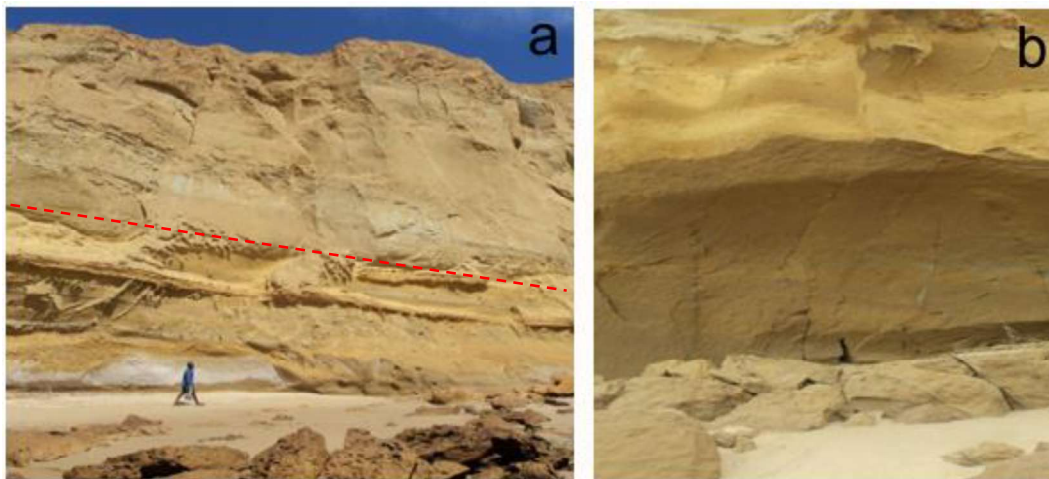


Figura 5.8 - Tipo de instabilidade e movimento de materiais da estação IIIb. a - Panorâmica do local; b - Aspeto da base da arriba afetada pela abrasão marinha.

#### 5.1.4 - Troço IV

Estação IVa: Apresenta como coordenadas 12° 35,477' Sul, 013° 18,331' Este e 12° 35,426' Sul, 013° 18,222' Este, e uma extensão de aproximadamente 150 m, ao longo da qual a frente da arriba está exposta com pendor NE e atinge uma altura cerca de 65-70 metros.

Observa-se uma arriba com inclinações próximo da vertical com uma litologia constituída por arenitos compactos e margas (Fig. 5.9). Verifica-se a presença de uma linha da água intermitente que na época chuvosa transporta materiais que se depositam junto da linha da praia formando um cordão de sedimentos rochosos.

Os tipos de instabilidade mais frequentes são a queda de blocos e os deslizamentos planares. As dimensões dos materiais instabilizados variam entre  $1,0 \times 0,3 \times 1,2 \text{ m}^3$  ( $\approx 0,36 \text{ m}^3$ ) e  $2,0 \times 1,5 \times 1,0 \text{ m}^3$  ( $\approx 3,0 \text{ m}^3$ ). A instabilidade afeta uma zona de praia sem proteção. A litologia, a estrutura geológica, a diminuição da resistência dos terrenos e o incremento da pressão da água são causas internas de instabilidades das arribas e as causas externas estão relacionadas com o aumento de inclinação das arribas, infiltração de água, erosão superficial e abrasão marinha.



Figura 5.9 - Estação IVa, litologia e situações de instabilidade.

### 5.1.5 - Troço V

Estação Va: Este local tem uma extensão de aproximadamente 375 m, e tem como coordenadas geográficas: 12° 35,404' Sul, 013° 18,150' Este; 12° 35,162' Sul, 013° 18,030' Este.

A arriba é subvertical, com 80-95 metros de altitude, aproximadamente. A linha da costa insere-se num relevo constituído por formações rochosas (arenitos cimentados) mais resistentes à erosão marinha, formando um pequeno promontório designado como “farol do Sombreiro”, no entanto é de assinalar que a base das arribas é constituída essencialmente por unidades margosas e argilosas.

Os tipos de instabilidades presentes correspondem aos desmoronamentos (quedas de blocos), as dimensões mais comuns variam entre  $0,4 \times 0,4 \times 0,2 \text{ m}^3$  ( $\approx 0,032 \text{ m}^3$ ) e  $2,0 \times 1,5 \times 1,0 \text{ m}^3$  ( $\approx 3,0 \text{ m}^3$ ), os movimentos são rápidos a muitos rápidos e atingem a zona de praia. As causas externas das instabilidades observadas são devidas ao incremento da inclinação, à infiltração da água e abrasão marinha, erosão superficial e, as causas internas estão relacionada com a litologia e estrutura geológica e aumento da pressão da água e a redução da resistência dos terrenos (Fig.5.10).



Figura 5.10 – Estação Va próxima da Fortaleza S. Filipe (Farol do Sombreiro)

### 5.1.6 - Troço VI

Talude VIa: Situa-se na área da Caota/Caruita ao longo de 600 m de extensão, aproximadamente, ao que correspondem as coordenadas: 12° 35,510' Sul, 013° 15,972' Este; 12° 35,280' Sul, 013° 15,729' Este. Desde a Pescaria Cota até à Ponta da Caruita, as arribas são de altura moderada com alturas até 13 m. Nelas se intercalam níveis de arenitos brancos, castanhos e calcários compactos.

O tipo instabilidade presente é o desmoronamento de rochas com dimensões que variam entre  $2,3 \times 1,1 \times 1,5 \text{ m}^3 (\approx 3,0 \text{ m}^3)$ , e  $2,0 \times 1,0 \times 1,6 \text{ m}^3 (\approx 3,0 \text{ m}^3)$ . As ocorrências de instabilidade afetam a zona de praia e os edifícios existentes nas proximidades das arribas. As causas de instabilidades externas são a abrasão marinha, o aumento do peso no topo das arribas (casas edificadas sobre a arriba) e a infiltração da água, enquanto as causas internas devem-se ao aumento da pressão da água, à diminuição da resistência dos terrenos e à própria estrutura geológica (Fig. 5.11).

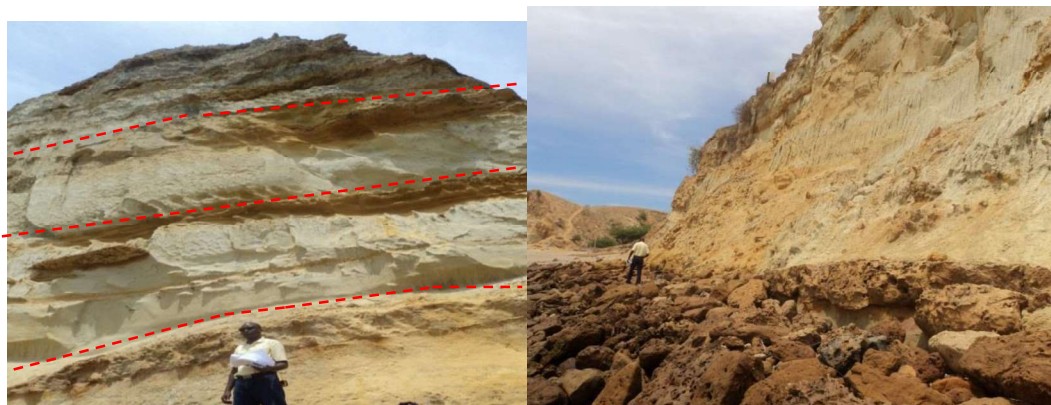


Fig.5.11 – Estação VIa, na área da Caota/Caluita.



Estação VIb: Apresenta por coordenadas: 12° 35,261' Sul, 013° 15,743' Este e 12° 35,101' Sul, 013° 15,860' Este, tem aproximadamente 300 metros de extensão, uma altura de cerca de 2-5 m.

A litologia das arribas é constituída por calcários e calcários arenitos compactos. O tipo de instabilidades consiste no desmoronamento de rochas com dimensões que variam entre  $1,0 \times 1,1 \times 1,5 \text{ m}^3$  ( $\approx 1,65 \text{ m}^3$ ) e  $1,3 \times 1,2 \times 1,2 \text{ m}^3$  ( $\approx 1,87 \text{ m}^3$ ) e que atingem a zona de praia. Consideram-se as causas de instabilidades externas como devidas à abrasão marinha, infiltração de água, aumento do peso do talude/vertente (habitações nas proximidades da costa) e as causas internas relacionadas com o aumento da pressão da água, diaclasamento e litologia (Fig.5.12).



Fig. 5.12 – Estação VIb na área da Caruita.

## **5.2 – Avaliação da erosão costeira, entre a Praia de S.<sup>to</sup> António e Farol do Sombreiro/Caota.**

A morfologia da arribas costeiras está relacionada com processos erosivos que causam profundas mudanças, tanto a médio como a longo prazo. No presente trabalho efetuou-se a avaliação destes processos nas arribas em duas áreas próximas da cidade de Benguela, uma localizada entre a praia de S.<sup>to</sup> António e o Farol do Sombreiro, e outra situada na zona da Caota/Ponta da Caluica. Procedeu-se à avaliação da suscetibilidade à erosão costeira em oito estações na primeira área que

compreende 5 estações, e em duas estações na que situam área da Caota e na Ponta da Caluica.

Na classificação de suscetibilidade utilizaram-se os vários parâmetros apresentados na Ficha Técnica A, relacionados com os aspetos litológicos e a sua resistência, características das diaclases e da estratificação, proteção do sopé e dimensão da arribas, bem como as ações marinhas.

### **5.2.1 – Litologia**

O parâmetro ou fator de controlo da litologia está relacionado com as características da composição mineralógica dos materiais geológicos existentes nas arribas e a sua resistência, na área do presente estudo ocorrem rochas sedimentares que foram classificadas em 4 termos:

1 - Os calcários e os calcários areníticos que pertencem ao membro superior da Formação de Quifandongo e que apresentam a resistência mais elevada das formações estudadas;

2 - Os conglomerados e areníticos compactos, pertencentes ao membro inferior da Formação de Quifandongo, de resistência média, e que corresponde ao termo 2 do parâmetro da litologia.

3 – Os arenitos e margas, relativos ao membro inferior da Formação de Quifandongo e de resistência média a baixa.

4 – As margas, argilas e siltitos que se enquadram no membro inferior da Formação de Quifandongo e apresentam uma resistência baixa.

Do levantamento de campo verificou-se que os calcários e os arenitos carbonatados, ocorrem nas estações VIa e VIb que se localizam na área da Caota e da Caluica, o que corresponde a 20,0% das estações estudadas (Fig. 5.13). Os conglomerados e areníticos compactos, referenciados no termo 2, ocorrem em 10,0% das estações consideradas e verifica-se a sua presença na estação IIIa. Constatou-se a presença das unidades do termo 3 (margas e arenitos) em 50,0% do conjunto das estações, estas correspondem às estações Ia, IIa, IIb, IIIb e IVa. As unidades de menor

resistência correspondentes às argilas, margas e siltitos ocorrem em 20,0% dos pontos de observação, e são visíveis nas estações Ia e V.

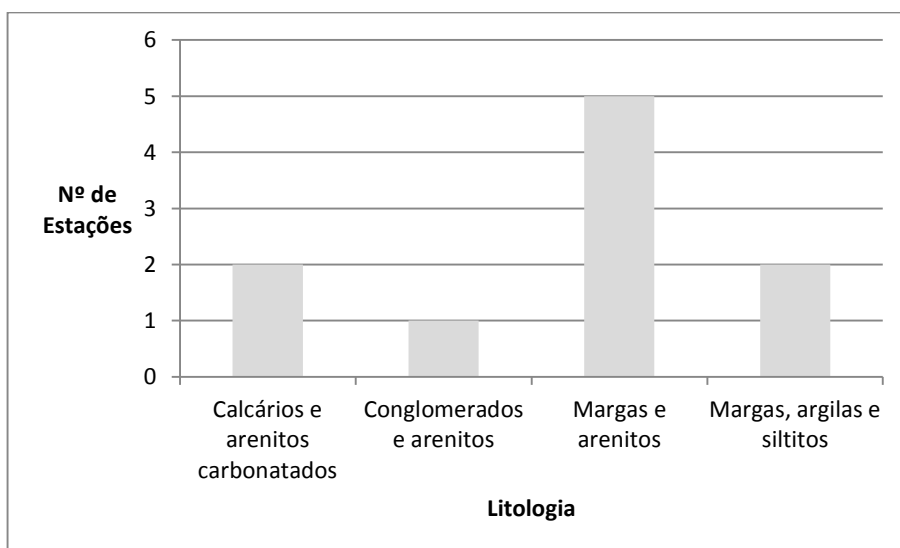


Figura 5.13 - Distribuição do fator Litologia nas áreas estudadas.

### 5.2.2 – Espaçamento das discontinuidades

As diáclases são discontinuidades muito frequentes nos maciços rochosos e permitem a infiltração da água, contribuindo para a sua alteração e desintegração. O parâmetro do espaçamento das diáclases apresenta 5 termos, desde diáclases afastadas a muito afastadas até muito próximas, que se podem observar no Quadro 4.1. Verificou-se que o termo correspondente às diáclases muito próximas não está presente nas estações consideradas (Fig. 5.14). O termo correspondente às diáclases medianamente afastadas a muito afastadas, entre 20 a 200 cm, é o mais frequente, e ocorre em 40% das células. As diáclases afastadas a muito afastadas são visíveis em 10% dos pontos de observação, designadamente na estação Ia. As fraturas próximas e muito próximas são observáveis em 20% e estão geralmente associadas à unidade das margas, argilas e siltios e também dos calcários e arenitos carbonatados.

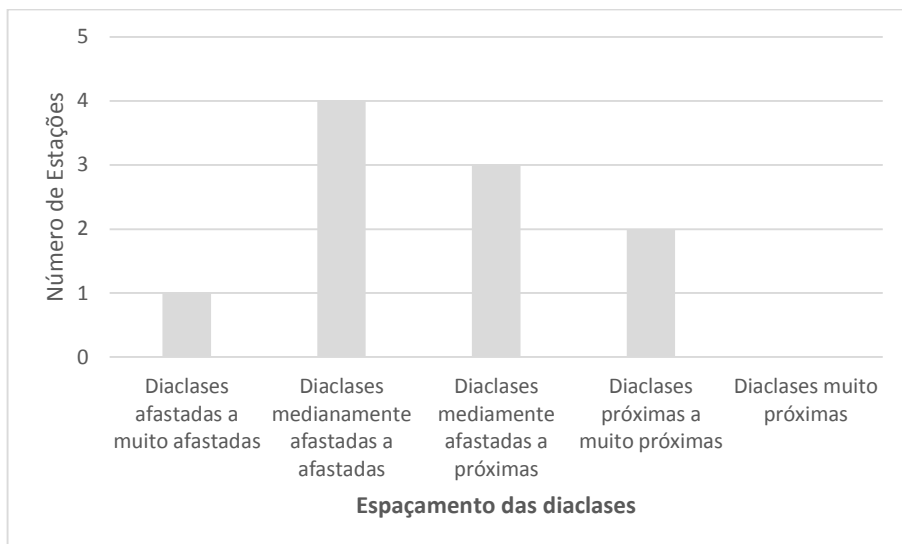


Figura 5.14 - Distribuição do Fator Espaçamento das descontinuidades nas estações estudadas.

### 5.2.3 - Espessura das camadas

O fator da espessura das camadas apresenta três termos, mas destes só se conseguiram definir dois termos. Os estratos apresentaram uma percentagem muito elevada (80%), para o termo relativo à espessura mediana (Fig. 5.15). Os estratos de maior espessura e os mais delgados observaram-se num menor número de arribas, e corresponderam, respetivamente, a 10% em termos percentuais. Os de maior espessura foram encontrados na estação IIIb, e os de menor espessura foram observados na estação VIb, neste último caso correspondendo a arribas com calcários e arenitos carbonatados.

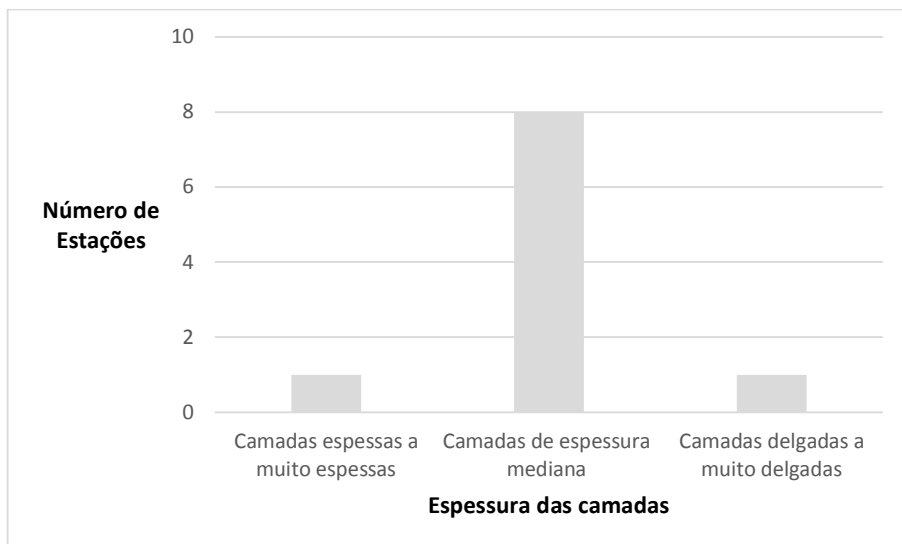


Figura 5.15 - Distribuição da espessura das camadas nas estações estudadas.

#### 5.2.4 - Atitude das camadas

Nas áreas entre a praia de S.<sup>to</sup> António e o Farol de Sobreiro e da zona da Caota, o parâmetro da atitude das camadas é dominado por dois termos: Camadas sub-horizontais e inclinação contrária ao talude. Para as primeiras têm-se valores percentuais de 50% (Fig. 5.16). Para as camadas de Inclinação contrária à das faces das arribas os valores percentuais são de 40% em relação ao conjunto de estações consideradas, e a sua presença é verificada nas estações Ib, IIa, IIIa e VIa.

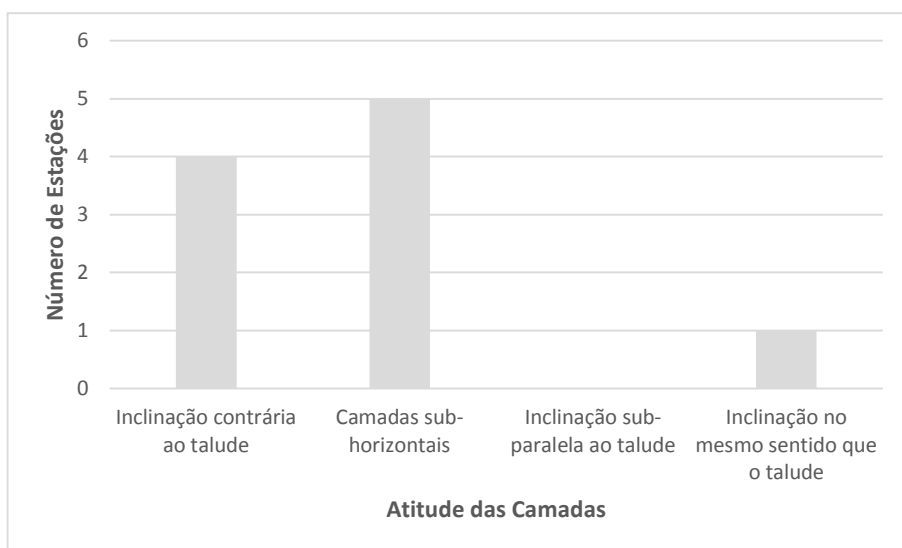


Figura 5.16- Distribuição da orientação das camadas nas estações estudadas.

### 5.2.5 – Proteção do sopé

Para o parâmetro relativo à proteção de sopé das arribas constatou-se a não presença do termo 1 (existência de plataforma de abrasão recente). Constatou-se o predomínio da presença de proteção de sopé sob a forma de blocos caídos, o que corresponde ao valor percentual de 70,0% (Fig. 5.17), este último termo é mais comum nas arribas de material mais resistente como os calcários e calcários areníticos, bem como nas constituídas por conglomerados e areníticos compactos. Para o termo relacionado com a ausência de proteção verificou-se a sua observação em 3 estações, o que equivale em termos percentuais a 30%.

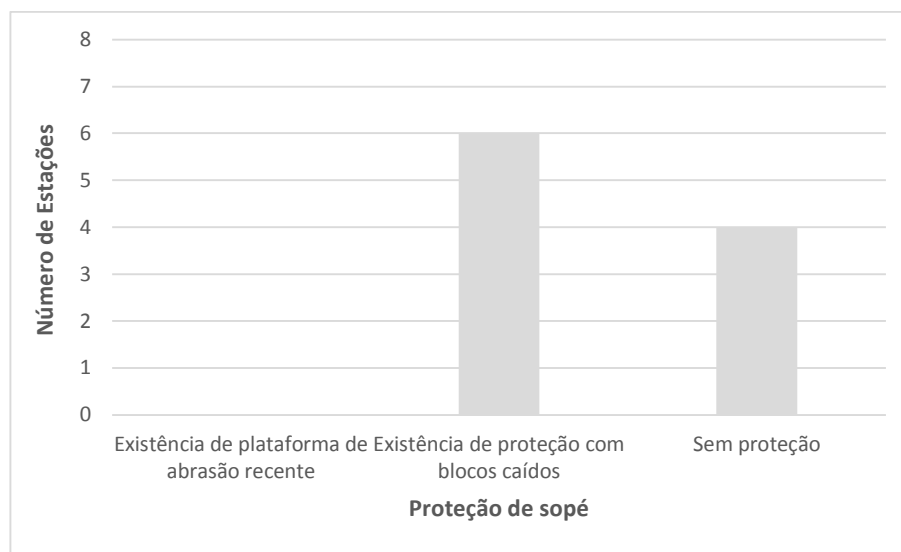


Figura 5.17 - Distribuição da proteção de sopé das arribas

### 5.2.6 – Alturas das arribas

Todos termos relacionados com a altura das arribas estão representados nas estações estudadas com a exceção das alturas compreendidas entre 15 e 20m, sendo o termo dominante correspondente à altura superior a 25 metros, na razão de 70,0% para as estações consideradas (Fig. 5.18). A altura inferior a 10 metros apresenta o valor percentual de 10%, é relevante nas estações VIb, em que se verifica a ocorrência da unidade correspondente aos calcários e calcários areníticos.

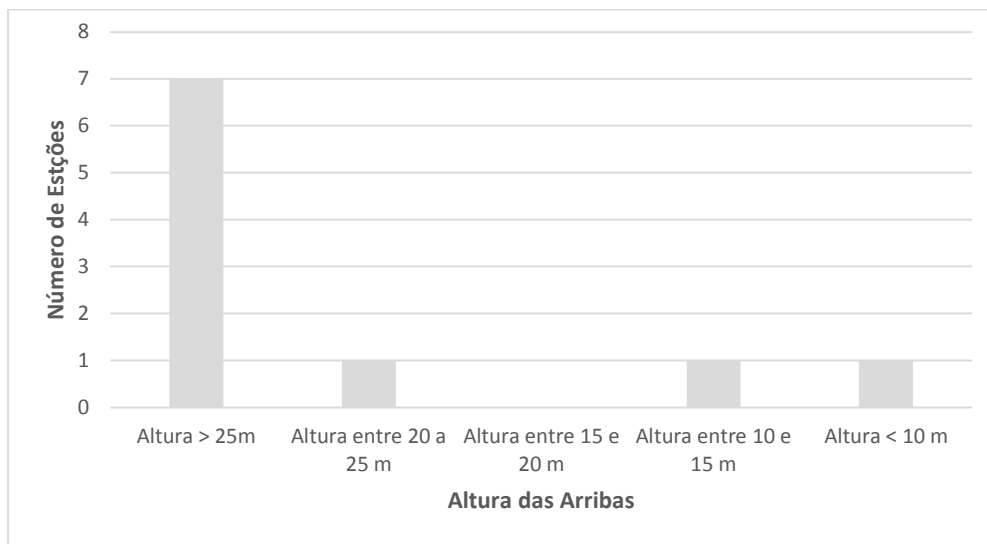


Figura 5.18- Distribuição da altura das arribas

### 5.2.7 – Intensidade das ações marinhas

As estações pertencentes aos primeiros quatro troços foram enquadradas no termo 1, que corresponde às enseadas abrigadas e litoral leste, e correspondem a 70% do total das estações (Fig. 5.19). A estação Va pertence ao termo 3, relativo à proximidade da Ponta do Sombreiro, enquanto as estações VIa e VIb correspondem ao termo 4, (pontas do Sombreiro e da Caota/Caruita).

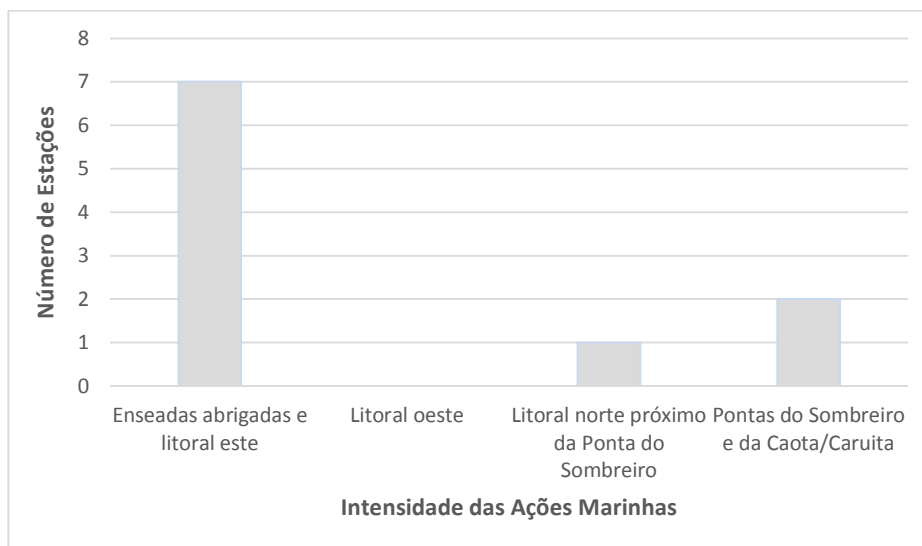


Figura 5.19 - Intensidade das ações marinhas

## 5.2.8 - Suscetibilidade erosiva das arribas costeiras

Os estudos efetuados demonstram que a suscetibilidade à erosão costeira nos troços estudados, não é constante. Os valores do somatório, com ponderação, dos vários termos dos parâmetros ou fatores para as estações são apresentados no Quadro 5.1 e na Fig. 5.20. Pode verificar-se que os valores obtidos variam entre 22 e 34. O intervalo de variação obtido por Marques & Romariz (1989), também numa área constituída quase exclusivamente por rochas sedimentares calcárias e margosas está compreendido entre 17 e 42 e permitiu definir 5 classes de suscetibilidade à erosão litoral, desde muita baixa a muito elevada. É de salientar que o número de pontos de observação ou estações, no presente estudo é reduzido e corresponde a uma dezena, no entanto a título indicativo sugere-se a existência de 3 classes ou graus de suscetibilidade (baixo, médio, elevado) que são apresentadas no Quadro 5.2. Pode verificar-se a existência de 1 estação (Ia) que apresenta valores inferiores a 25 e que pode ser classificada como de baixa suscetibilidade à erosão, 6 estações têm valores compreendidos entre 25 e 30, pelo que são enquadradas como de média suscetibilidade e 3 estações (Ib, Va e VIb) apresentam valores superiores a 30 e são definidas como de suscetibilidade elevada.

Quadro 5.1 – Resultados da avaliação da suscetibilidade à erosão

Estação	Somatório ponderado dos vários termos dos parâmetros relativos à suscetibilidade erosiva costeira
Ia	22
Ib	34
IIa	25
IIb	29
IIIa	25
IIIb	25
IVa	28
Va	33
Via	27
VIb	34



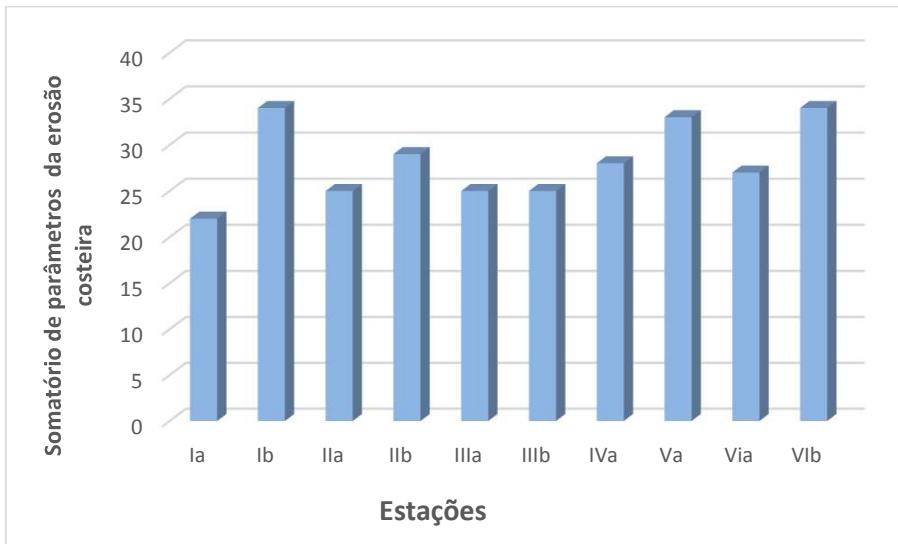


Figura 5.20 – Valores do somatório dos parâmetros relativos à erosão costeira para as várias estações consideradas

Quadro 5.2 – Classes ou graus de suscetibilidade à erosão costeira

Grau	Baixo	Médio	Elevado
Valores	<25	25-30	>30
Casos registados	1	6	3

### **5.3 – Factores determinantes das instabilidades das arribas costeiras de S.<sup>to</sup> António e Farol do Sombreiro/Caota**

As instabilidades de vertentes/taludes estão associados a vários mecanismos, pelo que a sua identificação pode ser um processo complexo, bem como a determinação dos processos envolvidos nos movimentos de instabilidade. Para a sua definição e compreensão deve recorrer-se à fundamentação científica, à quantificação e respetiva análise. Para a descrição e estudo das situações de instabilidade nas arribas utilizaram-se os diferentes parâmetros da Ficha Técnica B, estes foram definidos através da caracterização de campo de arribas características das dez estações consideradas e também através da observação de imagens digitalizadas.

As arribas estudadas apresentam várias situações de instabilidade, devido às suas características geológicas e estruturais, à localização e respetivas ações marinhas e meteorológicas.

Verificou-se a existência de dois tipos de coberto vegetal, com grande predomínio para a classe de vegetação rasteira que corresponde a 80% das situações estudadas, enquanto a classe correspondente à ausência de vegetação foi definida para 20% das arribas das estações consideradas (Fig. 5.21), estes valores revelam que as arribas apresentam pouca vegetação, uma situação comum para este tipo de formas do relevo, mas que no caso de estudo podem estar igualmente relacionados com o pendor elevado, o tipos de materiais geológicos, a evolução do relevo associada aos processos erosivos e de instabilidade, a precipitação reduzida e as ações marinhas.

Os movimentos de instabilidade foram classificados de acordo com as classificações de Varnes (1978) e de Cruden & Varnes (1996), constatou-se que 100,0% das arribas instabilizadas nas estações consideradas têm queda de blocos, 20% apresentam deslizamentos planares e 10% evidenciam situações de fluxos (Figura 5.22). Os movimentos de desmoronamento estão associados aos processos erosivos, à presença de litologias de resistência diferenciada, aos pendores próximos da vertical que as arribas apresentam, às daclases e estratificação e à ação da água.

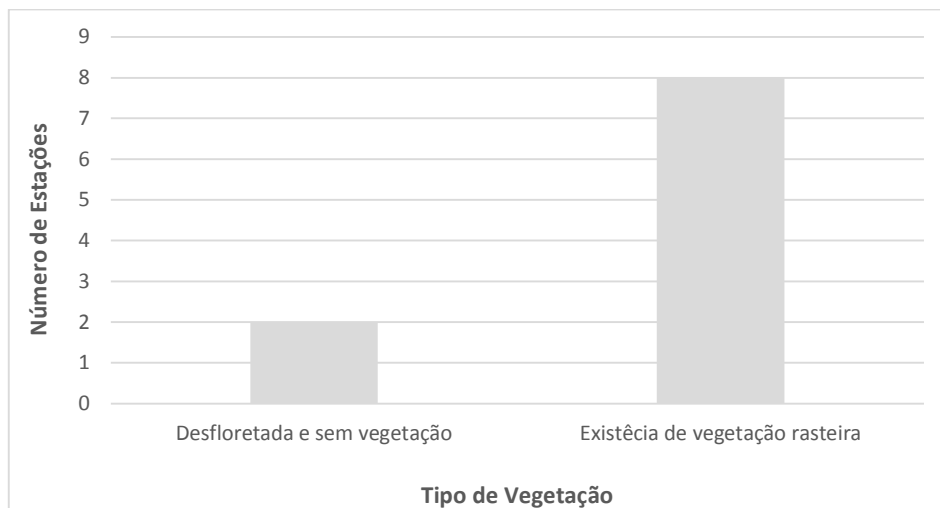


Figura 5.21 - Tipo de vegetação existente nas arribas.

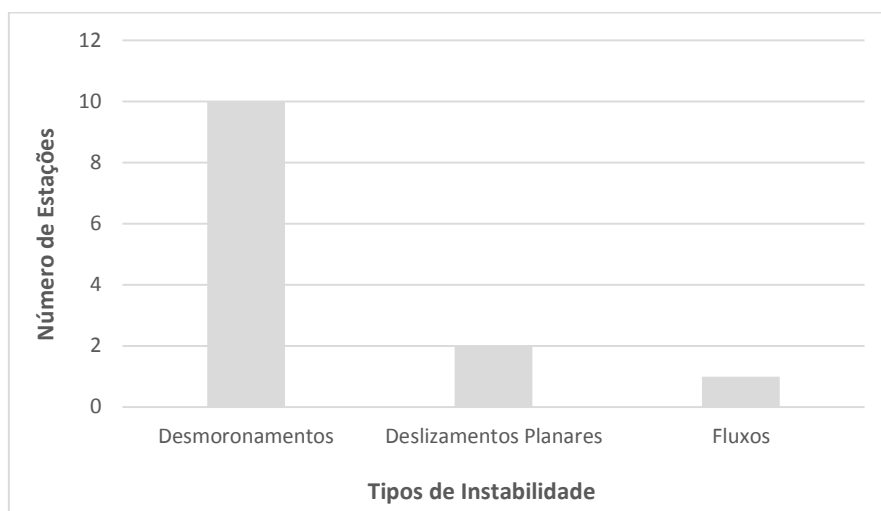


Figura 5.22 – Tipos de movimentos de instabilidade nas arribas.

Constatou-se que em 90% das arribas das estações estudadas verificaram-se movimentos considerados muito rápidos, com velocidades superiores a 3 m/min, em 30% definiu-se a velocidade como rápida, em que as velocidades estão compreendidas entre 1,8 m/h a 3m/min, enquanto em 10% detetaram-se movimentos moderados em termos de velocidade (Fig. 5.23). As velocidades muito rápidas e rápidas estão associadas às quedas de blocos, deslizamentos planares e fluxos, enquanto para uma situação de deslizamento rotacional se definiu como de velocidade moderada.

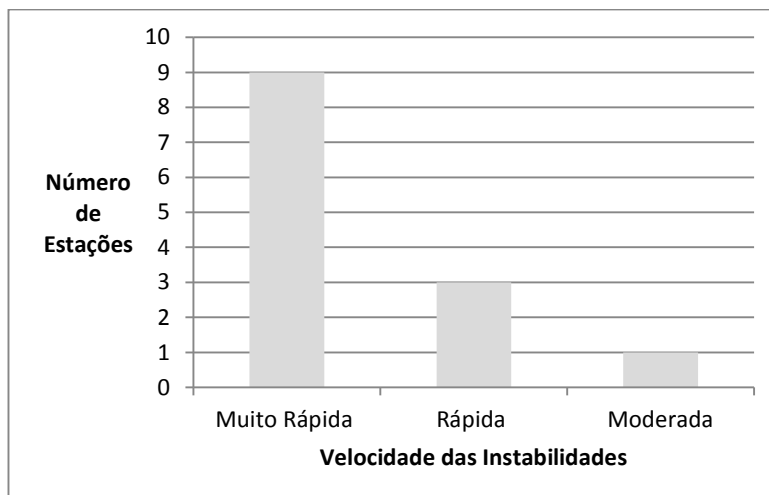


Figura 5.23 - Velocidade de movimentos de instabilidade nas arribas.

A análise dos estado de atividade das instabilidades são baseados na proposta do WPWLI (1993), do conjunto das arribas consideradas considerou-se que em 80% se considerou as instabilidades como ativas, e em apenas 10%, se definiram as instabilidades, respetivamente, como suspensas e inativas com indícios de atividade anterior (Fig. 5.24). A situações de desmoronamentos existentes permitiram a classificação das arribas, em termos de instabilidade, como ativas ou suspensas, neste último caso considera-se que existiram movimentos nos últimos 12 meses.

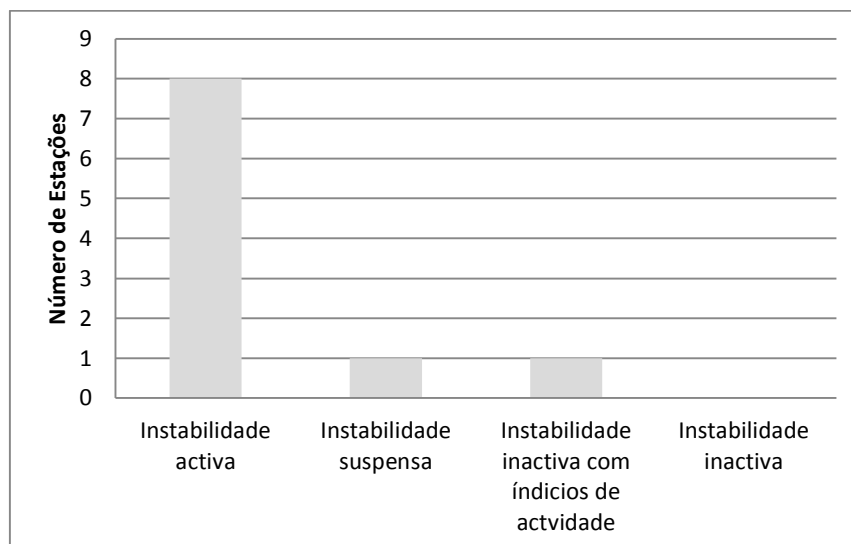


Figura 5.24 - Estados de atividade da instabilidade das arribas.

Nas causas externas das instabilidades obtiveram-se resultados para seis parâmetros, a representação dos resultados é apresentada na Fig. 5.25, pode observar-se que as causas mais importantes são a abrasão marinha, o aumento da altura da arriba e a infiltração de água que estão presentes, respetivamente, em 90%, 60% e 90% das arribas consideradas. Os restantes parâmetros correspondem a causas externas das situações de instabilidade para 20% a 40% das arribas das estações analisadas (Fig. 5.25). O predomínio da abrasão marinha está relacionado com a própria localização das arribas que se situam nas proximidades ou em contacto com o Oceano Atlântico e a respetiva ação da ondulação e marés, a infiltração da água está associada à precipitação e à presença da água do mar, enquanto o aumento da altura da arriba é desenvolvido através dos processos erosivos na base das arribas.

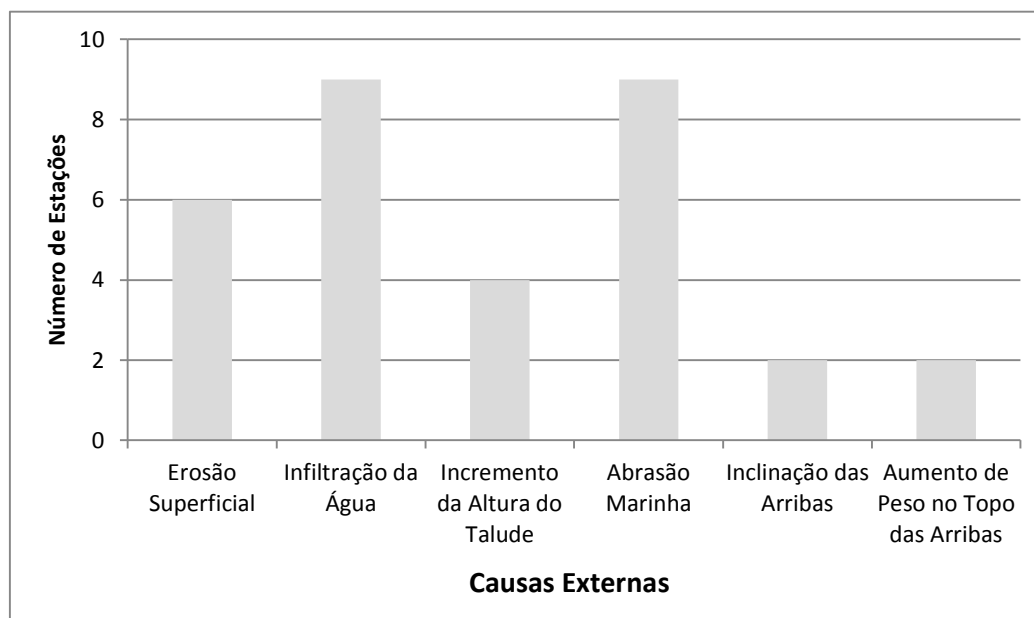


Figura 5.25 - Causas externas da instabilidade nas arribas.

Nas causas internas que condicionam a instabilidade nas arribas destacam-se as estruturas geológicas designadamente a estratificação e as fraturas como as diaclases e os planos de falhamento, a sua influência está presente na totalidade das estações estudadas. A composição litológica das arribas e o aumento de pressão de água também influenciaram as situações de instabilidades, respetivamente, em 9 das 10 arribas consideradas (Fig. 5.26). Deve assinalar-se que a diminuição da resistência dos terrenos também originou os movimentos de instabilidade em 7 das arribas, não

se considerando como causa das instabilidades existentes o incremento das ações tectónicas.

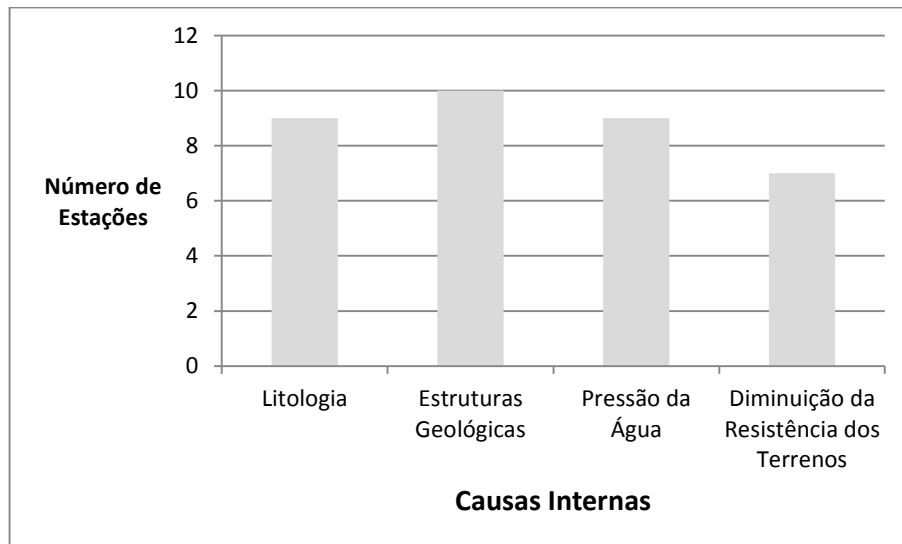


Figura 5.26 - Causas externas da instabilidade das arribas

De modo a evitar as possíveis consequências das situações de instabilidade analisadas, e tendo em atenção as suas características de imprevisibilidade, será necessário alertar as populações e os turistas das zonas balneares dos potenciais perigos que se podem verificar.

## 6. Conclusões e recomendações

Este trabalho procurou avaliar a erosão costeira e as instabilidades das arribas rochosas das áreas da Praia de S.<sup>to</sup> António/Ponta do Sombreiro e da Caota.

O trabalho de campo permitiu verificar que a maior parte das arribas têm uma altura superior a 25 metros e apresentam uma exposição para Nordeste e/ou Leste, pelo que as ações marinhas não são, para estes últimos casos, muito intensas. A litologia presente nas arribas da área entre a praia de S.<sup>to</sup> António e as imediações do Farol do Sombreiro é constituída por unidades do membro inferior da Formação de Quifandongo, em que se destacam principalmente as margas e os arenitos, estando também presentes as argilas, os siltitos e os conglomerados. Na área da Caota/Ponta da Caluica ocorrem calcários, calcários areníticos e arenitos pertencentes ao membro superior da Formação de Quifandongo.

Analisou-se a erosão costeira das arribas, através de uma adaptação da metodologia desenvolvida por Marques & Romariz (1989).

A caracterização de campo e a quantificação dos vários parâmetros considerados para a definição da erosão costeira, permitiu verificar que o termo das diáclases mais frequente (cerca de 40%) é o das medianamente afastadas a muito afastadas. As camadas de espessura mediana (20 a 60 cm) apresentaram os valores percentuais mais elevados (80%) para o conjunto de arribas presentes nas estações estudadas. De modo geral os estratos são sub-horizontais ou têm uma inclinação contrária ao talude. A proteção do sopé das arribas é efetuada através da presença de blocos rochosos associados às situações de desmoronamentos.

Verificou-se que os resultados, obtidos pela soma ponderada dos vários parâmetros ou fatores do estudo da erosão costeira, estão compreendidos entre os valores de 22 e 34, o que permitiu definir, de modo aproximado, diferentes graus de suscetibilidade à erosão costeira e que compreenderam as classes de baixa (<25), média (25-30) e elevada (>30) suscetibilidade à erosão costeira.

O estudo das situações ocorrentes de instabilidade das arribas revelaram movimentos de desmoronamentos, fluxos e deslizamentos planares, em que os materiais têm diferentes dimensões. Os desmoronamentos, na forma de quedas de blocos, verificam-se na totalidade das arribas analisadas. As principais causas externas dos movimentos de instabilidade das arribas são a abrasão marinha e a infiltração da água, enquanto as principais causas internas das instabilidades

verificadas nas arribas estão relacionadas com as estruturas geológicas, que influenciam, de modo determinante, o surgimento de movimentos em todas as arribas das estações estudadas, e também a pressão da água e a constituição litológica, estas duas últimas causas originam a instabilidade em 90% das arribas existentes nas estações consideradas.

A erosão costeira e também a instabilidade das arribas das praias da área de S.<sup>to</sup> António/Caota, são situações iminentes de risco, pondo em perigo os utentes, estruturas de lazer (casas de praias) desta zona costeira.

Uma possível solução será a realização de ações de sensibilização e informação junto da população e dos utilizadores das zonas balneares e restantes zonas da orla costeira que possam ser atingidas pela ocorrência dos movimentos de instabilidade. Deverá igualmente proceder-se à instalação de placas de sinalização de perigo relativas às situações de instabilidade. As placas de sinalização poderão ser de proibição nas situações mais gravosas, podendo nesses casos utilizar-se barreiras de proteção de modo a impossibilitar o acesso às áreas de perigosidade mais elevada.

As autoridades competentes com a colaboração de instituições universitárias devem proceder a um estudo de planeamento de ordenamento da faixa costeira, de modo a definirem-se zonas de perigosidade e de risco mais elevado relativamente aos movimentos de instabilidade que se podem verificar nas zonas pertencentes à orla costeira. Uma outra possibilidade será a de promover a instalação de um regime de sanções aos frequentadores das áreas adjacentes às arribas relativamente à vandalização das placas de sinalização e ao não cumprimento das normas de segurança e de interdição.

Para além da instalação de barreiras de proteção nas zonas adjacentes às arribas, de modo a se definirem perímetros de segurança, podem adotar-se medidas de maneira a estabilizarem-se as arribas ou instalarem-se sistemas de proteção, uma possibilidade é a instalação de redes de proteção metálica, de modo a evitar os desmoronamentos, nos locais onde existem blocos de maior dimensão poderá proceder-se à sua remoção, colocação de um sistema de drenagem de águas para evitar uma erosão mais acelerada. Para esse blocos de maiores dimensões podem efetuar-se pregagens que também poderão ser utilizados nas situações de deslizamentos planares.

Para se evitarem as situações des desmoronamentos uma outra possibilidade é instalar enrocamentos na base das arribas, para se evitar a continuação dos fenómenos de erosão e a conseqüente instabilização.



Poderá propor-se para as situações que envolvem habitações ou infra-estruturas a edificação de muros de betão, igualmente associado a um sistema de drenagem de modo a sustentar as arribas, no entanto deve assinalar-se que é uma solução dispendiosa.

De acordo com o trabalho desenvolvido deverá elaborar-se uma carta de vulnerabilidade das áreas susceptíveis à erosão costeira associada a situações de instabilidades para uma gestão integral, sob o ponto de vista de ordenamento do território e ambiente. Em harmonia com o Decreto-Lei nº 4/01 de 2 de Fevereiro de 2001, da legislação angolana, deve se criar um mecanismo de incentivo para o estudo ligado à erosão costeira de arribas, em particular das áreas próximas de grandes concentrações populacionais.

## 7. Referências bibliográficas

Amanti M.; Casagli N.; Catani F.; D'Orefice M.; Motteran G. (1996) – *Guida al censimento dei fenomeni franosi ed alla loro archiviazione*, Servizio Geologico, Roma, 109 p.

Andrade, P.S. (2008) – *Classificação dos movimentos em taludes naturais e de escavação*, DCT, Universidade de Coimbra, 39 p.

Anchieta, J. (1885) – *Traços Geológicos da África Ocidental Portuguesa*. Benguela, 12 p.

Antunes, M.T. (1964) – O Neocretácico e o Cenozóico do litoral de Angola. *Junta de Investigações do Ultramar*, Lisboa, 254 p.

Ayala-Cacerdo, F.; Marques, M.; Gijon, M.F.; Gil, A. (1987) – Manual de taludes. Instituto Geologico y Minero de España. Serie Geotecnia, 456 p.

Bandeira, M. (2011) – *Estratégias para o desenvolvimento do Turismo na região Litoral Centro de Angola*, 1ª edição. Kat-Editora, Benguela, 89 p.

Bezerra, M.; Moura, D.; Ferreira, O. (2010) – *A influência da agitação marítima na evolução da costa rochosa do Algarve central (Galé a Olhos de Água)*. VIII Congresso Nacional de Geologia, Universidade do Minho, Braga.

Brandão, J.M. (2008) – Missão Geológica de Angola: Contextos e emergência. *Memórias e Notícias*, n.s, 3: 285-292.

Brandão, J. M. (2010) – O Museu de Geologia Colonial das Comissões Geológicas de Portugal: contexto e memória. *Revista Brasileira de História da Ciência*, 3 (2): 184-199.

Buta-Neto, A.; Tavares, T.S.; Quesne, D.; Guiraud, M.; Meister, C.; David, B. ; Morais, M.L. (2006) – Synthèse préliminaire des travaux menés sur le bassin de Benguela (Sud Angola): implications sédimentologiques, paléontologiques et structurales. *Africa Geoscience Review*, 13 (3): 239-250.

Callapez, P.M.; Marques, J.F. ; Matias, C. (2008) – Os estudos de Paleontologia ultramarina na Universidade de Coimbra e os fósseis do litoral de Benguela (Angola). *Memórias e Notícias*, 3 (n.s.): 301-308.

Callapez, P.M.; Gomes, C.R.; Serrano Pinto, M.; Lopes, F.C. ; Pereira, L.C.G. (2011) – *O contributo do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra para os estudos de Paleontologia Africana*, In: L.J.P.F. Neves; A.J.S.C. Pereira; C.S.R. Gomes; L.C.G. Pereira ; A.O. Tavares (Eds.) – *Modelação de Sistemas Geológicos. Homenagem ao Professor Doutor Manuel Maria Godinho*. Ed. Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra, 174 p.

Carvalho, G.S. (1957) – Alguns Problemas dos Terraços Quaternários do Litoral de Angola. *Boletim dos Serviços de Geologia e Minas de Angola*, 2 (Jul-Dez. 1960): 5-16.

Carvalho, H. (1980) – *Carta geológica de Angola à escala 1:1000000. folha 3*. Levantamentos geológicos efectuados até 1974 por: Serviços de Geologia e Minas, Investigação Científica, Companhia de Diamantes de Angola, Empresa do Cobre de Angola, Companhia Mineira do Lobito, Petrangol, Angol e Cabinda Guff. Instituto Geológico e Cadastral, Lisboa.

Cardoso, P. (2010) – Benguela Tradição de desenvolvimento. *Hotelaria e Turismo*, 1: 49 – 50.

Costa, J.E. (1984) – *Developments and applications of Geomorphology*. Ed. J.E. Costa, P.J. Fleisher. Springer-Verlag, 372 p.

Cruden, D.M.; Varnes, D.J. (1996) – *Landslides. Investigation and Mitigation*. Special Report 247. Ed. Keith Turner e Robert Schuster. Transportation Research Board. National Research Council. National Academy Press, Washington D.C., 673 p.

Derna, M.M. (2011) – *As instabilidades de taludes e vertentes na região do Lobito e Catumbela*. Tese de Mestrado. Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. Coimbra, 62 p.

Dias, J.M.A. (1993) – *Estudo de Avaliação da Situação Ambiental e Proposta de Medidas de Salvaguarda para Faixa Costeira Portuguesa (Geologia Costeira)*. Liga para a Protecção da Natureza / Ministério do Ambiente.

Dikau, R.; Brunsten, D.; Schrott, L. ; Ibsen, M. (1996) – *Landslide Recognition*. John Wiley ; Sons, Chichester, 251 p.

Diniz, A. C. (1998) – *Angola, o meio físico e as potencialidades agrárias*. (ICP), Lisboa, Portugal. 2ª Edição, 175 p.

Diniz, A. C. (2006) – *Características Mesológicas de Angola*, 2ªedição, IPAD, 311 p.

Duarte-Morais, M. L.; Sgrosso (2000) – *The Meso-cenozoic succession of the Benguela Basin exposed surroundings of Benguela between Lobito and Dombe Grande*. Guide book post-Congress Geoluanda 2000: Luanda-Benguela-Dombe Grande, 24 p.

Ervedosa, C. (1967) – A estação paleolítica da Baía Farta. *Trabalhos de Antropologia e Etnologia*, 20 (3/4): 263-283.

Ervedosa, C. (1980) – *Arqueologia Angolana*. Ministério da Educação, Luanda, República Popular de Angola, 424 p.

Falcão-Neves, P. (2004) – *O ensaio de durabilidade como indicador expedito da estabilidade da superfície rochosa das arribas costeiras*, 9º Congresso Nacional de Geotecnia, Aveiro, 10 p.

Feio, M. (1960) – As praias levantadas da região do Lobito e Baía Farta. Garcia de Orta, Revista da Junta de Investigação do Ultramar, vol. 8, nº2: 357-370.

Feio, M. (1964) – Evolução da escadaria de aplanções do Sudoeste de Angola. Garcia de Orta, Revista da Junta de Investigação do Ultramar, vol. 12: 323-354.

Fortunato, A.B.; Clímaco, M.; Oliveira, F.; Oliveira, A.; Sancho, F.; Freire, P. (2008) – Dinâmica Fisiografica da Orla Costeira: Estudos de Reabilitação e Protecção. *Revista da gestão costeira integrada*, 8 (1): 45- 63.

Franklin, J. A. ; Dusseault, M. B. (1991) – *Rock engineering applications*. Civil Engineering Series. McGraw-Hill, New York, 431 p.

Galvão, C.F.; Silva, Z. (1972) – *Noticia explicativa da Carta Geológica de Angola à escala 1:100000, Folha nº 227 – 228, Lobito*. Direcção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas, Luanda, 40 p.

Goodman, R.E. ; Bray, J.W. (1976) – Toppling of rock slopes. *Speciality Conference on Rock Engineering for Foundation and Slopes*, Boulder, Colorado. ASCE, vol. 2: 201 – 234.

Gregg, B. (2011) - *Landslide Hazard in Utah*. Utah Geological Survey, Public Information Series, 98, 4 p.

Guidicine, G.; Nieble, C.M. (1984) - *Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação*. Edgard Blucher, São Paulo, 170 p.

Gutierrez, M. ; Pais Pinto, L. (1997) – Recherches archéologiques sur le Paléolithique Inférieur à Baia Farta au sud de Benguela, Angola. *Dossier et recherches sur l'Afrique*, 4: 89-94.

Gutierrez, M.; Guerin, C.; Lena, M. ; Piedade, M. (2001) – Exploitation d'un grand cétacé au Paléolithique ancien: le site de Dungo V à Baia Farta (Benguela, Angola), *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 332: 357-362.

Guiraud, M.; Buta-Neto, A.; Quesne, D. (2010) – Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform – rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, 27 :1040-1068.

Guiraud, M.; Quesne, D. ; Morais, M. L. ; Amaral, J. ; Diakiese, M.; Lang, J. (2000) – Caractérisation de la tectonique salifère albienne à partir de données terrain (Secteur de Catumbela, domaine onshore de la marge sud-angolaise). *Africa Geoscience Review*, 8: 10-22.

Guiraud, R. ; Maurin, J. C. (1991) – Le rifting en Afrique au crétacé inférieur: Synthèse structural, mise en évidence de deux phases dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. *Bull. Soc. Géol. France*, 165 (5): 811-823.

Hunt, R.E. (2007) – *Geologic Hazards: A Field Guide for Geotechnical Engineers*. Ed. Taylor and Francis Group, Boca Raton, Florida, USA, 323 p.

Hutchinson, J.N. (1968) – *Mass movement. Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. R.W. Fairbridge. Reinhold, New York, p. 688 – 695.

Hutchinson, J.N. (1988) – *General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hidrogeology*. Proc. 6th International Symposium on Landslides. Ed. C. Bonnard. Balkema, Rotterdam, vol. 1: 3 – 26.

Huvi, J.B. (2010) – *Dinâmica sedimentar recente em três áreas seleccionadas do litoral de Benguela. Contribuição para o Ordenamento do Território*. Tese de Mestrado. Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. Coimbra, 68 p.

IICT (1981) – Carta geral dos solos de Angola : Distrito de Benguela. *Instituto de Investigação Científica Tropical* Memórias da Junta de Investigações do Ultramar. - 2ª série, 65: 509 p.

INIDE (2008) – *Angola Atlas Geográfico*. Instituto Nacional de Investigação e Desenvolvimento da Educação, Macmillan Education, 128 p.

INAMET (2013) – Mapas de medidas mensais entre os anos 2010 a 2012. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica. Benguela.

Kalidi, D; Pilo, G.S.; Farrenberg, C.C. (2011) – *Oceanografia e Políticas Públicas*. Santos SP, Brasil. V Smpósio Brasileiro de Oceanografia, 4 p.

Knapic, D. (1981) – *Geografia 5ª classe. Ensino de base II nível*, Ministerio da Educação República popular de Angola, 111 p.

Marques, F.; Romariz, C. (1989) – Susceptibilidade à erosão litoral da península de Peniche. *Geolis*, 3: 212-222.

Marques, M.M. (1966) – Les grandes unités géomorphologiques d'Angola. *Boletim dos Serviços de Geologia e Minas de Angola*, 13: 13-16.

Montgomery, C. (2006) – *Environmental Geology*. 7th Edition, McGraw-Hill. Publ., London, 540 p.

Moura, C.M.; Silva, E.V.; Rocha, F.S.P.; Pontes-Neto, J.G.; Cavalcantes, K.P.S.; Passavante, J.Z.O. (2001) - Impactos ambientais decorrentes da erosão costeira na orla marítima de Jaboatão dos Guarapes. V Simpósio brasileiro de oceanografia, 5 p.

Mouta, F.O'Donnell, H. (1933) – Carte géologique de l'Angola: notice explicative (1:2.000.000) República Portuguesa. Ministério das Colónias. Colónia de Angola, 87 p.

Mouta, F. (1954) – Esboço geológico de Angola: (1:2.000.000) Lisboa, 206 p.

Neves, M.B.H. (1995) - *Desmoronamento e quedas de blocos em taludes naturais e de escavação*. Tese de Mestrado, Universidade Nova de Lisboa, 173 p.

Neto, M.G.M. (1960) – Géologie de la région Benguela-Cuio (bande sédimentaire). *Boletim dos Serviços de Geologia e Minas de Angola*, 1: 87-98.

Neto, M.G.M (1970) – O sedimentar costeiro de Angola. curso de Geologia do Ultramar. vol. II. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 232 p.

Oliveira, R. (1980) – *Taludes Naturais e de Escavação*, Universidade Nova de Lisboa, 23 p.

Pereira, S. (2009) – *Perigosidade e movimentos de vertentes na Região Norte de Portugal*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada na Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 372p.

Quesne, D.; Buta-Neto, A. ;Bernard, D ; Guiraud, M. (2009) – Distribution of Albian clastic deposits in the Benguela basin (Angola): evidence of a Benguela palaeocurrent? *Bull. Soc. Geol. France*, 180 (2):117-129.

Rapp, A. (1960) – Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, XLII:71-200.

Rebelo, F. (1991) – Geografia Física e Riscos Naturais. Alguns exemplos de riscos geomorfológicos em vertentes e arribas no domínio mediterrâneo. *Biblos*, 67: 353-371.

Rebelo, F. (2001) – *Riscos Naturais e Acção Antrópica*. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal, 286 p.

Sabino, M. C. (2007) – *1º ciclo do ensino secundário 8ª classe*, 143 p.

Scudelari, A. C.; Braga K. G. ; Júnior, O.F.S. (2007) - Desenvolvimento de um checklist para o estudo da erosão costeira em falésia. *Revista de Geologia*, 20 (2): 157-169.

Sirieys, P. (1984) – Divers types de mécanismes de mouvements de terrains. *Mouvements de Terrain, Colloque de Caen. Documents du BRGM* :75-80.

Silva, C.S.; Granjo, M.J. (2006) – Vulnerabilidades das zonas costeiras às acções enegéticas do mar, 126 p.

Sunamura, T. (1992) - *Geomorphology of rocky coasts*. Chichester: Wiley, 302 p.

Tavares, T. (2006) – *Ammonites et Echinides de l'Albien du bassin de Benguela (Angola). Systématique, Biostratigraphie, Paléoenvironnement et Paléobiogéographie*. Tese não publicada, Université Bourgogne, Dijon, France, 381 p.

Tavares, T.; Meister, C.; Morais, M.L.D. ; David, B. (2007) – Albian ammonites of the Benguela Basin (Angola): a biostratigraphic framework. *South African Journal of Geology*, 110: 137-156.

Tchilumbo, A; Alexo, R. (2012) – Mais quatro fabricas foram inauguradas no PDIC. *Revista Benguela*, 6: 16 – 17

Tchilumbo, A; Alexo, R. (2012) – Benguela já é o principal parque industrial nacional do sector. *Revista Benguela*, 4: 24 – 26.

Teixeira, M. (2005) – Movimentos de vertente; Factores de Ocorrência e Metodologia de Investigação, 104 p.

Tominaga, L.K.; Santoro, J.; Amaral, R. (2009) – Desastres Naturais: conhecer para prevenir. 1ª Ed., São Paulo: Instituto Geológico, vol 1, 196 p.

Turner, A.; Robert, S. (1996) – *Landslides Investigation Mitigation*, Transportation Research Board, 673 p.

Vallejo, L.I.G.; Ferrer Gijón, M.; Ortuño, L. ; Oteo, C. (2002) – *Ingeniería Geológica*. Prentice Hall, Madrid, 715 p.

Varnes, D.J. (1978) – Slope movement types and processes. *Special Report 176. Landslides: Analysis and Control*. Ed. R.L. Schuster, R.J. Krizek. TRB, National Research Council, Washington D.C.:11 – 33.

WP/WLI (1993) – A suggested method for describing the activity of a landslide. Working Party on World Landslide Inventory. UNESCO. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 47:53 – 57.

Zaruba, Q. ; Mencl, V. (1976) – *Engineering Geology*. Elsevier, Amsterdam, 504 p.

Zêzere, J.L. (2000) – *A Classificação dos Movimentos de Vertente: Tipologia, Actividade e Morfologia*, Universidade de Lisboa, 34 p.



## **Legislação**

Resolução nº 5/98 de 19 de Julho de 1998. Diário da República nº 27/98, I serie  
Lei de Bases do Ambiente. Angola, pag. 362.

Resolução nº 4/01 de 2 de Fevereiro de 2001. Diário da República nº 5/01, I  
serie Regulação e aprovação dos Planos de Ordenamento da Orla Costeira (POOC).  
Angola