

DELMINDA MARIA DE JESUS MOURA

LITOSTRATIGRAFIA DO NEOGÉNICO TERMINAL E
PLISTOCÉNICO, NA BACIA CENTRO-ALGARVE
EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL

Faro
(1998)



TESES
SD

Universidade do
Algarve, Faculdade de
Ciências, Departamento de
Geologia, na Baía de
Moura,



DELMINDA MARIA DE JESUS MOURA

**LITOSTRATIGRAFIA DO NEOGÉNICO TERMINAL E
PLISTOCÉNICO, NA BACIA CENTRO-ALGARVE
EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL**

Dissertação apresentada à Universidade
do Algarve, para obter o grau de Doutor
em Estratigrafia.

**Faro
(1998)**

UNIVERSIDADE DO ALGARVE
SERVIÇO DE DOCUMENTAÇÃO

1215 99 26417

2017
100-50

1

Aos meus filhos Catarina e Alexandre

À minha irmã

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi possível graças ao apoio de algumas instituições:

Universidade do Algarve nos laboratórios da qual decorreu grande parte dos trabalhos práticos.

L'Institut Royal Meteorologique et Geophysique de Belgique onde efectuei todos os trabalhos de paleomagnetismo.

Comissão de Coordenação da Região do Algarve onde decorreu a impressão do mapa de litofácies.

Quero agradecer especialmente ao Prof. Dr. Tomasz Boski da Universidade do Algarve, que me propôs o tema de investigação, facilitou contactos com laboratórios e outros investigadores, acompanhou, orientou e criticou todas as etapas do trabalho, e sem o qual este não seria possível.

Os meus agradecimentos

Ao Prof. Dr. Joseff Hus do Centre de Physique du Globe de Belgique que se deslocou a Portugal para orientar os trabalhos de recolha das amostras para análises paleomagnéticas e que no laboratório de paleomagnetismo me ensinou os fundamentos da magnetostratigrafia e comigo criticou os resultados obtidos.

À Pra. Dra Caridad Zazo do Consejo Superior de Investigaciones Científicas de Madrid, pela disponibilização da sua enorme experiência de campo, que sempre me transmitiu nas várias deslocações que fez à região de trabalho.

À Prof Dra Elzbieta Gazdzicka do Polish Geological Institute, Department of the Petroleum Geology of the Polish Lowland, pela identificação do nanoplâncton.

Ao Prof. Dr. José Luis Goy da Universidade de Salamanca, pela ajuda na compreensão dos processos geomorfológicos, discutidos na área de estudo.

Ao Prof. Dr. João Manuel Alveirinho Dias da Universidade do Algarve, com o qual discuti os processos geológicos actuais, e cujo conhecimento usei na interpretação de paleoambientes.

Ao Prof. Dr. Roland Paepc pela disponibilização das instalações dos laboratórios da Universidade de Bruxelas e também pela experiência transmitida quando visitou a área de estudo.

Ao Prof. Dr. Lin Jingxing da Vrije University of Brussels pela colaboração na identificação de foraminíferos

À Prof. Dra Barbara Studencka do Museum of the Earth-Warsaw, pela colaboração na identificação da fauna de moluscos quando da sua deslocação à área de estudo.

Ao Prof. Dr. Ariel Boven da Vrije Universiteit Brussel pela disponibilização do laboratório onde se efectuaram as datações radiogénicas.

Ao Prof. Dr. Angel González-Delgado da Universidad de Salamanca, pela ajuda na reconstituição dos paleoambientes com base da fauna de moluscos.

Ao Prof. Dr. José Abel Flores da Universidad de Salamanca, pela colaboração na interpretação dos dados micropalcontológicos.

À Dra. Filomena Correia, pela digitalização da carta de litofácies.

Ao Dr. Ruben Dias do Instituto Geológico e Mineiro com o qual partilhei muitas das dúvidas surgidas na área de trabalho comum.

Ao Dr. Manuppella do Instituto Geológico e Mineiro que me transmitiu no campo a sua experiência sobre a geologia regional.

Ao Prof. Dr. Miguel Ramalho do Instituto geológico e Mineiro, que me incentivou a iniciar uma carreira de investigação.

Parte deste trabalho, decorreu no âmbito do projecto STRIDE/C/ AMB/31/92, através da Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica (Portugal).

RESUMO

Bem conhecida até ao Miocénico, a Bacia Algarvia carecia de um estudo aprofundado para o Neogénico terminal e Quaternário. Quando me foi proposto o tema "Litostratigrafia do Quaternário no Algarve" e se fizeram as primeiras campanhas de campo, fui confrontada com um problema que se afigurou desde o início, deveras difícil: a separação de unidades terrígenas, de outras unidades igualmente terrígenas e aparentemente muito idênticas. Agrupadas sob uma única designação, as "Areias de Faro-Quarteira", de idade mal conhecida, encontravam-se cartografadas como Plio-Plistocénicas. A primeira fase do trabalho centrou-se então no estudo de pormenor de todos os afloramentos disponíveis, talhados nas formações terrígenas. Cedo ficou claro que a Bacia Centro-Algarve, funcionou como a principal receptora dos sedimentos terrígenos resultantes da desnudação da área de alimentação, exposta aos agentes da geodinâmica externa, durante o Pliocénico e o Plistocénico. Por este motivo, foi eleita como principal área de trabalho.

Quando se fizera já a inventariação dos litótipos e a respectiva cartografia, a vertente cronológica continuava por resolver devido à escassez de fósseis com valor biostratigráfico. Ainda assim, as jazidas fossilíferas da praia do Barranco e da Goncinha, demonstraram claramente a existência de unidades pliocénicas com extensão geográfica apreciável, capazes de serem individualizadas e cartografadas. Estava então demonstrado que as unidades siliciclásticas da Praia do Barranco, geralmente designadas por "Areias de Olhos de Água" não eram miocénicas conforme o sugerido em trabalhos anteriores. Esta verificação, introduziu no trabalho uma outra componente: a revisão do substrato geológico carbonatado que suporta o enchimento terrígeno. Esta parte do trabalho foi fundamental à compreensão da evolução da Bacia Centro-Algarve desde o Miocénico terminal até ao Plistocénico.

Com o objectivo de coleccionar o maior número de dados possível, para a elaboração da cronostratigrafia das formações em causa, foram realizadas análises paleomagnéticas que conduziram ao estabelecimento de zonas de polaridade. Estas, conjugadas com os dados paleontológicos, contribuíram para a consolidação da coluna cronostratigráfica.

Uma das conclusões deste trabalho é o posicionamento cronológico das unidades miocénicas, consideradas mais recentes que em trabalhos anteriores, datando do Langhiano ao Tortoniano.

A individualização das unidades pliocénicas e plistocénicas, conduziu à elaboração de um mapa de litofácies e facilitou a compreensão da evolução espaço-temporal da sedimentação na Bacia Centro-Algarve. Durante a parte terminal do Neogénico, a sua evolução foi essencialmente controlada pela relação entre o espaço disponível para receber os sedimentos e a área fornecedora dos mesmos. A capacidade da bacia receptora, foi por sua vez controlada pelo comportamento tectónico do substrato carbonatado do Miocénico, que individualizou uma sub-bacia oriental, a partir do

Tortoniano. Durante o Pliocénico, o nível médio do mar teve o principal papel na alteração da relação entre as áreas receptora e alimentadora, sendo no entanto a sua tendência geral, transgressiva. Levantada no final do Pliocénico, a Serra Algarvia foi responsável pela introdução na Bacia, de importantes quantidades de feldspato e de ferro. Já no Plistocénico, foram as alterações climáticas que ditaram a metamorfose das redes hidrográficas. A emergência do maciço carbonatado, no Plistocénico superior, teve como consequência o rápido encaixe das linhas de água a partir de uma superfície aplanada e a transferência para o litoral do material que cobria essa superfície.

A sequência de apresentação do trabalho pretendeu através dos seus diferentes capítulos, conduzir à etapa final, ou seja à análise sequencial em que todos os dados são integrados. Assim, apresentam-se primeiramente as unidades miocénicas, cujo comportamento viria a influenciar o enchimento sedimentar do Pliocénico. A parte do trabalho dedicada às unidades terrígenas, organiza-se do modo seguinte: i) descrição em sucessão vertical e em pormenor dos sedimentos nos perfis geológicos ii) reunião dos sedimentos amostrados nestes perfis, num número restrito de litofácies interpretadas e definidas entre limites pré-estabelecidos, iii) articulação lateral das litofácies definidas, através da descrição e interpretação de diversos cortes geológicos geograficamente afastados, iv) Definição de unidades genéticas que quando integradas permitiram a interpretação da evolução da Bacia.

ABSTRACT

Well known as far back as the Miocene, the Algarve Basin (S Portugal), was sadly lacking in a detailed study of the upper Neogene and the Quaternary. When the theme "Lithostratigraphy" of the Algarve Quaternary" was suggested to me and the first field studies were made, we were aware of a problem from the very start, which would be difficult to resolve: The separation of clastic units, from other similarly clastic, seemingly identical, grouped under only one heading: "Arcias de Faro-Quarteira", mapped as Plio-Pleistocene. The first phase of the work, concentrated on the detailed study of all cross sections available. Early on it, was obvious that the Centro-Algarve Basin functioned as a main deposit for clastic sediments from the supplying area. For this reason, it was selected as the major area of study.

The fossiliferous layer of the beach of Barranco, and Goncinha, shown the existence of Pliocene units, and therefore that the siliciclastic sediments generally designated as "Arcias de Olhos de Água", were not in fact Miocene as previously suggested in earlier works.

One of the conclusions of this work was the chronological position of the Miocene units, which are in fact considerably more recent than had been thought in previous works, now considered to be Langhian to Tortonian.

During the final part of the Neogene the sedimentation was controlled by the relationships between the available space to receive the sediments and the denudation area. The capacity of the receptor basin, was in turn controlled by the tectonic behaviour of the Miocene, which individualised an eastern sub-basin, starting from the Tortonian.

During the Pliocene, the average sea level, was responsible for the sedimentary pattern. In the upper Pliocene, the uplift of the Serra Algarvia, was responsible for the Basin input of significant quantities of feldspars and iron. During Pleistocene, climatic changes forced the metamorphosis of the fluvial systems and the emergence of carbonate formations, in the upper Pleistocene, had as a consequence, the rapid adaptation of the rivers which allowed the transference of material to the littoral plain.

ÍNDICE

<i>AGRADECIMENTOS</i>	<i>I</i>
<i>RESUMO</i>	<i>III</i>
CAPÍTULO I: O ALGARVE: CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	1
I.1 O ALGARVE: CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	2
I.1.1 SERRA ALGARVIA	4
I.1.2 BARROCAL	6
I.1.3 LITORAL	7
I.1.3.1 PLANALTO LITORAL	8
I.1.3.2 PLANÍCIE LITORAL	13
I.1.4 PLATAFORMA CONTINENTAL	13
I.2 REDE HIDROGRÁFICA	18
I.2.1 REDE DE DRENAGEM DA COSTA OCIDENTAL	18
I.2.2 REDE DE DRENAGEM DA VERTENTE ORIENTAL DA SERRA DO CALDEIRÃO	20
I.2.3 REDE DE DRENAGEM DA COSTA SUL	22
CAPÍTULO II: LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	26
II.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	27
II.2 METODOLOGIA	27
II.3 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	29
II.3.1 PLATAFORMA DETRÍTICA	29
II.3.2 DEPÓSITOS RESIDUAIS	34
II.3.3 DEPÓSITOS DE ENCHIMENTO CÁRSICO	38
II.3.4 ENCHIMENTO HOLOCÉNICO	39
CAPÍTULO III: NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO: REVISÃO DE CONHECIMENTOS	42
III.1 NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO NO ALGARVE	43
III.1.1 INTRODUÇÃO	43
III.1.2 O NEOGÉNICO NO ALGARVE CENTRAL	44
III.1.3 O QUATERNÁRIO NO ALGARVE CENTRAL	48
III.2 BACIA ALGARVIA E BACIA DO GUADALQUIVIR: COMPARAÇÃO	50
CAPÍTULO IV: MATERIAL E MÉTODOS	54
IV.1 ANÁLISES TEXTURAIS	55
IV.1.1 AMOSTRAGEM	55
IV.1.2 GRANULOMETRIA	56
IV.1.3 MORFOSCOPIA	63
IV.2 ANÁLISE ESTRUTURAL	63
IV.3 ANÁLISES MINERALÓGICAS	64
IV.3.1 MICAS	64
IV.3.2 FELDSPATOS	64

IV.3.3 MINERAIS PESADOS	64
IV.3.4 ARGILAS	65
IV.3.5 ÓXIDOS DE FERRO	65
IV. 4 PALEONTOLOGIA	66
IV.4.1 MICROFAUNA	66
IV.5 DATAÇÃO K-Ar	66
CAPÍTULO V: MAGNETOSTRATIGRAFIA	68
V.1 INTRODUÇÃO	69
V.2 CARACTERÍSTICAS DO CAMPO GEOMAGNÉTICO	70
V.3 PROBLEMAS E LIMITAÇÕES DA MAGNETOSTRATIGRAFIA	73
V.4 CRITÉRIOS DE ESCOLHA DOS PERFIS PARA AMOSTRAGEM	74
V.5 AMOSTRAGEM	
V.6 REDUÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	77
V.7 MAGNETÓMETRO	77
V.8 CONVENÇÕES USADAS NA ORIENTAÇÃO DAS AMOSTRAS	78
V.8.1 EIXOS DO MAGNETÓMETRO	79
V.8.2 ORIENTAÇÃO DA AMOSTRA	80
V.9 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	80
V.10 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	81
V.10.1 SANTA EULÁLIA	82
V.10.2 VALE DO LOBO	83
V.10.3 LUDO	86
V.10.4 PRAIA DO BARRANCO (OLHOS DE ÁGUA)	86
V.11 ZONAS DE GEOPOLARIDADE: DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	94
V.12 APLICAÇÃO DA MAGNETOSTRATIGRAFIA: CONCLUSÕES	96
	100
CAPÍTULO VI: UNIDADES CARBONATADAS	100
VI.1 INTRODUÇÃO	101
VI.2 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES CARBONATADAS	103
VI.2.1 CALCILUTITO BIOTURBADO	103
VI.2.2 BIOCALCARENITO COM RODÓLITOS	104
VI.2.3 BIOCALCARENITO COM PECTINÍDEOS	105
VI.2.4 BIOCALCARENITOS COM EQUINODERMES	106
VI.2.5 CALCÁRIO MICRÍTICO	107
VI.2.6 CALCARENITOS COM MOLDES INTERNOS	108
VI.2.7 CALCILUTITOS COM BALANUS	109
VI.2.8 CALCARENITOS ESTRATIFICADOS	109
VI.2.9 CALCILUTITOS COM <i>GYROLITHES</i>	110
VI.2.10 CALCIRUDITOS	111
VI.2.11 CALCILUTITOS COM MICROFAUNA	112
VI.3 PALEONTOLOGIA: SÍNTESE	113
VI.3.1 MACROFAUNA	114
VI.3.2 MICROFAUNA	115
VI.4 GEOCRONOLOGIA	116
VI.4.1 DATAÇÃO K-Ar	116
VI.5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	118

VI.6 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES: INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL	121
VI.7- CONCLUSÕES	126
CAPÍTULO VII: SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES DETRÍTICAS	136
VII.1 INTRODUÇÃO	137
VII.2 TERMINOLOGIA E CONVENÇÕES	138
VII.3 PERFIS LITOSTRATIGRÁFICOS: DESCRIÇÃO	139
VII.3.1 CORTE DO LUDO (610-N-11-1)	140
VII.3.2 CORTE DE MONTE NEGRO (610-Q-9-1)	147
VII.3.3 CORTE DO PONTAL (610-O-11-1)	152
VII.3.4 CORTE DO ALTO DO CALHAU (610-N-11-2)	154
VII.3.5 CORTE DAS BARREIRAS VERMELHAS (610-O-9-1)	156
VII.3.6 CORTE DO ANCÃO (610-I-9-1)	159
VII.3.7 CORTE DE VALE DO LOBO (610-G-10-1)	161
VII.3.8 CORTE DA PRAIA DO BARRANCO (605-L-6-1)	163
VII.4 LITOFÁCIES: INVENTARIAÇÃO E INTERPRETAÇÃO	170
VII.4.1- IDENTIFICAÇÃO DOS LITÓTIPOS	170
VII.4.2- LITOFÁCIES: DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO	171
VII.5- ARTICULAÇÃO LATERAL DAS LITOFÁCIES: PALEOAMBIENTES	180
VII.5.1 CORTE DE OLHOS DE ÁGUA - PRAIA DA FALÉSIA	181
VII.5.2 CORTE DAS AREIAS DE ALMANCIL	187
VII.5.3 CORTE DE VALE DO LOBO - ANCÃO	189
VII.5.4 CORTE DA GONCINHA	192
VII.5.5 CORTE DA TORRE	196
VII.5.6 CORTE DO LUDO	197
VII.6- CORRELAÇÃO ENTRE OS CORTES GEOLÓGICOS	199
VII.6.1- UNIDADES GENÉTICAS	199
VII.6.2- CORRELAÇÃO DOS CORTES GEOLÓGICOS	201
VII.7- CONCLUSÕES	204
CAPÍTULO VIII: ANÁLISE SEQUENCIAL	208
VIII.1 INTRODUÇÃO	209
VIII.2 DESCONTINUIDADES	210
VIII.3 ENCHIMENTO DA BACIA	211
VIII.3.1 RELAÇÃO ENTRE A ÁREA DA BACIA E A ÁREA DE ALIMENTAÇÃO	211
VIII.3.2 REDE DE DRENAGEM	214
VIII.3.3 GEOMETRIA DA BACIA	215
CAPÍTULO IX: MAPA DE LITOFÁCIES: NOTÍCIA EXPLICATIVA	216
IX.1 INTRODUÇÃO	217
IX.2 GEOMETRIA DOS CORPOS LÍTICOS	
IX.3 LITOFÁCIES CARTOGRAFADAS	
IX.3.1 TERRA ROSSA	218
IX.3.2 CALCARENITOS E CALCILUTITOS COM <i>Helicosphaera kamptneri</i> e <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i>	219
IX.3.3 AREIAS MÉDIAS FELDSPÁTICAS	220

IX.3.4 AREIAS DE GRÃO GROSSEIRO	220
IX.3.5 CONGLOMERADOS	221
IX.3.6 SEDIMENTOS HOLOCÉNICOS E ACTUAIS	221
CAPÍTULO X: CONCLUSÕES FINAIS	222
X- CONCLUSÕES FINAIS	223
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	230
ANEXOS	243
ANEXO A: RESULTADOS EM BRUTO DA MAGNETOSTRATIGRAFIA	244
ANEXO B: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS CORTES GEOLÓGICOS	252
ANEXO C: MAPA DE LITOFÁCIES	
LISTA DE FIGURAS	
CAPÍTULO I: Caracterização da região onde se insere a área de estudo	
Figura I.1- Mapa geológico do Algarve e divisão geomorfológica proposta por Bonnet	3
Figura I.2- Mapa e fotografias do sector ocidental da costa algarvia	10
Figura I.3- Perfis topográficos no planalto litoral ocidental	11
Figura I.4- Perfis topográficos no planalto litoral ocidental	12
Figura I.5- Mapa, fotografia e perfis topográficos, mostrando os aspectos fisiográficos do sector costeiro entre as praias da Figueira e Porto de Mós	15
Figura I.6- Mapa e fotografia mostrando os aspectos fisiográficos do sector costeiro entre Armação de Pêra e Olhos de Água	16
Figura I.7- Perfil topográfico composto, executado na direcção E-W, segundo linhas de corte localizadas na figura I.6	16
Figura I.8- Aspectos fisiográficos da planície litoral entre Quarteira e Faro	17
Figura I.9- Organização da rede de drenagem da costa ocidental algarvia	19
Figura I.10- Rede de drenagem da vertente oriental da Serra do Caldeirão	21
Figura I.11- Organização da rede de drenagem a ocidente da ribeira de Quarteira	24
Figura I.12- Organização da rede de drenagem no sector oriental da Ribeira de Quarteira	25
CAPÍTULO II: Localização e caracterização da área de estudo	
Figura II.1- Mapa mostrando a localização da área de estudo	28
Figura II.2- Mapa geomorfológico da região ocidental da área de estudo	32
Figura II.3- Mapa geomorfológico da região oriental da área de estudo	33
Figura II.4- Fotografias e desenho esquemático demonstrativo da relação geométrica entre a plataforma detrítica e a paleoplataforma carbonatada, na região da Galé	35
Figura II.5- Fotografia que mostra as cavidades cársica desenvolvidas sobre a paleoplataforma carbonatada	36
Figura II.6- Fotografia demonstrando a fragmentação da antiga plataforma de abrasão carbonatada, devido ao colapso de cavidades cársicas	36
Figura II.7- Fotografia do aplanamento superior da plataforma detrítica na região de vale de Lobo	36
Figura II.8- Fotografias de clastos armados em várias regiões e fotografia de um clasto	

armado em lâmina delgada	37
Figura II.9- Gráficos com a relação entre a média granulométrica, arredondamento e composição de depósitos pertencentes a depósitos associados a leques aluvionares.	38
Figura II.10- Fotografias demonstrativas das diferenças de desenvolvimento das cavidades cársicas, no litoral e 10 km a N	41
Figura II.11- Microfracturas de adaptação dos depósitos às cavidades cársicas	41
CAPÍTULO V: Magnetostratigrafia	
Figura V.1- desenho esquemático dos componentes do campo geomagnético	71
Figura V.2- Localização dos perfis geológicos amostrados para análises paleomagnéticas	76
Figura V.3- Fotografia e desenho esquemático do magnetómetro usado neste trabalho; desenho esquemático dos eixos do magnetómetro e de uma amostra orientada	79
Figura V.4- Desenho esquemático dos eixos de uma amostra e parâmetros necessários para a orientação de um espécime a ser analisado no magnetómetro	80
Figura V.5- Esquema da declinação da magnetização de um espécime	81
Figura V.6- Gráfico que compara o comportamento da direcção do campo magnético medido num espécime, com a intensidade da bioturbação da respectiva unidade	83
Figura V.7- Gráficos que pretendem comparar o comportamento magnético de dois espécimes de vale de Lobo, sendo um espécime granulometricamente grosseiro e outro granulometricamente fino	85
Figura V.8- Gráfico que demonstra a relação entre granulometria do sedimento, estabilidade da magnetização e riqueza em óxidos de Fe	86
Figura V.9- Gráfico com a relação entre estabilidade da magnetização e granulometria	87
Figura V.10- Gráfico demonstrativo do comportamento da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA04E004S01	88
Figura V.11- Gráfico evidenciando a distribuição da intensidade da magnetização do espécime PORBARA04E004S01, ao longo de uma rotina de desmagnetização em campo alternativo	89
Figura V.12- Projecções no plano e projecção estereográfica dos resultados das análises paleomagnéticas sobre o espécime PORBARA04E004S01	90
Figura V.13- Gráfico com a distribuição da intensidade da magnetização do espécime PORBARA05E002S01, ao longo de uma rotina de desmagnetização em campo alternativo	90
Figura V.14- Gráfico com o comportamento da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA05E002S01	91
Figura V.15- Projecções dos resultados das análises paleomagnéticas do espécime PORBARA05E002S01, no plano e projecção estereográfica	92
Figura V.16- Gráfico com o comportamento da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA06E001S01, ao longo de uma rotina de desmagnetização	92
Figura V.17- Gráfico demonstrativo da distribuição da intensidade da magnetização do espécime PORBARA06E001S02, ao longo de uma rotina de desmagnetização	93
Figura V.18- Projecções no plano e projecção estereográfica dos resultados das análises paleomagnéticas do espécime PORBARA06E001S02	93
Figura V.19- Gráfico demonstrativo da distribuição da intensidade da magnetização do espécime PORBARA06E001S05, ao longo de uma rotina de desmagnetização	94
Figura V.20- Projecções no plano da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA06E001S05	97
Figura V.21- Projecções no plano da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA06E002S03	98

Figura V.22- Coluna litostratigráfica esquemática da praia do Barranco e distribuição das zonas de polaridade obtidas nas análises palcomagnéticas	98
Figura V.23- Gráficos equacionando as possíveis interpretações das zonas de polaridade face aos dados biostratigráficos	99

CAPÍTULO VI: Unidades carbonatadas

Figura VI.1- Mapa com a localização dos cortes geológicos onde foram descritas as fácies carbonatadas	102
Figura VI.2- Histograma demonstrativo da relação granulométrica dos calcilutidos de mem Moniz, antes e após a destruição dos carbonatos	113
Figura VI.3- Distribuição temporal dos Pectinídeos das unidades carbonatadas	115
Figura VI.4- Gráfico evidenciando o intervalo temporal de ocorrência das espécies nanoplantónicas identificadas na unidade de calcilutitos da praia da Oura	116
Figura VI.5- Desenho esquemático da localização dos depósitos de fácies glauconítica	117
Figura VI.6- Quadro e esquema das correlações entre as unidades neogénicas	120
Figura VI.7- Desenho esquemático das relações geométricas entre as unidades carbonatadas e detríticas carbonatadas a W e a E de Albufeira	125
Figura VI.8- Coluna litostratigráfica para o Neogénico e desenho esquemático interpretativo da evolução paleoambiental da Bacia	127

CAPÍTULO VII: Sequências sedimentares detríticas

Figura VII.1- Esquema ilustrativo do modo como foram referenciados os cortes geológicos	138
Figura VII.2- Histograma da distribuição granulométrica da fracção da unidade A do corte do Ludo	141
Figura VII.3- Histograma da distribuição granulométrica da unidade B do corte do Ludo	142
Figura VII.4- Histograma da distribuição granulométrica da unidade C do corte do Ludo	142
Figura VII.5- Histograma da distribuição granulométrica da unidade D do corte do Ludo	143
Figura VII.6- Histograma da distribuição granulométrica da unidade E do corte do Ludo	144
Figura VII.7- Histograma da distribuição granulométrica da unidade F do corte do Ludo	145
Figura VII.8- Histograma da distribuição granulométrica da unidade G do corte do Ludo	145
Figura VII.9- Histograma da distribuição granulométrica da unidade I do corte do Ludo	146
Figura VII.10- Curvas cumulativas da distribuição granulométrica de todas as unidades litológicas descritas para o corte do Ludo	147
Figura VII.11- Gráficos comparativos da composição dos sedimentos do corte do Ludo e respectiva granulometria	148
Figura VII.12- Coluna litostratigráfica do corte do Ludo	149
Figura VII.13- Histogramas da distribuição granulométrica da unidade A do corte de Monte Negro	152
Figura VII.14- Coluna litostratigráfica do corte de Monte Negro	153
Figura VII.15- Coluna litostratigráfica do corte geológico do Pontal	155
Figura VII.16- Coluna litostratigráfica do corte do Alto do Calhau	157
Figura VII.17- Coluna litostratigráfica do corte Barreiras Vermelhas	159
Figura VII.18- Coluna litostratigráfica do Ancão	161
Figura VII.19- Coluna litostratigráfica do corte de Vale do Lobo	163
Figura VII.20- Histogramas da distribuição granulométrica da fracção arenosa dos sedimentos da série inferior do corte da praia do Barranco	166
Figura VII.21- Histogramas da distribuição granulométrica da fracção arenosa dos sedimentos	

Figura VII.21- Histogramas da distribuição granulométrica da fracção arenosa dos sedimentos da série superior do corte da praia do Barranco	167
Figura VII.22- Histograma da distribuição granulométrica da fracção arenosa da unidade R (areia média feldspática) do corte da praia do Barranco	168
Figura VII.23- Curvas cumulativas pondo em evidência as diferenças na distribuição granulométrica entre as unidades da série inferior e as da série superior do corte da praia do Barranco	168
Figura VII.24- Coluna litostratigráfica da praia do Barranco e difractogramas da fracção argilosa de algumas das unidades	169
Figura VII.25- Gráfico onde a relação entre granulometria e o desvio padrão é posta em evidência, para todos os sedimentos amostrados nos cortes descritos	171
Figura VII.26- Gráfico explicativo dos atributos dos sedimentos que foram tomados em conta para a definição de litótipos	171
Figura VII.27- Diagrama de painéis obtido a partir da descrição de sondagens efectuadas por rotopercussão, na Várzea de Quarteira	183
Figura VII.28- Corte esquemático da praia do Barranco - Falésia	184
Figura VII.29- Geometria dos corpos líticos presentes no corte praia do Barranco - Falésia	184
Figura VII.30- Coluna litostratigráfica simplificada, da praia do Barranco e bloco diagrama com a respectiva interpretação paleoambiental	187
Figura VII.31- Diagrama de painéis obtido a partir da descrição de sondagens efectuadas por rotopercussão, na margem direita da ribeira de S. Lourenço	188
Figura VII.32- Curvas de distribuição granulométrica comparando os sedimentos do corte de Vale do Lobo com os do corte das Ferrarias	190
Figura VII.33- Diagrama de painéis obtido a partir da descrição de sondagens efectuadas por rotopercussão, na região de Vale do Lobo	191
Figura VII. 34- Corte esquemático do corte geológico da Goncinha	193
Figura VII. 35- Corte esquemático do corte geológico da Torre	196
Figura VII.36- Diagrama de painéis obtido a partir da descrição de sondagens efectuadas por rotopercussão, na região do Ludo	199
Figura VII.37- Comparação entre a distribuição granulométrica dos sedimentos do Ludo e os do corte de Monte Negro, nas séries estratigraficamente equivalentes	200
Figura VII.38- Cortes esquemáticos onde se evidenciam as estruturas sedimentares do Membro Areias e Cascalheiras da Formação do Ludo	201
Figura VII.39- Desenhos esquemáticos das correlações entre os vários cortes apresentados	203

Capítulo VIII: Análise sequencial: evolução da Bacia Centro - Algarve entre o final do neogénico e o Plistocénico

Figura VIII.1- Blocos diadramas interpretativos da evolução da Bacia Centro - Algarve entre o final do neogénico e o Plistocénico	213
---	-----

LISTA DE ESTAMPAS

CAPÍTULO VI

Estampa VI.A- Pormenor dos calcilutitos bioturbados	130
Estampa VI.B- Pormenor a fácies dos biocalcarenitos com rodólitos	130
Estampa VI.C- Pormenor da fácies dos biocalcarenitos com Equinodermes.	130

Estampa VI.D- <i>Helicosphaera kamptneri</i> nos calcilutitos da praia da Oura	131
Estampa VI.E- <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> nos calcilutitos da praia da Oura	131
Estampa VI.F- <i>Coccolithus pelagicus</i> nos calcilutitos da praia da Oura	131
Estampa VI.G- Aspectos de pormenor das estruturas sedimentares e textura fenestrada da fácies calcarenitos estratificados.	132
Estampa VI.H- Aspecto da bioturbação dos calcilutitos com <i>Gyrolithes</i> .	133
Estampa VI.I- Calciruditos fossilíferos	133
Estampa VI.J- <i>Reticulofenestra minuta</i> nos calcilutitos de mem Moniz	134
Estampa VI.K- <i>Coccolithus miopelagicus</i> nos calcilutitos de mem Moniz	134
Estampa VI.L- <i>Coscinodiscus tuberculatus</i> nos calcilutitos de mem Moniz	135
Estampa VI.M- Esponja presente nos calcilutitos de Mem Moniz	135
Estampa VII.A- Pormenor do tipo de bioturbação existente na série inferior do corte do Ludo	207
Estampa VII.B- Aspectos da passagem das arcias feldspáticas às arcias médias e grosseiras caulínicas, de fácies fluvial, no corte do Ludo	207

LISTA DE QUADROS E TABELAS

CAPÍTULO V: Magnetostratigrafia

Quadro V.I- Quadro onde se especificam as variações do campo magnético terrestre, sua amplitude, extensão geográfica e respectiva nomenclatura	72
--	----

CAPÍTULO VI: Unidades carbonatadas

Tabela VI.I- Tabela dos resultados obtidos na datação obtida nos depósitos de fácies glauconítica da praia da Galé, pelo método K-Ar	118
Tabela VI.II- Tabela que resume os principais litótipos carbonatados, aspectos diagnósticos e respectiva interpretação paleoambiental	123
Tabela VI.III- Tabela onde se evidenciam as diferenças entre as unidades carbonatadas a ocidente de Albufeira e as unidades detríticas carbonatadas a oriente da mesma povoação	124

CAPÍTULO VII: Sequências sedimentares detríticas

Tabela VII.I- Parâmetros estatísticos gráficos para o litótipo areia fina micácia	173
Tabela VII.II- Características da distribuição granulométrica do litótipo areia fina micácia	174
Tabela VII.III- Parâmetros estatísticos gráficos para o litótipo areia média feldspática	175
Tabela VII.IV- Características da distribuição granulométrica das areias médias feldspáticas	176
Tabela VII.V- Parâmetros estatísticos gráficos para o litótipo areia grosseira caulínica	178
Tabela VII.VI- Resumo dos litótipos definidos e respectiva interpretação paleoambiental	182
Tabela VII.VII- características dos foraminíferos identificados no corte da Goncinha	195

CAPÍTULO I

CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO ONDE SE INSERE A ÁREA DE ESTUDO

I.1 O ALGARVE: CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

I.1.1 SERRA ALGARVIA

I.1.2 BARROCAL

I.1.3 LITORAL

I.1.3.1 PLANALTO LITORAL

I.1.3.2 PLANÍCIE LITORAL

I.1.4 PLATAFORMA CONTINENTAL

I.2 REDE HIDROGRÁFICA

I.2.1 REDE DE DRENAGEM DA COSTA OCIDENTAL

I.2.2 REDE DE DRENAGEM DA VERTENTE ORIENTAL DA SERRA DO CALDEIRÃO

I.2.3 REDE DE DRENAGEM DA COSTA SUL

I.1- O ALGARVE : CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Com uma superfície aproximada de 5019 km², o Algarve constitui a região mais meridional de Portugal, limitada a Oeste e a Sul pelo oceano Atlântico. O limite setentrional que separa aquela região, do Alentejo, foi descrito por Bonnet (1850), como pouco natural, começando na foz da ribeira de Odeceixe a Oeste, seguindo a crista da serra de Monchique até às nascentes da ribeira do Vascão e depois ao longo do curso desta ribeira até ao rio Guadiana a oriente. De facto, nenhuma diferença fisiográfica marca a transição da barreira montanhosa que se ergue a Sul da vasta planície de Beja e a denominada Serra Algarvia. O Guadiana constitui o quarto limite do Algarve e separa-o da Andaluzia em Espanha.

A morfologia, geologia, clima e cobertura vegetal, determinam no Algarve, a existência de três subregiões (figura I.1), de características distintas, de Norte para Sul : Serra, Barrocal e Beira Mar (Bonnet, 1850).

Se perpendicularmente à linha de costa, o Algarve se divide em Serra, Barrocal e Litoral, pela sua diversidade litológica, morfológica e exposição às correntes atmosféricas e oceânicas dominantes, o Litoral propriamente dito, pode dividir-se em Costa Oeste, Barlavento e Sotavento, estes dois últimos sectores na costa meridional.

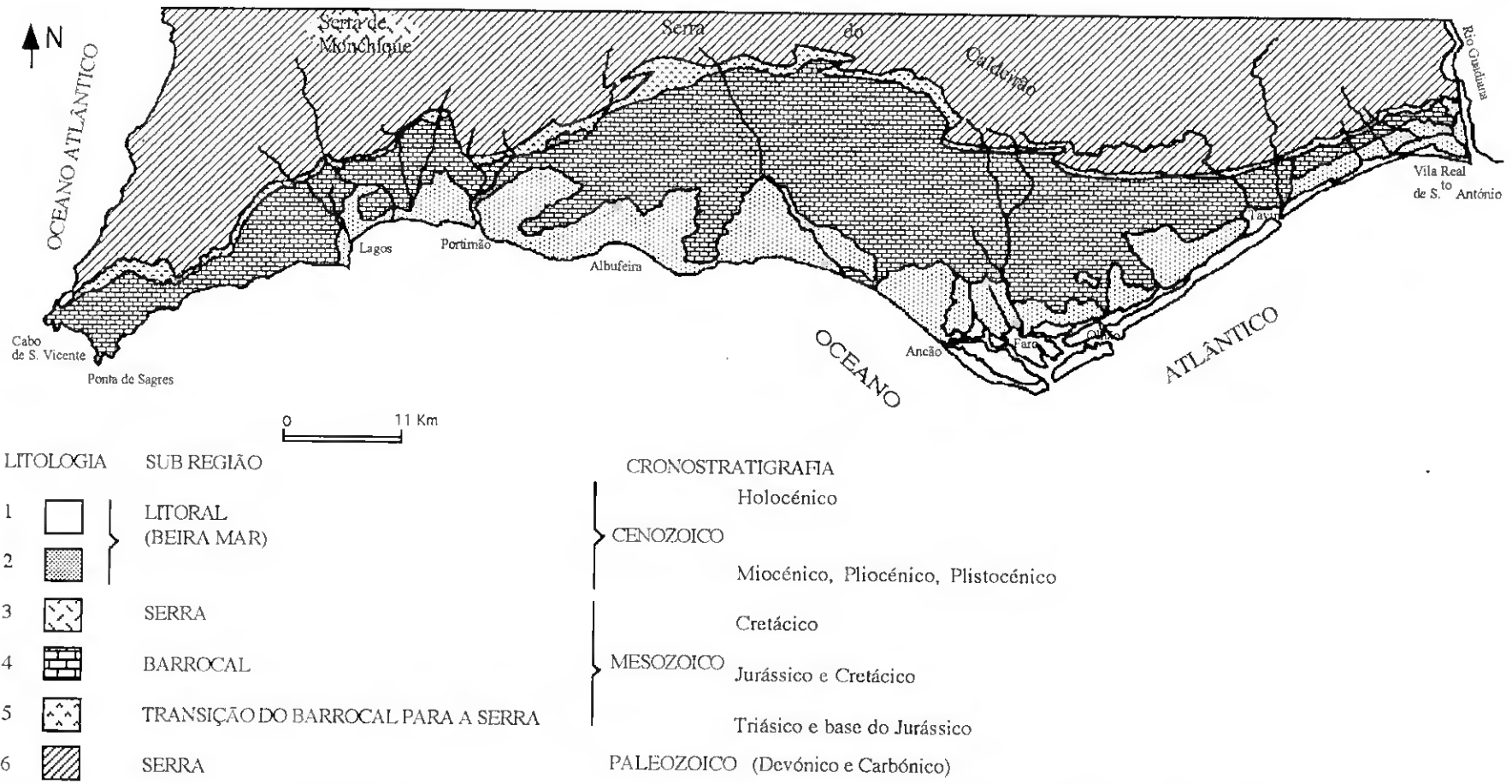


FIGURA I.1 Geologia do Algarve enquadrada na divisão geomorfológica proposta por Bonnet (1850) e que é actualmente usada. O mapa de distribuição litológica resultou da interpretação da imagem de satélite editada pela EDISAT (1995) e da carta geológica à escala 1/100 000 dos Serviços geológicos de Portugal (1992). **Litologia:** 1- areias, siltes e argilas; 2- calcarenitos, arcias e conglomerados; 3- sienitos nefelínicos; 4- calcários, calcários margosos e calcários dolomíticos; 5- arenitos, doleritos e margas; 6- xistos e grauvaques.

1.1.1- SERRA ALGARVIA

Segundo Feio (1949), a Serra constitui a barreira montanhosa que marca o final da peneplanície alentejana e ao Sul da qual se desenvolve o verdadeiro Algarve. A Serra Algarvia é parte integrante do Maciço Hespérico. Os movimentos compressivos iniciados no Devónico superior, relacionados com a aproximação dos dois macro continentes Gondwana e Laurásia, actuaram na região onde hoje se situa o Algarve. Como consequência, as espessas séries detríticas constituídas em mar relativamente profundo, foram sujeitas a intensa deformação durante o Devónico e grande parte do Carbónico (Ramalho, 1986). São estas rochas, essencialmente xistos e grauvaques, intensamente dobradas e fracturadas que constituem a maior extensão da Serra Algarvia. De orientação geral E-W, nela se podem individualizar dois conjuntos: (a) **Serra do Caldeirão** com altitude máxima da ordem dos 589 m, exclusivamente constituída por xistos e grauvaques atribuídos ao Devónico e Carbónico. Estas rochas, praticamente impermeáveis e relativamente brandas, conduziram ao encaixe profundo da rede hidrográfica (Almeida, 1985). Este facto, aliado à elevada densidade da rede de drenagem, traduz-se num relevo suave e monótono. (b) **Serra de Monchique** onde emerge o maciço de sienito nefelínico e que apresenta a sua cota máxima de 902 m na Fóia. O maciço subvulcânico de Monchique, instalou-se no Cretácico superior, quando no Algarve se verificou um episódio compressivo relacionado com a Orogenia Alpina (Manuppella, 1992).

É nos xistos e grauvaques que estão talhadas as arribas actuais da costa ocidental algarvia para Norte da praia do Telheiro. Na região SW do Algarve, a ocidente da praia do Burgau, o soco paleozoico ocupa posições muito próximas do litoral. A este facto não serão alheias as numerosas falhas de orientação preferencial NE-SW que afectam e deslocam as formações geológicas, determinando a configuração da linha de costa neste sector, com a Península de Sagres muito avançada em relação à restante linha de costa meridional.

O acidente tectónico de S. Marcos, com orientação hereínica NW-SE, separa as Serras do Caldeirão e de Monchique. O traçado actual do troço final da ribeira de Quarteira, é

provavelmente condicionado por aquele acidente. A interpretação da imagem de satélite (EDISAT, 1995) sugere este controle, pois todo o sector da ribeira a jusante da Quinta do Escarpão, constitui um alinhamento com o acidente tectónico de S. Marcos. Para além deste, as escarpas de falha da ribeira de Alportel de orientação E-W, da Eira de Agosto de orientação NW-SE, da zona ocidental da serra de Monchique e o graben de Sineira, constituem os principais elementos tectónicos que afectam as formações geológicas da Serra Algarvia (Feio, 1949).

Antes que um novo ciclo sedimentar se tenha iniciado, o maciço Hespérico sofreu o seu primeiro desmantelamento, entre o Pérmico e a base do Triásico. Foi no ciclo sedimentar iniciado no Triásico, que se constituiu a Formação "Grés de Silves" com características de meios essencialmente continentais. A sedimentação prosseguiu depois em meio marinho pouco profundo (Ramalho, 1986), com a formação de argilas, margas, dolomias e evaporitos. Uma fase de "rifting" foi responsável pela génese de escoadas lávicas toleíticas, tufos e brechas vulcânicas (Manuppella, 1988). Este conjunto poligénico complexo, que ocorre numa estreita faixa E-W no Algarve, deslocado por numerosas falhas, é conhecido por "Complexo Vulcano-Sedimentar". Foi nestas formações relativamente brandas, que por esvaziamento erosivo se encaixaram alguns dos vales com maior expressão na morfologia do Algarve. Através da referida depressão erosiva, faz-se a transição para o Barrocal.

Ao primeiro aplanamento do Maciço Hespérico no final do Paleozoico, outros se seguiram e ditaram a fisiografia actual. Numerosos exemplos quer em Portugal quer em Espanha, testemunham a morfologia arrasada do Maciço Hespérico, que se estendeu provavelmente a toda a Península Ibérica e que sofreu os últimos retoques no Eocénico (Cabral, 1993). Esta superfície superiormente aplanada, foi deslocada e desnivelada pela Orogenia Alpina (Cabral, 1993 ; Cáceres, 1995) e de novo arrasada durante o Paleogénico, resultando então uma superfície aplanada de grande entidade regional (Cáceres, 1995). Nas zonas tectonicamente mais estáveis, mantiveram-se extensos planaltos elevados, que ocupam cerca de metade da área total da Península Ibérica (Cabral, 1993). A perfeição do aplanamento que actualmente

observamos em algumas regiões, parece indicar ainda um retoque posterior provavelmente Tortoniano a Pliocénico, quando o mar atingiu os 270 metros acima da actual cota (Cáceres, 1995). O levantamento da Serra Algarvia, ocorrido durante o Quaternário, desnivelou-a de 100 a 300 metros relativamente à superfície do Baixo Alentejo (Cabral, 1986).

1.1.2- BARROCAL

O Barrocal, separado da Serra por uma depressão talhada nas formações gresosas do Triásico e base do Liássico (Costa *et al*, 1985), é constituído fundamentalmente por rochas carbonatadas do Mesozoico, cuja base assenta em discordância angular sobre o soco paleozoico. As formações carbonatadas aflorantes no Barrocal, correspondem ao bordo Norte da bacia sedimentar meso-cenozoica, cuja estrutura é a de um monoclinal inclinando para Sul (Manuppella, 1988). Durante o Mesozoico fizeram-se sentir movimentos distensivos que geraram estruturas em tecla de piano (Manuppella, 1988) e foi a partir do Liássico que a Bacia Algarvia se estruturou e diferenciou em três sub-bacias: **(a)** sub-bacia ocidental, a Oeste da fossa da Sinceira, **(b)** alto fundo de Budens - Lagoa, **(c)** sub-bacia oriental, entre Lagoa e Tavira (Manuppella, 1992).

O alinhamento do relevo E-W, é condicionado por duas flexuras com a mesma orientação. É a esta direcção de fractura que correspondem alguns dos vales mais influentes na morfologia do Barrocal. O mais importante, o vale da ribeira do Algibre, põe em contacto as formações do Dogger e do Malm. Duas outras direcções de fracturação condicionam a rede hidrográfica, uma NW-SE, outra NE-SW, sendo esta a de menor importância (Feio, 1949), ambas herdadas do soco paleozoico e que à semelhança das fracturas E-W, rejogaram posteriormente (Manuppella *et al*, 1984a).

São principalmente as formações do Jurássico, aquelas que imprimem maior vigor ao relevo do Barrocal, enquanto que as formações do Cretácico, mais brandas, desempenham um papel secundário no modelado da paisagem.

Após o longo período de não deposição e erosão entre o Cenomaniano e o Langhiano, um movimento transgressivo, deu origem a sedimentação carbonatada com forte influência terrígena (Manuppella, 1988), assentando as formações da base do Miocénico, em discordância angular ou em paraconformidade, sobre um soco poligénico. A partir do Miocénico superior, devido à provável movimentação da falha de Quarteira, a sedimentação passou a efectuar-se apenas a oriente da ribeira de Quarteira, constituindo este sector, o bordo NW da bacia do Guadalquivir (Manuppella, 1992).

1.1.3- LITORAL

O termo Beira Mar empregue por Bonnet (1850), refere-se a uma extensa faixa litoral de natureza poligénica e de aspectos fisiográficos variados. Com base nas direcções preferenciais do vento, o Litoral Algarvio pode dividir-se em Barlavento e Sotavento, respectivamente a ocidente e a oriente da praia de Olhos de Água. O Sotavento, relativamente protegido dos ventos dos quadrantes NW, N e NE, está mais exposto aos ventos dos quadrantes W, E e SE (Bettencourt, 1985).

Quatro ambientes de acumulação particulares, se destacam no Litoral Algarvio, pela sua importância paisagística, biológica e económica. De ocidente para oriente, a Baía-Barreira de Alvor (Romariz, 1984) associada ao sistema Odiáxere-Alvor, o sapal do rio Arade, o sistema de Ilhas-de-Barreira Ancão-Cacela (Romariz, 1984), vulgarmente designado por "Ria Formosa" e o sapal de Castro Marim associado à foz do rio Guadiana.

O termo plataforma litoral usado em sentido lato, é o aplanamento adjacente ao oceano até à primeira crista de relevos (Pereira, 1990). Estas superfícies são o testemunho da actuação de sucessivos processos continentais e marinhos e a perfeição de alguns aplanamentos preservados, sugere um último retoque, muito recente, aos efeitos de arrasamentos mais antigos (Pereira, 1992). Considerando as cotas médias do aplanamento e o encaixe da rede hidrográfica, admitimos a plataforma litoral algarvia (sentido de Pereira, 1990), dividida em

dois sectores: **(a)** o **planalto litoral** na costa Oeste e costa Sul entre o cabo de S. Vicente e a zona do Ancão, **(b)** **planície litoral** desenvolvida para Este do Ancão. Esta divisão coincide com o litoral de arribas e o litoral arenoso de Dias (1988).

I.1.3.1- PLANALTO LITORAL

O planalto litoral aqui descrito, é pelo menos em parte, coincidente com a entidade geomorfológica designada por planalto costeiro (Cabral, 1993). À excepção dos troços entre as praias da Bordeira e do Amado e entre a praia do Telheiro e o cabo de S. Vicente, talhados em rochas do Mesozoico, o litoral ocidental é constituído por xistos e grauvaques do Paleozoico. É principalmente um litoral de arribas abruptas interrompidas por pequenas praias arenosas quase sempre associadas às desembocaduras de ribeiras (figura I.2). É o sector do Litoral Algarvio mais exposto à agitação marinha do Atlântico, principalmente do quadrante NW, afectado por ondulação altamente energética (Dias, 1988). O aspecto fisiográfico mais notável é um aplanamento a cotas que variam entre os 150 m na região da Torre de Aspa e os 100 m para Norte e 50 m para Sul desta localidade (figura I.3). O alinhamento Vila do Bispo - Torre de Aspa, separa dois subsectores que se distinguem pelo comportamento da rede de drenagem: **a)** subsector Sul onde o encaixe é superficial e as linhas de água têm orientação N-S, **b)** subsector Norte, onde as ribeiras se encaixam profundamente e têm orientação SE-NW. Neste último subsector, quando consideradas as pequenas áreas actuais das bacias de drenagem, é flagrante um desajuste entre estas e o vigor do encaixe. Estamos provavelmente perante vales epigénicos por superimposição: as linhas de água desenvolvidas sobre a cobertura sedimentar que fossilizava a paleotopografia, devido a um abaixamento do nível do mar e/ou levantamento na área continental, entalhou rapidamente e exumou o paleorelevo, por erosão da cobertura sedimentar. Em qualquer dos subsectores considerados, a orientação das linhas de água está de acordo com a pendente geral da superfície topográfica e a diferença de encaixe pode atribuir-se à diferente competência das rochas que entalham.

Os retalhos de sedimentos siliciclásticos que se encontram sobre o planalto litoral da costa ocidental algarvia, são provavelmente o testemunho da antiga cobertura sedimentar. Esses sedimentos são atribuídos ao Pliocénico e ao Plistocénico (carta geológica 1/100 000, 1992), pelo que poderemos situar a idade do aplanamento no Pliocénico ou Quaternário. O último retoque no planalto costeiro, é habitualmente considerado do Pliocénico ou do Calabriano, embora a sua natureza poligénica torne difícil a datação (Cabral, 1993). A existência de depósitos de ranhas nas superfícies aplanadas do Alentejo, compatíveis com o nível do mar situado 150 metros acima do nível actual, datadas do Pliocénico superior, sugerem como idade provável para o aplanamento, o Pliocénico inferior.

Na região talhada nas rochas do Mesozoico, da praia do Telheiro até ao cabo de S. Vicente e deste até à Ponta da Torre já na costa meridional, são também notórias superfícies aplanadas, em continuidade morfológica com o soco paleozoico, a cotas crescentes para Norte e Oeste (figura I.4). As ribeiras pouco encaixadas, têm orientação geral N-S, segundo a pendente geral da superfície topográfica. As ribeiras de Benaçoitão e dos Outeiros sofrem controle estrutural, pelo menos em parte do seu percurso. Esta zona do litoral deve a sua configuração às numerosas falhas de orientação preferencial NNE-SSW, que afectam e deslocam as formações do Mesozoico. Como consequência, desenvolveu-se um padrão de costa peculiar com pequenas enseadas abrigadas por "pontas", usando a toponímia local.

Na costa meridional, o troço litoral entre a Ponta da Torre e a praia de Porto de Mós, talhado em rochas carbonatadas do Cretácico tem orientação NW-SE. À excepção das praias da Figueira, Salema e Luz de Lagos, associadas às desembocaduras de ribeiras, o litoral é de arribas. O aspecto fisiográfico mais marcante é ainda a superfície aplanada a cotas entre os 50 m e os 70 m (figura I.5).

Entre as praias de Porto de Mós e de Olhos de Água, o planalto litoral é talhado em formações do Miocénico, à excepção de dois sectores um a E de Lagos e outro a W de Albufeira, talhados em formações do Mesozoico. A rede de drenagem orienta-se preferencialmente NNE-SSW (figura I.6).

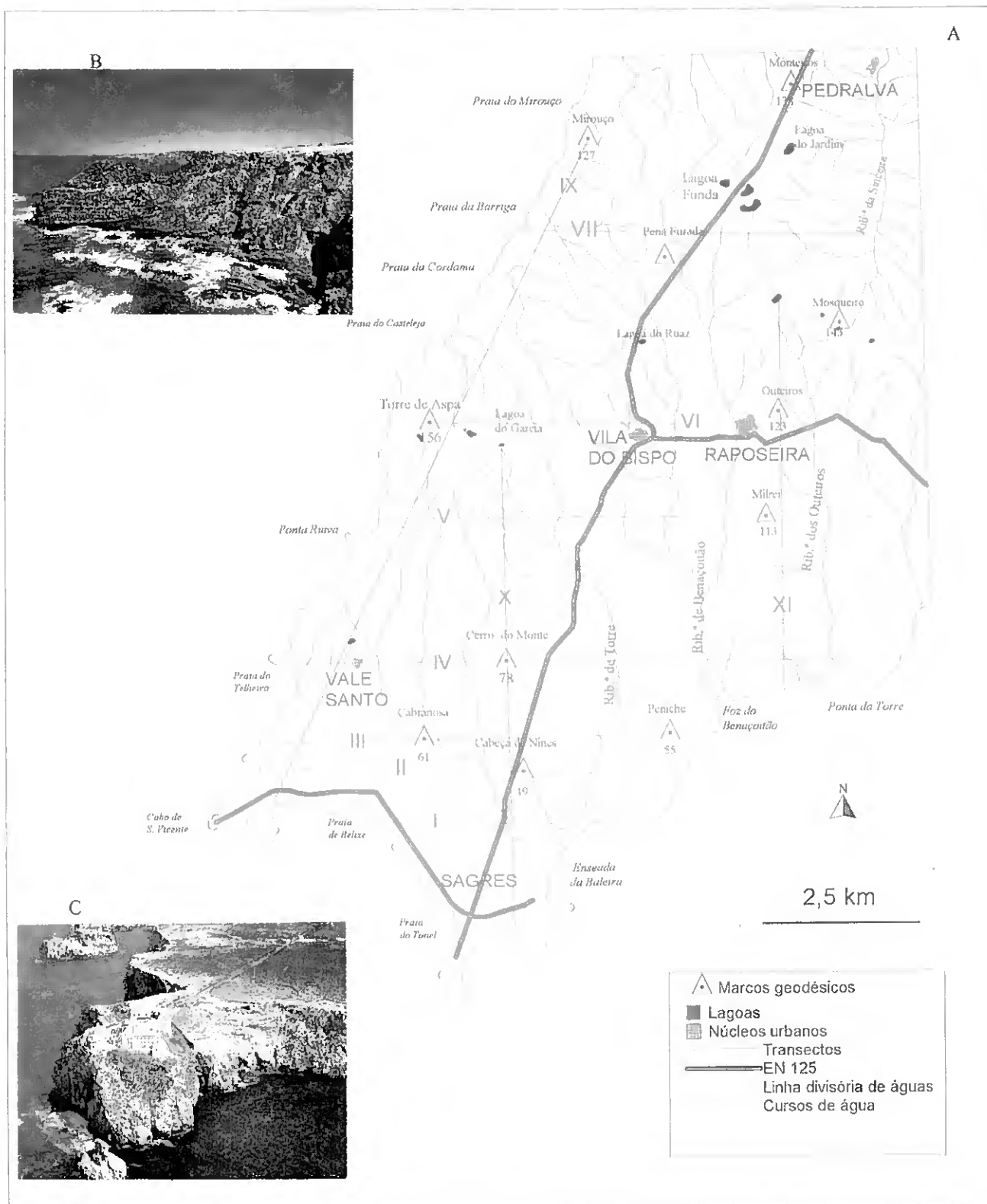
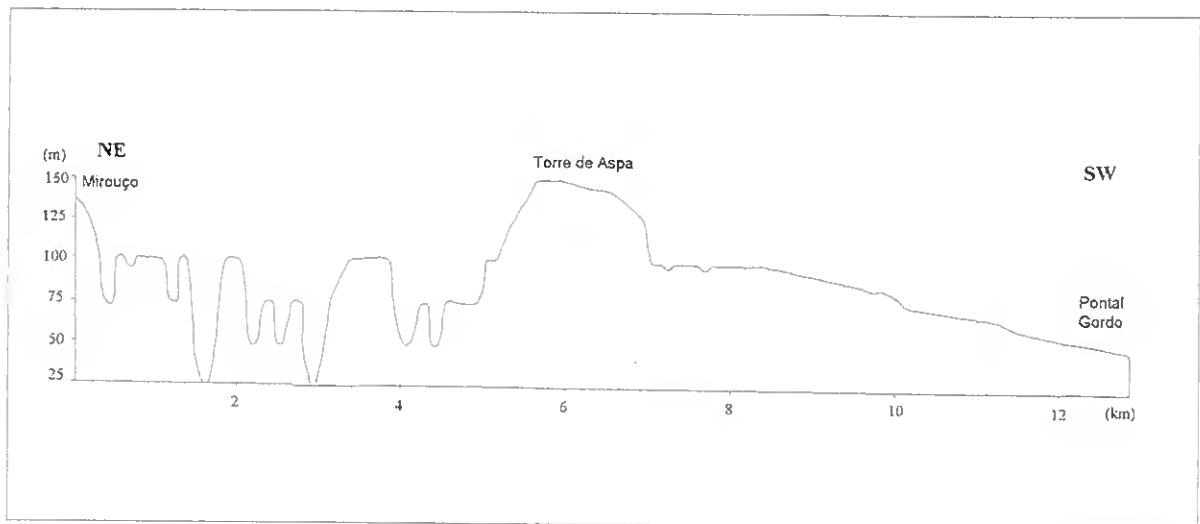


Figura I.2 – Litoral ocidental entre a Praia do Mirouço e o Cabo de S. Vicente e litoral sul entre aquele Cabo e a Ponta da Torre. Localização dos perfis topográficos (A). Pormenor do planalto litoral da costa ocidental (B) - reprodução de um postal da OLIMAR - e do cabo de S. Vicente (C) na costa meridional - reprodução da FOTO-VISTA.

A



B

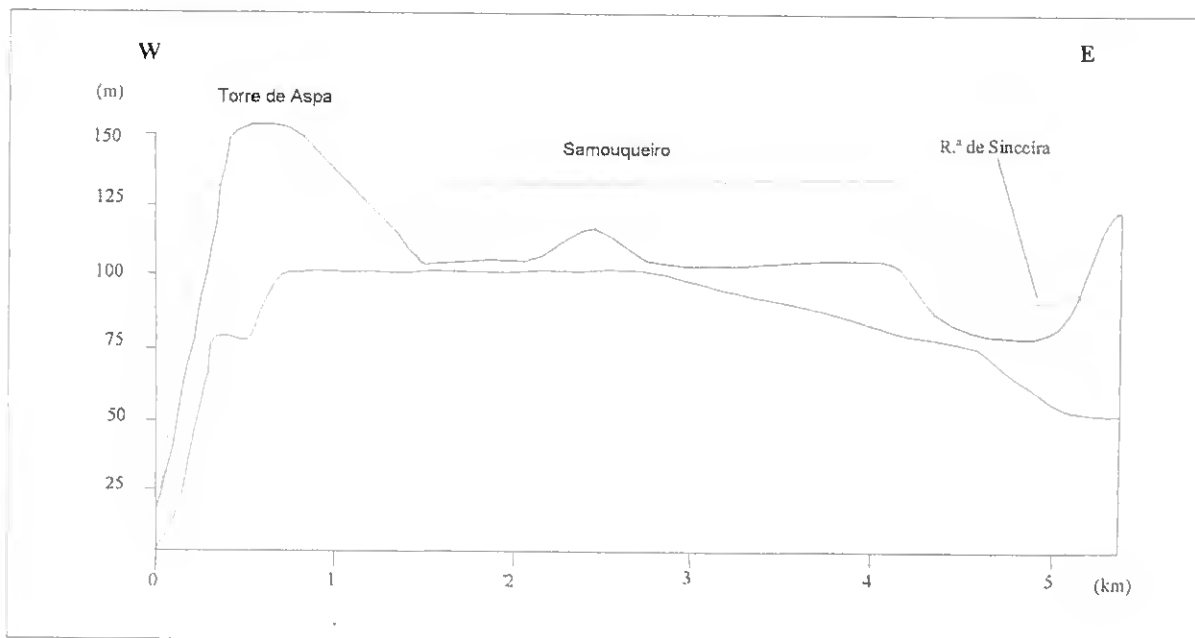
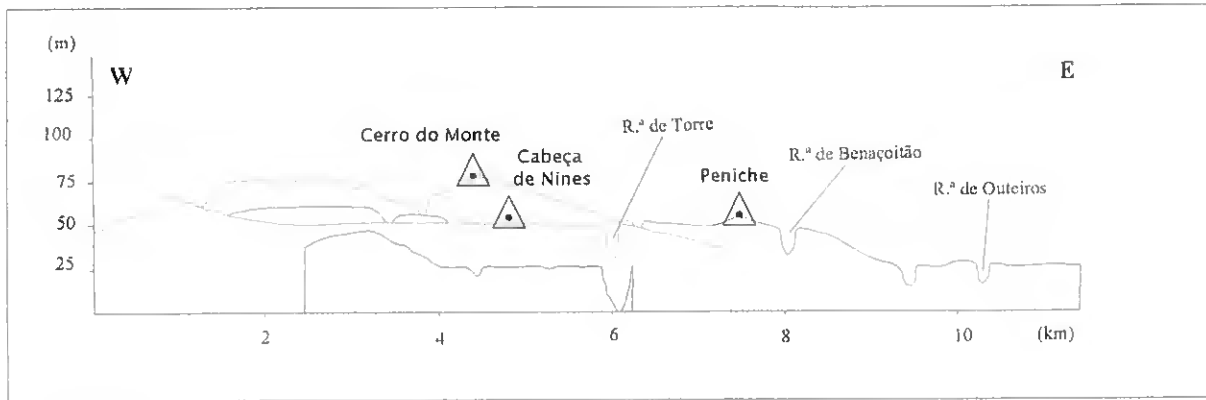
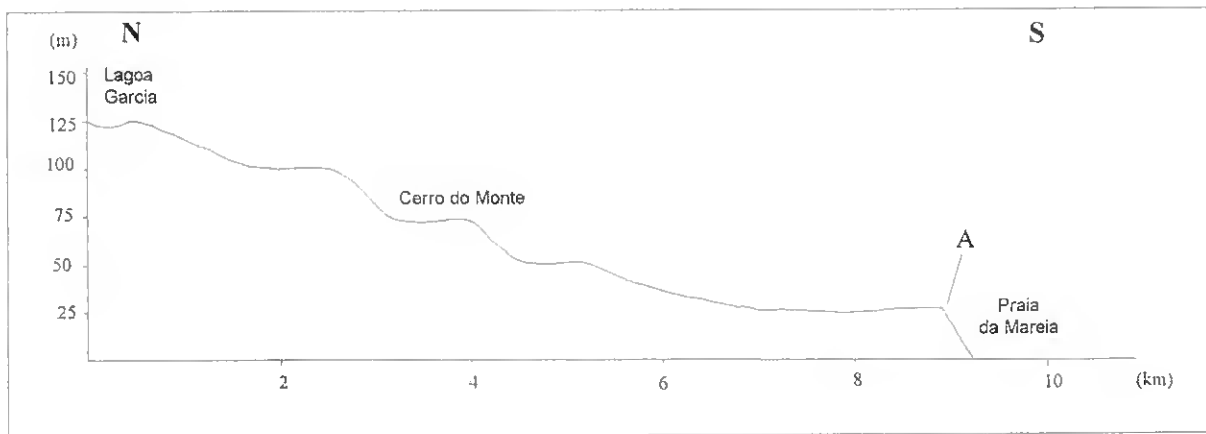


Figura I.3 – Perfil topográfico simples, executado ao longo da linha de corte IX (A). Perfil topográfico composto, executado segundo as linhas de corte V (azul), VI (preto) e VII (vermelho) (B). Para localização dos cortes, consultar a figura I.2.

A



B



C

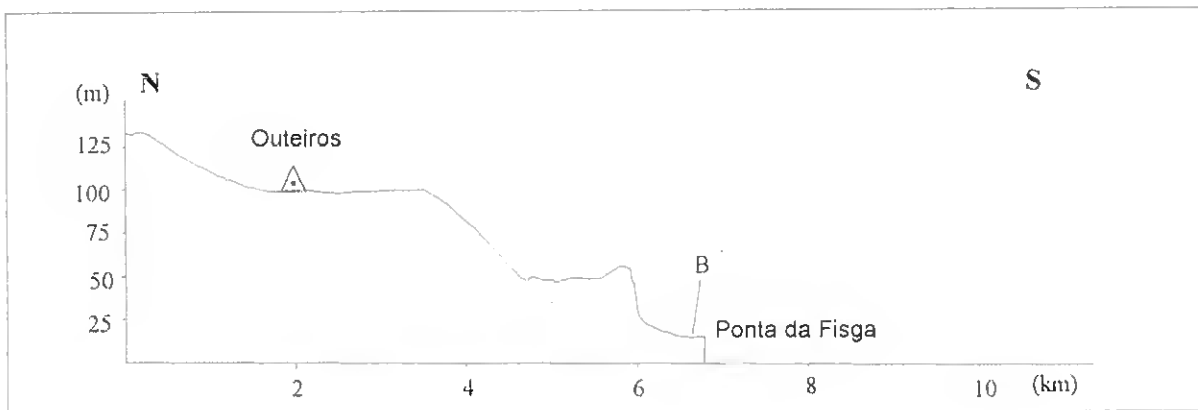


Figura 1.4 – Perfil topográfico composto, executado ao longo das linhas de corte I (preto), II (verde), III (azul) e IV (vermelho) (A). Perfis topográficos simples ao longo das linhas de corte X (B) e XI (C). Para localização dos cortes topográficos, consultar a figura 1.2.

O aplanamento superior das formações miocénicas carbonatadas, de um modo geral muito carsificadas, desenvolve-se à cota de 50 m (figura I.7). É na praia de Olhos de Água que se regista o último surgimento nas arribas litorais, das rochas detríticas carbonatadas, a E da qual se desenvolvem arribas de natureza exclusivamente siliciclástica.

1.1.3.2- PLANÍCIE LITORAL

A Planície Litoral que se desenvolve para E da região do Ancão, com 5 km de largura média na região de Faro, torna-se sucessivamente mais estreita para E e eleva-se suavemente para N, até à primeira linha de relevos mesozoicos. Talhada principalmente em formações detríticas pós miocénicas, é drenada por linhas de água orientadas preferencialmente NW-SE (figura I.8). Adjacente e a Sul da planície detrítica, um cordão arenoso constituído a partir da região do Ancão, desenvolve-se até Cacela num sistema de ilhas barreira, separadas por barras que asseguram a ligação entre a região lagunar e o oceano Atlântico. No Ancão, as formações detríticas que são o prolongamento das arribas litorais a Oeste, comportam-se actualmente como arribas litorais desactivadas, protegidas da acção erosiva directa do mar, pela Península do Ancão.

1.1.4- PLATAFORMA CONTINENTAL

Com a abertura do Oceano Atlântico, estão relacionadas a abertura do Golfo de Cádiz e a formação da Bacia Sedimentar Algarvia individualizada da Bacia Lusitânica (Pereira, 1992). Foi no sector meridional do Maciço Hespérico, que em regime distensivo E-W a ENE-WSW, a partir do Triásico e até ao final do Cretácico, se constituiu a Bacia Sedimentar Algarvia ao longo da sutura Açores - Gibraltar (Pereira, 1992). A plataforma algarvia, bem individualizada, é de construção neogénica. Várias particularidades a caracterizam, como a sua pouca largura, o alinhamento dos planaltos marginais e a existência de duas fossas ao largo de Faro, resultantes

da erosão do talude continental superior (Mougenot, 1989). Os planaltos marginais de origem estrutural, são constituídos pela acumulação de sedimentos do Neogénico (Mougenot *et al*, 1979). O talude da margem continental é um fragmento do Golfo de Cádiz (Pereira, 1992). Existem diferenças na morfologia da plataforma algarvia entre os sectores W e E, resultantes de processos tectónicos diferentes. No sector W, são sobretudo movimentos de bascula ocorridos no final do Miocénico, que definem a geometria dos corpos sedimentares. Estes, são séries progradantes, formadas por acreção lateral de camadas de configuração oblíqua-paralela, basculadas para SE (Mougenot, 1989). No sector E, a construção plio-quadernária, apresenta espessamento, verificando-se ao largo de Faro, uma construção deltaica progradante, alimentada por importante deriva litoral (Granja *et al*, 1984). Uma sequência repetitiva de séries sedimentares e superfícies erosivas, neste sector, é compatível com variações glacio-custáticas cujo registo foi preservado graças a uma subsidência importante (Mougenot, 1989). Na margem continental do Algarve a subsidência tem vindo a ser compensada pela acumulação de enormes espessuras de sedimentos, desde o Miocénico superior (Pereira, 1992).

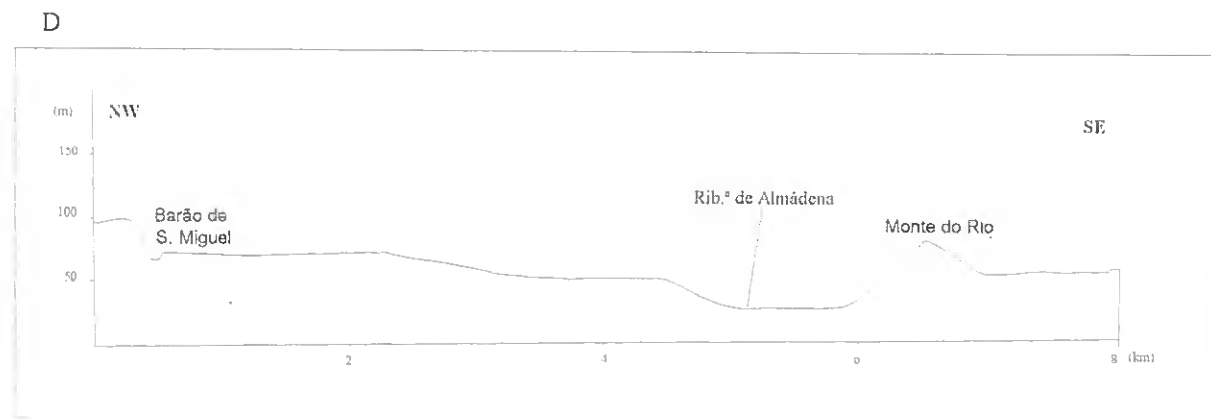
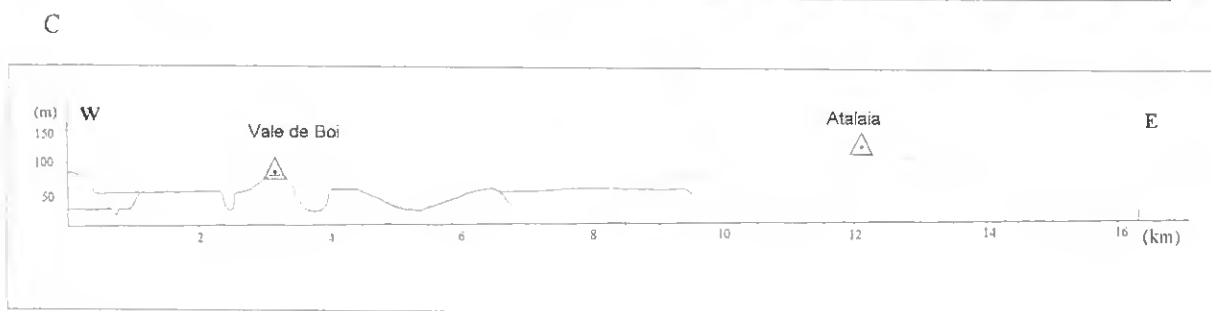
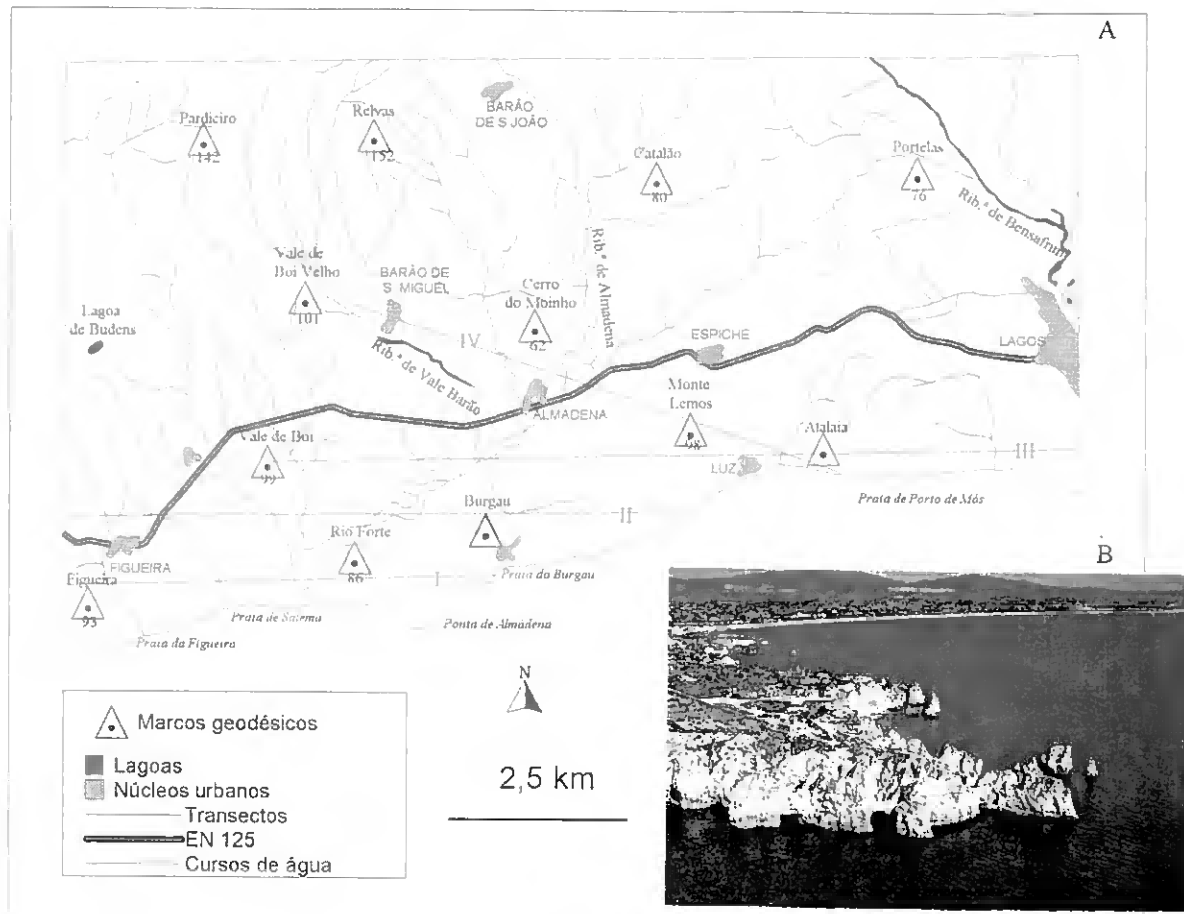


Figura 1.5 – Aspectos fisiográficos do litoral sul entre a Praia da Figueira e a Ponta da Piedade e localização dos perfis topográficos (A). Pormenor do planalto litoral na Ponta da Piedade, reproduzido de um postal da SOFOTO (B). Perfil topográfico composto, segundo as linhas de corte I (preto), II (azul) e III (vermelho) (C). Perfil topográfico simples segundo a linha de corte IV (D).

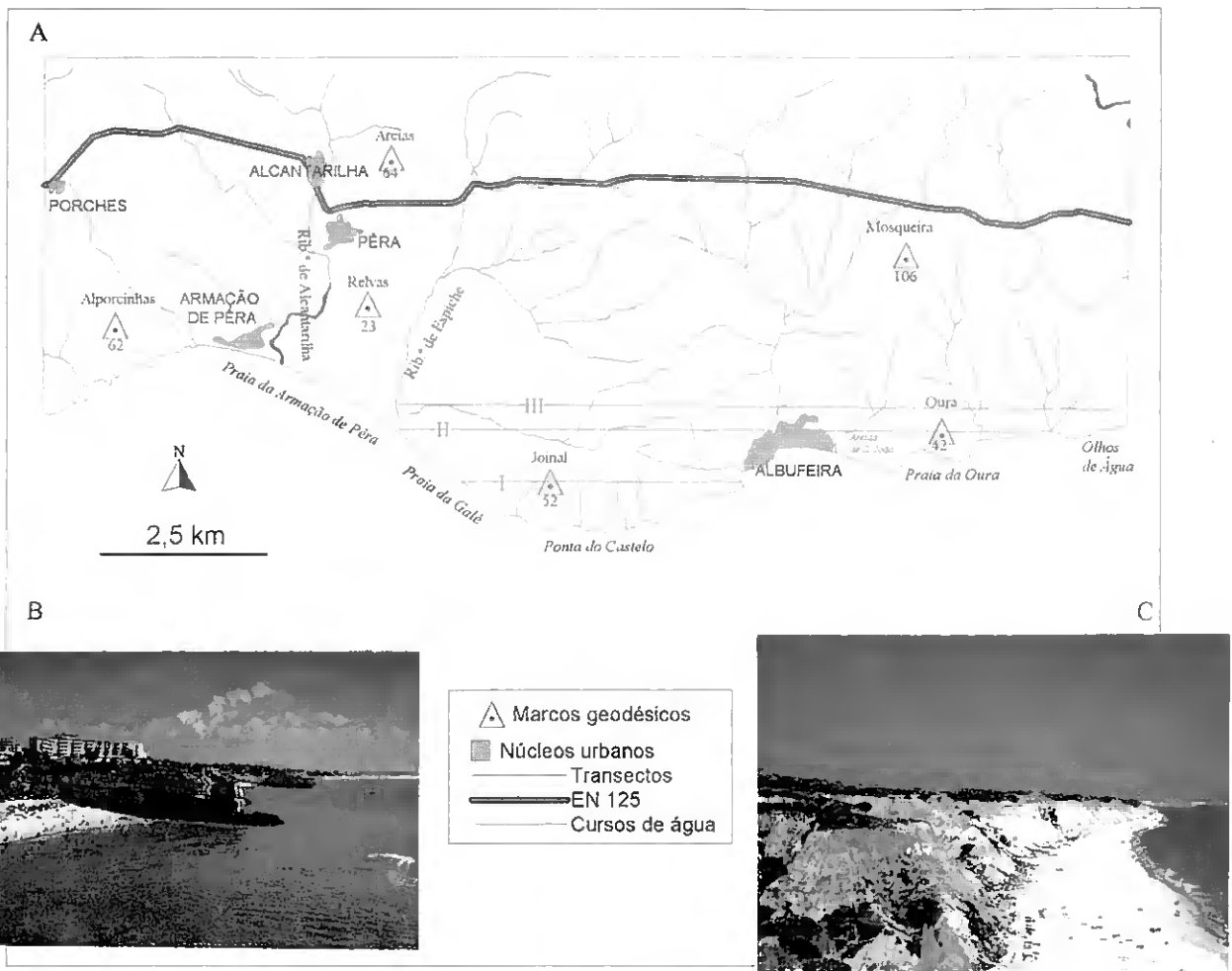


Figura I.6 – Aspecto fisiográfico do litoral sul entre Armção de Pêra e Olhos de Água e localização das linhas de corte segundo as quais se realizaram perfis topográficos (A). Aspecto do planalto litoral na região de Armção de Pêra, reprodução de um postal da DINTERNAI (B) e de Olhos de Água, postal da OLIMAR (C)

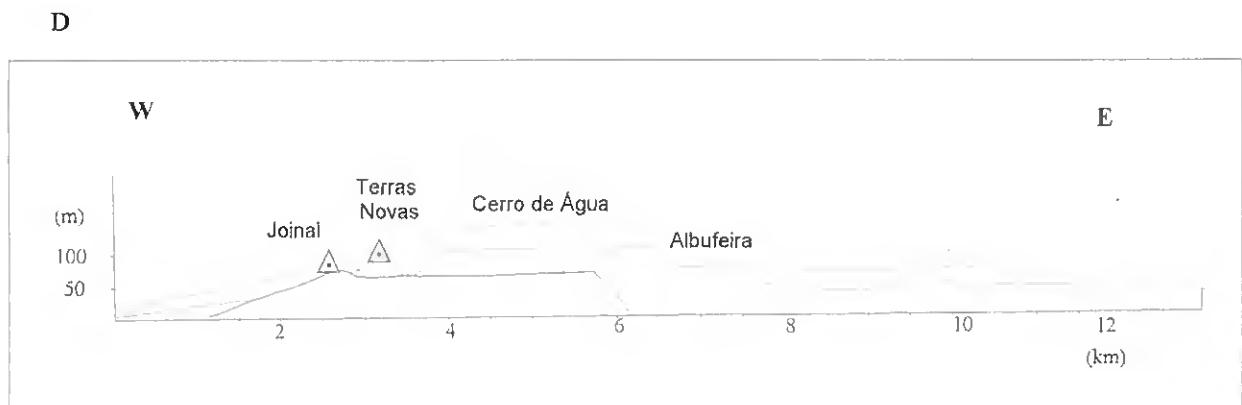


Figura I.7– Perfil topográfico composto, segundo as linhas de corte I (preto), II (azul) e III (vermelho). Ver localizações na figura I.6.A.

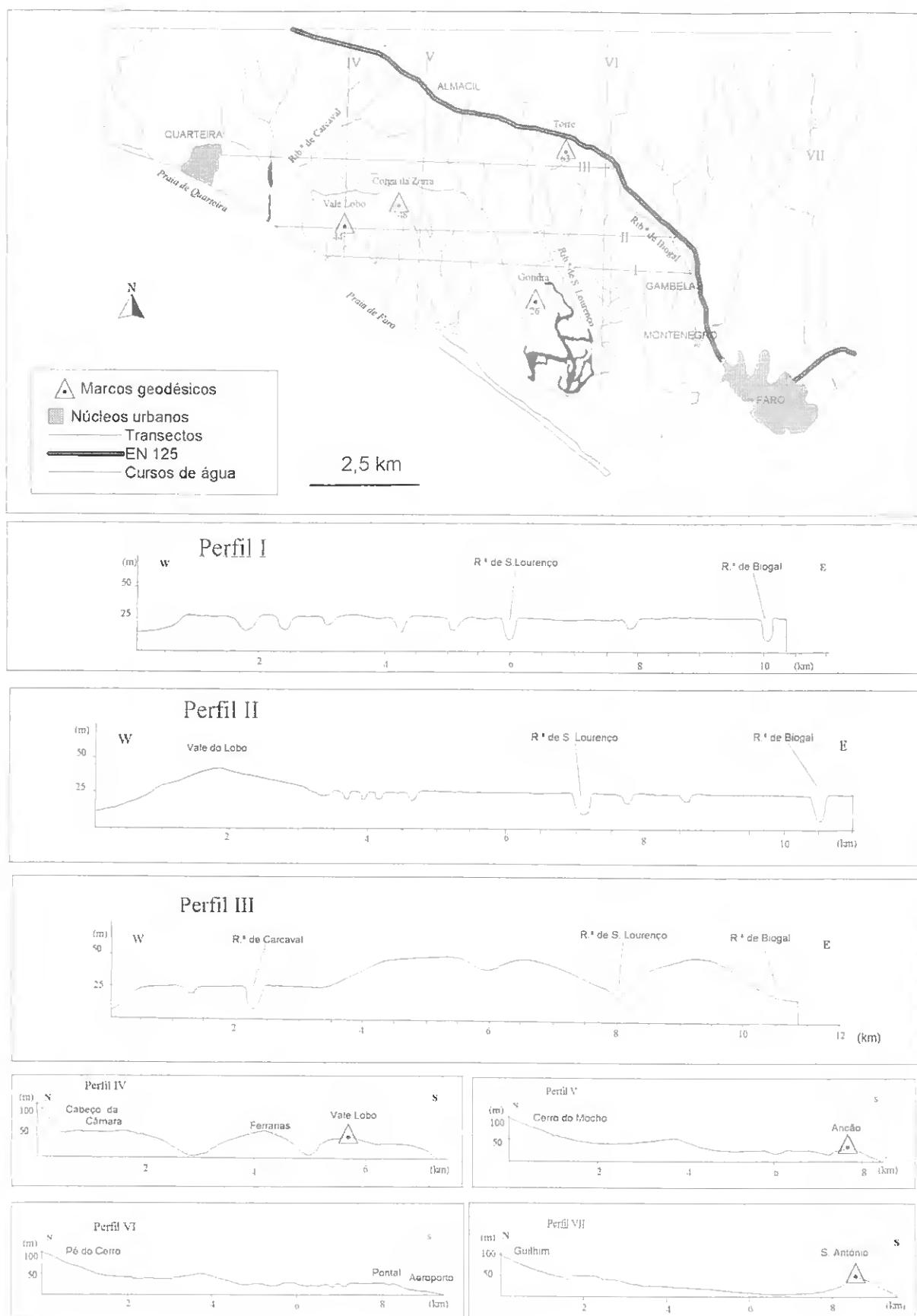


Figura 1.8 – Aspectos fisiográficos da planície litoral entre Quarteira e Faro. Os perfis topográficos estão localizados no mapa através de segmentos de recta com a letra correspondente.

1.2- REDE HIDROGRÁFICA

Atendendo à extensão das áreas drenadas, orientação das principais linhas de água e sua organização, podem considerar-se três conjuntos de redes de drenagem, a seguir caracterizados.

1.2.1- REDE DE DRENAGEM DA COSTA OCIDENTAL

Numerosas linhas de água de orientação SE-NW, desaguam na costa Oeste algarvia (figura 1.9). As ribeiras de maior longitude são as de Seixe, Aljezur, Bordeira e Carrapateira, que possuem partes terminais dos vales bastante alargadas em desequilíbrio com o caudal actual. As restantes linhas de água, são de pequena longitude mas fortemente encaixadas gerando barrancos profundos, contrastando com a pequena área de captação. Como já referido, trata-se provavelmente de uma rede epigénica por superimposição que forçada pelo levantamento continental e/ou pela descida do nível do mar, rapidamente desmantelou a cobertura sedimentar e exumou formas antigas. As linhas de água têm direcção normal às principais direcções de fractura e estas são subparalelas à actual linha de costa. Se, como refere Pereira (1990), muitos dos relevos que limitam do lado continental a plataforma litoral, forem escarpas de falha ao contrário de antigas arribas como são muitas vezes interpretados, então a movimentação ao longo das fracturas paralelas à costa, pode ter desorganizado a rede de drenagem original, forçando o encaixe rápido das partes terminais. Os vales actuais são pois a herança de uma rede hidrográfica mais antiga e melhor hierarquizada. Ao longo do eixo que faz a separação desta rede de drenagem com a que drena para sul, dispõe-se um curioso rosário de pequenas lagoas que pode ser o testemunho das desembocaduras de antigas linhas de água, abandonadas pela retirada do mar. Corresponderiam a depressões litorais com deposição de argilas, as quais podemos observar por exemplo na lagoa de Budens onde a extracção de areias as expôs e que constituem actualmente um pavimento impermeável permitindo a acumulação das águas pluviais.

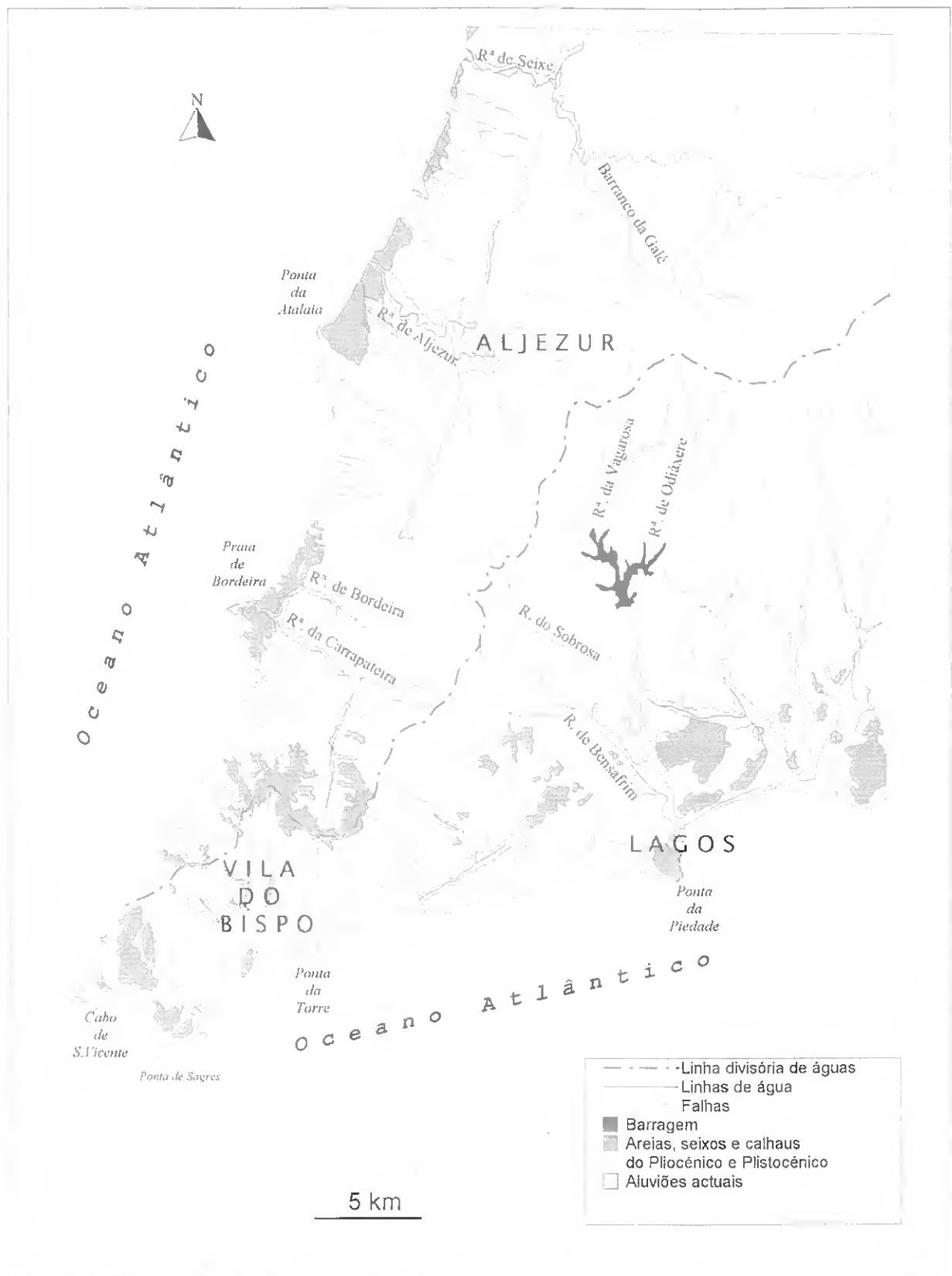


Figura 1.9 – Organização da rede de drenagem da costa ocidental. A linha divisória de águas que separa o sistema fluvial de orientação preferencial NW-SE do sistema que drena para sul, tem uma orientação geral NE-SW.

I.2.2- REDE DE DRENAGEM DA VERTENTE ORIENTAL DA SERRA DO CALDEIRÃO

A Serra do Caldeirão é a entidade fisiográfica mais importante na organização das redes de drenagem que interceptam o soco paleozoico. A sua vertente oriental, faz parte da vasta bacia hidrográfica do rio Guadiana (figura I.10). As ribeiras estão fortemente encaixadas no soco e o traçado de algumas parece ser condicionado pelas principais direcções de fractura sobretudo de direcção NW-SE (Almeida, 1985). No limite oriental da Serra Algarvia, o Guadiana com tendência para atingir a maturidade, encaixa-se numa vasta superfície aplanada, com cotas entre os 150 m e os 200 m, sendo este aplanamento posterior ao levantamento da Serra (Feio, 1949). Aquela superfície, é por sua vez dissecada por um ciclo erosivo gerador de novo aplanamento, desnivelado do primeiro de 50 m (Feio, 1949). O eixo Castro Marim - Barranco do Velho, separa a rede de drenagem do Guadiana da rede hidrográfica que drena para a costa Sul, directamente para o oceano Atlântico.

O rio Guadiana, o rio mais importante do Algarve e a fronteira leste desta região, tem merecido por parte de vários investigadores interesse especial devido à peculiaridade do seu traçado. Em 1946, Mariano Feio verificou que para Sul do Pulo do Lobo perto de Mértola, existe um vale inferior encaixado no vale superior a montante da mesma localidade. Aquele vale inferior de extrema juventude no seu início, torna-se cada vez mais velho para jusante significando que o seu troço terminal se formou há mais tempo. O autor excluiu qualquer processo relacionado com o regime fluvial do rio, uma vez que naquele caso, o encaixe seria semelhante em todo o percurso. Mariano Feio, imaginou então uma vaga de erosão remontante relacionada com um abaixamento do nível médio do mar. Mas continua difícil explicar a paragem desta vaga de erosão remontante, quando as formações litológicas são idênticas, não existindo no Pulo do Lobo nenhuma formação mais competente. Feio (1946) estranhou também a "grande concentração da quebra de declive" no Pulo do Lobo e elaborou numerosos modelos explicativos, na tentativa de perceber "tal fenómeno tão raro que não pode ser explicado por uma causa normal ou frequente".

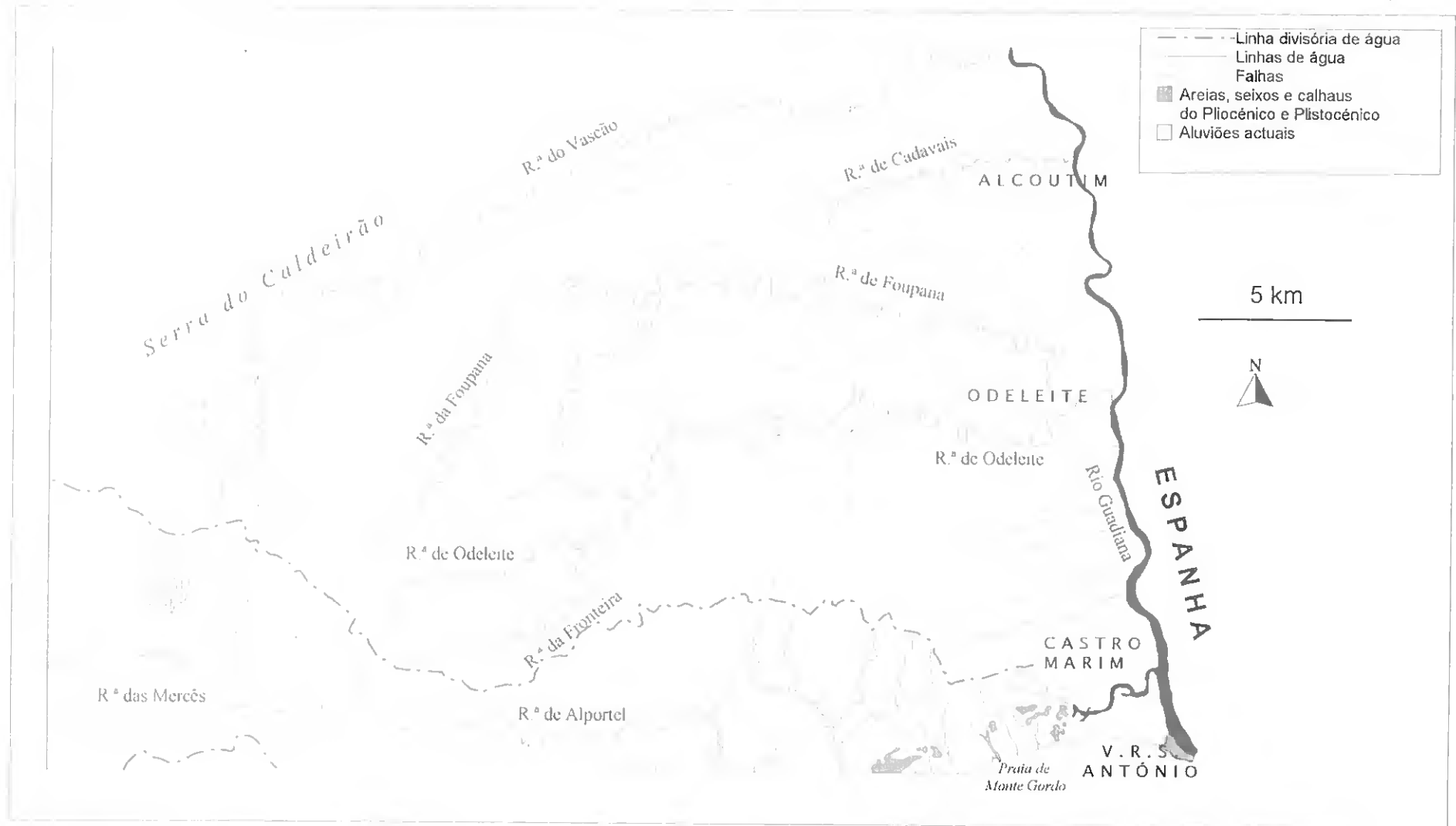


Figura 1.10— Rede de drenagem da vertente oriental da Serra do Caldeirão.

Com excepcional clarividência, já em 1938, Medeiros Gouvêa aventava a hipótese de no Pliocénico inferior, o Guadiana ter abandonado a depressão de Beja para adquirir o seu actual traçado. Os argumentos a favor desta hipótese têm-se avolumado e é hoje em dia um dado adquirido, que o troço N-S do rio Guadiana é muito recente. Não se conhecem antigos terraços em todo o troço a jusante de Mértola nem em Portugal nem em Espanha (Feio, 1946; Vidal *et al*, 1993). Entre Beja e a foz do Guadiana, o rio encaixa-se fortemente numa planície erosiva com frequentes capturas da rede fluvial que antes vertia para Norte, passando a fazê-lo para Sul. Por outro lado, sendo a desembocadura do Guadiana um pequeno delta submerso, o rio Sado com uma área de captação reduzida possui um delta semelhante ao do rio Tejo (Vidal *et al* 1993; Cáceres, 1995). A explicação que Mariano Feio tanto procurou para a existência de um vale muito jovem a partir de Mértola que envelhece à medida que caminhamos para a foz, pode então ser a de que o rio Guadiana foi desviado do seu percurso de orientação E-W, por captura de um rio (vale mais velho) de orientação N-S drenando para o Atlântico a Sul. O traçado N-S do rio Guadiana é provavelmente do Plistocénico médio a superior (Vidal *et al*, 1993), capturado por um curso N-S que talvez activado tectonicamente, progride rapidamente para Norte até capturar o Guadiana (Cáceres, 1995). Durante o Quaternário, uma deformação tectónica produzindo uma morfologia em "dentes de serra", terá provocado a deslocação e migração das redes fluviais para SE, na região do Guadiana-Guadalquivir (Hurtado *et al*, 1994).

1.2.3- REDE DE DRENAGEM DA COSTA SUL

São individualizáveis dois subsectores relativamente à extensão das áreas de captação e à orientação das linhas de água. A Oeste da ribeira de Quarteira, as principais linhas de água têm orientação preferencial NNE-SSW (figura I.11), e a Este daquela ribeira possuem orientação NW-SE (figura I.12). Entre o Cabo de S. Vicente e Lagos, é claro o controle estrutural das linhas de água quer por fracturas quer pelo contacto entre formações geológicas diferentes. É no

sector entre Lagos e a foz da ribeira de Quarteira, que desaguardam algumas das ribeiras de maior expressão no Algarve.

Na região entre Lagoa e a Ribeira do Algibre, um alinhamento grosseiramente E-W de zonas aluvionares sem conexão com linhas de água importantes actuais e de antigos terraços fluviais (figura I.11), são indicativo de um antigo corredor de escoamento fluvial. Poderá corresponder ao traçado original da ribeira do Algibre, posteriormente capturada pela ribeira de Quarteira. Esta, fortemente encaixada na zona da Quinta do Escarpão, diminui rapidamente o vigor do encaixe para jusante desta região. O seu traçado actual, pode ter sido forçado pela falha de Quarteira. Para oriente daquela ribeira, à excepção dos troços alto e médio da ribeira do Carcavai controlados tectonicamente, as linhas de água orientam-se NW-SE, são de pouca expressão e mal hierarquizadas. O rio seco possui um caudal actual em desequilíbrio com a grande extensão dos antigos aluviões na zona vestibular.

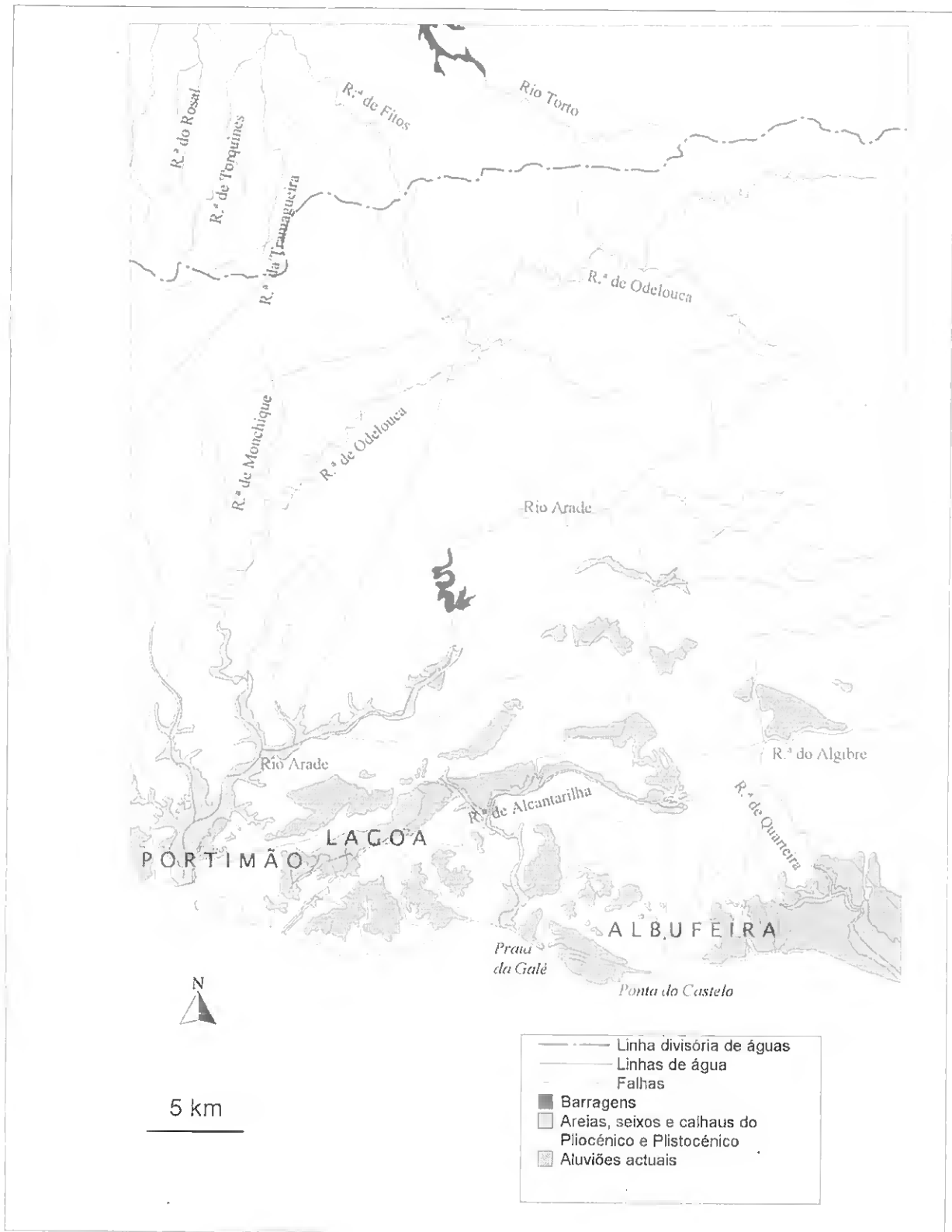


Figura 1.11 – Organização da rede de drenagem no sector ocidental da Ribeira de Quarteira

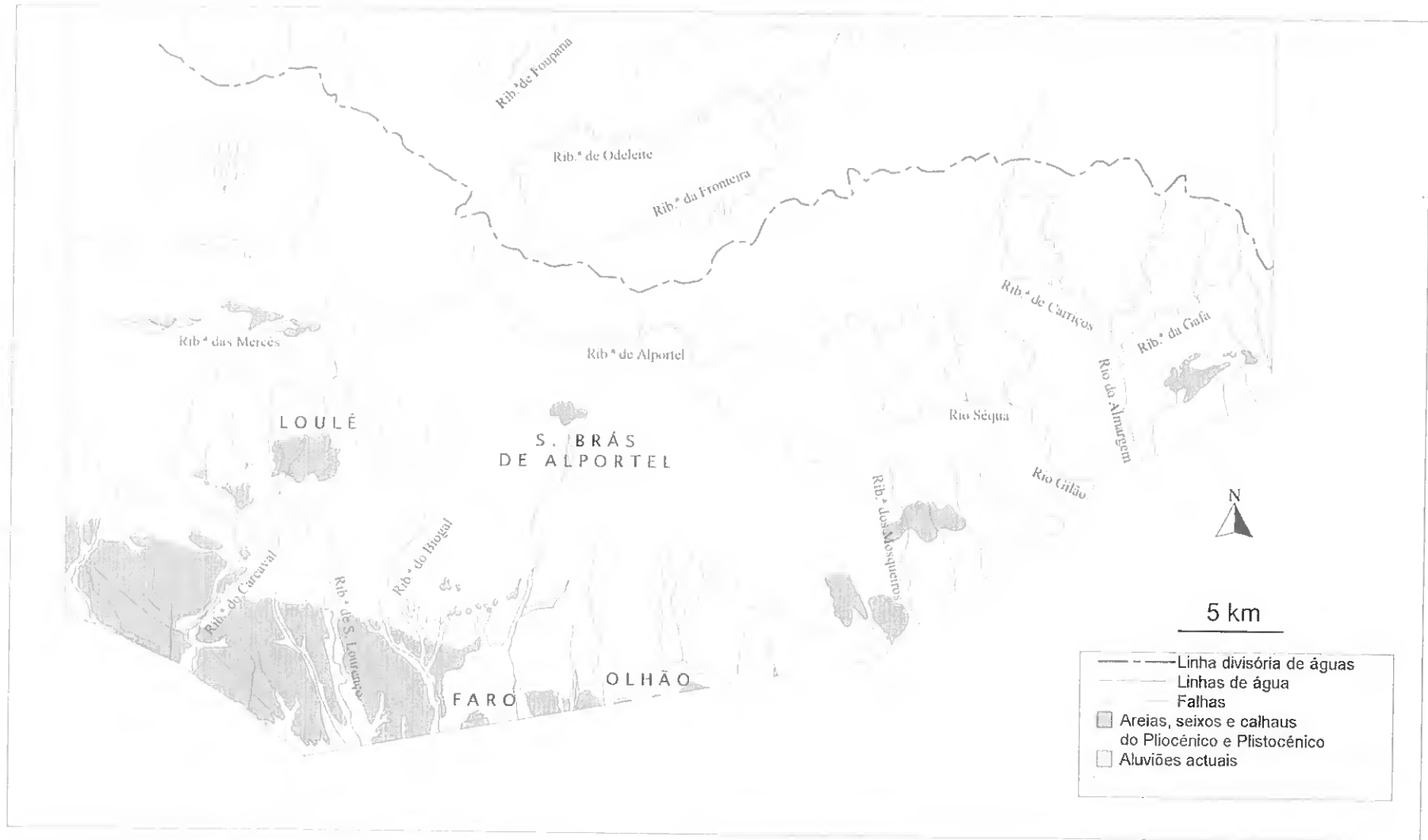


Figura 1.12 – Organização da rede de drenagem no sector oriental da Ribeira de Quarteira.

CAPÍTULO II

LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

II.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

II.2 METODOLOGIA

II.3 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

II.3.1 PLATAFORMA DETRÍTICA

II.3.2 DEPÓSITOS RESIDUAIS

II.3.3 DEPÓSITOS DE ENCHIMENTO CÁRSICO

II.3.4 ENCHIMENTO HOLOCÊNICO

II.1- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área à qual se dedicou particular atenção situa-se aproximadamente entre os meridianos que passam pela praia da Galé e pela cidade de Faro (figura II.1). São várias as razões que justificam a escolha desta região para estudo mais pormenorizado do enchimento neogénico e quaternário da Bacia Algarvia:

- (a) É a região onde o enchimento Plio - Quaternário apresenta maior expressão.
- (b) É a região onde, devido à intensa exploração de inertes se encontra o maior número de secções geológicas de entre as mais completas, susceptíveis de lançar alguma luz sobre a estratigrafia do Neogénico e Quaternário a nível regional.
- (c) É no sector Galé - Olhos de Água que a articulação entre a "Formação Carbonatada Lagos-Portimão" e as formações detríticas posteriores se compreende.

A área de estudo distribui-se pelo planalto litoral e pela planície litoral, cujos aspectos morfológicos foram caracterizados no capítulo I. A estrada nacional 125 é quase como que o limite setentrional da área de estudo, a Norte da qual se desenvolve a primeira barreira de relevos mesozoicos com expressão fisiográfica importante. A disposição das formações plio-quaternárias numa estreita faixa, em forte sintonia com o traçado actual da linha de costa, é um dos aspectos mais notáveis dessas mesmas formações.

II.2- METODOLOGIA

A caracterização geomorfológica da área de estudo foi construída com base em dois tipos de trabalho complementares, um eminentemente prático e de campo, o outro de análise bibliográfica, cartas geológicas nas escalas 1/50 000 e 1/100 000 editadas pelos Serviços Geológicos de Portugal, fotografia aérea na escala média 1/30 000 resultante da cobertura aérea da USAF, voo 58/60 e na escala média 1/19 000 da USAF, voo 38/48.

A primeira fase do trabalho prático, consistiu em identificar no campo as formações cartografadas como plio-quadernárias, tendo como suporte a cartografia geológica publicada até à data e as respectivas notícias explicativas. As formações litológicas aflorantes no Algarve central e atribuídas ao Plistocénico ou ao Plio-Plistocénico indiferenciado, têm sido designadas informalmente na cartografia geológica como "Areias de Faro-Quarteira". Face à constatação de que sob esta designação se encontravam agrupados vários corpos líticos de características distintas, realizaram-se análises granulométricas e litológicas preliminares, no sentido de identificar e caracterizar genericamente as litofácies. A observação da articulação lateral e vertical entre os corpos líticos caracterizados, bem como as cotas, determinadas com um altímetro *Alpin-El*, completaram as observações de campo nesta fase do trabalho.

A segunda fase do trabalho de campo consistiu na cartografia dos vários corpos líticos identificados, usando como base topográfica, as cartas dos Serviços Cartográficos do Exército na escala 1/25 000. Para marcar alguns dos limites geológicos nas regiões com grande densidade populacional, principalmente junto a aldeamentos turísticos, recorreu-se à interpretação das cartas de solos e da fotografia aérea do voo 38/48 da USAF.

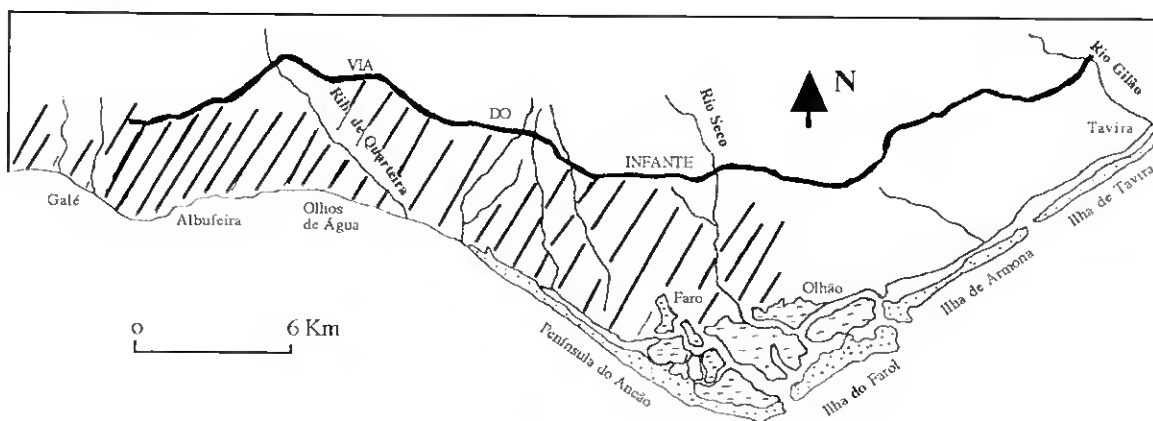


FIGURA 11.1 localização da área de estudo, a tracejado no mapa

II.3- CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

Dentro das formações neogénicas e quaternárias incluídas na área de estudo, consideram-se quatro unidades geomorfológicas, uma delas sem expressão no modelado da paisagem:

- (a) plataforma detrítica
- (b) depósitos residuais topograficamente elevados sobre a plataforma detrítica
- (c) formações detríticas de enchimento cársico, estas sem expressão paisagística
- (d) preenchimento Holocénico

II.3.1- PLATAFORMA DETRÍTICA

A plataforma litoral (no sentido de Pereira, 1990) detrítica, é uma entidade geomorfológica bem definida e reúne duas outras unidades anteriormente caracterizadas: o planalto litoral e a planície litoral, a ocidente e oriente do Ancão respectivamente. O sector do planalto litoral incluído na área de estudo, embora talhado sobre formações carbonatadas do Miocénico na região da Galé, desenvolve-se principalmente sobre as formações siliciclásticas do Pliocénico e do Plistocénico. O aplanamento superior da plataforma detrítica encontra-se bem preservado em vastos sectores, a ocidente de Albufeira, muito afastados do litoral (figura II.2). Apenas reconhecível próximo do litoral, entre Albufeira e a foz da ribeira de Quarteira, adquire maior expressão para oriente desta, onde passa a ser o aspecto morfológico dominante da plataforma detrítica (figura II.3). Entre as praias da Galé e de Olhos de Água, as unidades siliciclásticas de cor vermelho, heterométricas, que constituem a plataforma detrítica, raras vezes se elevam mais que uma dezena de metros acima do soco carbonatado. Esta plataforma detrítica assenta ela própria sobre uma palcoplataforma desenvolvida sobre as unidades detríticas e detríticas carbonatadas. Em perfil normal à linha de costa, o aspecto é o de dois níveis aplanados a cotas diferentes, sendo o superior talhado em formações detríticas e o mais baixo em formações carbonatadas. Este padrão de duas plataformas desniveladas, reflecte o contraste da resistência à

erosão entre as rochas carbonatadas subjacentes e a cobertura siliciclástica não consolidada do topo. Esta, depositou-se na superfície anteriormente aplanada e carsificada das formações carbonatadas, fossilizando as suas irregularidades topográficas. Estão registados pelo menos três momentos de abrasão marinha, correspondentes a três níveis diferentes de estadia do nível do mar (figura II.4). O mais antigo (N1), afecta um soco poligénico emergido e sujeito a carsificação. O segundo (N2), é posterior ou parcialmente contemporâneo do enchimento detrítico. O último (N3), afectou apenas o sector mais litoral aperfeiçoando o primeiro aplanamento das rochas carbonatadas. As unidades detríticas suprajacentes, mal consolidadas, foram facilmente erodidas e a plataforma detrítica passou a funcionar como arriba enquanto que o carso litoral exumado se desenvolveu em profundidade, sobre as unidades carbonatadas. As dolinas e algares, encontram-se actualmente fragmentadas e suspensas, devido ao colapso de blocos, facilitado pela abrasão marinha na base das arribas e por planos de fraqueza estrutural (figura II.5). Em alguns sectores litorais, o carso encontra-se de tal modo desenvolvido que a paleoplataforma carbonatada se encontra muito fragmentada (figura II.6).

Para oriente da praia de Olhos de Água, as formações carbonatadas encontram-se a profundidades crescentes e o planalto litoral desenvolve-se em formações exclusivamente detríticas, em continuidade morfológica com as anteriores, a cotas que decrescem suavemente para E até dar lugar à planície costeira. Esta, eleva-se progressivamente para Norte, terminando de encontro à primeira barreira importante de relevo das formações do Portlandiano e Oxfordiano. A depressão de orientação E-W, que separa a plataforma detrítica dessas formações do Mesozoico, deve-se ao esvaziamento por erosão fluvial. Apesar de os ravinaamentos na parte mais meridional, terem segmentado por vezes de modo caótico a plataforma detrítica, o aplanamento superior é ainda muito bem definido (figura II.7). Entre as ribeiras de Almargem e de S. Lourenço, a plataforma detrítica é seccionada por abarrancamentos de orientação N-S iniciados a partir da actual linha de costa. O recuo das suas cabeceiras tem sido muito rápido nas últimas décadas, conferindo um aspecto incipiente de "bad land" à região. A zona de Vale do Lobo até ao contacto com as formações do Cretácico que

aflorem nas margens da ribeira de Carcavai, encontra-se elevada topograficamente em relação à plataforma detrítica circundante. As zonas conhecidas localmente por Monte Negro e Monte Branco, são também topograficamente elevadas relativamente à planície detrítica circundante, nesta região fortemente seccionada por abarrancamentos associados à ribeira de S. Lourenço.

As zonas de interflúvio da plataforma detrítica, estão cobertas por duricretos ferruginosos vestigiais e mais frequentemente por um manto de agregados de areia e seixo pequeno, cimentados por óxidos de ferro e/ou manganês (figura II.8). Estes clastos são geralmente subsféricos. As dimensões variam do seixo médio ao calhau e são denominados neste trabalho por clastos armados, por não se concordar com o termo pisólitos usado por vezes para designar aqueles agregados. O termo pisólito implica estrutura concêntrica o que raramente se verifica naqueles clastos e esta quando presente, resulta de alteração pós sedimentar afectando apenas a capa mais exterior do clasto. Atribui-se frequentemente a génese destes clastos, a um episódio climático que afectou vastas regiões da Península Ibérica. Retomados nas redes de drenagem, encontram-se ainda em depósitos de vertente e no material de enchimento cársico.

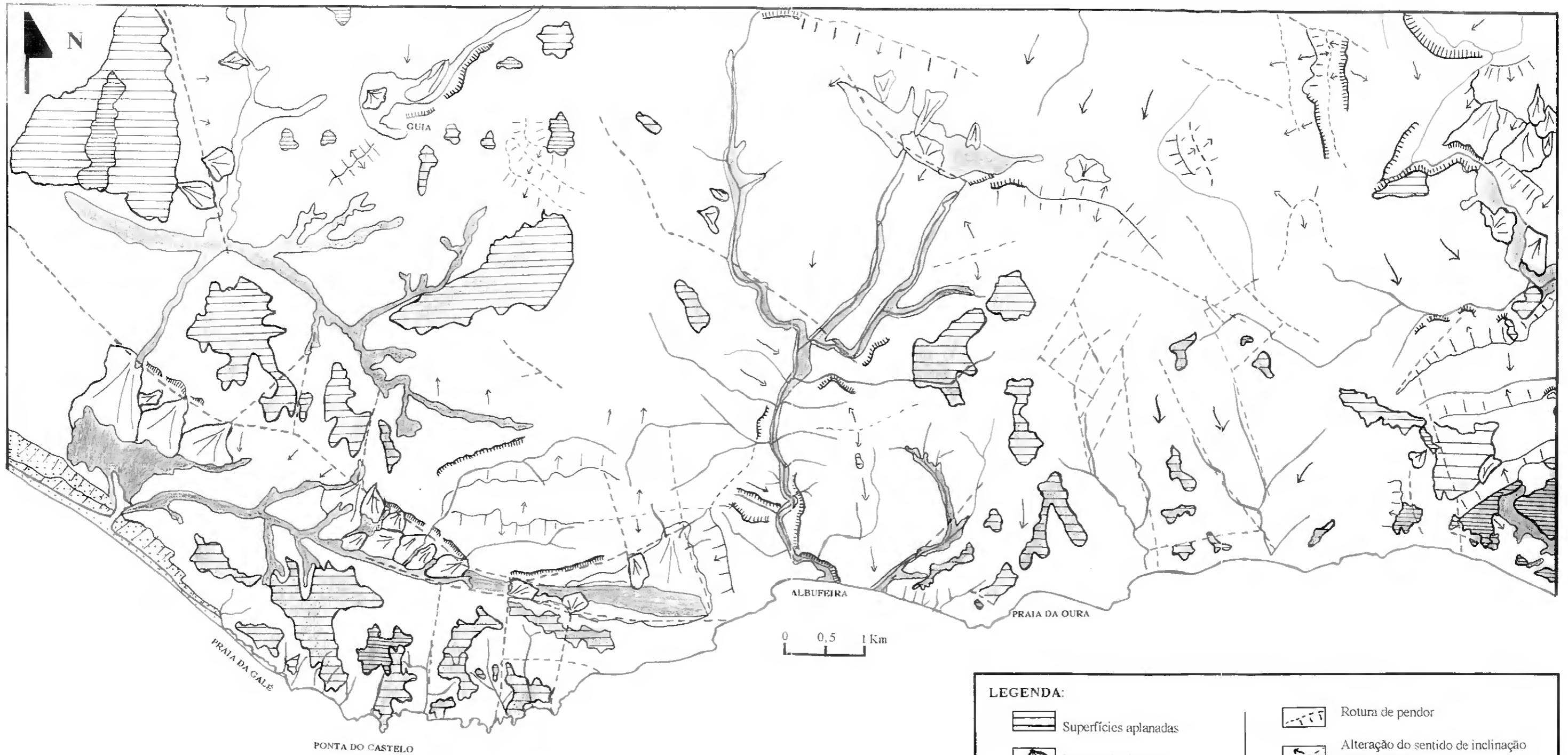
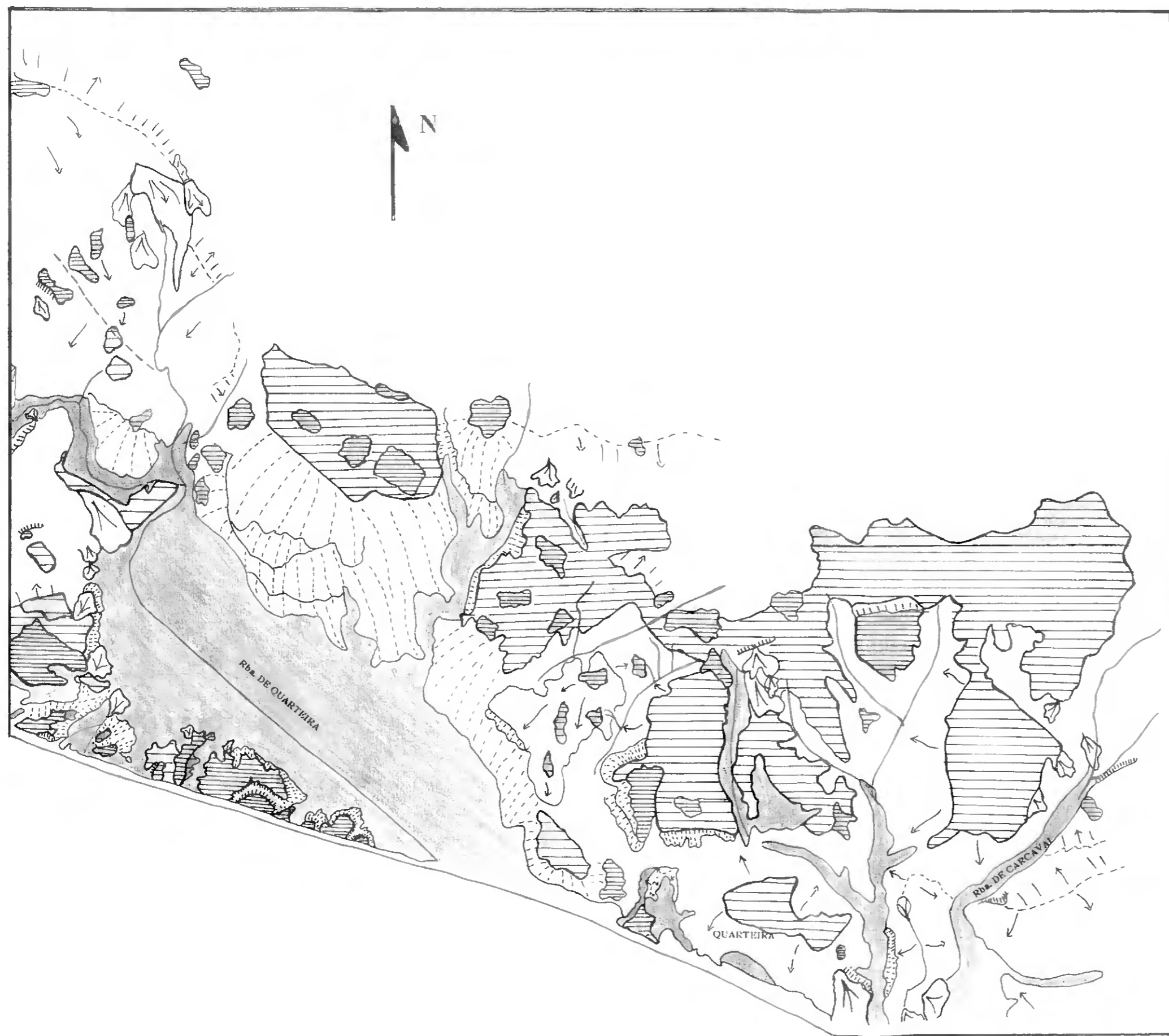


FIGURA II.2 Aspectos geomorfológicos da plataforma detritica entre a praia da Galé e a foz da ribeira de Quarteira. A densidade dos segmentos de recta e a cor, serve para distinguir aplanamentos a cotas diversas, sendo a densidade do traço, proporcional à cota.

LEGENDA:

	Superfícies aplanadas		Rotura de pendor
	Leques aluvionares		Alteração do sentido de inclinação das vertentes
	Aluviões		Sentido de inclinação das vertentes
	Alinhamento falha provável		Linha de água
Escarpas			Linha de costa
	> 60°		Duna consolidada
	< 60°		Praia



0 0,5 1 Km

LEGENDA














-  Superfícies aplanadas
-  Leques aluvionares
-  Coluviões
-  Aluviões
-  Alinhamento: falha provável
-  Escarpas
-  > 60°
-  < 60°
-  Rotura de pendor
-  Alteração do sentido de inclinação das vertentes
-  Sentido de inclinação das vertentes
-  Linha de água
-  Linha de costa

FIGURA 11.3 Aspectos geomorfológicos da plataforma detrítica entre a foz da ribeira de Quarteira e a ribeira de Carcavai. A densidade dos segmentos de recta e a cor, serve para distinguir aplanamentos a cotas diversas, sendo a densidade do traço, proporcional à cota.

II.3.2- DEPÓSITOS RESIDUAIS

Consideram-se como depósitos residuais os depósitos cuja posição geográfica ou topográfica sugere a sua desconexão com a plataforma detrítica devido a processos erosivos induzidos pela rede hidrográfica. Embora litologicamente semelhantes a outros da plataforma detrítica, é por vezes difícil compreender a sua posição estratigráfica. É o caso dos depósitos muito grosseiros sem organização interna, constituídos por calhaus e blocos subrolados de grauvaque, quartzito e xisto que assentam directamente sobre os xistos e grauvaques da Serra ou sobre as formações carbonatadas do Mesozoico e que se encontram topograficamente elevados relativamente à rede fluvial actual. Alguns desses depósitos estão cartografados na carta geológica à escala 1/100 000, como cascalheiras e terraços do Holocénico. Atendendo à sua posição topográfica e ao facto de se encontrarem já retalhados pela rede holocénica, é pouco provável que se encontrem devidamente posicionados do ponto de vista cronostatigráfico. Material litologicamente idêntico ao destes depósitos, ainda que granulometricamente mais fino, encontra-se nos terraços e aluviões antigos associados à ribeira de Quarteira e constitui também a última cobertura sedimentar muito fina, de grande parte da região a oriente daquela ribeira, neste caso, substancialmente mais fino e rolado, empobrecido em clastos de xisto e grauvaque (figura II.9). É pois provável que os depósitos grosseiros residuais sobre o soco, constituam testemunhos das partes proximais de leques aluvionares, desconectadas das suas partes distais junto ao litoral, por erosão intermédia. Consideram-se ainda como depósitos residuais, as areias siliciosas dispostas em manchas isoladas, topograficamente elevadas relativamente à plataforma detrítica e que assentam directamente sobre o soco mesozoico ou paleozoico. Embora não incluídas na área de estudo, incluem-se nesta categoria de depósitos, os retalhos de areias finas a médias, micácias, alaranjadas, que assentam directamente sobre o soco paleozoico na costa ocidental e que fossilizam a paleotopografia.

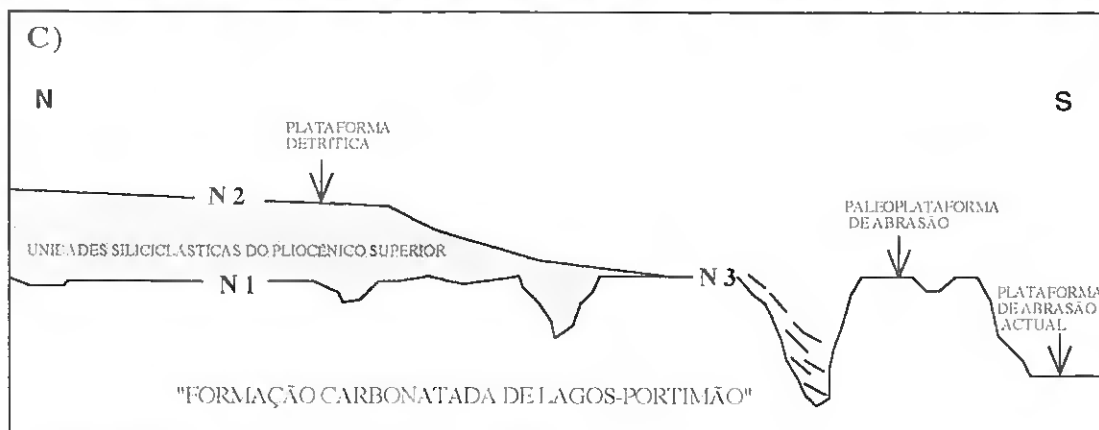
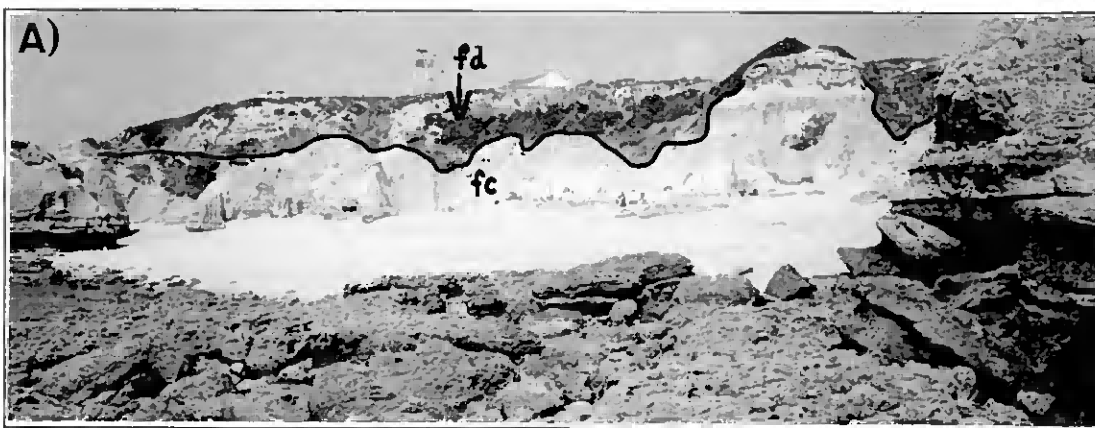


FIGURA II.4 A: fotografia tirada na praia da Galé-Este, onde é bem visível a fossilização de uma paleotopografia impressa nas formações carbonatadas (fc), pelas formações detríticas (fd). É ainda de notar o aplanamento superior das unidades detríticas. B: fotografia tirada no mesmo local que a anterior, onde se pretende evidenciar a relação entre as paleoplataformas carbonatada e detrítica. C: desenho esquemático sem escala interpretativo da fotografia B, onde N1 corresponde ao primeiro aplanamento das unidades carbonatadas, acompanhado de carsificação da mesma; N2 é o aplanamento parcialmente contemporâneo da deposição das unidades detríticas e N3 corresponde à última estadia do mar com aperfeiçoamento do aplanamento N1 e desenvolvimento das formas cársicas.

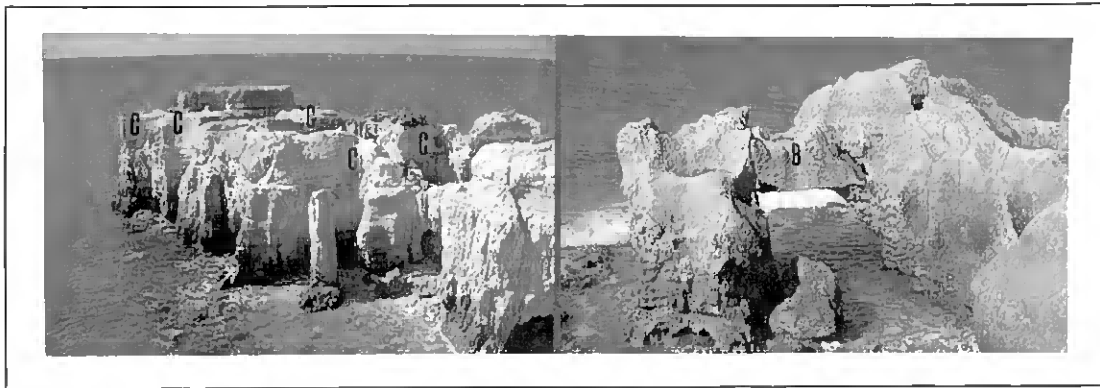


FIGURA II.5 Cavidades cársicas (c) desenvolvidas sobre a paleoplataforma carbonatada. Inúmeras destas cavidades estão seccionadas devido à queda de blocos (b) facilitada por planos de fraqueza estrutural.

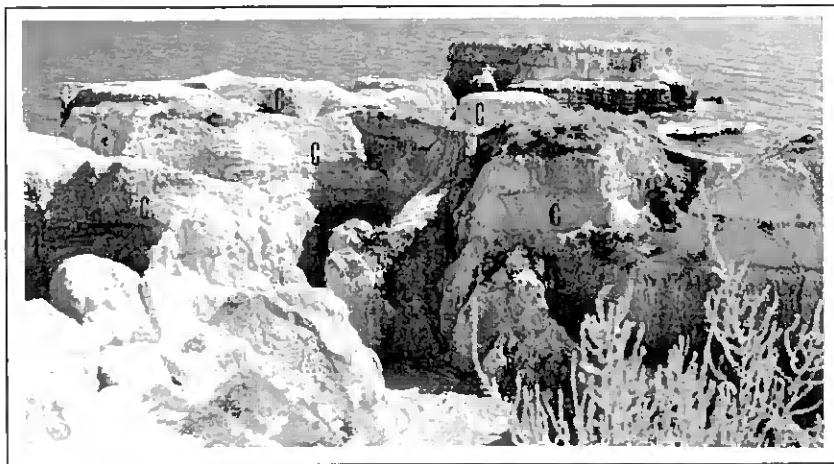


FIGURA II.6 Paleoplataforma de abrasão talhada na "Formação carbonatada de Lagos-Portimão". Devido ao colapso das cavidades cársicas (c) encontra-se muito fragmentada, mas é ainda bem visível o aplanamento superior.



FIGURA II.7 Aplanamento superior da plataforma detrítica, bem definido apesar dos ravinamentos. Fotografia tirada em Vale do Lobo

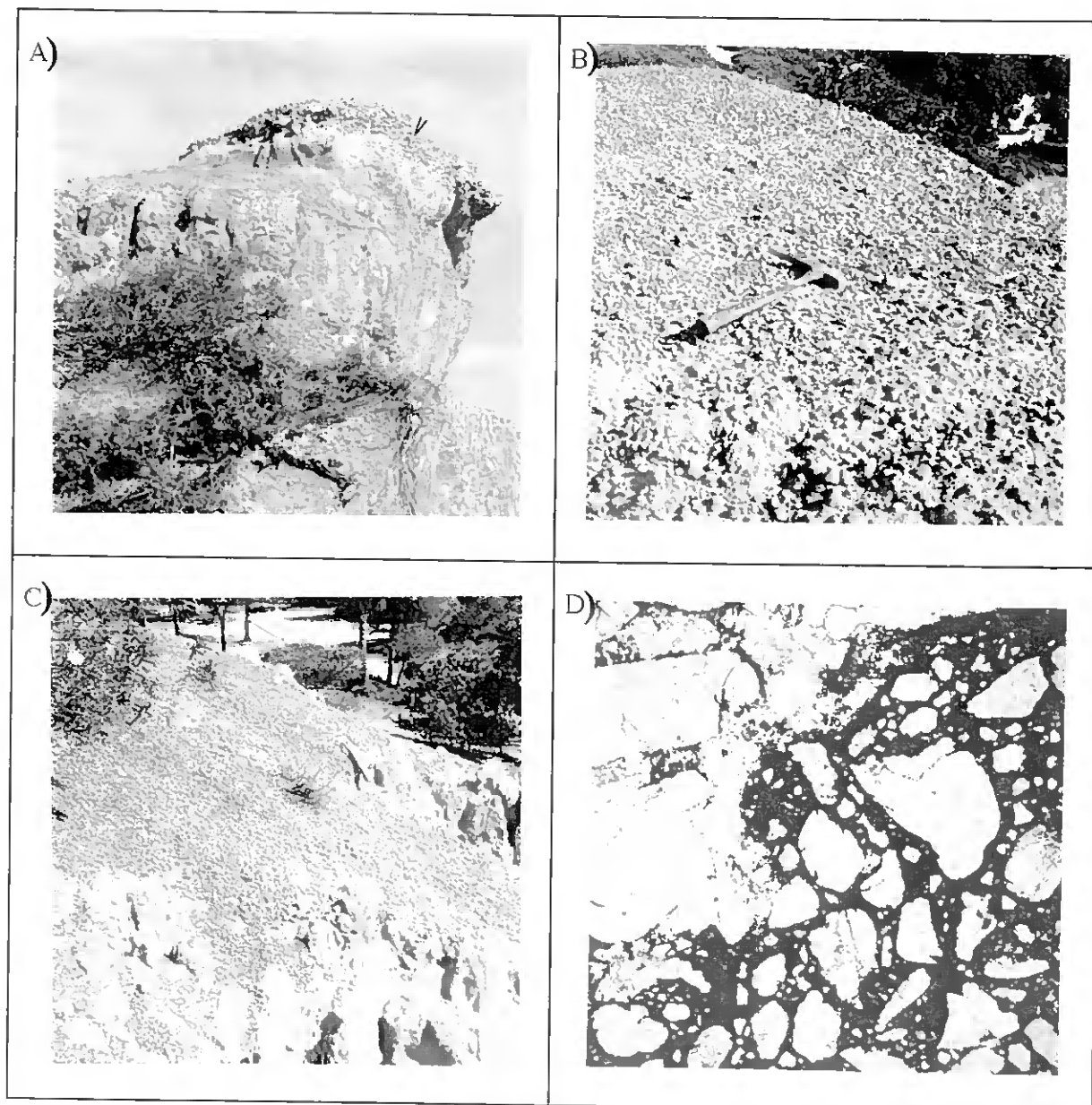


FIGURA II.8 Clastos armados em várias regiões: Lagos (A), Faro (B) e Huelva (C). Clasto armado em lâmina delgada (D)

São portanto considerados como residuais, todos os depósitos cujo carácter descontínuo obscurece a sua posição estratigráfica relativamente aos depósitos da plataforma detrítica. A erosão responsável pela obliteração dessa correlação, poupou os depósitos retidos em ambientes morfologicamente favoráveis à sua preservação.

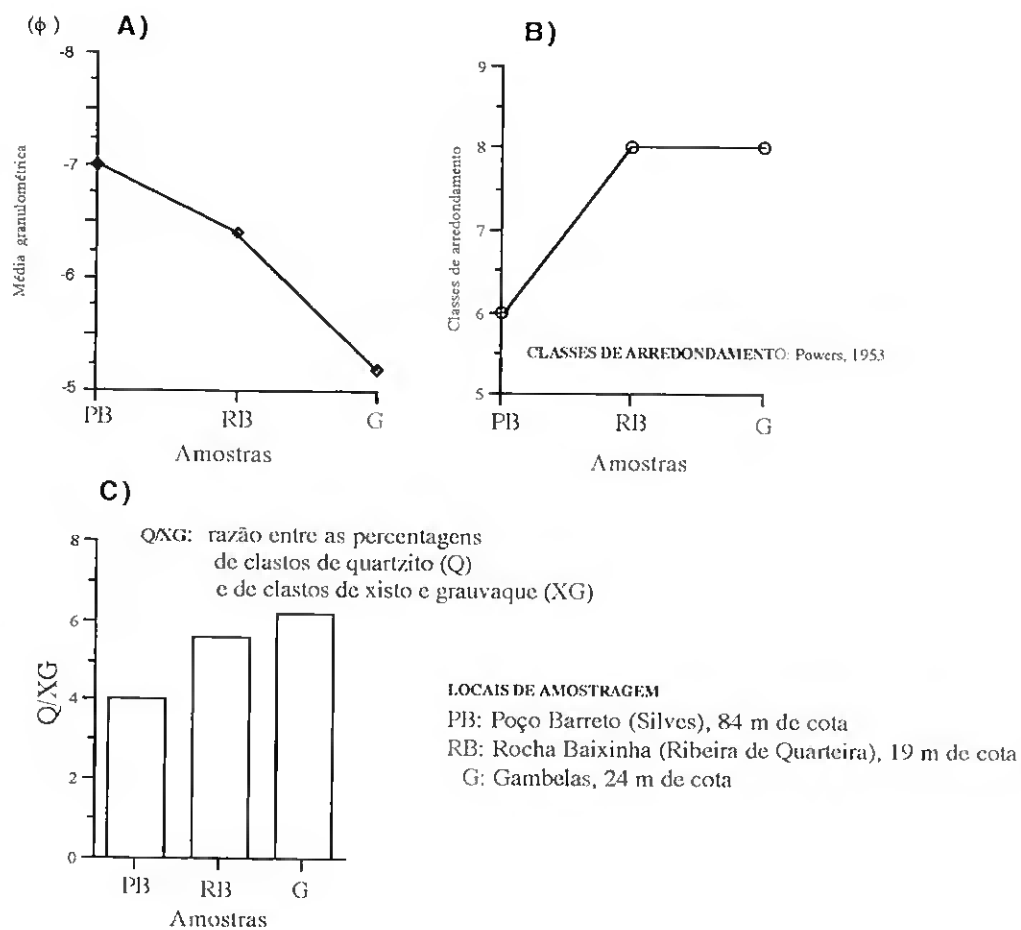


FIGURA 11.9 Comparação entre a média granulométrica (A), o arredondamento (B) e a composição (C) de amostras de conglomerados recolhidos em três locais distintos

11.3.3- DEPÓSITOS DE ENCHIMENTO CÁRSICO

O carso impresso sobre as formações carbonatadas, principalmente o mais próximo do litoral, foi preenchido e exumado várias vezes ao longo do tempo. Muito desenvolvido devido à sobreposição dos efeitos de pelo menos duas emersões, uma anterior à constituição da

plataforma detrítica e outra posterior, permitindo enchimentos da ordem da dezena de metros junto ao litoral, diminui rapidamente à medida que se caminha para Norte, resumindo-se aqui a pequenas bolsadas (figura II.10). Do colapso das cavidades cársticas, resultaram pequenos barrancos por onde a escorrência das águas fluviais foi facilitada. Na paleoplataforma carbonatada de abrasão, parte do carso litoral foi exumado e de novo fossilizado à custa dos materiais remobilizados da plataforma detrítica conforme o demonstra a semelhança litológica entre esta e o material de enchimento das cavidades. Algum do carso mais litoral, sofreu sucessiva exumação e enchimento, algum deste muito recente com evidentes vestígios de actividade humana. São frequentes as fracturas (figura II.11) resultantes provavelmente da adaptação do material de enchimento às cavidades cársticas. A situação actual face à subida do nível do mar (Dias, 1992), é para colmatação do carso litoral por arcias de praia. Algumas das cavidades cársticas apresentam um pavimento de material muito grosseiro resultante do desmoronamento das suas paredes, que é sucessivamente retrabalhado pelo mar em marés vivas ou temporais, pelo que os sedimentos se encontram em diferentes estados de arredondamento.

II.3.4- ENCHIMENTO HOLOCÉNICO

O enchimento holocénico está representado pelos aluviões das partes terminais das principais linhas de água e pelas vastas zonas de sapal associadas ao sistema lagunar denominado Ria Formosa, o sapal de Castro Marim associado ao rio Guadiana e o sapal associado ao rio Alvor. Consideram-se ainda holocénicos os depósitos de arcias brancas com seixo pequeno e nódulos ferruginosos da dimensão de seixo pequeno. Preenchem, numa faixa muito estreita aproximadamente paralela à actual linha de costa, uma palcotopografia incipiente desenvolvida sobre os depósitos que materializam o último sistema aluvial plistocénico. Poderão corresponder ao assoreamento das partes terminais de vales, ocorrido durante a transgressão holocénica. Em alguns casos, parecem resultar simplesmente da diferenciação superficial dos depósitos originais, por lixiviação do ferro. Não ultrapassam em média os dois metros e são

por vezes explorados como inertes para a construção. Na região de Monte Negro, numa destas explorações, foi encontrado um instrumento lítico identificado pelo Museu Arqueológico de Faro como um instrumento de moagem usado na Idade do Bronze. Junto à Quinta da Cegonha em Vilamoura, as amostras retiradas neste tipo de depósitos, forneceram a seguinte associação de foraminíferos: *Elphidium crispum*, *Massilina sp.*, *Quinqueloculina seminulum*, *Quinqueloculina spp.*, *Ammonia becarii*, *Ammonia sp.*, *Nonion spp.*, *Cibicides spp.*, *Elphidium spp.*, *Cribrononion sp.*, *Rosalina globularis*, *Textularia sp.*. As espécies dominantes são *Quinqueloculina seminulum*, *Cibicides spp.*, *Ammonia becarii* e *Elphidium spp.*, características de meio intertidal de águas temperadas a quentes. Ainda, são vários os exemplos destes depósitos que aparentemente "in situ", apresentam no seu seio, vestígios antropogénicos actuais. É provável que com a mesma tipologia se encontrem depósitos de origens diversas, alguns mesmo, resultado de actividade humana muito recente.

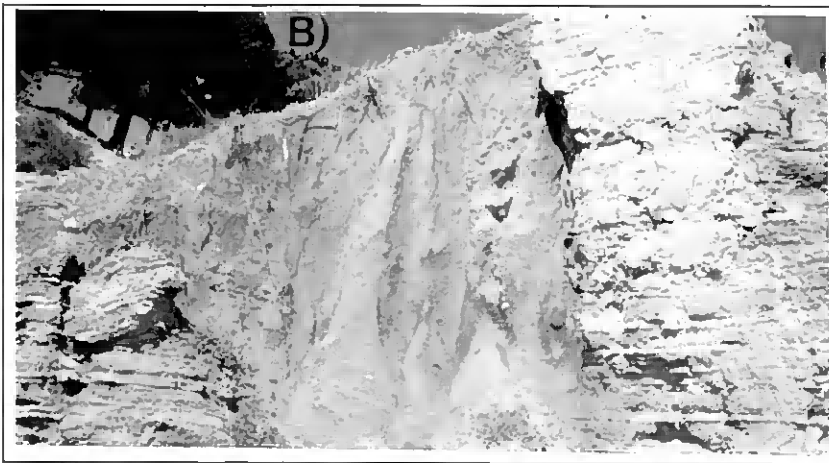
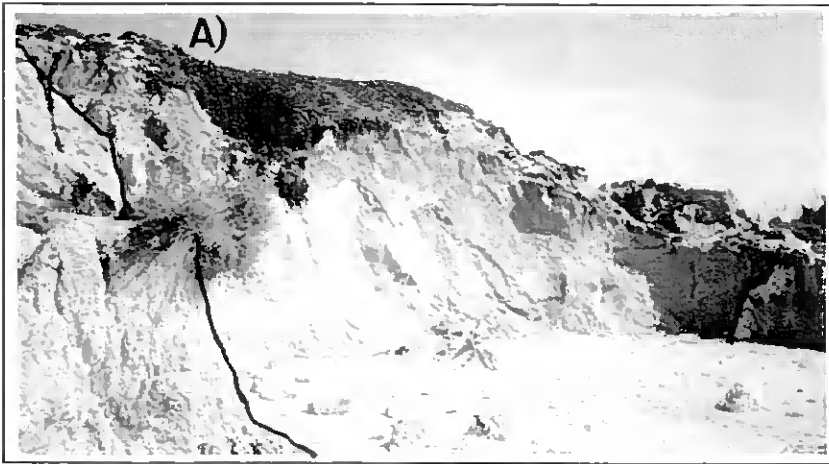


FIGURA II.10 Enchimento da paleotopografia cársica junto ao litoral, da ordem da dezena de metros (A) e cerca de 10Km a N, resumindo-se aqui a pequenas cavidades (B)

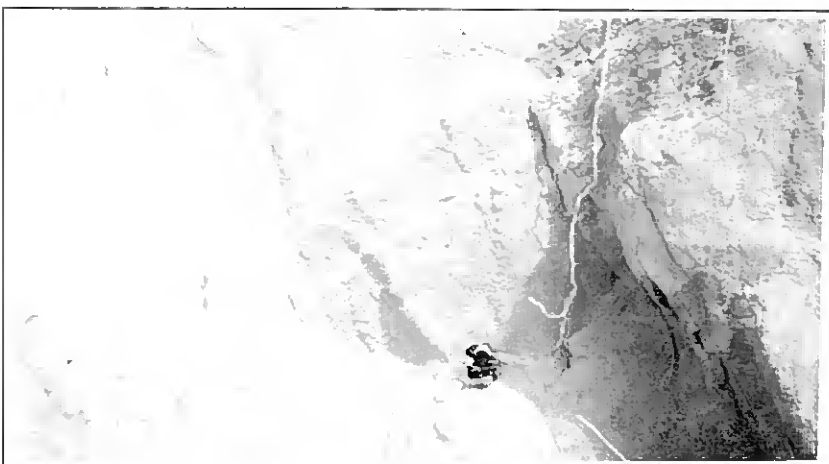


FIGURA II.11 Fracturas de adaptação do material de enchimento, às cavidades cársicas.

CAPÍTULO III

NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO: REVISÃO DE CONHECIMENTOS

III.1 NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO NO ALGARVE

III.1.1 INTRODUÇÃO

III.1.2 O NEOGÉNICO NO ALGARVE

III.1.3 O QUATERNÁRIO NO ALGARVE CENTRAL

III.2 BACIA ALGARVIA E BACIA DO GUADALQUIVIR: COMPARAÇÃO

ABREVIATURAS USADAS NO TEXTO

MA: Milhões de Anos

BP: Idade calibrada, Antes do Presente (**B**efore **P**resent)

III.1- NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO NO ALGARVE

III.1.1- INTRODUÇÃO

A dificuldade de estabelecer uma fronteira inequívoca entre o Neogénico e o Quaternário é notória na generalidade da literatura geológica abrangendo os últimos 25 MA, que frequentemente se refere ao Neogénico e Quaternário de modo indiferenciado e invariavelmente ao Plio-Plistocénico. O posicionamento da referida fronteira, é sobretudo problemático a médias latitudes onde as alterações climáticas menos pronunciadas que nas latitudes mais elevadas, produziram assinaturas climatostratigráficas e conseqüentemente biostratigráficas muito ténues. Quando um limite cronostatigráfico é concebido com base em critérios meramente paleontológicos, a questão pode tornar-se insolúvel. É o caso da fronteira Neogénico-Quaternário estabelecida com base na migração até ao Mediterrâneo, do foraminífero de águas frias *Hyalinea balthica*. Sendo uma forma de águas profundas é pouco provável que se encontre por exemplo nas formações algarvias constituídas em meio litoral na parte terminal do Neogénico e quase exclusivamente continentais durante o Quaternário. A dificuldade é acrescida se considerarmos o carácter diacrónico das migrações faunísticas. Os dados estratigráficos mais completos são sem dúvida os obtidos a partir dos sedimentos marinhos, mas a sua correlação e ou aferição com colunas estratigráficas obtidas para as formações continentais não é fácil e quando conseguida não ultrapassa geralmente o estatuto de hipótese. A resolução destes problemas, nomeadamente a colocação da fronteira Neogénico-Quaternário terá de passar necessariamente pela selecção de fenómenos geológicos de grande escala. As inversões de polaridade geomagnética são globais e simultâneas em todo o planeta e constituem um via promissora.

III.1.2- O NEOGÉNICO NO ALGARVE CENTRAL

Para além dos trabalhos de Medeiros Gouvêa (1938) e de Feio (1949), cujo objectivo foi principalmente a descrição fisiográfica do Algarve e que se referem ao Miocénico algarvio como sendo do Serravaliano, surgiu mais tarde um trabalho sobre os pectinídeos do Miocénico algarvio que confirma aquela idade (Ferreira, 1951). No entanto, as investigações mais completas sobre o Miocénico algarvio iniciaram-se apenas na década de setenta.

Num dos trabalhos sobre o Cenozoico algarvio, foram atribuídas ao Miocénico a "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão", a "Formação de Cacela", as "Areias de Olhos de Água", os "Espongolitos de Mem Moniz e os depósitos límnicos de Tunes, Ponte das Lavadeiras e Morgadinho (Pais, 1991). Nenhuma das formações foi formalmente definida e as relações entre as várias unidades miocénicas é alvo ainda de muitas incertezas.

Relativamente à bacia do Tejo, a sedimentação no Algarve durante o Miocénico parece ter-se iniciado mais tarde e prolongado também até mais tarde no tempo geológico (Pais, 1982). A ausência de elementos paleontológicos de valor cronostratigráfico e a escassez de datações radiométricas, tiveram como consequência, sucessivos reajustes por parte dos vários autores, relativamente ao posicionamento cronológico das diversas unidades.

Na Bacia Algarvia, os primeiros sedimentos neogénicos, estão materializados pela "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão" e assentam em discordância ou em paraconformidade sobre um soco poligénico (Antunes *et al*, 1990). As camadas inclinam para S ou SE, não ultrapassando os 6° e a Formação atinge a sua maior espessura a E da ribeira de Quarteira onde se depositou em depressão tipo graben, apresentando o tecto, irregularidade topográfica (Silva, 1988).

A sedimentação marinha no Algarve, iniciou-se no Burdigaliano e seguiu-se a uma lacuna temporalmente extensa pós Cretácico médio, tendo-se verificado uma transgressão marinha com máxima extensão durante o Serravaliano (Feio, 1949). Esta é também a data sugerida pela associação microfaunística presente na unidade dos "Espongolitos de Mem Moniz", testemunho

do máximo transgressivo, localizado a cerca de 10 km a N de Albufeira (Cachão *et al*, 1992; Cachão, 1992; 1995a, 1995b).

Num trabalho que teve como objectivo o inventário e caracterização dos pectinídeos do Miocénico carbonatado do Algarve, a idade Miocénico médio (Helveciano) surgiu como a mais provável para o conjunto faunístico descrito (Ferreira, 1951). Também baseado principalmente na fauna de pectinídeos, um trabalho bem mais recente, aponta idade compreendida entre o Miocénico médio e o Tortoniano, para a série carbonatada entre as praias da Galé e do Castelo (Santos, 1996). O estudo dos fósseis, principalmente dentes de peixes e crocodilos, concentrados em posição não original, por vezes muito incompletos, sem no entanto evidenciarem traços de transporte prolongado, levou à atribuição de idade Burdigaliano superior e talvez Langhiano para a "Formação Carbonatada de Lagos - Portimão" (Antunes *et al*, 1981). Para Cachão (1995a), o Miocénico inferior está ausente da Bacia Algarvia o que contraria a opinião anteriormente expressa por Pais (1982) que admitiu idade essencialmente Burdigaliano para a "Formação Carbonatada Lagos - Portimão", podendo o topo atingir o Langhiano. Usando associações de foraminíferos e ostracodos, Pais (1991), obteve idades sucessivamente mais recentes para oriente, de Aquitaniano a Serravaliano ou talvez mesmo Miocénico superior, na Praia Grande e praia do hotel Auramar respectivamente. A possibilidade de existirem limites diacrónicos mais recentes para oriente, dentro da "Formação carbonatada Lagos - Portimão", foi também admitida por outros autores (Boski *et al*, 1995a). A idade Langhiano a Serravaliano foi sugerida em trabalhos que estabelecem uma relação entre a evolução da Bacia Algarvia e da Bacia do Guadalquivir, com um primeiro ciclo sedimentar no Langhiano a Tortoniano e um segundo ciclo no Tortoniano a Placenciano (?), estando este segundo ciclo, relacionado com modificações na Bacia do Guadalquivir (Cachão *et al*, 1992; Cachão 1995a).

Segundo alguns autores, a emersão e carsificação da plataforma algarvia, verificou-se durante o Serravaliano superior a Tortoniano médio (Cachão *et al*, 1992; Cachão, 1995a), no início do Miocénico médio segundo outros (Manuppella, 1992) ou ainda no Tortoniano superior e provavelmente parte do Messiniano (Boski *et al*, 1995a).

No extremo ocidental da Bacia do Guadalquivir, a sedimentação marinha iniciou-se no Miocénico superior (Sierro *et al*, 1992a ; Antunes *et al*, 1990), sendo provavelmente a região a leste de Faro, o prolongamento ocidental da bacia do Guadalquivir (Antunes *et al*, 1990). A evolução da Bacia Algarvia, dependeu da Bacia do Guadalquivir a partir do Miocénico superior, somente na região a leste da falha da Quarteira, como consequência da movimentação desta, passando a região oriental do Algarve a constituir o bordo NW da Bacia do Guadalquivir (Manuppella, 1992).

Em discordância erosiva sobre a "Formação Carbonatada de Lagos - Portimão", assenta uma unidade detrítica carbonatada, cuja parte inferior é composta por calcários gresosos e a parte superior, por calcários muito fossilíferos, ricos em seixos (Antunes *et al*, 1992b). É nesta unidade que estão talhadas as arribas litorais entre Albufeira e Olhos de Água. O facto de serem estratigraficamente inferiores aos siltes da Galé, datados radiometricamente do Tortoniano, permitiu atribuir esta unidade, ao Miocénico médio (Antunes *et al*, 1992b). A mesma unidade, considerada como a parte superior da "Formação Carbonatada de Lagos - Portimão", tinha sido anteriormente atribuída ao Langhiano inferior, devido à presença de *Orbulina* (Antunes *et al*, 1981; Pais, 1982). Na coluna estratigráfica proposta para o Cenozoico algarvio (Antunes *et al*, 1992b), a unidade carbonatada detrítica surge com idade Langhiano a Serravaliano, com uma descontinuidade erosiva no final do Serravaliano.

Os "Espongolitos de Mem Moniz", são muito ricos em microfauna e desconhecem-se outras formações semelhantes em Portugal. Acumularam-se numa fossa tectónica, resultante do cruzamento da flexura do Algibre com a falha de Quarteira (Antunes *et al*, 1990; Antunes *et al*, 1992b; Kullberg *et al*, 1992). Estão relacionados com correntes de upwelling, devido à existência de águas frias e são de idade Tortoniano (Antunes *et al*, 1990, 1992b). Estes depósitos, acumularam-se numa fossa junto a um talude no bordo do qual viviam os espongiários e são de idade não anterior à zona N16 de Blow (Pais, 1991). Segundo outros autores, os "Espongolitos de Mem Moniz", constituíram-se durante o máximo transgressivo do Miocénico, no Serravaliano inferior a médio, em plataforma costeira de fraca profundidade,

semi-confinada e de águas quentes (Cachão *et al*, 1992; Cachão, 1992; 1995a). Esta unidade foi também atribuída ao Langhiano basal (Romariz *et al*, 1979).

A série arenosa que constitui as arribas entre a praia de Olhos de Água e a foz da ribeira de Quarteira, considerada plio-quaternária (Boucart e Zbyszewski, 1940), foi mais tarde atribuída ao Serravaliano ou Tortoniano inferior (Antunes, 1979; Antunes *et al*, 1992a), Langhiano superior a Serravaliano (Antunes *et al*, 1992b), Serravaliano ou Tortoniano (Antunes *et al*, 1992b) e Messiniano superior a Pliocénico (Cachão *et al*, 1992). As relações laterais com as unidades anteriormente descritas, sofrem interpretações diversas. Assim, as "Arcias de Olhos de Água", são consideradas ou mais recentes (Cachão *et al*, 1992) ou mais antigas (Antunes *et al*, 1992b) que os Siltes da Galé, Siltes de Quelfes, "Formação de Cacela" e "Espongolitos de Mem Moniz". São consideradas ainda, correlativas dos "Calcarenitos e Calcários com Seixos" (Antunes *et al*, 1992b), correlativas apenas na base, a esta última unidade (Antunes *et al*, 1992a) e superiores a ela (Antunes *et al*, 1992b). Relativamente aos "Espongolitos de Mem Moniz", as "Arcias de Olhos de Água", foram correlacionadas na sua parte superior, com aquela unidade (Antunes *et al*, 1992a).

O termo "Arcias de Olhos de Água" presta-se a algumas ambiguidades. Assim, tem servido para designar toda a sequência sedimentar que constitui as arribas entre Olhos de Água e a foz da ribeira de Quarteira ou apenas a metade inferior da mesma sequência. Na cartografia geológica à escala 1/200 000, a parte inferior da sequência está atribuída ao Miocénico médio, anterior aos "Espongolitos de Mem Moniz", enquanto que o topo da mesma surge como Pliocénico superior, contemporânea de parte das argilas, margas, calcários, arcias e cascalheiras da Bacia do Sado e Litoral Ocidental. A totalidade da sequência é atribuída ao Miocénico (M2), na cartografia geológica 1/50 000 (Rocha *et al*, 1989). De novo subdividida, a sua parte superior, é atribuída ao Quaternário e designada por Qa, na cartografia geológica à escala 1/100 000, cuja notícia explicativa refere as "Arcias de Olhos de Água" (entendidas como apenas a parte inferior da sequência), como depósitos fluviais atribuíveis ao Miocénico médio sob alguma reserva (Manuppella, 1992).

III.1.3. O QUATERNÁRIO NO ALGARVE CENTRAL

É pouco vasta a literatura sobre o Quaternário no Algarve e a maioria dos trabalhos, efectuados na primeira metade do século, dedicaram-se ou à seriação altimétrica de terraços fluviais e marinhos ou ao espólio arqueológico. Sendo quase exclusivamente de natureza continental, as sequências sedimentares ou são afossilíferas ou nos raros casos em que apresentam níveis fossilíferos, estes não têm valor cronostratigráfico. Por este motivo mantem-se na maioria das vezes a ambiguidade do termo Plio-Plistocénico.

A identificação e estudo dos terraços do Guadiana a jusante do Ardila, foi objecto de um trabalho de Mariano Feio (1946). Neste, distinguiu entre Moura e Mértola, quatro níveis de terraços, mas não encontrou a jusante desta localidade nenhum depósito atribuível a antigos aluviões do rio Guadiana, excepto junto à sua foz a ocidente de Vila Real de Santo António, onde identificou três terraços altimetricamente desnivelados, sendo o mais baixo "claramente de estuário" e onde foi encontrada indústria do Musteriano (interglacial grimaldiano). Diz Mariano Feio que as cotas destes terraços da foz do Guadiana (8-12m; 28-35m; 49m), estão perfeitamente de acordo com as três últimas fases interglaciais, Grimaldiano, Tirreniano e Milaziano. A terminologia alpina e o critério altimétrico estavam de tal modo enraizados, que o autor fez o seguinte raciocínio quando tentou calcular a idade do encaixe do rio Guadiana, com base nos quatro níveis de terraços identificados entre Moura e Mértola: "o terraço mais baixo é o grimaldiano, faltando então um quarto terraço que só pode ser o pliocénico, uma vez que o terraço mais elevado (80-90m) está já embutido num depósito de ranha atribuído ao Pliocénico superior". Em todo o litoral algarvio, foram identificadas praias milazianas, tirrenianas e calabrianas (Viana *et al*, 1949), usando critérios altimétricos e com base em indústria lítica. Esta, infelizmente encontra-se sempre em depósitos superficiais e carece de precisão cronológica já que a sua datação se baseia apenas nas técnicas usadas para o corte dos instrumentos líticos. Uma década antes destes trabalhos, o critério altimétrico e a persistência na

correlação com a terminologia climatostratigráfica dos Alpes havia já sido criticada por Medeiros Gouvêa (1938) que afirma que "a Terra continua a sofrer modificações profundas arquitecturais e estruturais mesmo depois do paroxismo alpino".

Os sedimentos fundamentalmente silicicláticos do sotavento algarvio, a oriente da ribeira de Quarteira, posteriores ao Miocénico e que assentam sobre um soco poligénico, encontram-se designados na cartografia geológica à escala 1/ 50 000, folha 53-A (Manuppella *et al*, 1987), como "Areias de Faro-Quarteira" (Qa), atribuídos ao Plistocénico e descritos na notícia explicativa da mesma carta, como "areias de grão médio, feldspáticas, com quantidades variáveis de argila e em regra muito rubeficadas" Os mesmos depósitos, situados a ocidente da ribeira de Quarteira, considerados por Bourcart e Zbyszewski como Plio-Plistocénico, surgem na carta geológica 1/ 50 000, folha 52-B (Rocha *et al*, 1989), atribuídos ao Miocénico (M²) e descritos como "areias e siltes da praia da Falésia, conglomerados fossilíferos de Olhos de Água e areias feldspáticas de Olhos de Água" Não surgindo nesta carta nenhuma mancha atribuída ao Plistocénico, a notícia explicativa descreve as "Areias de Faro-Quarteira" como "areias argilosas por vezes arcósicas e argilas arenosas, de cor vermelho escuro dominante, com níveis de calhaus na parte mais alta e que assentam sobre unidades do Mesozoico e do Cenozoico". Relativamente à idade, a mesma notícia explicativa sugere serem estes depósitos posteriores à jazida de vertebrados de Algoz, atribuídos ao início do Plistocénico médio (Antunes *et al*, 1986b) e seguramente posteriores aos depósitos de Morgadinho, datados do Plistocénico médio (Antunes *et al*, 1986a). Na folha 53-B da cartografia geológica à escala 1/ 50 000 (Manuppella *et al*, 1984b), mantendo a designação de Qa para as manchas atribuídas ao Plistocénico, caracteriza os depósitos como "siltes finos micácios e areias finas sobrepostos por areias vermelhas rubeficadas e finalmente por cascalheiras" Na cartografia geológica à escala 1/ 100 000 (Manuppella, 1992), com a designação de "Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira" (Qa), surgem cartografados os depósitos atribuídos ao Plistocénico inferior não só a E da ribeira de Quarteira como a W da mesma (estes, anteriormente atribuídos ao Miocénico).

É deduzível a partir da breve análise bibliográfica anterior que as denominadas "Areias de Faro-Quarteira" agrupam litofácies muito distintas, heterogéneas e até mesmo heterocronas, de idade não totalmente esclarecida. Em trabalhos posteriores, a designação de "Areias de Faro-Quarteira" foi reservada para um dos membros da Formação do Ludo (Boski *et al*, 1993; Moura *et al*, 1994), formalmente definida de acordo com o Código Estratigráfico Norte Americano (1983). Num trabalho sobre as "Areias de Faro-Quarteira", a sua génese foi atribuída à profunda alteração de materiais do Pliocénico inferior ou anteriores e do soco sobre o qual assentam (Chester *et al*, 1995).

III.2- BACIA ALGARVIA E BACIA DO GUADALQUIVIR: COMPARAÇÃO

As deslocções verticais da crosta ocorridos em Portugal durante o Pliocénico e Quaternário, traduziram-se principalmente por levantamentos e tiveram como consequências, formas de abrasão marinha topograficamente elevadas e o encaixe recente de redes de drenagem (Cabral, 1993). A única região onde provavelmente se verificou um movimento subsidente foi no sector meridional do vale inferior do Tejo (Cabral, 1993). Segundo Gouvêa (1938), a zona subsidente da bacia do Sado foi receptora do sistema hidrográfico do Algarve até ao Pliocénico superior. Diz ainda aquele autor, que os valores orométricos da Fóia e da Picota na Serra de Monchique, não podem ser explicados pela erosão diferencial, mas que se devem a um diastrofismo de grande raio de curvatura no final do Pliocénico e no Quaternário. A Serra do Caldeirão foi dobrada nesta altura em grande raio de curvatura (Cabral, 1993). No extremo oriental da falha de Loulé, reconheceu-se uma fase de deformação no início do Quaternário, com direcção WSW-ENE e parece existir actividade tectónica subactual que afecta os materiais pró-deltaicos do rio Guadiana (Hurtado, 1994).

Entre o Tortoniano e o final do Pliocénico, a depressão do Guadalquivir manteve-se imersa e foi principalmente neste intervalo que se geraram os depósitos neogénicos de enchimento da mesma (Cáceres, 1995). Este enchimento iniciou-se no Miocénico médio, Tortoniano inferior

a médio (Sierro *et al*, 1992b), bastante mais tarde portanto que a data proposta por alguns autores para o início da sedimentação na Bacia Algarvia. Foi a mudança da direcção de compressão WNW-ESE no Miocénico inferior a médio para N-S no Miocénico superior, que originou a rotação dextrógira da Bacia Bética com deslocação dos depocentros para NW, permitindo a deposição das unidades neogénicas directamente sobre o soco mesozoico e paleozoico (Sierro *et al*, 1992a). A estas alterações na Bacia do Guadalquivir, pode estar ligado o ciclo sedimentar responsável pela constituição do membro inferior da "Formação de Cacela" (Cachão, 1995b). São cinco as sequências tectosedimentares individualizadas por Martinez Del Olmo *et al* (1984) e que materializam o enchimento neogénico da bacia do Guadalquivir: (a) depósitos de águas marinhas pouco profundas, em regime transgressivo, durante o Tortoniano inferior a médio, (b) calcarenitos e argilas glauconíticas do Miocénico superior, (c) grés de Porcuna e margas azuis de Carmona do Tortoniano superior e Messiniano inferior respectivamente, (d) Calcarenitos de Carmona, parte superior das argilas de Gibraleón e areias de Huelva do Messiniano superior a Pliocénico inferior, em regime marinho regressivo, (e) areias de Bonares do Pliocénico. Uma descontinuidade intrapliocénica, relacionada provavelmente com o levantamento tectónico que afectou pelo menos todo o Mediterrâneo ocidental, separa através de uma discordância angular, os depósitos constituídos nas zonas lagunares que se desenvolveram ao longo do Pliocénico inferior, e os depósitos do Pliocénico superior (Aguirre, 1995).

A região a E de Faro, é o prolongamento ocidental da bacia do Guadalquivir da qual dependeu apenas a partir do Miocénico superior (Antunes *et al*, 1990; Antunes *et al*, 1992b; Kullberg *et al*, 1992) e a "Formação de Cacela" pode ser em parte correlativa das argilas de Gibraleón (Antunes *et al*, 1990; Cachão, 1995b). Nesta óptica, não existe correlação na Bacia do Guadalquivir para a "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão". Do mesmo modo toda a sequência das areias de Huelva e de Bonares do Pliocénico, não teriam correlação do lado português. A parte culminante do enchimento neogénico está marcada no sul de Espanha, por

um ferricreteo pisolítico, que traduz um clima mais húmido que o actual, com uma estação quente e seca bem marcada (Cáceres, 1995).

Há cerca de 1,6 MA, as condições climáticas no hemisfério norte estavam de tal modo degradadas que espécies de águas frias migraram até latitudes muito baixas, enquanto que na bacia mediterrânica se instalaram condições de aridez (Bonifay, 1993). O culminar do último máximo glacial, teria ocorrido na Península Ibérica há 18 000 anos, com a posição da frente polar colocada a 45° N, próximo de Lisboa. A fusão dos gelos, ainda com a superfície do oceano Atlântico congelada aos 50° N de latitude, iniciou-se cerca dos 16 000 anos (Rodrigues *et al*, 1990). O desagravamento climático que se seguiu ao último máximo glacial fez-se por impulsos. Um destes impulsos que voltou a criar condições de glacial, registadas no litoral português, ocorreu cerca dos 13 700 ± 210 BP e pode ser correlacionado com o Dryas recente da Europa do Norte. As glaciações pré-Wurm, parecem não ter afectado de modo marcante o território português uma vez que nem na Serra da Estrela, o conjunto montanhoso mais elevado do território, se encontram registadas (Matos, 1993).

A regularização da rede fluvial na região do Golfo de Cádiz, acompanhou a retirada progressiva do mar a partir do início do Quaternário. De orientação geral N-S, as vias fluviais passaram a ENE-WSW, prolongando-se os vales para SW até ao litoral algarvio (Cáceres, 1995; Vidal *et al*, 1993). Pelo menos em parte do território português, no decorrer do Pliocénico estão documentados dois movimentos eustáticos positivos, separados por um movimento regressivo, um no Pliocénico inferior e outro no Pliocénico superior (Teixeira *et al*, 1951). À transgressão ocorrida no Pliocénico inferior, no litoral de Huelva, responsável pela deposição das "Arcias de Huelva", seguiu-se uma sucessiva continentalização ao longo do Pliocénico médio e superior, durante a qual se depositam as Arcias de Bonares de fácies fluvio-marinha, em discordância erosiva sobre as primeiras (Torcal *et al*, 1990). A alteração mineralógica verificada no seio das Arcias de Bonares, pode dever-se a uma mudança da área de alimentação e a uma alteração climática que indicaria o início do Quaternário (Torcal *et al*, 1990). Na Baía de Cádiz, durante o Pliocénico superior, a costa era ainda transgressiva, com

ilhas barreiras e lagunas pouco profundas perturbadas de vez enquanto por galgamentos oceânicos (Zazo *et al*, 1983).

CAPÍTULO IV

MATERIAL E MÉTODOS

IV.1 ANÁLISES TEXTURAIIS

IV.1.1 AMOSTRAGEM

IV.1.2 GRANULOMETRIA

IV.1.2.1 DESAGREGAÇÃO

a) Amostras consolidadas

b) Amostras ricas em argila ou levemente consolidadas por matriz argilosa

c) Amostras não consolidadas granulometricamente grosseiras

IV.1.2.2 ELIMINAÇÃO DE SAIS

a) Remoção dos óxidos de ferro precipitados na superfície dos grãos de quartzo

b) Remoção do ferro da fracção inferior a 0,063mm

IV.1.2.3 SEPARAÇÃO DAS FRACÇÕES SUPERIORES E INFERIORES A 0,063mm

IV.1.2.4 GRANULOMETRIA DA FRACÇÃO SUPERIOR A 0,063mm

IV.1.2.5 GRANULOMETRIA DA FRACÇÃO INFERIOR A 0,063mm

IV.1.2.6 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

IV.1.2.7 CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS

a) Sedimentos carbonatados

b) Sedimentos terrígenos

IV.1.3 MORFOSCOPIA

IV.2 ANÁLISE ESTRUTURAL

IV.3 ANÁLISES MINERALÓGICAS

IV.3.1 MICAS

IV.3.2 FELDSPATOS

IV.3.3 MINERAIS PESADOS

IV.3.4 ARGILAS

IV.3.5 ÓXIDOS DE FERRO

IV. 4 PALEONTOLOGIA

IV.4.1 MICROFAUNA

IV.5 DATAÇÃO K-Ar

ABREVIATURAS USADAS NO TEXTO:

As abreviaturas de grandezas físicas e de unidades do Sistema Internacional de Unidades (SI), usadas no texto, estão de acordo com as recomendações da Sociedade Portuguesa de Química (Jardim & Pereira, 1985).

Log_e - logaritmo natural

IV.1- ANÁLISES TEXTURAIS

IV.1.1- AMOSTRAGEM

Até à conclusão do trabalho prático, foram amostrados e estudados todos os cortes expostos em sequências cartografadas como Plio-Quaternário ou Quaternário, na região de estudo. Com frequência, foi necessário recorrer à limpeza e preparação dos perfis. Consistiu esta preparação, na colocação de uma malha sobre o perfil com a ajuda de fio colorido e pregos. A dimensão da malha dependeu da dimensão vertical e horizontal da exposição e da homogeneidade dos sedimentos a amostrar. O recurso a uma malha facilitou a descrição dos elementos geométricos. As amostras foram tomadas nos nós da malha. Quando os cortes geológicos corresponderam a extensas arribas litorais, a descrição dos perfis e respectiva amostragem, foi feita de 50 em 50 metros. No trabalho de campo e para facilidade de expressão e referência, uma unidade litológica foi tomada no sentido de corpo lítico individualizável macroscopicamente, pela cor, textura ou estruturas, dos corpos líticos adjacentes.

Da descrição dos perfis constaram os dados seguintes:

- a) **localização** na carta topográfica 1/25 000
- b) **espessura**, tomada directamente, de cada unidade litológica
- c) **cota** a tecto e a muro de cada unidade litológica. O altímetro usado foi o Alpin-El, calibrado diariamente.
- d) **cor**, por comparação com a carta de cores de Munsell
- e) **granulometria** por comparação com uma escala visual preparada em laboratório, com sedimentos actuais previamente peneirados e separados em classes granulométricas com intervalo de $1/2 \phi$
- f) **orientação** quando preferencial, de seixos e calhaus
- g) **atitude** das camadas
- h) **identificação** de alguns minerais presentes, com o auxílio de uma lupa de bolso

- i) tipo de **contactos** com as unidades adjacentes
- j) descrição de **estruturas** e sua orientação
- k) relação **geométrica** com as unidades adjacentes
- l) **localização** das amostras no corte geológico.

IV.1.2- GRANULOMETRIA

IV.1.2.1- DESAGREGAÇÃO

a) Amostras consolidadas

As amostras consolidadas por cimento carbonatado, foram mergulhadas numa solução aquosa de ácido acético a 15%, em média durante uma semana.

Diariamente a solução foi renovada após a lavagem do resíduo sólido com água destilada, em papel de filtro. Também diariamente se tentou a desagregação mecânica com as mãos protegidas por luvas de borracha.

Depois de cessar a reacção com o ácido, as amostras foram colocadas em água destilada, no ultra-sons durante cerca de meia hora.

Após secagem a 50^oC, foram quarteadas e tomaram-se subamostras com cerca de 100 g cada, para análises granulométricas. Os elementos esqueléticos de maiores dimensões que não foram dissolvidos durante a desagregação, foram retirados manualmente

b) Amostras ricas em argila ou levemente consolidadas por matriz argilosa

Pesaram-se i) subamostras com cerca de 105 g cada, retiradas das amostras levemente consolidadas por matriz argilosa e ii) subamostras de 10 g a 15 g cada, retiradas das amostras ricas em argila.

Aquelas subamostras foram mergulhadas em 500 ml de água destilada durante 24 h, ao longo das quais se fez com frequência a sua desagregação mecânica manual, tendo o cuidado de lavar as mãos para o recipiente, com água destilada contida numa garrafa de esguicho.

Ao fim de 24 h, foram agitadas em ultra-sons durante 1/2 h.

De cada subamostra, separaram-se duas fracções granulométricas, uma superior a 0,063 mm e outra inferior, usando um peneiro com abertura de malha igual a 0,063 mm. Usaram-se apenas mais 200 ml de água destilada, relativamente aos 500 ml já gastos na desagregação, para evitar excesso de suspensão de finos, uma vez que para as pipetagens posteriores se pretendiam somente 1 000 ml dessa suspensão. Por este motivo, a suspensão contendo o material inferior a 0,063 mm, foi reutilizada sucessivamente depois de decantada. Em todas estas operações, a preocupação foi a de não perder nenhum material, uma vez que desconhecendo o peso inicial do sedimento inferior a 0,063 mm, qualquer perda alteraria a relação grosseiros/finos, sem hipótese de controle. Este procedimento tem no entanto a vantagem de evitar a secagem da parte fina da amostra que depois de endurecida obrigaria a nova desagregação mecânica. Nesta operação, para além do tempo exigido, dificilmente se consegue a completa desagregação da fracção argilosa, obtendo-se agregados com comportamento de queda ao longo da coluna de água, que obviamente se afasta do das partículas individuais. A grande desvantagem é o risco que se corre de obter suspensões demasiado densas o que torna difícil a sua posterior desfloculação, obrigando a preparar nova subamostra com peso menor. Por este motivo, nas amostras mais argilosas, fizeram-se ensaios prévios para avaliar a quantidade de sedimento necessário para que a suspensão da fracção fina não flokulasse.

A fracção superior a 0,063 mm, retida no peneiro de lavagem foi seca e pesada.

À suspensão com a fracção fina, adicionou-se um dispersante (hexametáfosfato de sódio), previamente pesado e manteve-se no agitador mecânico durante 1/2 h. para completar a sua desagregação antes das análises granulométricas.

c) Amostras não consolidadas granulometricamente grosseiras

As amostras foram espalhadas em cima de folhas de papel pardo e com as mãos desfizeram-se alguns agregados. Foram de seguida quarteadas.

IV.1.2.2 - ELIMINAÇÃO DE SAIS

As amostras sem óxidos de ferro foram simplesmente lavadas com água destilada em papel de filtro montado num funil ligado a um sistema de vácuo.

a) Remoção dos óxidos de ferro precipitado na superfície dos grãos de quartzo

As amostras ricas em ferro foram mergulhadas em água destilada e sujeitas a ultra-sons durante 1 h. Depois de secas, realizava-se um controle de limpeza, na lupa binocular.

Quando não foi possível efectuar a limpeza do ferro por ultra-sons, mergulharam-se as amostras numa solução aquosa de ácido fosfórico a 10% e aqueceram-se em banho-maria a temperaturas próximas dos 50^o C, durante dez minutos.

As amostras eram de seguida lavadas com água destilada em papel de filtro num sistema de vácuo

b) Remoção do ferro da fracção inferior a 0,063 mm

A técnica usada foi adaptada da técnica descrita por Mehra & Jackson (1960).

i) Preparação da solução de ataque:

Para 500 ml de suspensão usaram-se:

- 50 ml de citrato de sódio ($C_6H_5Na_3O_7 \cdot 2 H_2O$), 0,3 *M*

- 6 ml de bicarbonato de sódio (Na_2CO_3), 1,0 *M*

- 2 g de ditionito de sódio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_2$).

ii) Juntou-se à suspensão o citrato de sódio e o bicarbonato de sódio e controlou-se o pH que deverá ser próximo dos 7,6.

iii) Aqueceu-se em banho-maria a 80°C durante dez minutos.

iv) Juntou-se gradualmente o ditionito de sódio agitando durante quinze minutos, constantemente durante os primeiros três minutos.

v) Adicionou-se 10 ml de solução saturada de cloreto de sódio e 10 ml de acetona tendo o cuidado de não deixar ferver. Caso a floculação das argilas não ocorresse, juntava-se mais solução.

vi) Centrifugou-se durante cinco minutos a 2 000 rotações por minuto para eliminar o líquido sobrenadante.

IV.1.2.3 - SEPARAÇÃO DAS FRACÇÕES SUPERIORES E INFERIORES A 0,063mm

As amostras foram secas ao ar e depois na estufa a 105°C. O peso de cada amostra variou de um modo geral, entre os 90 g e os 100 g. Esta variação de peso na amostrata total, foi consequência dos testes prévios para determinar o peso inicial de amostra, que permitisse obter suspensões de finos com concentração desejável (nunca superior a 15 g de fracção fina em 1 000 ml de água). Quando o sedimento não possuía matriz argilosa, usou-se o diagrama de Coats *et al* (1985) que correlaciona o tamanho do grão com o peso ideal para análises granulométricas.

A separação das fracções superiores (grosseiros) e inferiores a 0,063 mm (finos) foi feita por via húmida com água destilada, num peneiro com malha de abertura 0,063 mm, usado exclusivamente para este efeito. Nas lavagens não se ultrapassou os 600 ml de água destilada. Depois de decantada a suspensão, a água era reutilizada para não obter volumes muito próximos dos 1 000 ml, porque as pipetagens foram efectuadas em provetas com 1 000 ml de capacidade.

Os objectivos desta reutilização, foram o de evitar ultrapassar o volume pretendido e o de precaver perdas de material durante a agitação mecânica.

IV.1.2.4- GRANULOMETRIA DA FRACÇÃO SUPERIOR A 0,063 mm

A técnica usada foi a descrita por Berthois (1958). Todas as amostras foram fraccionadas mecanicamente a seco, com o mesmo jogo de peneiros da marca Endecotts num agitador mecânico da mesma marca. O intervalo entre os diâmetros das malhas de dois peneiros consecutivos foi de $1/2 \phi$. O tempo de peneiramento foi de catorze minutos para os sedimentos siliciosos de acordo com Berthois *et al* (1951). As fracções retidas nos peneiros foram pesadas numa balança de precisão (0,001 g).

O conteúdo de cada peneiro foi devidamente identificado e guardado para análises morfoscópias

IV.1.2.5- GRANULOMETRIA DA FRACÇÃO INFERIOR A 0,063 mm

A suspensão obtida após a separação das fracções grosseiras e finas não ultrapassou em média os 600 ml.

Pesaram-se 0,3 g de hexametáfosfato de sódio, com o qual se fez uma solução. Esta quantidade de dispersante, foi suficiente para evitar a floculação da quase totalidade das amostras.

A suspensão foi transferida para um cilindro de vidro de capacidade igual a 1 000 ml e juntou-se a solução com o dispersante.

Completoou-se a suspensão com água destilada até 1 000 ml.

Agitou-se a suspensão num agitador mecânico com ponta em hélice, durante duas horas.

A suspensão foi deixada em repouso, tapada, durante vinte e quatro horas.

Nos casos em que a floculação das argilas não ocorreu durante as vinte e quatro horas de repouso, a suspensão foi de novo agitada durante trinta minutos. Nos raros casos em que se verificou floculação, aumentou-se a concentração de dispersante e repetiu-se o procedimento anterior.

As análises granulométricas foram efectuadas por pipetagem de acordo com as profundidades e tempos previstos pela lei de Stokes, até à dimensão de 0,004 mm (tempo igual a 2 h). A primeira colheita, representativa do peso total de finos presentes na suspensão (ao fim de 20 segundos à profundidade de 20 cm), foi feita sempre com o maior rigor possível.

O conteúdo de cada pipetagem foi recolhido numa caixa de Petri previamente pesada e devidamente identificada e seco na estufa à temperatura de 30^oC.

Depois de arrefecidas em excicador, foram pesadas.

A percentagem de argila presente na suspensão, foi calculada de modo indirecto, a partir da diferença entre o peso do material recolhido na primeira pipetagem (total) e o somatório dos pesos do material recolhido nas restantes pipetagens e que representam o peso da fracção siltítica. Favoreceu-se com a escolha deste procedimento, o tempo gasto nas pipetagens.

IV.1.2.6- APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Os resultados das análises granulométricas, foram expressos em curvas de frequência acumulada em papel semi-logarítmico. A partir destas curvas foram calculados os parâmetros gráficos estatísticos de acordo com Folk e Ward (1957) e usada a terminologia dos mesmos autores para definir a desvio padrão gráfico, curtose gráfica e assimetria gráfica. Foram usados os parâmetros de Folk & Ward (1957) porque asseguram a representação de 78% do total da população.

IV.1.2.7- CLASSIFICAÇÃO DOS SEDIMENTOS

a) Sedimentos carbonatados

Apresentando a maioria das rochas carbonatadas amostradas, uma componente terrígena, optou-se pela sua classificação com base na granulometria dos elementos aloquímicos. Assim, foram usados os termos calcirudito, calcarenito ou calcilutito para as rochas com aloquímicos de dimensão média superior a 2 mm, entre 2 mm e 0,063 mm e inferior a 0,063 mm respectivamente (Fritz *et al*, 1988). Sempre que os elementos biológicos representaram 50% ou mais, do volume total, acrescentou-se o prefixo "bio".

b) Sedimentos siliciosos

Os sedimentos siliciosos foram classificados usando exclusivamente a classificação textural de Folk (1954). A única exceção foi relativamente aos sedimentos muito ricos em feldspatos, para os quais se introduziu uma terminologia composicional associada à textural. Assim, sempre que o sedimento continha valores de feldspato superiores a 10%, denominou-se por feldspático (Fritz *et al*, 1988), evitando os termos arcósico ou subarcósico por terem uma conotação climática bastante vulgarizada. Para Pettijohn *et al* (1972), qualquer areia com valor de feldspato superior a 5% poderá designar-se já por areia feldspática.

Foram considerados conglomerados os sedimentos com uma percentagem igual ou superior a 25% de partículas de dimensão superior a 2,0 mm (Fritz *et al*, 1988). Para a sua classificação foi usado o diagrama triangular de Shepard (1953). A designação de conglomerado polimético foi usada para identificar conglomerados constituídos por partículas mineralogicamente diferentes.

IV.1.3- MORFOSCOPIA

A morfoscopia dos grãos de quartzo foi feita numa lupa binocular. A análise morfoscóptica realizou-se sobre as fracções granulométricas obtidas na fraccionação mecânica e guardadas para o efeito. Os parâmetros analisados foram a esfericidade, o arredondamento e a opacidade dos grãos de quartzo.

- i) Na base de uma caixa de Petri, foi impressa uma malha quadrangular de 0,5 cm de lado.
- ii) O conteúdo de cada fracção granulométrica foi vertido em várias vezes na caixa de Petri para evitar uma grande densidade de grãos e espalhado aleatoriamente.
- iii) De cada vez, analisou-se apenas o grão mais central em cada quadrado da malha. Para cada fracção granulométrica analisou-se um total de 100 grãos.
- iv) O arredondamento e a esfericidade foram determinados visualmente por comparação com a escala visual de Powers (1953)

IV.2- ANÁLISE ESTRUTURAL

Foram medidas a direcção e o pendor das camadas sempre que em presença de corpos líticos com limites bem definidos. Mediu-se igualmente a atitude das estruturas direccionais, como a imbricação de seixos e calhaus em unidades conglomeráticas, estratificação oblíqua e "ripples" assimétricos.

Quando as unidades conglomeráticas apresentaram organização preferencial dos clastos, estes foram medidos com craveira segundo os eixos menor, médio e maior e foi registada a atitude segundo os mesmos eixos. Estes dados foram processados no programa ROSY, para análise de paleocorrentes.

A classificação das estruturas sedimentares foi feita de acordo com Pettijohn *et al* (1964).

IV.3- ANÁLISES MINERALÓGIAS

IV.3.1- MICAS

Usando caixas de Petri cuja base foi dividida em quatro partes, o cálculo da percentagem de mica foi feito por estimativa visual, usando uma lupa binocular com o campo visual a 100%, por comparação com a escala visual de Compton (1985). Estes cálculos foram realizados para cada fracção granulométrica obtida da fraccionação mecânica.

IV.3.2- FELDSPATOS

A separação dos feldspatos foi feita por densímetria.

- i) Da amostra original, retirou-se uma subamostra que foi desagregada apenas com a ajuda de água destilada e suavemente com a ajuda das mãos protegidas por luvas de borracha, para evitar a fracturação dos grãos de feldspato.
- ii) A amostra foi seca à temperatura ambiente e depois na estufa à temperatura de 40^oC.
- iii) Depois de arrefecida em excicador durante 24 h, pesaram-se exactamente 20 g de sedimento.
- iv) O líquido usado para a densímetria dos feldspatos foi o politungstato de sódio segundo a técnica de Mejdahl (1985).
- v) Depois de lavado o sobrenadante com água destilada, seco e pesado, a percentagem de feldspatos foi calculada relativamente ao peso inicial da amostra.

IV.3.3- MINERAIS PESADOS

O cálculo da percentagem de minerais pesados, foi feito sobre cada fracção granulométrica, obtida por fraccionação mecânica. Usou-se a diferença de peso antes e depois da extracção da fracção pesada.

A separação da fracção pesada, foi feita densimetricamente por centrifugação. O líquido usado foi o bromofórmio, segundo a técnica descrita por Blatt *et al* (1974).

IV.3.4- ARGILAS

A análise das argilas foi feita por difracção em RX, usando agregados orientados.

- i) A fracção granulometricamente inferior a 0,004 mm, foi colocada no aparelho de ultra-sons durante dez minutos para desflocular.
- ii) Centrifugou-se durante dez minutos a 3 000 rotações por minuto. A operação foi repetida ainda duas vezes com substituição intermédia da água destilada.
- iii) Com uma espátula retirou-se a película superficial do sedimento contido nos tubos centrifugados, colocou-se numa lâmina de vidro e fez-se um esfregaço.
- iv) As lâminas secaram à temperatura ambiente em excicador.
- v) Após terem sido obtidas os primeiros difractogramas, as lâminas foram saturadas de etilglicol a 60°C, em excicador ligado a um sistema de vácuo.
- vi) Secaram-se as lâminas à temperatura ambiente e realizaram-se novos difractogramas

IV.3.5- ÓXIDOS DE FERRO

Os materiais e métodos usados para o estudo dos óxidos de ferro dos sedimentos da área de estudo, estão descritos em Boski *et al* (1995b).

IV.4- PALEONTOLOGIA

IV.4.1- MICROFAUNA

As amostras foram desagregadas usando apenas água quente com soda, durante em média três dias.

Lavaram-se as amostras com água destilada num peneiro de malha 0,125mm

O material retido no peneiro foi processado com tetracolorito de carbono para obter um fluído de microfósseis. Os foraminíferos foram estudados em microscópio óptico.

IV.5- DATAÇÃO K-Ar

Usado principalmente na datação de rochas magmáticas e metamórficas, o método K-Ar é também usado em rochas sedimentares quando existem minerais autigénicos capazes de reter Ar. A glauconite é o mineral mais usado e tem contribuído para a calibração da escala temporal dos últimos 100 MA. O método baseia-se no facto de o ^{40}K cuja abundância representa 0,01167% do K natural, decair espontaneamente para Ar, por captura electrónica (o tempo de semi-vida é de $1,25 \times 10^9$ anos). Devido à fraca percentagem do ^{40}K relativamente ao total, é aconselhável que as amostras usadas sejam ricas em K. O método assume alguns pressupostos que constituem também as suas principais limitações. Assume-se que: a) a taxa de decaimento do ^{40}K é constante qualquer que seja o ambiente físico e químico, b) a razão $^{40}\text{K}/\text{K}$ total, é constante em todos os materiais e ao longo do tempo, c) o Ar presente na amostra ou é radiogénico ou atmosférico, d) não existe perda ou ganho de K ou Ar sem ser por decaimento radiactivo, e) O intervalo temporal que separa a idade da génese do mineral e a do arrefecimento necessário para que o Ar se possa manter na malha do mesmo, é curto, f) todo o ^{40}K decai para Ar, o que não acontece pois a maior percentagem decai para ^{40}Ca que não tem utilidade nas datações radiométricas. As idades mais desajustadas, são no entanto obtidas quando as

medições de K e de Ar se efectuam em partes diferentes da amostra. Sendo a actuação que mais problemas de datação causa, é simultaneamente a mais facilmente controlável.

As datações efectuadas pelo método K-Ar, realizaram-se sobre amostras de fácies glauconítica. Os resultados, discussão, interpretação e validade das datações obtidas serão apresentados no capítulo reservado para as unidades carbonatadas onde ocorre o depósito usado para datação.

Muito impura, a glauconite foi quimicamente purificada e concentrada num separador magnético Franz. Após moagem em almofariz de ágata e digestão tri-ácido (azótico, perclórico e clorídrico), a amostra foi analisada por fotometria de chama. A radiação da amostra foi comparada com a de uma solução padrão conhecida e determinou-se o K total (Kt). Substituindo este valor na expressão $^{40}\text{K}/\text{Kt} = 1,19 \times 10^{-4}$, determinou-se o valor de ^{40}K .

Extraiu-se o Ar por fusão da amostra, em vácuo, à temperatura de 1 700°C. No gás obtido, diluiu-se um traçador, o isótopo ^{36}Ar . As razões isotópicas de Ar foram medidas num espectrómetro de massa MAP 216. O ^{40}Ar foi calculado por inferência tendo em conta o ^{40}Ar atmosférico na amostra.

A idade da amostra foi calculada de acordo com a equação proposta pela Subcomissão em Geocronologia, no Congresso Internacional de Geologia em Sidney, Austrália em 1976:

$t = (10^4/5,543) \times \ln [1 + 9,540 \times (40\text{Ar}/40\text{K})]$, onde: **t** é a idade e **ln** o Log_e.

CAPÍTULO V

MAGNETOSTRATIGRAFIA

V.1 INTRODUÇÃO

V.2 CARACTERÍSTICAS DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

V.3 PROBLEMAS E LIMITAÇÕES DA MAGNETOSTRATIGRAFIA

V.4 CRITÉRIOS DE ESCOLHA DOS PERFIS PARA AMOSTRAGEM

V.5 AMOSTRAGEM

V.6 REDUÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

V.7 MAGNETÓMETRO

V.8 CONVENÇÕES USADAS NA ORIENTAÇÃO DAS AMOSTRAS

V.8.1 EIXOS DO MAGNETÓMETRO

V.8.2 ORIENTAÇÃO DA AMOSTRA

V.9 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

V.10 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

V.10.1 SANTA EULÁLIA

V.10.2 VALE DO LOBO

V.10.3 LUDO

V.10.4 PRAIA DO BARRANCO (OLHOS DE ÁGUA)

V.10.4.1 PORBARAO4E004S01 (praia do Barranco, unidade 4, amostra 4, espécime 1)

V.10.4.2 PORBARAO5E002S01 (praia do Barranco, unidade 5, amostra 2, espécime 1)

V.10.4.3 PORBARAO6E001S02 (praia do Barranco, unidade 6, amostra 1, espécime 2)

V.10.4.4 PORBARAO6E001S05 (praia do Barranco, unidade 6, amostra 1, espécime 5)

V.10.4.5 PORBARAO6E002S03 (praia do Barranco, unidade 6, amostra 2, espécime 3)

V.11 ZONAS DE GEOPOLARIDADE: DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

V.12 APLICAÇÃO DA MAGNETOSTRATIGRAFIA: CONCLUSÕES

ABREVIATURAS USADAS NO TEXTO:

Oc- Oersted (fluxo magnético)

mT- mili Tesla (intensidade de campo magnético)

V. 1- INTRODUÇÃO

O paleomagnetismo, é um método de datação secundário, baseado nas alterações das características do campo geomagnético e na capacidade de alguns minerais para reterem "em memória", essas alterações.

A aplicação geocronológica mais difundida do paleomagnetismo, é a magnetostratigrafia que se tornou na maior subdisciplina do paleomagnetismo. Embora muito dependente da biostratigrafia e da cronostratigrafia, apresenta a incontestável vantagem de usar fenómenos que ocorrem à escala global: as inversões do campo geomagnético, sendo independente da litologia e idade das rochas.

A existência de uma escala temporal de polaridade geomagnética, é de fundamental importância na correlação de zonas biostratigráficas de fronteiras diacrónicas.

Em meados do século XIX, era já possível a determinação do registo paleomagnético, em rochas fracamente magnetizadas. A partir dessa data, o desenvolvimento do paleomagnetismo, centrou-se fundamentalmente no aperfeiçoamento de magnetómetros cada vez mais sensíveis e de técnicas para remover magnetizações secundárias indesejáveis.

A magnetostratigrafia, baseada na detecção das variações do campo geomagnético, tem a vantagem de os seus resultados serem reproduzíveis em secções muito distantes, com litologia e velocidade de sedimentação diferentes. No caso particular das rochas sedimentares detríticas, as partículas magnetizadas, mantêm o alinhamento com as linhas de força do campo magnético ambiente, mesmo para velocidades de fluxo superiores a 5 cm/s. (Tarling, 1971), sendo este alinhamento, susceptível de ser conservado após a sua deposição. É este alinhamento original, denominado **Magnetização Natural Remanescente (NRM)**, que constitui a base das análises paleomagnéticas das rochas sedimentares detríticas.

A magnetização total actualmente observada nas rochas sedimentares, resulta da **a) Magnetização Natural Remanescente (NRM)** ou primária, adquirida no momento ou em tempo muito próximo da sua formação, **b) Magnetização Química Remanescente (CRM)** que ocorre

durante a litificação, diagénese e processos de meteorização, **c) Magnetização Pós-Deposicional Remanescente (PDRM)** adquirida após a deposição das partículas sedimentares que se orientam paralelamente ao campo magnético, nos interstícios do sedimento preenchidos por água, **d) Magnetização Viscosa Remanescente (VRM)**, adquirida quando as partículas estão sujeitas a um campo magnético fraco durante longos períodos de tempo e que depende do tempo de relaxação das partículas. Os tipos de magnetização referidas de b) a d), são magnetizações secundárias, que podem fornecer informações importantes, embora a magnetização pretendida em análises paleomagnéticas, seja a NRM. As magnetizações secundárias, podem ser eliminadas em laboratório, por processos químicos, térmicos ou em campo magnético alternativo, isolando deste modo a NRM. Os minerais constituintes das rochas sedimentares detríticas, com capacidade para adquirirem magnetização, são fundamentalmente os óxidos de ferro, sobretudo a hematite, quer na parte detrítica quer finamente dispersa no cimento. A hematite constitui por isso o mineral mais interessante para análises paleomagnéticas das rochas sedimentares, pois é susceptível de adquirir NRM e CRM, esta por oxidação, que pode ocorrer em tempo muito próximo da deposição do sedimento.

Grande parte das investigações recentes em magnetostratigrafia, tem-se desenvolvido em sedimentos vermelhos continentais, pois a NRM nestes sedimentos é mais intensa que nos sedimentos marinhos. No entanto, as séries continentais são muitas vezes não datáveis, o que constitui um obstáculo ao aperfeiçoamento da escala temporal paleomagnética. As rochas de grão fino, são as mais fiáveis, pois para além de se orientarem mais facilmente, são também de baixa permeabilidade, o que evita a reorientação posterior das partículas devido à percolação de fluidos e consequentemente a aquisição de CRM secundária.

V.2- CARACTERÍSTICAS DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

As investigações paleomagnéticas baseiam-se no estudo das alterações da intensidade e direcção do campo geomagnético, através da magnetização fóssil preservada nas rochas. O

campo geomagnético, tem como principais atributos, a sua natureza bipolar e o facto de sofrer variações quer de intensidade quer de direcção, em intervalos de tempo irregulares. No quadro V.I, sistematizam-se as variações do campo magnético terrestre, causas e duração.

Cerca de 99,5% do campo magnético terrestre, deve-se a causas internas, sendo o restante, originado principalmente por variações rápidas nas correntes eléctricas a nível da ionosfera, relacionadas com a radiação solar.

Aproximadamente 80% do campo magnético principal, é de natureza dipolar, cujo eixo, o eixo dipolar geocêntrico, forma com o eixo geográfico, um ângulo de $11,5^\circ$. Os pólos magnéticos, podem adquirir posições opostas aos pólos geográficos, as denominadas inversões polares. O campo geomagnético (figura V.1), é caracterizado em qualquer ponto da superfície terrestre, por um vector que traduz a Intensidade de Campo (F) e por dois ângulos: Declinação (D) e Inclinação (I). A declinação e a inclinação definem a direcção do campo. A declinação magnética, diz-se negativa ou positiva, se o norte magnético se encontra respectivamente a oeste ou a este do norte geográfico. A inclinação, diz-se negativa, se o momento dipolar (F), se encontra acima do plano horizontal, ou negativa na situação inversa.

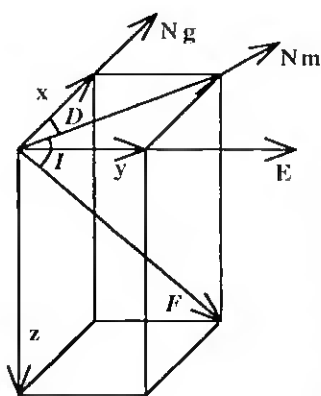


FIGURA V.1 Componentes do campo geomagnético: **Nm**- norte magnético; **Ng**- norte geográfico; **E**- Este; **D**- declinação; **I**- inclinação; **F**- momento dipolar; **z**- componente vertical de **F**. A componente horizontal de **F**, é definida pelos eixos **x** e **y**, segundo os pontos cardeais Norte e Este respectivamente.

Os intervalos de polaridade com duração próxima de 1 MA, são denominados por Épocas de geopolaridade e tomam o nome de investigadores ligados à história do geomagnetismo. No entanto, dentro de cada Época, podem ocorrer intervalos de polaridade de sinal contrário, de curta duração, designados por Eventos de polaridade e tomam o nome de localidades onde

primeiro foram identificados. A nomenclatura mantém-se apenas por razões históricas pois não existe nenhuma diferença fundamental entre Épocas e Eventos (Butler, 1992). O facto de as inversões de polaridade, serem um fenómeno à escala global e síncronas, torna-as no atributo mais interessante para datações e correlações das séries sedimentares, constituindo bons horizontes estratigráficos. A transição de uma Época a outra, tem duração variável de 10^3 a 10^4 anos. Durante os últimos 5 MA, a duração média dos intervalos de polaridade, foi de 0,25 MA.

QUADRO V.I
VARIAÇÕES DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

VARIAÇÕES	INTERVALO (Anos)	ORIGEM	AMPLITUDE	EXTENSÃO
ÉPOCA CRON	10^4 a 10^7	Alterações no campo dipolar	Declinação: 180^0 Inclinação: 200^0	Global
EVENTO SUB-CRON	10^3 a 10^5	Alterações no campo dipolar	Declinação: 180^0 Inclinação: 200^0	Global
EXCURSÃO	10^2 a 10^4	Alterações no campo dipolar	Declinação $> 30^0$ Inclinação $> 15\%$	Global
VARIAÇÃO SECULAR	10^2 a 10^4	Alterações no campo não dipolar	Declinação: 30^0 Inclinação: 15%	Continental
MICRO PULSAÇÃO	10^{-4} a 10^1	Causas externas: actividade solar e processos meteorológicos	$< 1\%$ do campo dipolar principal	Regional

Não sendo de escala global, as variações seculares servem para correlação de séries estratigráficas geograficamente afastadas, uma vez que estas flutuações podem ser observadas a distâncias superiores a 1 000 km (Harrison *et al*, 1975). As flutuações menores são de pouca utilidade uma vez que o seu sinal pode ter amplitude confundível com ruído magnético introduzido durante o manuseamento das amostras.

V.3 - PROBLEMAS E LIMITAÇÕES DA MAGNETOSTRATIGRAFIA

A correlação entre as zonas de polaridade observadas (o termo zona de polaridade magnética é aplicado para referir um intervalo estratigráfico particular) e a Escala Temporal Global de Polaridade (GPTS), depende da qualidade dos dados paleomagnéticos usados.

De acordo com Verosub (1975), Verosub *et al* (1977), as principais causas susceptíveis de diminuir o sucesso da magnetostratigrafia, algumas delas relacionadas com problemas locais, são a seguir enunciadas e comentadas.

a) As partículas alongadas ou tabulares, podem orientar-se de preferência, paralelamente à superfície de deposição, não registando correctamente o campo magnético ambiente.

b) A compactação e desidratação podem modificar a inclinação original das partículas. Este erro, designado por erro de inclinação, ainda mal definido na influência sobre a magnetização natural remanescente dos sedimentos, é desprezível uma vez que o alinhamento estatístico paralelo à direcção do campo, é conservado e pode assumir-se como a Magnetização Detrítica Remanescente (Collinson, 1969). De facto, após a deposição, existe água intersticial no sedimento, durante pelo menos algumas horas, o que é suficiente para as pequenas partículas, readquirirem o alinhamento paralelo às linhas de força do campo magnético ambiente, mesmo para intensidades tão fracas como 0,004 Oe (Tarling, 1971).

c) A direcção de magnetização, pode ser alterada por correntes actuantes durante a deposição do sedimento.

d) Se as partículas são muito grosseiras, podem ser incapazes de se alinharem paralelamente ao campo magnético ambiente. As partículas maiores, têm mais dificuldade em se mover nos poros, tornando ineficazes os alinhamentos sindeposicionais (NRM) e pósdeposicionais (PDRM). Por outro lado, as partículas ferromagnéticas maiores, são mais susceptíveis à aquisição de magnetização viscosa. Por este motivo, os arenitos são menos efectivos na aquisição de NRM e esta é menos estável. Sendo os sedimentos mais grosseiros (superiores a

arenito médio) mais permeáveis, são mais vulneráveis a alterações químicas pela água percolante (Butler, 1992).

e) A bioturbação, pode dispersar a direcção originalmente adquirida. A bioturbação induz um alto teor de água intersticial na parte superior da camada, pelo que a magnetização das partículas poderá ser pósdeposicional. Por outro lado, este facto poderá constituir uma vantagem pois a remobilização das partículas facilita a sua reorientação, corrigindo assim eventuais erros de inclinação.

f) Podem ocorrer colapsos locais, resultantes de processos de descalcificação.

g) Alterações pósdeposicionais como deformação, liquefacção e diagénese, modificam ou obliteram a orientação original.

h) Anisotropia da amostra ou do afloramento.

i) O tempo de residência de uma partícula ferromagnética na água intersticial, depende da taxa de deposição e taxas baixas, podem induzir alinhamentos pósdeposicionais (Butler, 1992).

j) Erros de colheita, preparação e medição.

V.4- CRITÉRIOS DE ESCOLHA DOS PERFIS PARA AMOSTRAGEM

As inversões de polaridade, estão distribuídas de modo aleatório ao longo do tempo geológico. Assim, o padrão de quatro ou cinco intervalos de polaridade sucessivos, geralmente não se repete. Isto significa que os padrões podem ser usados como se de impressões digitais se tratasse e o reconhecimento desse padrão é fundamental em magnetostratigrafia (Butler, 1992).

Este trabalho constitui uma primeira tentativa de estabelecer zonas de polaridade para os sedimentos do final do Neogénico e do Quaternário do Algarve central e correlacionar os dados obtidos com a escassa informação biostratigráfica existente à data.

A correcta cobertura estratigráfica usada para definir zonas de polaridade magnética, é um pré requisito de fundamental importância para a determinação inequívoca de um padrão de

geopolaridade. A consistência deste, deverá ser testada por repetição das análises palcomagnéticas, em unidades estratigráficas adjacentes. Destes factos ressalta a necessidade de um conhecimento prévio das relações geométricas dos vários corpos líticos presentes.

Nas rochas sedimentares, onde vários metros de espessura de sedimentos, representam por vezes intervalos de tempo relativamente vastos, devem recolher-se várias amostras ao longo do perfil, em todas as unidades litologicamente individualizadas e amostrar corpos sedimentares que supostamente tenham adquirido simultaneamente, magnetização primária, em locais o mais afastados possível (Tarling, 1971).

Em ambientes fluviais, a taxa de acumulação de sedimentos é tipicamente de 10 a 100 metros por cada milhão de anos (Sadler, 1981). Isto significa que para os últimos 5 MA, em que a duração média dos intervalos de polaridade foi de 0,25 MA, uma zona de polaridade deverá corresponder a uma espessura de sedimento entre os 25 m e os 250 m. Então o espaçamento vertical entre os locais de amostragem ao longo de um perfil, para resolver zonas de polaridade, poderá ser igual ou superior a 3 metros.

Os critérios de escolha dos perfis estratigráficos, foram: **1)** a existência de sequências estratigráficas o mais completas possível, **2)** o conhecimento das relações geométricas entre os vários corpos líticos, **3)** a existência de sequências idênticas, geograficamente afastadas, **4)** a existência de dados paleontológicos, **5)** bom acesso aos locais.

Foram amostrados seis perfis, quatro nas arribas do litoral entre S.^{ta} Eulália e Vale de Lobo e dois em antigos arceiros, um na região de Almancil e o segundo no Ludo (figura V.2).

V.5- AMOSTRAGEM

Uma amostra, é cada uma das partes do afloramento recolhida, não perturbada e orientada. Embora seja recomendado um mínimo de seis amostras, para cada unidade estratigráfica, o número de dois ou três, é aceitável desde que se faça uma análise crítica da coerência dos resultados obtidos (Hailwood, 1989). Os locais associados a fracturas ou planos de

estratificação, devem ser evitados, porque estão mais expostos a processos de alteração. Foram recolhidas no total, 65 amostras. O método usado para recuperação das amostras, dependeu da granulometria. O número de amostras por unidade, dependeu da extensão lateral e vertical desta, da sua homogeneidade e condições de acesso. Em todos os casos foi escavada uma plataforma para facilitar o corte, orientação e recuperação das amostras não contaminadas por processos de escorrência superficial. Evitaram-se zonas fracturadas e planos de contacto. O Norte magnético ficou registado sobre a face superior, com grafite e adicionalmente com um pau de fósforo colado. A determinação da direcção e pendor das camadas, foi feita com uma bússola Brunton. Cada amostra, foi localizada nos perfis litológicos, com indicação das distâncias verticais entre as várias amostras ao longo do perfil e a respectiva cota.

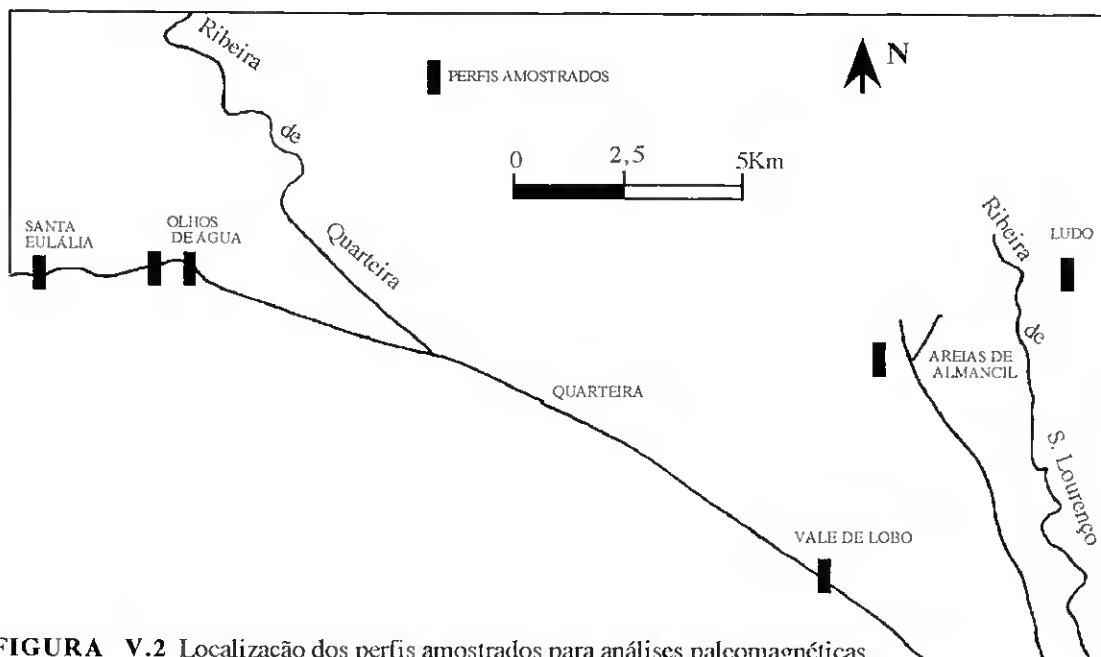


FIGURA V.2 Localização dos perfis amostrados para análises paleomagnéticas

Nas unidades arenosas, recolheram-se blocos orientados, enquanto que nas siltíticas e argilosas se recolheram amostras cúbicas de 10 cm de aresta. Para permitir a recuperação e transporte seguro das amostras mais frágeis, recorreu-se à goma laca. A face superior dos blocos ou cubos, foi perfeitamente nivelada e orientada com uma bússola Meridian, munida de

réguas auxiliares. Os erros mais frequentes durante a amostragem, são os cometidos na determinação da direcção e pendor das camadas e na orientação da amostra, pelo que foi usado o maior cuidado nestas operações.

As maiores dificuldades encontradas na colheita das amostras foram a granulometria demasiado grosseira de algumas unidades e a estabilização destas amostras de modo a permitir o transporte até ao laboratório. As unidades granulometricamente superiores a areia média, não foram amostradas, quer pela impossibilidade de as recolher sem graves perturbações, quer pela fraca quantidade de minerais magnéticos e pouca capacidade de orientação das partículas grosseiras relativamente ao campo magnético ambiente. Este facto determinou a existência de intervalos estratigráficos sem dados paleomagnéticos.

V.6- REDUÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Cada amostra foi subdividida em vários espécimes devidamente orientados e as suas superfícies foram limpas com lâmina de cobre para retirar eventuais contaminações magnéticas resultantes dos processos de corte. De cada amostra, resultaram espécimes cúbicos de 4 cm e 2,5 cm de aresta. Para cada um, foi determinado o peso com aproximação à décima de grama (valor permitido pelo programa usado no tratamento de dados) e o ângulo entre o Norte magnético e a parte positiva do eixo dos y y (este ângulo serviu para determinar a orientação da amostra). A utilização do peso do espécime, e portanto a magnetização por unidade de peso, é mais precisa que a determinação do volume, pois dificilmente os cubos são sólidos perfeitos.

V.7- MAGNETÓMETRO

Na década de setenta, desenvolveram-se os magnetómetros criogénicos, que permitem a medição de amostras fracamente magnetizadas, mais rapidamente que os magnetómetros de

spin anteriormente usados. O sensor é um **SQUID** (Superconducting Quantum Interference Device) que é supercondutor a temperaturas de 4^o K para hélio líquido.

O aparelho usado é um magnetómetro criogénico supercondutor 2G Enterpris de sensor SQUID, de configuração horizontal (figura V.3), muito versátil permitindo a medição de cubos de 4x4 cm, 2,5 x 2,5 cm e cilindros de 2,5 x 2,5 cm. Os espécimes são colocadas junto ao SQUID. As medições baseiam-se no princípio de que um dado momento magnético, rodando no interior de uma bobine, ao longo de um eixo no plano da própria bobine, produz uma corrente alternativa mensurável, persistente enquanto se mantiver o espécime. A principal limitação é o ruído térmico produzido pela bobine. Cada medição dura apenas cerca de um minuto o que permite o rápido processamento de grande número de amostras.

O programa usado foi o "2G Enterpris Data Acquisition", versão 1.0, escrito em C++ para o sistema operativo Microsoft Windows 3.1. Usou-se o protocolo RS-232 para comunicar com o magnetómetro.

As desmagnetizações térmicas foram realizadas num aparelho TSD-1 da Schonstedt Instrument Company.

V. 8- CONVENÇÕES USADAS NA ORIENTAÇÃO DAS AMOSTRAS

A componente direccional do campo magnético, é de mais fácil determinação em estudos paleomagnéticos que a componente intensidade. O principal objectivo das análises laboratoriais, é verificar a estabilidade da magnetização de cada espécime e isolar as diferentes componentes da magnetização presentes. São medidas três componentes ortogonais (os eixos do espécime), que combinados, indicam a direcção e a intensidade da magnetização

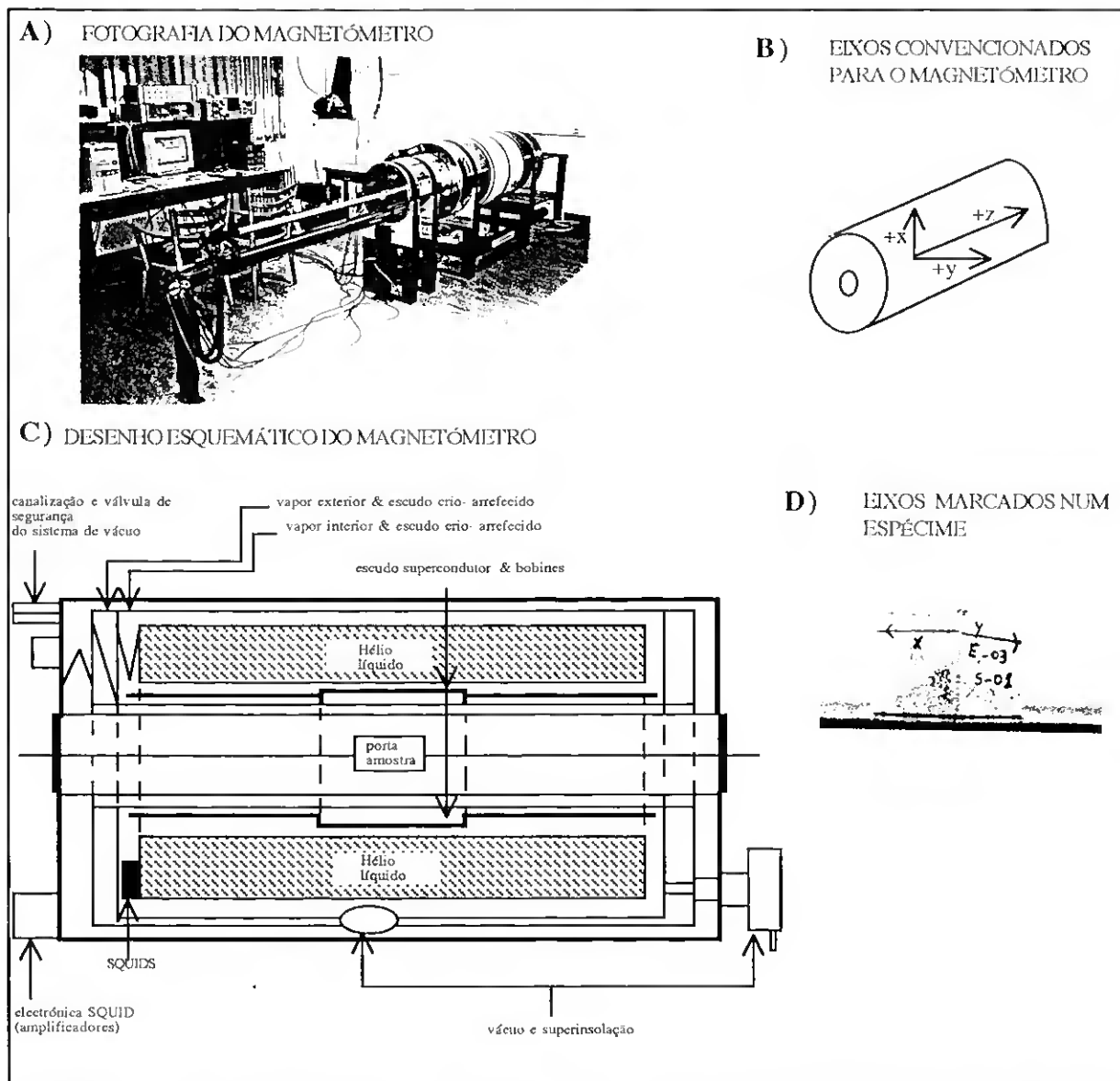


FIGURA V.3 A)- Magnetómetro criogénico super condutor 2G Enterprisís (fotografia); B)- Desenho esquemático dos eixos do magnetómetro; C)- Corte esquemático do magnetómetro; D)- fotografia de um cubo 4x4cm, com os eixos marcados, pronto para ser analisado no magnetómetro.

V.8.1- EIXOS DO MAGNETÓMETRO

O eixo dos **ZZ** é paralelo ao eixo do cilindro e a parte positiva aponta em sentido contrário ao topo original da amostra. Os eixos dos **XX** e dos **YY**, produzem a componente horizontal do campo magnético, sendo **XX** vertical com a parte positiva apontando para cima. O eixo dos

YY é horizontal, com a parte positiva apontando para a direita. A rotação da amostra no interior do magnetómetro, faz-se no sentido dos ponteiros do relógio.

V.8.2- ORIENTAÇÃO DA AMOSTRA

Os parâmetros necessários para cada espécime, e que dizem respeito à orientação da amostra "in situ", são o ângulo de mergulho, a direcção do mergulho e a declinação magnética actual (figura V.4). Esta, foi determinada para o centro da carta 1/ 25 000 dos Serviços Cartográficos do Exército, onde se situa o perfil amostrado.

Foram feitas quatro leituras ao longo de cada um dos eixos dos espécimes. Uma vez que o eixo dos **zz** da amostra se mantém sempre paralelo ao eixo dos **ZZ** do magnetómetro, os desalinhamentos possíveis ocorrerão entre os eixos dos **xx** e **yy**, desalinhamentos estes que são detectados e corrigidos automaticamente no interior do aparelho.

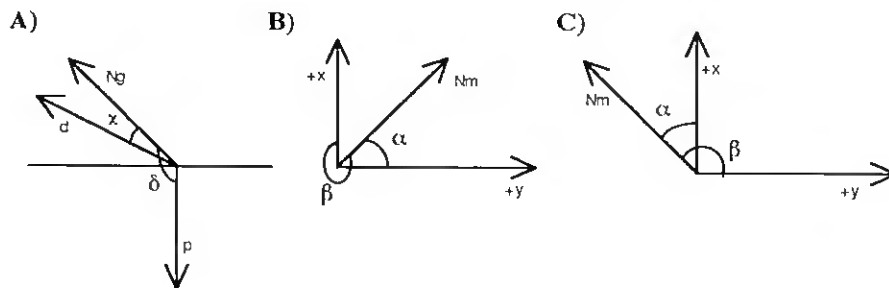


FIGURA V.4 Orientação da amostra. **A)**: mergulho (δ) e direcção (χ); **B)** e **C)**: mergulho (β) e ângulo entre o Norte magnético (**Nm**) e a parte positiva do eixo dos **yy** (α). A parte positiva do eixo dos **xx**, aponta para norte. **Ng** é o Norte geográfico, **x** e **y** são os eixos do espécime, **p** o pendor e **d** a direcção.

V.9- APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Para cada espécime, apresentam-se no anexo A, os dados em formato condensado. Não se incluem todos os resultados quer pelo volume exagerado que produziriam quer pela semelhança de resultados obtidos para os vários espécimes de uma mesma unidade, na maioria dos casos.

Assim, seleccionaram-se exemplos representativos de situações diferentes numa mesma unidade quando existentes e apenas um exemplo em caso de resultados semelhantes para todos os espécimes. Na folha dos dados em bruto, as colunas estão organizadas do modo seguinte, da esquerda para a direita: número de linha; intensidade do campo alternativo em mT ou da temperatura em graus centígrados usados na desmagnetização do espécime, declinação da amostra "in situ", inclinação da amostra "in situ", declinação da estrutura, inclinação da estrutura, magnetização por unidade de peso, componente magnética segundo o eixo dos xx, erro, componente segundo o eixo dos yy, erro, componente segundo o eixo dos zz, erro, razão sinal/ ruído, data.

A declinação (D) da magnetização do espécime (terceira coluna), é o ângulo em graus, entre a projecção da magnetização da amostra no plano XY e a parte positiva do eixo dos xx, representando esta uma declinação de 0^0 (figura V.5).

A inclinação (I) da magnetização (coluna quatro) do espécime, é o ângulo em graus entre o momento magnético e a sua projecção no plano XY. Varia de 0^0 para o vector situado no plano XY, a $+90^0$ se é paralelo a $+Z$ ou -90^0 se é paralelo a $-Z$.

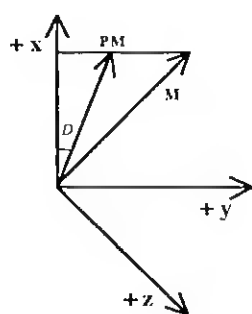


FIGURA V.5 Declinação da magnetização (D) e projecção do momento M (PM) no plano XY

V.10- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A magnetostratigrafia efectuada sobre os perfis de S.^{1a} Eulália, Vale do Lobo (Ancão), Vale do Lobo (floresta) e Ludo, levantou alguns problemas. O perfil da praia do Barranco em Olhos de

Água foi o único que forneceu dados de geopolaridade susceptíveis de serem utilizados para a determinação de zonas de polaridade datáveis.

V.10.1- SANTA EULÁLIA

Nas unidades detríticas carbonatadas do perfil de S.^{ta} Eulália, as amostras foram recolhidas com espaçamento vertical de 30 cm. O corpo amostrado é estratificado inclinando as camadas de três a oito graus para Sul. Não se rejeita a hipótese desta atitude da estratificação ter sido influenciada por movimentações tectónicas. Posteriormente à amostragem foram observados vários casos de alteração na atitude das camadas na mesma formação, devido a movimentações pós-sedimentares. Embora não detectadas sobre o perfil amostrado não são no entanto de excluir. A magnetização obtida foi ou normal ou intermédia compondo um padrão de geopolaridade impossível de comparar com a tabela magnetostratigráfica global. A polaridade da maioria das amostras foi interpretada como intermédia. A elevada dispersão da direcção do campo geomagnético relativamente ao valor médio do mesmo, foi comparada com a quantidade de bioturbação das camadas. Definiu-se um índice de bioturbação como sendo a razão entre a área bioturbada e uma área total que se arbitrou ser o metro quadrado. As pistas que se encontravam no interior da quadrícula de madeira posta sobre a camada, foram copiadas para papel vegetal e a sua área medida. Assim, um índice de bioturbação igual à unidade, significa que toda a superfície analisada se encontra bioturbada. Este método para quantificar bioturbação, admite o pressuposto de que a densidade e a distribuição da bioturbação são uniformes para toda a camada. Ao medir áreas perturbadas em vez de volumes e dependendo da exposição da camada podemos sub ou sobre estimar a quantidade de bioturbação. Sendo no entanto um método expedito e rápido, dá uma boa aproximação ao atributo que se pretende avaliar isto é, à intensidade da bioturbação. Quando comparada a variabilidade da direcção do campo magnético das amostras (dispersão relativamente ao valor médio), com o índice de bioturbação, verifica-se a existência de forte correlação (figura V.6) entre ambos os parâmetros,

o que levanta a questão do papel da bioturbação na alteração da magnetização original e coloca dúvidas quanto à validade dos resultados, no caso de unidades intensamente bioturbadas.

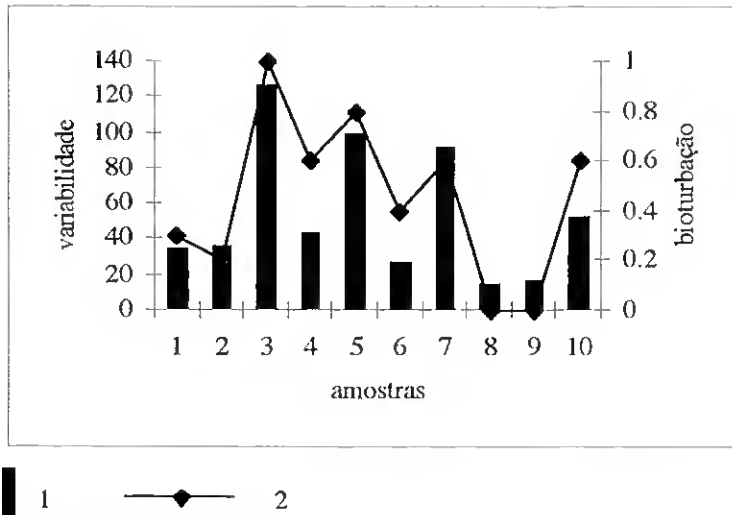


FIGURA V.6 Comportamento da (1) variabilidade da direcção do campo magnético das amostras (dispersão em relação ao valor médio) e (2) do índice de bioturbação (área bioturbada/área total).

V.10.2- VALE DO LOBO

Seleccionaram-se dois perfis da mesma sequência estratigráfica mas geograficamente afastados. Um deles situa-se nas arribas litorais do Ancão, o outro nas paredes de um antigo areeiro (Vale do Lobo - Floresta), situado a cerca de 5 km a NW do primeiro. As principais diferenças litológicas entre ambos os perfis, são a ocorrência de vários horizontes conglomeráticos no perfil do Ancão e a granulometria globalmente mais fina do mesmo, relativamente ao perfil de Vale do Lobo - Floresta. Nas amostras granulometricamente superiores a areia média, o isolamento de uma componente magnética estável não foi possível. Na figura V.7, faz-se a comparação do comportamento magnético de dois espécimes pertencentes a amostras granulometricamente diferentes. A forte instabilidade da magnetização do espécime granulometricamente grosseiro (figura V.7.A) está bem expressa no gráfico dos resultados da desmagnetização em campo alternativo, onde a realimentação frequente traduz a

existência de uma componente viscosa persistente. Na amostra siltítica (figura V.7.B), está também presente uma componente viscosa mas é possível isolar a parte estável da magnetização, após desmagnetização em campo alternativo, a partir de 30 mT. Em ambos os casos a magnetização é normal, como se pode observar nas respectivas projecções estereográficas. Todas as amostras constituídas por areia grosseira tiveram comportamento magnético semelhante ao expresso pelo espécime PORLOBA06E001S01 da figura V.7.A, variando apenas a intensidade da magnetização. Do mesmo modo, as amostras constituídas por areia fina comportaram-se de modo semelhante ao do espécime PORLOBA02E002S01 (figura V.7.B), diferindo apenas na intensidade do campo alternativo a partir do qual foi possível isolar a componente magnética estável e na intensidade da magnetização. Em todos os espécimes mesmo nos magneticamente instáveis, a magnetização é claramente normal.

Quando relacionada a média granulométrica das amostras recolhidas em unidades diferentes de ambos os perfis de Vale do Lobo, com a estabilidade da magnetização, esta parece ser determinada mais pelo tamanho do grão do que pela composição mineralógica (figura V.8). Com o objectivo de verificar se esta observação pode ser alvo de generalização, correlacionaram-se os mesmos parâmetros para amostras recolhidas em rochas de idades diferentes, em afloramentos geograficamente afastados e mineralologicamente distintas. Do ponto de vista granulométrico, as amostras usadas variaram entre a argila e a areia grosseira. Quando consideradas na totalidade, é clara a diminuição da estabilidade da magnetização com o aumento do tamanho do grão (figura V.9). Se forem consideradas apenas amostras cujo grão seja da dimensão das areias, a curva obtida (B, na figura V.9) segue exactamente a tendência da curva global (A, na figura V.9).

Se individualizadas, as amostras argilosas apresentam comportamentos distintos embora a estabilidade da magnetização seja geralmente elevada (C, na figura V.9). A relação entre granulometria e estabilidade da magnetização parece então adquirir significado apenas para as amostras arenosas. Embora seja um parâmetro facilmente mensurável e por isso muito prático na correlação com outras variáveis, o atributo traduzido pelo tamanho do grão e que realmente

se relaciona com a estabilidade da magnetização, é a porosidade ou facilidade de percolação de fluidos e consequente reorientação das partículas.

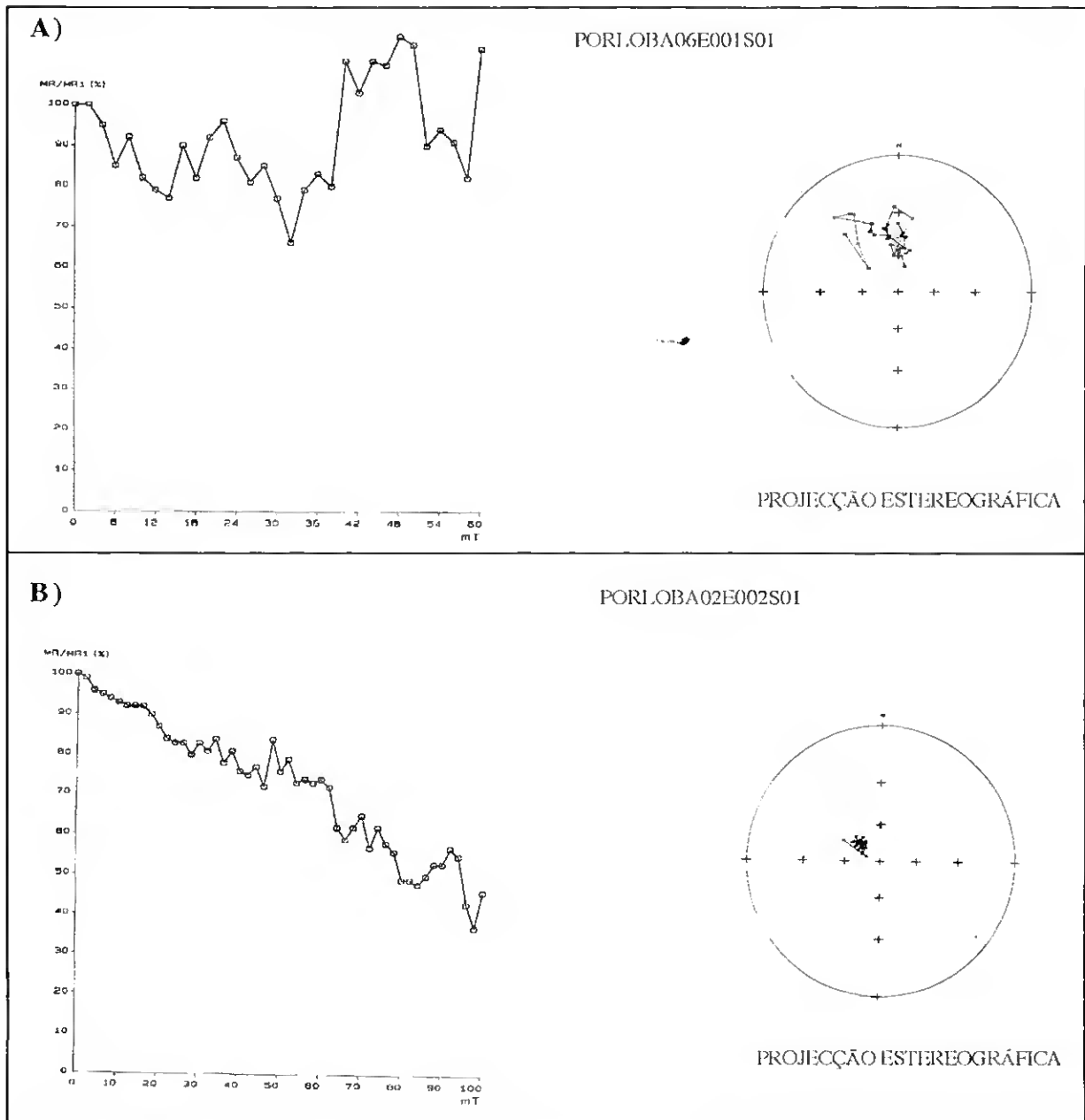


FIGURA V.7 Comparação do comportamento magnético entre dois espécimes. **A**- espécime de uma unidade granulometricamente grosseira; **B**- espécime de uma unidade granulometricamente fina. MR/MR1- razão (em percentagem) entre a magnetização após cada desmagnetização (MR) e a magnetização inicial (MR1)

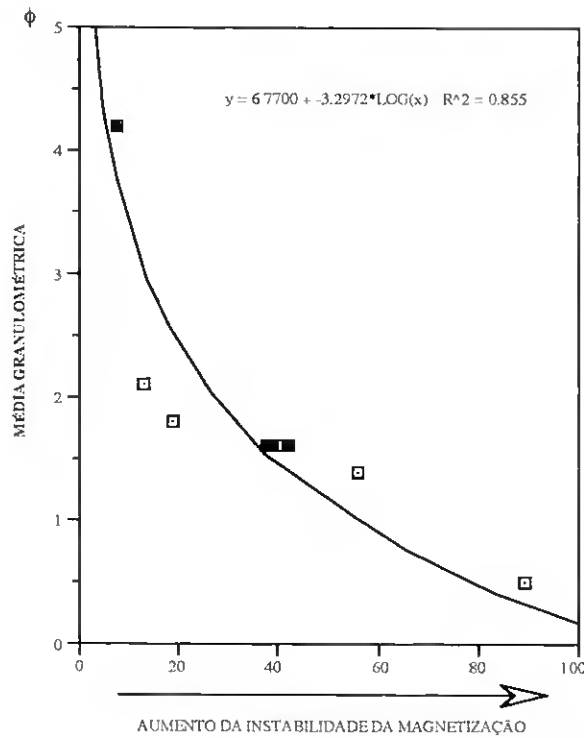


FIGURA V.8 Relação entre a granulometria das amostras e a estabilidade da respectiva magnetização. Os rectângulos com ponto central, representam as amostras sem óxidos de ferro e os rectângulos preenchidos a negro, representam as amostras com matriz argilosa rica em óxidos de ferro.

V.10.3- LUDO

A polaridade medida em todos os espécimes é normal. A parte superior do perfil é constituída por sedimentos muito ricos em óxidos de ferro. As análises sedimentológicas efectuadas sobre o perfil revelaram que pelo menos parte desses óxidos devem a sua presença na sequência, a processos pós sedimentares. Perante este facto, a persistência de geopolaridade normal em todo o perfil é questionável.

V.10.4- PRAIA DO BARRANCO (OLHOS DE ÁGUA)

Foi o único perfil, de entre os amostrados, que apresentou variações de geopolaridade. O perfil situa-se na arriba litoral a cerca de meio quilómetro a oriente da praia de Olhos de Água.

Trata-se de uma sequência siliciclástica cujo limite inferior é uma descontinuidade erosiva que a separa do topo do Miocénico. Sem outras descontinuidades erosivas aparentes, intrasequenciais, testemunha pelo menos uma importante rotura sedimentar que divide a sequência em duas séries litologicamente distintas. Na fronteira destas, uma unidade fossilífera forneceu importantes dados biostratigráficos. Não foram amostradas as unidades de areia grosseira e muito grosseira, quer pelo aspecto vestigial da fase magnética, quer pela impossibilidade de recuperar as amostras sem serem gravemente perturbadas. O vazio de informação resultante, diminuiu o sucesso dos resultados.

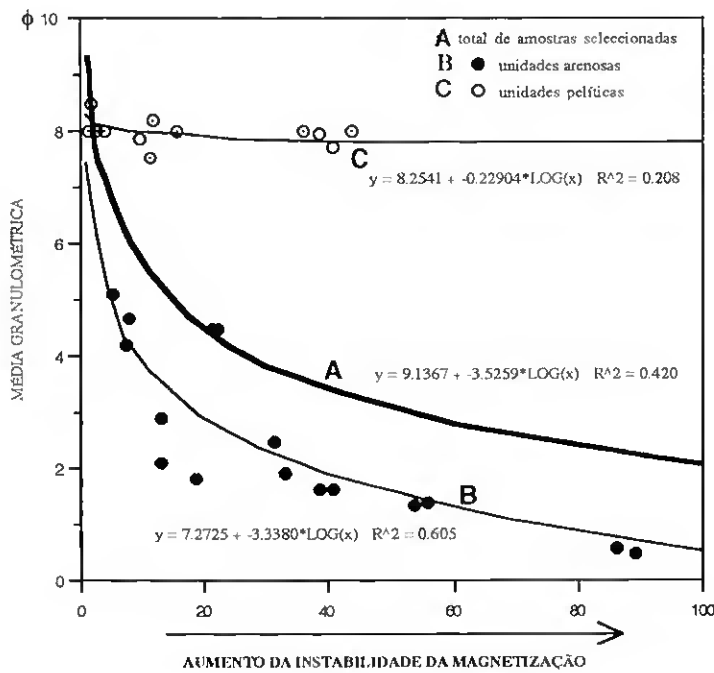


FIGURA V.9 Correlação entre a estabilidade da magnetização dos espécimes, com a totalidade das amostras seleccionadas (A), apenas com as amostras arenosas (B), apenas com as amostras siltíticas e argilosas (C).

V.10.4.1- PORBARA04E004S01

Com incremento de 2,0 mT, a desmagnetização em campo magnético alternativo, foi levada a efeito até aos 60,0 mT. A direcção da magnetização manteve-se relativamente estável entre os

12 e os 50 mT (figura V.10) e foi também entre estes valores que a intensidade da magnetização, embora com realimentações frequentes, se manteve balizada entre valores aceitáveis para que seja considerada estável (figura V.11). A partir dos 12 mT considerou-se removida a parte mais instável da magnetização, com valor médio de declinação igual a $174^{\circ},0$ e isolada a magnetização estável que foi assumida como a DNR (magnetização detritica remanescente), cuja declinação tem valor médio igual $164^{\circ},0$. A inclinação da mesma, é positiva com ângulos que variam entre os $12^{\circ},0$. e os $41^{\circ},0$. A magnetização é inversa (figura V.12).

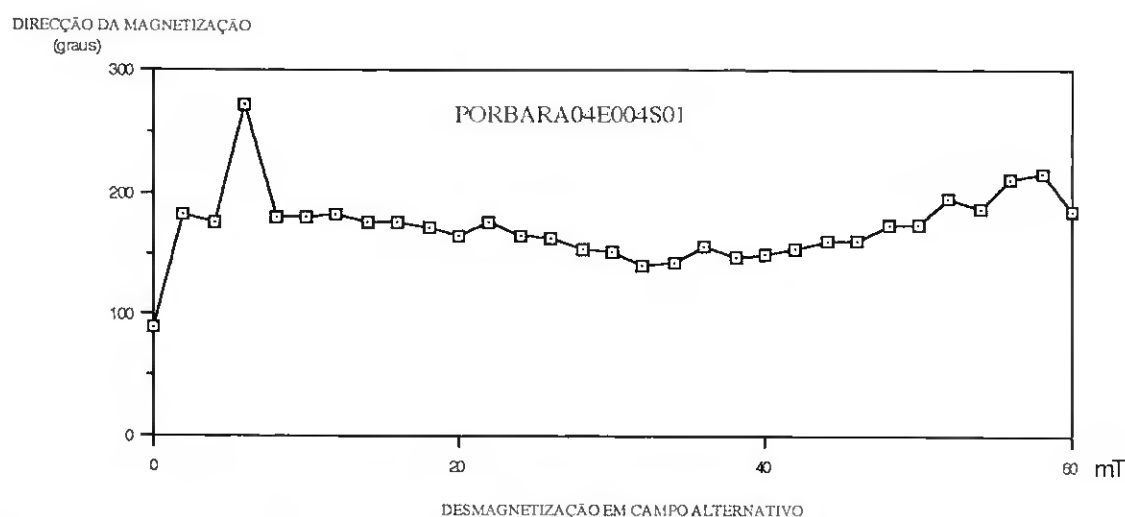


FIGURA V.10 Comportamento da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA04E004S01, durante a desmagnetização em campo magnético alternativo.

V.10.4.2- PORBARA05E002S01

Neste espécime, uma componente magnética muito estável, manteve-se nas várias etapas de desmagnetização até aos 30 mT (figura V.13), momento em que uma realimentação do espécime retoma a intensidade original. Isolada a magnetização estável entre os 8 mT e os 30 mT, obtemos para esta, uma declinação média de $339^{\circ},9$ e inclinação negativa inferior a $30^{\circ},0$.

A componente direccional da magnetização é muito instável (figura V.14) mas a magnetização é claramente normal (figura V.15).

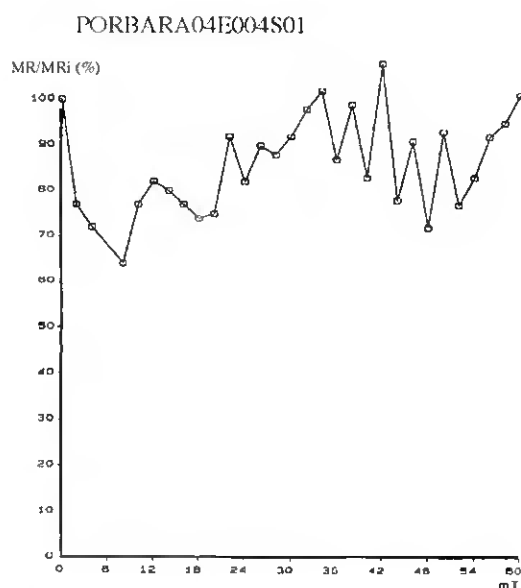


FIGURA V 11 Distribuição da intensidade da magnetização do espécime PORBARA04E004S01, durante a desmagnetização em campo alternativo. MR/MRi: razão (em percentagem) entre a magnetização após cada desmagnetização (MR) e a magnetização inicial (MRi)

V.10.4.3- PORBARA06E001S02

Uma componente magnética muito estável quanto à direcção, com valor médio de declinação igual a $340^{\circ},0$ e inclinação positiva com valor médio de $43^{\circ},0$, dá origem a uma magnetização altamente instável a partir dos 40 mT (figura V.16). A intensidade da magnetização diminui rápida e uniformemente com a desmagnetização em campo magnético alternativo sofrendo apenas uma realimentação próximo dos 18 mT (figura V.17). Este padrão caracteriza habitualmente os espécimes sem componentes viscosas. A magnetização é normal (figura V.18).

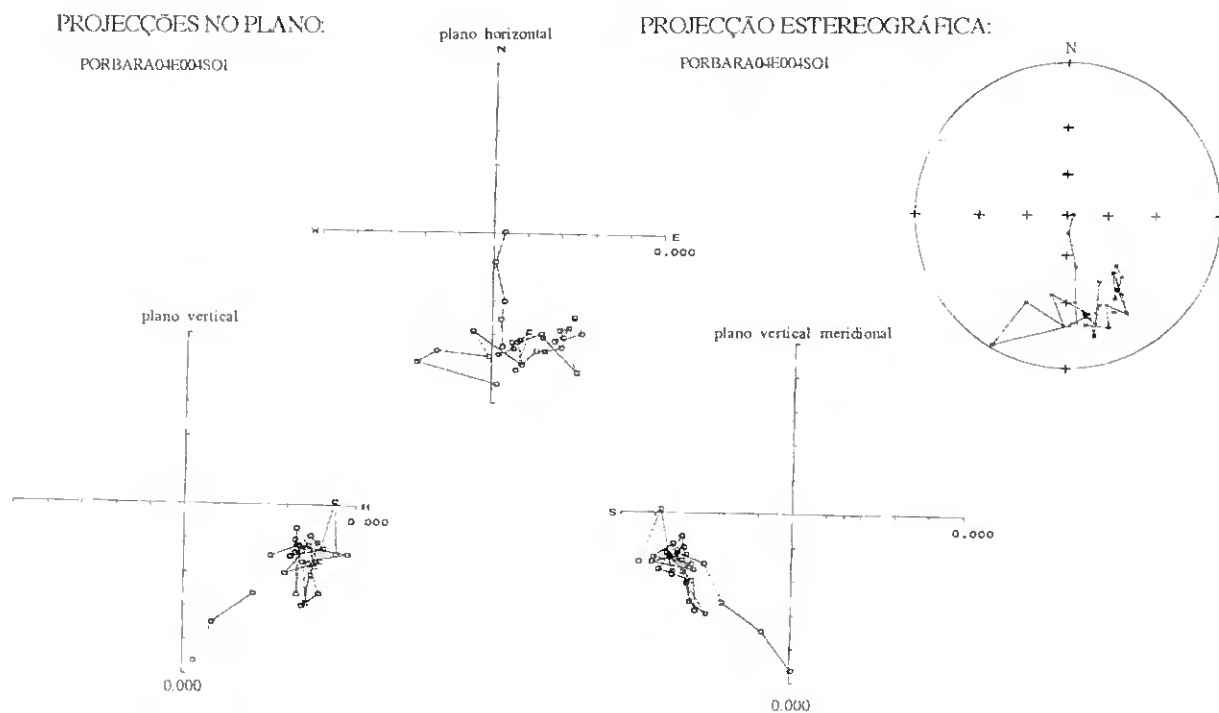


FIGURA V.12 Projecção dos resultados obtidos nas análises palcomagnéticas, do espécime PORBARA04E004S01. Projecções no plano e projecção estereográfica da componente direccional da magnetização do espécime, ao longo de uma rotina de desmagnetização em campo magnético alternativo.



FIGURA V.13 Distribuição da intensidade da magnetização do espécime PORBARA05E002S01, durante a desmagnetização em campo alternativo. A intensidade do campo magnético induzido está expressa em mT. MR/MR_i- razão (em percentagem) entre a magnetização após cada desmagnetização (MR) e a magnetização inicial (MR_i)

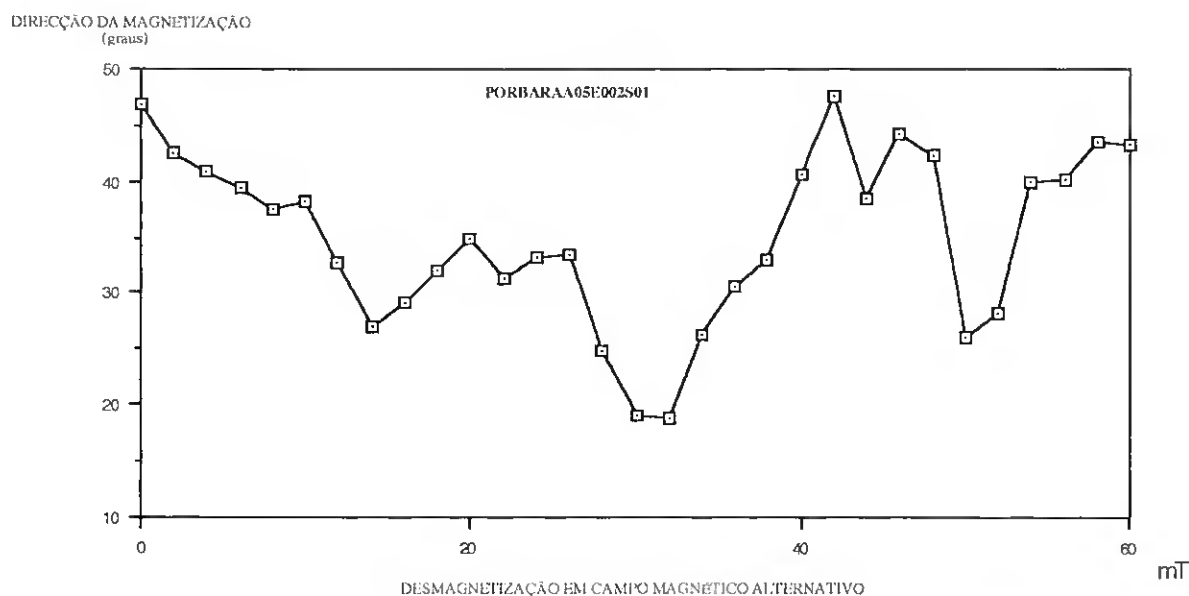


FIGURA V.14 Comportamento da componente direccional da magnetização do espécime PORBARAA05E002S01, durante a desmagnetização em campo magnético alternativo. A intensidade do campo induzido, está expressa em mT. O incremento usado de etapa para etapa foi de 2 mT.

V.10.4.4- PORBARAA06E001S05

A componente estável da magnetização representa 10% da magnetização total e foi isolada por desmagnetização em campo alternativo a partir dos 14 mT (figura V.19). A declinação média é de $232^{\circ},0$ e a inclinação é positiva e superior a $53^{\circ},0$. A magnetização da componente estável é inversa (figura V.20).

V.10.4.5- PORBARAA06E002S03

A magnetização estável representando 60% da magnetização total, foi isolada por desmagnetização em campo alternativo, a partir de 2 mT, com declinação média de $309^{\circ},0$ e inclinação negativa de ângulo inferior a $30^{\circ},0$. A magnetização deste espécime tal como a de todos os espécimes das unidades superiores, apresentaram magnetização normal (figura V.21)

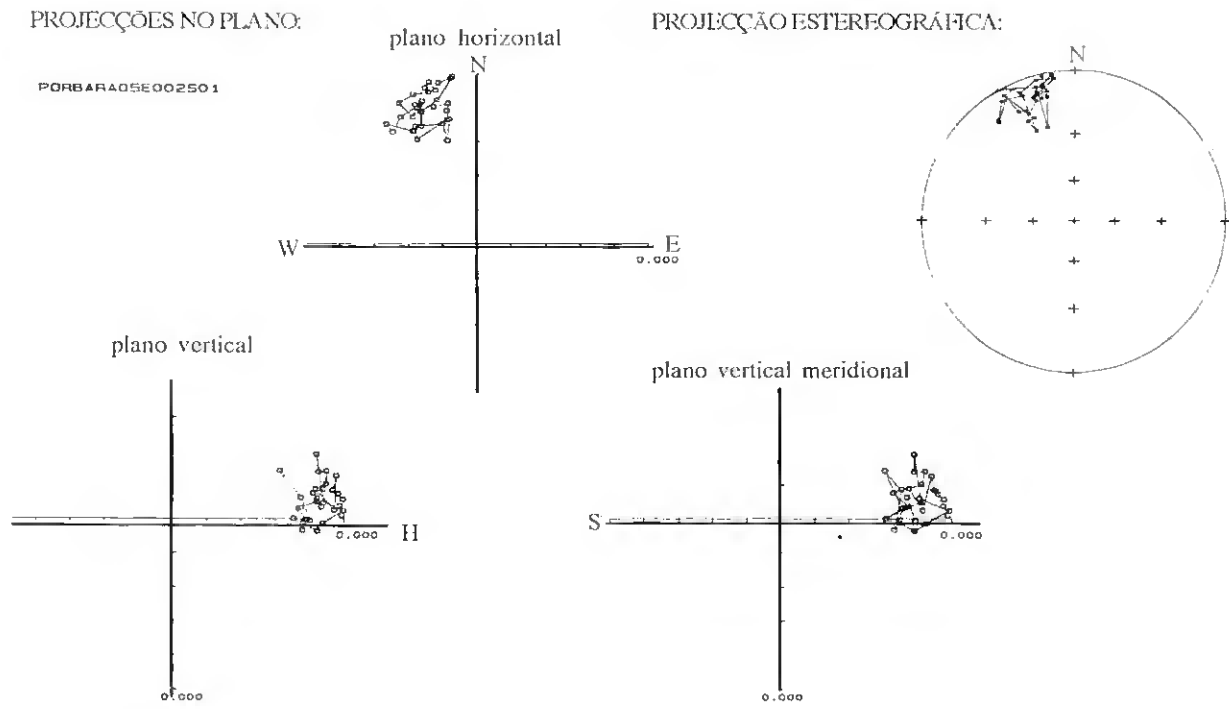


FIGURA V.15 Projecção dos resultados obtidos nas análises paleomagnéticas, do espécime PORBARA05E002501. Projecções no plano e projecção estereográfica da componente direccional da magnetização do espécime ao longo de uma rotina de desmagnetização em campo magnético alternativo

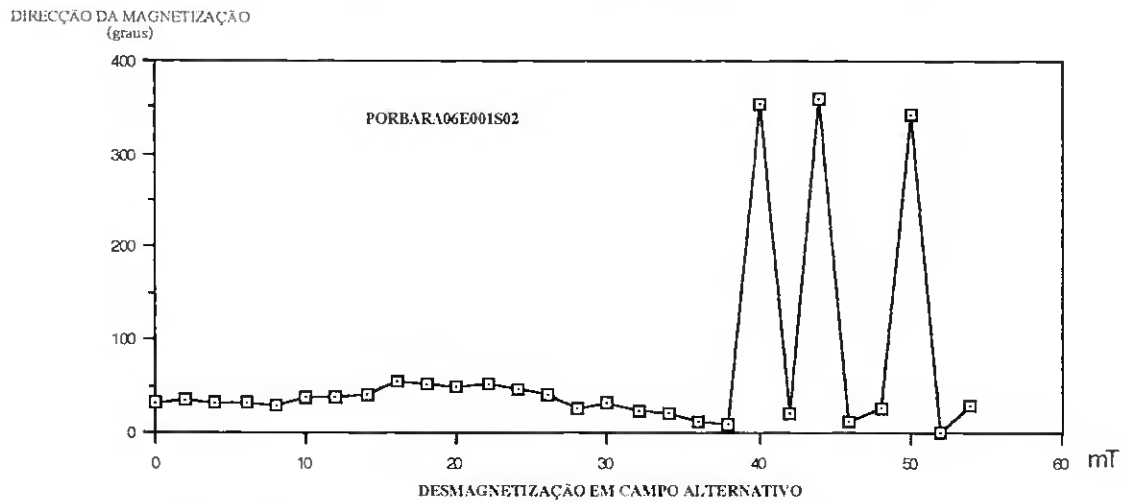


FIGURA V.16 Comportamento da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA06E001S02, durante a desmagnetização em campo magnético alternativo. A intensidade do campo induzido, está expressa em mT.

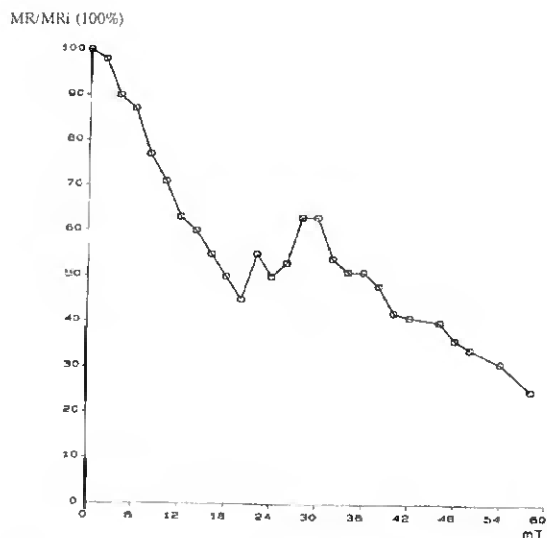
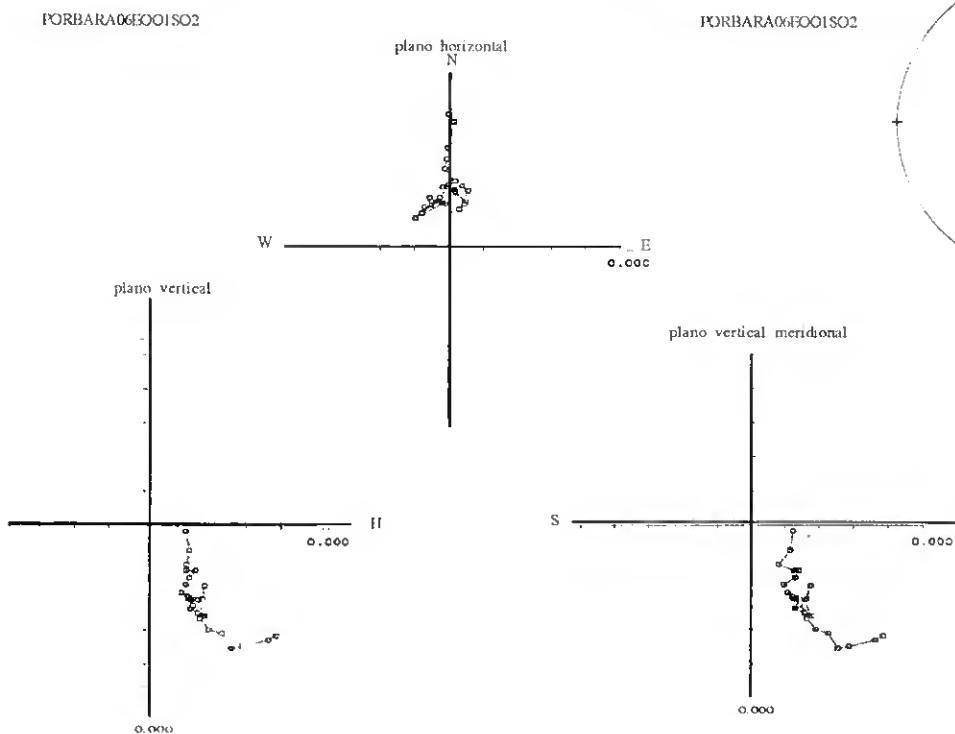


FIGURA V.17 Distribuição da intensidade da magnetização do espécime PORBARA06E001S02, durante a desmagnetização em campo alternativo. A intensidade do campo magnético induzido está expressa em mT. MR/MRi- razão (em percentagem) entre a magnetização após cada desmagnetização (MR) e a magnetização inicial (MRi)

PROJEÇÕES NO PLANO:



PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA:

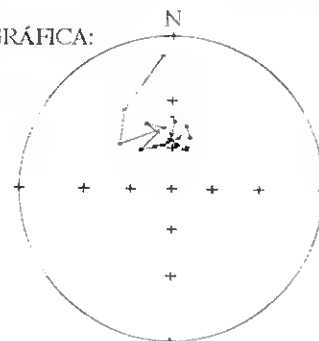


FIGURA V.18 Projecção dos resultados obtidos nas análises paleomagnéticas, do espécime PORBARA06E001S02. Projecções no plano e estereográfica da componente direccional da magnetização do espécime ao longo de uma rotina de desmagnetização em campo magnético alternativo

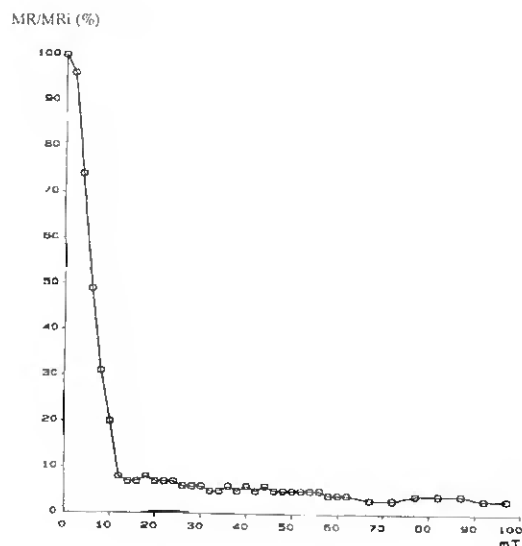


FIGURA V.19 Distribuição da intensidade da magnetização do espécime PORBARA06E001S05, durante a desmagnetização em campo alternativo. A intensidade do campo magnético induzido está expressa em mT. MR/MRi- razão (em percentagem) entre a magnetização após cada desmagnetização (MR) e a magnetização inicial (MRi)

V.11- ZONAS DE GEOPOLARIDADE: DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As zonas de geopolaridade, ficaram distribuídas de acordo com a figura V.22. A unidade siltítica que assenta directamente sobre as unidades detríticas carbonatadas do Tortoniano, através de uma descontinuidade erosiva, apresentam polaridade positiva na sua parte inferior. No seio desta unidade, ocorre um nível conglomerático, e imediatamente acima deste, a unidade siltítica apresenta inequivocamente, polaridade negativa. Sobrejazem a esta unidade, areias grosseiras e muito grosseiras que não foram amostradas para análises paleomagnéticas devido às limitações já anteriormente discutidas neste capítulo. No entanto, essa sequência de sedimentos grosseiros, encontra-se limitada por duas unidades de polaridade negativa. Como já referido anteriormente, os sedimentos fluviais, possuem taxas de acumulação que produzem entre os 25 e os 250 metros de espessura de empilhamento sedimentar, durante uma zona de polaridade de 0,25 MA que foi a duração média das zonas de polaridade nos últimos 5 MA.

Assim, a zona correspondente a este intervalo da coluna estratigráfica pode assumir-se também como de polaridade negativa.

Constituem dados independentes da coluna magnetostratigráfica, a posição da sequência que é estratigraficamente superior ao Miocénico superior e a presença de *Palliolum excisum* no seio da mesma, aproximadamente à cota de 32 metros. Essa espécie surge somente no Pliocénico (Porta, 1982). A deposição de pelo menos os primeiros 35 metros da sequência, fez-se então durante o Pliocénico. Constitui um dado indirecto, a ocorrência da espécie *Globigerinoides extremus*, numa unidade de fácies idêntica e estratigraficamente equivalente à unidade de topo da sequência da praia do Barranco. Aquela espécie não ultrapassa o Pliocénico e surge pela última vez no perfil tipo de Vrica em Itália, imediatamente antes do seu limite superior (Harland *et al*, 1989; Aguirre, 1995). Podemos portanto, limitar a sequência sedimentar da praia do Barranco, ao Pliocénico. Na mesma unidade onde ocorre a espécie *G. extremus*, surgem as espécies *Orbulina universa* e *Globigerina bulloides* cuja ocorrência conjunta caracteriza a associação de transição que invade o Atlântico Norte no final do Pliocénico (Poag *et al*, 1986; Berggren *et al*, 1986). O topo da sequência data muito provavelmente do Pliocénico superior. Quando comparamos o padrão de distribuição de zonas de polaridade da praia do Barranco com a escala magnetostratigráfica global, três hipóteses são possíveis de formular (figura V.23). Todas elas são por sua vez construídas com base em dois pressupostos: a) a série das areias grosseiras não amostradas, pertence a uma zona de polaridade inversa, à semelhança das unidades adjacentes nos limites inferior e superior da mesma, b) o registo sedimentar foi contínuo.

i) Hipótese A: as zonas de polaridade normal A1, A2 e A3, seriam respectivamente Olduvai Reunion e Gauss. Ficaria deste modo toda a sequência sedimentar no Pliocénico e o topo da mesma, no final do Pliocénico. Esta disposição é compatível e ajusta-se perfeitamente com todos os dados paleontológicos obtidos. A taxa de sedimentação da série arenosa fluvio-marinha, seria neste caso, de 41 m por MA. A taxa de sedimentação das unidades pelíticas seria de 20 m / MA e a da areia média feldspática, na parte terminal do perfil, de 16 m / MA.

ii) Hipótese B: as zonas de polaridade normal A1, A2 e A3, seriam respectivamente Brunhes, Jaramillo e Olduvai, o que colocaria toda a sequência no Plistocénico. Esta hipótese deve ser rejeitada porque está em desacordo com os dados paleontológicos.

iii) Hipótese C: as zonas de polaridade normal A1, A2 e A3 seriam respectivamente Brunhes, Olduvai e Gauss. Nesta hipótese, assume-se que os eventos Jaramillo e Reunion não ficaram registados na coluna litostratigráfica. A série sedimentar superior, das areias médias feldspáticas, são já do Plistocénico nesta hipótese e este posicionamento constitui a principal diferença com a hipótese A. Devido às suas características particulares e constantes, esta litofácies de areias médias feldspáticas foi considerada em toda a região como sendo da mesma idade. Se afirmarmos a hipótese C, estamos a negar aquele princípio, uma vez que no afloramento da Goncinha a presença de *Globigerinoides extremus* no seio desta litofácies, indica idade Pliocénico. Quer se aceite a hipótese A ou a hipótese C, esta unidade estará sempre associada à transição Pliocénico-Plistocénico, no final do Pliocénico ou já do Plistocénico, respectivamente. A sua taxa de deposição neste posicionamento, teria sido de 8,3 m / MA enquanto que a série das areias grosseiras teria conhecido uma taxa de sedimentação de 200m/MA e as fácies pelíticas de 0,5 m / MA.

V.12- APLICAÇÃO DA MAGNETOSTRATIGRAFIA : CONCLUSÕES

Com os modernos magnetómetros que permitem a medição de magnetizações muito ténues, o sucesso da magnetostratigrafia depende mais da granulometria do que da percentagem de minerais magnéticos, quando se trabalha em formações detríticas. Se por um lado é muito difícil recuperar as amostras imperturbadas, por outro, a magnetização de espécimes com granulometria da dimensão da areia média e superior é direccionalmente muito instável, com uma componente viscosa muito forte. Este facto aliado à dificuldade da recuperação e manuseamento das amostras, torna estes sedimentos impróprios para análises paleomagnéticas. Um dos critérios a ter em conta na escolha de perfis para análises paleomagnéticas, deverá ser a

granulometria dos sedimentos. A areia fina dá bons resultados mas são principalmente os siltes e as argilas os sedimentos que garantem leituras inequívocas de paleogeopolaridade.

Quando comparadas as magnetizações de espécimes granulometricamente idênticos, foram os sedimentos vermelhos os que apresentaram sinal mais forte mas a sua polaridade foi sempre normal. Este facto pode dever-se a alterações diagenéticas relacionadas com a geoquímica do ferro. A presença de fases magnéticas instáveis é muito frequente em sedimentos vermelhos.

A consolidação das amostras com goma laca, antes da sua remoção é um método de colheita seguro mesmo para amostras de areia média e permite o seu transporte até ao laboratório, sem deformação.

A magnetostratigrafia sem um bom suporte biostratigráfico ou/e cronostratigráfico, necessita de um padrão de zonas de geopolaridade suficientemente longo (temporalmente) de modo a que se possa comparar com a escala magnetostratigráfica global.

PROJEÇÕES NO PLANO:

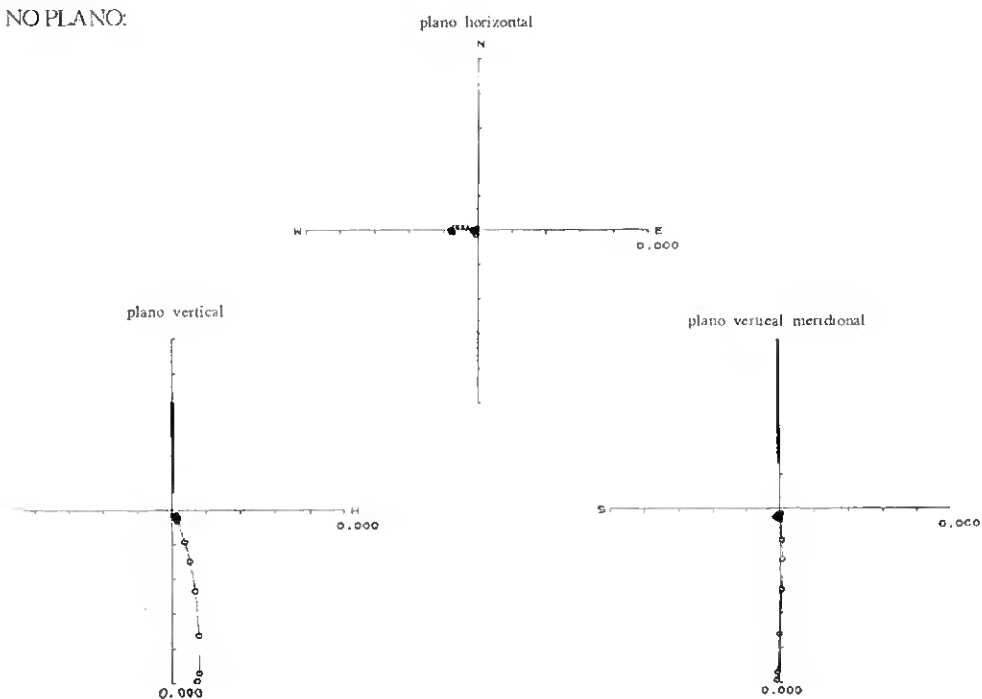


FIGURA V.20 Projecções no plano, da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA06E001S05, ao longo de uma rotina de desmagnetização em campo magnético alternativo

PROJEÇÕES NO PLANO:

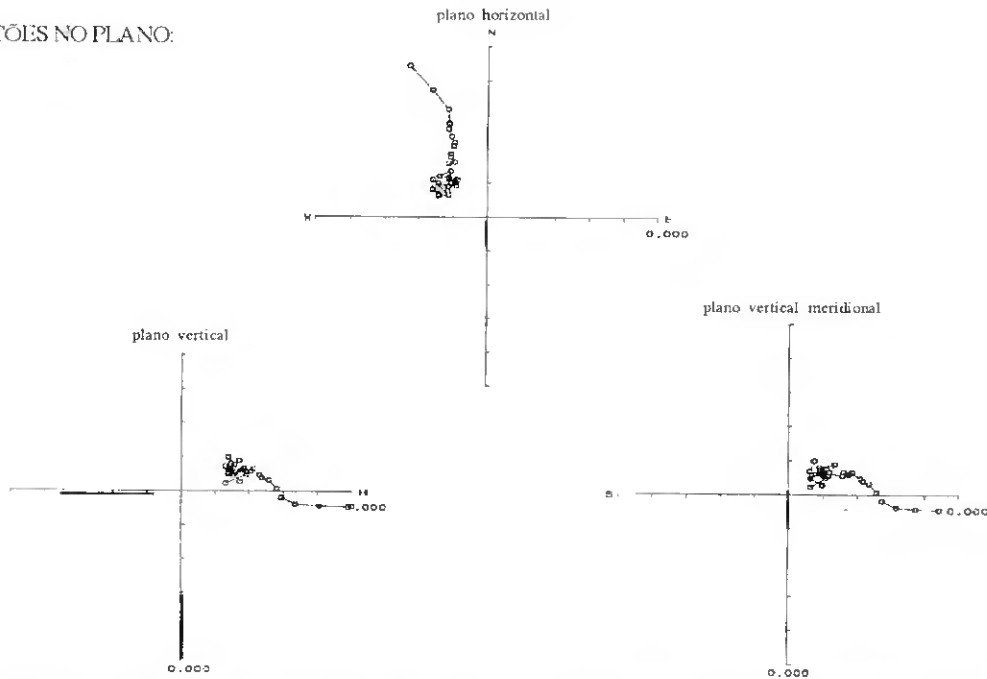


FIGURA V.21 Projeções no plano, da componente direccional da magnetização do espécime PORBARA06E002S03, ao longo de uma rotina de desmagnetização em campo magnético alternativo

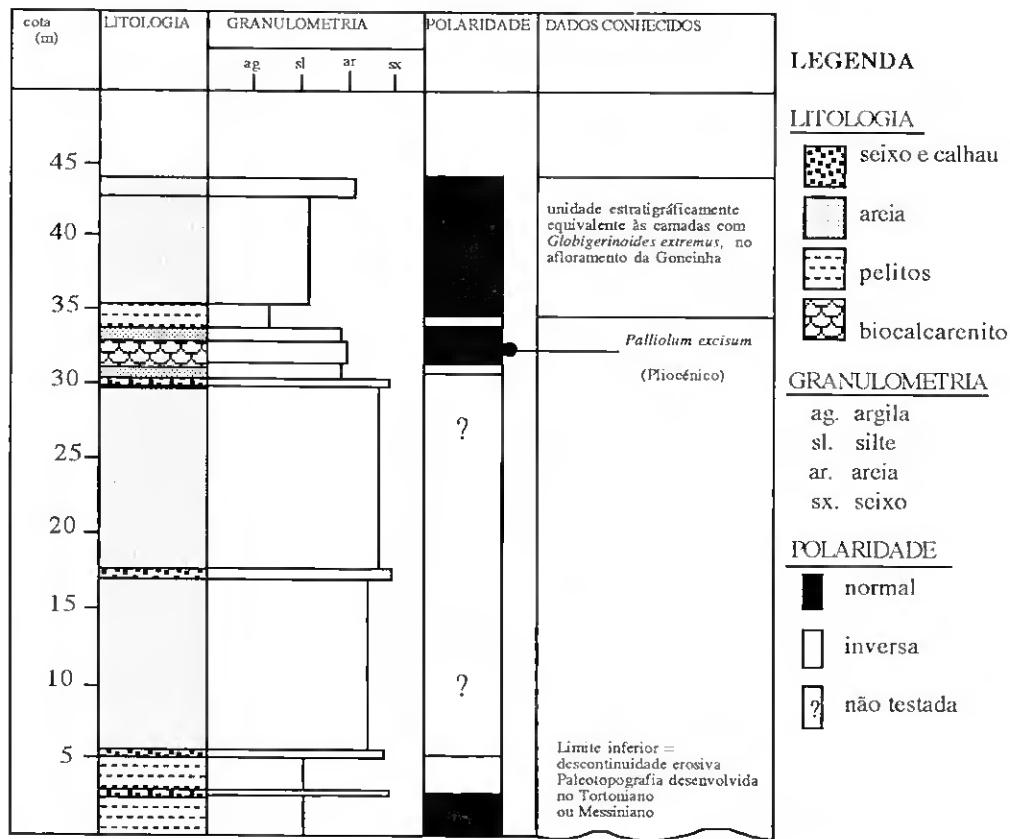


FIGURA V.22 Distribuição das zonas de polaridade, no perfil da praia do Barranco.

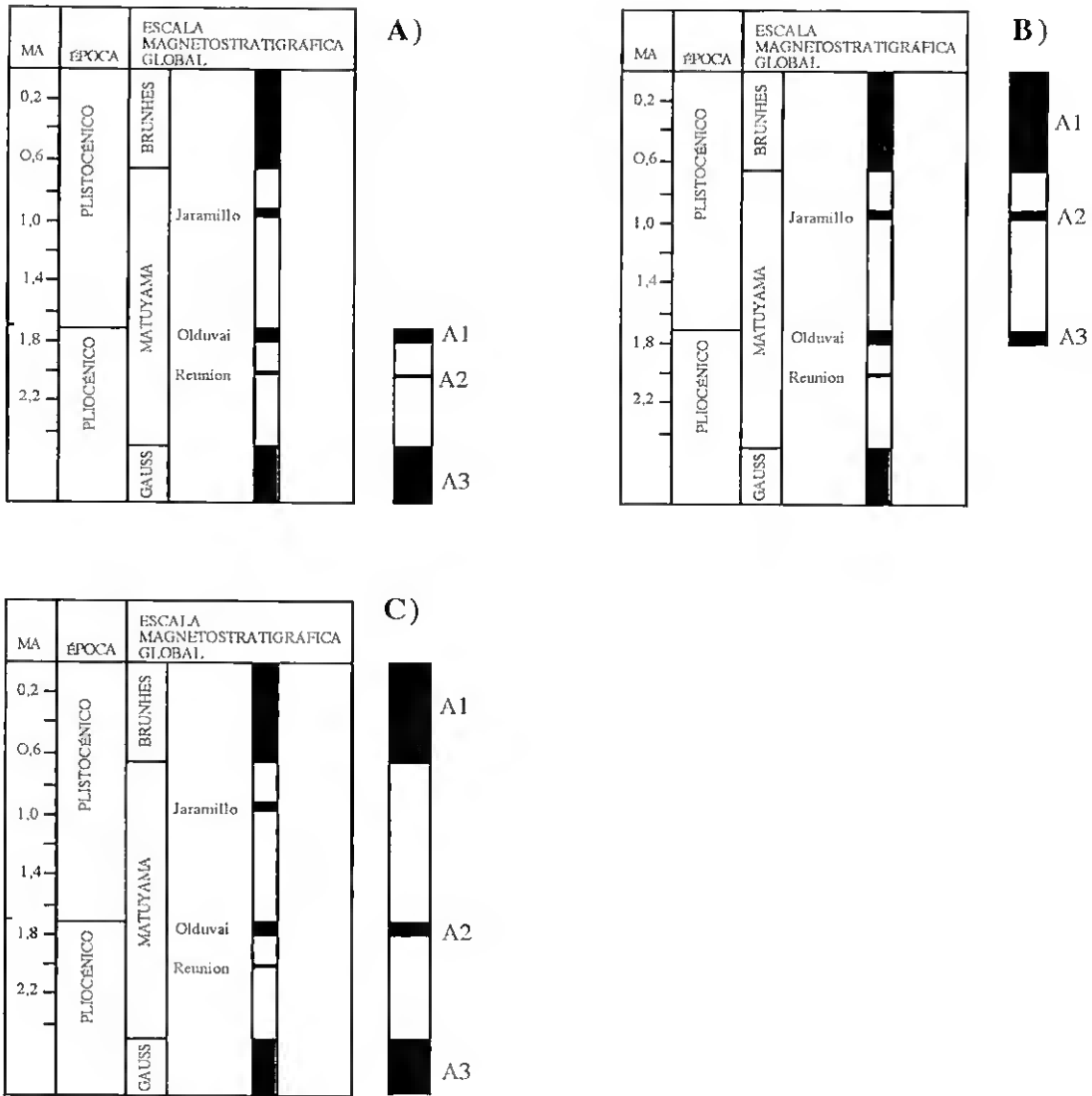


FIGURA V.23 Correlações possíveis (hipóteses A, B e C) das zonas de polaridade obtidas para a praia do Barranco, com parte da escala magnetostratigráfica global. Os pontos de interrogação assinalam o corpo lítico que pela sua granulometria grosseira não foi amostrado para paleomagnetismo.

CAPÍTULO VI

UNIDADES CARBONATADAS

VI.1 INTRODUÇÃO

VI.2 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES CARBONATADAS

- VI.2.1 CALCILUTITO BIOTURBADO
- VI.2.2 BIOCALCARENITO COM RODÓLITOS
- VI.2.3 BIOCALCARENITO COM PECTINÍDEOS
- VI.2.4 BIOCALCARENITOS COM EQUINODERMES
- VI.2.5 CALCÁRIO MICRÍTICO
- VI.2.6 CALCARENITOS COM MOLDES INTERNOS
- VI.2.7 CALCILUTITOS COM BALANUS
- VI.2.8 CALCARENITOS ESTRATIFICADOS
- VI.2.9 CALCILUTITOS COM *GYROLITHES*
- VI.2.10 CALCIRUDITOS
- VI.2.11 CALCILUTITOS COM MICROFAUNA

VI.3 PALEONTOLOGIA: SÍNTESE

- VI.3.1 MACROFAUNA
- VI.3.2 MICROFAUNA

VI.4 GEOCRONOLOGIA

- VI.4.1 DATAÇÃO K-Ar

VI.5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

VI.6 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES: INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

VI.7 CONCLUSÕES

ABREVIATURAS USADAS NO TEXTO:

ka: quilo-anos
MA: milhões de anos

ACRÓNIMOS:

CIB-calcilutito bioturbado; BeR- biocalcarenito com rodólitos; BeP- biocalcarenito com Pectinídeos; BeE- biocalcarenito com equinodermes; Cm- calcário micrítico; CM-calcarenito com moldes internos; CIB- calcilutitos com Balanus; CE- calcarenitos estratificados; CIG- calcilutitos com *Girolithes*; Cr- calciruditos; CIM- calcilutitos com microfauna

VI.1- INTRODUÇÃO

São objectivos deste capítulo, a) a descrição e interpretação das fácies carbonatadas do Neogénico do Algarve central, b) a proposta de uma coluna cronostratigráfica que integre a informação existente à data, com os novos dados recolhidos. O trabalho prático de pesquisa desenvolvido sobre as unidades carbonatadas, foi consequência directa de uma análise bibliográfica comparativa sobre o Neogénico algarvio. Perante as incertezas e incoerências detectadas durante a referida análise e que foram em parte, expostas no capítulo III, não faria sentido iniciar o estudo das formações detríticas, enquanto assentes num substrato litológica e cronologicamente incerto. Tem sido assumido até à data que no Algarve central a sedimentação carbonatada não ultrapassou o Miocénico médio e que o Pliocénico está ausente.

Uma indiscutível e bem marcada descontinuidade erosiva separa as unidades carbonatadas ou detríticas carbonatadas das siliciclásticas que lhes fossilizam a paleotopografia. Traduzindo ambientes sedimentares distintos, cada uma dessas séries sedimentares é portadora de características próprias que exigem leituras diferentes e consequentemente metodologias de estudo distintas. Por este motivo, serão apresentadas em capítulos separados e com desigual organização. No presente capítulo, dedicado exclusivamente às unidades carbonatadas e detríticas carbonatadas, far-se-á em primeiro lugar a descrição dos principais atributos de cada uma das fácies identificadas seguida da respectiva interpretação. Um conjunto de dados paleontológicos e geocronológicos darão a vertente cronostratigráfica às fácies descritas. Finalmente, será sugerido um modelo para a evolução da sedimentação carbonatada na Bacia Algarvia Central durante o Neogénico inferior.

A área geográfica na qual se centrou a recolha de informação situa-se entre a linha Galé - Guia a ocidente e a linha Olhos de Água - Patã a oriente (figura VI.1). A maioria dos dados obtidos resultaram de afloramentos situados nas arribas litorais ou próximo destas, quer pela facilidade de acesso quer porque aí se encontram expostas as sequências sedimentares mais espessas.

As litofácies estão identificadas na maioria dos casos, por três letras que invocam duas das suas características, uma litológica e outra biológica ou apenas reservadas a atributos litológicos, caso não exista nenhum elemento biológico relevante. Foi adoptada a classificação textural de Folk (1968) com base na granulometria da fase alóctone. A escolha deste critério, baseou-se no facto de o comportamento hidrodinâmico dos bioclastos ser mais influenciado pela forma do que pelo tamanho das partículas.

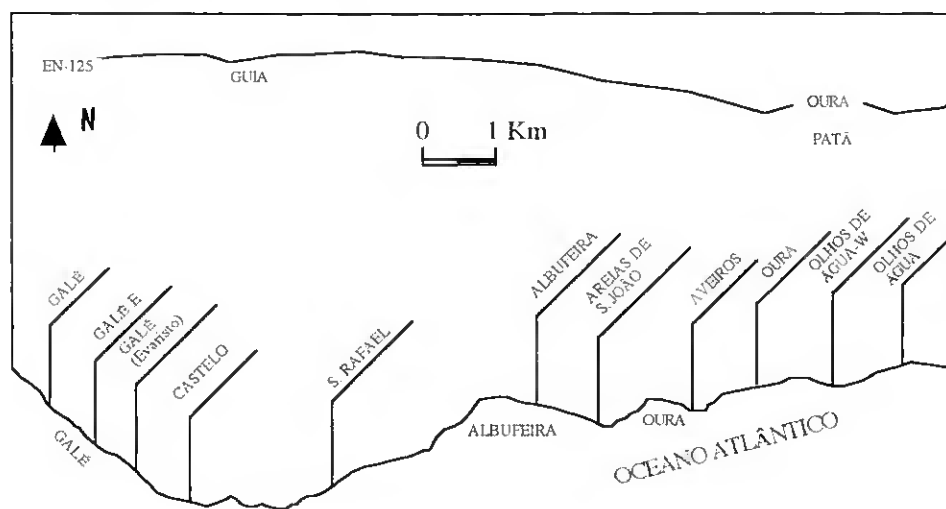


FIGURA VI.1 Mapa esquemático de localização dos afloramentos sobre os quais foram recolhidas amostras cujo estudo levou à caracterização das litofácies carbonatadas e detríticas carbonatadas do Neogénico. EN-125: Estrada Nacional 125

Na classificação composicional de Folk (1959), quando a fase alóctone é superior a 10%, a designação é precedida por um prefixo que indica o tipo de elementos alóctones dominantes. Neste trabalho, em adição à designação textural, o prefixo "bio" foi usado sempre que a proporção de elementos esqueléticos é superior a 10%, independentemente da natureza e estado de conservação dos mesmos. A classificação usada neste trabalho é então uma adaptação prática que conjuga a classificação textural e a composicional de Folk (1959, 1968).

Na interpretação dos ambientes sedimentares geradores das fácies descritas, usaram-se os critérios morfológicos e respectivas designações de Einsele (1992).

VI.2- DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES CARBONATADAS

VI.2.1- CALCILUTITO BIOTURBADO (CIB)

VI.2.1.1- DESCRIÇÃO

A fracção inorgânica é composta por silte ou silte arenoso amarelo (SY ; 7/6). Apresenta diferentes graus de consolidação por cimento carbonatado, variando entre o friável ao fortemente cimentado. De um modo geral encontra-se profusamente bioturbado predominando claramente o padrão poligonal com câmaras de inversão características dos crustáceos (estampa VI.A). As pistas produzidas pela infauna, destacam-se do sedimento enquadrante, devido à erosão diferencial e à cor acinzentada conferida pela grande concentração de bioclastos no interior das galerias. Apresentando estados diversos de preservação, são maioritariamente fragmentos de algas calcárias e de coral. Foi encontrado no seio destes sedimentos no afloramento da Galé E, uma peça óssea de vertebrado marinho. A espessura média das camadas é de 1,0 metros.

VI.2.1.2- INTERPRETAÇÃO

Pode admitir-se como causa principal para a acumulação preferencial da fase bioclástica no interior das galerias, o enchimento das mesmas depois do seu abandono, devido a selecção hidrodinâmica ou a temporais. São de facto estes, os processos responsáveis pela génese da maioria dos pavimentos de conchas e pelo enchimento de algumas cavidades. A disposição das pistas, horizontais ou ligeiramente inclinadas relativamente aos contactos das camadas, é indicadora de meios pouco agitados nas zonas subtidaís de fundos arenosos ou siltosos (Seilacher, 1967). A clara predominância de um único icnogénero em elevada densidade e a ausência de biocenoses preservadas, sugerem um meio restrito no qual poucos organismos

encontraram condições favoráveis ao seu desenvolvimento. A inibição à diversidade animal pode estar relacionada com meios anóxicos, meios hiper ou hiposalinos ou meios de intensa agitação que dificulte a fixação sobre o substrato. Actualmente nas zonas lagunares nas partes ditas de "saco", onde a renovação de oxigénio e alimento é dificultada pelo afastamento relativamente às conexões com o mar, geram-se ambientes favoráveis ao desenvolvimento de uma fauna de baixa diversidade mas extremamente densa (Debenay *et al*, 1987). No entanto, condições de deficiente oxigenação podem também verificar-se nas plataformas continentais, devido a estratificação densimétrica da massa de água e atendendo a que a maioria dos biodetritos são fragmentos de algas coralinas e de corais, podemos concluir que esta fácies representa um depósito de meio marinho do domínio subtidal. A presença de grandes quantidades de detritos coralígenos, traduz a elevada disponibilidade dos mesmos no meio, como se verifica habitualmente nas rampas coralígenas (Tucker *et al*, 1990).

VI.2.2- BIOCALCARENITO COM RODÓLITOS (BcR)

VI.2.2.1- DESCRIÇÃO

Biocalcarenito amarelado (5Y ; 8/6). A biomassa mais importante está representada por rodólitos cujo diâmetro pode atingir os 6 cm (estampa VI.B). São abundantes os Pectinídeos com clara predominância de *Chlamys scabriuscula* (Matheron, 1887). Embora raramente com valvas em conexão, estão de um modo geral bem conservadas, com escassa biocrosão. Não eliminando a hipótese de estarmos perante uma tafocenose, as conchas não mostram no entanto sinais de longo transporte, como fracturação intensa ou arredondamento, sendo inclusivamente a ornamentação preservada em grande número de exemplares. A diversidade de tamanhos das valvas exclui uma associação pós morte por transporte e acumulação selectivos. Ocasional e em mau estado de conservação, está presente a espécie *Spondylus crassicosta crassicosta*. A espessura média das camadas é de 2,5 metros.

VI.2.2.2- INTERPRETAÇÃO

A ocorrência de rodólitos e das espécies *Chlamys scabriuscula* e *Spondylus crassica* *crassica*, é compatível com meios sedimentares de plataforma continental pouco profunda de água quente e bem oxigenada .

VI.2.3- BIOCALCARENITO COM PECTINÍDEOS (BcP)

VI.2.3.1- DESCRIÇÃO

Biocalcarenito de cor amarelo (5y ; 7/6) fortemente endurecido por cimentado carbonatado. Esta fácies distingue-se da anterior (fácies BcR), pela ausência ou raridade dos rodólitos, pior estado de conservação das valvas de Pectinídeos que constituem o principal contributo para o volume de bioclastos no sedimento, maior diversidade faunística e recorrência vertical nos vários perfis estudados. São frequentes pequenos geodes de cristais de calcite nas cavidades resultantes da dissolução das conchas. Foram recolhidas e identificadas várias espécies de Pectinídeos (Boski *et al*, 1995; Santos, 1996): *Chlamys scabriuscula* (Matheron), *Pecten cristatocostatus* (Sacco), *Chlamys tournali* (De Serres), *Chlamys latissima* (Brocchi) var. *nodosiformis* (De Serres), *Spondylus (Spondylus) crassica* *crassica* (Lamarck), *Ostra (Ostrea) edulis lamellosa* (Brocchi), *Chlamys (Aequipecten) radians* (Nyst), *Flabellipecten solarium* (Lamarck), *Flabellipecten fraterculus* (Sowerby). É frequente a ocorrência de um ouriço de pequeno porte, *Psammechinus. dubius* (Agassiz), em perfeito estado de conservação. Os fragmentos de coral e de algas calcárias apresentam-se concentrados em leitos ou pequenas cavidades. A espessura média das camadas é de 1,0 metros.

VI.2.3.2- INTERPRETAÇÃO

Os Pectinídeos são formas bentónicas que fazem parte dos povoamentos da plataforma continental, principalmente nos domínios infra e médio litoral e são estenohalinos (Ben Moussa *et al*, 1992). À excepção da espécie *Ostra (Ostrea) edulis lamellosa*, que vive fixa habitualmente em substratos duros, todas as outras espécies recolhidas habitam substratos não consolidados. Sem excepção, são espécies de águas marinhas pouco profundas, quentes e oxigenadas.

VI.2.4 - BIOCALCARENITOS COM EQUINODERMES (BcE)

VI.2.4.1- DESCRIÇÃO

Biocalcarenito variando entre o tom amarelado e o esbranquiçado. O maior contributo para a biomassa presente no sedimento, é dado por ouriços de grande porte, com placas esqueléticas bem conservadas na maioria dos casos já desarticuladas, mantendo-se no entanto juntas no sedimento em posição original. Determinadas zonas das camadas correspondem a acumulações maciças de placas imbricadas (estampa VI.C). Ocorre uma única espécie: *Clypeaster acclivis* (Pommel). Embora em menor quantidade, são no entanto frequentes valvas de Pectinídeos com predomínio de *Chlamys scabriuscula*. A espessura das camadas é variável mas não ultrapassa os 2,0 metros.

VI.2.4.2- INTERPRETAÇÃO

A espécie *Clypeaster acclivis* que existe desde o Burdigaliano ao Pliocénico inferior (Santos, 1996), encontra condições óptimas para o seu desenvolvimento, em águas quentes de meios marinhos litorais, sobre fundos arenosos onde se podem enterrar na procura de alimento. A grande densidade da espécie *Clypeaster acclivis* e a baixa diversidade que caracteriza a

biocenose, podem dever-se a condições ambientais que permitiram o desenvolvimento de uma das espécies em detrimento das outras. No entanto, a imbricação das placas esqueléticas traduz o transporte das mesmas, ainda que eventualmente curto. Esta fácies poderá pois corresponder a um depósito triado hidrodinamicamente.

VI.2.5- CALCÁRIO MICRÍTICO (Cm)

VI.2.5.1- DESCRIÇÃO

Calcário micrítico de cor cinzento escuro, compondo camadas sempre pouco espessas que não ultrapassam os 0,5 m. Pelas suas características particulares no conjunto de fácies estudadas, não obedeceu aos critérios texturais de classificação pré estabelecidos. O conteúdo paleontológico macroscópico resume-se a pequenos e raros fragmentos de conchas. Foi no seio desta litofácies, que numa camada na base da série detrítica carbonatada que domina as arribas a oriente de Albufeira, se identificou a seguinte associação nanoplactónica (estampas VI.D, VI.E, VI.F): *Helicosphaera kamptneri* (Hay & Mohler), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Scapholithus fossilis* (Deflanohe).

VI.2.5.2- INTERPRETAÇÃO

Atendendo às características litológicas e ao conteúdo microfaunístico, esta fácies é compatível com um meio marinho mais profundo que o representado pela globalidade das fácies precedentes. As vasas carbonatadas resultam habitualmente do colapso dos carbonatos por processos orgânicos ou inorgânicos, a partir das partes esqueléticas dos organismos. As algas codeáceas como a alga *Halimeda*, que está abundantemente representada em algumas das fácies observadas, decaem rapidamente para formar vasas carbonatadas (Tucker *et al*, 1990).

A associação nanoplactónica é uma associação de transição. Sendo a espécie *Reticulofenestra pseudoumbilica* uma espécie de águas temperadas e a espécie *Coccolithus pelagicus* de águas frias, pode esta associação testemunhar a última incursão da espécie *C. pelagicus* até médias latitudes, ocorrida no Miocénico superior, devido ao arrefecimento das águas oceânicas do Atlântico Norte (Berggren *et al*, 1986).

VI.2.6- CALCARENITOS COM MOLDES INTERNOS (CaM)

VI.2.6.1- DESCRIÇÃO

Calcarenitos de tom amarelado (5y ; 8/8), consolidados e texturalmente muito heterogéneos com cavidades de dissolução. Não foram preservadas as conchas, mas abundam os moldes internos de bivalves e de gastrópodes. Podem constituir camadas de 3,0 metros de espessura invariavelmente com contactos erosivos a muro e a tecto.

VI.2.6.2- INTERPRETAÇÃO

A dificuldade de conservação das conchas, pode dever-se a um meio agitado e, ou, a águas frias favorecendo a sua dissolução. Admite-se neste caso que a dissolução das conchas ocorreu muito próxima temporalmente da constituição do próprio depósito. No entanto, a constituição e posterior conservação de moldes internos, está mais conforme com uma dissolução das conchas por processos diagenéticos. Estes, foram favorecidos pela heterogeneidade textural, geradora de elevada porosidade e conseqüente percolação da água, facilitada. Sobre as camadas que exibem esta fácies, assentam em contacto erosivo, outras, cujo conteúdo em exoesqueletos se encontra perfeitamente conservado. É então provável, que a dissolução das conchas tenha ocorrido durante um período de emersão e exposição dos depósitos, à capacidade meteorizante das águas continentais.

VI.2.7- CALCILUTITOS COM BALANUS (CIB)

VI.2.7.1- DESCRIÇÃO

Silte ou silte arenoso, amarelo (5y ; 8/6) exibindo diferentes graus de consolidação por cimento carbonatado, mesmo no seio da mesma camada. Os depósitos apresentam-se geralmente bioturbados com galerias horizontais não ramificadas, preenchidas por sedimento idêntico ao sedimento enquadrante. São frequentes os fragmentos angulosos de conchas dispersos no seio do sedimento. Estão presentes cirrípedes balaniformes em associações até oito indivíduos, nas zonas mais calcificadas. A espessura das camadas não ultrapassa o metro.

VI.2.7.2- INTERPRETAÇÃO

A presença de galerias horizontais simples é frequente em zonas litorais de fundos bem oxigenados (Goldring, 1991). Os Balanus preferem habitualmente zonas de infra ou médio litoral e dependem de um substrato endurecido.

VI.2.8- CALCARENITOS ESTRATIFICADOS (CaE)

VI.2.8.1- DESCRIÇÃO

Calcarenito amarelado a esbranquiçado pouco consolidado com estratificação entrecruzada, podendo passar lateralmente a laminação horizontal. Os leitos ou bolsadas de seixo pequeno, bem como figuras de carga nos contactos de camadas, são atributos frequentes desta litofácies. A textura fenestrada encontra-se bem desenvolvida em algumas camadas (estampa VI.G). Estas

podem atingir 3,0 metros de espessura. Os bioclastos são raros e muito fragmentados. Existem zonas onde a densidade de bioturbação é elevada, com galerias cilíndricas simples e horizontais.

VI.2.8.2- INTERPRETAÇÃO

A laminação fina é a característica mais distintiva dos carbonatos do domínio inter - marés. Os sedimentos depositados neste ambiente, podem ser armadilhados por tapetes de microrganismos filamentosos, de algas vermelhas ou de algas verdes. A alternância do sedimento com estas camadas orgânicas, traduz-se numa laminação bem definida, presente em grande número de planícies inter-marés (Tucker *et al*, 1990). As camadas de estrutura fenestrada inter-estratificadas com as camadas orgânicas, são também comuns nas planícies inter-marés. Os corpos líticos que exibem estratificação entrecruzada poderão corresponder a barras arenosas submersas separadas por canais onde se acumularam os detritos mais grosseiros. Estes complexos de barra, formam-se face a uma variação eustática quer o movimento seja regressivo ou transgressivo (Tucker *et al*, 1990).

VI.2.9- CALCILUTITOS COM *Gyrolithes* (CIG)

VI.2.9.1- DESCRIÇÃO

Siltes, por vezes siltes arenosos, micácios, amarelos (2,5y ; 8/8), geralmente pouco consolidados. Ocorrem no seio dos corpos líticos, horizontes brancos, endurecidos e enriquecidos em carbonato de cálcio. São ainda atributo diagnóstico desta fácies, as concreções mais ou menos esféricas de calcreto (conceito de Goudie, 1983), que atingem os 10 cm de diâmetro. A bioturbação (estampa VI.H) é pouco densa e predomina o icnogénero *Gyrolithes* (Bromley *et al*, 1974). Estas pistas estão preenchidas por sedimento endurecido de cor branca, rico em carbonato de cálcio, pelo que são bem evidentes no seio do sedimento enquadrante. A

bioturbação causada por raízes está também presente no topo das camadas. Raros fragmentos de conchas da dimensão da areia média e muito angulosos, distribuem-se de modo aleatório no seio do sedimento. Esta fácies tal como descrita, tem distribuição geográfica limitada à região oriental da praia de Areias de S.João.

VI.2.9.2- INTERPRETAÇÃO

Os nódulos de calcareto e de horizontes carbonatados têm a sua génese ligada a substratos não carbonatados em zonas onde a acção meteórica das águas continentais se faz sentir e os horizontes carbonatados estão geralmente relacionados com a interface água salgada - água doce (Tucker *et al*, 1990). A icno-associação é característica de meios subtidais (Seilacher, 1967). Como apenas a parte inferior das camadas se encontra bioturbada por infauna mostrando a parte superior dos mesmos corpos, evidências de bioturbação por raízes, podemos admitir que originalmente depositados em meio marinho pouco profundo, os sedimentos tenham ficado sujeitos a progressiva continentalização e a processos diagenéticos relacionados com a variação da toalha freática.

VI.2.10- CALCIRUDITOS (Cr)

VI.2.10.1- DESCRIÇÃO

Depósitos grosseiros heterométricos, poligénicos sem organização interna (estampa VI.I), cimentados por cimento carbonatado. Os elastos incluem: i) blocos não rolados de calcarenito carsificado e bioerodido, ii) seixo e calhau rolado de quartzo e quartzito, iii) areia siliciclástica, iv) fragmentos de conchas de moluscos com dimensão e estado de conservação muito variados, predominando os de Ostreídeos e Cirrípedes balaniformes, v) ossos muito fragmentados, não rolados.

VI.2.10.2- INTERPRETAÇÃO

Face à heterogeneidade composicional e granulométrica dos depósitos, podemos aventar a hipótese de que os vários elementos foram agrupados de modo violento se atendermos às dimensões dos blocos de calcarenito. Estes, apresentam características idênticas às das actuais plataformas de abrasão marinha desenvolvida em substrato semelhante, como é o caso do biocarso resultante da actividade da fauna endolítica do domínio inter marés. A posição dos depósitos, claramente erosiva sobre fácies características (calcilutitos com *Gyrolithes*) de meios muito calmos, aliada às características dos mesmos, sugerem deposição em condições muito energéticas provavelmente durante uma tempestade. De facto, os depósitos estudados, são em todos os seus atributos semelhantes às amálgamas características de costas energéticas onde um evento mais violento reúne e deposita definitivamente os despojos de tempestades anteriores (Einsle, 1992).

VI.2.11- CALCILUTITOS COM MICROFAUNA (CIM)

VI.2.11.1- DESCRIÇÃO

Fácies única no Miocénico algarvio, constitui a formação denominada informalmente por "Espongolitos de Mem Moniz" (Pais, 1991). É composta por silte argiloso, cinzento amarelado (8/2; 2,5Y) fracamente consolidado. Muito rico em microfauna (estampas VI.J a VI.M), com grande quantidade de espículas de Litistídeos. O carbonato de cálcio contribui em 62% para o volume total de sedimento, principalmente na fracção siltítica (figura VI.2). A associação de coccolitoforídeos é dominada pelas espécies: *Reticulofenestra gelida*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minuta lhaquii*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Coccolithus pelagicus* e *Calcidiscus leptoporus*. De entre as helicosferas, são predominantes as espécies *Helicosphaera*

carteri, *Helicosphaera minuta* e *Helicosphaera philippiensis*. Estão também presentes as espécies *Helicosphaera kamptneri* e *Pontosphaera multipova*. As diatomáceas são parte importante da biomassa, predominando as espécies *Denticulopsis dimorpha*, *Coscinodiscus tuberculatus* e *Actinocyclus cf. ingens*.

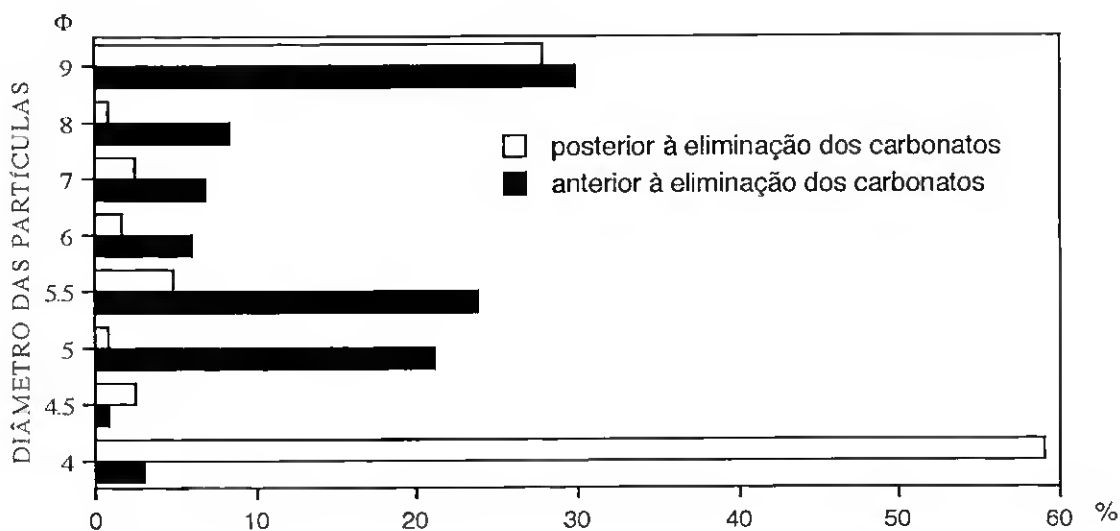


FIGURA VI.2 Distribuição granulométrica do sedimento da unidade dos calcilutitos de Mem Moniz ("Espongólitos de Mem Moniz"), antes e depois da destruição de carbonatos

VI.2.11.2- INTERPRETAÇÃO

As esponjas são organismos suspensívoros que vivem a profundidades variáveis, desde a plataforma até profundidades superiores a 2 000 metros. São estenohalinos por excelência mas os Litistídeos podem sobreviver em meios salobros. A abundância de reticulofenestrídeos e de helicóferas, relativamente a outras espécies fitoplânctónicas, é indicativa de águas frias pouco profundas.

VI.3- PALEONTOLOGIA: SÍNTESE

VI.3.1- MACROFAUNA

Nos domínios infra e médio litoral, que constituem os ambientes preferidos pela fauna de Pectinídeos estudada, raramente se encontra microfauna de interesse biostratigráfico, impossibilitando o uso da escala biostratigráfica internacional. Por isso, o conhecimento da biostratigrafia e da biogeografia dos Pectinídeos é por enquanto uma das vias mais promissoras para a cronostratigrafia do Neogénico algarvio. Os exemplares fósseis estudados, foram recolhidos nas unidades carbonatadas entre as praias da Galé e de Albufeira, para E da qual as unidades são sucessivamente menos fossilíferas e mais siliciclásticas. No quadro da figura VI.3, encontra-se esquematizada a distribuição temporal dos Pectinídeos identificados. Exceptuando a espécie *Flabellipecten fraterculus* cuja distribuição temporal excede o Neogénico quer no seu limite inferior de ocorrência quer no superior, todas as outras espécies estão constringidas por um limite de ocorrência inferior, superior ou por ambos. As espécies *Chlamys scabriuscula*, *Spondylus (Spondylus) crassica crassica*, *Chlamys radians*, *Ostra (Ostrea) edulis lamellosa* e *Pecten cristatocostatus*, impõem o Langhiano como o limite temporal inferior das unidades neogénicas estudadas. O limite superior de ocorrência das espécies *Chlamys scabriuscula*, *Gigantopecten tournali*, *Pecten cristatocostatus* e *G. latissimus nodosiformis*, corresponde ao limite superior das mesmas unidades, isto é, ao Tortoniano. De acordo com a distribuição temporal da macrofauna estudada, a idade da série carbonatada ("Formação de Lagos-Portimão"), está então compreendida entre o Miocénico médio e a base do Miocénico superior. Ferreira (1951), apontara já idade Helveciano (Miocénico médio) para os Pectinídeos do Miocénico do Algarve. Se bem que a distribuição temporal dos Pectinídeos apresentada no quadro da figura VI.3, se baseie em grande parte, na biostratigrafia dos Pectinídeos estabelecida por Ben Moussa *et al* (1992), para a Bacia Mediterrânica, é também verdade que esta e a região a Sul do Tejo pertencem à mesma zona zoogeográfica, conforme definida a partir das associações de foraminíferos planctónicos (Williams *et al*, 1993). Sem

excluir a necessidade do aperfeiçoamento e aferição da biostratigrafia dos Pectinídeos, é correcto o uso da actualmente existente para a Bacia do Mediterrâneo.

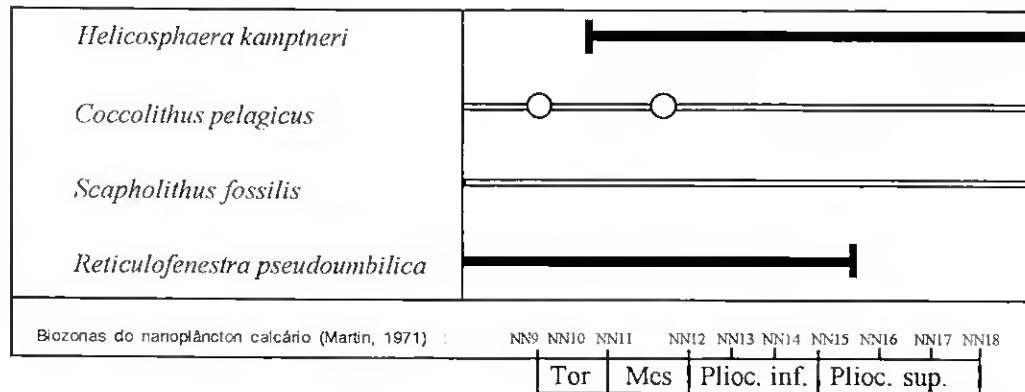
Aqt.	Bur.	Lan.	Srv.	Tor.	Mes.	Plioc.
		<i>Chlamys scabriuscula</i>				
		<i>Spondylus crassicosta</i>				
		<i>Chlamys radians</i>				
		<i>Flabellipecten fraterculus</i>				
		<i>Ostra edulis lamellosa</i>				
		<i>Gigantopecten tournali</i>				
		<i>Flabellipecten solarium</i>				
		<i>Pecten cristatocostatus</i>				
		<i>Gigantopecten nodosiformis</i>				

FIGURA VI.3 Distribuição temporal das espécies identificadas, de acordo com Ben Moussa *et al* (1992); Ben Moussa *et al* (1987); Demarcq (1992); Ferreira (1951); Ferreira (1961). As abreviaturas estão de acordo com a escala cronostratigráfica de Harland *et al*, 1989: Aqt.= Aquitaniano; Bur.= Burdigaliano; Lan.= Langhiano; Srv.= Serravaliano; Tor.= Tortoniano; Mes.= Messiniano; Plioc.= Pliocénico.

VI.3.2- MICROFAUNA

A série detrítica carbonatada que se depositou em descontinuidade erosiva sobre a série carbonatada conhecida por "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão", inicia-se por unidades de fácies calcilutítica. Numa das camadas que exibe esta litofácies, na base da sequência sedimentar exposta na praia da Oura, está presente uma associação nanoplactónica composta por coccolitoforídeos pouco variados: *Helicosphaera kamptneri*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Coccolithus pelagicus*, *Scapholithus fossilis*. A distribuição temporal da associação nanoplactónica, está representada na figura VI.4. Com base no limite inferior de ocorrência de *Helicosphaera Kamptneri* e no limite superior de *Reticulofenestra pseudoumbilica*, podemos estimar a idade da camada onde ocorrem, do Miocénico superior a Pliocénico inferior (NN11-NN15 de Martini, 1971).

A associação nanoplânctónica, identificada nos siltes com espículas de espongeários de Mem Moniz, é do Serravaliano médio a superior, zonas NN6-NN9 (Martini, 1971), anterior portanto às unidades da praia da Oura (Boski *et al*, 1995c).



- espécies cujos limites de ocorrência estão fora do intervalo temporal considerado no quadro
- Incursões da espécie *Coccolithus pelagicus* (espécie de águas frias) até médias latitudes

FIGURA VI.4 Distribuição temporal das espécies de nanoplâncton identificadas. As abreviaturas estão de acordo com a escala cronostratigráfica de Harland *et al*, 1989: Tor.= Tortoniano; Mes.= Messiniano; Plioc.= Pliocénico. As setas significam que o limite se situa temporalmente fora do intervalo considerado na figura

VI.4- GEOCRONOLOGIA

VI.4.1- DATAÇÃO K-Ar

Na praia da Galé, um depósito de fácies glauconítica (no sentido de Pasteels, 1985) permitiu a sua datação radiométrica pelo método K-Ar. Aquela fácies, ocorre no seio de uma unidade de silte arenoso de cor ocre que se sobrepõe em descontinuidade erosiva à série carbonatada da praia da Galé (figura VI.5).

A glauconite é um mineral com propriedades comuns às argilas e às micas, que pode ser incluído em ambos os grupos. A neoformação a partir da meteorização submarina por reacção entre a água do mar e o sedimento ou por transformação diagenética de filossilicatos, são causas

frequentemente responsáveis pela sua formação. Em qualquer dos casos a sua génese está ligada a ambientes quase exclusivamente marinhos de águas pouco profundas, em condições moderadamente redutoras, em períodos de sedimentação lenta ou de não deposição (Pasteels, 1985). O principal problema das datações radiométricas da glauconite, é a possibilidade de ocorrer um desfaseamento temporal, por vezes importante, entre a deposição dos sedimentos e a formação da glauconite ou o estágio de transformação diagenética em que aquela se encontra.

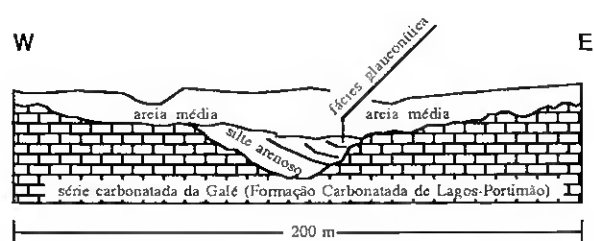


FIGURA VI.5 Corte esquemático representativo das relações geométricas entre o depósito de fácies glauconítica e as unidades adjacentes.

Na maioria das fácies glauconíticas, o constituinte principal é um membro da família dos minerais glauconíticos de uma série evolutiva, cujos extremos são as esmectites protoglauconíticas e a ilite rica em potássio ou mica glauconítica. A formação de minerais glauconíticos não requer um precursor específico mas antes um microambiente ou substrato apropriado. Quando a percentagem de potássio é inferior a 5%, as datações obtidas sobre estas glauconites, ditas imaturas, são geralmente sobrevalorizadas podendo apresentar valores da ordem dos 100 Ka superiores à idade real do depósito. Para valores de potássio superiores a 5%, a memória isotópica do precursor terá sido apagada. Por vezes os agregados glauconíticos são constituídos por glauconites em diferentes estádios diagenéticos, pelo que a mesma camada pode fornecer idades diferentes (Pasteels, 1985).

A percentagem de potássio da fácies glauconítica estudada, superior a 5%, oferece fiabilidade para as datações obtidas sobre a glauconite. Esta, forneceu idades compreendidas entre $7,54 \pm 0,27$ MA e $8,15 \pm 0,29$ MA (tabela VI.1)

TABELA VI.I Idades obtidas por datação radiométrica da glauconite, pelo método K-Ar

AMOSTRA	PESO (mg)	K (% ± σ)	Ar40 (total) (V)	Ar40/Ar36	Ar40 rad (V)	Ar40 rad (10 ⁻⁷ mlSTP/g)	IDADE (MA)
13 GA	429,52	5,74 ± 0,11	3,63	557,30	1,70	16,86	7,54 ± 0,27
14 GA	363,23	5,74 ± 0,11	3,22	572,90	1,56	18,24	8,15 ± 0,29

VI.5- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os dados paleontológicos permitiram situar cronologicamente a sequência sedimentar do Miocénico da Bacia Centro-Algarve, entre o Langhiano e o Tortoniano. Litologicamente, aquela sequência divide-se em três séries sedimentares: i) série carbonatada da Galé-Albufeira, que faz parte da "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão", ii) série detrítica carbonatada de Albufeira-Olhos de Água e iii) calcilitos de Mem Moniz ("Espongolitos de Mem Moniz") cujo litótipo não se repete em nenhuma das séries anteriormente referidas. Independentemente da sua cronologia, os ambientes sedimentares geradores destas séries, foram muito distintos. Consequentemente, o conteúdo fóssil é distinto e o enquadramento cronostratigráfico proposto neste trabalho é suportado por dois grupos diferentes, os Pectinídeos para a série carbonatada, os cocolitoforídeos para a série detrítica carbonatada e calcilitos de Mem Moniz. As duas séries são consideradas neste trabalho, do Miocénico médio e superior, mais recentes do que o admitido até à data por outros autores. Os calcilitos de Mem Moniz datados do Serravaliano, são em parte correlativos da sequência carbonatada, mais antigos que o proposto noutros trabalhos. Na figura VI.6, comparam-se os resultados obtidos com os de outros autores e resumem-se as relações geométricas entre as séries sedimentares consideradas. A idade anteriormente proposta para a Formação Carbonatada de Lagos-Portimão, baseou-se num dos modelos esquematizados (Antunes *et al*, 1992b), principalmente no material recolhido em

cavidades cársticas, onde se concentraram quantidades apreciáveis de peças esqueléticas de vertebrados marinhos das quais várias dezenas de espécies foram identificadas e descritas (Antunes *et al*, 1981). No entanto a idade que lhe foi atribuída, Burdigaliano a Langhiano (Antunes *et al*, 1981; Pais, 1982, 1992) parece ter sido subestimada pois quando comparamos a ictiofauna fóssil desta formação com as espécies do Miocénico de Lisboa, a idade é compatível com o Miocénico médio a superior. Num corte estudado e descrito por Pais (1982), na região da praia da Oura (hotel Auramar) e segundo o autor, uma das espécies de ostracodos identificada, aponta idade Serravaliano ou Miocénico Superior. Esta última idade coincide com a obtida neste trabalho para a unidade com nanoplâncton da praia da Oura. Um ponto comum entre aquela observação e o modelo defendido neste trabalho, é a admissão de uma idade mais recente dos depósitos para oriente. No modelo de Antunes *et al* (1992b), sobre a "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão", assenta em descontinuidade erosiva, uma série de calcários e calcarenitos com seixos, datada do Serravaliano não atingindo no entanto a sua parte terminal. O modelo cronostratigráfico proposto por Cachão *et al* (1992), baseado principalmente em critérios tectónicos, coloca a "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão" no Langhiano ao Serravaliano inferior e não diferencia nenhuma série detrítica carbonatada. Fazendo parte do mesmo ciclo sedimentar, mas sem atingir a parte terminal do Serravaliano, surgem neste modelo os "Espongolitos de Mem Moniz". O modelo cronostratigráfico proposto neste trabalho, difere dos discutidos anteriormente, em dois pontos fundamentais: i) a idade das séries carbonatada e carbonatada detrítica, é mais recente, ii) os calcilutitos de Mem Moniz são correlativos da parte terminal da série carbonatada.

As glauconites com valores de potássio compreendidos entre 4% e 6%, como é o caso da glauconite da Galé, são geralmente alóctones, de maturidade moderada e ocorrem habitualmente a preencher vales encaixados (Amorosi, 1995). Equacionando os dados paleontológicos, verifica-se que a fauna de Pectinídeos da série carbonatada, posiciona o seu limite superior no Tortoniano, enquanto que a associação de nanoplâncton na base da série detrítica carbonatada, é compatível com um limite superior já no Pliocénico. Porém, ambas as séries estão limitadas

superiormente por uma superfície erosiva que não pode exceder o Tortoniano superior, de acordo com a idade radiométrica obtida sobre os depósitos glauconíticos que fossilizam aquela superfície de erosão.

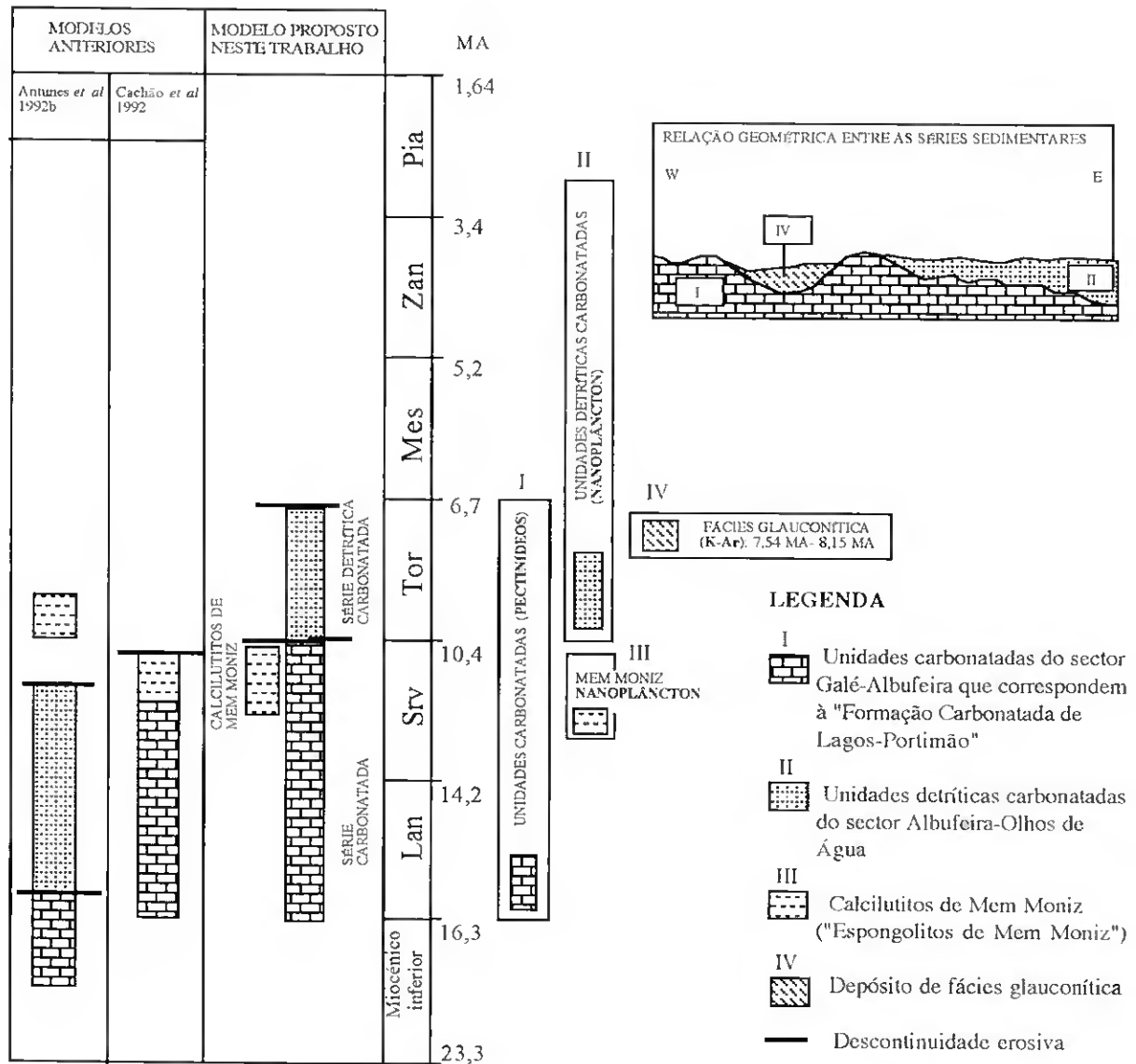


FIGURA VI.6 Quadro resumo das relações cronostratigráficas obtidas através de dados paleontológicos e geocronológicos e esquema representativo das relações geométricas das unidades para as quais se determinou a idade. As abreviaturas e intervalos temporais estão de acordo com a tabela cronostratigráfica (Harland, 1989)

Mesmo que desconhecendo as relações entre a área origem e o depósito datado e o valor estratigráfico do depósito de fácies glauconítica da praia da Galé não esteja completamente

esclarecido, o referido depósito corresponde provavelmente a um período de sedimentação negativa ou de taxa de deposição muito baixa durante o Tortoniano médio a superior, em parte contemporânea da emersão da plataforma carbonatada. Nas últimas décadas, os horizontes glauconíticos têm sido considerados como diagnósticos de transgressão, devido à sua constância na base de ciclos transgressivos.

De acordo com os dados disponíveis, os acontecimentos geológicos podem ordenar-se temporalmente do modo seguinte: i) deposição da série carbonatada entre o Langhiano e o Serravaliano, em regime transgressivo, cujo máximo foi atingido no Serravaliano médio com a deposição dos calcilutitos de Mem Moniz, ii) Em regime regressivo, no Tortoniano médio a superior, depositou-se a série detrítica carbonatada na região a oriente de Albufeira enquanto que na região ocidental a plataforma emergia, iii) Com uma taxa de deposição muito reduzida, simultaneamente a esta emersão, formaram-se depósitos glauconíticos, iv) no Tortoniano terminal e Messiniano com o nível do mar muito recuado e a plataforma emersa, a rede hidrográfica encaixou, v) no início da transgressão pliocénica, as partes terminais dos vales foram colmatadas por depósitos remobilizados da plataforma, entre os quais os depósitos de fácies glauconítica.

VI.6- ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES: INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

A interpretação dos ambientes carbonatados antigos é facilitada pela análise da sequência vertical de fácies. As fácies componentes de uma associação, geradas no mesmo ambiente sedimentar geral, devem as suas diferenças a variações locais e regionais de alguns dos parâmetros, com consequências nos processos deposicionais. São a tectónica e o clima com controle directo sobre o nível do mar, os dois principais factores que influenciam os ambientes carbonatados (Tucker *et al*, 1990).

A partir da análise da tabela VI.II, onde se resumem os atributos fundamentais das fácies estudadas e a respectiva interpretação paleoambiental, são facilmente individualizáveis dois

conjuntos de fácies, litológica e faunisticamente diferentes, que representam a sedimentação carbonatada ao longo do Neogénico. A série mais antiga, francamente carbonatada e muito fossilífera, dominante na parte ocidental da Bacia, evoluiu para uma segunda série com acentuada influência terrígena e menos fossilífera. Designemos por sector W e sector E, os sectores respectivamente a W e E de Albufeira. Existem entre ambos, diferenças na tipologia e organização das fácies (tabela VI.III), que traduzem ambientes sedimentares distintos. Segundo os dados paleontológicos apresentados, o sector W (Langhiano a Tortoniano) é mais antigo que o sector E (Tortoniano superior a Pliocénico inferior).

Entre as praias da Galé e do Castelo (sector W), observa-se a recorrência de fácies em sequências do tipo ABCD. Cada sequência inicia-se com uma camada de calcário micrítico, sobreposta sucessivamente por i) calcilito bioturbado com acumulação intensa de fragmentos de coral e algas calcárias, ii) biocalcarenito com fósseis bem conservados e finalmente, iii) uma unidade organoclástica com exoesqueletos mal preservados. A fácies de calcário micrítico está frequentemente ausente. Os contactos entre as camadas em sucessão vertical, são bruscos, mas apenas o contacto entre as duas últimas camadas nos afloramentos observados, mostram sinais inequívocos de descontinuidade erosiva. Toda a sequência sedimentar deste sector está tectonicamente afectada, sendo a fracturação mais intensa na região de S. Rafael e Albufeira, isto é, nas proximidades do diapiro de Albufeira. O padrão de fácies é nesta zona bastante complexo e distinto do restante sector. As camadas sub-horizontais na praia da Galé, passam a mergulhar para SSW com ângulo de 5° nas proximidades da praia do Castelo e para oriente desta localidade até às proximidades de Albufeira com ângulos que podem atingir os 10° SSE. As biofácies presentes, são de um modo geral, características de águas mais quentes que as verificadas actualmente na costa algarvia. A recorrência das biofácies ao longo da sequência sedimentar, como se verifica no sector W, é típica da reestruturação das comunidades bentónicas sobre o substrato resultante da destruição das comunidades anteriores. A destruição das comunidades tem como causa frequente a variação do nível de base de actuação das ondas, por

outras palavras, variações da profundidade da coluna de água admitindo climas de agitação semelhantes.

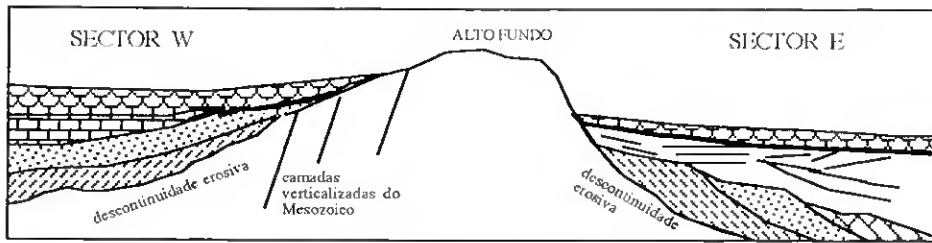
TABELA VI.II- Principais atributos das fácies carbonatadas e detríticas carbonatadas descritas e respectiva interpretação paleoambiental. As designações das fácies correspondentes aos acrónimos da tabela estão expressas no texto

FÁCIES	LITÓTIPO	ASPECTOS DIAGNÓSTICOS	INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL
CIB	silte ou silte arenoso cimento carbonatado	bioturbação intensa em padrão poligonal fragmentos de coral e de algas calcárias	meio marinho, domínio subtidal
BcR	biocalcarenito	elevada densidade de rodólitos elevada densidade de valvas de Pectínídeos bem conservadas predominância de uma espécie: <i>C. scabriuscula</i>	meio marinho pouco profundo de águas quentes e oxigenadas
BcP	biocalcarenito	elevada densidade de valvas de Pectínídeos de grande porte ausência de espécie dominante	meio marinho pouco profundo de águas quentes e oxigenadas
BcE	biocalcarenito	aspecto "apinhado" resultante da acumulação de exoesqueletos de <i>Clypeaster acclivis</i>	meio marinho litoral de águas quentes
Cm	calcário micrítico	ausência de microfósseis camadas pouco espessas	meio marinho relativamente profundo
CaM	calcarenito	moldes internos de bivalves e gastrópodes	meio marinho litoral, agitado
CIB	silte com cimento carbonatado	bioturbação em pistas simples horizontais cimípedes balaniformes	meio marinho litoral
CaE	calcarenito	estratificação entrecruzada laminação horizontal estrutura fenestrada	complexo litoral: barras submersas planície inter-marés
CIG	silte com cimento carbonatado	presença do icnogénero <i>Gyrolithes</i> concreções carbonatadas	meio marinho pouco profundo
Cr	calcirudito	heterometria do depósito	tempestivo
CIM	calcilito	distribuição geográfica limitada. microfauna abundante	meio marinho pouco profundo, de águas frias

É possível seguir em afloramento uma mesma camada tomada como referência, desde a praia da Galé à praia do Castelo, numa extensão aproximada de 7 quilómetros ao longo dos quais sofre uma diferença de cota de 13 metros, o que significa um declive de 0,2%. Assim, embora o levantamento do diapiro de Albufeira possa ter influenciado o padrão de sedimentação através do controle da profundidade da coluna de água, o alto fundo constituído pelas rochas do Mesozoico é suficiente para justificar o padrão sedimentar descrito para o sector W. Com o nível do mar superior ao actual, a sedimentação decorreu num ambiente semelhante às actuais rampas carbonatadas (figura VI.7). Ao longo da vertente da rampa, deslizaram fragmentos de corais e de algas coralinas que misturando-se com a vasa do fundo, constituíram acumulações preferenciais em algumas camadas.

TABELA VI.III- Comparação das principais características entre as sequências sedimentares do Neogénico no sector W e no sector E, na Bacia Algarvia. A correspondência entre os acrónimos da tabela e as fácies, está expressa no texto

SECTOR W	SECTOR E
variação lateral de fácies: fraca	variação lateral de fácies: elevada
recorrência vertical de fácies: frequente	recorrência vertical de fácies: não se verifica
contactos entre camadas: bruscos, geralmente sem evidências de erosão	contactos entre camadas: sempre erosivos, por vezes marcados por duricretos, superfícies de carsificação e acumulação de terra rossa
espessura das camadas: raramente ultrapassa o metro	espessura das camadas: ultrapassa sempre o metro
carácter carbonatado predominante	carácter siliciclástico predominante
macrofauna abundante	macrofauna rara
litofácies mais frequentes: CIB-BcR-BcP-BcE-Cm-CIB	litofácies mais frequentes: CaM-CaE-CIG-BcE-Cr



LEGENDA:

calcilutito bioturbado		calcilutito organoclastico		— Superfície erosiva
calcário fossilífero (Pectinídeos)		calcário fossilífero (Equinodermes)		Estratificação:

FIGURA VI.7 Esquema interpretativo (sem escala), da relação geométrica entre as fácies carbonatadas do sector a W de Albufeira e as fácies detríticas carbonatadas no sector a E de Albufeira

Aproximadamente a partir da praia do Inatel em Albufeira e até à praia da Oura (sector E), as fácies adquirem um carácter siliciclástico ou organoclastico. Um movimento eustático negativo compensado pelo afundamento do sector E, permitiu aqui, a continuação da deposição detrítica carbonatada, enquanto que o sector W emergia e ficava exposto a fenómenos de carsificação. Todos os contactos entre as camadas do sector E, são erosivos, frequentemente marcados por calcicretos, duricretos de óxidos de ferro e/ou manganês, solos vermelhos e superfícies cársicas incipientes. O clima teria duas estações bem expressas, uma suficientemente quente para permitir a precipitação de sais, a outra suficientemente húmida para que grandes quantidades de água doce tivessem chegado ao litoral facilitando a meteorização dos carbonatos. A sequência está afectada por falhas paralelas de orientação preferencial NE-SW. Para oriente da praia da Oura e até Olhos de Água as fácies são francamente siliciclásticas com diferentes graus de consolidação por cimento carbonatado. São atributos destas fácies, a laminação horizontal, estratificação entrecruzada e textura fenestrada, todos eles indicativos de ambiente sedimentar marinho de domínio inter marés. Globalmente, as fácies sedimentares presentes, testemunham a existência de complexos litorais de praias energéticas com barras arenosas submersas e com um andar de inter marés bem desenvolvido onde se acumularam tapetes algais geradores de laminação horizontal e textura fenestrada.

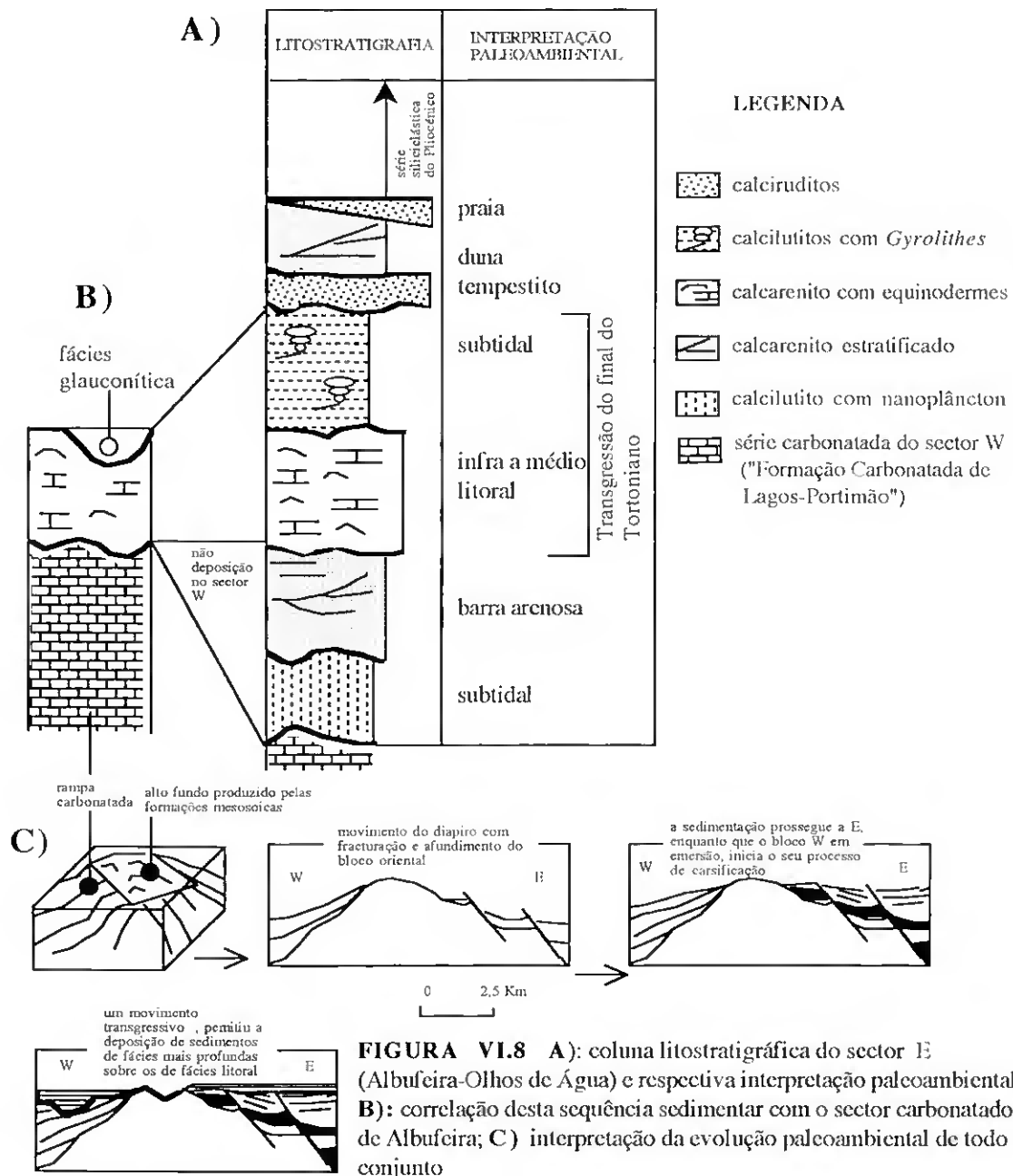
Em ambos os sectores, através de contacto erosivo assentam duas unidades que são o último testemunho no Algarve central de um ambiente sedimentar francamente marinho (Figura VI.8). Correspondem a um impulso transgressivo no final do Tortoniano que restabeleceu condições favoráveis ao desenvolvimento de fauna de domínio infratidal. A transgressão pode ter sido de carácter meramente local, devido a movimentação tectónica ou fez parte da subida global do nível médio do mar, registada em toda a Bacia do Guadalquivir onde os depósitos transgressivos, sobre o soco mesozoico, do Tortoniano médio a superior, foram relacionados com a subida global 3.2 de Haq. A formação detrítica carbonatada Albufeira-Olhos de Água é provavelmente correlativa dos calcarenitos de Niebla e em parte das argilas de Gibrleón na Bacia do Guadalquivir. De referir que também na região de Huelva, se desenvolve na parte superior dos calcarenitos de Niebla, uma fácies glauconítica. Os calcilutitos de Mem Moniz, tal como todas as outras unidades do Miocénico da bacia algarvia, assentam em descontinuidade sobre o soco mesozoico. Embora de difícil interpretação num contexto paleogeomorfológico, indicam um movimento transgressivo marinho durante o Serravaliano.

VI.7- CONCLUSÕES

A idade global da "Formação Carbonatada Lagos-Portimão" foi anteriormente subestimada.

É a denominada "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão" que materializa o enchimento de grande parte da bacia miocénica do Algarve central. Nela são individualizáveis duas séries sedimentares: **a)** série francamente carbonatada e muito fossilífera onde sobressai a abundante fauna de Pectínídeos, **b)** série detrítica carbonatada progressivamente mais siliciosa para leste, regressiva sobre a primeira e de um modo geral pouco fossilífera. Uma terceira unidade, os calcilutitos que se encontram expostos em Mem Moniz, pode ser correlacionada com a parte superior da série carbonatada. Esta, predomina para W de Albufeira, enquanto que a série detrítica carbonatada predomina para E da mesma localidade. Esta assimetria geométrica dos

depósitos, deve-se ao diferente comportamento tectónico dos dois blocos, relativamente ao diapíro de Albufeira, a partir do Tortoniano.



Durante o Serravaliano e talvez parte do Tortoniano, a sedimentação carbonatada na região central do Algarve, processou-se numa plataforma pouco profunda de águas quentes e

oxigenadas. A tendência do nível do mar foi transgressiva, e o máximo da transgressão verificou-se no final Serravaliano.

No Tortoniano inferior a médio, a tendência regressiva do mar compensada por importante subsidência no sector a leste da Bacia, permitiu ainda a acumulação de espessuras de rochas detríticas carbonatadas da ordem dos 20m. O sector ocidental foi entretanto sujeito a uma primeira emersão e carsificação. A série detrítica carbonatada que então se depositou, é regressiva sobre a série carbonatada, e separa-as uma descontinuidade erosiva.

No final do Tortoniano, novo movimento transgressivo gerou em toda a Bacia a sobreposição de depósitos de inter-marés, por depósitos de fácies mais profundas.

Provavelmente ainda no Tortoniano e no Messiniano, toda a plataforma continental foi emersa e verificou-se o encaixe da rede de drenagem.

A fácies glauconítica, originalmente correlativa do início da emersão da plataforma, correspondendo a um período de deposição negativa ou lenta no sector ocidental. Tal como se encontra actualmente, constitui depósitos alóctones de preenchimento das partes terminais de vales e que marca o início de um ciclo transgressivo já no Pliocénico.

ESTAMPAS

LEGENDA:

Estampa VI.A: Calcilutito bioturbado. Fotografia tirada na praia da Galé-E.

Estampa VI.B: Biocalcarenito com rodólitos (**r**). Fotografia tirada na praia da Galé

Estampa VI.C: Biocalcarenitos com equinodermes (**e**)

Estampa VI.D: *Helicosphaera kamptneri* dos calcilutitos da praia da Oura.

Estampa VI.E: *Reticulofenestra pseudoumbilica* dos calcilutitos da praia da Oura.

Estampa VI.F: *Coccolithus pelagicus* dos calcilutitos da praia da Oura.

Estampa VI.G: Aspectos da fácies calcarenitos estratificados. Fotografias tiradas na praia de Olhos de Água. **VI.G.A:** em descontinuidade erosiva sobre os calcarenitos estratificados (**CAE**), assentam unidades fossilíferas com predomínio de equinodermes de grande porte (**BCE**). **VI.G.B:** laminação horizontal (**LH**) e textura fenestrada (**TF**) na mesma fácies.

Estampa VI.H: Calcilutitos com *Gyrolithes*. Fotografia tirada na praia de Arcias de S. João.

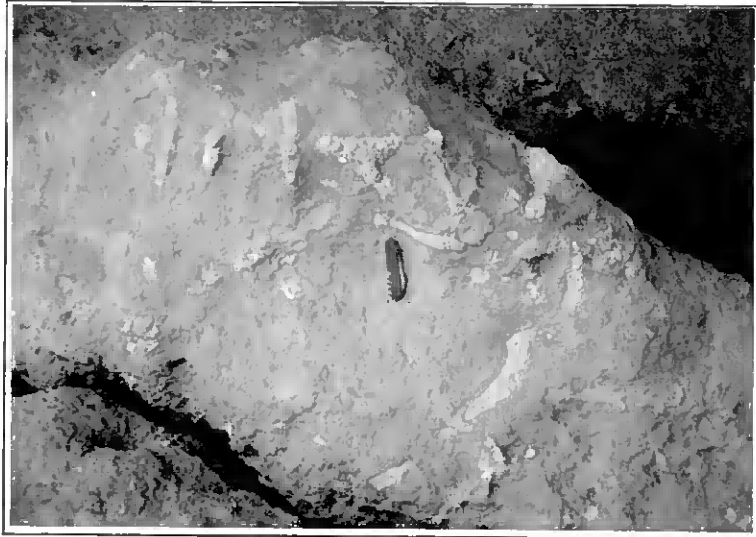
Estampa VI.I: Calciruditos da praia da Oura (**CR**) em descontinuidade erosiva sobre os calcilutitos com *Gyrolithes* (**CLG**).

Estampa VI.J: *Reticulofenestra minuta* dos calcilutitos de Mem Moniz.

Estampa VI.K: *Coccolithus miopelagicus* dos calcilutitos de Mem Moniz.

Estampa VI. L: Diatomácia dos calcilutitos de Mem Moniz- *Coscinodiscus tuberculatus*.

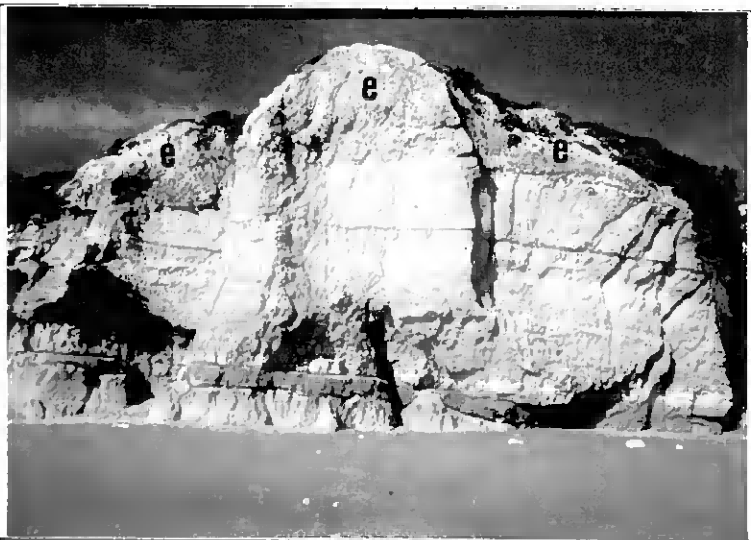
Estampa VI. M: Esponja (microscleva) dos calcilutitos de Mem Moniz.



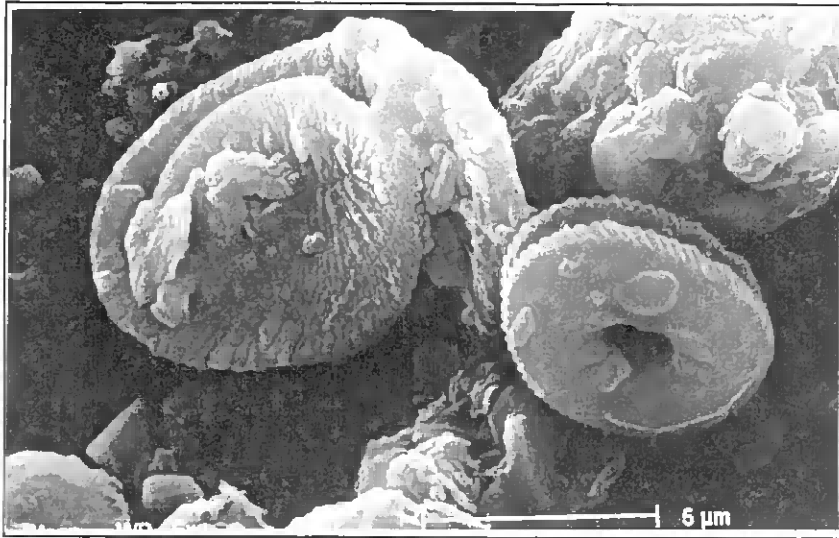
VI.A



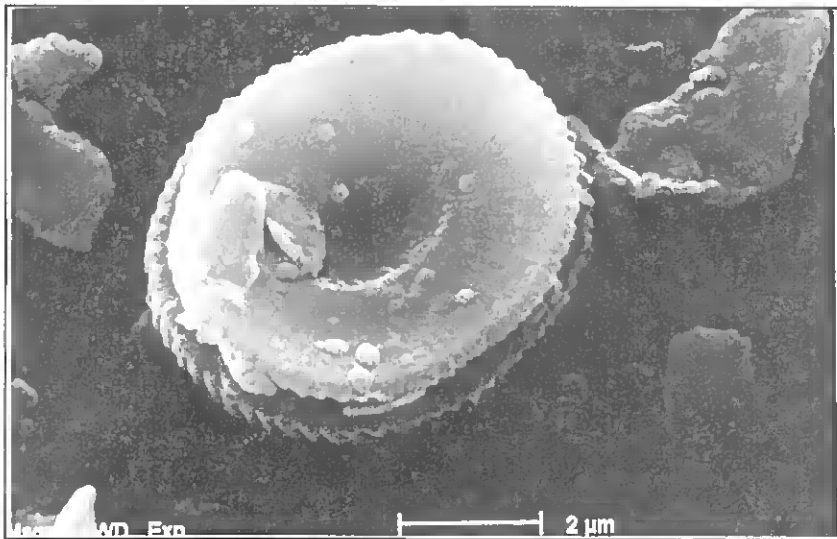
VI.B



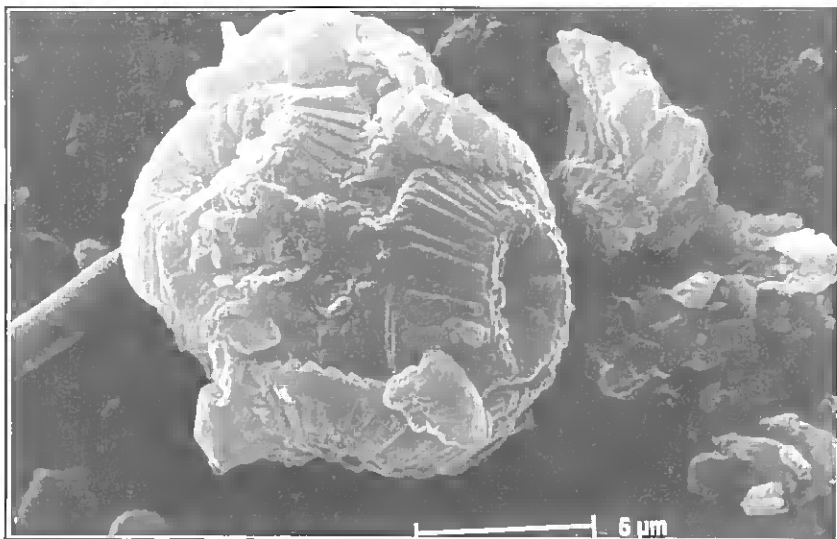
VI.C



VI.D



VI.E



VI.F

Estampa VI.G.A



Estampa VI.G.B



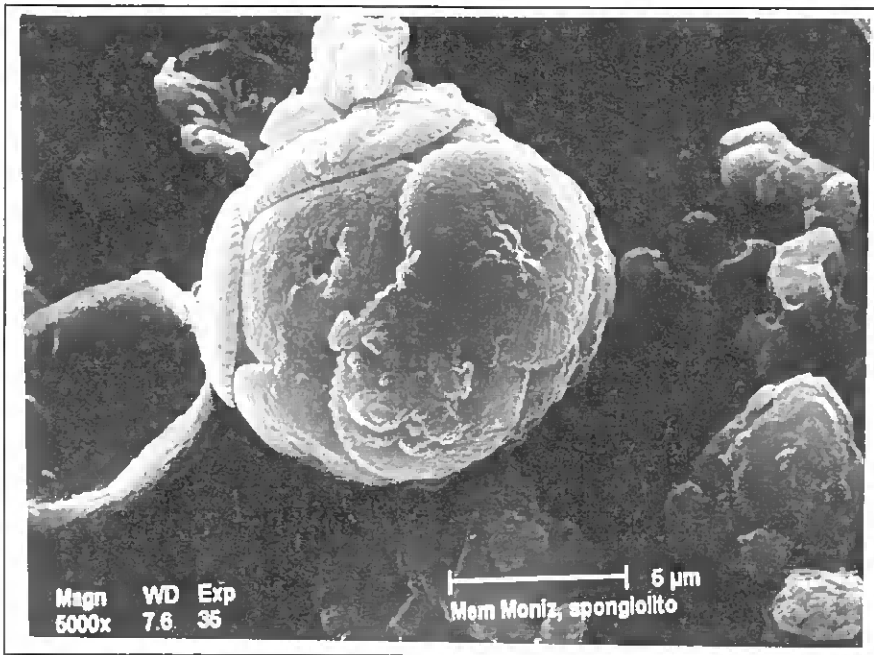
Estampa VI.H



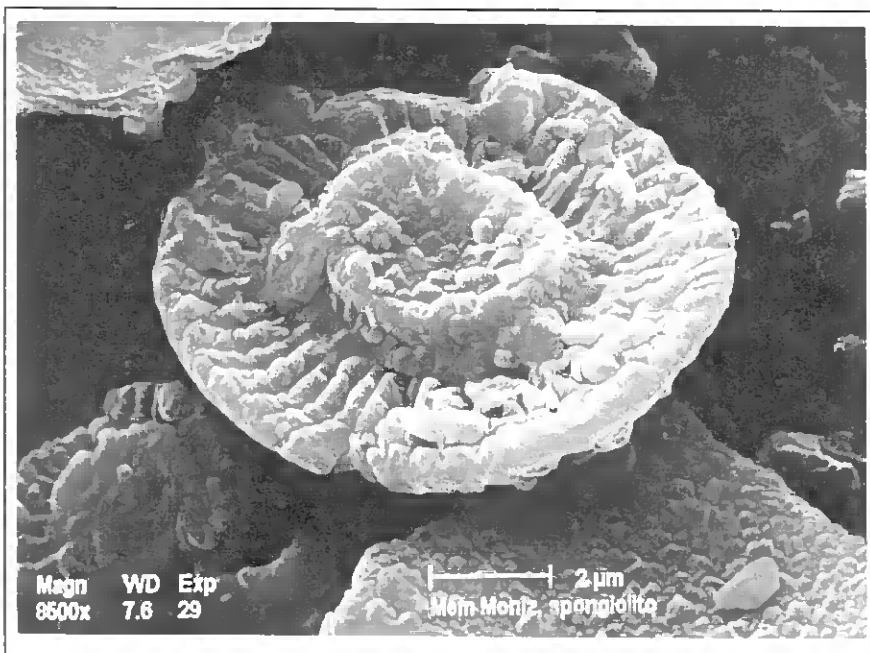
Estampa VI.I



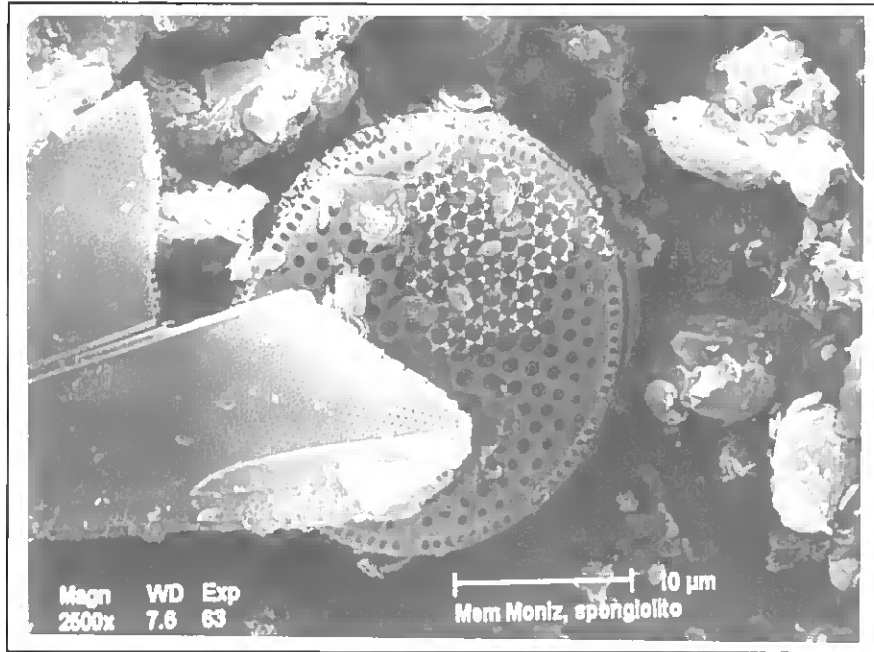
Estampa VI.J



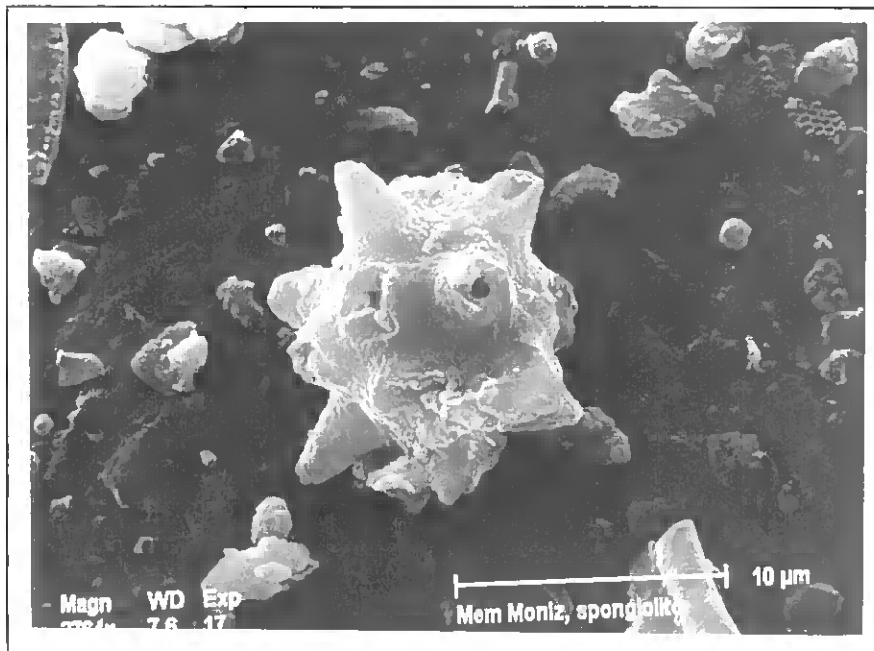
Estampa VI.K



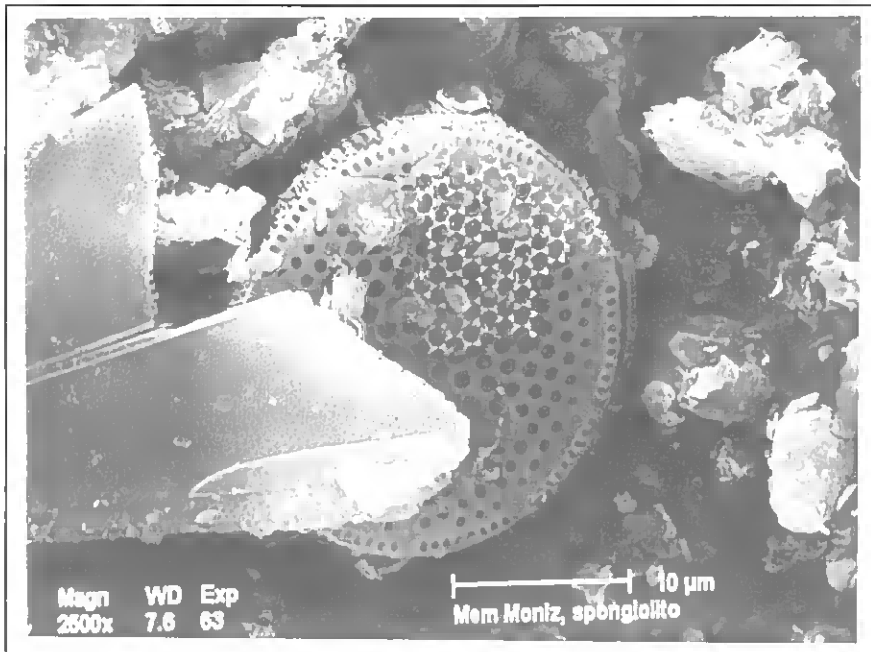
Estampa VI.L



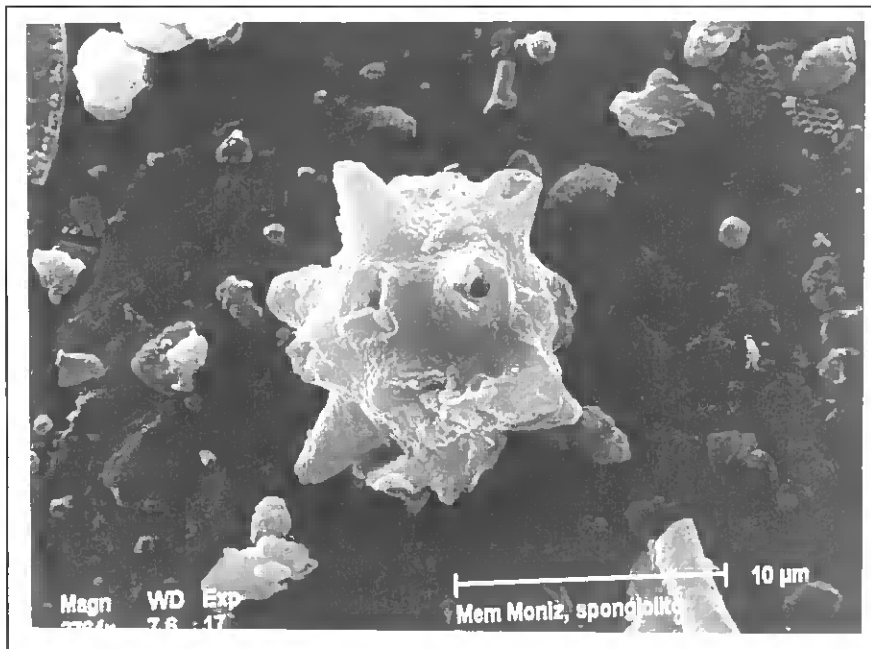
Estampa VI.M



Estampa VI.L



Estampa VI.M



CAPÍTULO VII

SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES DETRÍTICAS

VII.1 INTRODUÇÃO

VII.2 TERMINOLOGIA E CONVENÇÕES

VII.3 PERFIS LITOSTRATIGRÁFICOS: DESCRIÇÃO

- VII.3.1 CORTE DO LUDO (610-N-11-1)
- VII.3.2 CORTE DE MONTE NEGRO (610-Q-9-1)
- VII.3.3 CORTE DO PONTAL (610-O-11-1)
- VII.3.4 CORTE DO ALTO DO CALHAU (610-N-11-2)
- VII.3.5 CORTE DAS BARREIRAS VERMELHAS (610-O-9-1)
- VII.3.6 CORTE DO ANCÃO (610-I-9-1)
- VII.3.7 CORTE DE VALE DO LOBO (610-G-10-1)
- VII.3.8 CORTE DA PRAIA DO BARRANCO (605-L-6-1)

VII.4 LITOFÁCIES: INVENTARIAÇÃO E INTERPRETAÇÃO

VII.4.1- IDENTIFICAÇÃO DOS LITÓTIPOS

VII.4.2- LITOFÁCIES: DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO

- VII.4.2.1 AREIA FINA MICÁCIA
- VII.4.2.2 AREIA MÉDIA FELDSPÁTICA
- VII.4.2.3 AREIA GROSSEIRA CAULINÍTICA
- VII.4.2.4 AREIA GROSSEIRA VERMELHA
- VII.4.2.5 SEIXO E CALHAU
- VII.4.2.6 PELITOS
- VII.4.2.7 CLASTOS ARMADOS

VII.5- ARTICULAÇÃO LATERAL DAS LITOFÁCIES: PALEOAMBIENTES

- VII.5.1 CORTE DE OLHOS DE ÁGUA - PRAIA DA FALÉSIA
- VII.5.2 CORTE DAS AREIAS DE ALMANCIL
- VII.5.3 CORTE DE VALE DO LOBO - ANCÃO
- VII.5.4 CORTE DA GONCINHA
- VII.5.5 CORTE DA TORRE
- VII.5.6 CORTE DO LUDO

VII.6- CORRELAÇÃO ENTRE OS CORTES GEOLÓGICOS

VII.6.1- UNIDADES GENÉTICAS

VII.6.2- CORRELAÇÃO DOS CORTES GEOLÓGICOS

VII.7- CONCLUSÕES

ABREVIATURAS USADAS NO TEXTO:

MA- Milhões de Anos

MRM- Magnetização Natural Remanescente

ACRÓNIMOS

AFM - Areia fina micácia

AMF- Areia média feldspática

AGC- Areia grosseira caulínica

AGV- Areia grosseira vermelha

SC- Seixo e calhau

CA- Clasto armado

VII.1- INTRODUÇÃO

A Formação designada de modo informal por "Areias de Faro Quarteira", reuniu até à data, todos os sedimentos siliciclásticos vermelhos, aflorantes na região estudada. Esta Formação inclui depósitos litológica, genética e temporalmente distintos. Um atributo é no entanto comum a todos eles: são sedimentos exclusivamente siliciclásticos.

Sucedendo-se no tempo ao longo dos últimos 5 MA, os depósitos adaptaram-se a paleorelevos quase sempre incipientemente esboçados e reciclaram sucessivamente os mesmos sedimentos. Por este motivo é por vezes difícil estabelecer fronteiras espaciais entre as várias unidades líticas. Um dos objectivos deste trabalho é a caracterização, distribuição geográfica e individualização de litofácies agrupadas até à data nas "Areias de Faro Quarteira". A carta de litofácies do anexo C é o resultado da consecução deste objectivo. A escassez de elementos datáveis, dificultou a cronostratigrafia. O posicionamento cronológico dos depósitos, é fruto principalmente da sua posição estratigráfica relativamente a uma das litofácies, considerada como a fácies tipo da transição Pliocénico-Plistocénico.

A metodologia usada revelou-se adequada aos objectivos definidos. A primeira abordagem consistiu na descrição de todos os afloramentos disponíveis e na recolha de amostras. Após o estudo granulométrico, textural e mineralógico dos sedimentos recolhidos, estabeleceram-se limites entre os quais se definiram as litofácies. Os limites escolhidos foram suficientemente amplos de modo a evitar a proliferação de litofácies uma vez que se pretendeu estabelecer unidades genéticas, que quando articuladas permitiram a reconstituição da evolução paleoambiental. Este capítulo está estruturado de modo a que a sua sequência traduza exactamente estas etapas. Primeiro serão apresentados alguns dos cortes mais significativos, sem carácter interpretativo e só depois a inventariação das fácies e respectiva interpretação. A articulação vertical e lateral das fácies dará finalmente a perspectiva dinâmica dos ambientes sedimentares.

VII.2- TERMINOLOGIAS E CONVENÇÕES

Com o objectivo de facilitar a identificação dos cortes geológicos, estes foram referenciados de acordo com o esquema da figura VII.1: **N-xy-n**, onde **N** representa o número de folha da Carta Militar de Portugal do Serviço Cartográfico do Exército, à escala 1/25 000, na qual se situa o corte geológico; **x** e **y** são coordenadas introduzidas arbitrariamente para comodidade de localização, sendo **x** uma letra do alfabeto (a letra **A** é a coordenada no eixo dos xx, da primeira quadrícula a oeste) e **y** um algarismo ou número (crescente em cada carta para Norte); **n** representa o número do corte, pois existem casos em que vários cortes se situam na mesma quadrícula definida pelas coordenadas fictícias **x** e **y**. A quadrícula assim definida, coincide com a quadrícula quilométrica U.T.M., Fuso 29 - Elipsóide Internacional, Datum Europeu. Os cortes estão também localizados geograficamente. As coordenadas geográficas referem-se à rede geodésica europeia unificada, Datum Europeu e foram determinadas a partir das cartas topográficas dos Serviços Cartográficos do Exército à escala 1/25 000. As cotas estão referenciadas relativamente ao nível médio do mar e foram determinadas com um altímetro *alpin-EL*, calibrado para cada local e dia de utilização. As espessuras das camadas, foram medidas directamente sobre o afloramento. Para a identificação das cores, usou-se a carta de Munsell para a cor dos solos.

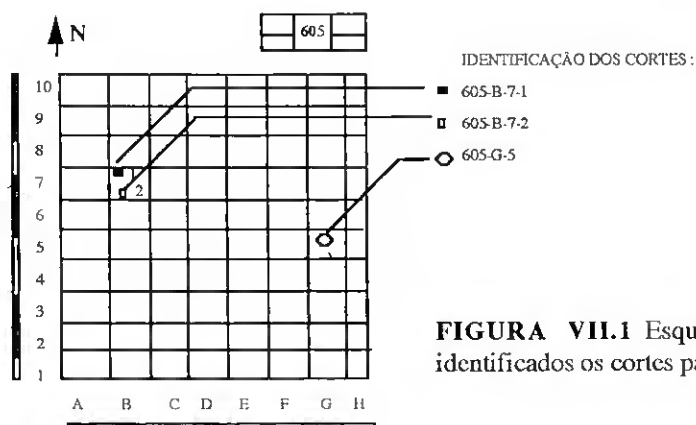


FIGURA VII.1 Esquema exemplificativo do modo como foram identificados os cortes para facilitar o seu manuseamento

Na classificação dos sedimentos usou-se o diagrama triangular de Shepard (1957) para sedimentos sem fracção superior a 2,00 mm e o diagrama triangular de Folk (1954) para sedimentos com fracção superior a 2,00 mm. A escala granulométrica usada foi a de Udden-Wentworth. O tratamento estatístico dos sedimentos foi feito a partir de curvas cumulativas usando os parâmetros estatísticos gráficos de Folk & Ward (1957). Foi também destes autores a terminologia usada para a dispersão granulométrica (desvio padrão). A descrição de estruturas sedimentares obedeceu à classificação morfológica de Pettijohn *et al* (1964). Na análise morfoscópica dos grãos de quartzo, usaram-se as escalas visuais de Powers (1953) e respectiva nomenclatura para a esfericidade e arredondamento das partículas. O termo clasto armado (seixo ou calhau), foi usado para litoclastos resultantes da cimentação de areia e/ou seixo, por cimento ferruginoso.

O objectivo da descrição das colunas litostratigráficas é a inventariação e caracterização de pormenor dos litótipos em sucessão vertical, feita sempre de muro para tecto. Na descrição das unidades litológicas é seguida a ordem: granulometria, composição, cor, textura, estrutura, conteúdo fossilífero, tipo de contacto a tecto e a muro, magnetização natural remanescente (NRM) quando foi determinada e finalmente a espessura.

Usa-se o termo unidade litológica como sinónimo de associação de fácies, no sentido de Potter *et al* (1963), porque na maioria dos corpos sedimentares descritos é difícil individualizar camadas no sentido restrito do termo. Assim, unidade será um corpo sedimentar distinto dos corpos sedimentares contíguos, definido por determinadas características (granulométricas, mineralógicas, geométricas, estruturais, continuidade, cor e conteúdo fossilífero) às quais são permitidas variações dentro de limites pré estabelecidos.

VII.3- PERFIS LITOSTRATIGRÁFICOS: DESCRIÇÃO

As colunas litostratigráficas que a seguir se descrevem, constituem uma amostragem considerada representativa do total de cortes estudados. Cada unidade é identificada através de

letras que pretendem indicar o tipo de fácies dominante nessa unidade. As duas primeiras letras referem-se a propriedades texturais, a terceira se existir, refere-se a um atributo mineralógico ou paleontológico particular, constante na fácies em questão e que pode servir de atributo diagnóstico. O mapa de localização dos cortes geológicos descritos, encontra-se no anexo VII.B.

VII.3.1- CORTE DO LUDO (610-N-11-1)

VII.3.1.1- LOCALIZAÇÃO

Situa-se na região do Ludo, 8 km a NW da cidade de Faro, na margem esquerda da ribeira de S. Lourenço (8° 00' 06" W ; 37° 02' 02" N), e é facilmente acessível a partir da estrada nacional 125. Foi considerada como perfil tipo da sedimentação durante o Plistocénico do Algarve central (Moura *et al*, 1995).

VII.3.1.2- DESCRIÇÃO

A (AmB)- Areia média bioturbada, moderadamente bem calibrada (figura VII.2), branco acinzentado (2,5Y ; 8/2). A percentagem de micas varia de 0,3% a 0,5% nas classes granulométricas entre 2,00 mm e 0,25 mm e entre 0,25 mm e 0,063 mm respectivamente. O feldspato apresenta o valor mais elevado, igual a 7%, entre 2,00 mm e 0,25 mm,. A fracção pesada, constituída principalmente por ilmenite, apresenta o valor máximo, de 1,5% nas fracções 0,25 mm a 0,063 mm. A argila, constitui 2,08% do sedimento total, é fundamentalmente caulínica com vestígios de ilite. O quartzo, quase exclusivamente hialino, apresenta grãos subangulosos de baixa esfericidade. Estão presentes intraclastos de argila negra dispersos no seio das areias. Maciça com contacto superior difuso. Intensamente bioturbada de modo anárquico. Estão presentes duas icnofácies: a) tubos de material idêntico ao circundante,

levemente consolidados, sinuosos não ramificados, com diâmetro de 2,00 mm e comprimento variando entre 5 e 8 cm; b) tubos aciculares, subverticais, podendo atingir os 40 cm de comprimento. NRM normal. Espessura: 2,5 m.

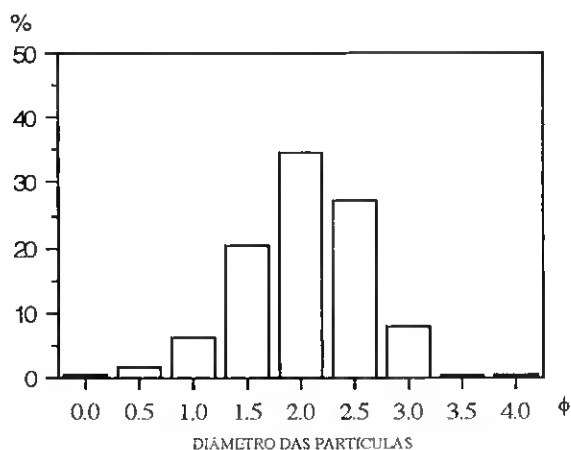


FIGURA VII.2 Distribuição granulométrica, característica da fração arenosa, da litofácies dominante na unidade A.

B (AfB)- Areia fina bioturbada, bem calibrada (figura VII.3), bege (2,5Y ; 8/4). A percentagem de micas apresenta o valor máximo de 3% nas classes granulométricas compreendidas entre 2,00 mm e 0,25 mm. O feldspato constitui 7% nessas mesmas classes. A fração pesada, constituída principalmente por ilmenite, apresenta o valor máximo de 0,5% nas classes entre 0,25 mm e 0,063 mm. A argila constitui 3,01% do sedimento total e é fundamentalmente caulinitica com vestígios de ilite. O quartzo, quase exclusivamente hialino, apresenta grãos subangulosos de baixa esfericidade. Bioturbação menos densa que na unidade A e constituída exclusivamente por traços de estadia semelhantes aos produzidos actualmente por bivalves sifonados. O enchimento das cavidades é de material idêntico ao circundante, individualizado graças ao seu contorno vermelho. NRM normal. Espessura: 0,30 m.

C (AfB)- Areia fina bioturbada, bem calibrada (figura VII.4), cor branco acinzentado (2,5Y ; 8/2). A fração micácia constitui 1,5 % do sedimento total e a fração pesada, 1%. O feldspato apresenta valores de 6% e 7% nas classes granulométricas entre 2,00 mm e 0,5 mm e 0,5 mm a 0,063 mm respectivamente. A fração argilosa principalmente caulinite, constitui 0,60% do

sedimento total. O quartzo quase exclusivamente hialino, apresenta grãos subredondos de baixa esfericidade. O contacto com a unidade suprajacente é difuso. A laminação horizontal que é milimétrica na base, torna-se centimétrica para o topo. Estão presentes as duas icnofácies já anteriormente referidas para a unidade A, mas domina claramente uma terceira, constituindo zonas intensamente bioturbadas. São galerias horizontais, preenchidas por sedimento idêntico ao circundante mas ligeiramente consolidado, paralelas à laminação, permitindo a conservação desta. Apresentam em média 2 cm de diâmetro e 20 cm de comprimento. NRM normal. Espessura: 0,40 m.

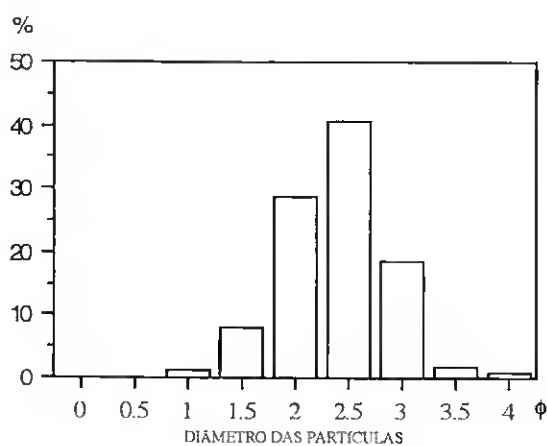


FIGURA VII.3 Distribuição granulométrica da fração arenosa característica da litofácies predominante na unidade B.

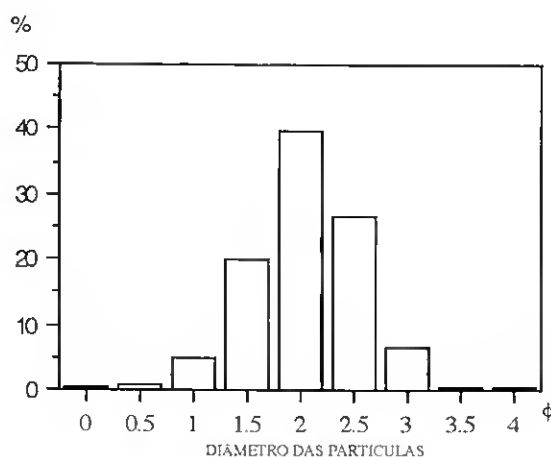


FIGURA VII.4 Distribuição granulométrica da fração arenosa característica da litofácies predominante na unidade C

D (AfB)- Areia fina bioturbada, bem calibrada (figura VII.5), bege (2,5 y ; 8/4). Os valores máximos de mica, feldspato e minerais pesados, são respectivamente 1,5%, 6% e 0,5%, nas fracções compreendidas entre 0,5 mm e 0,25 mm. A argila é caulínica e constitui 0,12% do total. Os grãos de quartzo quase exclusivamente hialino, são subangulosos de baixa esfericidade. No topo, a laminação centimétrica define-se por alternância de areia fina idêntica à da restante unidade e de areia siltítica vermelho vivo. A bioturbação está representada por cavidades de estadia. No interior destas, a laminação inflecte em direcção à base. Na parte superior da unidade, ocorrem horizontes inteiramente constituídos por minerais pesados, principalmente ilmenite e magnetite. Fendas de retracção fossilizadas por argila vermelha, estruturas de escape de água e bioturbação por raízes com conservação de rizólitos, marcam ainda o topo desta unidade. No contacto com a unidade suprajacente são frequentes estruturas em chama. NRM normal. Espessura: 3,0 m.

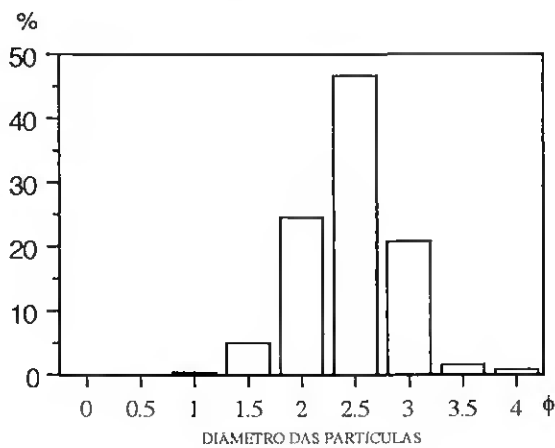


FIGURA VII.5 Distribuição granulométrica da fracção arenosa característica da litofácies predominante na unidade D

E- (AmF)- Areia média feldspática, bem calibrada (figura VII.6). Esta unidade é caracterizada por variação lateral de alguns atributos das litofácies. As areias rosadas (10R ; 5/6), levemente litificadas com estratificação centimétrica horizontal N20°E, são truncadas por areias alaranjadas (5YR ; 6/8) com estratificação centimétrica, EW ; 5°S. O feldspato, constitui 20% do sedimento total e a argila caulínica, 5,7%. Planos de rotura com deslocações

centimétricas, tornam complexo o contacto lateral de ambas as subfácies. Estruturas de carga marcam o contacto com a unidade superior. NRM normal. Espessura: 3,00 m.

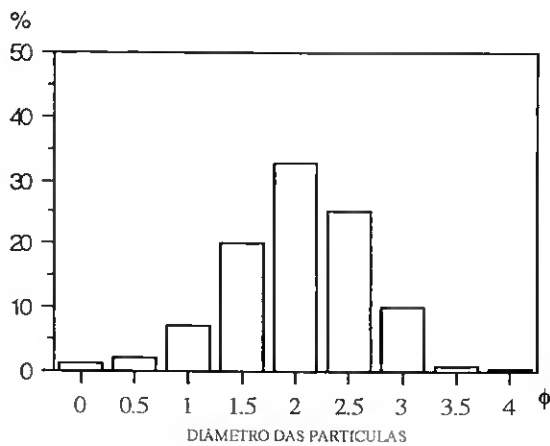


FIGURA VII.6 Distribuição granulométrica da fração arenosa característica da litofácies predominante na unidade E

F- (AmF)- Areia média feldspática, moderadamente bem calibrada (figura VII.7), branco acinzentado (2,5Y ; 8/4), constituindo o feldspato, 20% do sedimento total. Caulinítica, a argila contribui com 8,3%. Os grãos de feldspato, são subangulosos e estão pouco alterados. Icnofósseis constituídos por tubos sinuosos iguais aos descritos na unidade **A**, mais densos na base. "Ripple marks" centimétricos, assimétricos, com flancos a sotavento constituídos por areia grosseira, inclinando 10°S, truncados no topo. Estratificação cruzada em ventre, em feixes isolados. No topo ocorre uma camada de areia muito fina e rosada com icnofósseis constituídos por tubos com 38 cm de diâmetro e 20 cm de comprimento, truncados na sua parte superior pelo contacto com a camada suprajacente. Este contacto desenvolve-se em degraus, inclinando sucessivamente para SE, bem marcado por um duricrete carbonatado. Espessura: 3,0 m.

G (AgF)- Areia grosseira feldspática moderadamente bem calibrada (figura VII.8), branco acinzentado (2,5 Y ; 8/0). O feldspato potássico de grãos subangulosos e bem conservados, perfaz 20% do sedimento total. A argila, caulinítica, constitui 6,08% do total. Seixos de quartzo de forma patelar com o eixo maior orientado EW e intraclastos siltíticos frequentes.

Estratificação oblíqua em ventre, em feixes isolados. Freqüentes moldes internos de gastrópodes pulmonados. Espessura: 4,0 m.

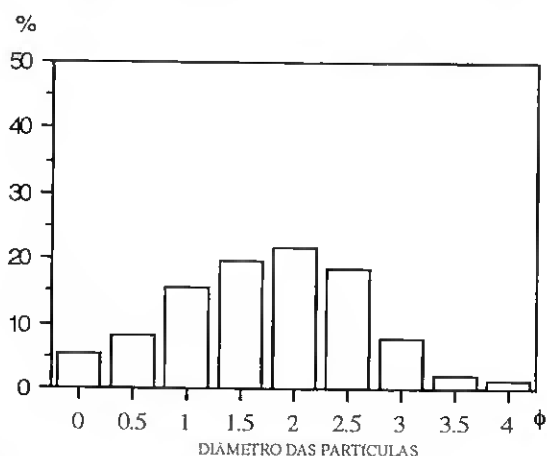


FIGURA VII.7 Distribuição granulométrica da fração arenosa característica da litofácies predominante na unidade F

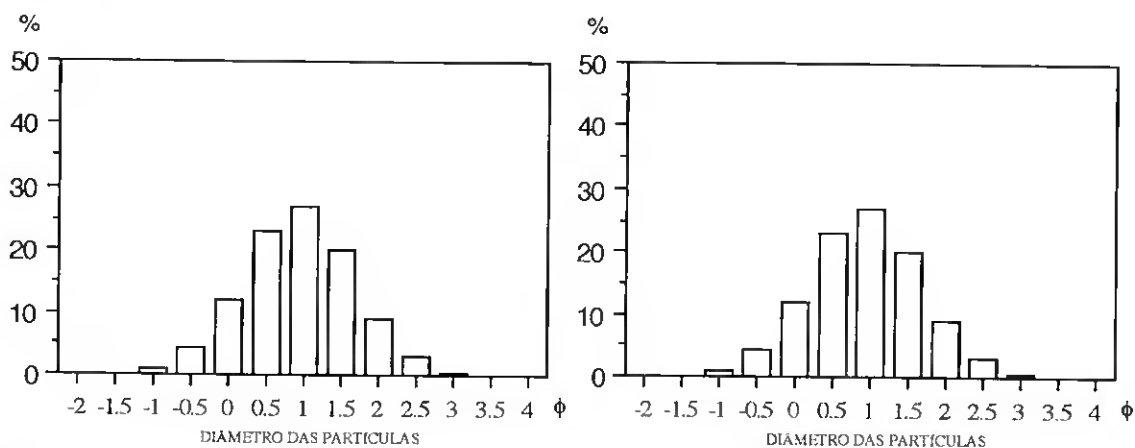


FIGURA VII.8 Distribuições granulométricas da fração arenosa obtidas para a unidade G

H (SaF)- Silte arenoso com óxidos de ferro, fortemente manchado de vermelho, diaclasado e bioturbado por raízes. Contacto brusco com as camadas infra e suprajacentes, com estas do tipo erosivo. NRM normal. Espessura: 3,00 m.

I (AgF)- Arcia muito grosseira rica em óxidos de ferro, mal calibrada (figura VII.9), vermelho (10R ; 4/8), com suporte matricial argiloso. Muito ricas em sexquióxidos. Seixo

pequeno e médio, bem rolado, quartzoso, pouco alterado. Conservação de pavimento de canal.
Estratificação oblíqua planar. Espessura: 3,0 m.

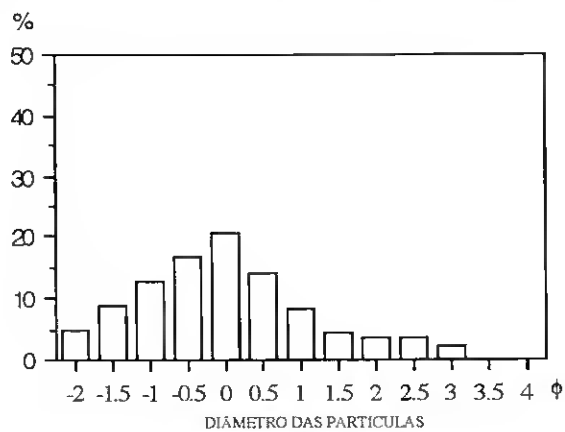


FIGURA VII.9 distribuição granulométrica da fração arenosa da litofácies predominante na unidade I.

J (CP)- Conglomerado extraformacional **polimórfico** com suporte matricial de areia grosseira vermelha. Os elastos são de quartzo, quartzito, grauvaque e xisto, redondos, de baixa esfericidade e muito alterados. Espessura: 1,5 m.

VII.3.1.3- EVOLUÇÃO VERTICAL DAS LITOFÁCIES

A deriva granulométrica vertical é negativa e à exceção da unidade I (areia muito grosseira rica em pigmentos ferruginosos), os sedimentos são moderadamente ou bem calibradas (figura VII.10). Quando comparadas as percentagens de feldspato, mica, argila e minerais pesados, verifica-se uma correlação positiva entre as percentagens de feldspato e de argila apresentando ambos os componentes os seus valores máximos nas unidades E (**AmF**), F (**AmF**) e G (**AgF**), pelo que as variações mineralógicas parecem ser independentes da média granulométrica (figura VII.11).

As estruturas sedimentares quer primárias quer secundárias, são variadas e distribuem-se ao longo de todo o perfil (figura VII.12). É no entanto de salientar a diversidade e concentração de

estruturas sedimentares secundárias, como fendas de retracção, figuras de escape de fluidos e figuras de carga, no contacto entre a série de unidades bioturbadas (A-B-C-D) e a série de unidades feldspáticas suprajacentes (E-F-G).

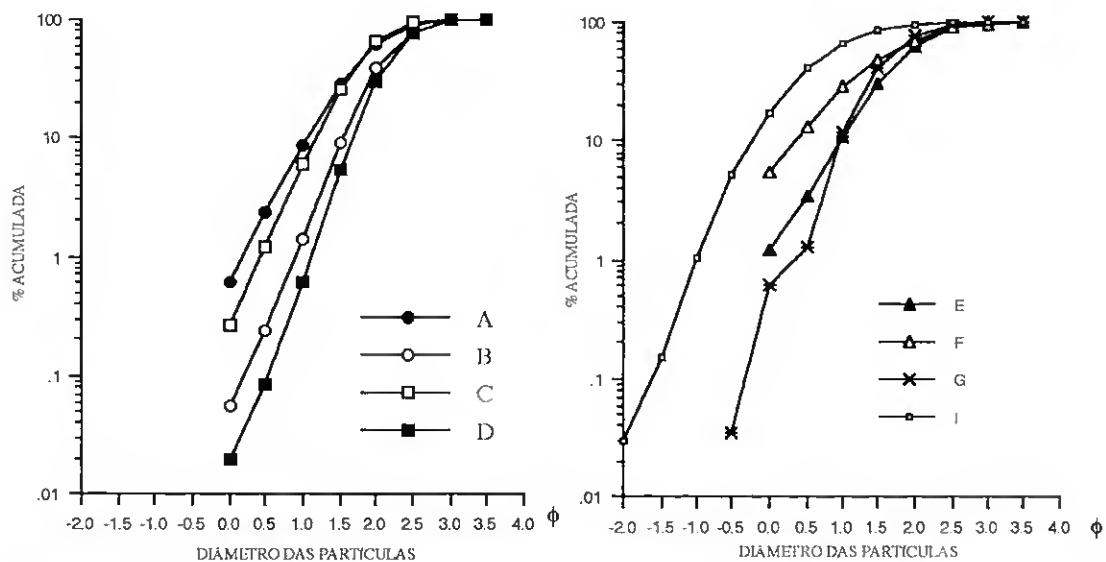


FIGURA VII.10 Curvas de distribuição granulométrica das litofácies descritas para o corte do Ludo (610-N-11-1), apresentadas em dois conjuntos para facilitar a leitura dos gráficos. As letras de identificação das curvas, correspondem às unidades descritas

VII.3.2- CORTE DE MONTE NEGRO (610- Q-9-1)

VII.3.2.1- LOCALIZAÇÃO

Situa-se na região de Monte Negro a W da cidade de Faro, na estrada para o Aeroporto e tem como coordenadas geográficas, 7^o 57' 30" W ; 37^o 2' 12" N. Actualmente o corte está encoberto pelo Hotel Mónaco mas não foi destruído.

VII.3.2.2- DESCRIÇÃO

A1 (AfM)- Areia fina micácia bem calibrada, amarelo torrado (2,5 Y ; 8/6). A moscovite apresenta valores da ordem dos 5% nas fracções entre 0,50 mm e 0,063 mm. O quartzo é fundamentalmente hialino de superfície baça. Aproximadamente 10% de quartzo é leitoso nas fracções compreendidas entre 2,0 mm e 0,50 mm. A fracção pesada composta exclusivamente por ilmenite, representa 0,5% nas classes granulométricas entre 0,50 mm e 0,25 mm e 2% nas classes entre 0,25 mm e 0,063 mm. Os grãos de quartzo são de baixa esfericidade e subangulosos. Apresenta estratificação paralela horizontal definida por alternância de areia fina, areia média e argila negra. Espessura: 1,52 m.

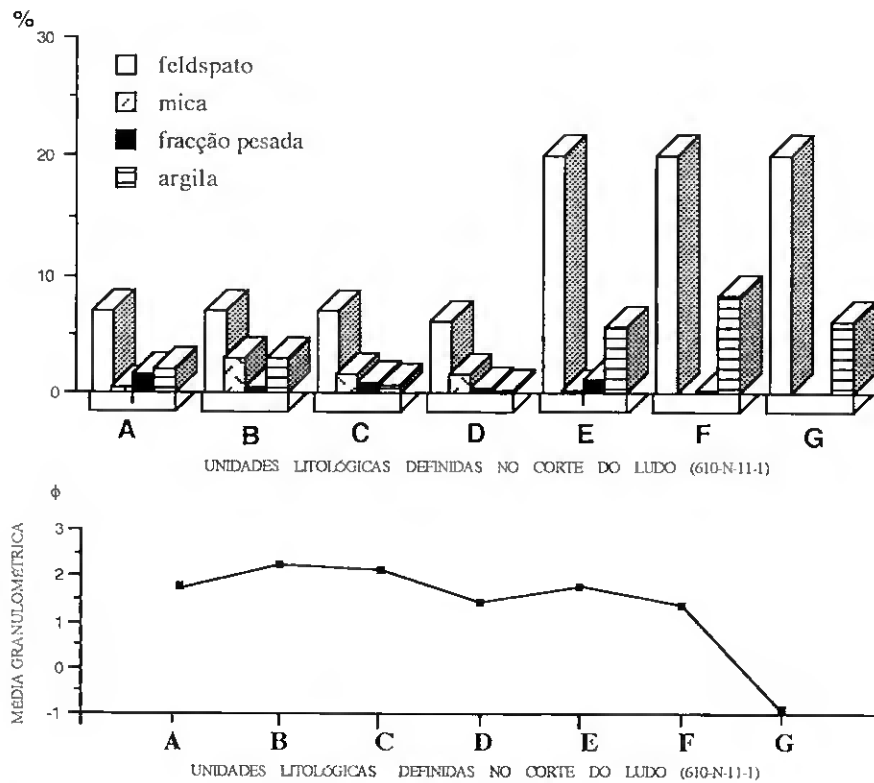
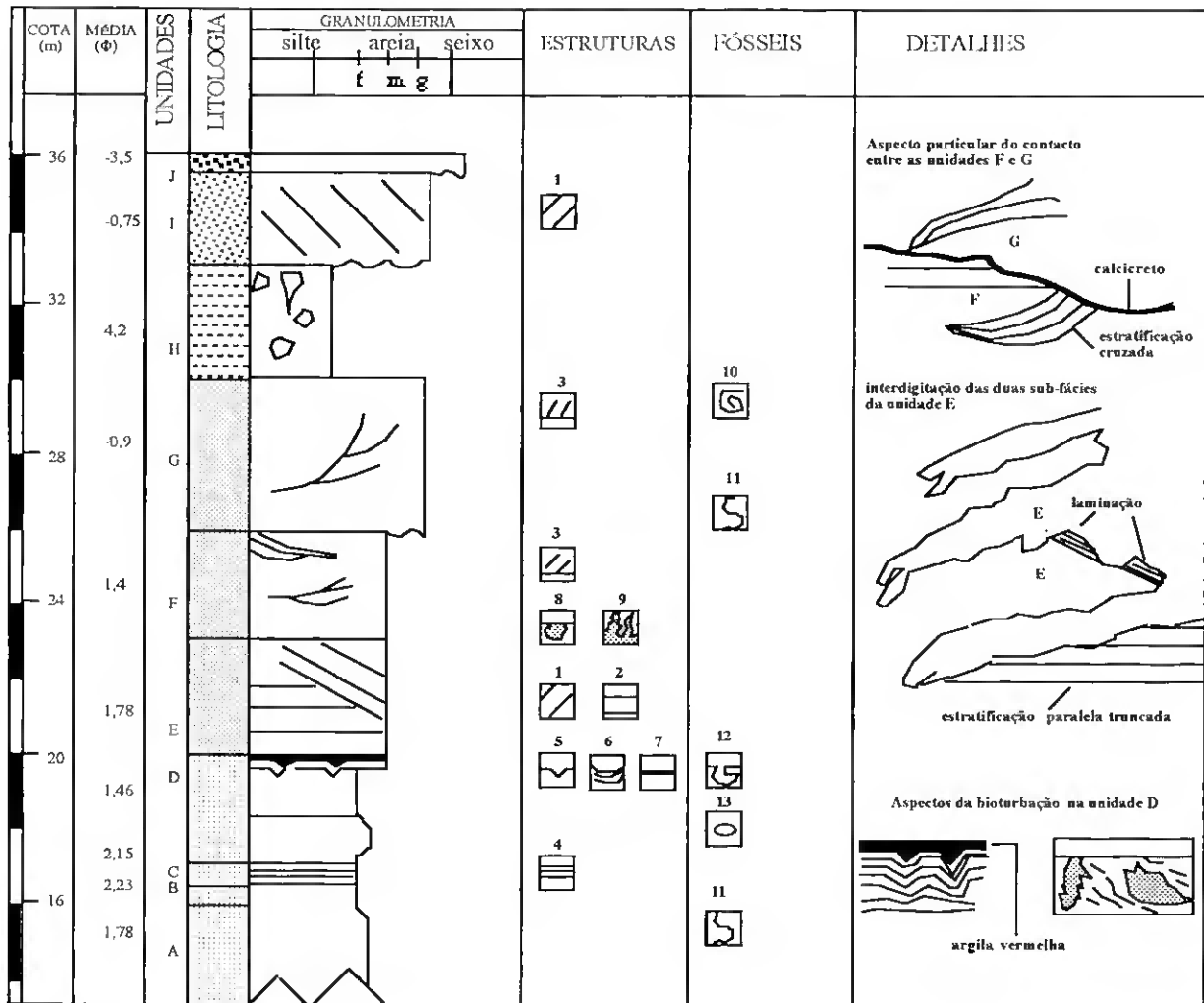


FIGURA VII.11 Distribuição das percentagens de feldspato, argila, micas, minerais pesados e média granulométrica nas litofácies identificadas e descritas para o corte 610-N-11-1



LEGENDA:

LITOLOGIA

- conglomerado polimíctico
- areia rica em óxidos de ferro
- areia feldspática
- areia micácia
- silte bioturbado por raízes

ESTRUTURAS

- 1- estratificação oblíqua
- 2- estratificação horizontal
- 3- estratificação cruzada
- 4- laminação
- 5- fendas de retração
- 6- estruturas de escape de fluidos
- 7- horizontes de minerais pesados
- 8- figuras de carga
- 9- estruturas em chama

FÓSSEIS

- 10- moldes internos de Gastrópodes
- 11- bioturbação em pistas longas e sinuosas
- 12- traços de enterramento
- 13- bioturbação em galerias rectilíneas paralelas à estratificação

FIGURA VII.12 Coluna litostratigráfica do corte do Ludo (610-N-11-1). A deriva granulométrica vertical é negativa. Fortemente bioturbada na base, a sequência sedimentar apresenta evidências de sucessiva continentalização para o topo

A2 (AfM)- Areia fina micácia moderadamente bem calibrada, amarelo torrado (2,5Y ; 8/6), micácia com percentagem de mica igual a 5% nas classes granulométricas compreendidas entre 0,5 mm e 0,063 mm. É composta principalmente por quartzo hialino de superfície baça. A

fracção pesada nas classes granulométricas inferiores a 0,50 mm, constitui 1,3%. Os grãos de quartzo apresentam baixa esfericidade e são subangulosos. Raros e dispersos ocorrem seixos de quartzo leitoso bem redondos, de baixa esfericidade com o eixo maior orientado NE-SW e com dimensões segundo este mesmo eixo, de 1,5 cm a 4,0 cm. Varia lateralmente através de contacto difuso, para areia média, moderadamente bem calibrada, branca (2,5Y ; 8/2). Espessura: 0,90 m.

A3 (AfM)- Areia fina micácia, moderadamente bem calibrada, amarelo torrado (2,5 Y ; 8/6), com 5% de mica nas classes granulométricas compreendidas entre 0,5 mm e 0,25 mm e 3% nas classes granulométricas inferiores a 0,25 mm. Composta principalmente por quartzo hialino de superfície baça, apresenta quartzo leitoso em aproximadamente 13% nas classes granulométricas compreendidas entre 2,0 mm e 0,50 mm. Os minerais pesados, principalmente ilmenite, variam entre os 0,5% e 3% respectivamente nas classes 0,50 mm a 0,25 mm e 0,25 mm a 0,063 mm. Os grãos de quartzo são de baixa esfericidade e subangulosos. Espessura: 0,55 m.

A4 (AfM)- Areia fina micácia moderadamente bem calibrada, amarelo torrado (2,5Y ; 8/6), com 5% de mica nas classes granulométricas compreendidas entre 0,50 mm e 0,063 mm. Composta fundamentalmente por quartzo hialino de superfície baça. A fracção pesada, constitui 2% do sedimento nas classes compreendidas entre 0,50 mm e 0,063 mm. Os grãos de quartzo são de baixa esfericidade e subangulosos. No seio desta unidade, ocorre laminação centimétrica com inclinação de 2° para SW, de areia muito fina, rosado (10R ; 6/3), moderadamente bem calibrada com 3% de mica nas classes inferiores a 0,50 mm. Espessura: 3,0 m.

A5 (As)- Areia muito fina, siltítica, com manchas irregulares vermelho vivo (10R ; 4/6) e branco, resultantes de acumulações preferenciais de pigmentos ferruginosos. Espessura: 0,21 m.

A6 (AfM)- Areia fina, moderadamente bem calibrada, amarelo torrado (2,5Y ; 8/6), micácia com 5% de mica nas classes granulométricas inferiores a 0,50 mm. Composta fundamentalmente por quartzo hialino. A fracção pesada constitui 2% do sedimento, nas

fracções inferiores a 0,50 mm. Os grãos de quartzo são de baixa esfericidade e subangulosos. Espessura: 0,50 m.

B (AmF)- Areia média, moderadamente bem calibrada, cor de laranja (10R ; 6/8), feldspática com o feldspato distribuído nas fracções granulométricas 2,00mm a 0,50 mm, 0,50 mm a 0,25 mm e 0,25 mm a 0,063 mm, nas percentagens 8,1%, 6,2% e 2% respectivamente. As micas constituem 1,0% do sedimento nas fracções compreendidas entre 0,50 mm e 0,25 mm. A fracção pesada constitui 2,5% nas classes entre 0,50 mm e 0,25 mm. O quartzo é predominantemente hialino com grãos de superfície baça, de baixa esfericidade e subangulosos. Espessura: 0,60 m.

C (Amg)- Areia muito grosseira, mal calibrada, vermelho (10R ; 4/6). No seio desta unidade encontra-se preservado um depósito de enchimento de canal com estratificação oblíqua em ventre, constituído por seixos quartzíticos leitosos, negros ou rosados, redondos e de baixa esfericidade, patelares ou ovais, com dimensão máxima de 9 cm segundo o eixo maior. Espessura: 3,40 m.

D (CP)- Conglomerado extraformacional polimítico. Os clastos são de quartzo, quartzito e grauvaque. São seixos e calhaus bem redondos com suporte matricial arenoso. Espessura: 0,30 m.

VII.3.2.3- VARIAÇÃO VERTICAL DAS LITOFÁCIES

Os 11m da base do afloramento são constituídos por sedimentos muito homogêneos do ponto de vista granulométrico (figura VII.13) pelo que foi considerada um única unidade e colhidas amostras separadas verticalmente de cerca de 2,5 metros e designadas por A1, A2, A3, A4, A5 e A6. Na base da unidade A (A1), uma estratificação entrecruzada incipiente é posta em evidência pela alternância de areia média com argila negra (figura VII.14). Vários duricretos ao longo daquela unidade, salientam-se pela sua maior coerência, pela cor rosada ou esbranquiçada e sugerem flutuações da toalha freática.

VII.3.3- CORTE DO PONTAL (610-O-11-1)

VII.3.3.1- LOCALIZAÇÃO

Situa-se na região do Pontal na margem esquerda da ribeira de S. Lourenço, com as coordenadas $70^{\circ} 59' 18'' W$; $37^{\circ} 3' 18'' N$. Tal como nos cortes anteriores, a exposição com 15 metros de altura, deve-se à exploração de arcia para construção.

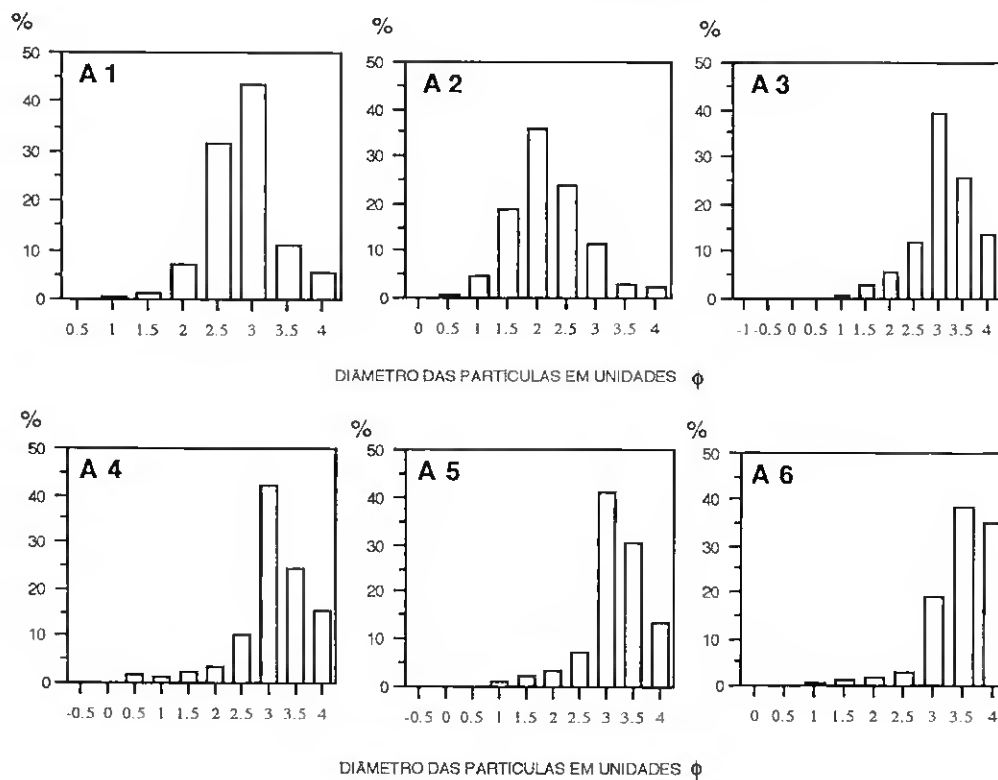


FIGURA VII.13 Deriva granulométrica vertical na unidade A: Existe, ainda que subtil, uma gradação positiva. As variações verificadas são mais a nível da dispersão do que do tamanho das partículas.

VII.3.3.2- DESCRIÇÃO

A (Af)- Arcia fina moderadamente bem calibrada, branco (2,5 Y ; 8/2). A percentagem de mica é mais elevada e igual a 0,5%, nas fracções compreendidas entre 0,25 mm e 0,180 mm. O

feldspato apresenta um valor médio de 5%. A fracção pesada constitui 1,3% nas fracções 0,25 mm a 0,063 mm. Apresenta variação lateral de cor para tonalidades rosadas. Laminação ondulada definida por vénulas ferruginosas. Os grãos de quartzo são subangulosos de baixa esfericidade. Espessura: 11,0 m.

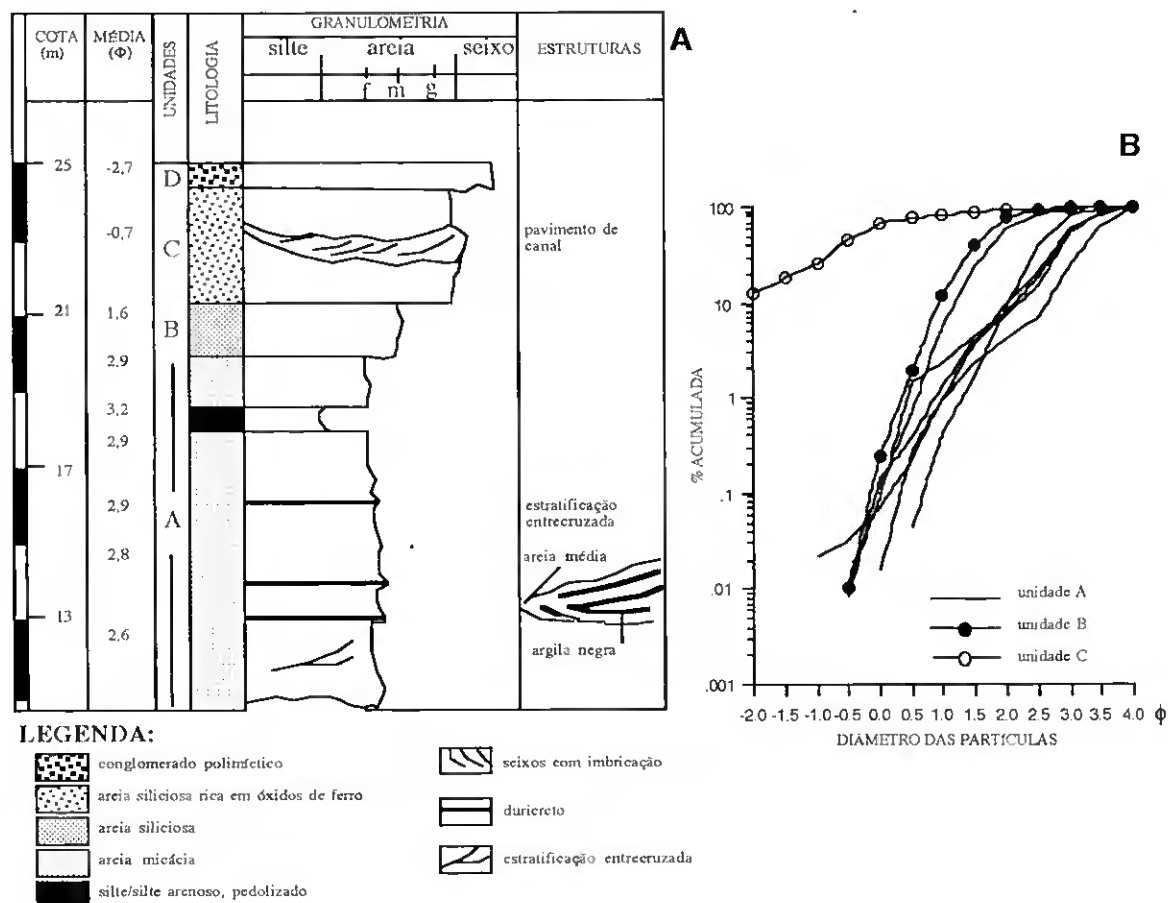


FIGURA VII.14 A) Coluna litostratigráfica de Monte Negro (610-Q-9-1) e B): curvas cumulativas da distribuição granulométrica da fracção arenosa das unidades litológicas, A, B e C

B (AsM)- Areia siltítica micácia de cor amarela fortemente tingida por óxidos de ferro. Rizólitos endurecidos por cimento ferruginoso perpendiculares aos contactos da camada. A mica moscovítica, constitui 1,7% do sedimento total. Espessura: 1,0 m.

C (AmG)- Areia muito grosseira, mal calibrada com suporte matricial argiloso. Cor vermelho (10R ; 4/8). Seixo de quartzo redondo de baixa esfericidade com imbricação incipiente, definindo estratificação oblíqua. Espessura: 4,0 m.

D (CP)- Conglomerado polimético extraformacional constituído por seixo médio a grande e calhaus redondos de baixa esfericidade de quartzo, quartzito, grauvaque e xisto. Espessura: 1,0 m.

VII.3.3.3- VARIAÇÃO VERTICAL DAS LITOFÁCIES

A unidade A, de granulometria muito homogénea verticalmente, constituída por areia fina ao longo de 11 m, evolui para areia muito grosseira para o topo através de uma unidade siltítica pedolizada (unidade B). É sobre esta que em contacto erosivo assenta a areia muito grosseira com estratificação oblíqua (figura VII.15) gerada por seixo pequeno e médio. A laminação definida por vénulas ferruginosas na base do afloramento, sugere uma origem pós sedimentar para a mesma, devido a flutuações da toalha freática.

VII.3.4- CORTE DO ALTO DO CALHAU (610-N-11-2)

VII.3.4.1- LOCALIZAÇÃO

Antigo arceiro na região do Pontal, situa-se na margem esquerda da Ribeira de S. Lourenço, apresenta uma exposição de cerca de 20 metros de altura, e tem as seguintes coordenadas geográficas: 70° 59' 36" W ; 37° 2' 48" N.

VII.3.4.2- DESCRIÇÃO

A (AmB)- Areia média bioturbada, moderadamente bem calibrada, branco acinzentado (2,5 Y ; 8/2). A percentagem de mica não excede os 0,2%. O feldspato apresenta o valor mais

elevado e igual a 5%, nas fracções compreendidas entre 2,00 mm e 0,25 mm. A fracção pesada principalmente ilmenite, apresenta o valor máximo de 1%, nas fracções granulométricas de 0,25 mm a 0,063 mm. A argila, caulínica, constitui 2% do sedimento total. O quartzo quase exclusivamente hialino, apresenta grãos subangulosos de baixa esfericidade. Bioturbação na base concentrada em bolsões, do tipo repicnia com galerias sinuosas não ramificadas de 2,00 mm de diâmetro e comprimento médio de 6 cm. Contacto difuso com a unidade suprajacente. Espessura: 3,0 m.

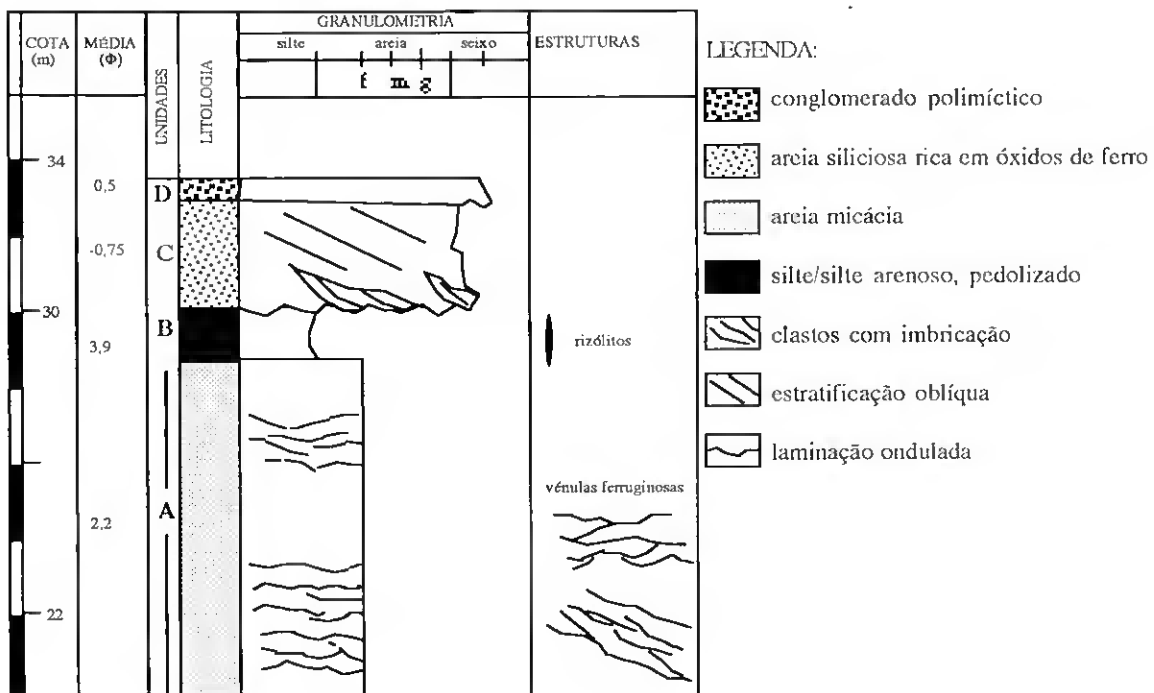


FIGURA VII.15: Coluna litostratigráfica representativa do corte do Pontal, 610-O-11-1

B (AmF)- Areia média feldspática, bem calibrada, rosada (10R ; 5/6). O feldspato perfaz 17% do sedimento total. Bioturbação pouco densa, distribuída principalmente no topo da camada. Presentes duas icnofácies: a) repicnia: galerias sinuosas não ramificadas com 2,00 mm de diâmetro e comprimento médio de 6cm b) cubécnia: cavidades de estadia semelhantes aos constituídos actualmente por bivalves filtradores, com paredes de contorno vermelho,

levemente pelitizadas. Contacto com a unidade suprajacente marcado por um calcicrete milimétrico que trunca as marcas de bioturbação. Espessura: 1,5 m.

C (AmF)- Arcia média feldspática, moderadamente bem calibrada, branco acinzentado (2,5Y ; 8/4). O feldspato representa 15% do total. Espessura: 3,0 m.

D (SaB)- Silte arenoso bioturbado, fortemente manchado por pigmentos de ferro. Espessura: 2,0 m.

E (Amg)- Arcia muito grosseira mal calibrada, vermelho (10R ; 4/8). Seixo de quartzo pequeno a médio, redondo, disperso no seio do sedimento que o suporta. Espessura: 2,0 m.

F (CP)- Conglomerado polimíctico de seixo e calhau de quartzito, quartzo, grauvaque e xisto. Os clastos são redondos de baixa esfericidade. Espessura: 1,0 m.

VII.3.4.3- VARIAÇÃO VERTICAL DAS LITOFÁCIES

As unidades A e B são granulometricamente idênticas mas mineralogicamente muito diferentes. A unidade B ao contrário da unidade A, é rica em óxidos de ferro e o feldspato representa em percentagem, o dobro relativamente à unidade inferior. O contacto entre ambas é marcado apenas por esta alteração mineralógica sem evidências de erosão. A bioturbação concentrada em zonas preferenciais na base da unidade A, sugere alguma remobilização do sedimento embora ligeira porque a fragilidade das paredes das pistas não permite longo transporte (figura VII.16). Como é regra em todos os afloramentos estudados na margem esquerda da ribeira de S. Lourenço, a passagem às unidades grosseiras do topo faz-se através de uma unidade pelítica (unidade D), pré pedolizada e fortemente manchada por pigmentos ferruginosos.

VII.3.5- CORTE DAS BARREIRAS VERMELHAS (610-O-9-1)

VII.3.5.1- LOCALIZAÇÃO

Situa-se na região das Barreiras Vermelhas, com as coordenadas 70° 55' 6" W ; 37° 1' 54" N, na margem esquerda da Ribeira de S. Lourenço.

VII.3.5.2- DESCRIÇÃO

A (AfM)- Arcia muito fina micácia, bem calibrada, bege (2,5Y ; 8/4). A percentagem de micas apresenta o valor máximo de 5% nas fracções compreendidas entre 2,00 mm e 0,25 mm. O feldspato, constitui 4% nessas mesmas fracções. A fracção pesada, constituída principalmente por ilmenite, apresenta o valor máximo, de 1,5% nas fracções 0,25 mm a 0,063 mm. A argila, constitui 1,8% do sedimento total, é fundamentalmente caulínica com vestígios de ilite. O quartzo, quase exclusivamente hialino, apresenta grãos subangulosos de baixa esfericidade. Laminação horizontal constituída por argila esmectítica. Contacto superior erosivo, marcado por conglomerado. Espessura: 4,0 m.

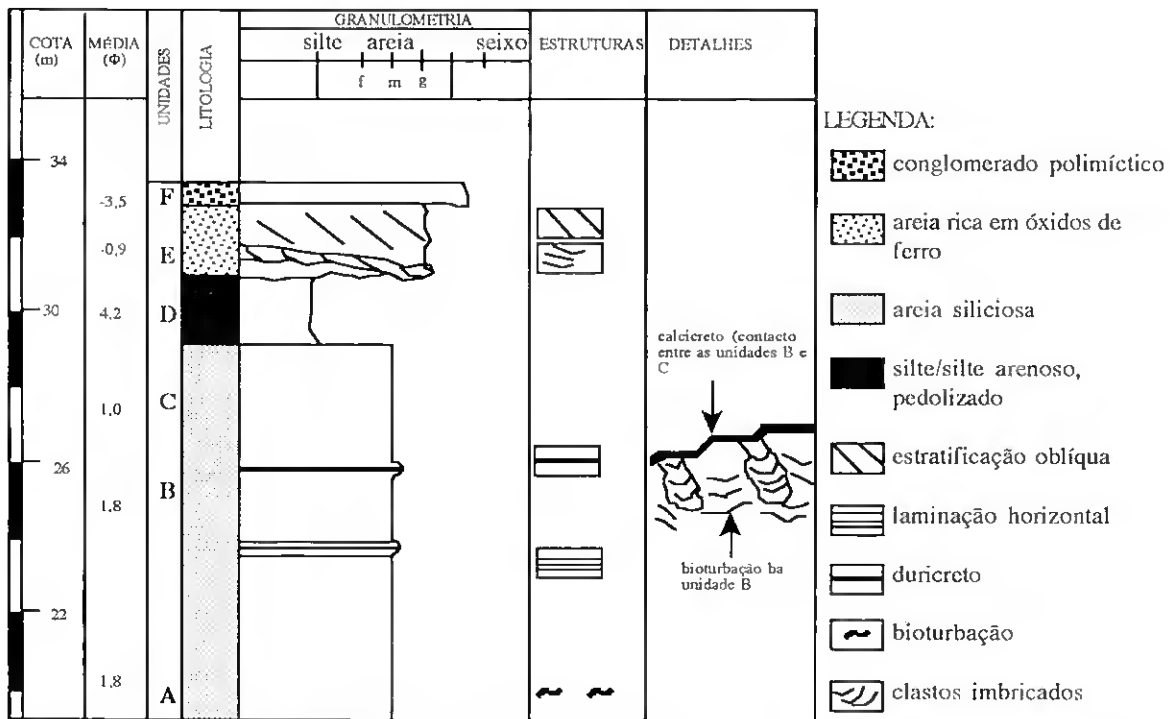


FIGURA VII.16 Coluna litostratigráfica representativa de um dos corte geológicos da região do Pontal, 610-N-11-2

B (AmF)- Areia média feldspática, bem calibrada, alaranjado (5YR ; 6/8). O feldspato potássico, perfaz 20% do sedimento total. A argila, caulinítica, constitui 4% do total. Contacto brusco com a unidade superior. Espessura: 4,0 m.

C (SB)- Silte arenoso bioturbado, fortemente manchado de vermelho por óxidos de ferro. Contacto com a unidade infrajacente através de um nível conglomerático. Espessura: 2,0m.

D (AgF)- Areia grosseira feldspática, moderadamente bem calibrada, branco (2,5 Y ; 8/0). O feldspato constitui 15% do sedimento total. A argila representa 3,09% do volume de sedimento total. Contacto erosivo com a unidade suprajacente, marcado por conglomerado. Espessura: 0,30 m.

E (Amg)- Areia muito grosseira, mal calibrada, vermelho (10R ; 4/8), com suporte matricial argiloso muito rico em óxidos de ferro. Seixo médio a grande de quartzo pouco alterado, redondo. Estratificação oblíqua planar. Espessura: 5,5 m.

F (CP)- Conglomerado extraformacional polimítico com seixo de quartzo, quartzito, grauvaque e xisto. Clastos muito alterados, redondos de baixa esfericidade. Espessura: 0,5 m.

VII.3.5.3- VARIAÇÃO VERTICAL DAS LITOFÁCIES

A deriva granulométrica vertical é negativa (VII.17). A partir da unidade feldspática (B), tornam-se frequentes para o topo, leitos conglomeráticos centimétricos. São compostos por clastos de quartzo e quartzito pouco alterados, muito redondos de esfericidade variável. Encontram-se nos contactos entre as unidades **B-C**, **D-E** pelo que estes contactos devem ser interpretados como erosivos. A unidade **D**, granulometricamente grosseira, constitui uma das raras exceções à granulometria média ou fina das unidades definidas como feldspáticas. O Conglomerado do topo do afloramento é mais grosseiro que os conglomerados intrasequenciais, inclui litoclastos de xisto e grauvaque. Os seixos e calhaus de quartzito do conglomerado do topo, encontram-se muito alterados contrariamente aos clastos dos

conglomerados intrasequenciais. Este facto traduz provavelmente a existência em tempos diferentes, de duas fontes distintas para o quartzito.

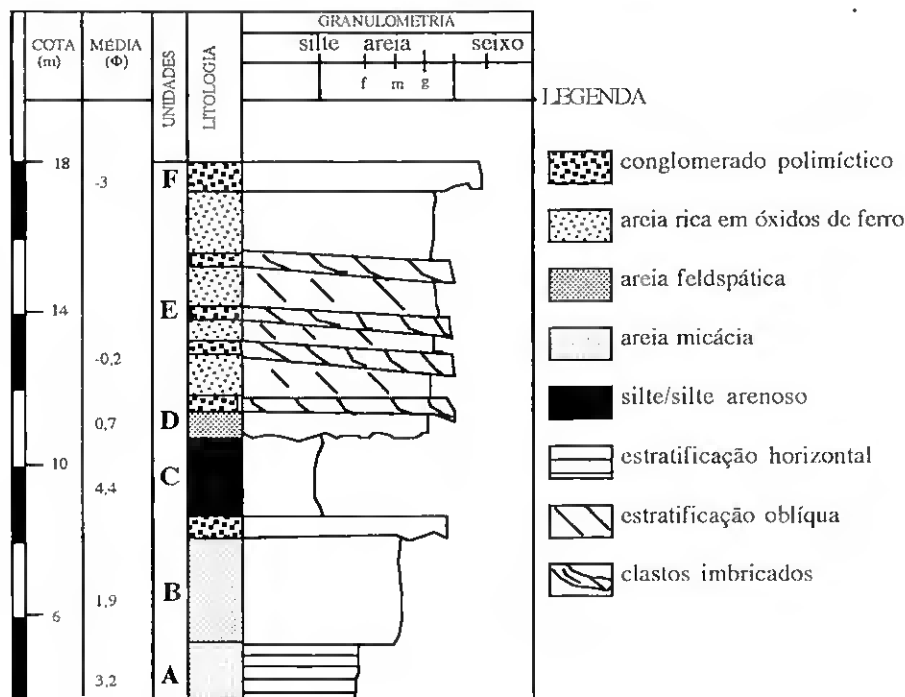


FIGURA VII.17: Coluna litostratigráfica 610-O-9-1, na zona das Barreiras Vermelhas. É nestas sequências que a ribeira de S. Lourenço escavou o seu leito actual e constituem por isso as arribas da sua margem esquerda

VII.3.6- CORTE DO ANCÃO (610-I-9-1)

VII.3.6.1- LOCALIZAÇÃO

Situa-se a E da praia de Vale de Lobo: 8° 2'12" W ; 37° 2' 6" N, praia do Ancão, junto ao posto da Guarda Fiscal.

VII.3.6.2- DESCRIÇÃO

A (AmF)- Arcia média feldspática, moderadamente bem calibrada, branco acinzentado (2,5Y ; 8/4). O feldspato constitui 12% do sedimento total e a argila contribui com 5,3%. Espessura: 2,0 m.

B (AfM)- Areia fina micácia, bem calibrada, bege (2,5Y ; 8/4). A percentagem de micas apresenta o valor máximo de 1,5% nas fracções granulométricas compreendidas entre 2,00 mm e 0,25 mm. O feldspato, constitui 4% nessas mesmas fracções. A fracção pesada, constituída principalmente por ilmenite, apresenta o valor máximo, de 0,5% nas fracções 0,25 mm a 0,063 mm. A argila, constitui 3,01% do sedimento total. O quartzo, quase exclusivamente hialino, apresenta grãos subangulosos de baixa esfericidade. Espessura: 2,0 m.

C (AmF)- Areia média feldspática, rosada (10R; 5/6), levemente litificada. O feldspato perfaz 17% do sedimento total. A argila constitui 2,7% do total. Estratificação oblíqua planar. Espessura: 1,0 m.

D (Ag)- Areia vermelha grosseira com seixo pequeno disperso e estratificação oblíqua planar, 25⁰SE. Um conglomerado grosseiro separa-a da unidade infrajacente. Espessura: 1,5 m.

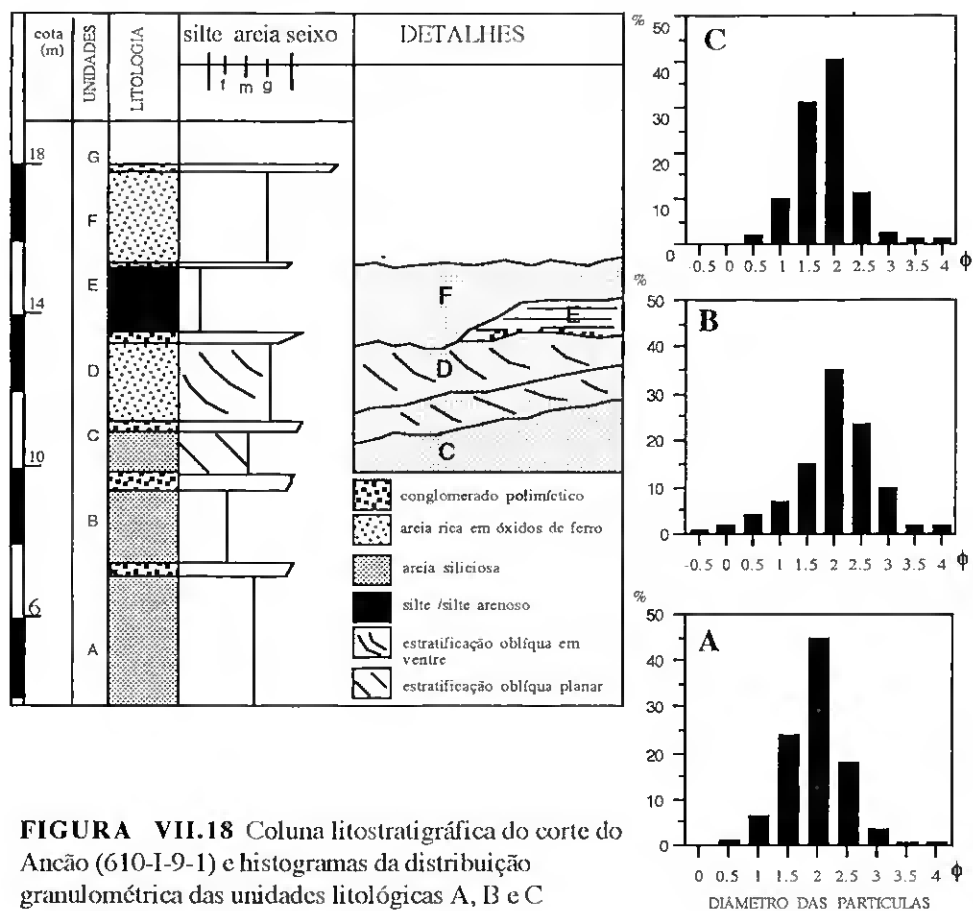
E (Sa)- Silte arenoso fortemente manchado por óxidos de ferro. Espessura: 0,5 m.

F (Ag)- Areia grosseira amarela com seixo pequeno de quartzo, disperso no seio do sedimento que o suporta. Localmente manchada por óxidos de ferro. Espessura: 1,20 m.

G (CP)- Conglomerado polimíctico de fraca expressão, constituindo apenas uma cobertura superficial, muito rico em seixo armado que é a fase mais abundante desta unidade.

VII.3.6.3- VARIAÇÃO VERTICAL DAS LITOFÁCIES

Todos os contactos entre as unidades são de natureza erosiva, marcados por horizontes conglomeráticos (figura VII.18). A unidade **F** é granulométrica e mineralogicamente idêntica às unidades de topo de todos os outros afloramentos descritos, mas a sua cor amarela inusual que substitui a cor habitualmente vermelho vivo, pode dever-se apenas a lixiviação dos pigmentos ferruginosos. Em toda a região de Vale de Lobo - Ancão, a diferenciação superficial desta unidade é uma constante. As unidades da base (A, B, C), são granulometricamente idênticas, variando apenas na percentagem de feldspato.



VII.3.7- CORTE DE VALE DO LOBO (610-G-10-1)

VII.3.7.1- LOCALIZAÇÃO

Constitui um sector da arriba da praia de Vale do Lobo, a E do aldeamento turístico: $8^{\circ} 3' 42''$ W ; $37^{\circ} 2' 36''$ N.

VII.3.7.2- DESCRIÇÃO

A (Af)- Areia fina, bem calibrada, bege (2,5Y ; 8/4). A percentagem de micas apresenta o valor máximo de 1,5% nas fracções entre 2,00 mm e 0,25 mm. O feldspato, constitui 4% nessas mesmas classes granulométricas. A fracção pesada, constituída principalmente por ilmenite, apresenta o valor máximo, de 0,5% nas fracções compreendidas entre 0,25 mm e 0,063 mm. A argila, constitui 3,71% do sedimento total. O quartzo, quase exclusivamente hialino, apresenta grãos subangulosos de baixa esfericidade. Espessura: 3,0 m.

B (AmF)- Areia média feldspática rosada (10R ; 5/6), levemente litificada. O feldspato constitui 17% do sedimento total e a argila 2,7%. Leitos de seixo pequeno, determinam a existência de estratificação oblíqua planar, 80S. Está separada da unidade infrajacente por um nível conglomerático. Espessura: 8,0 m.

C (Ag)- Areia grosseira vermelha manchada por óxidos de ferro, com seixo médio de quartzo disperso no seio do sedimento que o suporta. Espessura: 4,0 m.

D- ferricrete. Espessura: 0,30 m.

E- Argila esmectítica cinzenta, fortemente manchada de vermelho, com cavidades preenchidas por material da unidade suprajacente. Espessura: 4,0 m.

F- argila esmectítica cinzenta com estratificação horizontal. Espessura: 1,5 m.

G- Conglomerado de seixo e calhau, quartzítico, formando uma cobertura pouco espessa: 0,5 m.

VII.3.7.3- VARIAÇÃO VERTICAL DAS LITOFÁCIES

A arriba é neste local quase vertical pelo que as unidades a partir de C para o topo (figura VII.19), foram estudadas de modo indirecto. A amostragem e as medições foram efectuadas sobre um bloco recentemente caído na base da arriba. Neste afloramento estão preservadas unidades argilosas, facto pouco vulgar nos cortes estudados. Cerca de 6Km a Norte desta região, na zona do Troto (Almansil), ocorrem unidades argilosas e conglomeráticas semelhantes em todas as suas características, às unidades argilosas descritas neste corte (D e E). Ambas as

unidades teriam provavelmente feito parte de um mesmo sistema lagunar ou estuarino. À exceção destas unidades argilosas, a deriva granulométrica vertical é negativa.

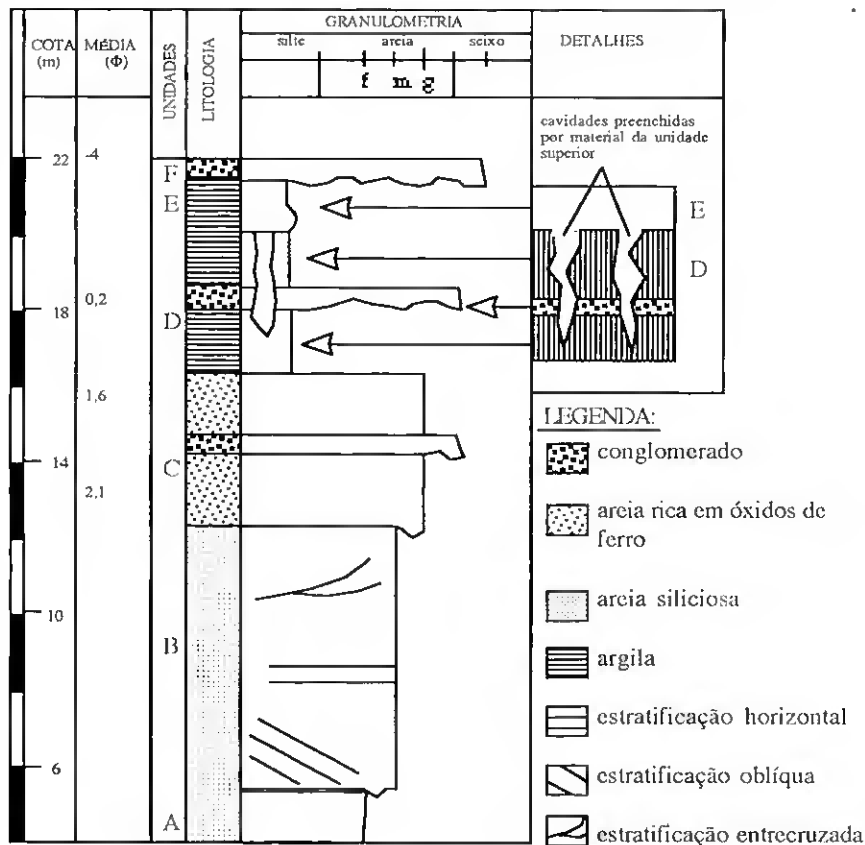


FIGURA VII.19 Coluna litostratigráfica do corte de Vale de Lobo, 610-G-10-1. As unidades litológicas a partir de C para o topo, foram descritas com base num bloco caído na base da arriba

VII.3.8- CORTE DA PRAIA DO BARRANCO (605-L-5-1)

VII.3.8.1- LOCALIZAÇÃO

Com as coordenadas $8^{\circ} 10' 54''$ W ; $37^{\circ} 5' 36''$ N, situa-se a 250 m a E da praia de Olhos de Água, na praia do Hotel Sheraton.

VII.3.8.2- DESCRIÇÃO

A (SM)- Silte arenoso micácio. Amarelo Ocre (2,5Y ; 7/6). Assenta directamente sobre as unidades carbonatadas fossilizando a paleotopografia sobre elas desenvolvida. NRM normal. Espessura: 0,6 m.

B (CP)- Conglomerado polimítico. Elementos bem redondos de baixa esfericidade. Na sua composição, predomina o quartzito, sendo frequente o grauvaque e o xisto. Ocasionais calhaus rolados de rocha básica muito alterada. Faz o contacto entre as unidades **A** e **C**. Espessura: 0,21 m.

C (SM)- Silte micácio amarelo ocre (2,5y ; 7/4). NRM inversa. Espessura: 0,54 m.

D (CP)- Conglomerado polimítico grosseiro. Elementos bem rolados de baixa esfericidade. Predomina o quartzito, sendo frequente o grauvaque e o xisto. Espessura: 0,35 m

E (Amg)- Areia muito grosseira (figura VII.20) com seixo pequeno subredondo, disperso. Amarela. Intensa precipitação de óxidos de ferro, responsáveis pela coloração. Na base, em contacto com a unidade C, ocorre um nível de ferrireto afectado por microfalhas. Espessura: 1,5 m.

F (Ag)- Areia grosseira pobremente calibrada (figura VII.20). Amarela (2,5y ; 8/4). Estratificação oblíqua paralela, estratificação entrecruzada em grupos isolados. Afectada por intensa fracturação. Espessura: 0,5 m.

G (AMG)- Areia muito grosseira cascalhenta (figura VII.20), moderadamente bem calibrada, com seixo pequeno a médio, subrolado, disperso. Cor amarelada (2,5y ; 8/4). Na base, a estratificação é oblíqua paralela, passando para o topo a entrecruzada. São comuns os leitos de seixo afectados por microfracturação. Espessura: 1,5 m.

H (C)- Conglomerado constituído por seixos quartzíticos, redondos e esféricos. Marca o contacto entre as unidades G e I. Espessura: 0,2 m.

I (Ag)- Areia grosseira cascalhenta, muito pobremente calibrada (figura VII.20), com seixo pequeno a médio, subrolado, disperso. Feldspática. Branco acinzentado (5y ; 8/1). Óxidos de Mn (Todorokite) dispersos, responsáveis pela cor acinzentada, ou em aglomerados esféricos

friáveis. Estratificação entrecruzada na base, separada por um nível conglomerático da estratificação oblíqua paralela dominante na parte média. Espessura: 5,0 m.

J (CF)- Conglomerado polimfético, extraformacional, fossilífero suportado por areia muito grosseira. Elementos bem rolados subesféricos. Predomina o quartzito muito alterado e são frequentes os calhaus bem rolados esféricos a subesféricos que atingem 17,0 cm segundo o eixo maior, de rochas básicas muito alteradas. Intraclastos patelares de silte amarelo e argila negra. Amarelo (2,5y ; 8/4). Rico em i) peças ósseas variadas de mamíferos marinhos mal conservadas e muito ferruginizadas, ii) dentes de *Isurus* sp., a maioria em bom estado de conservação e iii) dentes de *Carcharacles megalodom* de indivíduos maduros, com sinais de colização. Espessura: 0,2 m.

K (AmB)- Arenito de grão médio (figura VII.20), com cimento silicioso. Bege (10yR ; 8/1). Bioturbada, com pistas horizontais simples. Associação microfaunística, pobre: *Elphidium crispum*, *Cibicides* spp., *Ammonia beccarii*, *Nonion boueanum*, *Elphidium* spp., *Rosalina* sp., *Bulimina* spp., *Ammonia* spp., *Textularia*, *Globigerina* sp., *Lagena* sp., *Asteronion* sp., *Trifarina* sp., *Trifarina anulata*. NRM normal. Espessura: 0,5 m.

L (AgF)- Arenito grosseiro, bioclástico, com cimento silicioso. Conteúdo fossilífero: i) *Ostrea* gr. *lamelloa*, com valvas frequentemente articuladas, de indivíduos em diferentes estádios de crescimento, agrupados em fiadas. As valvas apresentam fraca fragmentação e abrasão pré-enterramento. O seu tamanho modal é moderado e a biocrosão escassa provocada essencialmente por esponjas cliónidas icnogénero *Entobia*, Anelídeos e Gastrópodes predadores icnogénero *Oichnus*; ii) *Pecten* (*Pecten*) sp. com valvas em diferentes estados de conservação iii) *Palliolum excisum* com valvas em diferentes estados de conservação; iv) Cirrípedes balaniformes em associações até dez indivíduos; v) Ocasionais fragmentos de Equinídeos; vi) foraminíferos cujas carapaças mostram evidências de arraste e selecção de tamanho. A forma predominante é *Ammonia beccarii*. Para além desta, ocorrem *Lobatula lobatula*, *Nonion boueanum*, *Elphidium* sp. e *Neoeponides* sp.. NRM normal. Espessura: 1,0 m.

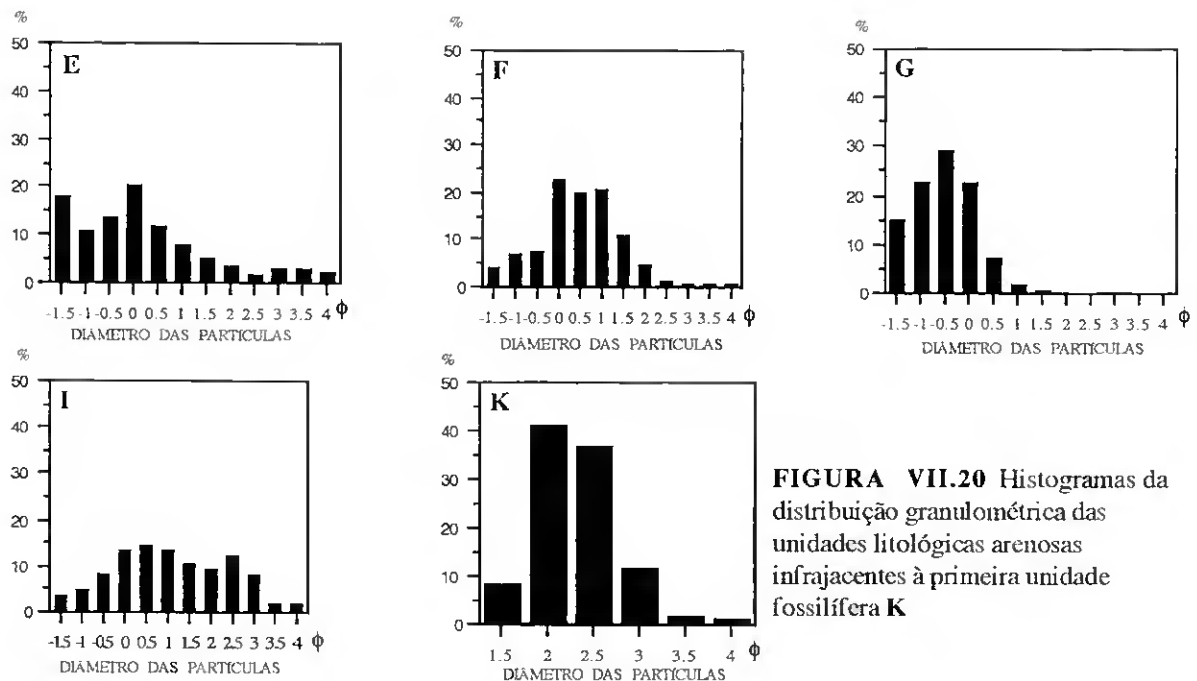


FIGURA VII.20 Histogramas da distribuição granulométrica das unidades litológicas arenosas infrajacentes à primeira unidade fossilífera **K**

M (AfM)- Areia fina micácia, moderadamente calibrada (figura VII.21), passando a areia grosseira pobremente calibrada para o topo. Branco acinzentado (5y; 7/1). Óxidos de Mn dispersos, responsáveis pela cor cinzento. NRM normal. Espessura: 1,0 m.

N (Ag)- Areia grosseira, pobremente calibrada (figura VII.21), Bege (10yR ; 8/3). "Ripple marks" assimétricos. Espessura: 1,0 m.

O (AfM)- Areia fina bem calibrada (figura VII.21), micácia. Ligeiramente consolidada no topo, com matriz argilosa. Branco acinzentado (5y / 8/1). A transição à camada superior, faz-se através de interlaminação de silte e areia fina. NRM normal. Espessura: 1,0 m.

P (Sa)- Silte argiloso (figura VII.21). A fração arenosa é moderadamente calibrada. Amarelo (2,5y ; 8/6). Estratificação subhorizontal. NRM inversa. Espessura: 1,0 m.

Q (Af)- Areia fina bem calibrada (figura VII.21), micácia. Bege (5yR ; 8/2) ou rosada (5yR ; 7/6). Óxidos de Mn dispersos no seio da unidade ou compondo laminação milimétrica. Laminação convoluta. NRM inversa. Espessura: 1,0 m.

R (AmF)- Areia média feldspática moderadamente bem calibrada (figura VII.22), com seixo pequeno, rolado, disperso. Alaranjada (7,5yR ; 7/6). Areia fina feldspática alaranjada (5yR ;

6/8) bem calibrada, na base da camada onde ocorrem níveis de Mn. Próximo do topo, ocorre um nível com 20 cm de espessura, de seixo pequeno a grande, rolado, subesférico, com imbricação incipiente. NRM normal. Espessura: 5,0 m.

S (SB)- Silte rico em óxidos de ferro. Bioturbado com vestígios de rizólitos. Vermelho alaranjado. NRM normal. Espessura: 2,0 m.

T (CP)- Conglomerado polimítico grosseiro. Seixos médios a grandes, rolados. Espessura: 0,2 m.

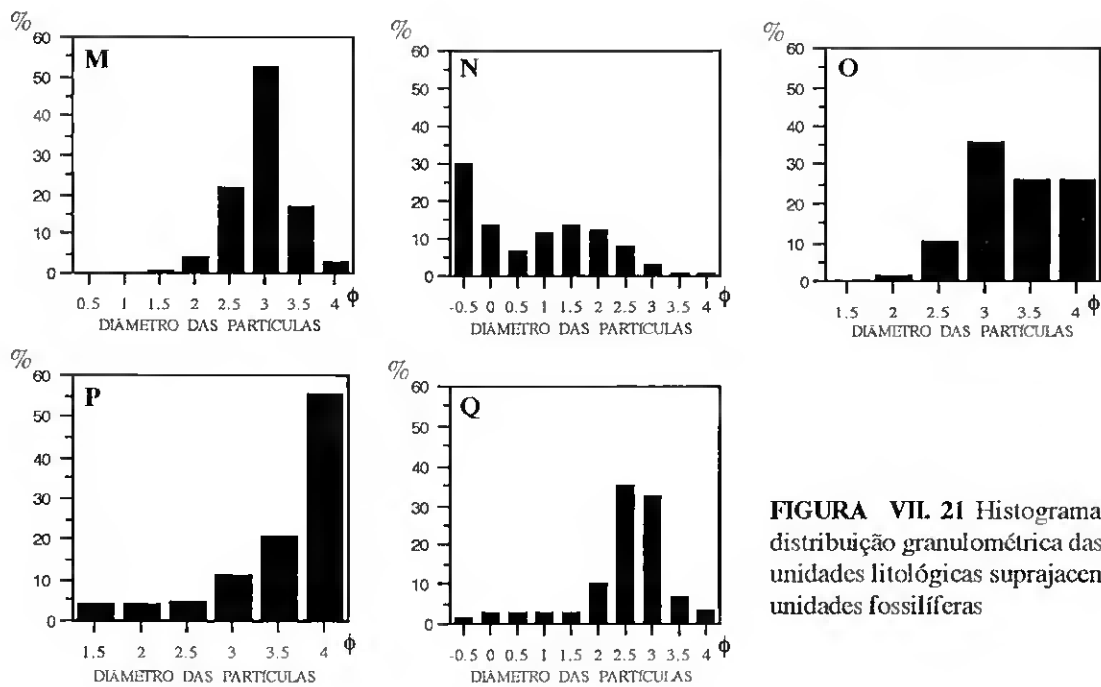


FIGURA VII. 21 Histogramas da distribuição granulométrica das unidades litológicas suprajacentes às unidades fossilíferas

VII.3.8.3- VARIAÇÃO VERTICAL DE FÁCIES

A deriva granulométrica vertical é globalmente positiva. No entanto a sequência sedimentar é susceptível de ser dividida em duas séries (figura VII.23). A primeira, dominada por sedimentos siliciosos granulometricamente grosseiros (I na figura VII.23) com frequentes leitos conglomeráticos, geralmente mal calibrados, constitui a metade inferior do afloramento. A segunda, dominada por sedimentos siliciosos granulometricamente mais finos (II na figura

VII.23) constitui a metade superior do afloramento. Separa estas duas séries, um conjunto de unidades litificadas e fossilíferas de extensão lateral limitada: arenitos fossilíferos.

Mineralogicamente, salienta-se a unidade R de areia média a fina, que representa um enriquecimento notável em feldspato e óxidos de ferro, relativamente às camadas infra e suprajacentes. A caulinite é a argila dominante em todo o perfil mas a ilite e moscovite vestigiais estão presentes na base do afloramento (figura VII.24).

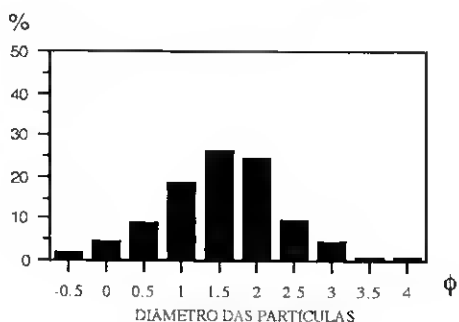


FIGURA VII.22 distribuição granulométrica da fracção arenosa do sedimento da unidade R (areia média feldspática)

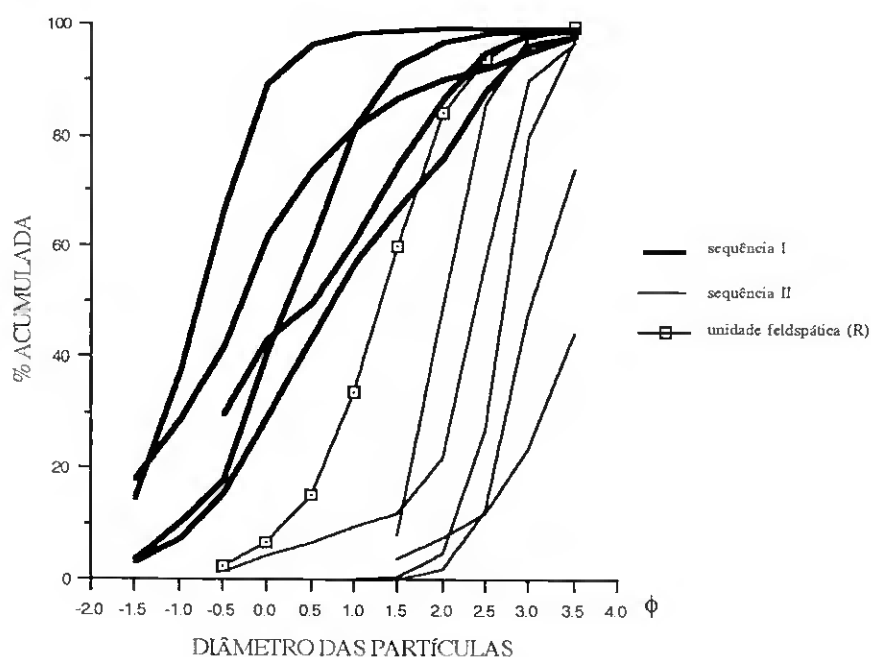


FIGURA VII.23 Curvas cumulativas dos sedimentos da sequência sedimentar da Praia do Barranco. As curvas a traço mais carregado, representam a série inferior (I) e as curvas a traço mais fino, os sedimentos da série superior (II).

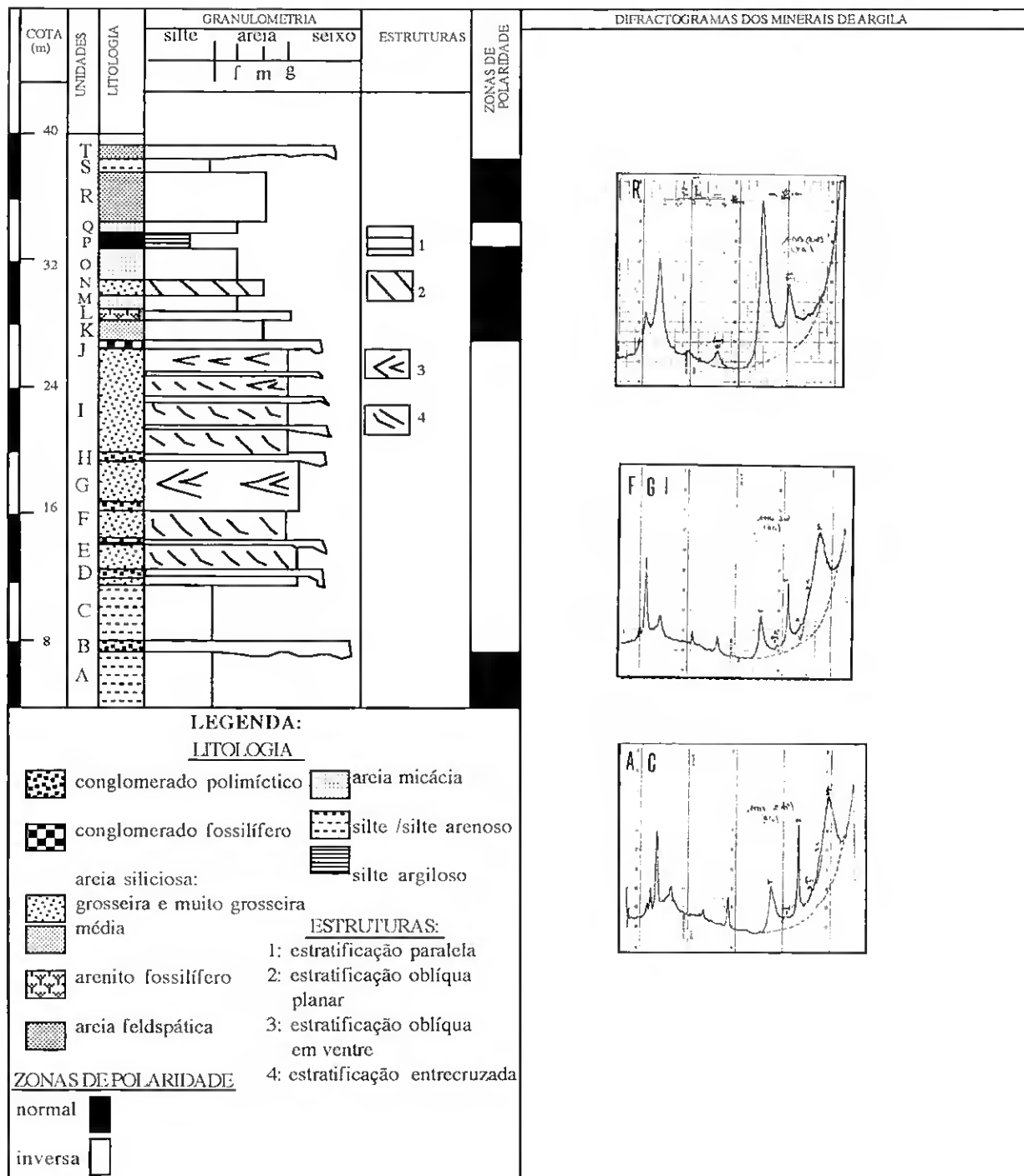


FIGURA VII:24 Coluna litostratigráfica da Praia do Barranco, 605-L-5-1 e difractogramas das argilas mostrando a sua variação ao longo do perfil

VII.4- LITOFÁCIES: INVENTARIAÇÃO E INTERPRETAÇÃO

VII.4.1- IDENTIFICAÇÃO DOS LITÓTIPOS

As fácies sedimentares foram agrupadas em oito litótipos principais que se articulam entre si, vertical e lateralmente de modo constante. O reconhecimento deste padrão, facilitou a correlação entre perfis geograficamente afastados e tornou possível a interpretação da evolução dos ambientes sedimentares. Os sedimentos que representam a maior percentagem do total de amostras estudadas, são siliciclásticos e na maioria das vezes o único atributo que os distingue é a dimensão das partículas. Esta, é então obrigatoriamente um parâmetro a considerar na inventariação e caracterização dos litótipos. O carácter feldspático de algumas areias e a riqueza em óxidos de ferro das mesmas, foi a segunda característica considerada. Para a identificação dos litótipos usou-se um número limitado de amostras, provenientes dos afloramentos descritos na secção VII.3, por se considerarem representativos da área de estudo.

Quando colocada a média granulométrica de encontro ao desvio padrão (figura VII.25), achou-se uma correlação capaz de definir áreas entendidas como litótipos. Todas as restantes amostras estudadas foram então projectadas no gráfico obtido e designadas pelo respectivo litótipo. Nos casos em que outros atributos como a composição, textura do sedimento ou estrutura dos corpos onde habitualmente ocorrem, o permitiram, definiram-se dois sublitótipos dentro da mesma área. O quadro da figura VII.26 hierarquiza os atributos considerados na definição dos litótipos. Os sedimentos de dimensão superior ou inferior à dimensão das areias foram simplesmente designados pelo nome da respectiva classe granulométrica (calhau, seixo, silte ou argila). O oitavo litótipo, ficou reservado para os clastos armados, cuja designação foi introduzida na secção VII.2 (terminologia e convenções).

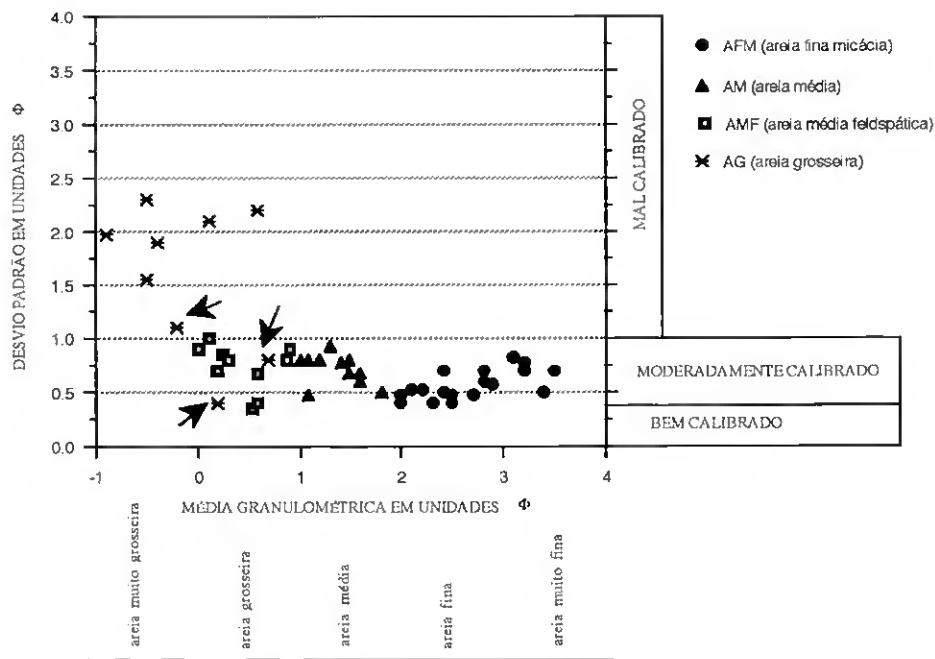


FIGURA VII.25 Relação entre a média granulométrica e o desvio padrão nos sedimentos dos cortes estudados. As setas representam areias grosseiras bem calibradas o que as afasta do litótipo "areias grosseiras mal calibradas". Estes casos referem-se às raras amostras de areia grossera feldspática.

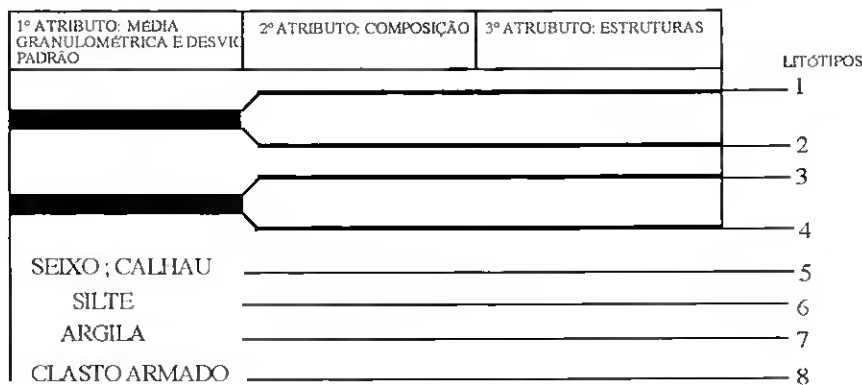


FIGURA VII.26 Hierarquização dos atributos definidores de litótipos

VII.4.2- LITOFÁCIES: DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO

VII.4.2.1- AREIA FINA MICÁCIA (AFM)

Areia fina a média de cor variando entre o branco acinzentado a branco amarelado, podendo no entanto adquirir tonalidades rosadas. Moderadamente bem calibrada. A mica chega a representar valores da ordem dos 2% relativamente ao peso total, nos sedimentos mais finos dentro deste litótipo. O feldspato potássico parcialmente caulinizado, não ultrapassa os 7% do peso total do sedimento. A fracção pesada é composta principalmente por ilmenite. O quartzo é quase exclusivamente hialino com grãos subangulosos de baixa esfericidade. A argila não excedendo em média os 2%, é caulínica. Os corpos onde ocorrem apresentam com frequência estratificação paralela horizontal, por vezes obliterada por intensa bioturbação. Estão por vezes presentes várias icnofácies, sucedendo-se verticalmente. Suportam geralmente intraclastos patchares de argila esmectítica.

A variação granulométrica do sedimento traduz-se numa variação da taxa de deposição, se admitirmos um meio hidrodinamicamente estável. Para sedimentos granulometricamente semelhantes, a taxa de deposição varia, se variar a velocidade de fluxo. A natureza do substrato, a profundidade da coluna de água, a energia do meio e as variações na taxa de deposição, podem estar na origem da evolução vertical das icnofácies, verificada em alguns dos corpos líticos que exibem esta litofácies.

Na tabela VII.1, expressam-se os parâmetros granulométricos estatísticos obtidos a partir das curvas acumuladas, de acordo com Folk & Ward (1957) e que balizaram a definição da litofácies I. Se atendermos às médias granulométricas obtidas para os sedimentos analisados, compreendidas entre 0,2 mm e 0,3 mm, o sedimento foi depositado quando a velocidade de fluxo reduziu para valores inferiores a 5 cm/s, de acordo com o diagrama experimental de Hjulström. Segundo o diagrama de Allen (1965) modificado por Flemming (1977) de acordo com observações de campo, para as mesmas médias granulométricas, podemos obter as seguintes situações: **(a)** deposição a partir de uma suspensão em fluxo acelerado, da ordem dos 30 cm/s; **(b)** deposição a partir de carga de fundo em fluxo desacelerado, para velocidades inferiores a 24 cm/s. A estrutura planar das camadas pode manter-se em qualquer dos casos, se

aplicarmos o diagrama de Southard *et al* (1973) que relaciona a estrutura do sedimento com a granulometria e a velocidade de corrente.

Segundo Tanner (1995), assimetrias inferiores a 0,1 ϕ , como as observadas, são características de sedimentos de praia ou rio, enquanto que assimetrias superiores a 0,1 ϕ , caracterizam sedimentos eólicos ou de bacias fechadas e um desvio padrão compreendido entre 0,3 ϕ e 0,5 ϕ é característico de praias maduras.

TABELA VII.1 Parâmetros estatísticos gráficos obtidos para sedimentos do litótipo AfM (arcias finas micácias)

LITÓTIPO	MÉDIA (M) MEDIANA (Md) (unidades ϕ)	DESVIO PADRÃO (unidades ϕ)	ASSIMETRIA (unidades ϕ)	CURTOSE (unidades ϕ)
A F M	M: 1,8; Md: 1,8	0,6	-0,07	1,02
areia fina micácia	M: 2,2; Md: 2,2	0,4	0,03	0,9
	M: 2,2; Md: 2,3	0,6	-0,2	1,4
	M: 2,2; Md: 2,2	0,5	0,0	0,9

Sendo a análise das curvas cumulativas muito importante no estudo da dinâmica sedimentar, quando se faz este tipo de análise para sedimentos antigos, os resultados podem ser inconclusivos. De facto, comparando as características deste litótipo expressas na tabela VII.II, com os resultados obtidos por Visser (1969), não é possível apontar seguramente para nenhum dos ambientes sedimentares propostos pelo autor.

Quando comparadas com os resultados obtidos por Bakker *et al* (1972) na sua análise de factores para curvas cumulativas, as características da distribuição granulométrica da fácies em questão, encontra-se em situação intermédia entre o factor I (dunas) e o factor III (praia ou dunas estabilizadas). A ausência de estratificação característica de duna e o tipo de bioturbação, exclui este último ambiente como provável para a litofácies **AfM**.

Sendo inconclusiva a reconstituição do paleoambiente através dos parâmetros granulométricos, a estrutura das camadas, a intensidade e tipo de bioturbação foram tomados

como informação complementar. A estratificação horizontal, é característica de elevados regimes de fluxo (Harms *et al*, 1965; Simons *et al*, 1965). O modo caótico como se apresentam as galerias de bioturbação e por vezes a concentração das estruturas em determinadas zonas das camadas, indicando alguma remobilização, são dados compatíveis com domínios de inter-marés não muito energéticos. As zonas onde a estratificação foi preservada e as pistas são paralelas à estratificação, podem corresponder a um decréscimo da taxa de deposição ou à diminuição de energia do meio. A frequente ocorrência de laminitos de areia fina e silte, fendas de retracção, estruturas de escape de água, pistas de bivalves filtradores e horizontes de minerais pesados é compatível com regimes de supratidal. Ainda que nenhuma das relações tentadas, tenha sido completamente esclarecedora, os dados disponíveis são compatíveis com ambiente marinho pouco profundo de domínios infra a supratidal.

TABELA VII.II Características da distribuição granulométrica da fácies AFM, obtidas através da análise das curvas cumulativas. T1 e T2 correspondem aos dois pontos de inflexão das curvas. σ é a calibragem, onde b= boa

CARGA DE FUNDO		T1	TRANSPORTE EM SALTAÇÃO		T2	CARGA SUSPensa	
%	σ		%	σ		%	σ
9	b	1 ϕ	81	b	3 ϕ	10	b
0,5	b	1 ϕ	94,5	b	3 ϕ	5	b
6	b	1 ϕ	73	b	3 ϕ	21	b
0,5	b	1 ϕ	88,5	b	3 ϕ	11	b
13	b	1 ϕ	85	b	3 ϕ	2	b

VII.4.2.2- AREIA MÉDIA FELDSPÁTICA (AMF)

Areia média, excepcionalmente pode ser grosseira, bem calibrada de cor variando entre o rosado e o alaranjado. Subarcósica com o feldspato atingindo por vezes os 20% do peso total de sedimento. A fracção pesada é composta principalmente por ilmenite e magnetite. A argila

constitui cerca de 6% do peso total do sedimento e é caulínica. Os grãos de quartzo hialino, subangulosos de baixa esfericidade, apresentam depósitos superficiais de óxidos de ferro facilmente eliminados por lavagem em ultra-sons. Geralmente maciças podem no entanto exibir estratificação quer paralela oblíqua quer paralela horizontal. A fracturação pode ser considerada como um atributo deste litótipo, pela frequência com que afecta os corpos líticos. A elevada dispersão na orientação das diaclases, sugere que elas são simplesmente o resultado da compactação diferencial do sedimento. De facto esta fácies possui a relação finos/ grosseiros mais elevada do conjunto de fácies estudadas. A incidência de diaclasamento nos corpos líticos onde ocorre este litótipo, sem continuidade nos corpos adjacentes de litótipos diferentes, parece ser então a consequência do elevado teor de matriz argilosa.

Se compararmos os dados expressos na tabela VII.III com os dados de Visher (1969), obtemos boa correlação com as características de sedimento de praia. Quando comparados com os dados de Bakler *et al* (1972) não é possível nenhuma correlação. Na tabela VII.IV, representam-se os parâmetros granulométricos obtidos para a fácies **AMF**. Do mesmo modo que para a fácies **AFM**, obtemos velocidades de fluxo que variam entre os 5 cm/s e os 30 cm/s quando nos baseamos na média granulométrica, segundo Hjulström e Allen (1965) respectivamente.

TABELA VII.III Parâmetros granulométricos, gráficos, para a litofácies **AMF** (arcia média feldspática)

LITÓTIPO	MÉDIA (M) MEDIANA (Md) (unidades ϕ)	DESVIO PADRÃO (unidades ϕ)	ASSIMETRIA (unidades ϕ)	CURTOSE (unidades ϕ)
AMF arcia média feldspática	M: 1,4; Md: 1,4	0,7	-0,1	1,2
	M: 1,5; Md: 1,5	0,9	0,04	0,9
	M: 1,8; Md: 1,7	0,5	-0,07	0,58

A grande extensão lateral dos corpos líticos que exibem esta litofácies, a monotonia do padrão estrutural, a fraca espessura e o seu aplanamento superior (grande parte da plataforma detrítica

anteriormente definida, encontra-se desenvolvida sobre estas formações arenosas), a geometria tabular e boa dispersão granulométrica, são compatíveis com a deposição numa plataforma de abrasão marinha pouco profunda. A distribuição espacial é superior a qualquer outra das fácies estudadas e os corpos líticos assentam a Norte directamente sobre o soco carbonatado do Mesozoico. Fossilizam por vezes o paleocarso onde ainda se podem encontrar como relíquias.

TABELA VII.IV Características granulométricas da litofácies AMF, obtidas através das curvas de frequência. T1 e T2 são os dois pontos de inflexão das curvas cumulativas. σ é a calibragem onde b= boa, 2-f= duas populações com calibragem fraca

CARGA DE FUNDO		T1	TRANSPORTE EM SALTAÇÃO		T2	CARGA SUSPensa	
%	σ		%	σ		%	σ
0,5	b	0 ϕ	97,3	2-f	3,5 ϕ	2,2	b
65	f	2 ϕ	33	2-f	3,5 ϕ	2	b
28	b	1,1 ϕ	71,2	2-f	3,5 ϕ	0,8	b

VII.4.2.3- AREIA GROSSEIRA CAULINÍTICA (AGC)

Areia média a grosseira, moderadamente bem calibrada de cor variando entre o branco acinzentado e o branco amarelado. O feldspato potássico parcialmente caulinizado pode atingir 15% do peso total do sedimento. A fracção pesada é vestigial e é constituída principalmente por ilmenite. A argila, caulinítica, constitui em média 8% do peso total do sedimento. O quartzo é principalmente hialino e os grãos apresentam-se subangulosos de baixa esfericidade. São frequentes seixos de quartzo angulosos dispersos no corpo arenoso e patelas de grauvaque orientadas preferencialmente. Geralmente maciça, pode no entanto apresentar estratificação entrecruzada em feixes isolados. A tabela VII.V resume os parâmetros granulométricos obtidos em várias amostras desta litofácies.

De acordo com o diagrama de Hjulstrom, para médias compreendidas entre $0,5 \phi$ e $1,6 \phi$, a velocidade crítica necessária para manter em transporte estes sedimentos, será de 2 a 5 cm/s e de 24 cm/s segundo Flemming (1977). A assimetria (tabela VII.V), remeteria esta fácies para ambientes de praia ou de rio (Tanner, 1995). No entanto aquele parâmetro pode reflectir unicamente o enriquecimento em caulinite neoformada resultante da degradação dos feldspatos em condições subaéreas. Os corpos líticos constituídos por este litótipo são de distribuição geográfica limitada e sempre canalizados. No seio das areias foram encontrados moldes internos de gastrópodes pulmonados (estampa VII.II). Os corpos arenosos sem organização interna, são geralmente atribuídos à rápida sedimentação a partir de suspensões densas (Miall, 1996). A ausência de tração na fronteira entre o fluxo e o fundo, é um pré-requisito para a deposição de areias maciças a partir de suspensões altamente densas, que no entanto podem evoluir lateral ou verticalmente para areias com estratificação interna difusa (Kneller *et al*, 1995). A totalidade dos dados recolhidos sobre esta fácies é compatível com ambiente fluvial.

O volume e granulometria do sedimento fornecido à zona de deposição, sofrem modificações sempre que se verificam alterações climáticas, captura fluvial ou migração fluvial (Orton *et al*, 1993). Segundo este autor, usando as características granulométricas da litofácies **AGC**, poderemos inferir alguns parâmetros relativamente ao sistema fluvial responsável pela sua formação: **a)** a área de alimentação era inferior a 10^5 km^2 ; **b)** o clima foi temperado; **c)** o sistema fluvial enquadra-se no tipo entrancado; **d)** no baixo curso dos canais ocupando uma área inferior a $1\ 000 \text{ km}^2$, ter-se-ia desenvolvido uma planície arenosa com bifurcação de canais e barras **e)** a linha de costa seria rectilínea com correntes tractivas longilitorais e a zona com influência das marés teria uma largura entre 500 m a 2 km.

VII.4.2.4- AREIA GROSSEIRA VERMELHA (AGV)

Arcia grosseira a muito grosseira mal calibrada com suporte matricial argiloso em quantidades muito variáveis, de cor vermelho vivo. Seixo de quartzo pequeno a grande, bem rolado e

abundante. Conservação frequente de pavimento de canal. A estratificação oblíqua planar ou em ventre, e a estratificação entrecruzada, são definidas por leitos de seixo pequeno a médio, de quartzo ou quartzito, redondo pouco alterado. Constituem corpos líticos de grande extensão lateral cuja espessura não ultrapassa os 6 metros.

A estratificação oblíqua em depósitos de seixo é atribuível ao enchimento de pequenos canais (Miall, 1996). Os canais que transportam este tipo de material, são geralmente efémeros com fluxo muito irregular, frequentemente com leques aluviais dominados por processos fluviais. A arquitectura fluvial, traduz-se num sistema de canais entrançados (Orton *et al*, 1993). As frequentes alterações granulométricas que ocorrem em sucessão vertical e que caracterizam estes depósitos, traduzem variações na descarga fluvial, características de climas áridos.

TABELA VII.V Parâmetros granulométricos da litofácies AGC (arcia grosseira caulínítica), deduzidos das curvas de frequência granulométrica

LITÓTIPO	MÉDIA (M) MEDIANA (Md) (unidades ϕ)	DESVIO PADRÃO (unidades ϕ)	ASSIMETRIA (unidades ϕ)	CURTOSE (unidades ϕ)
AGC	M: 1,4; Md: 1,5	0,4	-0,1	1,1
arcia grosseira caulínítica	M: 1,5; Md: 1,5	0,6	-0,02	0,5
	M: 1,2; Md: 1,3	0,5	0,1	1,2
	M: 1,0; Md: 1,1	0,7	0,1	1,1
	M: 1,6; Md: 1,6	0,6	-0,04	1,3
	M: 0,7; Md: 0,7	0,5	-0,01	1,1
	M: 0,5; Md: 0,6	0,6	0,1	1,2

VII.4.2.5- SEIXO E CALHAU

São distinguíveis duas subfácies relativamente à posição na sequência sedimentar e à composição: **a)** leitos de seixo ou calhau pequeno, de espessura centimétrica, intrasequenciais, que ocorrem geralmente no contacto de unidades, constituídos por clastos muito redondos de

esfericidade variável, de quartzito e quartzo; b) conglomerados polimícticos extraformacionais, compostos por quartzito, grauvaque e xisto. O tamanho modal é superior ao dos conglomerados anteriores. O suporte matricial arenoso ou argiloso é muito variável em percentagem. Este tipo de depósitos são habitualmente atribuídos a fluxos de lama (Miall, 1996). Podem ainda segundo Orton *et al* (1993), ser depositados por canais entrançados ou por leques aluvionares em clima árido com uma área alimentadora inferior a 10^3 km².

VII.4.2.6- PELITOS

Silte ou silte arenoso de cor amarelo torrado fortemente manchado por óxidos de ferro principalmente goetite e hematite vestigial. A bioturbação por raízes, é frequente. Suportam por vezes pequenos canaletes arenosos e seixo pequeno disperso. São depósitos habitualmente atribuídos a processos pedogénicos.

VII.4.2.7- CLASTOS ARMADOS

São clastos resultantes da cimentação de grãos de areia siliciosa ou de seixos, por cimento ferruginoso. Subredondos e geralmente de elevada esfericidade, são da dimensão do seixo médio a grande ou mesmo do calhau. A designação de pisólitos é frequentemente usada para estes clastos, o que é incorrecto porque a estrutura concêntrica exigida pelos pisólitos está ausente nestes litoclastos. Manter-se-á o termo clasto armado porque sugere a génese dos mesmos à custa de sedimentos reciclados. De dimensão regional, esta fácies cobre no sul da Península, vastas áreas desde Vila do Bispo à região de Huelva. Identificada também em toda a região compreendida entre Odeceixe e Lagos recebe o nome local de Zorra (Marques *et al*, 1982). Quer no Algarve quer na região de Huelva, encontram-se actualmente preservados nas zonas aplanadas dos interflúvios quando a fácies aflorante é a areia média feldspática. Existe de facto uma estreita relação entre estas areias e os clastos armados. A génese destes depósitos tem

sido em Portugal atribuída à existência de um paleoclima tropical húmido durante o Quaternário (Marques *et al*, 1982; Abreu, 1990), seguido de condições áridas (Abreu, 1990). Não existe no entanto nenhuma evidência de laterização nem na região onde ocorrem nem sobre o soco mesozoico ou paleozoico mais a Norte. A sua origem pode relacionar-se simplesmente com a remobilização do ferro no seio dos sedimentos e posterior precipitação em zonas preferenciais. Suportam esta hipótese os seguintes dados: **i)** os clastos armados estão quase exclusivamente relacionados com a fácies de arcia média feldspática, **ii)** estas encontram-se profusamente diaclasadas oferecendo por isso canais de escoamento preferencial, **iii)** Um dos atributos mais comuns desta fácies é a preservação de estruturas rizomórficas, **iv)** As análises mineralógicas efectuadas sobre a matriz argilosa dos clastos, sobre a pigmentação ferruginosa dos sedimentos ao longo de um perfil completo na praia de Sta Eulália e sobre as terras rossas recolhidas no soco mesozoico mostram óptimas correlações para o Fe, Mn, Ti, Ni, Cr, Cu, W, Zn, Pb e Ba (Boski *et al*, 1995b). Isto significa que os pigmentos ferruginosos são introduzidos na bacia de deposição como consequência da erosão dos produtos de alteração da bacia alimentadora. A precipitação do ferro nos planos das diaclases e em torno das raízes das plantas e a sua lixiviação noutras zonas, determinaram a existência no mesmo corpo, de zonas cimentadas e de zonas fragilizadas porque foram privadas da coerência conferida pelo cimento ferruginoso. Quando sujeitos a erosão, os sedimentos desagregados são facilmente escoados, restando uma estrutura globular que colapsa facilmente quando lhe falta o suporte matricial (Boski *et al*, 1995b). As couraças de textura globular, que persistem como relíquias em algumas zonas, representam o estado imediatamente anterior ao colapso e libertação dos glóbulos.

VII.5- ARTICULAÇÃO LATERAL DAS LITOFÁCIES: PALEOAMBIENTES

Sendo um dos objectivos do trabalho, a evolução paleoambiental durante o Neogénico e Quaternário, as fácies não podem ser analisadas apenas numa perspectiva individual. É necessário após o reconhecimento da assinatura de cada uma delas, articulá-las à meso escala,

isto é, à escala do afloramento e à macro escala, ou escala regional. Através da descrição e interpretação de cortes geológicos atingir-se-á a primeira etapa, ou seja, a identificação de ambientes e processos geológicos que actuaram na região. A partir da articulação temporal e espacial dos cortes geológicos, atingir-se-á a etapa final, e por conseguinte, a reconstituição da evolução dos paleoambientes para o período geológico em causa. Para facilitar a leitura dos cortes geológicos, as fácies identificadas e interpretadas estão resumidas na tabela VII.VI.

VII.5.1- CORTE OLHOS DE ÁGUA - PRAIA DA FALÉSIA

VII.5.1.1- GEOMETRIA

Uma simples observação da relação geométrica entre as unidades carbonatadas e as detríticas, torna óbvio que as últimas fossilizam a paleotopografia desenvolvida sobre as primeiras. É na praia de Olhos de Água que as unidades carbonatadas surgem pela última vez como constituintes das arribas litorais. Para oriente daquela localidade, as arribas são talhadas em formações detríticas, de um modo geral não consolidadas. O enchimento detrítico para nascente de Olhos de Água, é em parte contemporâneo do próprio espaço que se foi criando, devido à estruturação de uma sub-bacia, a partir do Tortoniano. Na região para ocidente de Olhos de Água, as sequências detríticas equivalentes, estão confinadas a pequenos vales encaixados nas formações carbonatadas. Por meteorização destas e rotura das cavidades cársticas, algum material fóssil foi herdado do soco miocénico e retomado nos processos responsáveis pela deposição das séries arenosas.

A sequência sedimentar detrítica torna-se sucessivamente mais possante para E a partir de Olhos de Água e acomoda-se ao topo do Miocénico, a cotas cada vez mais baixas, provavelmente estruturado em semigraben (Silva, 1988). Treze quilómetros apenas para leste, na Várzea de Quarteira, o topo das unidades carbonatadas encontra-se a profundidades compreendidas entre os 10 e os 18 metros. Estes valores foram obtidos a partir dos relatórios

de sondagens por rotopercussão. Apesar das incertezas que encerram, devido ao método destrutivo usado, o topo das unidades carbonatadas encontram-se seguramente a cotas muito inferiores às verificadas em todo o sector litoral a ocidente de Olhos de Água (figura VII.27).

TABELA VII.VI Resumo dos litótipos identificados e principais características

LITÓTIPO	DESCRIÇÃO	ASPECTOS DIAGNÓSTICOS	INTERPRETAÇÃO DO MEIO
AFM	areia fina a média, micácia, bem calibrada	-estratificação horizontal -bioturbação -estruturas de escape de fluidos	infratidal a supratidal
AMF	areia média a grosseira, feldspática, bem calibrada, rica em óxidos de ferro	- diaclasamento - carácter feldspático	plataforma de abrasão marinha
AMC	i) areia branca, média a grosseira, bem calibrada, caulínica	- estratificação entrecruzada em feixes isolados	fluvial
	ii) areia branca, grosseira a muito grosseira, mal calibrada, caulínica	- carácter caulínico	
AGV	areia grosseira a muito grosseira, vermelha, mal calibrada.	- pavimento de canal - estratificação oblíqua planar ou em ventre	fluvial de canais entrançados
S, C	Seixo e calhau com ou sem suporte matricial, com elevado grau de arredondamento	- imbricação	leques aluvionares
P	siltos, siltos arenosos ou mais raramente, argilas	- acumulação preferencial de óxidos de ferro conferindo aspecto manchado	solo planícies de inundação
CA	clastos armados		processos de remobilização e precipitação preferencial do Fe

Lateralmente, desde a praia de Olhos de Água à praia da Falésia, as arribas litorais evoluem de areia grosseira e muito grosseira, branca, para areia média vermelho rosado. Esta variação lateral de litologia, corresponde a uma variação vertical de fácies e não a uma variação lateral de

fácies como uma observação menos cuidada faria supor (figura VII. 28). Não existindo aparentemente descontinuidades erosivas importantes, para além daquela que separa as unidades carbonatadas das siliciclásticas, verifica-se no entanto a ocorrência de superfícies discretas a nível granulométrico e mineralógico, no seio da sequência. O estudo das litofácies presentes, demonstrou a existência de duas séries, separadas se não por uma superfície erosiva, pelo menos por uma superfície que marca a progradação para leste, da série mais recente sobre a série mais antiga. É esta estruturação do enchimento detrítico que causa a falsa impressão de variação lateral de fácies.

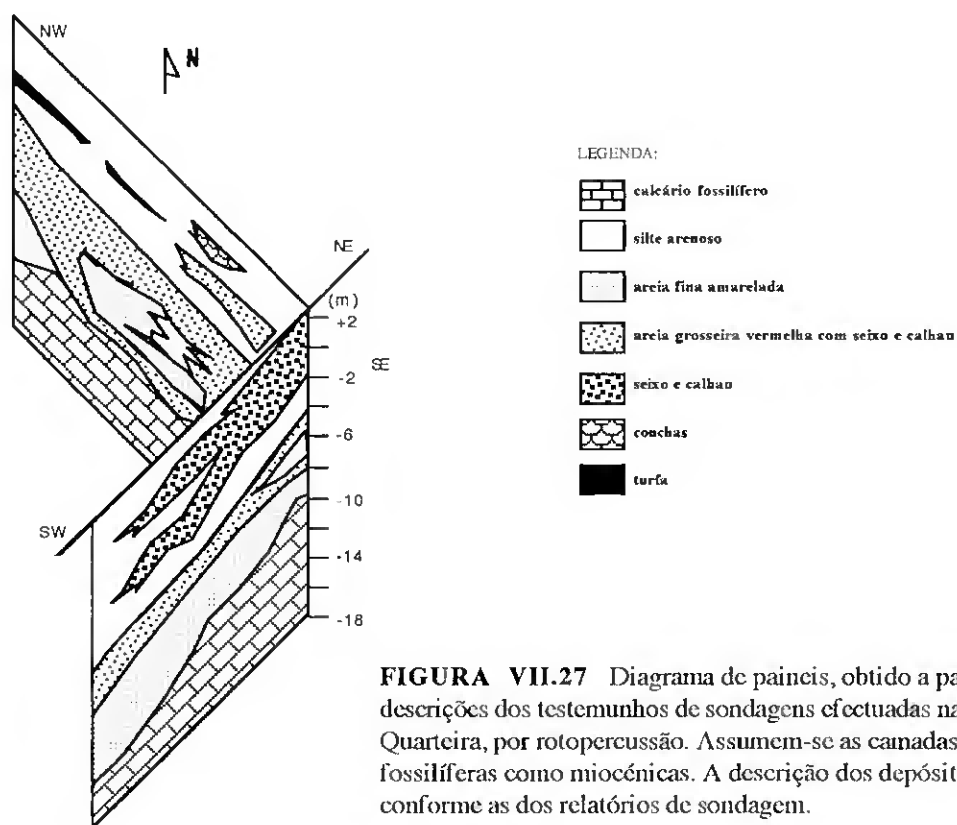


FIGURA VII.27 Diagrama de painéis, obtido a partir das descrições dos testemunhos de sondagens efectuadas na Várzea de Quarteira, por rotoperussão. Assumem-se as camadas de calcário fossilíferas como miocénicas. A descrição dos depósitos está conforme as dos relatórios de sondagem.

A geometria de toda a sequência sedimentar foi condicionada pelo espaço disponível para receber a carga sedimentar, oriunda de uma área de alimentação muito superior em superfície à zona de recepção. Assim, as pequenas bacias sinsedimentares criadas pela estruturação do topo do Miocénico em horst-graben, colmataram rapidamente, tornando-se sedimentologicamente

fechadas, pelo que se verificou a sucessiva transferência de sedimento para as bacias vizinhas cada vez mais para leste (figura VII.29).

Constrangida a Norte pelo relevo mesozoico de rochas muito competentes, a bacia receptora desenvolveu-se numa faixa estreita NW-SE. São os depósitos pertencentes à série superior (série II na figura VII.29) que afloram nas áreas representadas por AMF no mapa de litofácies (anexo C).

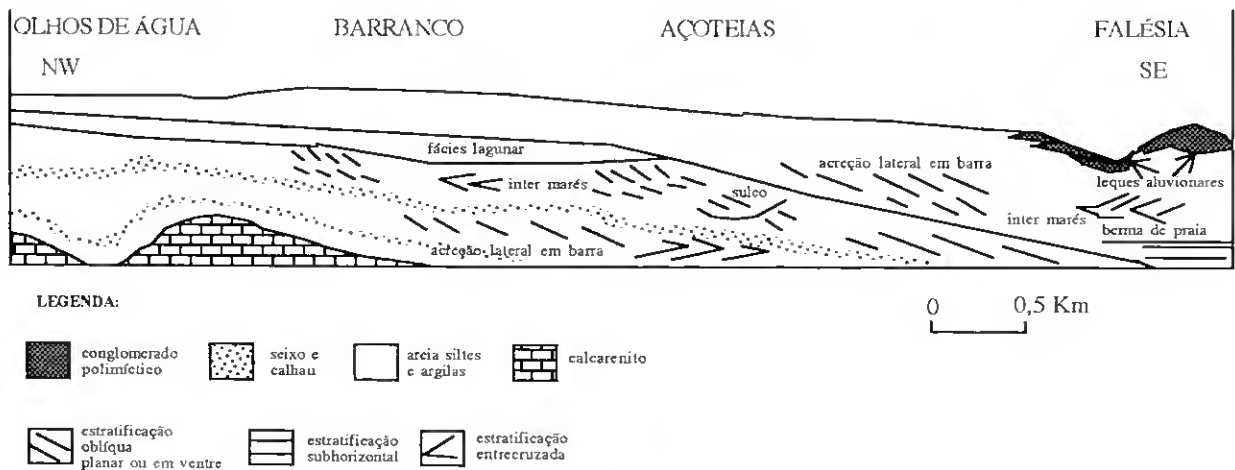


FIGURA VII.28 Corte esquemático da praia do Barranco- praia da Falésia, sem escala vertical.

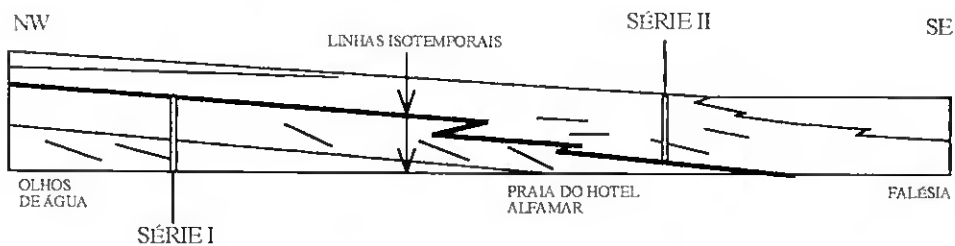


FIGURA VII.29 Geometria das litofácies com sobreposição sucessiva em avanço lateral para SE, entre as praias de Olhos de Água e da Falésia (Rocha Baixinha) Esquema sem escala.

VII.5.1.2- PALEOAMBIENTE

Apesar das descontinuidades granulométricas e mineralógicas, a sequência sedimentar entre Olhos de Água e a Falésia, representa na globalidade o mesmo ambiente sedimentar de complexo litoral.

Às fácies arenosas granulometricamente grosseiras com teores médios em feldspato de 6%, sobrepõem-se as fácies pelíticas de ambiente lagunar e sobre estas, areias de grão médio ricas em óxidos de ferro e com teores de feldspato da ordem dos 15%. Nestas últimas, apesar de ser a caulinite o mineral de argila dominante tal como em todas as outras fácies, está presente na fracção argilosa a ilite e desaparece a biotite. Alguns dos níveis conglomeráticos que ocorrem nas fácies grosseiras da metade inferior da sequência (série I), incluem clastos de doleritos muito alterados. A presença destes clastos e de biotite na fracção argilosa, podem significar que a faixa vulcano-sedimentar, funcionou como área alimentadora durante a deposição de pelo menos a parte inferior da sequência. O carácter feldspático que adquirem as fácies terminais (AMF), a par com a grande quantidade de óxidos de ferro que então chega à bacia, significa que a área alimentadora se estendeu à Serra e que das formações da Meseta são evacuados os materiais resultantes da sua alteração. Esta rotura sedimentar, registada na bacia de recepção pela alteração brusca da mineralogia dos sedimentos, pode ter origem climática ou tectónica. As formações gresosas e conglomeráticas do Cretácico terminal, constituíram a origem principal dos sedimentos grosseiros que integram a série I (na figura VII.29). Embora em menor escala, contribuíram também as formações detríticas carbonatadas do Jurássico e Miocénico e o complexo vulcano - sedimentar. Aos detritos provenientes da meseta, esteve vedado o acesso à bacia durante a deposição dessa primeira série. Foi provavelmente o levantamento de toda a área alimentadora que permitiu a transferência desses materiais da Serra, para a bacia de recepção. A rotura sedimentar que regista a chegada dos materiais da Meseta, parece então ser consequência de movimentos tectónicos.

Toda a sequência foi depositada durante um movimento eustático positivo. A lenta subida do mar foi compensada pelo importante volume de sedimentos que chegou ao litoral e um ambiente de complexo litoral com barras arenosas, planícies inter-marés, canais inter-marés e lagunas

costeiras (figura VII.30), foi mantido durante parte considerável do Pliocénico. A deposição processou-se principalmente para E de Olhos de Água onde no soco carbonatado se criou o espaço necessário à recepção do sedimentos vindos da bacia de alimentação a Norte. A laguna progrediu para o continente, principalmente à custa de depósitos de galgamento, testemunhados pela ocorrência de depósitos tipicamente de meios lagunares inter-estratificados com areias litorais e de intraclastos argilosos de sedimentos lagunares anteriores, no seio desta areias.

Para ocidente, a plataforma carbonatada em processo de emersão, favoreceu o encaixe da rede hidrográfica e as unidades carbonatadas erodidas forneceram também material detrítico incluindo peças fósseis.

Os níveis de ferricreto que surgem ao longo do perfil, devem provavelmente a sua origem a estabilizações temporárias da toalha freática. A migração lateral do ferro, feita a partir do bordo ocidental da bacia, em soluções contaminadas pelos produtos de alteração dos carbonatos, é também uma hipótese a considerar como origem possível para aqueles ferricretos. A migração vertical do ferro ao longo do perfil parece ser pelo contrário, uma hipótese eliminável como explicação para a ocorrência desses níveis, porque: a) a precipitação dos óxidos de ferro é independente da litologia ou da variação da mesma, podendo ocorrer no seio de uma mesma unidade, b) Descendo no perfil, encontramos primeiro os óxidos de manganês precipitados e só depois os de ferro o que é contra os princípios de comportamento geoquímico do Fe e do Mn

VII.5.1.3- CRONOSTRATIGRAFIA

O topo do Miocénico e portanto a superfície na qual se apoia a sequência sedimentar detrítica, data do Tortoniano (Capítulo VI). No seio da sequência sedimentar ocorre um nível conglomerático polimíctico que inclui peças ósseas variadas com sinais de remobilização e que são herdadas do soco miocénico por rotura das cavidades cársicas. Estes fósseis carecem por isso de valor estratigráfico. Imediatamente sobrejacente a este nível conglomerático, uma bancada de arenito de grão médio, encerra uma microfauna pouco variada composta

fundamentalmente por foraminíferos bentónicos. De entre estes, a espécie *Ammonia beccarii* é incluída nas zonas N18-N19, isto é, Pliocénico inferior (Berggren *et al*, 1974). Em sobreposição vertical, numa bancada de arenito com abundante macrofauna de moluscos, ocorre um fóssil muito interessante do ponto de vista biostratigráfico, o pecten *Palliolium excisum*, que é conhecido apenas no Pliocénico da Península Ibérica, França e Itália (Porta, 1982). Face ao panorama biostratigráfico, a última zona de polaridade normal identificada no afloramento foi interpretada como Olduvai (capítulo V). Do ponto de vista arqueológico, alguns artefactos que ocorrem no seio dos depósitos de leques aluvionares na região oriental (Falésia) do corte, sendo embora remobilizados, permitiram incluir os respectivos depósitos no Plistocénico (Viana *et al*, 1949). Assim, a sequência sedimentar foi depositada principalmente durante o Pliocénico e é mais recente para oriente, onde pelo menos o topo da série superior (série II) é já do Plistocénico.

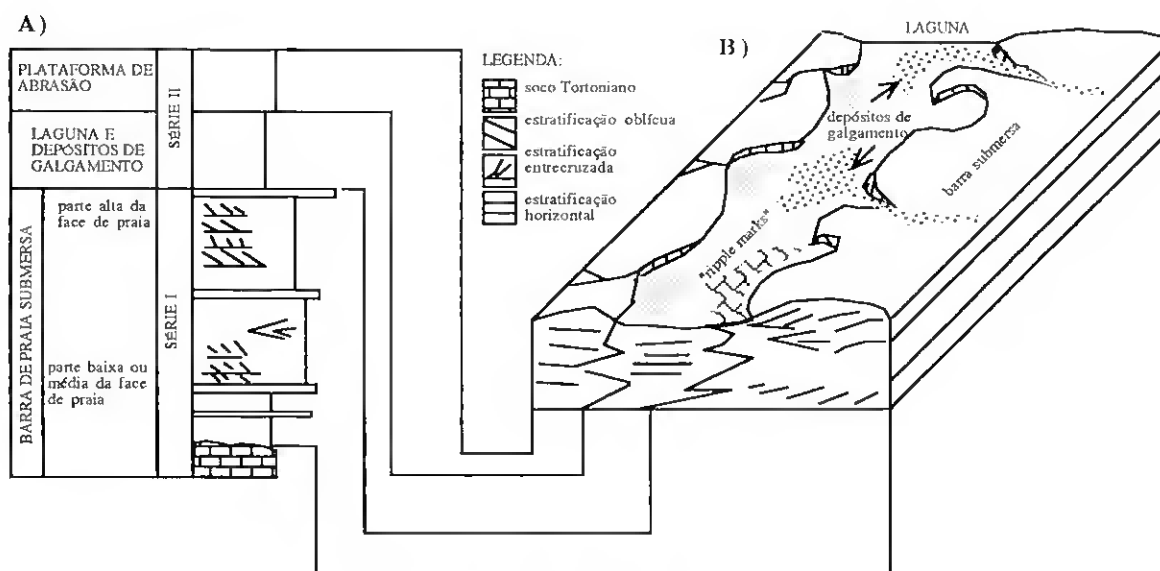


FIGURA VII.30 Complexo litoral materializado pela sequência sedimentar de Olhos de Água A) e modelo interpretativo sem escala B)

VII.5.2 - CORTE DAS AREIAS DE ALMANCIL

VII.5.2.1- GEOMETRIA

Situa-se na região do mesmo nome, a Sul da povoação de Almancil. A exposição, deve-se à exploração de inertes em dois arceiros. A exploração foi efectuada até ao topo das formações carbonatadas do Miocénico o que permite estabelecer a espessura das unidades sedimentares detríticas. Não ultrapassa os 10 metros e as inúmeras diaclases e microfalhas que as afectam podem relacionar-se com a proximidade do carso Miocénico. A reconstituição da paleotopografia do topo do Miocénico, foi feita a partir das descrições de furos de sondagem efectuados por rotoperfuração. Mesmo tendo em conta a sua pouca exactidão, é claro que as unidades carbonatadas se elevam rapidamente para Norte, sendo a espessura do empilhamento sedimentar drasticamente reduzida quando nos afastamos do litoral, no sentido NW (figura VII.31). São as areias médias feldspáticas (AMF) ou as areias grosseiras feldspáticas (AGF) que afloram na área designada por AMF, na margem direita da ribeira de S.Lourenço (mapa de litofácies no anexo C).

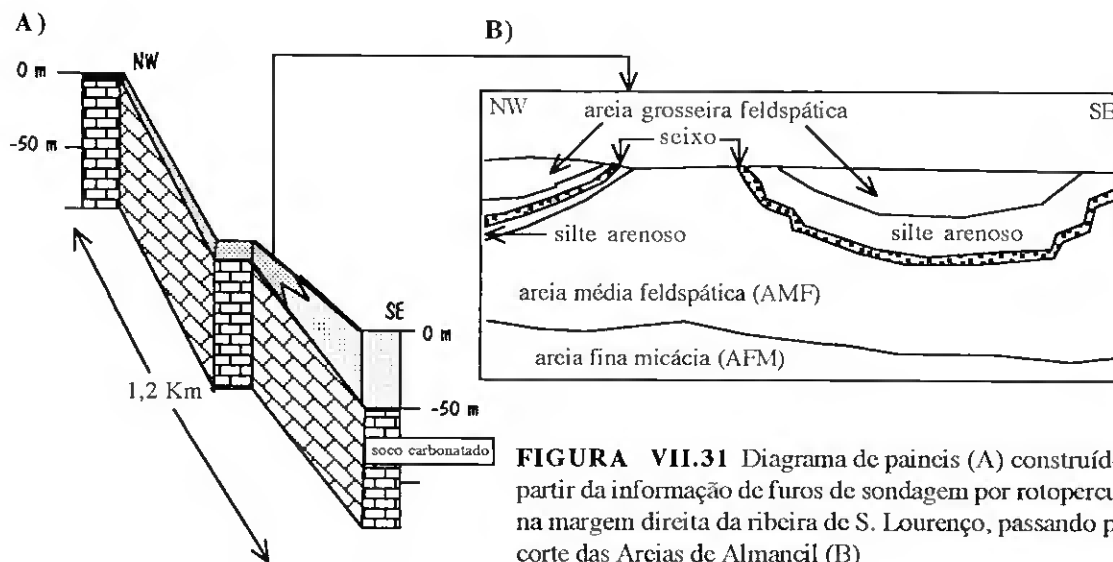


FIGURA VII.31 Diagrama de painéis (A) construído a partir da informação de furos de sondagem por rotoperfuração, na margem direita da ribeira de S. Lourenço, passando pelo corte das Arcias de Almancil (B)

VII.5.2.2- PALEOAMBIENTE

As litofácies arenosas presentes, foram anteriormente interpretadas como sendo depositadas em meio marinho numa plataforma de abrasão extensa e pouco profunda. Estas areias incorporam os produtos resultantes da erosão do soco mesozoico e paleozoico, anteriormente meteorizado, que lhes conferem a cor rosado a alaranjado, característica. A principal fonte dos feldspatos, foram os grauvaques que se encontram em abundância na Serra Algarvia. Assim, os corpos líticos presentes na parte superior do afloramento são já consequência da rotura sedimentar provocada pelo levantamento da Serra. A retirada do mar foi acompanhada pela instalação de um sistema fluvial de fraca expressão que provoca a erosão da parte superior dos depósitos anteriormente constituídos, reciclando os sedimentos e misturando detritos de proveniências diversas. Pequenos canais migram lateralmente e cortam sucessivamente as planícies inundadas materializadas pela fácies siltítica.

VII.5.2.3- CRONOSTRATIGRAFIA

As fácies arenosas feldspáticas são equivalentes laterais das mesmas fácies descritas no corte Olhos de Água - Falésia. Significa este facto que datam do Pliocénico superior e que a transgressão neste momento, atingiu nesta região pelo menos, a actual bordadura de relevos cretácicos.

VII.5.3- CORTE GEOLÓGICO VALE DO LOBO - ANCÃO

VII.5.3.1- GEOMETRIA

A sequência sedimentar exposta nas arribas litorais de Vale do Lobo - Garrão, torna-se mais heterogénea para E, terminando nas arribas desactivadas do Ancão, numa sequência siliciclástica com variação vertical de fácies muito acentuada. Uma série de arceiros na região de Ferrarias, cerca de 3 quilómetros a Norte de Vale do Lobo, expõe uma sequência sedimentar

idêntica à das arribas litorais, embora globalmente mais grosseira e pior calibrada (figura VII.32). Quando comparadas as distribuições granulométricas verticais entre o afloramento das Ferrarias e a arriba litoral de Vale do Lobo, verifica-se nesta, uma ligeira redução na granulometria, quando tomadas globalmente todas as curvas e simultaneamente uma melhor calibragem.

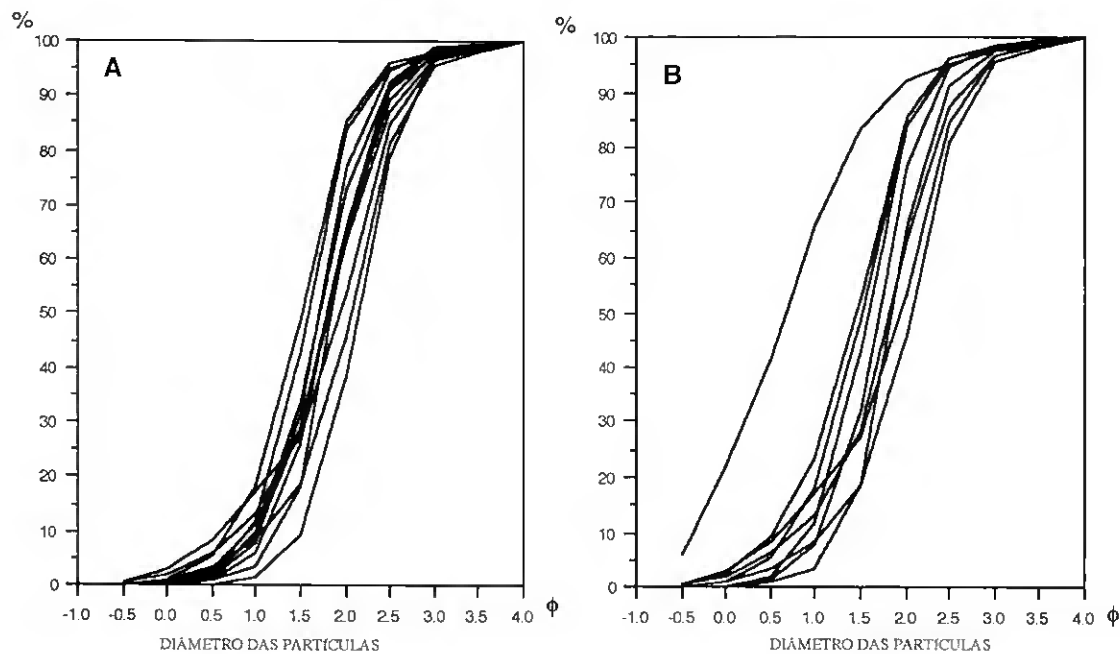


FIGURA VII.32 Curvas de distribuição granulométrica em sedimentos colhidos na região de Vale do Lobo (A) e nas Ferrarias (B), 3 Km a norte do primeiro afloramento

Uma análise das descrições dos testemunhos de sondagens efectuadas na região de Vale do Lobo e Ferrarias, permitiu depois de filtrada a informação, já que as sondagens foram de rotopercussão destrutivas, deduzir a geometria do topo do Miocénico e a espessura aproximada das formações siliciclásticas. As unidades carbonatadas foram assumidas como sendo do Miocénico (figura VII.33). De NW para SE a possança dos sedimentos siliciclásticos aumenta consideravelmente. Nas Ferrarias, as séries detríticas apresentam espessuras da ordem dos 42 metros, que são rapidamente aumentadas para pelo menos 75 metros, na zona do alcamento turístico da praia do Garrão.

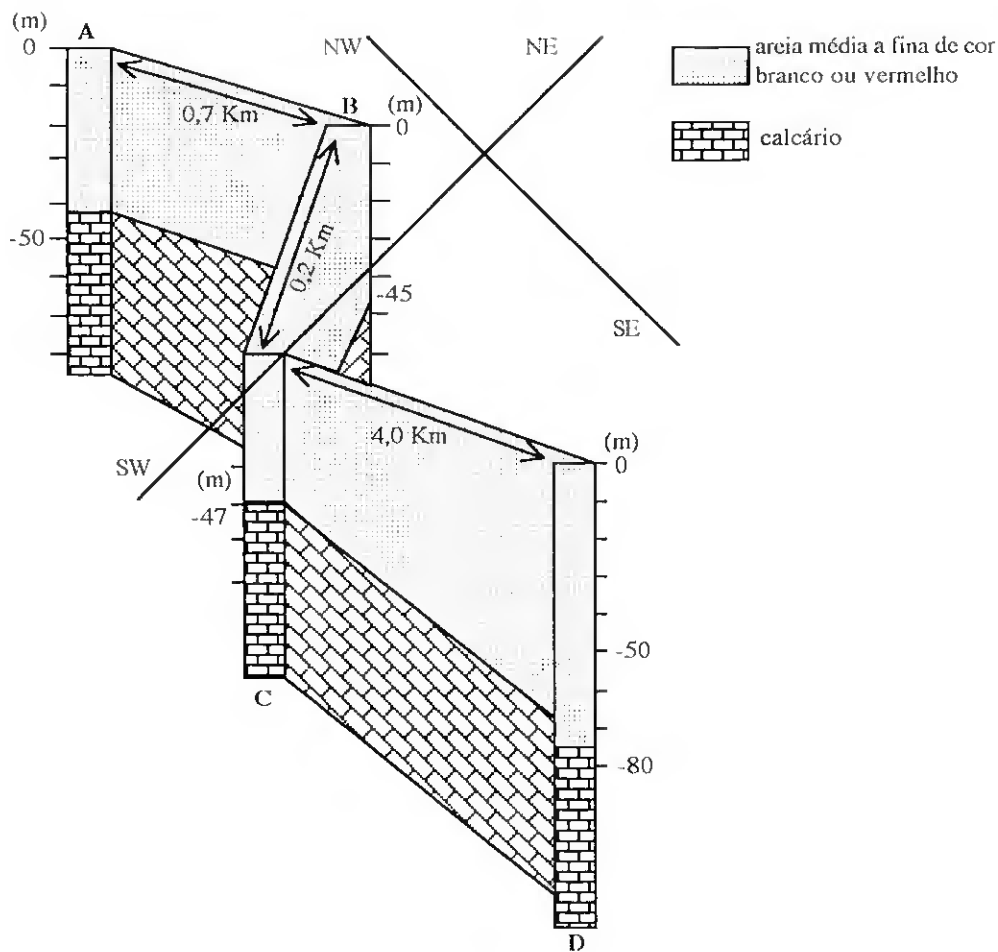


FIGURA VII.33 Diagrama de painéis obtido a partir de furos de sondagem por rotoperfuração. A designação de areia média a fina de cor branco ou vermelho não tem qualquer interesse devido ao método destrutivo. Interessa apenas reter a espessura da série siliciclástica. Os furos foram efectuados nas Ferrarias (A e B), no aldeamento de vale do Lobo (C) e na praia do Garrão (D).

VII.5.3.2- PALEOAMBIENTE

Estão presentes duas séries: **a)** uma série inferior de areia fina a média, raramente grosseira, branca a rosada, com seixos raros. A geometria destes depósitos deduzida da análise de furos de sondagem e a evolução das características granulométricas, são atributos compatíveis com a existência de um corredor fluvial que fez chegar ao litoral os sedimentos vindos do soco a Norte. No litoral, os sedimentos foram retomados por processos marinhos e redistribuídos. A

estratificação oblíqua planar que caracteriza esta série, testemunha uma acreção lateral para E. b) uma série superior, erosiva sobre a anterior, de características francamente continentais. É no Ancão que esta série de fácies mais grosseira muito rica em óxidos de ferro (AGV) tem mais expressão. Estes depósitos atingem espessuras da ordem dos três metros, facto pouco usual, nestas fácies de carácter fluvial de canais entrançados, na região algarvia. São estes depósitos de areia grosseira e muito grosseira rica em seixo, com conservação de estratificação oblíqua planar e pavimentos de canal que afloram em toda a área assinalada por AGV no mapa de litofácies do anexo C. A sequência representa portanto uma continentalização para o topo. Todo o conjunto se encontra erodido com entalhe de pequenos vales preenchidos por material deslizado das vertentes. Sendo este, litologicamente semelhante ao sedimento enquadrante, torna-se por vezes difícil a sua distinção. Englobam no entanto clastos armados e fragmentos provenientes do ferricrete, que embora desmantelado ainda pode ser observado nos locais topograficamente mais elevados.

VII.5.3.3- CRONOSTRATIGRAFIA

A série inferior da sequência sedimentar exposta, é estratigraficamente equivalente à série superior (II) da praia do Barranco sobrejacente ao nível de *Palliolum excisum*.

VII.5.4- CORTE DA GONCINHA

VII.5.4.1- GEOMETRIA

Exposto pelas obras da escapatória da Via do Infante entre a povoação da Goncinha (Loulé) e Almancil, encontra-se actualmente tapado pelas obras de estabilização da vertente. De entre os afloramentos estudados, este representa a posição mais setentrional das fácies feldspáticas (AmF) que assentam directamente sobre os calcários do Jurássico. O aspecto mais notável do

afioramento, consiste na inter-estratificação das areias com camadas argilosas que contêm microfauna e que evidenciam em algumas partes do afloramento, deformação plástica (figura VII.34).

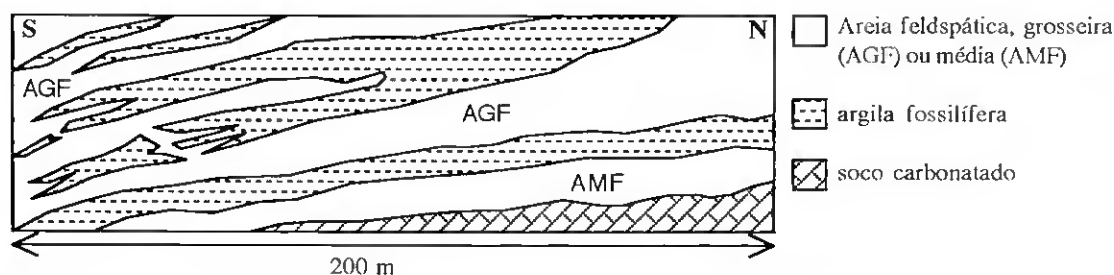


FIGURA VII.34 Corte esquemático da Gocinha. As areias médias e grosseiras feldspáticas, interestratificadas com bancadas argilosas assentam sobre os calcários do Jurássico

VII.5.4.2- PALEOAMBIENTE

Nas camadas argilosas, o estudo da microfauna forneceu a seguinte associação de foraminíferos: **a) Bentónicos:** *Elphidium crispum* ; *Elphidium fichtellianum* ; *Elphidium advenum* ; *Ammonia beccarii* ; *Nonion boueanum* (d'Orbigny); *Nonion tisburyensis* ; *Cibicides refulgens* (Montfort) ; *Asterigerinata planorbis* (d'Orbigny) ; *Lobatula lobatula* (Walker&Jacob) ; *Rosalina globularis* (d'Orbigny), *Brizalina* spp., *Bulimina elongata* (d'Orbigny) *Trifarina angulosa* ; *Bolivina reticulata* (Hantk.); *Bolivina scalprata* (Schw) ; *Epistominella naraensis* ; *Lagena costata* (Williamson) ; *Lagena semistriata* (Williamson) ; *Reussella spinulosa* (Reuss) ; *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny) ; *Cassidulina laevigata carinata* (Silvestri) ; *Guttulina* sp., *Textularia* sp.; *Fissurina* sp. **b) Planctónicos:** *Globigerina bulloides* (d'Orbigny).; *Globigerina foliata* (Bolli) ; *Globigerinoides extremus* (Bolli & Bermudcz); *Globigerinoides conglobatus* (Brady); *Turborotalia pseudobesa* (Salvatorini) ; *Turborotalia obesa* (Bolli) ; *Globigerinita naparimaensis* (Bronnimann) ; *Orbulina universa* (d'Orbigny); *Neogloboquadrina* sp.

Os géncros *Bolivina* spp. (38%), *Elphidium* spp. (14%), *Rosalina* sp. (9%) e a espécie *Elphidium crispum/macellum* (2%), perfazem 63% da microfauna total. Na tabela VII.VII resumem-se algumas características para as espécies mais comuns nos sedimentos estudados.

Os foraminíferos litorais (profundidades até 200 metros) são os mais dependentes da latitude pelo que definem melhor uma área biogeográfica determinada. Quando em condições consideradas ótimas para o seu desenvolvimento, os foraminíferos costeiros atingem tamanhos elevados com câmaras bem desenvolvidas (Colom, 1974). Tal não acontece com a associação de foraminíferos identificada. Todas as carapaças dos foraminíferos bentónicos são muito pequenas e praticamente do mesmo tamanho o que levanta duas hipóteses: **a)** o seu pequeno tamanho deve-se a condições ambientais adversas **b)** o tamanho idêntico em todas as espécies significa triagem hidráulica e estamos perante uma associação "post-mortem". De referir que o seu estado de conservação é excelente.

Das espécies bentónicas identificadas, aquelas que são características de águas frias habitam simultaneamente águas profundas e as de águas temperadas são características de meios mais superficiais. Como esta relação temperatura - profundidade, é válida na maioria das vezes, não se pode fazer qualquer inferência sobre paleotemperaturas, a partir de associações desta natureza. De entre as espécies litorais, várias podem sobreviver em condições de salinidade restrita como estuários ou pântanos. As espécies planctónicas recolhidas, são de águas frias, à excepção da espécie *Globigerinoides conglobatus* indicada como espécie de águas quentes. A associação planctónica é pobre e estão presentes apenas espécies de entre as mais resistentes à dissolução.

Face aos dados disponíveis pode apontar-se para um meio marinho restrito pouco profundo, o que justificaria o pequeno tamanho das carapaças. A mistura de indivíduos de biótopos diversos é indicativo de remobilização acompanhada de triagem, embora em meio pouco energético como o indica o óptimo estado de conservação das carapaças.

TABELA VII.VII Características dos foraminíferos identificados no seio da fácies AMF (arcia média feldspática)

ESPÉCIES:	CARACTERÍSTICAS E AMBIENTES ONDE OCORREM
<i>Elphidium crispum</i>	Comum em ambientes não marinhos. Em meio marinho, é de águas pouco profundas e temperadas. Encontram-se actualmente nos fundos arenosos das costas mediterrânicas (Rao,1989; Colom, 1974).
<i>Ammonia beccarii</i>	Comum em ambientes não marinhos. Em meio marinho, é de águas pouco profundas. Facilmente adaptável a qualquer salinidade (Rao,1989; Colom, 1974).
<i>Nonion boueanum</i>	Característico de meios marinhos de profundidade média. Pode sobreviver em meios deficientemente oxigenados (Colom, 1974). Característica de meio marinho de águas profundas e frias (Vilks <i>et al</i> , 1990).
<i>Bolivina reticulata</i>	Espécie meridional característica de recifes coralígenos (Véneç-Peyré, 1981).
<i>Rosalina globularis</i>	Característica de meio marinho de águas profundas e frias (Vilks <i>et al</i> , 1990).
<i>Bolivina scalprata</i>	Característica de meio marinho de profundidade média (450m-550m), de águas frias (Colom, 1974).
<i>Bulimina elongata</i>	Comuns em meio marinho no domínio nerítico (10m-20m), de substrato arenoso (Cassel <i>et al</i> , 1989). Actualmente ocorre na costa cantábrica a profundidades entre os 300m e os 500m. Nesta última profundidade, ocorre conjuntamente com a espécie <i>Hyalinea balthica</i> e <i>Cassidulina laevigata</i> carinata (Colom, 1974). É frequente no Atlântico norte.
<i>Trifarina angulosa</i>	Característica de meio marinho de águas profundas e frias (Colom, 1974).
<i>Cassidulina laevigata carinata</i>	Característica de meio marinho de águas profundas e frias (Colom, 1974).
<i>Lagena semistriata</i>	Amplamente difundida nos fundos de Posidónia e comum nos detritos arenosos das praias (Colom, 1974).
<i>Discorbinella bertheloti</i>	Típica de meio marinho de águas quentes (Borole <i>et al</i> , 1982).
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	Frequentes em meios não marinhos (Rao, 1989).
(2)	Frequentes em meios não marinhos (Rao, 1989).
<i>Elphidium advenum</i>	Meio pelágico de águas frias, longe de influências terrígenas (Colom, 1974).
<i>Elphidium fichtellianum</i>	Característica de águas temperadas (Borole <i>et al</i> , 1982). Fácies sub polar que ocorre conjuntamente com fácies tropicais e sub tropicais, o que pode ser indicativo de drástica alteração climática ou de correntes que misturam ambas as fácies (Poag <i>et al</i> , 1986).
<i>Globigerina bulloides</i> (1) (2)	
<i>Orbulina universa</i> (1) (2)	Meio marinho de águas frias a temperadas (Vilks <i>et al</i> , 1990).
(1)- Fazem parte da biofácies de transição que se instalou no Atlântico Norte, no Pliocénico terminal (Berggren, 1986; Poag <i>et al</i> , 1986). (2)- Muito resistentes à dissolução (Vilks <i>et al</i> , 1990).	

VII.5.4.3- CRONOSTRATIGRAFIA

Uma das espécies de foraminíferos identificados, *Globigerinoides extremus*, indica que a idade dos depósitos não pode ultrapassar o Pliocénico (Aguirre, 1995; Harland *et al*, 1989). As fácies feldspáticas que se inter-estratificam com as argilas, têm vindo a ser interpretadas ao longo deste trabalho, como representativas da rotura sedimentar verificada na bacia, em consequência do levantamento da Serra. Este pode então ser situado no Pliocénico.

VII.5.5- CORTE DA TORRE

VII-5.5.1- GEOMETRIA

Representa juntamente com o corte anterior, uma das exposições mais a Norte, da fácies das areias feldspáticas. O corte situa-se a Sul da estrada nacional 125, próximo da localidade do Além. As areias médias feldspáticas assentam sobre as rochas carbonatadas do Cretácico (figura VII.35). Estão afectadas por numerosos diaclases e por algumas falhas com deslocações centimétricas.

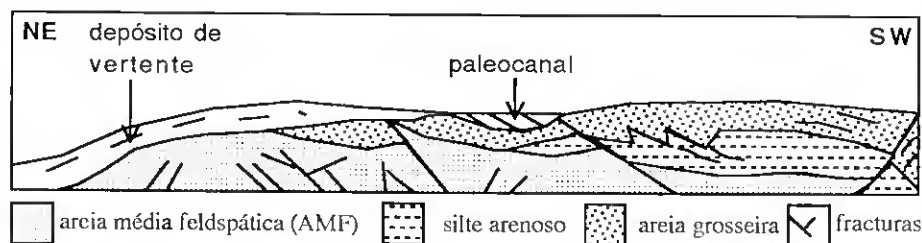


FIGURA VII.35 Corte esquemático da Torre. O aspecto mais notável é o conjunto de fracturas que afectam os corpos líticos.

VII-5.5.2- PALEOAMBIENTE

Sobre o soco carbonatado do Cretácico, depositaram-se em plataforma de abrasão pouco profunda, as areias médias feldspáticas que geraram corpos tabulares monótonos do ponto de vista estrutural. O sistema fluvial que acompanhou a posterior descida do nível do mar, não foi desenvolvido nem hierarquizado. Migrou lateralmente dando origem a corpos arenosos canalizados pouco profundos. O material detrítico foi sucessivamente remobilizado e retransportado pelas várias gerações de canais.

VII-5.5.3- CRONOSTRATIGRAFIA

As fácies feldspáticas, são equivalentes estratigráficas às fácies feldspáticas do corte da Goncinha, onde se inter-estratificam com argilas fossilíferas. Nestas, a presença de uma espécie de foraminífero, permite situar o limite máximo desta fácies, no Pliocénico superior.

VII.5.6- CORTE DO LUDO

VII.5.6.1- GEOMETRIA

Situados na margem esquerda da ribeira de S. Lourenço, uma série de areiros diferentemente orientados, permitem o estudo espacial bastante completo das relações geométricas entre as litofácies presentes. Regista-se a esta latitude o aparecimento mais setentrional da litofácies das areias finas micácias (**AfM**), que constituem a base do afloramento. Estas, são horizontalmente a subhorizontalmente estratificadas embora a densidade de bioturbação (estampa VII. A), tenha obliterado quase completamente essa estratificação em algumas zonas. Sobrejacente e em contacto erosivo com esta fácies encontra-se uma sequência iniciada pelas areias rosadas feldspáticas e continuada pelas areias médias e grosseiras caulínicas canalizadas (figura VII.36).

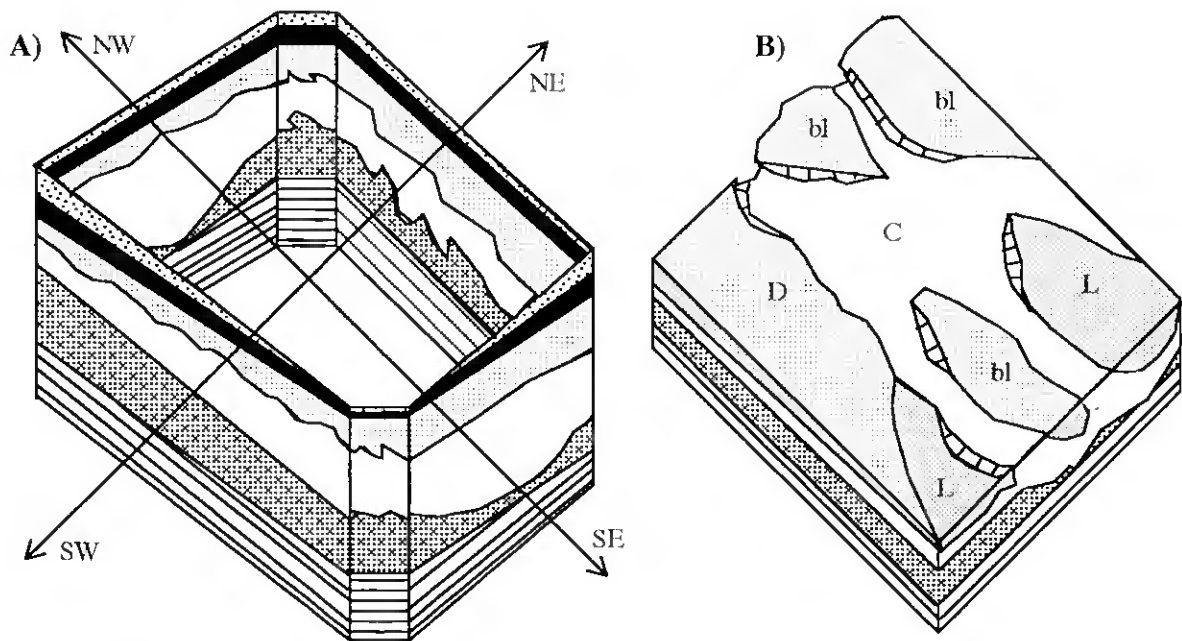
VII.5.6.2- PALEOAMBIENTE

Nos cortes da região do Ludo, a evolução vertical das litofácies traduz a sucessiva continentalização dos ambientes geradores. As fácies articulam-se verticalmente através de contactos erosivos e lateralmente através de interdigitação.

As icnofácies presentes na série de camadas de areia fina da base dos afloramentos, são características de meios marinhos litorais. A transição desta série para as areias médias feldspáticas, é marcada por figuras de escape de fluidos, fendas de retracção e horizontes de minerais pesados (estampa VII.B). Todas estas estruturas são características do domínio supratidal. As areias médias a grosseiras, brancas, caulíníficas, representam duas fases de enchimento de canal fluvial com contacto erosivo entre elas marcado por um duricrete carbonatado, milimétrico. A geometria destas duas fases de enchimento, revela uma deslocação do entalhe do canal para ESE. Todas as características geométricas e estruturais dos depósitos presentes, são compatíveis com um complexo de barra litoral (figura VII.36).

A região de Monte Negro - Marchil, representa a zona distal deste mesmo sistema. Quando comparados, os sedimentos das série estratigraficamente equivalentes dos afloramentos da região do Ludo e da região de Monte Negro, estes são, apesar de mineralogicamente idênticos aos do Ludo, de um modo geral granulometricamente mais finos (figura VII.37)

Sobre a série sedimentar anterior assenta uma outra menos possante e de características inequivocamente continentais. Inicia-se por siltes arenosos com canaletes preenchidos por areia ou seixo pequeno, fortemente manchados por óxidos de ferro e bioturbado por raízes. Sobre eles em contacto erosivo encontra-se a fácies das areias grosseiras vermelhas, com seixo a definir estratificação oblíqua e conservação de pavimento de canal. É esta fácies que aflora em toda a área designada por AGV no mapa de litofácies do anexo C. Representa um sistema fluvial de canais entrançados, de elevada capacidade de migração lateral, com os canais a cortarem sucessivamente as planícies de inundaçãõ (figura VII.38).



LEGENDA:

- | | | | |
|--|--|-----|--|
| | areia grossa rica em óxidos de Fe | | areia grossa caulínica com estratificação entrecruzada |
| | silte arenoso pedolizado | | areia média caulínica |
| | areia média feldspática rica em óxidos de Fe, com estratificação oblíqua | | areia fina micácia com estratificação sub-horizontal, bioturbada |
| | | bl: | barra longitudinal |
| | | L: | barra lateral |
| | | C: | canal |
| | | D: | dique |

FIGURA VII.36 A)-Diagrama de painéis obtido a partir de quatro cortes geológicos na região do Ludo e B)-respectiva interpretação paleoambiental

VII.6- CORRELAÇÃO ENTRE OS CORTES GEOLÓGICOS

VII.6.1- UNIDADES GENÉTICAS

Após a análise dos cortes geológicos, com carácter interpretativo, ficou clara a existência de quatro unidades genéticas principais: **a)** areias fluvio-marinhas do Pliocénico inferior, **b)** areias de plataforma de abrasão do Pliocénico superior, **c)** areias fluviais do Plistocénico inferior **c)**

areias e conglomerados de origem fluvial de canais entrançados, conglomerados de leques aluvionares do Plistocénico superior.

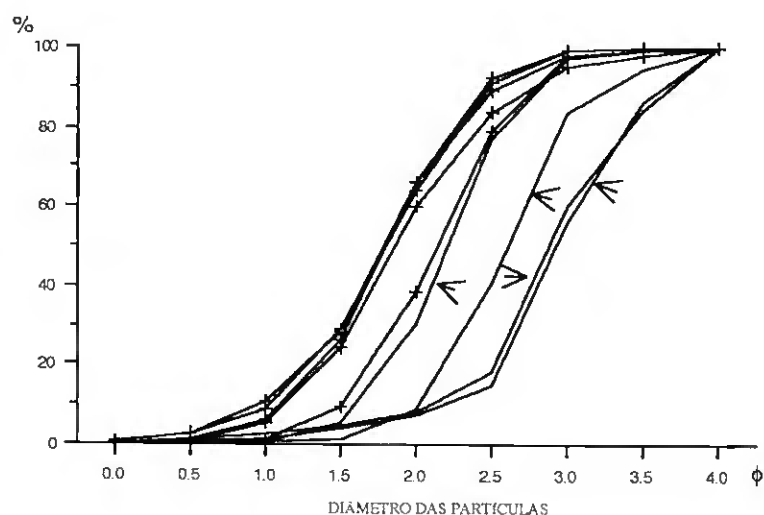


FIGURA VII.37 Comparação das curvas de distribuição granulométrica entre os sedimentos de séries equivalentes do Ludo (curvas identificadas com +) e de Monte Negro (curvas assinaladas com setas)

Estão registadas na coluna litostratigráfica, três roturas sedimentares. A mais antiga é intrapliocénica, foi provavelmente determinada pelo levantamento da Serra e gerou a introdução de grandes quantidades de feldspato e de pigmentos ferruginosos na bacia de deposição. Os sedimentos mais grosseiros (seixos e calhaus), resultantes do dismantelamento das formações paleozoicas (xistos, grauvaques e quartzitos), foram depositados muito próximo dos contrafortes da Serra. Os componentes mais finos (areias médias ou mais raramente grosseiras), muito ricos em feldspato, foram redistribuídos numa plataforma marinha de abrasão, pouco profunda e muito extensa. A segunda rotura sedimentar aconteceu no Plistocénico superior e ficou marcada pelo brusco desaparecimento de feldspatos na bacia e pelo segundo influxo maciço de ferro. Foi provavelmente uma rotura provocada por alterações climáticas pois para além destas alterações mineralógicas, o sistema fluvial que então se instalou foi de canais entrançados aproximando-se muitas vezes de regimes torrenciais. Apesar de este regime fluvial característico de climas áridos se ter mantido até ao final do Plistocénico, ocorreu

uma terceira rotura sedimentar. Aconteceu quando a emergência do maciço calcário forçou o encaixe acelerado dos vales. Os corredores de transferência de material desde a Serra até ao litoral tornaram-se eficazes. Os materiais anteriormente abandonados na superfície pliocénica aplanada (partes proximais das areias feldspáticas do Pliocénico superior), já muito alterados, foram retomados e redistribuídos.

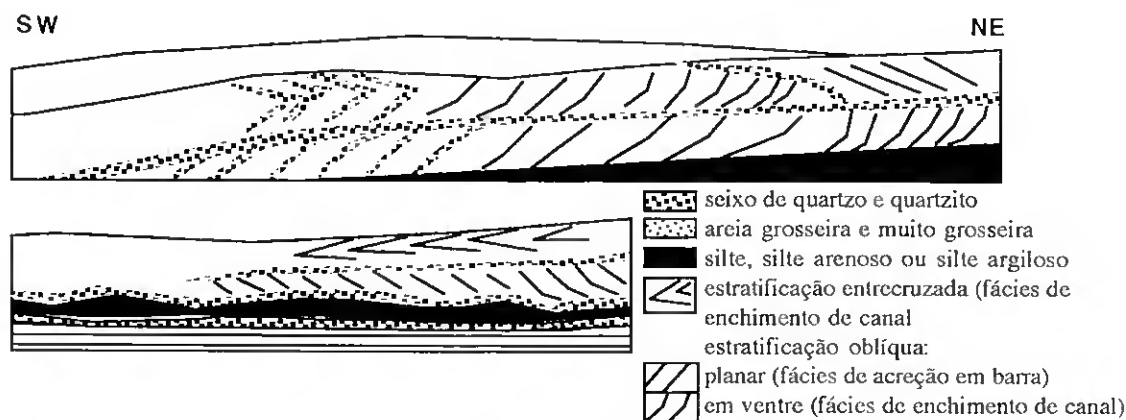


FIGURA VII.38 Cortes esquemáticos da série sedimentar superior da região do Ludo (área IV) no mapa de litofácies), representando um sistema fluvial de canais entrançados. A: Alto do calhau (Ludo) e B: Pontal (Ludo)

VII.6.2- CORRELAÇÃO DE CORTES GEOLÓGICOS

Não sendo desejável, a única correlação possível entre os vários cortes estudados, é no entanto a feita com base em critérios litológicos. Foram eleitas para tal, duas unidades litológicas: a) unidade caracterizada pela ocorrência do litótipo areia média feldspática de cor avermelhada (AMF), b) unidade caracterizada pela ocorrência do litótipo silte ou silte arenoso frequentemente pedolizado. Constituem atributos inerentes a estas litofácies e por isso as tornam bons indicadores estratigráficos:

- i) as características mineralógicas de cada uma daquelas unidades torna-as para além de facilmente identificáveis, únicas no empilhamento sedimentar considerado
- ii) não são recorrentes ao longo da sequência sedimentar
- iii) são geograficamente extensas

Com base nestes marcos litológicos foi possível estabelecer correlações entre cortes geograficamente afastados (figura VII.39). As arcias fluvio-marinhas de Olhos de Água parecem ser equivalentes laterais das arcias de domínio marinho mais profundo, que constituem o Membro das arcias de Monte Negro da Formação do Ludo (Moura *et al*, 1994). Por este facto e ainda que exibindo litofácies distintas, encontram-se reunidas na mesma unidade genética (I). Esta, é por isso bastante abrangente, incorporando fácies de carácter litoral (Areias de Olhos de Água) e fácies de carácter mais profundo (Areias de Monte Negro), depositadas na cuvette, determinada pela topografia do topo do Miocénico, situada na região de Monte Negro (Silva, 1988). Umas e outras diminuem rapidamente de espessura para Norte.

A unidade genética designada por II, tem uma representação geográfica notável e é muito homogénea, composta por uma única litofácies (AMF). Representa as areias de plataforma de abrasão do Pliocénico superior e constitui o Membro das Areias de Faro - Quarteira da Formação do Ludo (Moura *et al*, 1994). O elevado teor em feldspato e as tonalidades rosadas ou alaranjadas, são atributos distintivos. Também a granulometria é inusualmente uniforme, numa fácies de extensão geográfica tão importante como a destas areias feldspáticas (AMF), de matriz argilosa rica em pigmentos ferruginosos. São estas características que tornam possível o seu uso como litótipo de valor estratigráfico. O estatuto de Membro das Areias de Faro - Quarteira, da Formação do Ludo, resultou de um compromisso entre uma designação "Areias de Faro - Quarteira", já consagrada na cartografia geológica e do conhecimento mais profundo dos depósitos envolvidos. A designação de "Areias de Faro-Quarteira" usou-se até à data, como Formação informal, pelo que a preservação desta nomenclatura justifica-se por razões de natureza histórica, enquanto que a sua constituição como Membro traduz a sua individualização, de outros depósitos litológica e geneticamente diferentes.

As Areias do Ludo (unidade genética III), ao contrário das Areias de Faro - Quarteira, têm uma expressão geográfica restrita. São areias de domínio francamente fluvial, canalizadas num substrato constituído em grande parte pela unidade genética II.

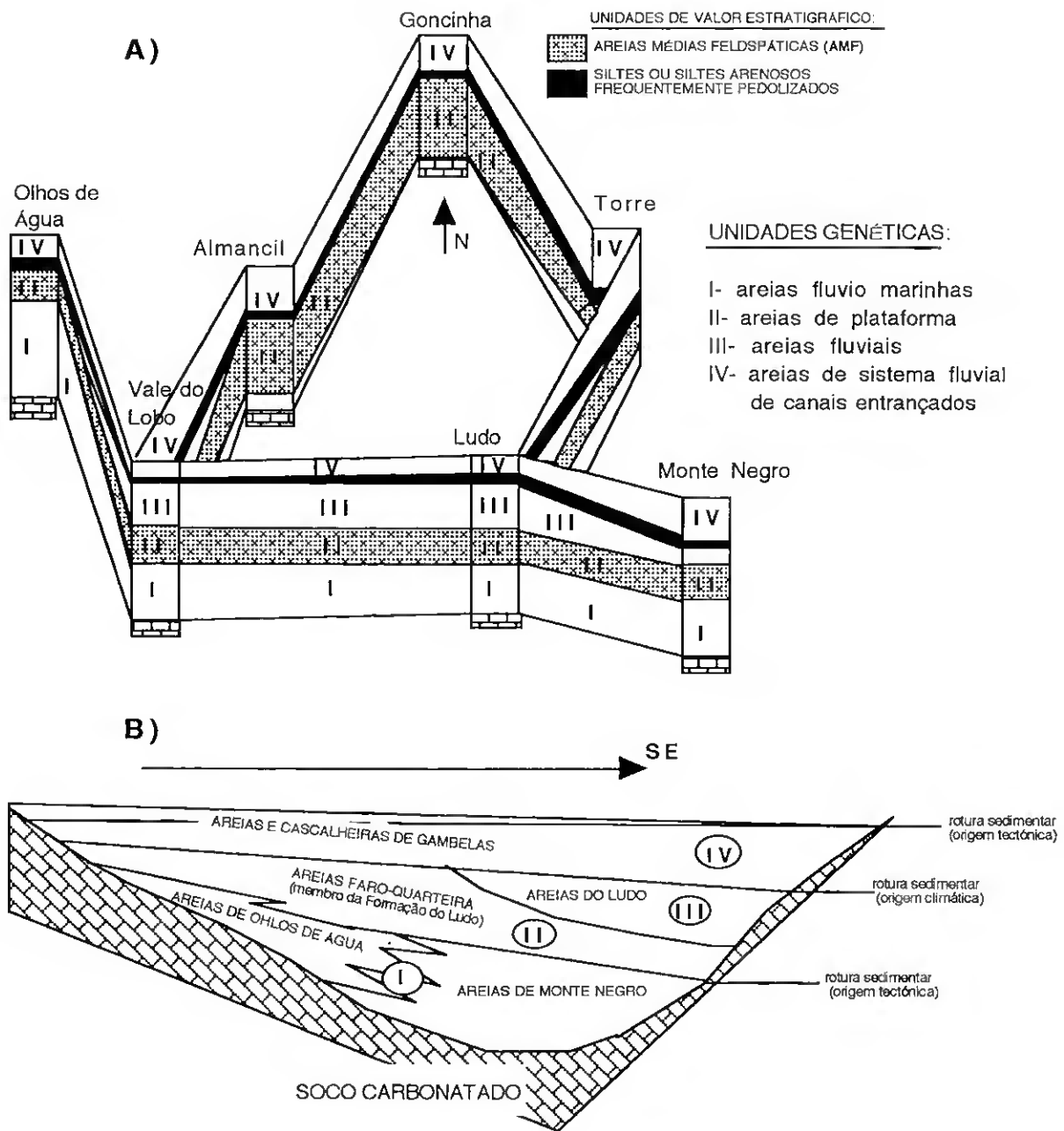


FIGURA VII.39 A): Esquema sem escala, da correlação entre as unidades litológicas presentes nos cortes descritos. Foram mantidas as relações geográficas entre os cortes. B): modelo obtido para o preenchimento detrítico da bacia durante o Pliocénico e o Plistocénico. A numeração romana é equivalente em ambos os esquemas.

A litofácies siltítica seleccionada como um dos horizontes de interesse litostratigráfico, inicia invariavelmente a última unidade genética (IV) que marca a continentalização irreversível da

bacia do Algarve central, a partir do Plistocénico inferior. Também esta unidade genética IV reúne diversos litótipos mas todos eles resultantes de sistemas fluviais mal organizados ou mesmo efémeros, característicos de climas áridos.

VII.7- CONCLUSÕES

A sedimentação durante o Pliocénico e Plistocénico na Bacia Algarvia, foi dominada por sedimentos siliciclásticos. As fácies ocuparam sucessivamente posições mais setentrionais até que as mais recentes, do Plistocénico superior, assentaram directamente sobre o soco carbonatado mesozoico. Estas características verificam-se frequentemente em bacias de regimes compressivos. O depocentro esteve durante o Pliocénico, centrado na região do Ludo - Monte Negro.

A escassez de fósseis obrigou à escolha de um atributo litológico como horizonte de referência estratigráfica. As fácies eleitas para este fim, de entre as estudadas, foram: a) fácies de areia média feldspática (**AMF**), b) fácies siltítica pedolizada. Determinaram a escolha: i) um conjunto de características litológicas constantes em toda a região que as torna facilmente identificáveis, ii) são geograficamente extensas ocorrendo também em toda a costa de Huelva onde a litofácies **AMF** é conhecida com o nome de "Areias de Bonares" iii) num dos afloramentos, um foraminífero fóssil colocou o limite superior de ocorrência da fácies **AMF** no Pliocénico superior, transformando-a por isso num marco cronostatigráfico

Estão registadas três roturas sedimentares: a) intra-pliocénica contemporânea do levantamento da Serra, responsável pela introdução de quantidades elevadas de feldspato e pigmentos ferruginosos na bacia de deposição e pela acumulação de leques conglomeráticos no sopé da Serra, b) rotura do Plistocénico inicial, de origem climática, responsável pela instalação de regimes torrenciais e por novo influxo de ferro na bacia de recepção, c) fini-plistocénica, forçada pela emergência do maciço calcário, com abertura de corredores eficazes na

transferência do material resultante da coalescência dos antigos leques pliocénicos, para posições mais meridionais.

O padrão da sedimentação na Bacia Algarvia durante o Pliocénico e parte do Plistocénico, foi essencialmente controlado pela geração de uma sub-bacia sinsedimentar diferenciada a partir de Olhos de Água e que teve como consequência a deposição de corpos sucessivamente mais recentes para leste. Durante grande parte do Pliocénico, a tendência do nível médio do mar foi transgressiva. É neste regime que se depositam sedimentos em ambiente fluvio-marinho incluindo lagunas costeiras. O culminar da transgressão está representado pela deposição de fácies subarcóicas que atingem posições mais a norte que as anteriores, assentando mesmo sobre os calcários do Jurássico e Cretácico. Iniciou-se então um processo de progradação deltaica testemunho da retirada do mar, durante a qual se depositaram as areias fluviais do Ludo. A continentalização em decurso culminou no final do Plistocénico quando se instalou um sistema fluvial de canais entrançados e elevado poder migratório.

ESTAMPAS

LEGENDA:

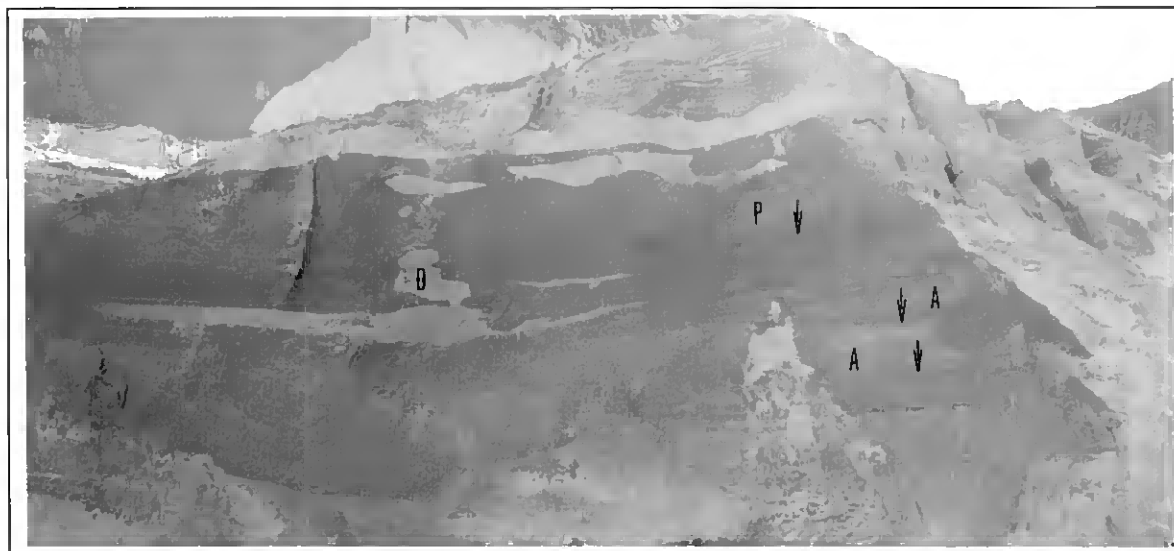
Estampa VII.A: Aspecto particular da bioturbação das areias finas micácias da série inferior do corte do Ludo. Estão presentes duas icnofácies. Uma composta por tubos sinuosos de sedimento idêntico ao enquadrante, dispostos de modo caótico e que por vezes se encontram em grande densidade em zonas preferenciais dentro do corpo sedimentar (**A**). A segunda icnofácies é constituída por galerias cilíndricas que se mantêm por vezes paralelas à estratificação permitindo a sua conservação (**B**). O sedimento que as preenche é idêntico ao circundante. No exemplo apresentado nesta estampa, as duas icnofácies ocorrem conjuntamente na mesma unidade o que constitui excepção e a estratificação está completamente obliterada.

Estampa VII.B: Aspecto do contacto entre as areias médias feldspáticas e as areias grosseiras caulínificas de fácies fluvial, do corte do Ludo. São visíveis nesta estampa lâminas de argilas interestratificadas nas areias (**A**), horizontes de minerais pesados (**P**) e diques resultantes da fluidização do sedimento (**D**).

Estampa VII.A



Estampa VII.B



CAPÍTULO VIII

ANÁLISE SEQUENCIAL: EVOLUÇÃO DA BACIA CENTRO - ALGARVE

ENTRE O FINAL DO NEOGÉNICO E O PLISTOCÉNICO

VIII.1 INTRODUÇÃO

VIII.2 DESCONTINUIDADES

VIII.3 ENCHIMENTO DA BACIA

VIII.3.1 RELAÇÃO ENTRE A ÁREA DA BACIA E A ÁREA DE ALIMENTAÇÃO

VIII.3.2 REDE DE DRENAGEM

VIII.3.3 GEOMETRIA DA BACIA

VIII.1- INTRODUÇÃO

O registo estratigráfico é o "output" da interacção de numerosos parâmetros físicos, químicos e biológicos. Uma sequência estratigráfica, isto é, uma sucessão de camadas, reflecte então a evolução espacial e temporal dos ambientes e como tal deve ser encarada. A análise sequencial, mais do que um fim deverá ser um instrumento a que se recorre no sentido de ordenar os processos geológicos e compreender a evolução dos mesmos.

Constituem factores primários responsáveis pelo empilhamento dos sedimentos, a tectónica e o nível médio do mar controlando o espaço disponível para a sua acumulação, o suprimento de material que vai encher o espaço disponível, o transporte e processos geomórficos que determinam as áreas de erosão e de deposição, o clima que controla o volume e tipo de sedimento, os fenómenos de compactação e isostasia compensando o espaço disponível para a acumulação (Steckler *et al*, 1993). O padrão segundo o qual se faz o enchimento de uma qualquer bacia sedimentar, é determinado pela inter-relação de todos esses factores intrínsecos e extrínsecos à bacia. Da alteração dessas relações, resultam descontinuidades e modificações no "output", susceptíveis de serem detectadas na coluna sedimentar e interpretadas.

Pretende-se neste capítulo reconstituir a evolução temporal e espacial desde o Neogénico até ao final do Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve, a partir das descontinuidades detectadas na coluna litostratigráfica, para o intervalo temporal considerado. O termo descontinuidade é aqui usado num sentido abrangente, englobando não só as descontinuidades estratigráficas como também as mineralógicas. Significa isto, que o termo é por vezes equivalente a rotura sedimentar. É evitado o termo inconformidade porque raramente as descontinuidades detectadas, se enquadram num dos tradicionais tipos de inconformidades, no sentido restrito das suas designações.

O empilhamento sedimentar que corresponde ao intervalo Langhiano a Plistocénico, é composto por cinco séries sedimentares separadas por quatro descontinuidades principais. Através da análise sequencial destas séries e da natureza das descontinuidades que as separam,

far-se-á a reconstituição da evolução da Bacia para aquele intervalo temporal. Todos os estudos de pormenor e interpretação paleoambiental à escala do afloramento, foram já apresentados em capítulos anteriores.

VIII.2- DESCONTINUIDADES

A descontinuidade intrasequencial mais antiga (D1), é de natureza erosiva e separa a série sedimentar designada por "Formação Carbonatada de Lagos - Portimão", das unidades detríticas carbonatadas de Albufeira - Olhos de Água, estratigraficamente superiores. Temporalmente, esta descontinuidade situa-se entre o Serravaliano e o Tortoniano, de acordo com os dados paleontológicos. Toda a fauna da "Formação Carbonatada de Lagos - Portimão", é característica de águas mais quentes que as actuais na costa algarvia. A fauna dos calcilutitos de Mem Moniz ("Espongolitos de Mem Moniz"), permitiu correlacionar esta unidade estratigráfica com parte da "Formação Carbonatada Lagos - Portimão", mas coloca um problema de coerência na interpretação paleoambiental, já que a associação nanoplanctónica dos calcilutitos é característica de águas profundas e frias. Para que os dados possam ser integrados num contexto paleobiogeográfico, é necessário admitir que **a)** o meio de plataforma continental de águas quentes que marca o início da sedimentação marinha no Langhiano, evoluiu para meios cada vez mais profundos, induzidos por uma transgressão marinha que atingiu o máximo no Serravaliano médio, altura em que se depositaram os calcilutitos de Mem Moniz, **b)** durante o Serravaliano superior, as condições climáticas alteraram-se e as águas oceânicas tornaram-se mais frias, **c)** iniciou-se uma regressão marinha como consequência provável dessa alteração climática e parte dos depósitos anteriormente constituídos foram destruídos, **d)** os calcilutitos de Mem Moniz ficaram preservados num local geomorfologicamente favorável.

Estratigraficamente superior à descontinuidade D1, as unidades detríticas carbonatadas de Albufeira - Olhos de Água, têm a sua base datada paleontologicamente, do Tortoniano a Pliocénico. A fauna presente no topo da série e as datações radiométricas efectuadas num

depósito de fácies glauconítica, estratigraficamente superior à mesma série, excluem para esta, idades superiores ao Tortoniano. Assim, a descontinuidade erosiva D1, é do Serravaliano superior e relaciona-se com um movimento eustático regressivo.

A segunda descontinuidade (D2), é também de natureza erosiva mas envolve um intervalo temporal mais vasto que D1 e relaciona-se com a emersão da plataforma a partir do Tortoniano superior. Ela separa as séries carbonatadas e detríticas carbonatadas das séries siliciosas, o que significa que coincide com o desaparecimento das condições necessárias à sedimentação carbonatada, na Bacia Centro-Algarve.

A descontinuidade intrapliocénica (D3), traduz uma alteração mineralógica em consequência do levantamento da Serra Algarvia. A última grande descontinuidade (D4) ocorrida no intervalo considerado, verificou-se no início do Plistocénico, é também de natureza mineralógica e associa-se a uma metamorfose fluvial resultante de alterações climáticas. Em conclusão, das quatro maiores descontinuidades registadas na coluna litostratigráfica, entre o Langhiano e o Plistocénico, D1 e D4 têm a sua génese ligada a alterações climáticas, enquanto que D2 e D3 resultaram de movimentações tectónicas. Outras descontinuidades menores encontram-se também assinaladas na coluna litostratigráfica mas não representam modificações paleoambientais tão marcadas como as testemunhadas pelas descontinuidades descritas

VIII.3- ENCHIMENTO DA BACIA

VIII.3.1- RELAÇÃO ENTRE A ÁREA DA BACIA E A ÁREA DE ALIMENTAÇÃO

A produção de sedimentos autóctones, como as vasas orgânicas e os carbonatos fossilíferos, teve importância durante a parte inferior do Neogénico, reflectindo quer a grande actividade orgânica, quer o reduzido influxo de material terrígeno na Bacia. Uma das causas deste défice de sedimentos alóctones, foi o tamanho da área capaz de os fornecer, drasticamente reduzido pela transgressão serravaliana (figura VIII.1.A). Quando a partir do Serravaliano médio a

superior, o mar começou a regredir, a área de alimentação foi progressivamente aumentada e os materiais terrígenos chegaram à bacia em quantidades cada vez mais significativas, ao longo do Miocénico superior. Constituiu-se neste período, a série detrítica carbonatada de Albufeira - Olhos de Água, regressiva sobre a "Formação Carbonatada de Lagos - Portimão" (figura VIII.1.B). A relação entre a área da Bacia de recepção e a Área de alimentação foi de novo invertida com a lenta transgressão marinha verificada ao longo de grande parte do Pliocénico e a proporcional redução da área exposta à erosão. No entanto, o levantamento tectónico da Serra teve como consequência, a garantia de abundante fornecimento de detritos para uma plataforma pouco profunda e muito extensa, onde a produção de carbonatos foi inibida. A presença de feldspatos nos sedimentos, que no final do Pliocénico atinge 15% do volume sedimentar dos corpos líticos então constituídos, é o resultado do levantamento da área de alimentação e da proximidade da mesma relativamente à área de deposição (figura VIII.1.C, D).

Um aplanamento do Maciço Hespérico causado por abrasão marinha, com o nível médio do mar colocado a cotas superiores às actuais, cerca de 270 metros, foi sugerido para o período temporal Tortoniano a Pliocénico (Cáceres, 1995). De acordo com os dados obtidos e apresentados neste trabalho, durante pelo menos o Tortoniano inferior e médio, verificou-se uma regressão e os processos morfogenéticos na Bacia Algarvia foram principalmente subaéreos. Ao longo do Pliocénico a tendência do mar na Bacia considerada neste trabalho, foi para transgredir. Mesmo admitindo que no seu máximo transgressivo, no final do Pliocénico, o nível médio do mar se encontrava suficientemente elevado para atingir e nivelar a superfície da Meseta, é difícil enquadrar o levantamento e o seu posterior arrasamento, num intervalo temporal tão diminuto como o Pliocénico superior. O levantamento da Serra algarvia foi considerado neste trabalho, como o fenómeno responsável pela introdução maciça de feldspatos na Bacia no final do Pliocénico e pela acumulação de leques de dejectão compostos por xistos, grauvaques e quartzitos, no sopé da zona montanhosa.

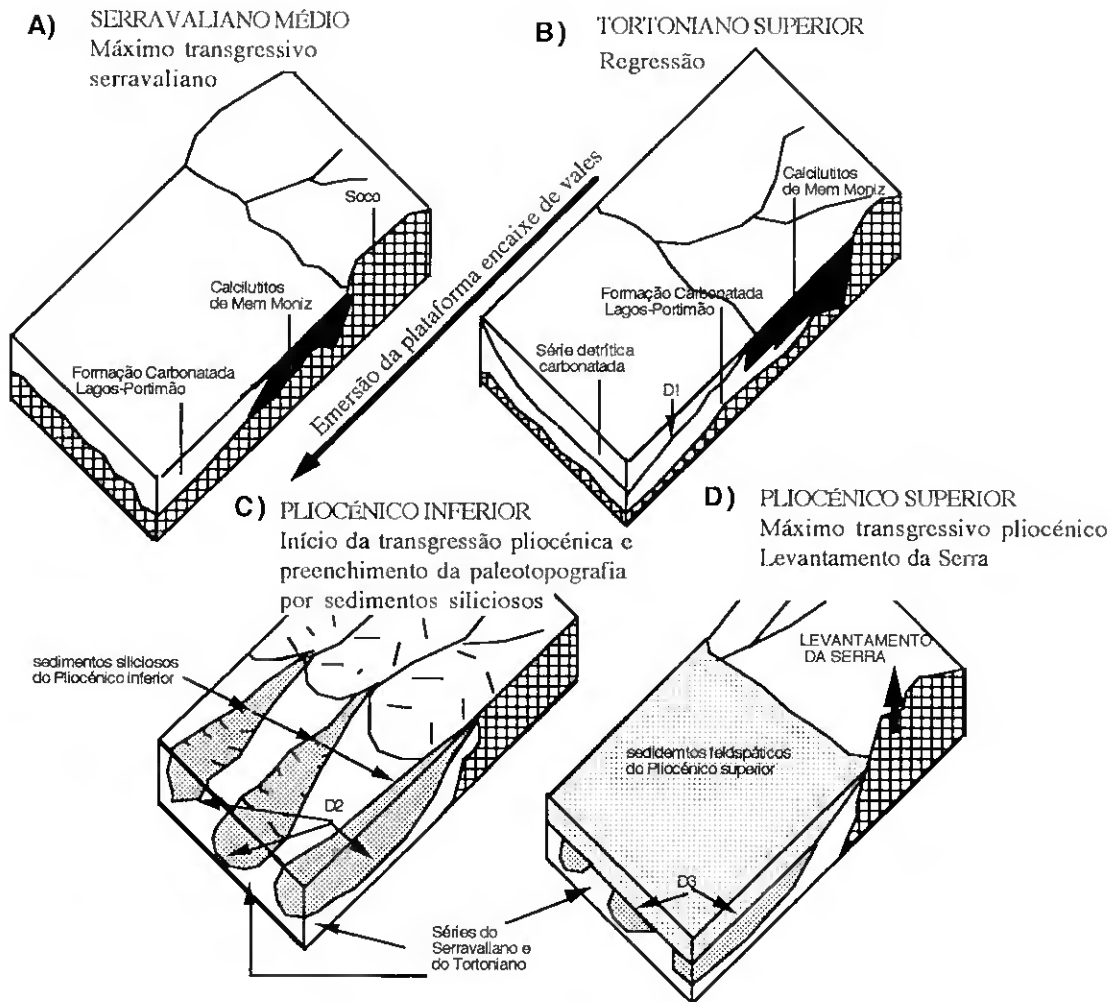


FIGURA VIII.1 Evolução do enchimento da Bacia Centro-Algarve, face às relações entre a área alimentadora e a bacia de recepção

O levantamento da Serra algarvia no Quaternário (Cabral, 1986) parece tardio. Face aos registos na coluna litostratigráfica, este levantamento deve ter-se verificado antes do início do Quaternário, já que a rotura sedimentar no Pliocénico superior, responsável pelo influxo de material proveniente da meseta, resultou da emergência do maciço carbonatado e do encaixe das linhas de água a partir da sua superfície anteriormente aplanada. Assim o material que atinge a bacia de recepção foi o anteriormente depositado naquela superfície, quando no Pliocénico superior a Serra levantou. Foi neste momento que o troço do Guadiana a jusante de Mértola, foi capturado por um rio de traçado NS (Gouvêa, 1938). Considera-se a existência de um

aplanamento no Pliocénico superior, mas não suficientemente amplo geograficamente, no Algarve, que atingisse as formações geológicas da Meseta, com excepção das regiões onde estas são parte integrante do planalto litoral. Segundo Cabral (1993), o último retoque no planalto costeiro, é do Pliocénico ou do Calabriano.

Ao longo do Plistocénico, as alterações verificadas no enchimento da bacia, resultaram principalmente da metamorfose das redes fluviais em consequência de alterações climáticas e/ou eustáticas.

VIII.3.2- REDE DE DRENAGEM

Quando no início do Pliocénico o mar iniciou a sua lenta transgressão que culminou no final do mesmo Período, as formações carbonatadas anteriores estavam profundamente entalhadas pela prolongada exposição (Messiniano e talvez parte inferior do Pliocénico), à acção meteorizante das águas continentais. Esta subida lenta do nível médio do mar, contrariando o fluxo de material detrítico proveniente de uma área de alimentação mais vasta no Pliocénico inferior, que a área de recepção, traduziu-se no preenchimento dos vales por séries siliciosas. Na verdade este processo verificou-se na região ocidental (da Bacia considerada), porque na região oriental, a espessura de sedimentos armazenada foi considerável, devido à estruturação de pequenas bacias sinsedimentares, induzida pelo comportamento tectónico das formações do Miocénico.

Quando no Plistocénico inferior os processos fluviais voltaram a dominar sobre os marinhos, foi ainda um sistema fluvial hierarquizado com canais encaixados, que entalhou as formações detríticas de fácies de plataforma continental do Pliocénico. A progradação deltaica forçada pela retirada do mar, gerou a instalação de bafas interdistributárias e complexos de barra litorais. O clima temperado húmido, favoreceu a meteorização do soco na área alimentadora e permitiu a manutenção de caudais suficientes para o transporte de uma carga sólida elevada. Nenhum

atributo na coluna sedimentar então constituída, traduz regimes torrenciais característicos de climas semi-áridos.

No Plistocénico superior, como resposta a condições climáticas de aridez, a arquitectura fluvial alterou-se para canais entrançados, não hierarquizados, de elevada capacidade migratória. Os produtos da alteração favorecida na anterior fase climática, foram erodidos e incorporados nos depósitos que então se formaram.

VIII.3.3- GEOMETRIA DA BACIA

O padrão de enchimento da Bacia Centro-Algarve, foi fortemente influenciado pela geometria da mesma. A partir do Tortoniano individualizou-se uma sub-bacia para oriente de Albufeira, onde o enchimento continuou a processar-se até ao final do Plistocénico. Na zona ocidental, a antiga plataforma carbonatada do Serravaliano e Tortoniano manteve-se emersa e a deposição ficou confinada aos vales nela encaixados. As inúmeras descontinuidades erosivas registadas ao longo do Tortoniano, resultaram de outras tantas pequenas flutuações do nível médio do mar. Estas flutuações podem ser interpretadas como sendo a consequência de movimentações tectónicas locais. De facto, as variações laterais de fácies e o sistema de fracturas que afectam as séries sedimentares, são dados compatíveis com uma bacia sinsedimentar na qual o enchimento se fez à medida que o espaço foi sendo criando. A sedimentação carbonatada cessou definitivamente no final do Tortoniano, com uma transgressão, durante a qual se depositaram em toda a bacia, fácies mais profundas sobre as fácies litorais. A partir do Pliocénico, a assimetria da bacia acentuou-se e a deposição prosseguiu apenas para oriente de Olhos de Água onde o tecto do Miocénico afundado criou espaço para a acumulação dos sedimentos. É esta assimetria de comportamento da bacia, a responsável pela assimetria litológica das arribas litorais a barlavento e a sotavento no Algarve.

CAPÍTULO IX

MAPA DE LITOFÁCIES: NOTÍCIA EXPLICATIVA

IX.1 INTRODUÇÃO

IX.2 GEOMETRIA DOS CORPOS LÍTICOS

IX.3 LITOFÁCIES CARTOGRAFADAS

IX.3.1 TERRA ROSSA

IX.3.2 CALCARENITOS E CALCILUTITOS COM *Helicosphaera kamptneri* e *Reticulofenestra pseudoumbilica*

IX.3.3 AREIAS MÉDIAS FELDSPÁTICAS

IX.3.4 AREIAS DE GRÃO GROSSEIRO

IX.3.5 CONGLOMERADOS

IX.3.6 SEDIMENTOS HOLOCÉNICOS E ACTUAIS

IX.1- INTRODUÇÃO

O mapa de litofácies apresentado neste trabalho, é o resultado gráfico do estudo litostratigráfico efectuado na Bacia Centro - Algarve, para o Neogénico final e Plistocénico. As manchas cartografadas anteriormente como M1 (carta geológica 1/50 000, folha 52-B), foram mantidas indivisas, apenas com alguns ajustes nos seus limites. No entanto, a idade das mesmas, proposta neste trabalho, é mais recente que a proposta na cartografia anteriormente referida e encontra-se fundamentada no capítulo VI deste trabalho. Este facto traduz a prioridade concedida à cartografia das unidades do Pliocénico e do Plistocénico, porque estando até à data reunidas numa única formação, impedia a compreensão da evolução da Bacia Algarvia nos últimos 5 MA. A existência de unidades pliocénicas cartografáveis, é pela primeira vez claramente assumida para esta região.

A designação "mapa de litofácies" encerra a preocupação, de elaborar um documento base que admita posteriores reajustes quer temporais quer interpretativos. Quer isto dizer que o mapa em si mesmo, não inclui propositadamente nenhuma interpretação, limitando-se os contornos geológicos a separar litofácies. À legenda cabe o papel interpretativo e a síntese das principais conclusões do capítulo VII, dedicado às formações detríticas.

A cobertura de seixo e calhau de quartzito, grauvaque e xisto, sobre grande parte da bacia, foi tornada transparente para que fosse possível a cartografia das unidades inferiores. Estes depósitos foram interpretados como resultantes da coalescência de antigos leques aluvionares, posteriormente retrabalhados pelo mar.

IX.2- GEOMETRIA DOS CORPOS LÍTICOS

O aspecto mais notável, é a disposição dos depósitos cartografados, numa faixa W-E, para ocidente da praia da Falésia e numa faixa NW-SE para oriente dessa região, acompanhando a linha de costa actual como se esta crescesse à custa dos depósitos, já que estes vão sendo mais

recentes para oriente. Verticalmente à linha de costa, a sua extensão geográfica não ultrapassa os seis quilómetros. Este facto expressa bem o constrangimento exercido pelos relevos do Mesozoico ao desenvolvimento da bacia para Norte. De facto, se é verdade que a orientação da linha de costa parece ter sido condicionada pelo desenvolvimento dos corpos sedimentares a partir do final do Neogénico, é também verdade que estes seguem geometricamente os relevos mesozoicos.

A assimetria na orientação dos depósitos a ocidente e a oriente da praia da Falésia coincide com uma variação litológica acentuada. A parte oriental corresponde ao enchimento clástico de uma sub-bacia sinsedimentar, individualizada a partir do Tortoniano. Pelo contrário, a região ocidental, corresponde às séries carbonatadas e carbonatadas detríticas do Miocénico superior, que se mantiveram emersas e sobre as quais se desenvolveu uma paleotopografia fossilizada mais tarde pelos sedimentos pliocénicos. Por este motivo, na região ocidental, os afloramentos dos sedimentos siliciosos do Pliocénico superior são bastante descontínuos.

IX.3- LITOFÁCIES CARTOGRAFADAS

IX.3.1- TERRA ROSSA

Sob a designação de terra rossa, estão cartografadas duas manchas, uma no contacto com as formações do Jurássico a Norte da povoação de Quarteira, a outra no contacto com formações do Cretácico na margem da ribeira do Carcavai. Encontram-se cartografadas como areias de Faro-Quarteira, nas últimas edições da cartografia geológica. No entanto, estas zonas são constituídas por formações carbonatadas em cujas cavidades cársticas pouco desenvolvidas, ficaram retidas terras rossas por vezes com uma componente de areia siliciosa. Esta componente siliciosa é herança de várias formações, incluindo evidentemente das formações neogénicas e quaternárias. É portanto impossível correlacionar estes sedimentos que constituem uma camada tão fina que os calcários sobre os quais se encontram afloram também, com qualquer unidade

da coluna litostratigráfica construída neste trabalho. Se nas restantes zonas calcárias, os solos vermelhos idênticos, são por razões óbvias, ignorados na cartografia geológica, não há motivo para que sejam tratados de modo diferente nas duas zonas consideradas.

IX.3.2- CALCARENITOS E CALCILUTITOS COM *Helicosphaera kamptneri* e *Reticulofenestra pseudoumbilica*

Na Bacia algarvia, a sedimentação marinha carbonatada, iniciou-se no Langhiano numa plataforma continental de águas quentes e bem oxigenadas. Durante o Serravaliano, a sedimentação marinha prosseguiu em regime transgressivo cujo máximo foi atingido no Serravaliano médio a superior. As unidades então constituídas são na sua generalidade ricas em macrofauna principalmente de Pectinídeos. As unidades carbonatadas a ocidente de Albufeira, são compatíveis com um ambiente de rampa carbonatada com desenvolvimento de recifes de algas coralígenas e de corais. A recorrência vertical de biofácies traduz pequenas variações na profundidade da coluna de água com reestruturação das comunidades bentónicas à custa das anteriores. Durante o Tortoniano, a tendência do mar foi regressiva e a série que se depositou é principalmente organoclástica reflectindo por um lado, meios litorais energéticos e por outro, o importante influxo de material clástico proveniente da bacia de alimentação. A base desta série está datada do Tortoniano, através da associação nanoplancónica presente nos calcilutitos da praia da Oura. O topo da mesma série está posicionado no Tortoniano superior, através da datação de um depósito de fácies glauconítica, pelo método K-Ar. Esta série constitui as arribas a oriente de Albufeira e não se depositou a ocidente. Este facto deve-se ao comportamento diferente da bacia em ambos os sectores. Enquanto que no sector oriental se começou a estruturar uma sub-bacia permitindo a continuação da deposição, no sector ocidental as formações carbonatadas do Serravaliano começam a emergir. Em ambos os sectores as duas séries contactam a tecto através de uma descontinuidade erosiva, com unidades de fácies francamente marinha, onde a fauna se encontra de novo restabelecida, testemunhando a

transgressão do final do Tortoniano. Recomenda-se que a cartografia geológica 1/50 000 e 1/100 000, que considera estas formações como Langhiano e Burdigaliano, seja reformulada face aos novos dados apresentados neste trabalho.

IX.3.3- AREIAS MÉDIAS FELDSPÁTICAS

os corpos líticos assim designados no mapa de litofácies, ocupam a maior extensão geográfica relativamente aos restantes depósitos cartografados. Constituem-nos, sedimentos siliciosos ricos em feldspato e são geralmente bem calibrados. Outro atributo desta litofácies é a presença de ferro na matriz argilosa e precipitado na superfície dos grãos de quartzo, que lhes confere tonalidades vermelhas características. Quando o sedimento se torna granulometricamente mais fino e mais rico em matriz argilosa, é típica a presença extensos sistemas de diaclases. As regiões onde afloram estes depósitos, encontram-se frequentemente cobertas por um manto de clastos subesféricos, resultantes da cimentação de grãos de areia por cimento ferruginoso.

Na coluna litostratigráfica, sobrejazem sobre as areias de Olhos de Água e de Monte Negro, do Pliocénico inferior e sobre elas assentam as areias do Ludo do Plistocénico inferior. Na Formação do Ludo (Moura *et al*, 1994), constituem o membro das Areias de Faro-Quarteira.

A carta geológica 1/ 50 000, folha 52-B, designa estes depósitos como M2, atribuídos ao Miocénico médio. Recomenda-se a sua reformulação uma vez que é um documento importante para todos os que trabalham na região. A carta geológica 1/100 00, editada em 1992, atribui a estes depósitos idade quaternária (Qa).

IX.3.4- AREIAS DE GRÃO GROSSEIRO

Contemporaneamente à chegada de quantidades inusitadas de Fe à planície costeira, instalou-se no Plistocénico superior, um sistema de canais entrançados geradores de depósitos heterométricos com grande variação lateral de fácies. São sedimentos grosseiros a muito

grosseiros, com seixo de quartzo e quartzito compondo frequentemente pavimentos de canal, estratificação oblíqua e estratificação entrecruzada.

IX.3.5- CONGLOMERADOS

Estratigraficamente superior ao grupo das litofácies de sistema fluvial, sobre as quais assentam em contacto erosivo, as fácies deste grupo incluem na sua composição xisto e grauvaque o que as torna únicas no conjunto litológico estudado neste trabalho. Granulometricamente o tamanho das partículas é superior ao seixo médio. São subredondas de baixa esfericidade e estão muito alteradas, por vezes contaminadas por ferro e manganês em camadas concêntricas. Quando o maciço calcário emergiu, a rede hidrográfica encaixou a partir da superfície, permitindo a chegada à bacia de recepção dos materiais anteriormente depositados na sua superfície.

IX.3.6- SEDIMENTOS HOLOCÉNICOS E ACTUAIS

Sob esta designação incluem-se todos os depósitos holocénicos e actuais cuja caracterização não foi alvo deste trabalho.

CAPÍTULO X

CONCLUSÕES FINAIS

X CONCLUSÕES FINAIS

X- CONCLUSÕES FINAIS

É a "Formação Carbonatada Lagos - Portimão", que materializa a maior parte do enchimento da Bacia Algarvia durante o Miocénico. A sua idade, posicionada até à data no Miocénico inferior, foi subestimada, em parte porque foi deduzida a partir de fósseis não "in situ", encontrados nas cavidades cársticas dessa formação. A designação de "Formação Carbonatada Lagos - Portimão" deverá excluir a série detrítica carbonatada desenvolvida para oriente de Albufeira porque se encontram separadas por uma descontinuidade erosiva e não são contemporâneas. Futuros estudos sobre a fauna do Miocénico algarvio, levado a efeito por investigadores especializados nos grupos taxonómicos predominantes nas formações, são absolutamente necessários. Só neste contexto poderemos aprofundar o conhecimento e compreender na íntegra o passado geológico mais recente desta região. Do mesmo modo, apenas a reformulação consertada e integrada de Formações formalmente definidas e descritas, trará luz sobre a articulação das várias unidades litológicas do Miocénico, que no Algarve continuam desarticuladas apesar do esforço até agora desenvolvido por parte dos investigadores. Face ao carácter litoral da maioria dos depósitos, é difícil estabelecer correlações com a tabela biostratigráfica internacional baseada em foraminíferos planctónicos. As migrações faunísticas são diacrónicas, pelo que os limites estabelecidos para uma província paleobiogeográfica não são necessariamente aplicáveis a outra. O conhecimento da biostratigrafia é fundamental para uma correcta interpretação paleomagnética. É por estes motivos recomendável que se estabeleça uma escala biostratigráfica para o sul da Península baseada em fauna mais compatível com os depósitos existentes, nomeadamente a fauna de Pectinídeos e de foraminíferos bentónicos.

A sedimentação marinha iniciou-se na Bacia Centro-Algarve, no Langhiano e terminou no Tortoniano superior. O hiato entre o Cretácico e o Neogénico está traduzido nesta região, através de uma discordância angular.

Entre o Langhiano e o Tortoniano, constituíram-se duas séries sedimentares separadas por uma descontinuidade erosiva. A primeira, designada por "Formação Carbonatada Lagos-Portimão", é como o próprio nome o sugere, francamente carbonatada. A sua idade estabelecida paleontologicamente, é Langhiano a Serravaliano. A segunda série é organoclástica e regressiva sobre a primeira. Datada na base paleontologicamente e no topo radiometricamente, constituiu-se durante o Tortoniano. Uma vez que a segunda série se depositou apenas a oriente de Albufeira, à medida que caminhamos para Este, as formações tornam-se mais recentes. Estas duas séries reflectem a modificação nas relações entre a área alimentadora e a área de recepção, consequência de movimentos eustáticos. Assim durante a deposição da primeira, a "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão", a área de alimentação era muito reduzida e a constituição de sedimentos autóctones foi privilegiada. Pelo contrário a segunda, a série detrítica carbonatada de Albufeira - Olhos de Água, reflecte uma importância crescente dos sedimentos alóctones face ao proporcional aumento da área de alimentação.

As biofácies presentes na "Formação Carbonatada Lagos-Portimão", são características de meios marinhos de plataforma continental de águas quentes e bem oxigenadas. A recorrência das biofácies ao longo da coluna sedimentar, deve-se à reestruturação da fauna sobre o substrato resultante da destruição das formas anteriores. Este evoluir da fauna bentónica resultou de pequenas variações na profundidade da coluna de água induzida tectonicamente, pela movimentação do diapiro de Albufeira. As formações mesozoicas que afloram na região de S. Rafael, funcionaram como um alto fundo onde se desenvolveram os organismos recifais cujos detritos se encontram preservados em algumas das camadas da "Formação Carbonatada Lagos-Portimão".

Os calcilutitos de Mem Moniz, são de idade Serravaliano médio, correlativos portanto da parte superior da "Formação Carbonatada Lagos-Portimão" e foram depositados durante o máximo

transgressivo serravaliano. A sua associação microfaunística é característica de águas frias. A regressão que se iniciou no Serravaliano superior ou Tortoniano inferior, é de natureza glacio-eustática. Durante quase todo o Tortoniano, a sedimentação teve lugar apenas na sub-bacia sinsedimentar que se começou a estruturar para Este de Albufeira, a partir daquele Período e depositou-se a série detrítica carbonatada Albufeira - Olhos de Água. O ambiente sedimentar foi de domínio marinho litoral. A subsidência compensou o movimento regressivo e a sedimentação continuou até ao final do Tortoniano quando uma transgressão permitiu a deposição de fácies mais profundas quer sobre esta série quer sobre a "Formação Carbonatada Lagos-Portimão", que se tinha mantido emersa.

Ao longo do Messiniano e talvez parte do Pliocénico, ambas as séries ficaram expostas a alteração subaérea, o carso desenvolveu-se e as linhas de água encaixaram-se gerando barrancos. Por dissolução do cimento carbonatado, várias peças esqueléticas de mamíferos marinhos foram libertas do sedimento e armadilhadas nas cavidades cársticas. No sector oriental, continuou a estruturar-se a bacia que viria a receber os sedimentos ao longo do Pliocénico e a condicionar o padrão do empilhamento sedimentar durante este Período.

No início do Pliocénico, o movimento transgressivo que se fez sentir em todo o Sul da Península Ibérica, foi responsável pelo desenvolvimento de geoformas características de costas transgressivas. Sucessivas barras arenosas protegeram sucessivas depressões lagunares que sucessivamente foram sendo destruídas e progradando para continente como é próprio das costas transgressivas. Estão presentes vestígios destas lagunas costeiras, na coluna sedimentar na forma de intraclastos de argila negra. Com uma área de alimentação muito superior à área de recepção, a sedimentação foi quase exclusivamente siliciclástica. O influxo de material detrítico foi de tal modo elevado que apesar da transgressão, a sedimentação apresenta todas as características de deltas progradantes. Começaram a chegar à Bacia grandes quantidades de feldspatos resultantes do levantamento da Serra. A presença de biotite vestigial e de calhaus

redondos de rocha básica muito alterados, significa que a faixa vulcano sedimentar foi fortemente erodida e que contribuiu também com material. Este facto significa que se verificou nesta data, uma inversão de relevo, responsável pelo desenvolvimento dos vales E-W sobre aquelas formações.

A partir do Pliocénico a evolução de ambos os sectores ocidental e oriental passa a ser definitivamente diferente o que se traduz na diferença litológica das arribas a barlavento e sotavento.

No sector a ocidente de Olhos de Água, a paleotopografia foi fossilizada pelos sedimentos que chegaram da bacia alimentadora mas que encontraram o obstáculo do nível médio do mar em progressão para o continente. Assim, os apertados vales foram sendo preenchidos enquanto que a sequência carbonatada e detrítica carbonatada se manteve emersa e em acelerada meteorização. No sector oriental, o afundamento do Miocénico, criou espaço para que a sedimentação se processasse em larga escala, deslocando-se ao longo do tempo para oriente, devido à progradação dos corpos no mesmo sentido. A sequência torna-se por isso mais recente para Este. A rotura das cavidades cársticas das sequências carbonatadas libertaram grande quantidade de fósseis que foram retomadas nestes depósitos. Depositaram-se durante o Pliocénico inferior as areias grosseiras brancas habitualmente designadas por "Arcias de Olhos de Água", e as areias de Monte Negro. Nesta última zona situou-se o depocentro devido à existência de depressões no tecto do Miocénico.

A passagem ao Pliocénico superior, está marcada por uma rotura sedimentar devido ao levantamento da Serra. O feldspato e o ferro, resultantes da alteração das formações da Meseta, foram introduzidos em quantidades maciças na Bacia. Durante a fase paroxismal deste levantamento, depositaram-se sobre a superfície aplanada, os leques de dejectão no sopé da

zona montanhosa, compostos por xisto, grauvaque e quartzitos e na plataforma continental extensa e pouco profunda, as arcias médias feldspáticas.

O início do Quaternário foi marcado pela progradação de corpos sedimentares fluviais, face ao recuo do nível médio do mar. O clima húmido permitiu o desenvolvimento de uma rede de drenagem hierarquizada, transportando carga sólida em elevadas quantidades. Os feldspatos entraram em colapso promovendo o enriquecimento dos sedimentos em caulinite. O estudo mineralógico pormenorizado das argilas, será uma etapa futura indispensável, tanto para a evolução climática como para determinar as áreas que funcionaram como fontes alimentadoras em cada momento do empilhamento sedimentar na Bacia de recepção. Do mesmo modo, o estudo petrológico de pormenor realizado em transectos N-S e W-E incluindo a Bacia do Guadalquivir como área alimentadora provável em determinados momentos e a sua correlação com a coluna sedimentar, será de inegável interesse ao conhecimento dos processos actuaes na Bacia e às respostas desta a diferentes solicitações.

A alteração das condições climáticas para condições de semi-aridez, com chuvas torrenciais concentradas, marca a passagem ao Plistocénico superior. A rede de drenagem sofreu uma profunda metamorfose. Instalou-se um sistema de canais entrançados migrando rapidamente na planície detrítica costeira e recebendo esporadicamente fluxos de material muito grosseiro. A instalação deste sistema fluvial, coincide com o segundo momento de chegada de ferro em grandes quantidades, à Bacia. Este novo influxo de ferro resultou da emergência do maciço carbonatado e do rápido encaixe da rede fluvial. Com a rotura das cavidades cársticas, as terras rossas foram arrastadas pelas linhas de água, incorporadas na carga sólida mais grosseira e passaram a constituir a matriz de alguns dos corpos líticos então constituídos. O material que havia sido abandonado no sopé da zona montanhosa, sobre a superfície aplanada do Pliocénico superior, atingiu também a bacia de recepção uma vez que essa superfície foi rompida e o encaixe da rede no maciço carbonatado abriu corredores de transferência desse material. Um

trabalho sistemático sobre a orientação de estruturas dos corpos líticos do Plistocénico, permitirá no futuro, uma cartografia de paleocorrentes fluviais e a melhor compreensão da evolução das redes de drenagem.

Uma fase biostásica no Plistocénico terminal, com a restauração da flora, gerou no seio dos corpos sedimentares o recrutamento do ferro, e a sua precipitação em zonas preferenciais. Constituíram-se ferricretos superficiais que por colapso geraram uma fase de clastos ferruginosos que cobrem actualmente os interflúvios. O ferro foi um componente assíduo na bacia algarvia nos últimos dois milhões de anos mas o seu significado estratigráfico e a relação entre o seu ciclo sedimentar e as alterações climáticas não está completamente esclarecido. No sentido de identificar as alterações climáticas e a evolução da vegetação, será proveitoso um trabalho mais pormenorizado sobre a geoquímica do ferro na Bacia Algarvia durante o Quaternário. Existe um registo de paleosolos muito descontínuo, cuja integração na coluna litostratigráfica não foi ainda feito, sendo também importante para a evolução dos paleoclimas.

A escassez de elementos paleontológicos e de elementos datáveis radiometricamente, produz grandes lacunas e incertezas no conhecimento da cronostratigrafia local com as óbvias consequências na interpretação paleoambiental. É por estes motivos recomendável que se procurem outras vias de datação nomeadamente ensaiar os novos métodos como por exemplo a termoluminescência. É importante promover uma maior interdisciplinaridade com a Arqueologia no sentido da procura e estudo de novas jazidas arqueológicas que possam ajudar a datação das unidades litológicas e retomar antigas jazidas à luz de novos conhecimentos pois o seu estudo foi feito há já 5 décadas. A colaboração com a Arqueologia reveste-se ainda de outro aspecto muito importante e que é a elaboração de uma escala regional de variação do campo geomagnético, através do arqueopaleomagnetismo.

Sendo a plataforma continental a área mais interessante para as relações entre os processos predominantemente continentais e os predominantemente marinhos, será de enorme interesse a realização de perfis sísmicos sobre a mesma e de alguns furos de sondagem. Sem este conhecimento, o estudo da Bacia Algarvia durante o Neogénico e Quaternário não poderá ser considerado completo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- **Abreu, M. M.** (1990)- Ferruginous pisolites from South of Portugal. Paleoenvironmental quaternary relics. *Sci. Géol. Bull., Strasbourg*, vol. 43, 2-4, pp. 95-102.
- **Aguirre, J.** (1995)- Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocénicos de Cádiz (SW de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3), pp. 161-174.
- **Allen, J. R. L.** (1965)- A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, nº 5, pp. 89-191.
- **Almeida, C. C.** (1985) - Hidrogeologia do Algarve Central. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em geologia, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 333 p.
- **Amorosi, A.** (1995)- Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, vol. B 65, nº4, pp. 419-425.
- **Antunes, M. T.** (1979)- Vertebrados miocénicos de Olhos de Água (Algarve), interesse estratigráfico. *Boletim do Mus. Mineral. Geol. Fac. de Ciênc., Lisboa*, Vol. 16, pp. 343-352.
- **Antunes, M. T., Jonet, S., Nascimento, A.** (1981)- Vertébrés (crocodiliens, poissons) du miocène marin de l'algarve occidentale. *Ciências da Terra (UNL)*, nº 6, Lisboa, pp. 9-38.
- **Antunes, M. T., Mein, P., Nascimento, A., Pais, J.** (1986a)- Le gisement pleistocène de Morgadinho, en Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, nº 8, Lisboa, pp. 9-22.
- **Antunes, M. T., Azzaroli, A., Faure, M., Guérin, C., Mein, P.** (1986b)- Mammifères pleistocènes de Algoz, en Algarve: une révision. *Ciências da Terra (UNL)*, nº 8, Lisboa, pp. 73-86.
- **Antunes, M. H. T., Civis, J., Dabrio, C. J., Pais, J., Sierro, F. J., Glez- Delgado, J. A., Flores, J. A., Valle, M. F.** (1990)- El Neógeno del Algarve (Portugal) y de la cuenca del

Guadalquivir (España). *Actas de Paleontología*, N° 68, Universidad de Salamanca, pp. 65-73, J. Civis Llovera & J. A. Flores Villarejo (edits.).

- **Antunes**, M. T., Pais, J. (1992a) - The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, N° especial II, Lisboa, pp. 13-24.

- **Antunes**, M., Pais, J. (1992b)- The Neogene and Quaternary of Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, N° especial II, Lisboa, pp. 57-66.

- **Bakler**, N., Denckamp, S., Rohrllich, V. (1972)- Sandy units in the coastal plain of Israel: Environmental interpretation using statistical analysis of grain size data. *Israel Journal of Earth-Sciences*, vol. 21, pp. 155-178.

- **Ben Moussa**, A., Demarcq, G., Lauriat-Rage, A. (1987)- Pectinides Messiniens du Bassin de Melilla (NE Maroc): comparaisons inter-regionales et interets paleobiologiques. *Revue de Paléobiologie*, vol. 6, n°1, pp. 111-129.

- **Ben Moussa**, A., Demacq, G. (1992)- Temporal and spatial distribution of neogene pectinids'communities in Western Mediterranean. *Paleontologia I Evolució*, t.24-25, pp. 175-183.

- **Berggren**, W. A., Van Couvering, J. A. (1974)- The late Neogene biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Paleogeogr., Paleoclimtol., Paleoecol.*, vol. 16 (1/2), pp. 1- 216.

- **Berggren**, W. A., Olsson, R. K. (1986)- North Atlantic Mesozoic and Cenozoic paleobiogeography. *The Geology of North America*, vol. M, pp. 565-587. Edit. P. R. Vogt & B. E. Tucholke.

- **Berthois**, L., Berthois, C. (1951)- Note sur la précision des tamisages mécaniques. *Bul.Soc.Geol.Française.*, série t 1, pp. 87-93.

- **Berthois**, L. (1958)- Influence du facteur quantitatif dans le façonnement des grains de sable quartzeux. *C.R.Ac.Sc.*, t 246, n°5, pp. 803-806.

- **Bettencourt**, P. (1985)- Geomorphologie et processus d'évolution recente de la cote sotavento (Algarve sud Portugal) - Rapport presente a l'Universite de Bordeaux pour

l'obtention du diplôme d'études approfondies en océanologie géologique et sédimentologie marine, Bordeaux, 90 p.

- **Blatt**, H., Brown, V. M. (1974)- Prophylactic separation of heavy minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol.44, N°1, pp.260- 261
- **Bonifay**, M. F. (1993)- Paleoclimatic correlations between Western european continental and marine areas. Contribution of big villafranchian fauna. *Ciências da Terra (UNL)*, n°12, pp. 111-115.
- **Bonnet**, C. (1850)- *Algarve (Portugal)- Description géographique et géologique de cette province*. Académie Royale des Sciences de Lisbonne. Reedição (1990)- Secretaria de Estado da Cultura- Delegação Regional do Sul, 189 p.
- **Borole**, D. V., Rao, K. K., Krishnamurthy, R. V., Somayajulu, B. L. K. (1982)- Late Quaternary faunal change in coastal Arabian sea sediments. *Quaternary Research* , n°18, pp. 236-239.
- **Boski**, T., Moura, D. (1993)- Lithostratigraphy of Quaternary deposits in central Algarve (Portugal). *INQUA newsletter*, n°15, pp.16-18
- **Boski**, T., Moura, D., Santos, A. Delgado, J. A. G., Flores, J. A. (1995a)- Evolução da bacia algarvia (centro) durante o Neogénico. *Memórias n° 4, Universidade do Porto- Faculdade de Ciências, Mus. Lab. Min. Geol*, pp. 47-51.
- **Boski**, T., Moura, D. Naud, J., Dias, J. A. (1995b)- Migração dos óxidos de ferro nos sedimentos quaternários do Algarve. *III Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Niteroi, comunicações em CD-ROM.
- **Boski**, T., Moura, D., Studencka, B., Gazdzicka, E. (1995c)- Neogene of Central Algarve (S. Portugal). *Resumos do X R.C.M.N.S. Congress, Bucharest*, pp. 189-190.
- **Bourcart**, J., Zbyszewski, G. (1940)- La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, t. XXI, pp. 3-60.

- **Bromley**, R. G., Frey, R. W. (1974)- Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, vol. 23, pp. 311-335.
- **Butler**, R. F. (1992)- *Paleomagnetism*. Blackwell Scientific Publications .
- **Cabral**, J. (1986)- A neotectónica de Portugal continental, estado actual dos conhecimentos. *Maleo*, Lisboa, vol. 2 , nº 14, pp. 3-5.
- **Cabral**, J. (1993)- Neotectónica de Portugal continental. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica interna, 435 p. Lisboa, 1993
- **Cáceres**, L. M. P. (1995)- Geomorfología del sector occidental de la depresión del Guadalquivir. Memória para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas, Huelva, 292 p.
- **Cachão**, M. (1992)- Formação miocénica de Mem Moniz (Algarve, Portugal). *Actas de Paleontología*, Nº 68, Universidad de Salamanca, pp. 493-496.
- **Cachão**, M., Silva, C. M. (1992)- Neogene palaeogeographic evolution of Algarve basin (southern Portugal): a two step model. Preliminary data. *Gaia* , nº 4, pp. 39-42.
- **Cachão**, M. (1995a)- Novo enquadramento estratiográfico para o Neogénico marinho do Algarve: implicações paleogeográficas e tectónicas. *Memórias nº 4, Universidade do Porto- Faculdade de Ciências, Mus. Lab. Min. Geol*, pp. 57-61.
- **Cachão**, M. (1995b)- O Neogénico do Algarve: redefinição de unidades litostratiográficas. *Memórias nº 4, Universidade do Porto- Faculdade de Ciências, Mus. Lab. Min. Geol.*, pp. 63-67.
- **Cassel**, D. T., Gupta, B. K. S. (1989) - Foraminiferal stratigraphy and paleoenvironments of the Tertiary Uscari Formation, Limon Basin, Costa Rica. *Journal of Foraminiferal Research*, V. 19, Nº 1, pp. 52-71.
- **Chester**, D. K., James, P. A. (1995)- The Pleistocene Faro/Quarteira formation of the Algarve region, southern Portugal. *Geomorphology*, 12, pp. 133-149.

- **Coates, G. F., Hulse, C.A.** (1985)- A comparison of four methods of size analysis of fine-grained sediments. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 28, pp. 369-380.
- **Código Estratigráfico** Norte Americano (1983)- *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 67, nº5, pp. 841-875.
- **Collinson, D. W.** (1969)- Investigations into the stable remanent magnetization of sediments. *Geophys. J.*, 18, pp. 211-222.
- **Colom, G.** (1974)- Foraminiferos Ibericos, Introducción al estudio de las especies bentónicas recientes. *Inv. Pesq.*, T 38 (1), Barcelona, 245 p.
- **Compton, R. R.** (1985)- *Geology in the field*. John Wiley & Sons, New York, 292 p.
- **Costa, F. E., Brites, J. A., Pedrosa, M. Y., Silva, A. V.** (1985)- Carta hidrogeológica da orla algarvia, escala 1/100 000, nota explicativa. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 95 p.
- **Debenay, J.P., Maryline, BA. , Ababacar, LY. , Isabelle, SY.** (1987)- Les ecosistememes paraliques du Senegal. Description, repartition des peuplements de foraminiferes benthiques. *Revue de Paléobiologie*, vol.6, nº2, pp. 229-255.
- **Demarcq, G.** (1992)- Biostratigraphic scale of mediterranean Neogene Pectinids. *Paleontologia I Evolució*, t. 24-25, pp. 439-440.
- **Dias, J. M. A.** (1988)- Aspectos geológicos do litoral algarvio. *Geonovas* , Lisboa, vol. 10, pp. 113-128.
- **Dias, J. M. A.** (1992)- Tidal gauge data in deducing secular trends of relative sea level and crustal movements in Portugal. *Journal of Coastal Research*, vol. 8, nº 3, pp. 655-659.
- **EDISAT** (1995)- Poster com imagem de satélite, da região algarvia. Coleção de imagens de Portugal, *EDISAT, Cascais*.
- **Einsele, G.** (1992)- *Sedimentary Basins. : evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag Publications, 628 p.
- **Feio, M.** (1946)- Os terraços do Guadiana a jusante do Ardila. *Comunicações dos. Serviços. Geológicos de Portugal*, Lisboa, t XXVII , pp. 1-84.

- **Feio**, M. (1949)- Le Bas Alentejo et l'Algarve. *Livre-guide de l'excursion E, Congrès international de Géographie de Lisbonne* (reimpressão, 1983), 207 p.
- **Ferreira**, O. V. (1951)- Os Pectinídeos do Miocénico do Algarve. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t XXXII (1), pp. 153-180.
- **Ferreira**, O. V. (1961)- Pectinídeos do Miocénico da Bacia do Tejo. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, t XLV, pp. 419-465.
- **Flemming**, B. W. (1977)- Thesis submitted in fulfilment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in the Faculty of Science at the University of Cape Town, 215 p.
- **Folk**, R. L. (1954)- The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62, pp. 344-359.
- **Folk**, R. L., Ward, W. C. (1957)- Brazos River bar: A study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, pp.3-26.
- **Folk**, R. L. (1959)- Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* vol. 43, pp.1-38.
- **Folk**, R. L. (1968)- *Petrology of sedimentary rocks*. Univ. of Texas, Austin, Hemphill's. 170 p.
- **Fritz**, W. J., Moore, J. N.(1988)- *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. John Wiley&Sons, Inc., New York, 371 p.
- **Goldring**, R. (1991)-*Fossils in the field*. Longman Scientific & Technical Publications, 218 p.
- **Goudie**, A. S. (1983)- Precipitates and residua in the near surface environment. *Chemical Sediments and Geomorphology*, A. S. Goudie & K. Pye Ed, pp. 93-131.
- **Gouvêa**, A. M.(1938)- Algarve (aspectos fisiográficos). *Instituto para a Alta Cultura*, 145 p.
- **Granja**, H., Froidefond, J. M., Pera, T. (1984)- Processus d'`evolution morphosédimentaire de la Ria Formosa (Portugal). *Bull. I.G.B.A.*, nº36, pp. 37-50.
- **Hailwood**, E. A. (1989)- *Magnetostratigraphy- Geological Society Special Report*, Nº 19. Ed. Blackwell Scientific Publications.

- **Harland**, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A., Craig, L. E., Smith, A. G., Smith, D. G. (1989)- *A geologic time scale*. Cambridge University Press Publications, 263 p.
- **Harms**, J. C., Fahnestock, R. K. (1965)- Stratification, bed forms, and flow phenomena. *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*, Society for Sedimentary Geology Special Publication, nº12, G. V. Middleton ed., pp. 84-115
- Harrison**, C. G. A., Ramirez, E. (1975)- Aereal coverage of spurious reversals of the Earth's magnetic field. *Journal of Geomag. and Geoelec.*, V. 27, pp. 139-151.
- **Hurtado**, E. F. (1994)- Tectonica reciente en el margen Iberico suroccidental. Memoria para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad de Huelva. Dep. de Geol., La Rábida, 458 p.
- **Hurtado**, E. F., Vidal, J. R. (1994)- Rasgos morfotectónicos del interfluvio costero Guadiana-Guadalquivir (Golfo de Cádiz). *Geomorfologia en España*, J. Arnaez, J. M. Garcia Ruiz & A. Gomez Villar, Edrs., 1994, Sociedad Española de Geomorfologia, pp. 13-19.
- **Jardim**, M. E., Pereira, M. P. (1985)- *Terminologia, símbolos e unidades para grandezas físico-químicas (Sistema Internacional de Unidades)*. Escolar Editora, Lisboa, 94 p.
- **Kneller**, B. C., Braune, M. J. (1995)- Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, vol. 42, pp. 607-616.
- **Kukla**, G. (1978)- The classical european glacial stages: correlation with deep-sea sediments. *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences*, Vol. VI, pp.57-91.
- **Kukla**, G. (1989)- Long continental records of climate-an introduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, pp. 1-9.
- **Kullberg**, J. C., Pais, J., Manuppella, G. (1992)- Aspectos gerais da tectónica alpina no Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, nº 11, Lisboa, pp. 293- 302.
- **Manuppella**, G., Rocha, R. B., Marques, B., Ramalho, M. M.(1984a)- Cartografia geológica do Algarve. 3º Congresso sobre o Algarve, Rocal Clube, textos das comunicações, vol. 2, pp. 693- 704.

- **Manuppella**, G., Antunes, M., Pais, J., Ramalho, M., Rocha, R., Marques, B. (1984b)-
Notícia explicativa da folha 53-B (Tavira), na escala 1/50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, p.
- **Manuppella**, G., Ramalho, M., Telles Antunes, M., Pais, J. (1987)- Notícia explicativa da
folha 53-A (Faro), na escala 1/50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 52p.
- **Manuppella**, G. (1988)- Litostratigrafia e tectónica da bacia algarvia. *Geonovas*, vol. 10,
Lisboa, pp. 67-71.
- **Manuppella**, G. (1992)- Notícia explicativa da carta geológica da região do Algarve, escala
1/100 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 13 p.
- **Marques**, M. M., Sanches Furtado, A. F. A., Cardoso, J. L. (1992)- Testemunhos de
coudras ferruginosas quaternárias no Sudoeste de Portugal (nota preliminar). *Boletim da
Sociedade Geológica de Portugal, Homenagem a Carlos teixeira*, pp. 417-421.
- **Martinez del Olmo**, W., Mallo, J.G., Leret, J., Oñate, A. S., Alba, J. S. (1984)- Modelo
tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congresso Espanhol de Geologia*, T. I, pp. 199-
213.
- **Martini**, E. (1971)- Standart tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.
Proceedings II Planktonic Conference, Roma, pp. 739-785.
- **Matos**, S. (1993)- Glacial and periglacial geomorphology and present-day climatic conditions
in Serra da Estrela, Portugal. *Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico, Coimbra*, pp. 165-
169.
- **Mayoral**, E., Pendón, J.-G. (1987)- Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno
superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geológica Hispânica*, t.21-23, pp. 507-513.
- **Mehra**, O. P., Jackson, M. L. (1960)- Iron oxide removal from soils and clays by a
dithionite-citrate system buffered with sodium-bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7th
Conf., Pergamon Press, London.
- **Mejdahl**, V. (1985)- Thermoluminescence dating based on feldspars. *Nuclear Tracks*,
vol.10, pp. 133-136.

- **Miall**, A. D. (1996)- *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 582 p.
- **Mougenot**, D., Monteiro, J. H., Dupeuble, P. A., Malod, J. A. (1979)- La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº5, pp. 223-246.
- **Mougenot**, D. (1989)- Geologia da margem portuguesa. *Publ. do Inst. Hidrograf.*, Lisboa, 259 p.
- **Moura**, D., Boski, T. (1994)- Ludo Formation - a new lithostratigraphic unit in Quaternary of central Algarve. *GAIA*, nº9, Lisboa, pp. 95-98.
- **Orton**, G. J., Reading, H. G. (1993)- Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, vol. 40, nº3, pp. 475-512.
- **Pais**, J. (1982)- O Miocénico do litoral sul Português, ensaio de síntese. Estudo complementar para obtenção do grau de Doutor, Lisboa, 47 p. .
- **Pais**, J. (1991)- O Cenozóico do litoral algarvio, ensaio de síntese. Sumário pormenorizado da lição de síntese para obtenção do grau de Professor Agregado em Geologia (Estratigrafia e Paleontologia), Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Secção Autónoma de Geologia, 26 p.
- Pasteels**, P. (1985)- Radiometric datation of sediments. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, vol. 40, pp. 17-24.
- **Pereira**, A. R. (1990)- A plataforma litoral do Alentejo e Algarve Ocidental. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 450 p.
- **Pereira**, A. R. (1992)- A geomorfologia da Margem Continental Portuguesa e a interdependência das plataformas continental e litoral. *Centro de Estudos Geográficos, relatório nº 30*, Lisboa, 85p.
- **Pettijohn**, E. J., Potter, P. E.(1964)- *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary sStructures* Springer- Verlag, New York, p.370.

- **Pettijohn**, E. J., Potter, P. E., Siever, R. (1972)- *Sand and Sandstone*. Springer- Verlag, New York, p. 618.
- **Poag**, C. W., Miller, K. G. (1986)- Neogene marine microfossil biofacies of the Western North Atlantic. *The Geology of North America*, vol. M, pp. 547-564. Edit. P. R. Vogt & B. E. Tucholke.
- **Potter**, P. E., Pettijohn, F. J. (1963)- *Paleocurrents and Basin Analysis*. Spriger-Verlag, Berlim, 296 p.
- **Powers**, M. C. (1953)- A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 23, pp. 117-119
- **Ribeiro**, A. (1988)- A tectónica alpina em Portugal. *Geonovas*, Lisboa, nº 10, pp.9-11.
- **Ramalho**, M. M. (1986)- 400 milhões de anos de história do Algarve. *4º congresso do Algarve, Raca Club, textos das comunicações*, vol. 1, pp. 553-561.
- **Rao**, K. K., Wasson, R. J., Kutty, M. K. (1989)- Foraminifera from late Quaternary dune sands of the Thar Desert, India. *Palaios*, V. 4, pp. 168-180.
- **Rocha**, R. B., Marques, B. L., Antunes, M. T., Pais, P. (1989)- Carta geológica 1/50 000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- **Rodrigues**, A., Dias, J. M. A. (1990)- Evolução pós glaciária da plataforma continental portuguesa a Norte do Cabo Mondego. *Anais do Instituto Hidrográfico*, Lisboa, pp. 1-13.
- **Romariz**, C., Oliveira, M., Almeida, C., Batista, R., Cardoso, J. (1979)- Contributions to the geology of Algarve, Portugal, I- The miocene facies of Olhos de Água. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa*, Vol. 16 (I), pp. 243-251.
- **Romariz**, C. (1984)- A Ria Formosa no âmbito das estruturas sedimentares de acumulação (Relatório), *Comissão de Coordenação da Região do Algarve*, Faro, 52p.
- **Sadler**, P. M. (1981)- Sediment accumulations rates and the completeness of stratigraphic sections. *J. Geology*, V. 89, pp. 569- 584.

- **Santos**, A. A. G. (1996)- Pectinídeos (Bivalvia, Pectinidae) do Miocénico médio e superior do Algarve. significado estratigráfico e análise paleoecológica. Trabalho de estágio, Universidade do Algarve, 74 p.
- **Seilacher**, A. (1967)- Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, vol. 5, pp. 413-428
- **Shepard**, F. P., Young, R. (1961)- Distinguishing between beach and dune sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, nº31, pp. 196-214.
- **Sierro**, F. J., Gonzales Delgado, J. A., Dabrio, C., Flores, J. A., Civis, J. (1992a)-The Neogene of the Western Guadalquivir Basin (SW Spain). *Ciências da Terra (UNL)*, Nº especial II, Lisboa, pp. 73-98.
- **Sierro**, F. J., Gonzales Delgado, J. A., Dabrio, C., Flores, J. A., Civis, J. (1992b)-The Neogene of the Western Guadalquivir Basin (SW Spain). *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, excursões*, Salamanca , pp. 180-236.
- **Silva**, M. J. B. L. (1988)- Hidrogeologia do Miocénico do Algarve. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Hidrogeologia pela Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 375 p.
- **Simons**, D. B., Richardson, E. V., Nordin, C. F. (1965)- Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. *Primary Sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, Middleton editor, special publication, nº12, pp. 34-52.
- **Southard**, J. B., Boguchwal, L. A. (1973)- Flume experiments on the transition from ripples to lower flat bed with increasing sand size. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 43, pp. 1114-21.
- **Steckler**, M. S., Reynolds, B. J., Coakley, B. A., Swift, B. A., Jarrad, R. (1993)- *Modelling passive margin sequence stratigraphy. Sequence Stratigraphy Facies Associations*, special publication nº 18, Blackwell Scientific Publications, pp. 19-41.
- **Tanner**, W. F. (1995)- Environmental clastic granulometry. *Florida Geological Survey*, special publication, nº 40, 132 p.

- **Tarling**, D. H. (1971)- *Principles and applications of palaeomagnetism*. Ed. Chapman and Hall. 164 p.
- **Teixeira**, C., Zbyszewski, G. (1951)- Note sur le Pliocène de la région à l' Oucste de Pombal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, T XXXII, 1ª parte, pp. 295-303.
- **Torcal**, L., Zazo, C., Marfil, R. (1990)- Caracterización mineralógica y cronológica de los depósitos arenosos neógenos y cuaternarios del litoral de Huelva, España. (Área: río Tinto- río Guadalquivir). *Estudios geol.*, 46, pp. 153-164.
- **Tucker**, M. E., Wright, V. P., Dickson, J. A. D. (1990)- *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482 p.
- **Véneç-Peyré**, M. T. (1981)- A propos de quelques espèces de foraminifères: *Cymbaloporeta milletti* (H.-A & E), *Tretomphalus bulloides* (d'O.) et *Rosalina globularis*. *Cahiers de Micropaléontologie*, n°4, pp. 121-125.
- **Verosub**, K. L. (1975)- Paleomagnetic excursions as magnetostratigraphic horizons: a cautionary note. *Science*, V. 190, pp. 48-50.
- **Verosub**, K. L., Banerjee, S. K. (1977)- Geomagnetic excursions and their palcomagnetic record. *Rev. Geophys. Space Phys.*, V. 15, pp. 145-155.
- **Viana**, A., Zbyszewski, G. (1949)- Contribuição para o estudo do Quaternário do Algarve. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. XXIX, pp. 197-251.
- **Vidal**, J. R., Cáceres, L.M., Ramirez, A.R. (1993)- Modelo evolutivo de la red fluvial cuaternaria en el suroeste de la Península Ibérica. *Actas da 3ª reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra, pp. 93-96.
- **Vilks**, G., Buckley, D. (1990)- Evidence for dissolution and sorting of planktonic foraminifers in Pleistocene sediments at hole 708A. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, V. 115, pp.621-625.
- **Visher**, G. (1969)- Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 39, n°3, pp. 1074-1106.

- **Zazo**, C., Goy, J. L., Dabrio, C. (1983)- Medios marinos y marinos-salobres en la bahía de Cádiz durante el Pleitoceno. *Mediterranea* nº 2, pp.29-52
- **Zazo**, C. (1989)- El Cuaternario en Andalucía Occidental. *AEQUA Monografías*, 1, Ed. Díaz del Olmo, F., Rodríguez Vidal, J.pp. 113-122.
- **Williams**, M. A. J., Dunkerley, D. L., De Deckker, P., Kershaw, A. P., Stokes, T. (1993)- *Quaternary environments*, Edward Arnold pub., 329 p.

ANEXOS

ANEXO A

DADOS EM BRUTO DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES PALEOMAGNÉTICAS

AS COLUNAS ESTÃO ORGANIZADAS DA ESQUERDA PARA A DIREITA:

número de linha

intensidade do campo magnético alternativo induzido, em mT

declinação da amostra "in situ"

inclinação da amostra "in situ"

declinação da estrutura

inclinação da estrutura

magnetização por unidade de peso

componente magnética segundo o eixo dos xx

erro segundo o eixo dos xx

componente magnética segundo o eixo dos yy

erro segundo o eixo dos yy

componente magnética segundo o eixo dos zz

erro segundo o eixo dos zz

sinal/ruído

data

PORLOBA02E002S01

2	0.0mT	330.6	70.1	301.6	70.1	301.6	70.1	5.208e-07	+3.544e-06	3.9	-1.998e-06	11.8	+1.127e-05	0.0	4.5e+01	Jun 16 1994	00:42
3	2.0mT	331.2	69.8	302.2	69.8	302.2	69.8	5.138e-07	+3.569e-06	3.5	-1.961e-06	11.5	+1.109e-05	0.1	4.7e+01	Jun 16 1994	00:55
4	4.0mT	336.2	70.5	307.2	70.5	307.2	70.5	5.011e-07	+3.513e-06	3.6	-1.548e-06	13.6	+1.087e-05	0.1	4.8e+01	Jun 16 1994	01:08
5	6.0mT	337.9	70.3	308.9	70.3	308.9	70.3	4.944e-07	+3.547e-06	3.7	-1.439e-06	15.4	+1.071e-05	0.1	4.6e+01	Jun 16 1994	01:22
6	8.0mT	342.2	69.9	313.2	69.9	313.2	69.9	4.891e-07	+3.681e-06	3.3	-1.185e-06	19.0	+1.056e-05	0.1	4.6e+01	Jun 16 1994	01:35
7	10.0mT	342.5	68.5	313.5	68.5	313.5	68.5	4.846e-07	+3.891e-06	3.5	-1.225e-06	17.9	+1.037e-05	0.1	4.5e+01	Jun 16 1994	01:48
8	12.0mT	345.9	65.6	316.9	65.6	316.9	65.6	4.770e-07	+4.389e-06	2.8	-1.102e-06	20.4	+9.994e-06	0.2	4.5e+01	Jun 16 1994	02:01
9	14.0mT	343.6	67.1	314.6	67.1	314.6	67.1	4.784e-07	+4.102e-06	3.1	-1.209e-06	20.0	+1.014e-05	0.1	4.2e+01	Jun 16 1994	02:15
10	16.0mT	345.4	65.9	316.4	65.9	316.4	65.9	4.779e-07	+4.343e-06	2.7	-1.132e-06	20.0	+1.003e-05	0.2	4.5e+01	Jun 16 1994	02:28
11	18.0mT	344.9	67.5	315.9	67.5	315.9	67.5	4.669e-07	+3.963e-06	2.7	-1.071e-06	20.0	+9.923e-06	0.1	4.7e+01	Jun 16 1994	02:42
12	20.0mT	339.8	72.4	310.8	72.4	310.8	72.4	4.510e-07	+2.942e-06	3.8	-1.082e-06	18.1	+9.887e-06	0.1	4.7e+01	Jun 16 1994	02:55
13	22.0mT	340.5	73.6	311.5	73.6	311.5	73.6	4.394e-07	+2.682e-06	4.5	-9.483e-07	20.1	+9.698e-06	0.1	4.6e+01	Jun 16 1994	03:09
14	24.0mT	348.6	70.0	319.6	70.0	319.6	70.0	4.337e-07	+3.336e-06	3.9	-6.747e-07	33.1	+9.375e-06	0.2	4.1e+01	Jun 16 1994	03:22
15	26.0mT	352.0	68.7	323.0	68.7	323.0	68.7	4.297e-07	+3.554e-06	3.9	-5.005e-07	46.4	+9.209e-06	0.1	4.0e+01	Jun 16 1994	03:36
16	28.0mT	351.7	70.1	322.7	70.1	322.7	70.1	4.169e-07	+3.225e-06	3.4	-4.679e-07	44.2	+9.019e-06	0.1	4.5e+01	Jun 16 1994	03:50
17	30.0mT	338.8	66.9	309.8	66.9	309.8	66.9	4.307e-07	+3.624e-06	3.1	-1.406e-06	14.9	+9.112e-06	0.1	4.3e+01	Jun 16 1994	04:03
18	32.0mT	345.3	65.0	316.3	65.0	316.3	65.0	4.216e-07	+3.959e-06	2.5	-1.039e-06	18.7	+8.792e-06	0.2	4.7e+01	Jun 16 1994	04:17
19	34.0mT	342.1	67.5	313.1	67.5	313.1	67.5	4.365e-07	+3.661e-06	3.3	-1.182e-06	19.4	+9.274e-06	0.2	4.0e+01	Jun 16 1994	04:31
20	36.0mT	344.6	71.4	315.6	71.4	315.6	71.4	4.072e-07	+2.877e-06	3.9	-7.904e-07	23.0	+8.877e-06	0.2	4.6e+01	Jun 16 1994	04:45
21	38.0mT	343.6	66.7	314.6	66.7	314.6	66.7	4.216e-07	+3.686e-06	2.8	-1.085e-06	18.0	+8.904e-06	0.2	4.6e+01	Jun 16 1994	04:59
22	40.0mT	325.3	73.3	296.3	73.3	296.3	73.3	3.942e-07	+2.145e-06	4.5	-1.485e-06	11.5	+8.683e-06	0.1	4.7e+01	Jun 16 1994	05:13
23	42.0mT	339.5	64.0	310.5	64.0	310.5	64.0	3.913e-07	+3.693e-06	2.4	-1.380e-06	13.9	+8.090e-06	0.2	4.4e+01	Jun 16 1994	05:27
24	44.0mT	340.2	68.2	311.2	68.2	311.2	68.2	4.003e-07	+3.210e-06	3.5	-1.156e-06	17.8	+8.552e-06	0.2	4.1e+01	Jun 16 1994	05:41
25	46.0mT	319.2	73.5	290.2	73.5	290.2	73.5	3.731e-07	+1.840e-06	4.3	-1.589e-06	9.3	+8.231e-06	0.3	5.1e+01	Jun 16 1994	05:55
26	48.0mT	346.0	67.0	317.0	67.0	317.0	67.0	4.353e-07	+3.799e-06	3.0	-9.461e-07	20.8	+9.214e-06	0.6	4.5e+01	Jun 16 1994	06:09
27	50.0mT	338.4	67.7	309.4	67.7	309.4	67.7	3.947e-07	+3.200e-06	3.1	-1.270e-06	15.6	+8.400e-06	0.2	4.2e+01	Jun 16 1994	06:23
28	52.0mT	343.7	65.1	314.7	65.1	314.7	65.1	4.101e-07	+3.812e-06	2.9	-1.117e-06	18.9	+8.554e-06	0.2	4.1e+01	Jun 16 1994	06:37
29	54.0mT	342.7	68.7	313.7	68.7	313.7	68.7	3.809e-07	+3.037e-06	3.7	-9.431e-07	20.0	+8.163e-06	0.2	4.1e+01	Jun 16 1994	06:51
30	56.0mT	335.2	67.2	306.2	67.2	306.2	67.2	3.845e-07	+3.108e-06	2.6	-1.435e-06	11.6	+8.153e-06	0.2	4.9e+01	Jun 16 1994	07:06
31	58.0mT	333.5	72.7	304.5	72.7	304.5	72.7	3.777e-07	+2.310e-06	4.5	-1.152e-06	15.0	+8.295e-06	0.2	4.4e+01	Jun 16 1994	07:20
32	60.0mT	352.8	65.2	323.8	65.2	323.8	65.2	3.857e-07	+3.698e-06	3.1	-4.649e-07	45.5	+8.049e-06	0.2	4.1e+01	Jun 16 1994	07:34
33	62.0mT	346.5	65.1	317.5	65.1	317.5	65.1	3.774e-07	+3.560e-06	2.5	-8.521e-07	20.0	+7.871e-06	0.2	4.8e+01	Jun 16 1994	07:49
34	64.0mT	337.4	71.1	308.4	71.1	308.4	71.1	3.221e-07	+2.218e-06	3.8	-9.238e-07	17.1	+7.007e-06	0.3	4.2e+01	Jun 16 1994	08:03
35	66.0mT	330.4	69.9	301.4	69.9	301.4	69.9	3.083e-07	+2.116e-06	3.8	-1.204e-06	11.2	+6.659e-06	0.2	4.6e+01	Jun 16 1994	08:18
36	68.0mT	317.5	77.5	288.5	77.5	288.5	77.5	3.204e-07	+1.181e-06	7.1	-1.082e-06	13.3	+7.193e-06	0.4	4.4e+01	Jun 16 1994	08:32
37	70.0mT	323.3	69.3	294.3	69.3	294.3	69.3	3.361e-07	+2.193e-06	3.2	-1.633e-06	9.0	+7.230e-06	0.3	4.8e+01	Jun 16 1994	08:47
38	72.0mT	340.8	69.0	311.8	69.0	311.8	69.0	2.945e-07	+2.288e-06	3.8	-7.956e-07	17.8	+6.325e-06	0.3	4.2e+01	Jun 16 1994	09:02
39	74.0mT	339.6	66.5	310.6	66.5	310.6	66.5	3.227e-07	+2.777e-06	3.0	-1.030e-06	15.1	+6.807e-06	0.4	4.3e+01	Jun 16 1994	09:16
40	76.0mT	340.4	69.0	311.4	69.0	311.4	69.0	3.001e-07	+2.330e-06	5.0	-8.286e-07	20.5	+6.444e-06	0.4	3.5e+01	Jun 16 1994	09:31
41	78.0mT	347.1	65.5	318.1	65.5	318.1	65.5	2.924e-07	+2.714e-06	2.6	-6.228e-07	21.8	+6.121e-06	0.4	4.6e+01	Jun 16 1994	09:46
42	80.0mT	331.6	61.4	302.6	61.4	302.6	61.4	2.568e-07	+2.486e-06	2.1	-1.342e-06	7.3	+5.186e-06	0.4	5.4e+01	Jun 16 1994	10:01
43	82.0mT	343.9	61.0	314.9	61.0	314.9	61.0	2.549e-07	+2.732e-06	2.3	-7.879e-07	15.9	+5.128e-06	0.5	4.3e+01	Jun 16 1994	10:16
44	84.0mT	335.9	65.5	306.9	65.5	306.9	65.5	2.517e-07	+2.195e-06	3.2	-9.817e-07	10.0	+5.267e-06	0.6	4.7e+01	Jun 16 1994	10:30
45	86.0mT	331.9	70.0	302.9	70.0	302.9	70.0	2.604e-07	+1.805e-06	3.2	-9.635e-07	11.5	+5.629e-06	0.5	4.8e+01	Jun 16 1994	10:45
46	88.0mT	329.0	65.9	300.0	65.9	300.0	65.9	2.784e-07	+2.242e-06	3.5	-1.347e-06	9.7	+5.844e-06	0.4	4.2e+01	Jun 16 1994	11:00
47	90.0mT	342.2	68.5	313.2	68.5	313.2	68.5	2.779e-07	+2.230e-06	4.0	-7.179e-07	19.4	+5.947e-06	0.5	4.0e+01	Jun 16 1994	11:16
48	92.0mT	344.7	71.0	315.7	71.0	315.7	71.0	2.986e-07	+2.152e-06	4.2	-5.888e-07	26.3	+6.495e-06	0.3	4.0e+01	Jun 16 1994	11:31

PORBARA04E004S01

2	0.0mT	89.7	85.9	84.7	85.9	84.7	85.9	2.084e-07	+1.755e-09	1228.9	+3.564e-07	26.0	+4.969e-06	0.4	3.0e+01	Aug 17 1994	11:39
3	2.0mT	181.0	76.1	176.0	76.1	176.0	76.1	1.604e-07	-9.223e-07	9.0	-1.608e-08	1221.0	+3.721e-06	0.4	3.0e+01	Aug 17 1994	11:42
4	4.0mT	175.1	52.1	170.1	52.1	170.1	52.1	1.492e-07	-2.183e-06	3.0	+1.872e-07	54.2	+2.813e-06	1.1	2.4e+01	Aug 17 1994	11:46
5	6.0mT	271.1	0.3	266.1	0.3	266.1	0.3	1.768e-05	+8.298e-06	2.3	-4.226e-04	200.1	+2.192e-06	1.4	5.0e-01	Aug 17 1994	11:50
6	8.0mT	179.2	30.1	174.2	30.1	174.2	30.1	1.328e-07	-2.745e-06	2.2	+3.838e-08	127.2	+1.592e-06	2.9	2.0e+01	Aug 17 1994	11:54
7	10.0mT	179.7	19.2	174.7	19.2	174.7	19.2	1.597e-07	-3.603e-06	2.1	+2.072e-08	169.5	+1.257e-06	2.2	1.8e+01	Aug 17 1994	11:58
8	12.0mT	181.8	19.2	176.8	19.2	176.8	19.2	1.701e-07	-3.837e-06	2.7	-1.215e-07	1039.5	+1.335e-06	2.3	1.7e+01	Aug 17 1994	12:02
9	14.0mT	174.3	21.4	169.3	21.4	169.3	21.4	1.667e-07	-3.693e-06	2.4	+3.703e-07	43.9	+1.452e-06	1.9	1.8e+01	Aug 17 1994	12:06
10	16.0mT	174.5	23.0	169.5	23.0	169.5	23.0	1.595e-07	-3.493e-06	2.1	+3.389e-07	50.2	+1.489e-06	2.4	1.7e+01	Aug 17 1994	12:10
11	18.0mT	170.0	17.3	165.0	17.3	165.0	17.3	1.532e-07	-3.443e-06	1.9	+6.062e-07	30.4	+1.090e-06	3.0	1.6e+01	Aug 17 1994	12:14
12	20.0mT	164.7	25.8	159.7	25.8	159.7	25.8	1.555e-07	-3.227e-06	1.6	+8.832e-07	17.5	+1.619e-06	3.0	2.0e+01	Aug 17 1994	12:19
13	22.0mT	175.0	17.5	170.0	17.5	170.0	17.5	1.926e-07	-4.375e-06	1.8	+3.796e-07	38.4	+1.383e-06	3.6	2.2e+01	Aug 17 1994	12:23
14	24.0mT	164.2	13.8	159.2	13.8	159.2	13.8	1.714e-07	-3.828e-06	1.6	+1.083e-06	16.2	+9.779e-07	6.1	2.0e+01	Aug 17 1994	12:27
15	26.0mT	161.0	24.6	156.0	24.6	156.0	24.6	1.875e-07	-3.853e-06	1.7	+1.325e-06	12.9	+1.866e-06	1.8	2.3e+01	Aug 17 1994	12:31
16	28.0mT	153.5	15.7	148.5	15.7	148.5	15.7	1.827e-07	-3.761e-06	2.4	+1.877e-06	8.2	+1.181e-06	4.5	2.3e+01	Aug 17 1994	12:36
17	30.0mT	150.5	29.2	145.5	29.2	145.5	29.2	1.914e-07	-3.475e-06	2.1	+1.969e-06	7.4	+2.233e-06	2.3	2.6e+01	Aug 17 1994	12:40
18	32.0mT	140.7	40.5	135.7	40.5	135.7	40.5	2.044e-07	-2.877e-06	3.2	+2.353e-06	5.4	+3.170e-06	0.6	3.0e+01	Aug 17 1994	12:44
19	34.0mT	143.2	33.4	138.2	33.4	138.2	33.4	2.130e-07	-3.403e-06	3.3	+2.548e-06	5.4	+2.799e-06	0.9	2.8e+01	Aug 17 1994	12:49
20	36.0mT	154.8	25.5	149.8	25.5	149.8	25.5	1.823e-07	-3.558e-06	1.9	+1.673e-06	10.0	+1.879e-06	1.0	2.3e+01	Aug 17 1994	12:53
21	38.0mT	146.0	38.6	141.0	38.6	141.0	38.6	2.066e-07	-3.200e-06	2.8	+2.155e-06	5.8	+3.082e-06	0.3	3.1e+01	Aug 17 1994	12:58
22	40.0mT	150.0	25.7	145.0	25.7	145.0	25.7	1.735e-07	-3.238e-06	1.8	+1.868e-06	9.5	+1.796e-06	1.5	2.1e+01	Aug 17 1994	13:02
23	42.0mT	153.4	16.8	148.4	16.8	148.4	16.8	2.245e-07	-4.592e-06	1.8	+2.296e-06	8.1	+1.554e-06	3.1	2.5e+01	Aug 17 1994	13:07
24	44.0mT	159.0	19.7	154.0	19.7	154.0	19.7	1.627e-07	-3.418e-06	2.3	+1.309e-06	13.7	+1.313e-06	2.1	1.9e+01	Aug 17 1994	13:12
25	46.0mT	159.0	38.4	154.0	38.4	154.0	38.4	1.894e-07	-3.310e-06	2.6	+1.273e-06	11.7	+2.815e-06	0.2	2.5e+01	Aug 17 1994	13:16
26	48.0mT	171.9	11.8	166.9	11.8	166.9	11.8	1.509e-07	-3.494e-06	2.0	+4.979e-07	27.6	+7.403e-07	1.6	2.0e+01	Aug 17 1994	13:21
27	50.0mT	172.1	22.7	167.1	22.7	167.1	22.7	1.936e-07	-4.229e-06	2.0	+5.876e-07	23.5	+1.785e-06	0.3	2.5e+01	Aug 17 1994	13:26
28	52.0mT	195.4	34.1	190.4	34.1	190.4	34.1	1.607e-07	-3.067e-06	2.3	-8.454e-07	14.4	+2.150e-06	0.4	2.9e+01	Aug 17 1994	13:31
29	54.0mT	186.2	17.9	181.2	17.9	181.2	17.9	1.720e-07	-3.890e-06	2.5	-4.223e-07	51.2	+1.262e-06	1.6	2.2e+01	Aug 17 1994	13:36
30	56.0mT	209.6	25.4	204.6	25.4	204.6	25.4	1.907e-07	-3.581e-06	3.7	-2.032e-06	6.0	+1.956e-06	2.2	2.5e+01	Aug 17 1994	13:41
31	58.0mT	214.5	-1.2	209.5	-1.2	209.5	-1.2	1.977e-07	-3.895e-06	3.6	-2.674e-06	5.3	-1.006e-07	31.5	2.4e+01	Aug 17 1994	13:46
32	60.0mT	183.0	17.9	178.0	17.9	178.0	17.9	2.105e-07	-4.781e-06	1.3	-2.490e-07	164.8	+1.544e-06	0.9	2.4e+01	Aug 17 1994	13:51

PORBARA05E002S01

2	0.0mT	46.9	-1.1	350.9	-1.1	350.9	-1.1	2.739e-07	+4.527e-06	4.8	+4.841e-06	2.7	-1.306e-07	46.7	2.5e+01	Aug 16 1994	16:56
3	2.0mT	42.5	-4.4	346.5	-4.4	346.5	-4.4	2.714e-07	+4.829e-06	5.1	+4.423e-06	3.2	-5.028e-07	11.8	2.3e+01	Aug 16 1994	17:00
4	4.0mT	41.0	-10.0	345.0	-10.0	345.0	-10.0	2.638e-07	+4.744e-06	4.7	+4.127e-06	3.5	-1.108e-06	3.8	2.4e+01	Aug 16 1994	17:04
5	6.0mT	39.5	-6.6	343.5	-6.6	343.5	-6.6	2.774e-07	+5.150e-06	4.9	+4.238e-06	3.8	-7.662e-07	8.0	2.2e+01	Aug 16 1994	17:07
6	8.0mT	37.6	-8.6	341.6	-8.6	341.6	-8.6	2.715e-07	+5.149e-06	4.6	+3.960e-06	3.5	-9.826e-07	5.7	2.3e+01	Aug 16 1994	17:11
7	10.0mT	38.3	-10.4	342.3	-10.4	342.3	-10.4	2.643e-07	+4.935e-06	5.1	+3.902e-06	4.5	-1.159e-06	4.3	2.1e+01	Aug 16 1994	17:15
8	12.0mT	32.8	-14.8	336.8	-14.8	336.8	-14.8	2.741e-07	+5.389e-06	4.3	+3.478e-06	4.8	-1.690e-06	2.5	2.3e+01	Aug 16 1994	17:19
9	14.0mT	27.0	-3.0	331.0	-3.0	331.0	-3.0	2.625e-07	+5.650e-06	3.6	+2.883e-06	5.5	-3.284e-07	27.4	2.3e+01	Aug 16 1994	17:23
10	16.0mT	29.1	-12.0	333.1	-12.0	333.1	-12.0	2.371e-07	+4.903e-06	3.9	+2.729e-06	5.3	-1.197e-06	4.5	2.4e+01	Aug 16 1994	17:27
11	18.0mT	32.0	-12.9	336.0	-12.9	336.0	-12.9	2.551e-07	+5.102e-06	4.1	+3.192e-06	4.9	-1.377e-06	4.2	2.3e+01	Aug 16 1994	17:31
12	20.0mT	34.9	-17.3	338.9	-17.3	338.9	-17.3	2.616e-07	+4.960e-06	4.2	+3.454e-06	4.8	-1.884e-06	2.9	2.3e+01	Aug 16 1994	17:36
13	22.0mT	31.4	-18.0	335.4	-18.0	335.4	-18.0	2.494e-07	+4.902e-06	3.2	+2.991e-06	5.4	-1.861e-06	3.0	2.6e+01	Aug 16 1994	17:40
14	24.0mT	33.2	-24.3	337.2	-24.3	337.2	-24.3	2.560e-07	+4.726e-06	3.9	+3.088e-06	5.8	-2.550e-06	1.8	2.4e+01	Aug 16 1994	17:44
15	26.0mT	33.5	-6.2	337.5	-6.2	337.5	-6.2	2.465e-07	+4.943e-06	4.0	+3.274e-06	5.1	-6.488e-07	11.8	2.2e+01	Aug 16 1994	17:48
16	28.0mT	24.9	-4.5	328.9	-4.5	328.9	-4.5	2.420e-07	+5.296e-06	3.1	+2.460e-06	6.3	-4.639e-07	16.4	2.5e+01	Aug 16 1994	17:53
17	30.0mT	19.0	-10.5	323.0	-10.5	323.0	-10.5	2.318e-07	+5.213e-06	2.6	+1.797e-06	9.6	-1.026e-06	5.8	2.6e+01	Aug 16 1994	17:57
18	32.0mT	18.9	-11.2	322.9	-11.2	322.9	-11.2	2.489e-07	+5.591e-06	2.6	+1.913e-06	8.6	-1.167e-06	6.8	2.6e+01	Aug 16 1994	18:01
19	34.0mT	26.4	5.0	330.4	5.0	330.4	5.0	2.115e-07	+4.570e-06	2.5	+2.264e-06	6.0	+4.418e-07	15.6	2.7e+01	Aug 16 1994	18:06
20	36.0mT	30.6	2.0	334.6	2.0	334.6	2.0	2.119e-07	+4.411e-06	3.1	+2.610e-06	5.0	+1.819e-07	43.7	2.5e+01	Aug 16 1994	18:10
21	38.0mT	33.1	4.8	337.1	4.8	337.1	4.8	2.353e-07	+4.753e-06	3.3	+3.098e-06	5.3	+4.786e-07	14.8	2.4e+01	Aug 16 1994	18:15
22	40.0mT	40.6	1.8	344.6	1.8	344.6	1.8	2.438e-07	+4.477e-06	3.8	+3.839e-06	3.0	+1.860e-07	38.2	2.7e+01	Aug 16 1994	18:19
23	42.0mT	47.6	-2.6	351.6	-2.6	351.6	-2.6	2.766e-07	+4.509e-06	5.5	+4.938e-06	2.9	-3.005e-07	32.4	2.2e+01	Aug 16 1994	18:24
24	44.0mT	38.6	-8.1	342.6	-8.1	342.6	-8.1	2.371e-07	+4.442e-06	3.6	+3.541e-06	3.3	-8.052e-07	4.2	2.8e+01	Aug 16 1994	18:29
25	46.0mT	44.3	-6.8	348.3	-6.8	348.3	-6.8	2.358e-07	+4.057e-06	5.3	+3.958e-06	3.0	-6.711e-07	9.1	2.2e+01	Aug 16 1994	18:33
26	48.0mT	42.4	-5.0	346.4	-5.0	346.4	-5.0	2.088e-07	+3.716e-06	4.8	+3.396e-06	3.3	-4.416e-07	10.5	2.3e+01	Aug 16 1994	18:38
27	50.0mT	26.1	0.0	330.1	0.0	330.1	0.0	1.959e-07	+4.258e-06	3.1	+2.082e-06	5.9	+8.063e-10	6529.5	2.6e+01	Aug 16 1994	18:43
28	52.0mT	28.3	0.5	332.3	0.5	332.3	0.5	2.162e-07	+4.607e-06	3.5	+2.482e-06	6.8	+4.354e-08	137.4	2.2e+01	Aug 16 1994	18:48
29	54.0mT	40.0	-4.6	344.0	-4.6	344.0	-4.6	2.042e-07	+3.774e-06	4.5	+3.167e-06	3.3	-3.986e-07	11.7	2.4e+01	Aug 16 1994	18:53
30	56.0mT	40.1	-24.3	344.1	-24.3	344.1	-24.3	1.916e-07	+3.230e-06	4.6	+2.722e-06	3.0	-1.910e-06	1.8	2.7e+01	Aug 16 1994	18:58
31	58.0mT	43.5	-9.6	347.5	-9.6	347.5	-9.6	2.110e-07	+3.653e-06	5.2	+3.464e-06	3.5	-8.525e-07	6.6	2.2e+01	Aug 16 1994	19:03
32	60.0mT	43.2	0.9	347.2	0.9	347.2	0.9	2.231e-07	+3.938e-06	4.5	+3.692e-06	3.6	+8.546e-08	63.7	2.4e+01	Aug 16 1994	19:08

PORLOBA06E001S01

2	0.0mT	24.6	57.8	10.6	57.8	10.6	57.8	1.558e-07	+1.548e-06	5.1	+7.072e-07	5.3	+2.703e-06	0.6	3.6e+01	Sep 20 1994 08:45
3	2.0mT	29.6	54.5	15.6	54.5	15.6	54.5	1.551e-07	+1.606e-06	5.5	+9.112e-07	5.8	+2.589e-06	0.8	3.0e+01	Sep 20 1994 08:48
4	4.0mT	20.7	54.3	6.7	54.3	6.7	54.3	1.479e-07	+1.657e-06	4.9	+6.272e-07	12.8	+2.461e-06	0.3	2.6e+01	Sep 20 1994 08:52
5	6.0mT	21.0	46.2	7.0	46.2	7.0	46.2	1.325e-07	+1.756e-06	4.0	+6.739e-07	12.0	+1.959e-06	0.6	2.5e+01	Sep 20 1994 08:56
6	8.0mT	13.4	37.0	359.4	37.0	359.4	37.0	1.439e-07	+2.291e-06	3.6	+5.449e-07	16.5	+1.776e-06	0.8	2.4e+01	Sep 20 1994 09:00
7	10.0mT	18.4	43.1	4.4	43.1	4.4	43.1	1.280e-07	+1.817e-06	4.3	+6.061e-07	10.4	+1.793e-06	0.5	2.6e+01	Sep 20 1994 09:04
8	12.0mT	7.1	59.5	353.1	59.5	353.1	59.5	1.230e-07	+1.270e-06	4.2	+1.590e-07	40.3	+2.171e-06	0.8	2.9e+01	Sep 20 1994 09:08
9	14.0mT	4.5	51.2	350.5	51.2	350.5	51.2	1.202e-07	+1.539e-06	3.8	+1.201e-07	45.2	+1.922e-06	0.9	3.0e+01	Sep 20 1994 09:11
10	16.0mT	22.7	54.1	8.7	54.1	8.7	54.1	1.409e-07	+1.563e-06	5.5	+6.525e-07	6.9	+2.340e-06	0.5	3.0e+01	Sep 20 1994 09:15
11	18.0mT	4.5	45.2	350.5	45.2	350.5	45.2	1.283e-07	+1.848e-06	3.1	+1.467e-07	33.6	+1.865e-06	1.0	3.4e+01	Sep 20 1994 09:19
12	20.0mT	0.6	39.0	346.6	39.0	346.6	39.0	1.428e-07	+2.275e-06	3.4	+2.237e-08	344.8	+1.843e-06	0.9	2.7e+01	Sep 20 1994 09:23
13	22.0mT	4.9	37.1	350.9	37.1	350.9	37.1	1.496e-07	+2.436e-06	3.3	+2.105e-07	43.6	+1.851e-06	1.2	2.5e+01	Sep 20 1994 09:27
14	24.0mT	2.0	46.6	348.0	46.6	348.0	46.6	1.355e-07	+1.907e-06	3.3	+6.565e-08	82.5	+2.018e-06	1.0	3.2e+01	Sep 20 1994 09:31
15	26.0mT	22.0	45.5	8.0	45.5	8.0	45.5	1.259e-07	+1.677e-06	3.8	+6.767e-07	7.2	+1.842e-06	0.7	3.2e+01	Sep 20 1994 09:35
16	28.0mT	15.2	55.3	1.2	55.3	1.2	55.3	1.328e-07	+1.494e-06	4.9	+4.060e-07	11.2	+2.238e-06	1.0	3.1e+01	Sep 20 1994 09:40
17	30.0mT	28.4	68.0	14.4	68.0	14.4	68.0	1.196e-07	+8.068e-07	7.9	+4.360e-07	7.3	+2.274e-06	1.5	3.1e+01	Sep 20 1994 09:44
18	32.0mT	1.9	39.7	347.9	39.7	347.9	39.7	1.033e-07	+1.627e-06	1.1	+5.330e-08	53.2	+1.353e-06	2.0	5.0e+01	Sep 20 1994 09:48
19	34.0mT	11.1	26.3	357.1	26.3	357.1	26.3	1.226e-07	+2.211e-06	2.8	+4.344e-07	15.7	+1.112e-06	3.2	2.5e+01	Sep 20 1994 09:52
20	36.0mT	24.8	32.8	10.8	32.8	10.8	32.8	1.287e-07	+2.013e-06	3.2	+9.311e-07	5.5	+1.430e-06	1.8	3.1e+01	Sep 20 1994 09:56
21	38.0mT	17.5	45.2	3.5	45.2	3.5	45.2	1.242e-07	+1.712e-06	4.0	+5.384e-07	7.9	+1.806e-06	1.1	3.1e+01	Sep 20 1994 10:00
22	40.0mT	350.7	40.9	336.7	40.9	336.7	40.9	1.725e-07	+2.638e-06	1.4	-4.342e-07	17.4	+2.314e-06	1.0	4.1e+01	Sep 20 1994 10:05
23	42.0mT	349.3	37.7	335.3	37.7	335.3	37.7	1.600e-07	+2.548e-06	1.6	-4.836e-07	15.2	+2.007e-06	1.0	3.8e+01	Sep 20 1994 10:09
24	44.0mT	352.2	33.0	338.2	33.0	338.2	33.0	1.730e-07	+2.946e-06	1.4	-4.052e-07	28.8	+1.932e-06	1.4	2.8e+01	Sep 20 1994 10:13
25	46.0mT	347.9	37.8	333.9	37.8	333.9	37.8	1.721e-07	+2.725e-06	1.0	-5.840e-07	14.0	+2.165e-06	1.7	3.8e+01	Sep 20 1994 10:18
26	48.0mT	352.2	33.7	338.2	33.7	338.2	33.7	1.825e-07	+3.083e-06	0.9	-4.247e-07	24.7	+2.078e-06	1.1	3.4e+01	Sep 20 1994 10:22
27	50.0mT	332.6	18.4	318.6	18.4	318.6	18.4	1.790e-07	+3.091e-06	1.5	-1.603e-06	5.0	+1.156e-06	2.1	3.8e+01	Sep 20 1994 10:26
28	52.0mT	341.4	21.9	327.4	21.9	327.4	21.9	1.397e-07	+2.519e-06	1.3	-8.454e-07	8.8	+1.066e-06	2.0	3.4e+01	Sep 20 1994 10:31
29	54.0mT	343.2	23.3	329.2	23.3	329.2	23.3	1.458e-07	+2.626e-06	0.5	-7.938e-07	10.2	+1.184e-06	1.8	3.5e+01	Sep 20 1994 10:35
30	56.0mT	333.2	40.0	319.2	40.0	319.2	40.0	1.422e-07	+1.993e-06	1.6	-1.006e-06	7.6	+1.873e-06	1.7	3.3e+01	Sep 20 1994 10:40
31	58.0mT	322.2	58.6	308.2	58.6	308.2	58.6	1.285e-07	+1.086e-06	3.7	-8.414e-07	4.5	+2.248e-06	1.4	4.2e+01	Sep 20 1994 10:44
32	60.0mT	330.3	29.8	316.3	29.8	316.3	29.8	1.772e-07	+2.738e-06	2.0	-1.561e-06	5.4	+1.807e-06	1.0	3.6e+01	Sep 20 1994 10:49

PORBARA06E001S02

2	0.0mT	32.8	39.4	359.8	39.4	1.0	38.1	1.475e-07	+2.211e-06	3.7	+1.427e-06	2.2	+2.164e-06	1.1	3.8e+01	Jun 10 1994 16:50
3	2.0mT	35.3	42.1	2.3	42.1	3.5	40.7	1.449e-07	+2.028e-06	3.7	+1.435e-06	2.3	+2.244e-06	0.6	4.0e+01	Jun 10 1994 17:00
4	4.0mT	32.2	50.3	359.2	50.3	1.0	49.0	1.330e-07	+1.660e-06	4.4	+1.045e-06	2.2	+2.363e-06	0.6	4.0e+01	Jun 10 1994 17:10
5	6.0mT	31.5	53.9	358.5	53.9	0.5	52.6	1.286e-07	+1.495e-06	4.1	+9.144e-07	1.6	+2.399e-06	0.5	4.7e+01	Jun 10 1994 17:20
6	8.0mT	30.0	53.6	357.0	53.6	359.0	52.4	1.137e-07	+1.348e-06	4.8	+7.777e-07	2.2	+2.114e-06	0.5	3.9e+01	Jun 10 1994 17:29
7	10.0mT	38.5	57.3	5.5	57.3	7.6	55.8	1.049e-07	+1.025e-06	6.1	+8.157e-07	3.2	+2.037e-06	0.3	3.6e+01	Jun 10 1994 17:39
8	12.0mT	38.3	58.2	5.3	58.2	7.4	56.8	9.314e-08	+8.889e-07	4.5	+7.022e-07	4.2	+1.829e-06	0.3	4.3e+01	Jun 10 1994 17:49
9	14.0mT	40.0	57.8	7.0	57.8	9.0	56.3	8.782e-08	+8.292e-07	6.8	+6.952e-07	4.0	+1.716e-06	0.6	3.2e+01	Jun 10 1994 17:59
10	16.0mT	53.7	59.8	20.7	59.8	22.2	58.0	8.179e-08	+5.636e-07	8.2	+7.662e-07	4.3	+1.632e-06	0.6	3.3e+01	Jun 10 1994 18:09
11	18.0mT	53.2	58.0	20.2	58.0	21.6	56.3	7.310e-08	+5.357e-07	7.8	+7.156e-07	4.9	+1.433e-06	0.4	3.1e+01	Jun 10 1994 18:19
12	20.0mT	48.6	59.8	15.6	59.8	17.4	58.1	6.570e-08	+5.052e-07	8.4	+5.724e-07	6.2	+1.312e-06	0.6	2.7e+01	Jun 10 1994 18:29
13	22.0mT	51.9	50.8	18.9	50.8	20.0	49.1	8.041e-08	+7.245e-07	6.9	+9.226e-07	3.4	+1.440e-06	0.9	3.1e+01	Jun 10 1994 18:39
14	24.0mT	45.4	44.0	12.4	44.0	13.5	42.4	7.383e-08	+8.617e-07	5.7	+8.726e-07	4.7	+1.185e-06	0.6	2.7e+01	Jun 10 1994 18:49
15	26.0mT	39.9	53.0	6.9	53.0	8.6	51.5	7.880e-08	+8.412e-07	5.4	+7.031e-07	3.2	+1.453e-06	0.5	3.6e+01	Jun 10 1994 19:00
16	28.0mT	27.1	56.0	354.1	56.0	356.4	54.8	9.241e-08	+1.064e-06	5.0	+5.440e-07	4.8	+1.769e-06	0.8	3.5e+01	Jun 10 1994 19:10
17	30.0mT	32.9	55.3	359.9	55.3	2.0	54.0	9.343e-08	+1.032e-06	5.3	+6.667e-07	3.4	+1.775e-06	0.7	3.6e+01	Jun 10 1994 19:20
18	32.0mT	22.4	57.7	349.4	57.7	352.1	56.6	8.037e-08	+9.176e-07	5.5	+3.786e-07	6.5	+1.569e-06	0.7	3.2e+01	Jun 10 1994 19:30
19	34.0mT	19.9	57.2	346.9	57.2	349.5	56.2	7.455e-08	+8.774e-07	4.4	+3.173e-07	8.2	+1.447e-06	0.7	3.6e+01	Jun 10 1994 19:41
20	36.0mT	11.8	56.6	338.8	56.6	341.6	55.9	7.524e-08	+9.367e-07	4.4	+1.951e-07	16.2	+1.451e-06	0.5	3.2e+01	Jun 10 1994 19:51
21	38.0mT	10.0	57.2	337.0	57.2	339.9	56.5	7.131e-08	+8.797e-07	4.5	+1.558e-07	14.3	+1.384e-06	0.9	3.4e+01	Jun 10 1994 20:02
22	40.0mT	354.3	53.8	321.3	53.8	324.0	53.6	6.226e-08	+8.463e-07	3.3	-8.410e-08	39.5	+1.160e-06	0.8	3.6e+01	Jun 10 1994 20:12
23	42.0mT	18.8	48.0	345.8	48.0	347.7	47.1	5.975e-08	+8.740e-07	4.1	+2.972e-07	10.8	+1.026e-06	1.1	2.7e+01	Jun 10 1994 20:29
24	44.0mT	359.0	1.1	326.0	1.1	326.0	0.8	2.308e-06	+5.329e-05	392.1	-9.259e-07	355.1	+9.931e-07	1.2	2.6e-01	Jun 10 1994 20:39
25	46.0mT	11.5	40.6	338.5	40.6	340.1	40.0	5.924e-08	+1.017e-06	4.8	+2.075e-07	11.2	+8.914e-07	1.3	2.4e+01	Jun 10 1994 20:50
26	48.0mT	25.5	45.8	352.5	45.8	354.2	44.7	5.365e-08	+7.799e-07	5.6	+3.721e-07	4.5	+8.885e-07	1.4	2.6e+01	Jun 10 1994 21:01
27	50.0mT	343.5	41.6	310.5	41.6	312.3	41.9	5.015e-08	+8.308e-07	2.0	-2.457e-07	5.3	+7.691e-07	1.3	5.0e+01	Jun 10 1994 21:11
28	54.0mT	1.4	27.8	328.4	27.8	329.4	27.4	4.518e-08	+9.233e-07	2.6	+2.180e-08	43.4	+4.860e-07	2.1	3.4e+01	Jun 10 1994 21:22
29	58.0mT	28.8	7.8	355.8	7.8	356.0	6.6	3.699e-08	+7.420e-07	3.6	+4.080e-07	6.9	+1.154e-07	8.7	2.1e+01	Jun 10 1994 21:33

PORBARA06E001S05

2	0.0mT	297.0	81.4	263.0	81.4	272.1	83.0	5.574e-05	+8.928e-05	12.2	-1.754e-04	9.7	+1.306e-03	0.9	5.7e+01	Sep 21 1994 23:54
3	2.0mT	298.8	80.4	264.8	80.4	273.1	82.0	5.337e-05	+1.013e-04	9.2	-1.840e-04	8.4	+1.247e-03	0.5	6.6e+01	Sep 21 1994 23:58
4	4.0mT	303.1	77.8	269.1	77.8	275.9	79.3	4.127e-05	+1.124e-04	7.8	-1.727e-04	7.2	+9.561e-04	0.4	6.2e+01	Sep 22 1994 00:01
5	6.0mT	308.6	73.9	274.6	73.9	280.0	75.3	2.729e-05	+1.116e-04	5.9	-1.400e-04	6.8	+6.214e-04	0.3	5.5e+01	Sep 22 1994 00:05
6	8.0mT	311.8	70.6	277.8	70.6	282.4	71.8	1.747e-05	+9.176e-05	4.9	-1.026e-04	7.0	+3.904e-04	0.3	4.8e+01	Sep 22 1994 00:09
7	10.0mT	312.3	68.5	278.3	68.5	282.4	69.7	1.111e-05	+6.494e-05	5.1	-7.148e-05	6.6	+2.451e-04	0.3	4.6e+01	Sep 22 1994 00:13
8	12.0mT	305.1	64.9	271.1	64.9	274.1	66.3	4.199e-06	+2.430e-05	4.4	-3.457e-05	4.4	+9.010e-05	0.4	5.3e+01	Sep 22 1994 00:17
9	14.0mT	299.4	67.0	265.4	67.0	268.4	68.6	4.129e-06	+1.877e-05	6.1	-3.329e-05	4.7	+9.008e-05	0.3	5.0e+01	Sep 22 1994 00:21
10	16.0mT	309.1	66.5	275.1	66.5	278.6	67.9	3.966e-06	+2.361e-05	3.6	-2.905e-05	5.1	+8.622e-05	0.4	5.4e+01	Sep 22 1994 00:25
11	18.0mT	301.2	65.5	267.2	65.5	270.1	67.1	4.182e-06	+2.128e-05	5.4	-3.509e-05	4.1	+9.022e-05	0.4	5.3e+01	Sep 22 1994 00:29
12	20.0mT	307.4	62.9	273.4	62.9	276.3	64.2	3.866e-06	+2.538e-05	4.7	-3.322e-05	4.4	+8.153e-05	0.4	4.8e+01	Sep 22 1994 00:33
13	22.0mT	270.7	63.7	236.7	63.7	237.3	65.7	3.912e-06	+4.786e-07	289.9	-4.101e-05	2.3	+8.315e-05	0.3	5.4e+01	Sep 22 1994 00:38
14	24.0mT	296.9	63.2	262.9	63.2	265.3	64.8	3.624e-06	+1.755e-05	6.1	-3.454e-05	3.5	+7.665e-05	0.4	5.2e+01	Sep 22 1994 00:42
15	26.0mT	302.9	57.7	268.9	57.7	271.1	59.2	3.559e-06	+2.447e-05	4.5	-3.780e-05	3.2	+7.132e-05	0.5	5.0e+01	Sep 22 1994 00:46
16	28.0mT	235.5	56.3	201.5	56.3	200.0	58.0	3.457e-06	-2.580e-05	5.8	-3.747e-05	2.5	+6.815e-05	0.5	4.5e+01	Sep 22 1994 00:51
17	30.0mT	302.2	62.6	268.2	62.6	270.8	64.1	3.436e-06	+2.000e-05	4.9	-3.177e-05	3.4	+7.227e-05	0.3	5.5e+01	Sep 22 1994 00:55
18	32.0mT	276.0	60.1	242.0	60.1	242.9	62.1	2.685e-06	+3.337e-06	32.4	-3.152e-05	1.8	+5.517e-05	0.5	5.1e+01	Sep 22 1994 00:59
19	34.0mT	299.7	56.1	265.7	56.1	267.6	57.7	3.005e-06	+1.971e-05	5.6	-3.451e-05	2.7	+5.910e-05	0.4	4.8e+01	Sep 22 1994 01:04
20	36.0mT	240.3	56.9	206.3	56.9	205.0	58.8	3.273e-06	-2.098e-05	7.6	-3.677e-05	2.2	+6.500e-05	0.5	4.3e+01	Sep 22 1994 01:08
21	38.0mT	283.0	59.1	249.0	59.1	250.2	61.0	2.997e-06	+8.166e-06	15.5	-3.550e-05	1.9	+6.097e-05	0.4	4.9e+01	Sep 22 1994 01:13
22	40.0mT	306.7	52.4	272.7	52.4	274.6	53.8	3.184e-06	+2.753e-05	4.7	-3.694e-05	3.5	+5.977e-05	0.5	4.0e+01	Sep 22 1994 01:17
23	42.0mT	291.1	71.4	257.1	71.4	260.2	73.1	2.979e-06	+8.110e-06	11.9	-2.101e-05	3.2	+6.691e-05	0.3	5.9e+01	Sep 22 1994 01:22
24	44.0mT	296.9	53.1	262.9	53.1	264.5	54.7	3.166e-06	+2.041e-05	6.3	-4.019e-05	2.6	+5.999e-05	0.5	4.4e+01	Sep 22 1994 01:27
25	46.0mT	295.0	58.2	261.0	58.2	262.9	59.9	2.889e-06	+1.525e-05	7.8	-3.266e-05	2.4	+5.821e-05	0.5	4.7e+01	Sep 22 1994 01:32
26	48.0mT	301.3	50.9	267.3	50.9	268.8	52.5	2.980e-06	+2.310e-05	5.9	-3.807e-05	3.0	+5.483e-05	0.5	3.9e+01	Sep 22 1994 01:36
27	50.0mT	286.2	54.2	252.2	54.2	253.3	56.0	2.659e-06	+1.027e-05	11.7	-3.545e-05	2.1	+5.109e-05	0.5	4.4e+01	Sep 22 1994 01:41
28	52.0mT	288.6	61.5	254.6	61.5	256.3	63.3	2.727e-06	+9.856e-06	10.9	-2.922e-05	2.5	+5.679e-05	0.5	4.8e+01	Sep 22 1994 01:46
29	54.0mT	294.9	62.7	260.9	62.7	263.1	64.3	2.822e-06	+1.295e-05	7.7	-2.784e-05	2.1	+5.941e-05	0.8	5.3e+01	Sep 22 1994 01:51
30	56.0mT	290.8	62.2	256.8	62.2	258.7	63.9	2.704e-06	+1.064e-05	10.6	-2.796e-05	2.1	+5.666e-05	0.4	5.0e+01	Sep 22 1994 01:56
31	58.0mT	294.5	61.4	260.5	61.4	262.5	63.1	2.353e-06	+1.105e-05	8.9	-2.428e-05	1.4	+4.896e-05	0.5	5.2e+01	Sep 22 1994 02:01
32	60.0mT	305.8	55.7	271.8	55.7	273.8	57.1	2.359e-06	+1.844e-05	4.6	-2.559e-05	2.5	+4.617e-05	0.8	5.0e+01	Sep 22 1994 02:06
33	62.0mT	313.1	44.0	279.1	44.0	280.6	45.3	2.033e-06	+2.365e-05	3.7	-2.532e-05	2.9	+3.349e-05	0.9	4.1e+01	Sep 22 1994 02:11
34	67.0mT	284.1	54.8	250.1	54.8	251.2	56.7	1.948e-06	+6.486e-06	16.9	-2.581e-05	1.9	+3.772e-05	0.8	3.7e+01	Sep 22 1994 02:16
35	72.0mT	344.2	67.6	310.2	67.6	315.0	67.8	1.630e-06	+1.415e-05	1.2	-4.014e-06	7.8	+3.572e-05	0.5	9.8e+01	Sep 22 1994 02:22
36	77.0mT	283.8	61.7	249.8	61.7	251.3	63.5	2.136e-06	+5.743e-06	15.1	-2.332e-05	0.8	+4.457e-05	0.6	5.5e+01	Sep 22 1994 02:27
37	82.0mT	302.4	60.5	268.4	60.5	270.7	62.0	2.102e-06	+1.313e-05	5.0	-2.073e-05	2.5	+4.335e-05	0.6	5.7e+01	Sep 22 1994 02:32
38	87.0mT	250.4	64.5	216.4	64.5	215.4	66.5	2.327e-06	-7.966e-06	12.5	-2.234e-05	1.7	+4.980e-05	0.7	5.0e+01	Sep 22 1994 02:38
39	92.0mT	351.5	75.6	317.5	75.6	325.2	75.6	1.878e-06	+1.092e-05	4.1	-1.640e-06	25.2	+4.313e-05	0.6	6.8e+01	Sep 22 1994 02:44
40	97.0mT	316.7	62.7	282.7	62.7	285.9	63.8	1.736e-06	+1.373e-05	4.4	-1.295e-05	1.2	+3.655e-05	0.8	6.0e+01	Sep 22 1994 02:50

PORBARA06E002S03

2	0.0mT	317.7	5.3	332.7	5.3	332.9	4.9	1.521e-07	+2.869e-06	1.4	-2.609e-06	2.4	+3.626e-07	5.2	5.1e+01	Jun 10 1994	23:56
3	2.0mT	321.6	6.2	336.6	6.2	336.8	5.6	1.241e-07	+2.477e-06	2.4	-1.961e-06	3.0	+3.413e-07	2.8	3.8e+01	Jun 11 1994	00:06
4	4.0mT	325.1	6.6	340.1	6.6	340.3	5.9	1.027e-07	+2.141e-06	2.3	-1.496e-06	3.0	+3.040e-07	3.8	3.9e+01	Jun 11 1994	00:16
5	6.0mT	322.8	3.7	337.8	3.7	337.9	3.0	8.982e-08	+1.829e-06	2.3	-1.386e-06	3.3	+1.470e-07	2.8	3.7e+01	Jun 11 1994	00:26
6	8.0mT	321.3	-1.4	336.3	-1.4	336.2	-2.0	8.557e-08	+1.709e-06	3.0	-1.370e-06	2.3	-5.339e-08	22.6	3.6e+01	Jun 11 1994	00:35
7	10.0mT	321.2	-6.9	336.2	-6.9	336.0	-7.5	7.895e-08	+1.564e-06	2.1	-1.258e-06	3.6	-2.416e-07	3.0	3.6e+01	Jun 11 1994	00:45
8	12.0mT	321.2	-9.3	336.2	-9.3	335.9	-9.9	7.321e-08	+1.441e-06	2.6	-1.159e-06	3.5	-3.035e-07	3.0	3.4e+01	Jun 11 1994	00:55
9	14.0mT	319.8	-11.5	334.8	-11.5	334.4	-12.0	7.169e-08	+1.373e-06	2.2	-1.162e-06	3.2	-3.648e-07	2.3	3.8e+01	Jun 11 1994	01:05
10	16.0mT	315.2	-17.2	330.2	-17.2	329.6	-17.6	6.762e-08	+1.173e-06	2.0	-1.166e-06	2.2	-5.113e-07	1.0	4.9e+01	Jun 11 1994	01:15
11	18.0mT	313.7	-15.9	328.7	-15.9	328.1	-16.2	6.507e-08	+1.106e-06	2.1	-1.159e-06	2.7	-4.550e-07	3.3	4.0e+01	Jun 11 1994	01:25
12	20.0mT	314.4	-19.7	329.4	-19.7	328.7	-20.0	6.044e-08	+1.020e-06	2.6	-1.040e-06	4.0	-5.216e-07	1.3	3.2e+01	Jun 11 1994	01:35
13	22.0mT	309.4	-16.2	324.4	-16.2	323.8	-16.3	6.109e-08	+9.539e-07	2.9	-1.161e-06	2.3	-4.350e-07	2.2	4.0e+01	Jun 11 1994	01:45
14	24.0mT	299.4	-24.3	314.4	-24.3	313.5	-24.1	4.803e-08	+5.498e-07	4.4	-9.768e-07	2.5	-5.056e-07	1.1	3.5e+01	Jun 11 1994	01:55
15	26.0mT	301.1	-24.7	316.1	-24.7	315.2	-24.6	4.554e-08	+5.469e-07	5.7	-9.067e-07	3.1	-4.876e-07	1.8	2.7e+01	Jun 11 1994	02:06
16	28.0mT	300.4	-29.5	315.4	-29.5	314.3	-29.3	4.520e-08	+5.094e-07	6.6	-8.691e-07	2.4	-5.693e-07	1.9	2.8e+01	Jun 11 1994	02:16
17	30.0mT	305.0	-27.4	320.0	-27.4	318.9	-27.5	4.883e-08	+6.359e-07	3.8	-9.090e-07	3.1	-5.761e-07	2.1	3.2e+01	Jun 11 1994	02:26
18	32.0mT	302.4	-21.7	317.4	-21.7	316.6	-21.6	4.540e-08	+5.792e-07	4.7	-9.119e-07	3.1	-4.290e-07	3.5	2.8e+01	Jun 11 1994	02:36
19	34.0mT	299.6	-26.2	314.6	-26.2	313.6	-26.1	5.338e-08	+6.054e-07	4.9	-1.066e-06	3.4	-6.042e-07	1.6	2.8e+01	Jun 11 1994	02:47
20	36.0mT	293.0	-29.0	308.0	-29.0	306.9	-28.6	5.073e-08	+4.438e-07	7.7	-1.045e-06	3.0	-6.301e-07	3.1	2.5e+01	Jun 11 1994	02:57
21	38.0mT	306.4	-27.5	321.4	-27.5	320.4	-27.5	5.881e-08	+7.926e-07	4.5	-1.075e-06	3.4	-6.948e-07	1.1	2.9e+01	Jun 11 1994	03:08
22	40.0mT	295.7	-19.8	310.7	-19.8	310.0	-19.5	5.931e-08	+6.188e-07	4.9	-1.288e-06	2.3	-5.138e-07	1.0	3.5e+01	Jun 11 1994	03:18
23	42.0mT	300.8	-18.7	315.8	-18.7	315.2	-18.5	5.162e-08	+6.420e-07	5.3	-1.075e-06	3.0	-4.228e-07	2.5	2.7e+01	Jun 11 1994	03:29
24	44.0mT	306.4	-19.6	321.4	-19.6	320.6	-19.7	4.440e-08	+6.349e-07	4.9	-8.624e-07	3.4	-3.813e-07	2.0	2.6e+01	Jun 11 1994	03:39
25	46.0mT	293.8	-23.5	308.8	-23.5	308.0	-23.1	4.759e-08	+4.518e-07	7.9	-1.022e-06	3.2	-4.849e-07	2.2	2.4e+01	Jun 11 1994	03:50
26	48.0mT	289.4	-9.0	304.4	-9.0	304.2	-8.5	5.331e-08	+4.489e-07	9.1	-1.271e-06	2.0	-2.126e-07	3.9	2.7e+01	Jun 11 1994	04:01
27	50.0mT	279.6	-16.9	294.6	-16.9	294.1	-16.0	4.975e-08	+2.031e-07	16.6	-1.202e-06	2.2	-3.695e-07	1.9	2.8e+01	Jun 11 1994	04:11
28	52.0mT	281.8	-18.9	296.8	-18.9	296.2	-18.1	5.732e-08	+2.845e-07	12.1	-1.359e-06	2.4	-4.743e-07	1.8	2.9e+01	Jun 11 1994	04:22
29	54.0mT	289.4	-14.1	304.4	-14.1	304.0	-13.6	6.047e-08	+4.999e-07	9.9	-1.416e-06	2.2	-3.765e-07	2.2	2.5e+01	Jun 11 1994	04:33
30	56.0mT	284.0	-9.7	299.0	-9.7	298.7	-9.0	4.017e-08	+2.456e-07	12.7	-9.835e-07	3.2	-1.735e-07	5.8	2.2e+01	Jun 11 1994	04:44
31	58.0mT	278.5	-24.1	293.5	-24.1	292.7	-23.2	5.115e-08	+1.770e-07	22.1	-1.182e-06	3.2	-5.344e-07	2.2	2.2e+01	Jun 11 1994	04:55
32	60.0mT	288.0	-35.6	303.0	-35.6	301.6	-35.0	5.163e-08	+3.316e-07	9.8	-1.023e-06	4.5	-7.692e-07	1.3	2.3e+01	Jun 11 1994	05:06

ANEXO B

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS CORTES GEOLÓGICOS DESCRITOS

- 1: Ludo- 610-N-11-1
- 2: Pontal- 610-O-11-1
- 3: Pontal- 610-N-11-2
- 4: Barreiras Vermelhas- 610-O-9-1
- 5: Monte Negro- 610-Q-9-1
- 6: Vale de Lobo- 610-I-9-1
- 7: Vale de Lobo- 610-G-10-1
- 8: Barranco- 605-L-5-1
- 9: Arcias de Almancil- 606-L-3-1
- 10: Torre- 606-N-3-1

MAPA DE LITOFACIES DO NEOGÉNICO TERMINAL E QUATERNÁRIO ALGARVE CENTRAL (PORTUGAL)



7 57 067

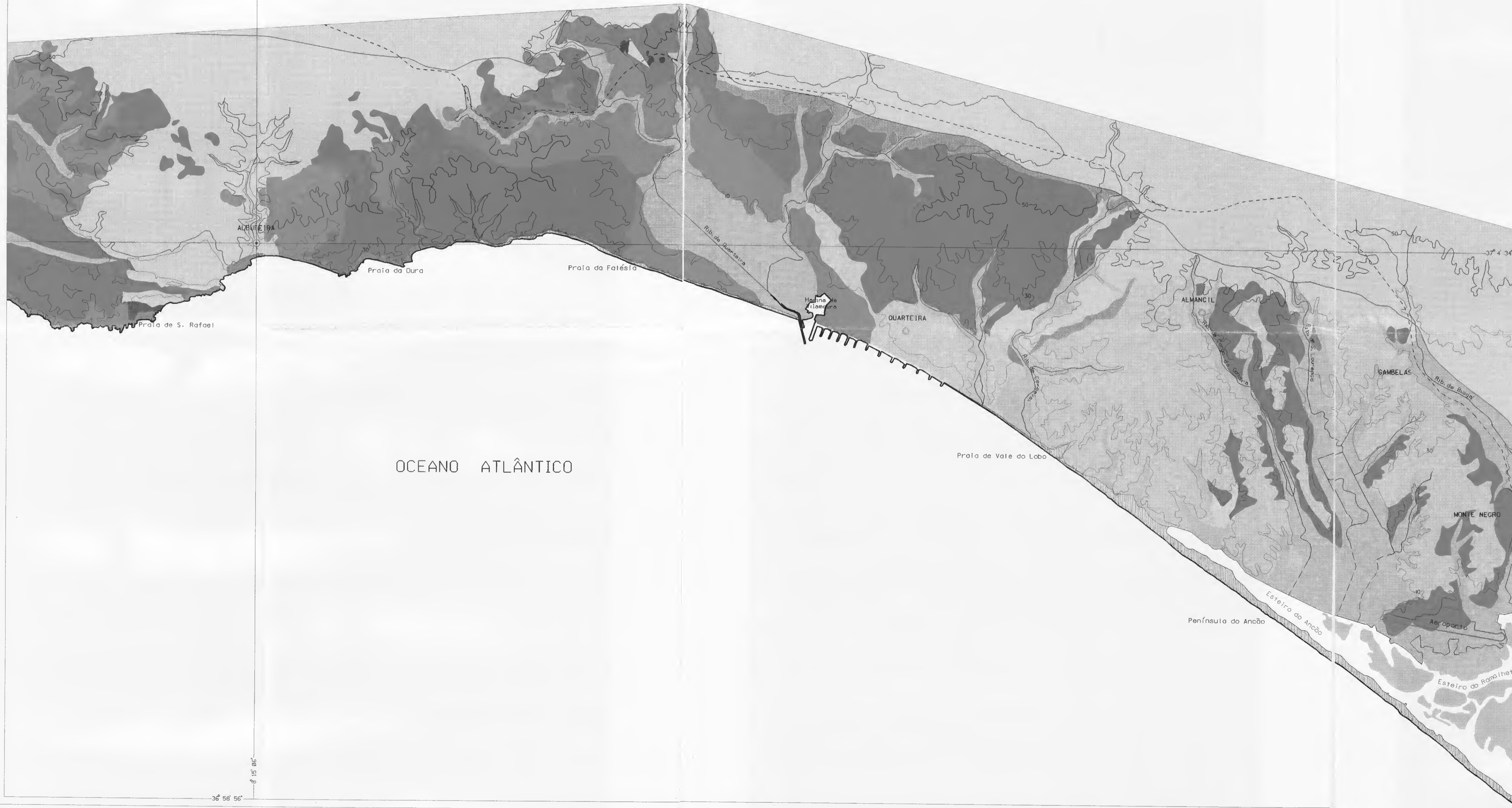
37° 4' 34.2

5

MAPA DE LITOFÁCIAS DO NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO

ALGARVE CENTRAL (PORTUGAL)

LEGENDA: LITOFÁCIAS DO NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO



LITOFÁCIAS E AMBIENTES SEDIMENTARES

CRONOSTRATIGRAFIA

- | | | |
|--|---|-----------------------------|
| | Areias de praias e dunas. | } Moderno e Holocénico |
| | Argilas, siltes e areias. Aluviões associados às ribeiras. | |
| | Argilas e siltes. Sapal da zona lagunar "Ria Formosa". | |
| | Seixos e calhaus dispersos. | |
| | Conglomerados grosseiros com suporte matricial argiloso ou arenoso. Frequentemente os clastos apresentam imbricação. Clastos de quartzito, grauvaque e xisto. Leques aluvionares. | } Plistocénico |
| | Conglomerados grosseiros com suporte matricial argiloso ou arenoso. Maçicos. Clastos de quartzito, grauvaque e xisto. Antigos terraços fluviais associados provavelmente à ribeira de Quarteira. Cotas entre 63m e 55m. | |
| | Areias de grão grosseiro a muito grosseiro, com seixo pequeno a médio de quartzo e quartzito. Conservação frequente de estratificação. Cor vermelha. Sistema fluvial de canais entrançados. | } Pliocénico Superior |
| | Areias de grão médio a grosseiro, feldspáticas, geralmente maçicas. A cor mais comum é o laranja mas pode ser branco ou rosado. Meio marinho de domínio subtidal. | |
| | Calcilutitas com <i>Helicospira kamptneri</i> e <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> . Calcarenitas ricas em macrofauna fóssil, principalmente de Pectinídeos. Meio marinho de domínio infralitoral de águas quentes. | } Serravaliano a Tortoniano |
| | Terra Rossa resultante da alteração do soco mesozoico. | |
| | Soco mesozoico (calcárias, calcárias dolomíticas, calcários margosos). | |

- | | | | | |
|----------------------|--|--------|--|-----------|
| Estrada Nacional 125 | | Cidade | | ALBUFEIRA |
| Caminho de ferro | | Vila | | QUARTEIRA |
| Curvas de nível | | | | |
| Linhas de água | | | | |
| Lagoa ou albufeira | | | | |
| Linha de costa | | | | |

1/50 000



Projectão de Gauss, Coordenadas Geográficas, Rede Geodésica Europeia
Datum Europeu, Altitudes em metros, Equidistância das curvas: 20 metros
Levantamento de campo: 1991/96 Delminda Moura
Base Cartográfica modificada das Folhas 685, 686 e 610 das S.C.E., edição de 1978
Digitalização e edição: Filomena Correia (IAM) e Helena Machado (ICIRIS)