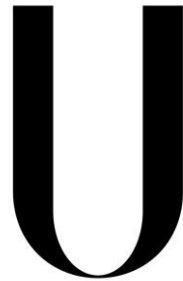


UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



LISBOA

UNIVERSIDADE
DE LISBOA

**MODELAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL:
APLICAÇÃO À EVOLUÇÃO DA
VÁRZEA DA PEDERNEIRA (NAZARÉ)**

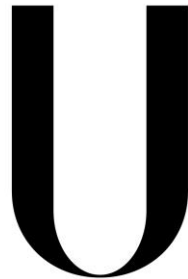
Vera Paio Lopes

Dissertação

Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do
Território

2013

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



LISBOA

UNIVERSIDADE
DE LISBOA

**MODELAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL:
APLICAÇÃO À EVOLUÇÃO DA
VÁRZEA DA PEDERNEIRA (NAZARÉ)**

Vera Paio Lopes

Dissertação

Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do
Território

Orientadores: Professora Doutora Maria da Conceição Pombo Freitas e
Professor Doutor César Augusto Canêlhas Freire de Andrade

2013

Em memória do meu pai e do meu marido

Aos "Zés" da minha vida

RESUMO

A presente dissertação pretende contribuir para o melhoramento do modelo de evolução da várzea da Nazaré (paleolaguna da Pederneira) durante o Pliocénico final e o Holocénico, através da caracterização pormenorizada do seu enchimento sedimentar e da determinação da geometria e volumetria das unidades constituintes aplicando modelação geológica tridimensional.

Para esse efeito foram efetuados estudos sedimentológicos (textura, composição), geoquímicos (elementos maiores, menores e traço) e paleoecológicos (foraminíferos, ostracodos e nanoplâncton calcário), em três sondagens longas obtidas na várzea da Nazaré. O enquadramento cronológico foi efetuado com recurso a datações por ^{14}C e OSL. Foram igualmente analisados mais de uma centena de relatórios de sondagens efetuadas na região para fins geotécnicos.

Com base nesta informação e no conhecimento geomorfológico/geológico, foram definidas três unidades litoestratigráficas (correspondendo a ambiente fluvial basal, marinho/lagunar e fluvial recente) e delineado um modelo geomorfológico concetual, o qual se mostrou imprescindível, dada a insuficiência de dados e a sua distribuição não uniforme na área de estudo.

Recorrendo a ferramentas de interpolação espacial em ambiente SIG (ArcGIS 10), foi definida a paleosuperfície de acomodação do enchimento sedimentar plisto-holocénico, bem como as paleosuperfícies que limitam as unidades constituintes daquele. Através da modelação geológica tridimensional, foi possível determinar a geometria e volumetria total da paleolaguna da Pederneira bem como das unidades litoestratigráficas e taxa de erosão média da superfície da bacia hidrográfica.

A volumetria total da paleolaguna da Pederneira (~ 265 milhões de m^3) divide-se pela unidade basal fluvial (~ 43 milhões de m^3), unidade marinha/lagunar (~ 145 milhões de m^3) e a unidade fluvial recente (~ 78 milhões de m^3). A taxa de erosão média da bacia hidrográfica é da ordem de $0,06 - 0,10$ mm/ano.

A metodologia usada na modelação tridimensional produziu resultados satisfatórios, constituindo uma ferramenta eficaz na problemática da reconstrução paleoambiental em zonas com pouca informação geológica.

Palavras-chave: Plisto-Holocénico, modelo geomorfológico, modelação geológica 3D, reconstrução paleoambiental, Sistemas de Informação Geográfica.

ABSTRACT

This work aims to contribute to the improvement of the conceptual model of the Plisto-Holocene evolution of the Nazaré lowland (Pederneira paleolagoon), through the detailed characterization of its sedimentary infill and determination of the geometry and volume of the lithostratigraphic units applying 3D geological modeling.

To this objective, sedimentological (texture, composition), geochemical (major, minor and trace elements) and paleoecological (foraminifera, ostracods and calcareous nanoplankton) studies were performed in three long cores retrieved from the Nazaré lowland. The chronological framework was obtained using the ^{14}C and OSL dating. Also, over a hundred reports of surveys conducted in the area for geotechnical purposes were analyzed.

Based on this information and in the geomorphological/geological knowledge, three lithostratigraphic units were defined (corresponding in time to sedimentation in fluvial, marine/lagoonal and again fluvial environments); a geomorphological conceptual model was delineated, which proved to be essential, given the lack of data and its non-uniform distribution in the study area.

Using spatial interpolation tools in a GIS (ArcGIS 10) environment, the paleosurface that accommodate the Plisto-Holocene sedimentary infill was defined as well as the paleosurfaces limiting its different lithostratigraphic units. Through 3D geological modeling, it was possible to determine the geometry and the total volume of the Pederneira paleolagoon, as well as the volume of the lithostratigraphic units and the watershed erosion average rate.

The total volume of the Pederneira paleolagoon is ~ 265 million m^3 , corresponding the (fluvial) basal unit to ~ 43 million m^3 , the (marine/lagoonal) intermediate unit to ~ 145 million m^3 and the top (recent fluvial) unit to ~ 78 million m^3 . The watershed erosion average rate is $0.06 - 0.10$ mm / year.

The methodology used in this study for 3D modeling, produced satisfactory results and constitute an effective tool in the problematic of paleoenvironmental reconstruction in areas with scarce geological information.

Keywords: Plisto-Holocene, geomorphological model, 3D geological modeling, paleoenvironmental reconstruction, Geographic Information Systems.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho não teria sido possível realizar sem a ajuda e apoio de várias pessoas, às quais quero deixar expresso o meu agradecimento, esperando não esquecer ninguém.

Em primeiro lugar, quero agradecer aos meus orientadores, à Professora Conceição Freitas e ao Professor César Andrade por terem orientado esta dissertação, pelas suas críticas, sugestões e esclarecimentos que contribuíram para o enriquecimento deste projeto. Agradeço o bom ambiente de trabalho que sempre proporcionaram bem como a disponibilidade no esclarecimento de dúvidas. A sabedoria, o entusiasmo e rigor científico que demonstram são contagiantes, foram e continuam a ser inspiradores na minha motivação pela investigação e procura de conhecimento. É um privilégio poder trabalhar com dois excelentes profissionais e extraordinárias pessoas.

Ao professor Rui Taborda quero agradecer a disponibilidade sempre que solicitado e entusiasmo demonstrado na sugestão de novas abordagens e resolução de problemas, além da sua constante boa disposição e amabilidade.

À Professora Maria do Rosário Carvalho pela ajuda na modelação hídrica com o software *Phreeqc*.

Ao excelente grupo de trabalho no qual estou inserida, do qual fazem parte ou fizeram, Anabela Cruces, Alexandra Amorim, Alexandra Oliveira, Pedro Costa, Sandra Moreira, Tânia Ferreira, Tiago Silva e Rute Ramos. A convivência com um grupo tão diversificado foi e tem sido muito enriquecedor, tanto a nível pessoal como profissional, pelo companheirismo, ajuda nas várias dificuldades sentidas, partilha de conhecimento, boa disposição e amizade.

À Ana Silva, Cristina Lira, Mafalda Carapuço, Mónica Ribeiro, Tânia Silveira e Ivana Bosnic pela disponibilidade e prontidão em ajudar sempre que solicitadas e mesmo de forma espontânea, além da constante boa disposição e alegria.

À Rita Matildes, pela disponibilidade e ajuda preciosa, sempre com um sorriso nos lábios quando solicitada.

À Alexandra Oliveira, em especial, pela sua valiosíssima ajuda na minha incursão pelo mundo imperscrutável do ArcGIS, pela sua disponibilidade e amizade.

À Anabela Cruces e Tânia Ferreira, pela vosso constante incentivo na minha incursão pelo mundo da investigação, disponibilidade a prestar esclarecimentos e sugestões científicas. Obrigado por terem sempre acreditado em mim (muitas vezes, mais do que eu própria) e pela vossa amizade.

Por último, quero agradecer aos meus irmãos Amândio, Graça e Luísa, aos meus sobrinhos Tomás e Tiago e à minha mãe por existirem e fazerem com que tudo isto valha a pena. Obrigada por estarem sempre presentes, pelo apoio e por não me deixarem desistir nos momentos mais difíceis. Aos meus pais agradeço tudo o que me proporcionaram e ensinaram que contribuiu para que aqui chegasse. À minha mãe, pelo constante apoio, exemplo de força e coragem que sempre foi e por nunca me deixar desistir.

Ao meu pai pelos princípios e valores que me inculuiu e que me permitiram tornar num ser humano melhor.

Ao Zé, pelo privilégio de poder ter caminhado ao seu lado tornando-me na mulher e pessoa que hoje sou.

ÍNDICE GERAL

<i>RESUMO</i>	<i>i</i>
<i>ABSTRACT</i>	<i>iii</i>
<i>AGRADECIMENTOS</i>	<i>v</i>
<i>ÍNDICE GERAL</i>	<i>vii</i>
<i>ÍNDICE DE FIGURAS</i>	<i>ix</i>
<i>ÍNDICE DE TABELAS</i>	<i>xii</i>
Capítulo 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 - <i>Relevância do estudo e estrutura do trabalho</i>	1
Capítulo 2 ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO	5
2.1 - <i>Enquadramento geográfico e características gerais</i>	5
2.2 - <i>Enquadramento geológico</i>	10
2.3 - <i>Enquadramento tectónico</i>	14
Capítulo 3 ESTADO DA ARTE	17
3.1 - <i>Estado do conhecimento relativo à Várzea da Nazaré</i>	17
3.2 - <i>Objetivos</i>	24
Capítulo 4 ENCHIMENTO SEDIMENTAR PLISTO-Holocénico	27
4.1 - <i>Metodologia</i>	27
4.1.1 - <i>Trabalho de campo</i>	28
4.1.2 - <i>Trabalho de laboratório</i>	29
4.1.2.1. - <i>Abertura e subamostragem das sondagens</i>	29
4.1.2.2. - <i>Análise dos sedimentos</i>	30
4.1.2.2.1. - <i>Determinação do pH</i>	31
4.1.2.2.2. - <i>Caracterização textural do sedimento</i>	31
4.1.2.2.3. - <i>Granulometria da fração superior a 63 µm</i>	32
4.1.2.2.4. - <i>Determinação do teor em matéria orgânica (M.O.)</i>	32
4.1.2.2.5. - <i>Determinação do teor em carbonato de cálcio</i>	33
4.1.2.3. - <i>Análise paleontológica</i>	34
4.1.2.3.1. - <i>Ostracodos</i>	34
4.1.2.3.2. - <i>Nanoplâncton calcário</i>	34
4.1.2.3.3. - <i>Foraminíferos</i>	34
4.1.2.4. - <i>Análise geoquímica</i>	35
4.1.2.5. - <i>Datações</i>	35
4.1.2.5.1. - <i>Datação isotópica</i>	35
4.1.2.5.2. - <i>Datação por OSL</i>	35
4.1.3 - <i>Construção de modelos de idades</i>	36
4.2 - <i>Resultados e discussão</i>	36
4.2.1 - <i>Sondagem NZ S1</i>	36
4.2.2 - <i>Sondagem NZ S2</i>	45
4.2.3 - <i>Sondagem NZ S3</i>	51

Capítulo 5 ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA E MODELAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL	57
5.1 - <i>Introdução</i>	57
5.2 - <i>Modelo geomorfológico concetual</i>	58
5.3 - <i>Determinação da configuração planimétrica da paleorede de drenagem</i>	62
5.3.1 - <i>Metodologia</i>	62
5.3.2 - <i>Resultados</i>	65
5.4 - <i>Cotas da paleorede de drenagem</i>	67
5.4.1 - <i>Metodologias</i>	67
5.4.2 - <i>Resultados</i>	68
5.5 - <i>Reconstrução das paleosuperfícies</i>	69
5.5.1 - <i>Metodologia</i>	69
5.5.1.1. - <i>Paleosuperfície plistocénica</i>	69
5.5.1.2. - <i>Paleosuperfícies holocénicas</i>	71
5.5.1.2.1. - <i>Superfície B</i>	71
5.5.1.2.2. - <i>Superfície C</i>	73
5.5.1.3. - <i>Construção de perfis e secções</i>	74
5.5.2 - <i>Resultados e discussão</i>	74
5.5.2.1. - <i>Superfície A</i>	74
5.5.2.2. - <i>Superfície B</i>	76
5.5.2.3. - <i>Superfície C</i>	77
5.5.2.4. - <i>Perfis e secções</i>	77
5.6 - <i>Modelação geológica tridimensional</i>	80
5.6.1 - <i>Volumetria do enchimento sedimentar plisto-holocénico</i>	80
5.6.1.1. - <i>Metodologia</i>	80
5.6.1.2. - <i>Resultados</i>	85
Capítulo 6 CONCLUSÕES	89
Capítulo 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95
ANEXOS	104
ANEXO A	105
<i>Tabelas com os resultados sedimentológicos</i>	105
ANEXO B	110
<i>Colunas litoestratigráficas (LOGS) das sondagens</i>	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo 2 - ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

Figura 2.1 - Localização da paleolaguna da Pederneira. A - no litoral centro de Portugal; B – No troço litoral Nazaré-Cabo Carvoeiro; C – No troço litoral Nazaré-Salgado.	6
Figura 2.2 – A – Bacia hidrográfica da várzea da Nazaré; B - Rede hidrográfica que atravessa a paleolaguna da Pederneira.	7
Figura 2.3 - Mapa hipsométrico da área de estudo (paleolaguna da Pederneira). A – Alvéolo litoral; B – Alvéolo intermédio; C – Alvéolo interior.	8
Figura 2.4 – Esboço geomorfológico do alvéolo litoral da paleolaguna da Pederneira efetuado com base nas fotografias aéreas de 2002 (reproduzido de Freitas <i>et al.</i> , 2010).	9
Figura 2.5 - Mapa geológico da bacia hidrográfica da paleolaguna da Pederneira, compilado da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, Serviços Geológicos de Portugal, 1961.	13
Figura 2.6 - Corte esquemático do Vale Tifónico das Caldas da Rainha e do diapiro de Fonte da Bica (extraído de Zbyszewski, 1959): 1 – Lias e Dogger; 2, 3 e 4 - Malm.	15
Figura 2.7 - Estruturas tectónicas da zona enquadrante da área de estudo com base na Carta Geológica de Portugal, Folha 26-B (Alcobaça), 1961.	16

Capítulo 3 - ESTADO DA ARTE

Figura 3.1 - Configuração provável da Lagoa da Pederneira: a) no século XIV; b) no século XVII (modificado de Henriques, 1996).	19
Figura 3.2 - Perfil morfo-ecológico dos cordões dunares da Nazaré (levantamento de campo executado em Maio de 2000). Reproduzido de Henriques & Neto, (2002).	21
Figura 3.3 - Evolução paleoambiental da várzea da Nazaré nos últimos 6000 anos (extraído de Freitas <i>et al.</i> , 2010).	24

Capítulo 4 - ECHIMENTO SEDIMENTAR PLISTO-Holocénico

Figura 4.1 - Localização das sondagens profundas realizadas no âmbito do projeto PALEONAZ.	29
Figura 4.2 - Esquema de correlação entre as sondagens NZ S1, NZ S2 e NZ S3.	40
Figura 4.3 - Gráfico de projeção do diâmetro médio <i>versus</i> desvio padrão da componente arenosa de sedimentos das várias unidades litoestratigráficas da sondagem NZS1.	41
Figura 4.4 - Teor de carbonato de cálcio <i>versus</i> o diâmetro médio dos sedimentos das várias unidades.	41
Figura 4.5 - Representação dos valores absolutos totais dos nanofósseis calcários identificados na sondagem NZS1 (dados de Ana Bento, 2011).	44
Figura 4.6 - Modelos de idades para a sondagem NZS1. O nível superficial é considerado de idade atual. A faixa cinzenta representa o intervalo de confiança de idades calculado para uma probabilidade de 95 %. a) Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, com valor de melhor ajuste de 7,66; b) Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, considerando o nível (NZS1 6,08) como <i>outlier</i> , com valor de melhor ajuste de 6,55.	45
Figura 4.7 - Representação dos valores absolutos totais dos nanofósseis calcários identificados na sondagem NZS2 (dados de Ana Bento, 2010).	49
Figura 4.8 - Modelo de idades para a sondagem NZS2. O nível superficial é considerado de idade atual. A faixa cinzenta representa o intervalo de confiança de idades calculado para uma probabilidade de 95 %. a) Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, com valor de melhor ajuste de 5,06. b) Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, considerando o nível (NZS2 5,54-5,55) como <i>outlier</i> , com valor de melhor ajuste de 4,76.	50
Figura 4.9 - Gráfico de projeção do diâmetro médio <i>versus</i> desvio padrão para a distinção da componente arenosa das várias unidades litoestratigráficas da sondagem NZS3.	53

Figura 4.10 - Representação dos valores absolutos totais dos nanofósseis calcários identificados na sondagem NZS3 (dados de Ana Bento, 2010)	55
Figura 4.11 - Modelo de idades para a sondagem NZS3. O nível superficial é considerado de idade atual. A faixa cinzenta representa o intervalo de confiança de idades calculado para uma probabilidade de 95 %. Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, com valor de melhor ajuste de 4,08.....	56

Capítulo 5 - ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA E MODELAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL

Figura 5.1 - Esquema ilustrativo das superfícies que separam as várias unidades litoestratigráficas do enchimento plisto-holocénico da paleolaguna da Pederneira.....	58
Figura 5.2 - A - Localização das sondagens efetuadas no interior da paleolaguna da Pederneira (marcadores pretos representam as sondagens para fins geotécnicos; marcadores vermelhos representam as sondagens estudadas no presente trabalho); B - Pormenor da distribuição das sondagens no estrangulamento litoral (Ponte das Barcas); C - Pormenor da distribuição das sondagens no estrangulamento mais interior (Valado de Frades).....	59
Figura 5.3 - Esquema representativo de um perfil longitudinal de um rio em equilíbrio.....	62
Figura 5.4 – Bacia de drenagem da paleolaguna da Pederneira mostrando a rede de drenagem atual (proveniente da carta topográfica na escala 1:25 000) e a rede de drenagem criada em ambiente SIG.	63
Figura 5.5 – Figura ilustrativa dos vários métodos aplicados para a determinação da configuração da paleorede de drenagem na planície aluvial da Pederneira.....	65
Figura 5.6 – Gráfico do perfil transversal (A-A') representado na figura 5.5; a) – perfil transversal obtido no software ArcGis; b) – gráfico, em folha de cálculo Excel, correspondente a a) e respetiva interceção do prolongamento em profundidade do declive das encostas.....	66
Figura 5.7 – A - Configuração possível da paleorede de drenagem no interior da paleolaguna da Pederneira. B - Composição da paleorede de drenagem no interior da paleolaguna da Pederneira.	66
Figura 5.8 - Representação dos vários segmentos fluviais compostos por pontos distanciados de 10 m (com coordenadas x, y e z).....	67
Figura 5.9 - Gráficos de projeção de elevação <i>versus</i> distância e correspondente linha de tendência. A – gráfico correspondente ao segmento principal da paleorede de drenagem; B – gráfico correspondente ao segmento tributário (alvéolo C); C – gráfico correspondente ao segmento tributário sul (alvéolo B); D – gráfico correspondente ao segmento tributário norte (alvéolo B).....	68
Figura 5.10 - Distribuição dos pontos utilizados na interpolação da superfície A.	70
Figura 5.11 - Pontos de interpolação usados na criação da superfície B: A – Pontos de interpolação obtidos dos dados de sondagens; B – Conjunto de pontos usados na geração da superfície B (pontos de interpolação obtidos dos dados de sondagens e pontos auxiliares adicionados).	72
Figura 5.12 - Pontos de interpolação usados na criação da superfície C.....	73
Figura 5.13 - Superfície A, que representa a paleosuperfície de acomodação do enchimento sedimentar plisto-holocénico.....	75
Figura 5.14 - Paleosuperfície plisto-holocénica visualizada em 3D no programa <i>ArcSene</i>	75
Figura 5.15 - Superfície B (limite entre a unidade I e a unidade II).....	76
Figura 5.16 - Superfície B visualizada em 3D no programa <i>ArcSene</i>	77
Figura 5.17 - Superfície C (limite entre a unidade II e a unidade III).....	78
Figura 5.18 - Superfície C visualizada em 3D no programa <i>ArcSene</i>	78
Figura 5.19 - Representação esquemática das várias secções do enchimento sedimentar plisto-holocénico da paleolaguna da Pederneira.....	79
Figura 5.20 - Esquema representativo de um corte transversal às superfícies geradas por interpolação espacial e representação das unidades litoestratigráficas constituintes do enchimento sedimentar plisto-holocénico da paleolaguna da Pederneira.....	80
Figura 5.21 - Esquema ilustrativo das operações entre superfícies (<i>rasters</i>), geração da superfície A' limitada pela superfície B.	81

Figura 5.22 – Esquema ilustrativo das operações entre superfícies (<i>rasters</i>), geração da superfície A'' limitada pela superfície C.	82
Figura 5.23 - Esquema ilustrativo da geração da superfície que limita lateralmente a unidade II.	82
Figura 5.24 - Determinação do volume da unidade II: A - Exemplificação da união da superfície B com a parte da superfície A que a margina; B – Exemplificação do cálculo dos volumes entre as duas superfícies e o plano de referência; C – Exemplificação do volume determinada PARA A UNIDADE ii.	84

ÍNDICE DE TABELAS

Capítulo 2 - ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

Tabela 2.1 - Área ocupada pelos afloramentos de diferentes unidades	10
---	----

Capítulo 4 - ECHIMENTO SEDIMENTAR PLISTO-Holocénico

Tabela 4.1 - Características das sondagens longas efetuadas no enchimento.....	28
Tabela 4.2 - Número de amostras	30
Tabela 4.3 - Classificação dos sedimentos de acordo com o valor de pH.....	31
Tabela 4.4 - Classificação textural dos sedimentos (Flemming, 2000).	31
Tabela 4.5 - Classificação granulométrica dos sedimentos com base nos parâmetros estatísticos.	32
Tabela 4.6 - Classificação dos sedimentos de acordo com o teor em matéria orgânica (in Costa, 1991).	33
Tabela 4.7 - Classificação dos sedimentos com base no teor em carbonato de cálcio segundo Baize (1988).33	
Tabela 4.8 - Datações obtidas em amostras de sedimento orgânico (¹⁴ C) e sedimento arenoso (OSL) da sondagem NZS1.	39
Tabela 4.9 -- Datações obtidas em amostras de sedimento orgânico (¹⁴ C) da sondagem NZS2.	47
Tabela 4.10 - Datações obtidas em amostras de sedimento orgânico (¹⁴ C) e sedimento arenoso (OSL) da sondagem NZS3.	52

Capítulo 5 - ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA E MODELAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL

Tabela 5.1 - Tabela dos volumes das diferentes unidades litoestratigráficas da paleolaguna da Pederneira.85	
Tabela 5.2 - Classes de erodibilidade das litologias presentes na bacia hidrográfica da paleolaguna da Pederneira. 1 - Alternâncias de calcários e calcários evaporíticos; 2 - Alternâncias de calcários e rochas detríticas; 3 - Detritos com matriz barrenta e níveis margosos; 4 - Detritos soltos; 5 - Rochas vulcânicas (comunicação oral de. Jorge Dinis).	87

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 - RELEVÂNCIA DO ESTUDO E ESTRUTURA DO TRABALHO

O estudo evolutivo das zonas húmidas litorais portuguesas, bem como dos fatores que intervêm nessa evolução, constitui uma importante ferramenta para o conhecimento da história geomorfológica do litoral num passado geológico recente (Holocénico). Muitos são os estudos realizados no âmbito desta área de conhecimento (*e.g.*, Henriques, 1996; Freitas & Andrade, 1997, 1998; Bao *et al.*, 1999; Dias *et al.*, 2000; Cruces, 2001; Cearreta *et al.*, 2002; Drago *et al.*, 2002; Freitas *et al.*, 2002; Henriques *et al.*, 2002; Cearreta *et al.*, 2003; Freitas *et al.*, 2003a, 2003b; Henriques, 2003; Santos & Goñi, 2003; Dinis & Costa, 2004; Ferreira *et al.*, 2004; Henriques & Dinis, 2005; Alday *et al.*, 2006; Cabral *et al.*, 2006; Cruces *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2006; Dinis & Tavares, 2006; Drago *et al.*, 2006; Freitas, 2006; Cearreta *et al.*, 2007; Freitas *et al.*, 2007; Naughton *et al.*, 2007a, 2007b; Ferreira *et al.*, 2009; Leorri *et al.*, 2009; Freitas *et al.*, 2010; Henriques *et al.*, 2010; Moreira *et al.*, 2010; Cabral *et al.*, 2011; Henriques, 2013), que permitiram a elaboração de um modelo conceptual de evolução da zona costeira, do território continental português desde o Último Máximo Glaciar, em relação com os respetivos fatores forçadores (globais e regionais), de que se salientam a variação do nível médio do mar, as alterações climáticas e a influência antrópica.

A várzea da Nazaré, pelo facto de ter evoluído a partir de um ambiente lagunar (a antiga laguna da Pederneira), hoje completamente colmatado, e de existir profusa informação histórica e arqueológica sobre a zona, constitui um objeto de estudo com potencial excepcional e possibilita a eliminação de um hiato de informação (relativo à constituição do preenchimento sedimentar e dinâmica da paleolaguna da Pederneira) significativo sobre a evolução recente dos sistemas sedimentares de transição da região central do litoral ocidental português (Freitas, 2006; Freitas *et al.*, 2010).

Neste sentido, esta área foi alvo de estudo num projeto financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia intitulado “Evolução paleoambiental da planície litoral a sul da Nazaré desde o Tardiglaciar (PaleoNaz)” - PTDC/CTE-GEX/65789/2006. No âmbito do referido projeto, foram efetuadas cinco sondagens mecânicas no interior da Várzea da Nazaré com o intuito de realizar um estudo sedimentológico exaustivo. Foi reavaliado um número significativo de relatórios de sondagens anteriormente realizadas no âmbito da construção de estradas e obras de arte que intersectam a referida várzea e efetuados estudos geofísicos, com o intuito de caracterizar a forma do paleoval. Foi reunida toda a informação histórica e arqueológica sobre a região, passível de fornecer conhecimento sobre a evolução do antigo espaço lagunar.

A reconstituição paleoambiental permitiu propor uma história evolutiva para esta área e integrá-la no modelo conceptual de evolução da linha de costa ocidental Portuguesa desde o Último Máximo Glaciar, o qual tem vindo a registar sucessivas atualizações, fruto de vários trabalhos de caracterização geomorfológica e sedimentar.

No presente trabalho, pretende-se: (1) contribuir para o melhoramento do modelo geológico concetual da área em estudo, fazendo uma caracterização mais pormenorizada do enchimento sedimentar plisto-holocénico da paleolaguna da Pederneira; (2) obter informação sobre a geometria e volumetria das várias unidades constituintes do referido enchimento sedimentar através da aplicação de modelação geológica tridimensional através da utilização das ferramentas disponibilizadas pelo software de sistemas de informação geográfica (ArcGIS v.10).

A presente dissertação desenvolver-se-á em 7 capítulos. O capítulo 1 é constituído por uma breve introdução, que enquadra o presente estudo bem como a sua estrutura base e define os objetivos gerais.

No capítulo 2 é efetuado o enquadramento geográfico, geológico e geomorfológico da Várzea da Nazaré no contexto do troço litoral onde se insere.

No capítulo 3 apresenta-se uma compilação do conhecimento já existente sobre a paleolaguna da Nazaré, pertinente para a caracterização da sua evolução paleoambiental, bem como os objetivos específicos do presente trabalho.

No capítulo 4 é estudado o enchimento sedimentar plisto-holocénico da várzea da Nazaré. Descrevem-se as metodologias usadas; (1) no laboratório para a caracterização sedimentológica de sedimentos das sondagens utilizadas no estudo; (2) no trabalho de gabinete, no que concerne à análise sedimentológica (tratamento dos resultados obtidos em laboratório com recurso a várias ferramentas informáticas). Posteriormente apresentam-se os resultados obtidos juntamente com a discussão dos mesmos para a interpretação paleoambiental do referido enchimento sedimentar.

No capítulo 5 apresentam-se as metodologias empregues na análise geomorfológica e modelação geológica tridimensional. Descreve-se o modelo geomorfológico conceptual adotado e todas as metodologias associadas à definição da paleorede de drenagem e subsequente paleosuperfície de acomodação da sedimentação holocénica e das superfícies limite das várias unidades litoestratigráficas do mesmo enchimento plisto-holocénico. São igualmente referidas as metodologias empregues para a modelação geológica 3D, através da determinação de volumes e realização de perfis do modelo construído, utilizando ferramentas de sistemas de informação geográfica (ArcGis v. 10). Apresentam-se os resultados obtidos e sua discussão.

No capítulo 6 são produzidas considerações finais sobre a aplicação da modelação tridimensional como um método de estudo com potencial na paleoreconstrução ambiental.

Por último, no capítulo 7, são compiladas as referências bibliográficas citadas no decurso deste trabalho.

Após os capítulos constituintes deste trabalho apresentam-se os anexos.

Capítulo 2

ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 - ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E CARACTERÍSTICAS GERAIS

A Várzea da Nazaré localiza-se no litoral centro de Portugal continental, no extremo norte do troço compreendido entre a Nazaré e o Cabo Carvoeiro, o qual representa uma célula costeira de aproximadamente 100 km de comprimento. A área em estudo está situada entre a Nazaré e o Salgado (Figura 2.1) e é representada topograficamente na Carta Militar de Portugal, folha nº 316 (S. Martinho do Porto), folha nº 317 (Alcobaça), folha nº 306B (Nazaré) e folha nº 307 (Valado de Frades), à escala 1/25 000, editadas pelo Instituto Geográfico do Exército. Corresponde a 22 km² de superfície, com cotas inferiores a 10 m (NMM – nível médio do mar) decrescentes para poente, constituída por sedimentos aluviais detríticos debitados por uma rede de drenagem pertencente a uma bacia hidrográfica com 420 km² (Figura 2.2 A) (Freitas *et al.*, 2010) que termina na vertente W da Serra dos Candeeiros.

É atravessada pela secção inferior do Rio Alcobaça (Figura 2.2) (resultante da confluência dos Rios Alcôa e Baça), Rio do Meio (troço jusante do Rio de S. Vicente) e Rio da Areia (troço jusante do Rio de Cós) (Freitas *et al.*, 2010) e ainda pelas ribeiras de Famalicão e de Águas Belas.

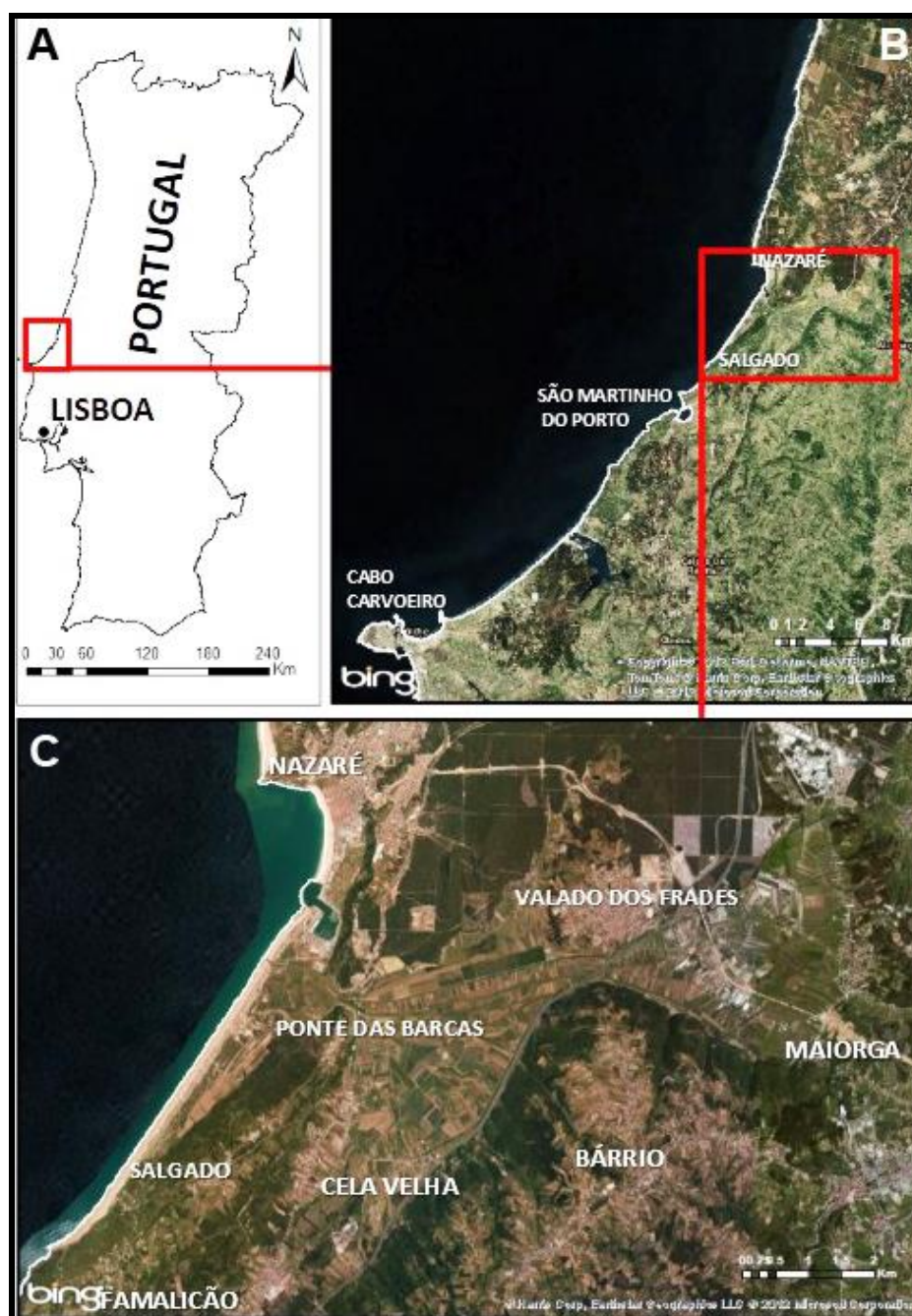


Figura 2.1 - Localização da paleolaguna da Pederneira. A - no litoral centro de Portugal; B – No troço litoral Nazaré-Cabo Carvoeiro; C – No troço litoral Nazaré-Salgado.

A várzea insere-se quase na sua totalidade no interior da depressão diapírica das Caldas da Rainha e apresenta uma forma bastante irregular determinada por esta estrutura diapírica principal (com alongamento NNE-SSW) e pela fratura acessória de Fervença (orientada WNW-ESSE) (Henriques & Dinis, 2006). É limitada a sul e a oriente por vertentes altas e declivosas (Figura 2.3), maioritariamente definidas a favor das camadas de arenitos e argilas do Jurássico superior e do Cretácico, intensamente dobradas, e pelas falhas limítrofes dos flancos da estrutura diapírica das Caldas da Rainha, a partir das quais se organizam pequenas linhas de água de regime torrencial que as ravinam intensamente, constituindo fonte de sedimento para a várzea (Henriques, 1996).

A norte, os limites são mais indefinidos, sendo a passagem das aluviões aos depósitos pliocénicos, às dunas ou às “Margas da Dagorda” muitas vezes estabelecida por pequenas ruturas de declive (Henriques, 1996). A várzea é constituída por dois sectores ou alvéolos intercomunicantes (Figura 2.3) ligados por passagem estreita, a que acrescenta um alvéolo litoral mais externo (Nazaré - S. Gião) a ocidente (A). Os alvéolos intermédio (B), de Ponte das Barcas-Valado de Frades e interior (C) de Valado de Frades-Maiorga, a oriente, apresentam forma losângica e triangular respetivamente, e dimensões variáveis (Henriques & Dinis, 2006). O alvéolo litoral (A), que constitui o limite ocidental da várzea, adjacente ao mar, é o único que não se localiza no interior da depressão diapírica das Caldas da Rainha, situando-se, no entanto, paralelo a ela. É limitado a este pelas vertentes das Serras da Pescaria e da Pederneira, sendo este limite interrompido, na Ponte das Barcas, por uma abertura de fundo plano com cerca de 220 m de largura, a qual faz a ligação com o alvéolo intermédio (Henriques, 1996).

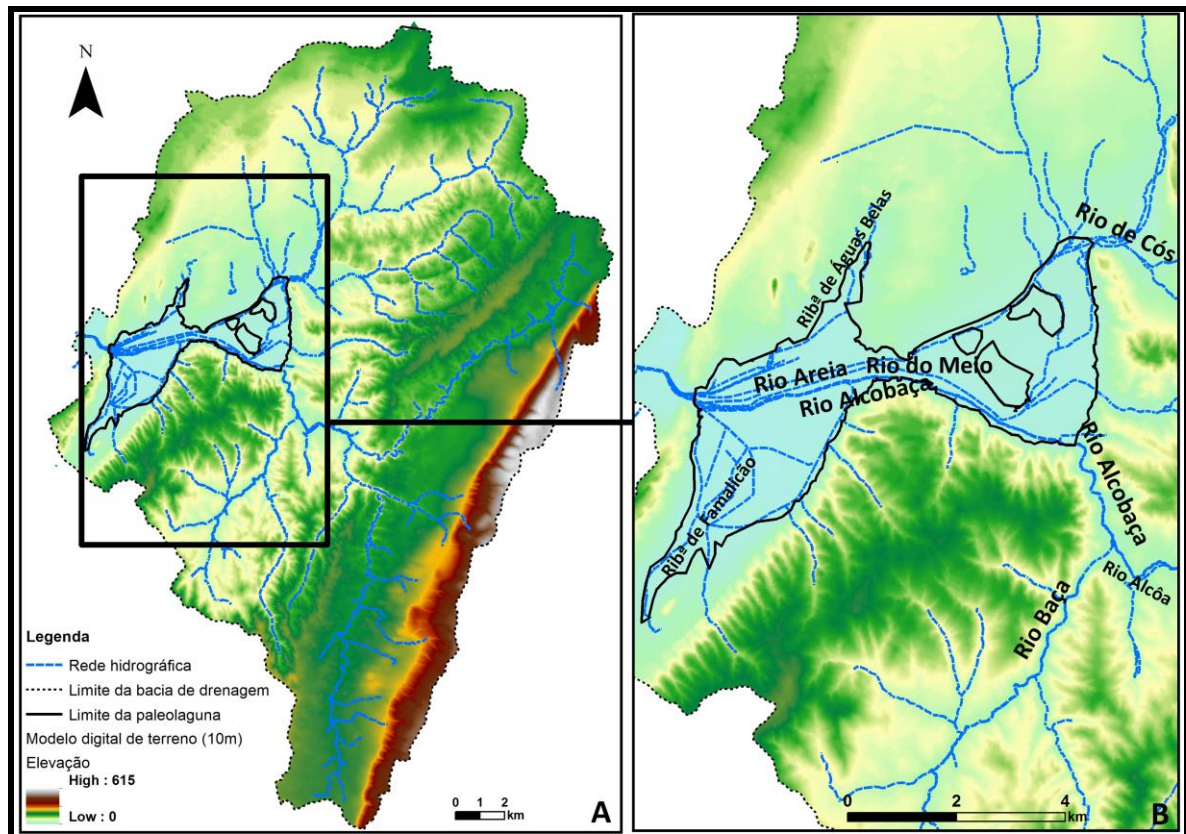


Figura 2.2 – A – Bacia hidrográfica da várzea da Nazaré; B - Rede hidrográfica que atravessa a paleolaguna da Pederneira.

Aquele alvéolo apresenta uma área de 4.7 km² e contém como importante elemento geomorfológico um sistema dunar (Freitas *et al.*, 2010). Este sistema, caracterizado por Ramos *et al.* (2010a, 2010b), apresenta as dunas alinhadas paralelamente à linha de costa, identificando-se dois cordões dunares (Figura 2.4). O corpo dunar mais antigo, estabilizado por cobertura vegetal

densa, de forma alongada, tem 3 km de comprimento, 400 m de largura e 25 m de altura máxima. Este corpo dunar apresenta a sua extremidade norte em forma de báculo deflectida para este; a sua crista é frequentemente cortada por dunas parabólicas destacadas de antigas estruturas de deflação (blowout) e apresenta-se boleada; limita para leste uma estreita planície costeira supratidal (7-9 m (NMM)), com 2,8 km de comprimento e essencialmente arenosa, que repousa no sopé da Serra da Pescaria (Freitas *et al.*, 2010).

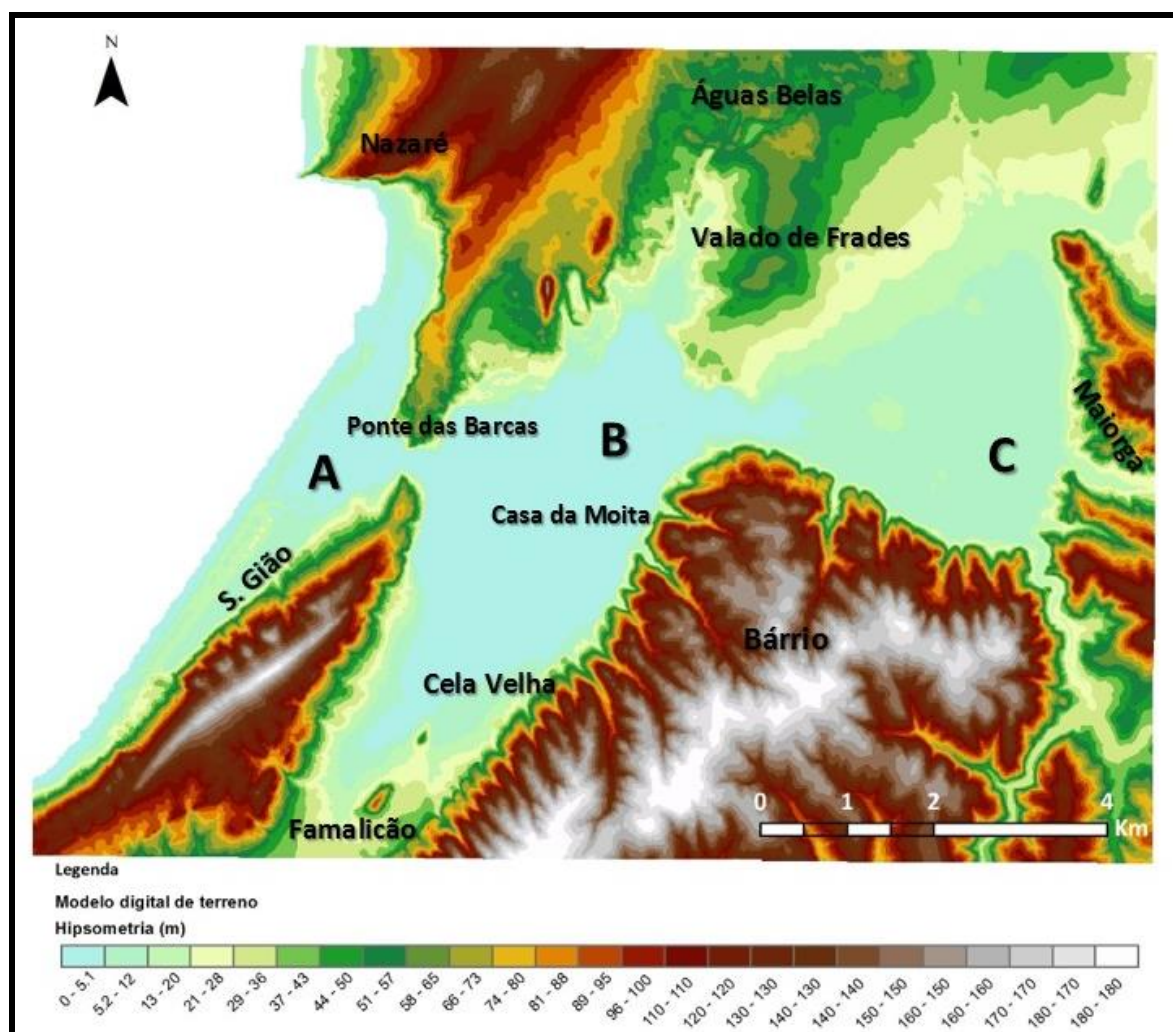


Figura 2.3 - Mapa hipsométrico da área de estudo (paleolaguna da Pederneira). A – Alvéolo litoral; B – Alvéolo intermédio; C – Alvéolo interior.

Este sistema dunar mais antigo é separado da duna frontal atual por uma depressão interdunar contínua. A duna frontal tem 5 km de comprimento e 150 m de largura máxima, atinge 15 m de cota (NMM), apresenta-se menos densamente vegetada que a duna mais antiga e prolonga-se para norte, é interrompida pelas estruturas artificiais de linearização do troço terminal do Rio Alcobaça e, ainda mais a norte, pelos molhes do porto da Nazaré, apresentando uma morfologia condicionada pela intervenção antrópica. Nos troços não intervencionados, o cordão dunar é

afetado por vários corredores eólicos (Freitas *et al.*, 2010); a duna frontal atual limita uma planície aluvial mais baixa (1-3 m (NMM)) (Figura 2.4).

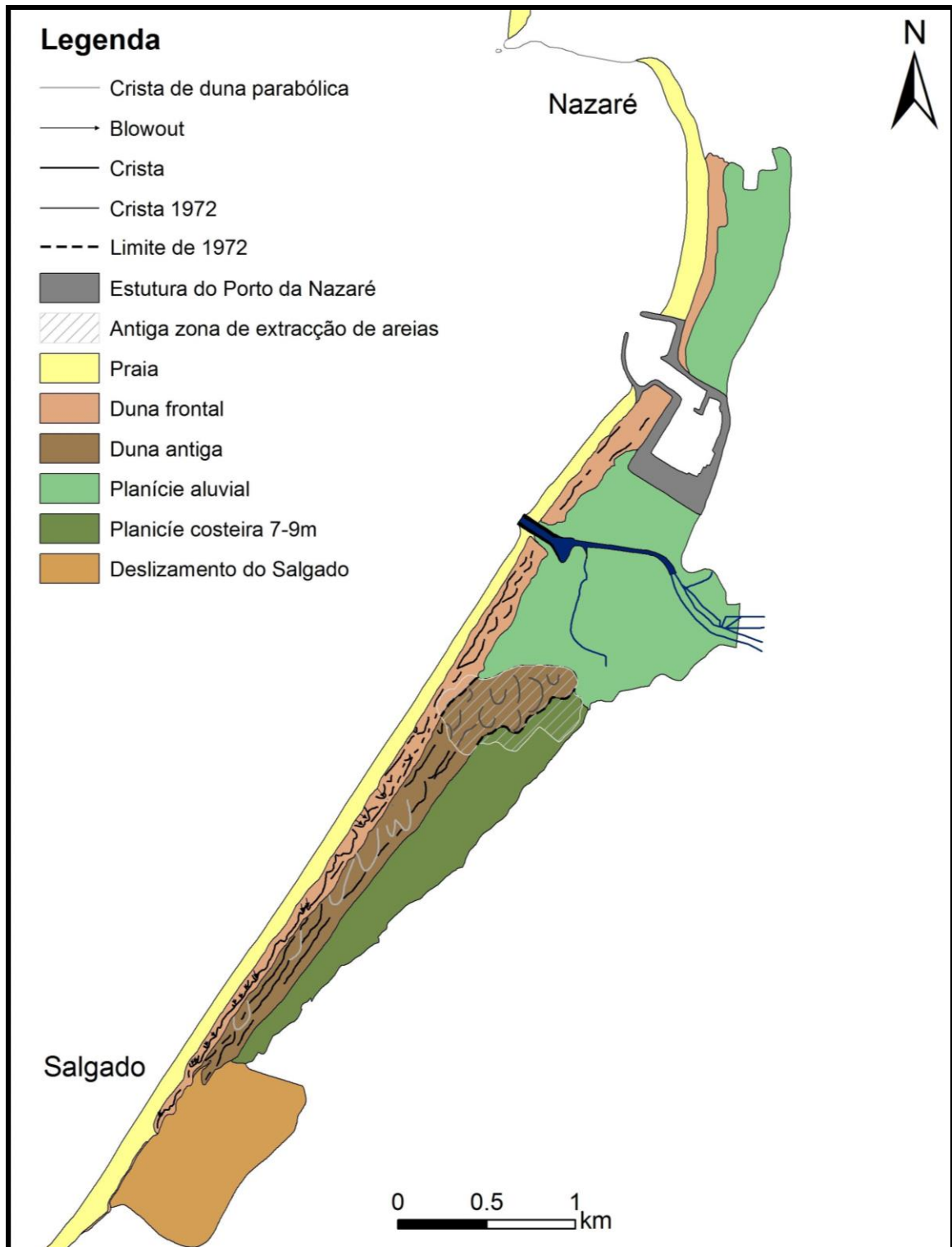


Figura 2.4 – Esboço geomorfológico do alvéolo litoral da paleolaguna da Pederneira efetuado com base nas fotografias aéreas de 2002 (reproduzido de Freitas *et al.*, 2010).

O alvéolo intermédio (B) situa-se totalmente na depressão diapírica das Caldas da Rainha (Henriques & Dinis, 2006), sendo o mais extenso. Comunica com os outros dois sectores através

de dois estrangulamentos rochosos, o de Ponte das Barcas (218 m de largura) a oeste, e o de Valado de Frades (450 m de largura) a este (Freitas *et al.*, 2010); apresenta uma forma losângica achatada com cerca de 10 km², eixo maior paralelo à linha de costa com 7,6 km, largura máxima de 2,5 km e a sua superfície encontra-se a cotas máximas de 5 m (NMM) sobressaindo apenas o relevo da Casa da Moita constituído por “Margas da Dagorda” aflorantes (Freitas *et al.*, 2010); é atravessado perpendicularmente ao seu eixo maior pelos Rios Alcobaça, Areia e do Meio e transversalmente pelas ribeiras de Águas Belas e de Famalicão (Henriques & Dinis, 2006).

O alvéolo interior (C), Valado de Frades-Maiorga, apresenta forma triangular com 7,7 km² de área, comunicando com o sector contíguo por uma passagem estreita escavada pela erosão fluvial a favor dos acidentes tectónicos; a sua superfície encontra-se entre 5 e 10 m (NMM), dela sobressaindo algumas colinas definidas em substrato pliocénico e jurássico inferior na parte norte (Freitas *et al.*, 2010). Os rios que o atravessam correm junto ao bordo sul e norte.

2.2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O enchimento sedimentar da Lagoa da Pederneira é proveniente do acarreio terrígeno debitado pelas linhas de água da respetiva bacia hidrográfica que contribuem com materiais de idades e características litológicas e texturais diferentes. Neste sentido, é de extrema importância o conhecimento das litologias que afloram na bacia hidrográfica (Figura 2.5), a qual é representada maioritariamente na folha 26-B (Alcobaça) e com menor expressão nas folhas 22-D (Marinha Grande), 27-A (Porto de Mós) e 26-D (Caldas da Rainha), da Carta geológica de Portugal na escala de 1/ 50 000. O substrato geológico da bacia hidrográfica da Lagoa da Pederneira é formado essencialmente por formações do Jurássico ao Quaternário, sendo as formações mesozoicas as que ocupam uma maior superfície (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 - Área ocupada pelos afloramentos de diferentes unidades litoestratigráficas na bacia hidrográfica da paleolaguna da Pederneira.

Bacia hidrográfica da Paleolaguna da Pederneira			
Substrato		Km²	%
Cenozoico	Quaternário	45	11
	Neogénico	95	23
	Paleogénico	6	1
Mesozoico	Cretácico	34	8
	Jurássico	240	57
Rochas vulcânicas	<1		<1

A parte sul da bacia hidrográfica é dominada por formações jurássicas que representam as rochas mais antigas ali aflorantes (Figura 2.5), do Hetangiano-Retiano ao Kimmeridgiano. Estas formações são representadas pelas “Margas e calcários da Dagorda (J^1_{ab})”, as quais são descritas como margas salíferas e gipsíferas, margas mais ou menos arenosas, com cores predominantemente avermelhadas, acinzentadas e esverdeadas, para além de calcários margosos e dolomíticos (França & Zbyszewski, 1963). Subindo na tabela crono-estratigráfica, existem formações do Bajociano (J^2_a), Batoniano (J^2_b) e Caloviano (J^2_c), sendo de uma forma geral descritas como calcários recifais e da retaguarda do recife, em parte dolomitizados. O Kimmeridgiano é representado pelo Lusitaniano médio (J^3_b) (“Camadas de Montejunto”), pelo Lusitaniano superior (J^3_c) (“Camadas de Alcobaça”) e pelo Jurássico superior indiferenciado (J^{3-4}) (“Grés superiores com vegetais e dinossáurios”). As “Camadas de Montejunto” são caracterizadas como uma alternância de calcários e margas. As “Camadas de Alcobaça” estão representadas, de uma forma geral, por margas com intercalações corálicas e arenosas, por calcários mais ou menos margosos, por vezes oolíticos ou pisolíticos e, para a parte superior, por um maior desenvolvimento de arenitos (França & Zbyszewski, 1963). Por último, os “Grés superiores com vegetais e dinossáurios” são descritos por França & Zbyszewski (1963) como um complexo de arenitos e de argilas de diversas cores (acinzentadas, azuladas, arroxeadas, avermelhadas, amareladas, etc.).

Mais a NE, afloram materiais de idade cretácica e também paleogénica e neogénica (Figura 2.5). Estes materiais formam um sinclinal de forma aproximadamente oval, com eixo SW-NE que parece passar perto de Alpedriz e Montes e um pouco a N de Porto Carro (França & Zbyszewski, 1963). O bordo sul deste sinclinal apresenta uma orla aflorante cretácica, representada, na base, por um complexo detrítico (C^{1-2} - Albiano, Aptiano e possível Neocomiano – “Complexos gresosos de Nazaré e de Cós-Juncal”), sendo seguido pelo Cenomaniano (com exclusão das “Camadas com Neolobites”) ($C^{2_{cde}}$) que corresponde a uma alternância de calcários e margas, e pelo Turoniano (incluindo as “Camadas com Neolobites”, do Cenomaniano - (C^3)) constituído por uma alternância de calcários margosos, margas e calcários apinhoados e compactos. A parte central deste sinclinal está preenchida por materiais cenozoicos, nomeadamente: do Paleogénico, representado pelo Eocénico (E – Eocénico: Conglomerados calcários e tufos vulcânicos com *Anadromus ribeiroi*, de Nazaré e de Cós), que foi considerado como um complexo de conglomerados calcários e de argilas vermelhas com intercalações de tufos basálticos, o qual assenta, em discordância, sobre o Cretácico; e do Oligocénico (ϕ – Oligocénico e Eocénico indiferenciados: “Complexo de Montes”) descrito como uma formação de tonalidade predominantemente cor-de-rosa, constituída por argilas e conglomerados com elementos detríticos siliciosos exibindo uma fácies semelhante à do “Complexo de Benfica” (França & Zbyszewski, 1963). O Miocénico aflorante é designado como

“Complexo greso-argiloso de Alpedriz” e constitui um complexo arenítico, por vezes grosseiro ou conglomerático, que contrasta com as areias pliocénicas que o cobrem (França & Zbyszewski, 1963). O Pliocénico está representado pelas formações astianas de Famalicão, de Mangues e de Salir do Porto e “Complexo arenoso de Valado de Frades” (*P*) que constituem um complexo predominantemente arenoso, amarelo e avermelhado com alguns seixos, apresentando por vezes, uma ou mais bancadas delgadas de um calcário arenoso e de conglomerados (França & Zbyszewski, 1963). Maioritariamente, trata-se de um Pliocénico marinho que repousa de forma transgressiva sobre o Hetangiano e nalguns casos sobre formações mais recentes; noutros sítios, está representado, na sua parte superior, por formações continentais com algumas intercalações lignitosas e de diatomitos (França & Zbyszewski, 1963).

A região mais ocidental da bacia hidrográfica é dominada por materiais plio-pleistocénicos, já referidos, que ocorrem em associação com o vale tifónico das Caldas da Rainha, depósitos de terraços quaternários (*Q*) constituindo pequenas acumulações de areias com calhaus rolados, aflorantes ao longo dos principais vales fluviais da bacia hidrográfica, dunas, e ainda areias de dunas e aluviões que ocupam o fundo dos principais vales da região (França & Zbyszewski, 1963).

As rochas magmáticas existentes na área da bacia hidrográfica estão representadas por chaminés e filões, sendo classificadas, de uma forma geral, como doleritos e rochas afins (França & Zbyszewski, 1963). Os afloramentos do vale tifónico correspondem ao relevo de S. Bartolomeu, situado a Este da Nazaré, que é acompanhado por outros dois de menores dimensões, rodeados por areias de duna: o filão do Cabeço do Castelo e o domo de Famalicão (França & Zbyszewski, 1963).

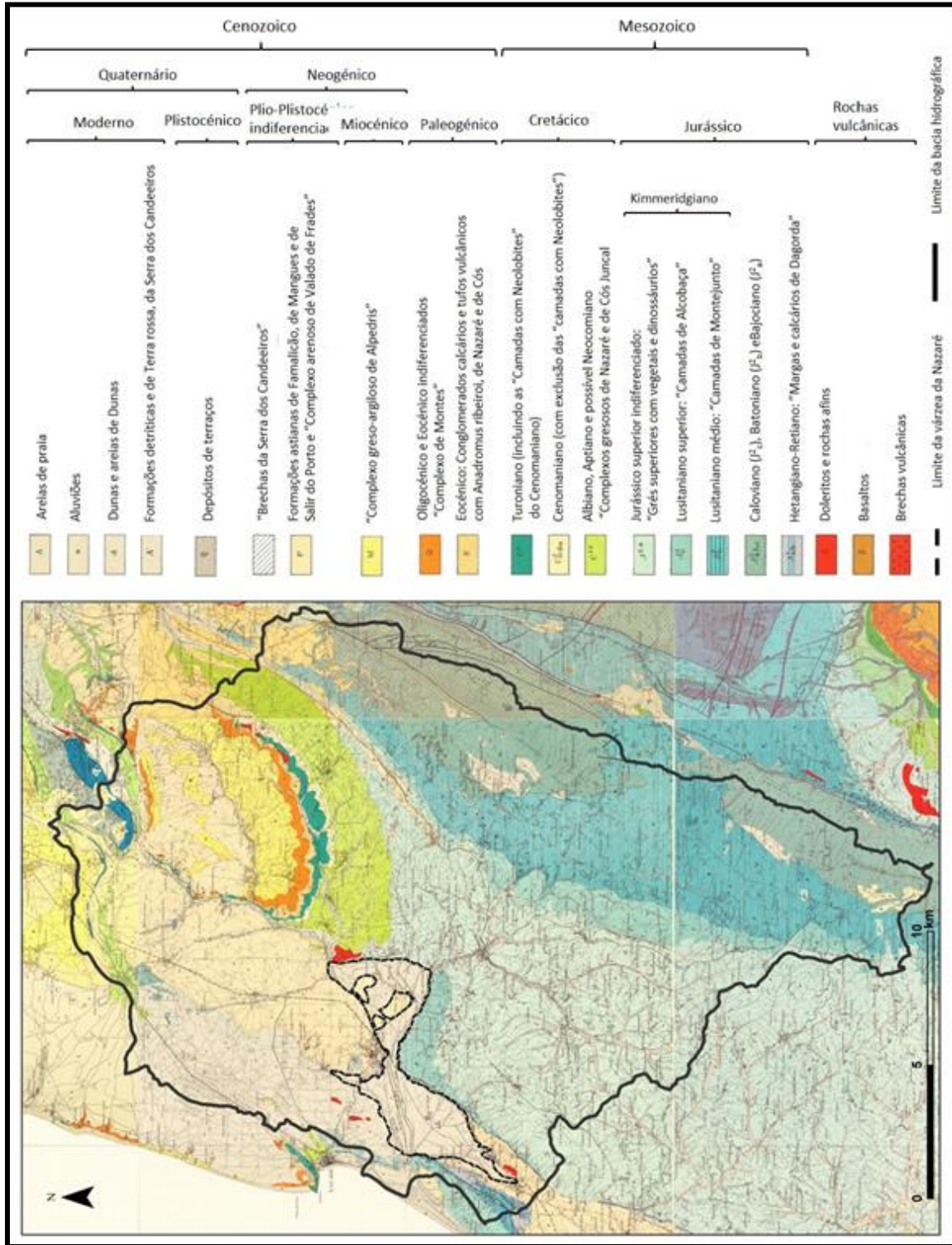


Figura 2.5 - Mapa geológico da bacia hidrográfica da paleolaguna da Pederneira, compilado da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, Serviços Geológicos de Portugal, 1961.

2.3 - ENQUADRAMENTO TECTÓNICO

Tectónicamente, a região abrangida pela bacia hidrográfica apresenta três acidentes principais:

- O Vale Tifónico das Caldas da Rainha: estende-se entre Pataias, Valado dos Frades, Famalicão, São Martinho do Porto e Alfeizerão (França & Zbyszewski, 1963). Corresponde a um anticlinal desenvolvido em camadas depositadas num fosso alongado denominado de Fosso Lusitânico ou Bacia Lusitânica. Este fosso de natureza tectónica, semelhante a um rifte continental, sem formação de crosta oceânica, com orientação geral NNE-SSW, foi originado em regime distensivo no Triásico final (Carvalho, 2003). Após a sua génese foi iniciada uma sucessão de várias etapas de sedimentação: uma primeira fase de sedimentação terrígena de fácies continental de natureza essencialmente aluvio-fluvial (Azerêdo *et al.*, 2003); seguidamente, no início do Jurássico (Hetangiano (~200 Ma)), assiste-se ao primeiro evento sedimentar que denuncia condições marinhas na bacia quando neste fosso, invadido pelas primeiras águas marinhas, ocorre o estabelecimento de um regime lagunar propício à sedimentação de evaporitos (gesso e sal-gema) incluídos numa série argilo-evaporítica conhecida como Margas de Dagorda (Azerêdo *et al.*, 2003); durante o Jurássico (Lias, Dogger e Malm até ~145 Ma) com a contínua subsidência da bacia, assiste-se ao desenvolvimento de uma rampa carbonatada de baixa energia (inclinada para ocidente) com sedimentação hemipelágica e margo-calcária nas partes mais profundas (Carvalho, 2003). Na passagem Dogger-Malm assinala-se uma regressão acentuada, originando uma sedimentação lacustre a margino-marinha e o fim do megaciclo sedimentar Triásico-Caloviano (Azerêdo *et al.*, 2003). Posteriormente, numa reativação do quadro tectónico, no Cretácico inferior (Aptiano), dá-se a abertura de um novo rifte, localizado a oeste do primeiro, que corresponde à abertura do oceano Atlântico com a formação de crosta oceânica (Carvalho, 2003). Todas as camadas depositadas na Bacia Lusitânica, em regime distensivo, quando da formação do primeiro rifte continental, ficaram deste modo sujeitas a um regime compressivo induzido pela rotura do troço crustal do oeste da Ibéria no âmbito da abertura do Atlântico. Este regime compressivo da Bacia Lusitânica gerou o dobramento do enchimento sedimentar que, associado à tectónica salífera e erosão extrema da cobertura, formou o vale tifónico das Caldas da Rainha (Figura 2.6). No fundo do vale aflora um núcleo de Lias inferior (“Complexo da Dagorda”) o qual se apresenta ravinado pelas areias pliocénicas; nos seus bordos encontram-se as margas do Infralias em contacto por falhas com os calcários do Bajociano, do Batoniano, do Lusitaniano e algumas vezes com os “Grés superiores” do Kimmeridgiano. Apresenta um estrangulamento em Famalicão, e a sul de Valado dos

Frades o seu flanco oriental flete bruscamente, e em ângulo reto, para Este, até Fervença (França & Zbyszewski, 1963).

- O anticlinal da serra dos Candeeiros: tem uma orientação NNE-SSW e apresenta um núcleo de formações aflorantes do Dogger; encontra-se cortado a Este por acidentes de certa importância ao longo dos quais aflora o Hetangiano (França & Zbyszewski, 1963). Corresponde à estrutura homóloga na margem leste do fosso lusitânico mas conservando as rochas de cobertura do anticlinal.
- Sinclinal situado entre o vale tifónico e a Serra dos Candeeiros: deverá representar o prolongamento para norte, do fosso sinclinal colocado em evidência pela prospeção geofísica entre Caldas da Rainha e Benedita; o mesmo fosso poderá existir pelo menos desde o Lias, encontrando-se limitado a oeste e a este por duas plataformas onde o substrato antigo se encontra a pequena profundidade (França & Zbyszewski, 1963).

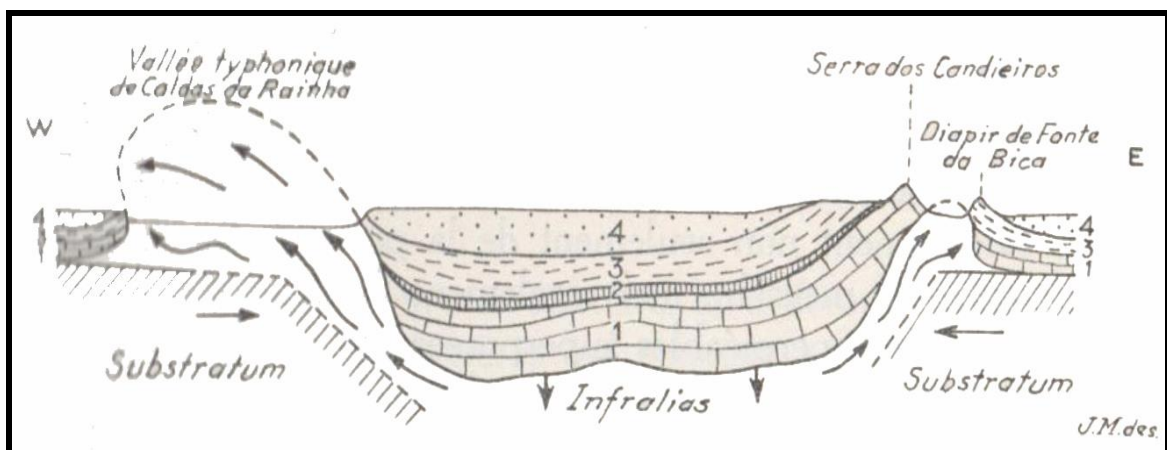


Figura 2.6 - Corte esquemático do Vale Tifónico das Caldas da Rainha e do diapiro de Fonte da Bica (extraído de Zbyszewski, 1959): 1 – Lias e Dogger; 2, 3 e 4 - Malm.

Existem três direções preferenciais de falhas (Figura 2.7): NW-SE, quase N-S e NE-SW. A região mais afetada por esta última direção situa-se a N e a SW da baía de São Martinho do Porto. Este sistema de falhas (NE-SW) define o contacto anormal do Hetengiano com as formações do Jurássico superior e produz, por vezes, rejeitos no contorno do vale tifónico, levando à perturbação dos depósitos pliocénicos que cobrem o respetivo fundo (França & Zbyszewski, 1963).

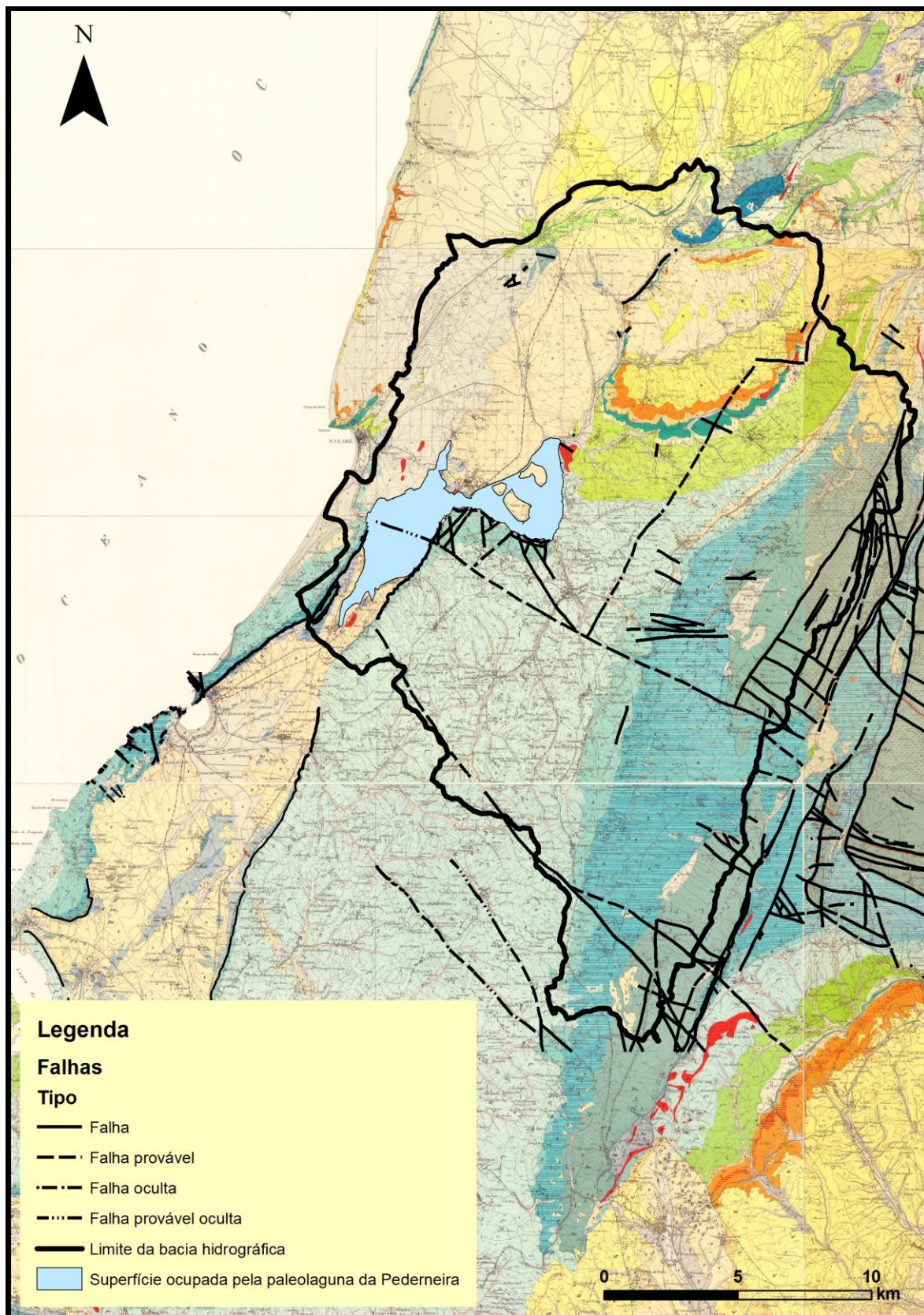


Figura 2.7 - Estruturas tectónicas da zona enquadrante da área de estudo com base na Carta Geológica de Portugal, Folha 26-B (Alcobaça),1961.

Capítulo 3

ESTADO DA ARTE

3.1 - ESTADO DO CONHECIMENTO RELATIVO À VÁRZEA DA NAZARÉ

A evolução e reconstrução paleoambiental da várzea da Nazaré (paleolaguna da Pederneira) tem grande importância como contributo para o conhecimento da evolução do litoral oeste português, o qual tem sido amplamente estudado por vários autores. Henriques (1996), no estudo sobre a faixa litoral entre Nazaré e Peniche, aborda a paleolaguna da Pederneira caracterizando-a geomorfológica e fisicamente, não deixando de referir a sua localização no interior da depressão diapírica das Caldas da Rainha. Refere também a possível configuração do paleovale, na passagem de Ponte das Barcas, o qual define como estreito, profundo e muito dissimétrico, provavelmente implantado sobre um acidente tectónico de orientação WSW-ENE (reconstrução realizada com base na informação obtida dos relatórios de sondagens executadas em 1989 para projeto de construção de uma nova ponte). A autora indica que este acidente poderá ter deslocado um pouco para ocidente e abatido o compartimento da Pederneira relativamente ao da Pescaria. Assim de acordo com a mesma autora, o paleovale terá sido escavado durante uma fase regressiva em função de um nível de base mais baixo que o atual, quando se deu o encaixe da rede hidrográfica, por epigenia. Relativamente à evolução histórica, a autora menciona que até ao séc. XII pouco se sabe sobre a evolução morfológica da área. O grande desenvolvimento que o porto da Pederneira e respetivos estaleiros conheceram durante os séculos XIV e XV, atenuou-se rapidamente devido ao assoreamento da barra e do interior da

bacia. A principal causa terá sido a expansão da agricultura em toda a área dominada pelo Mosteiro de Alcobaça, nos finais do século XIV. O aumento da terra cultivada fez-se à custa da destruição de florestas e matos, o que muito teria acelerado a erosão. Os detritos resultantes, transportados pela rede hidrográfica, depositaram-se nas bacias adjacentes, entulhando o leito e a foz dos rios. A autora faz uma interpretação da evolução ambiental da antiga Lagoa da Pederneira nos últimos séculos, com base na interpretação de documentos históricos, apresentando figuras ilustrativas dos vários estádios evolutivos da sua área imersa (Figura 3.1). Posteriormente, Henriques (1997) faz uma avaliação da dinâmica dos principais sistemas de praia do troço compreendido entre Nazaré e Peniche.

Henriques *et al.* (2002) apresentam os principais traços da evolução morfológica de alguns ambientes litorais da estremadura (Lagoa de Óbidos, Alfeizeirão-Salir, Pederneira e tómbolo de Peniche) e do Alentejo após o máximo transgressivo do Holocénico. Relativamente à Lagoa da Pederneira, a evolução dos limites atingidos pelo nível do mar no máximo transgressivo foi definida com base em análise fisiográfica das planícies aluviais adjacentes aos setores considerados (alvéolos) e sondagens efetuadas nos mesmos. A evolução posterior foi avaliada com base na interpretação de documentos escritos e cartográficos, na localização de achados arqueológicos e de sondagens efetuadas em alguns sistemas. O perímetro de inundação terá atingido, no último máximo transgressivo, uma localização planimétrica mais ou menos coincidente com a dos depósitos aluviais que hoje definem superfícies a 7-10 m de altitude, geralmente marcada na topografia por uma pequena rotura de declive (Henriques *et al.*, 2002). A superfície imersa corresponderia a uma vasta área que se estendia para o interior. Os achados arqueológicos (que remontam ao Neolítico e incluem também evidências da ocupação romana) localizam-se na periferia do limite anteriormente referido. São quase coincidentes com ele e delimitam uma superfície imersa idêntica à considerada no máximo transgressivo, sugerindo que, neste troço litoral, a superfície inundada terá permanecido pouco alterada até cerca de 2000 BP, apesar do assoreamento decorrente da estabilização do nível do mar. As grandes alterações morfológicas parecem ser posteriores, muito devido à atividade antrópica (Henriques *et al.*, 2002).

No setor litoral (alvéolo litoral da Lagoa da Pederneira) compreendido entre a Nazaré e os Salgados, foi efetuada uma caracterização geomorfológica e ecológica do sistema de cordões dunares da estremadura (Nazaré, S. Martinho do Porto e Peniche-Baleal) (Henriques & Neto, 2002). Os autores caracterizaram dois cordões dunares paralelos (um exterior e outro interior), separados por um corredor interdunar estreito, contínuo e quase retilíneo.

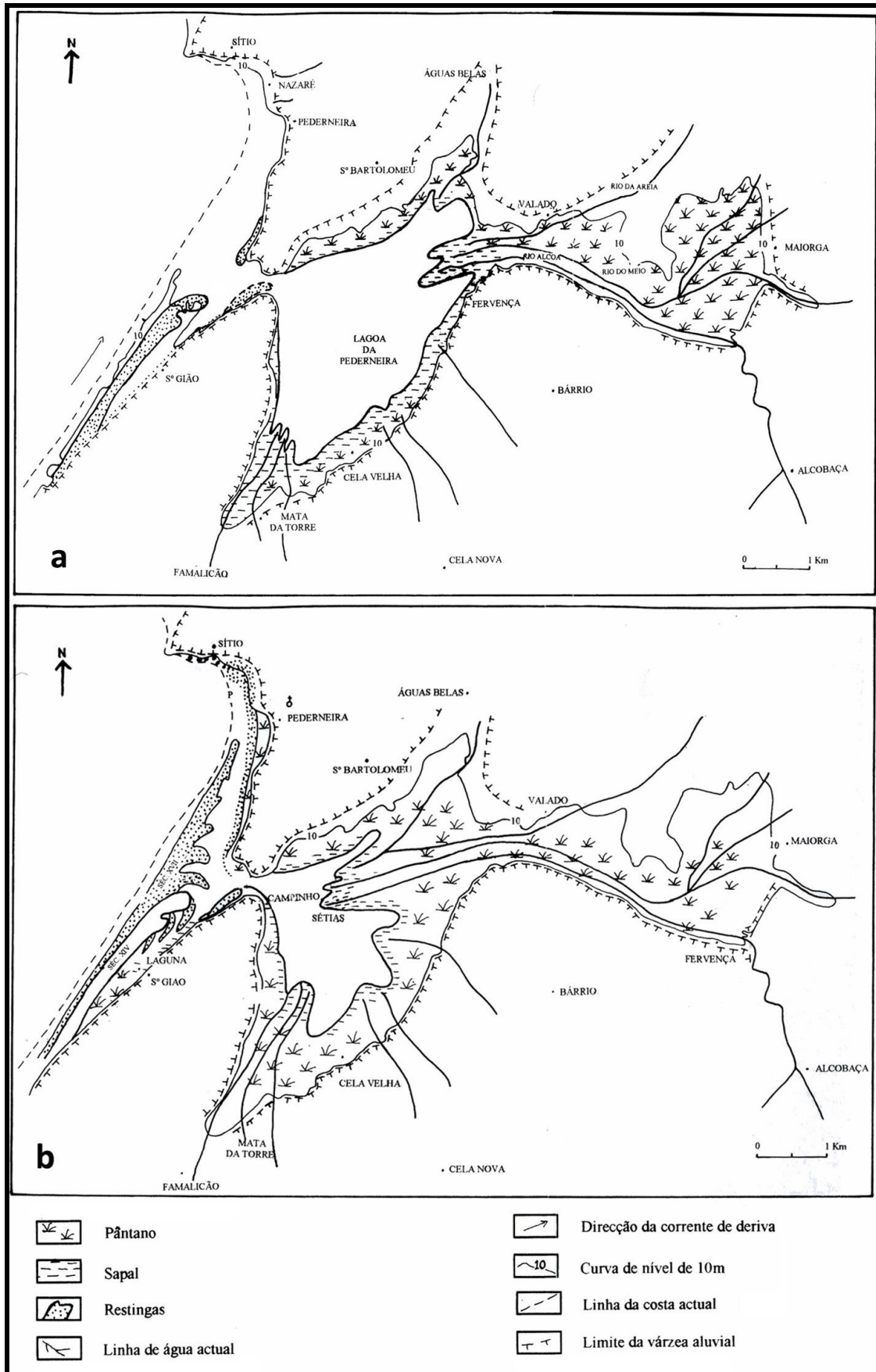


Figura 3.1 - Configuração provável da Lagoa da Pederneira: a) no século XIV; b) no século XVII (modificado de Henriques, 1996).

O cordão dunar interior, constituído por um grupo de dunas parabólicas, com orientação NW-SE, atingindo as cristas 25 m de altitude, encontra-se enraizado na base dos depósitos do grande deslizamento dos Salgados, indo terminar no paul da Algerifeira em forma de báculo, junto à arriba fóssil da Pescaria. O cordão exterior (perto do mar) é paralelo ao anterior até ao paul da Algerifeira, iniciando-se no limite superior da praia e destacando-se do outro cordão por uma depressão interdunar. Para norte, o cordão exterior continua simples e contínuo, sendo apenas interrompido pela barra do rio Alcoa. Relativamente à flora dos cordões dunares foi identificada uma sucessão geo-ecológica (Figura 3.2), nomeadamente, de praia alta, duna branca, duna cinzenta, depressão interdunar, duna castanha e duna verde, as quais foram caracterizadas quanto ao seu povoamento ecológico (Henriques & Neto, 2002).

Henriques (2003), faz uma caracterização morfológica e evolutiva da planície aluvial da Nazaré referindo que no último máximo regressivo foi registado um entalhe pouco profundo (30m no estrangulamento rochoso de Ponte das Barcas), considerando a pequena largura da plataforma continental e a proximidade do canhão da Nazaré. Descreve sumariamente os sedimentos responsáveis pela colmatação da paleolaguna e caracteriza o alvéolo mais litoral, referindo que, devido à inflexão para norte da corrente de deriva induzida pelo promontório da Nazaré, a progressão dos corpos arenosos ocorre na mesma direção. A autora conclui que a dinâmica da área estudada foi condicionada por tectónica (diapirismo), subida do nível do mar e atividade antrópica.

Posteriormente, vários autores realizaram uma resenha da evolução holocénica e histórica dos três sistemas lagunares da estremadura portuguesa (Óbidos, Alfeizerão e Pederneira) relacionando a sua evolução com fatores forçadores naturais e antrópicos (Dinis e Costa, 2004; Dinis *et al.*, 2005).

Henriques e Dinis (2005) apresentaram uma caracterização do enchimento sedimentar holocénico da planície aluvial da Nazaré, incidindo em particular a antiga Lagoa da Pederneira. Estes autores propuseram uma interpretação baseada em sondagens efetuadas na atual planície aluvial com objetivos geotécnicos (essencialmente para obras de construção de rodovias). No referido trabalho, o estudo da evolução da área lagunar incluiu a definição da sua máxima extensão, estabelecendo-se correlações entre o enchimento sedimentar, informação histórica e as variações do nível do mar.

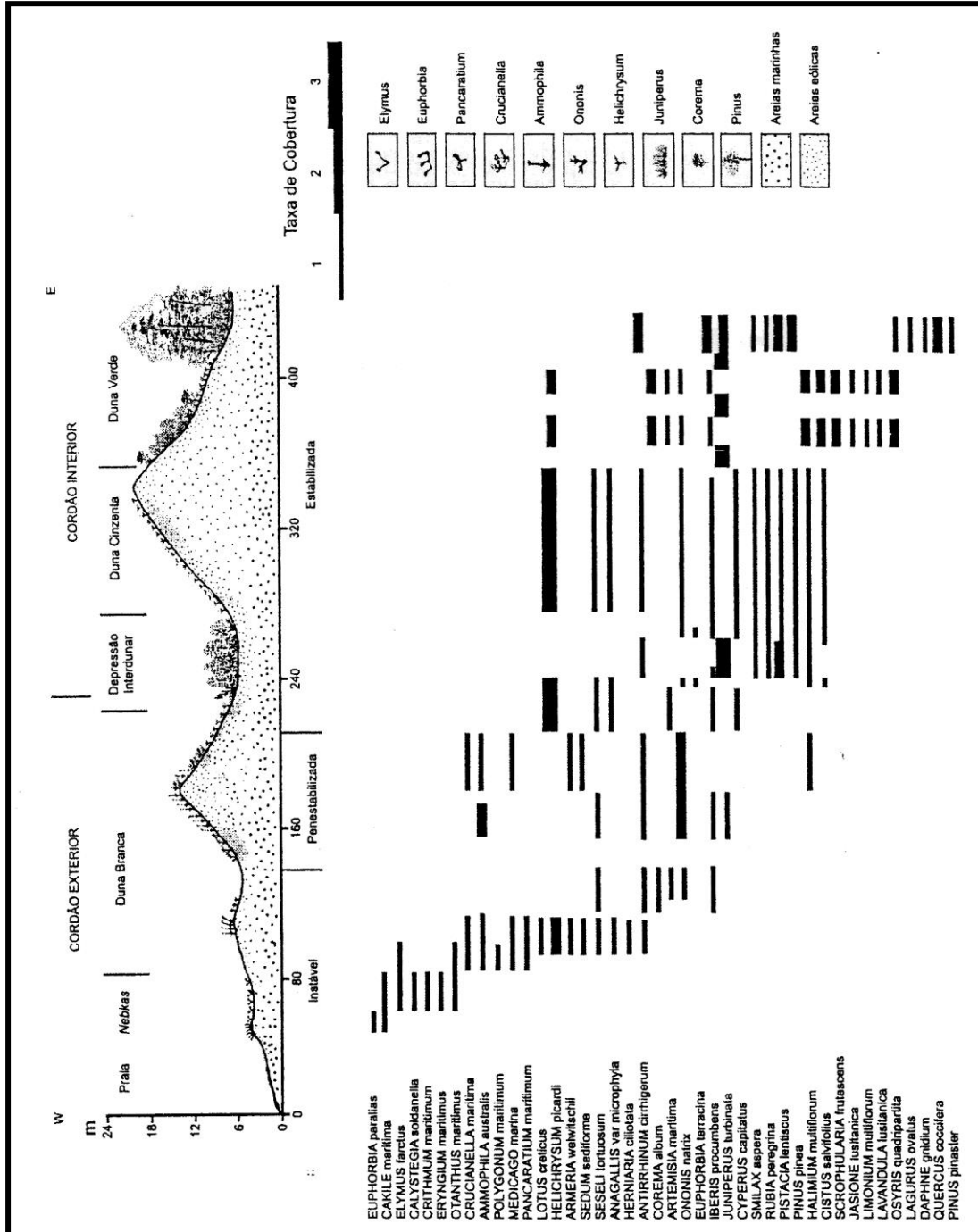


Figura 3.2 - Perfil morfo-ecológico dos cordões dunares da Nazaré (levantamento de campo executado em Maio de 2000). Reproduzido de Henriques & Neto, (2002).

Os autores realizaram a interpretação de três perfis localizados no interior da antiga Lagoa da Pederneira (desenhados com base na descrição dos sondadores, que consta dos relatórios das sondagens) permitindo a definição, com maior detalhe, da geometria dos corpos sedimentares nos locais dos perfis, bem como a avaliação da intensidade do escavamento ocorrido no último máximo regressivo. Remataram com a integração do modelo evolutivo da antiga Lagoa da Pederneira no modelo concetual de evolução publicado para a costa ocidental portuguesa.

Foram feitas ainda considerações sobre a antiga laguna da Pederneira relativamente à sua evolução holocénica e sua integração na história geológica do diapiro das Caldas da Rainha (Dinis, 2006), bem como a sua contextualização evolutiva, de cariz geológico e histórico, no modelo de evolução holocénica do litoral centro (Freitas, 2006).

Dinis *et al.* (2006), retomam os fatores forçadores (naturais e antrópicos) da evolução holocénica de três lagunas, entre as quais a Lagoa da Pederneira. Referem a transgressão holocénica como indutora dos vastos sistemas lagunares gerados pela inundação de depressões criadas pela atividade da estrutura diapírica das Caldas da Rainha. O estabelecimento de barreiras detríticas (Óbidos e Pederneira), determinado pela desaceleração da taxa de subida do nível médio do mar no Holocénico médio e a existência de passagens rochosas estreitas (Pederneira e Alfeizerão), providenciou abrigo para estas lagunas, e ajudou à sua intensa colmatção, especialmente depois da conquista romana. Até 6000-5000 BP a sedimentação foi essencialmente controlada por fatores forçadores globais, com ênfase para a subida do nível médio do mar. Após esta data, como consequência da desaceleração da subida do nível do mar, os fatores forçadores locais ganharam importância sobre os anteriores. A configuração planimétrica da Lagoa da Pederneira pôde ser estabelecida com base na localização de vestígios de várias torres defensivas (da era Visigótica, 409 a 711 DC) construídas na margem para proteção dos portos locais e como faróis de navegação interior. A localização desses mesmos vestígios sugere uma pequena redução da área imersa em comparação com a existente no máximo transgressivo. As principais mudanças morfossedimentares ocorridas nesta área deveram-se essencialmente à atividade antrópica posterior à conquista romana. Durante a idade média, a influência antrópica com maior impacto na região derivou das atividades da ordem cisterciense, tendo os Monges de Alcobaça promovido a agricultura nas bacias de drenagem de Alfeizerão e Pederneira e drenado pântanos e zonas alagadiças para fins agrícolas. A atividade humana, influenciada pelas oscilações climáticas históricas de pequena amplitude, aceleraram de uma forma eminente a sedimentação daquela Lagoa no último milénio.

Outro trabalho, referente às três lagunas do oeste português (Óbidos, Alfeizerão e Pederneira), efetuado por Dinis & Tavares (2006), debruça-se sobre as características geológicas e geomorfológicas das respetivas bacias de drenagem, complementadas com aspetos referentes à precipitação e ao uso histórico do solo e, sempre que possível, utilizando uma abordagem mais quantitativa.

Até 2006, todos os trabalhos relativos à reconstrução paleoambiental da várzea da Nazaré (antiga Lagoa da Pederneira), nomeadamente no que concerne ao conhecimento do enchimento holocénico, basearam-se em dados provenientes de sondagens realizadas com fins geotécnicos. Com o objetivo de proceder à reconstituição paleoambiental do espaço ocupado pela várzea da Nazaré durante o Quaternário recente utilizando uma abordagem multidisciplinar e posteriormente fazer a integração da sua história evolutiva no modelo previamente estabelecido para o litoral ocidental português, foi efetuado um projeto de investigação, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia “Evolução paleoambiental da planície litoral a sul da Nazaré desde o Tardiglacial (PaleoNaz)” - PTDC/CTE-GEX/65789/2006. O referido projeto permitiu, através da execução de um conjunto de análises multidisciplinares, obter informação mais pormenorizada e concreta sobre o enchimento holocénico e aferição das várias etapas da sua evolução durante o Quaternário. Nesta perspetiva, foram desenvolvidos vários estudos que partiram da realização de cinco sondagens mecânicas longas, além de vários perfis geofísicos através da aplicação do método Eletromagnético Transiente (TEM) para determinação da geometria do paleovale da Lagoa da Pederneira (Freitas *et al.*, 2010). A análise geofísica não teve sucesso pelo fato de a água subterrânea ser muito mineralizada na maior parte dos locais devido ao diapirismo (Freitas *et al.*, 2010). As sondagens permitiram o desenvolvimento de estudos sedimentológicos (Freitas *et al.*, 2010; Henriques *et al.*, 2010), geoquímicos (Moreira *et al.*, 2010) e paleontológicos (Cabral *et al.*, 2011) complementados com informação histórica. O alvéolo litoral da Lagoa da Pederneira foi alvo de uma análise com o método geofísico de georadar, permitindo melhor caracterização relativamente à formação e evolução das dunas litorais (Ramos *et al.*, 2010a, 2010b). A partir dos dados obtidos, foram delineadas as grandes fases evolutivas (Figura 3.3) sucedidas desde o Tardiglacial na várzea da Nazaré, sendo muito idênticas às previamente propostas para o litoral ocidental português com base em estudos de outros ambientes estuarinos e lagunares.

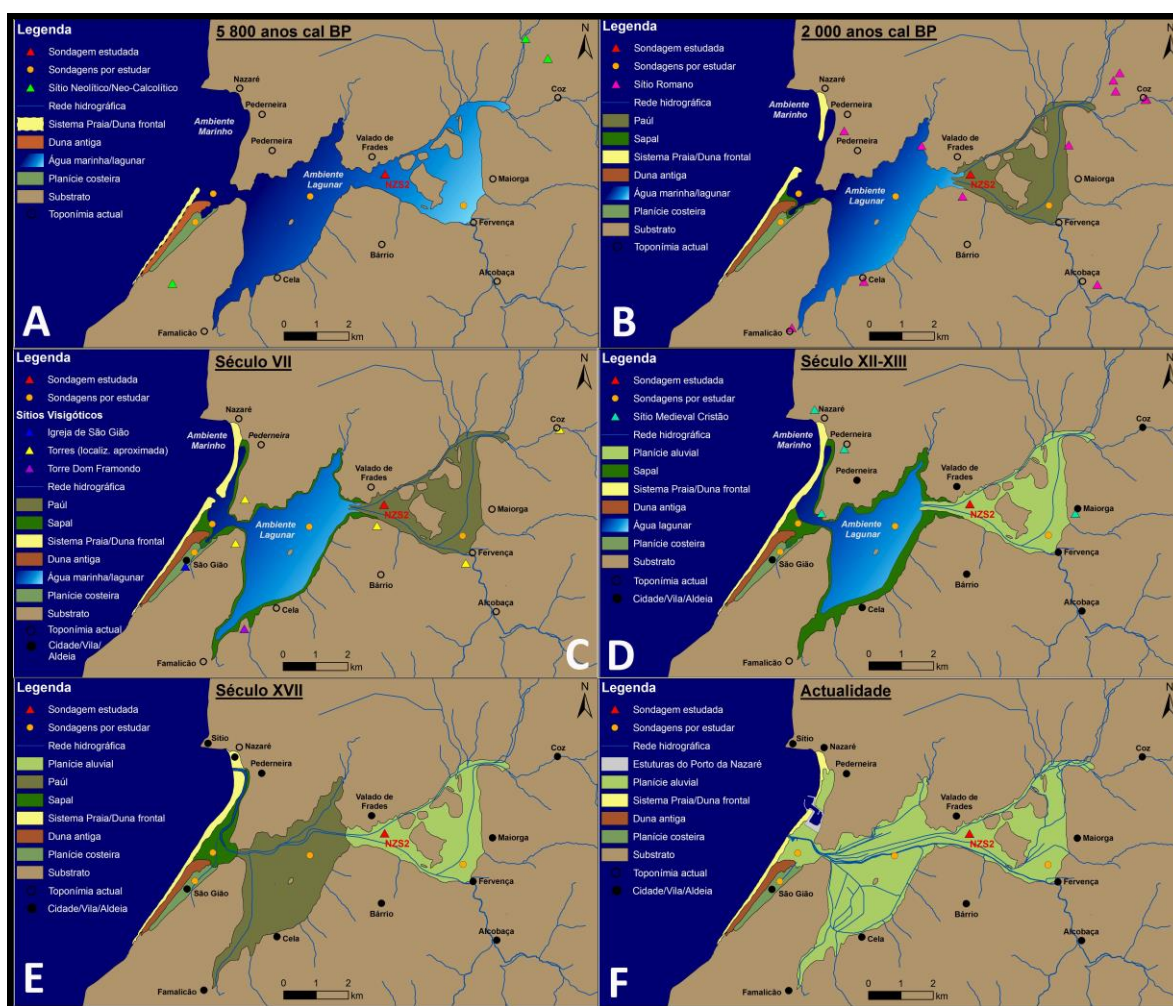


Figura 3.3 - Evolução paleoambiental da várzea da Nazaré nos últimos 6000 anos (extraído de Freitas *et al.*, 2010).

3.2 - OBJETIVOS

A profícua e variada informação existente sobre a várzea da Nazaré, no que concerne à sua evolução desde o Tardiglaciário, que incide sobre os mais diversos aspetos, nomeadamente, informação histórica, arqueológica e geológica, permitiu efetuar uma reconstituição paleoambiental da paleolaguna da Pederneira e a sua integração no modelo geológico concetual proposto para a costa oeste portuguesa. No entanto, essa mesma informação, no que concerne ao enchimento sedimentar holocénico, é baseada em dados pontuais, não permitindo uma visão tridimensional da mesma. No presente trabalho pretende-se, além de aferir o modelo geológico concetual através dos resultados obtidos pelo estudo de três sondagens realizadas no interior da paleolaguna da Pederneira (estudo geológico pormenorizado com base em vários proxis), fazer a modelação geológica tridimensional do enchimento holocénico da paleolaguna da Pederneira através da aplicação dos sistemas de informação geográfica (SIG). A modelação geológica

tridimensional, suportada pelo modelo geológico concetual pré-existente, permitirá assim inferir informação em locais onde ela não existe ou é muito escassa. A aplicação desta ferramenta constitui mais um recurso para uso em trabalhos de paleoreconstrução ambiental.

Capítulo 4

ENCHIMENTO SEDIMENTAR PLISTO- HOLOCÉNICO

4.1 - METODOLOGIA

Para o estudo do enchimento sedimentar da paleolaguna da Pederneira foi empregada uma abordagem multidisciplinar, fazendo uso de metodologias de campo, laboratório e de gabinete no âmbito do projeto de investigação anteriormente referido sobre a paleolaguna da Pederneira. Nesse sentido, procedeu-se a: caracterização das modificações naturais ou antropogénicas ocorridas desde a segunda metade do séc. XX, com base na interpretação de esboços geomorfológicos executados sobre fotografias aéreas verticais e validação no terreno; ampliação de compilações anteriores de informação arqueológica e histórica; aplicação do método geofísico Ground Penetrating Radar (GPR) com o intuito de analisar a estrutura interna e caracterizar a evolução do sistema dunar presente no alvéolo litoral, com posterior validação através de amostragem das unidades arenosas previamente identificadas (Ramos *et al.*, 2010a, 2000b) em

trincheiras; reinterpretação de elevado número de relatórios de sondagens com fins geotécnicos ou de prospeção de água subterrânea e realização de cinco sondagens longas e seu posterior estudo sedimentológico por Freitas *et al.* (2010).

No presente trabalho foi completado o estudo sedimentológico das sondagens longas, o qual é descrito mais pormenorizadamente, mas só em relação às sondagens localizadas no interior da paleolaguna da Pederneira (NZ S1, NZ S2 e NZ S3) nos alvéolos B e C, pois o presente trabalho só incidirá sobre o enchimento holocénico da paleolaguna da Pederneira e não no alvéolo litoral.

4.1.1 - TRABALHO DE CAMPO

Para o estudo do enchimento holocénico da paleolaguna da Pederneira foram efetuadas, pela empresa Teixeira Duarte Engenharia e Construções S.A., três sondagens (Tabela 4.1 e Figura 4.1).

Tabela 4.1 - Características das sondagens longas efetuadas no enchimento holocénico da paleolaguna da Pederneira.

Designação da sondagem	Cota Absoluta (NMM) (m)	Sistema de coordenadas Datum 73		Profundidade alcançada (m)
		M	P	
NZS1	7,10	-73626,865	-10300,866	29,65
NZS2	4,25	-76056,727	-9342,323	29,30
NZS3	2,13	-78367,746	-10022,955	24,45

A localização das referidas sondagens foi definida com base na reinterpretação de mais de uma centena de relatórios de sondagens para fins geotécnicos ou de prospeção de água subterrânea (Freitas *et al.*, 2010).

As sondagens foram executadas entre 4 de Junho e 1 de Julho de 2009, com recurso a uma sonda hidráulica montada sobre lagartas, tendo sido utilizado o método de perfuração rotary com coluna de 140 mm de diâmetro, com amostragem contínua. Foram utilizados vários amostradores (amostradores Seccionados de 78 e 90 mm e Mazier de 101 mm de diâmetro) conforme o tipo de material encontrado. A utilização destes amostradores permitiu a colheita de amostras encamisadas em tubos de PVC posteriormente selados com parafina. Nas situações em que não foi possível obter amostra com os referidos amostradores, foi utilizado o amostrador “SPT-Terzaghi” com o objetivo de registar o tipo de material atravessado e as amostras provenientes deste amostrador foram reservadas em caixas de plástico. Todas as amostras foram devidamente referenciadas quanto à sua designação (nome da sondagem) e profundidade de recolha (Teixeira Duarte, 2009).

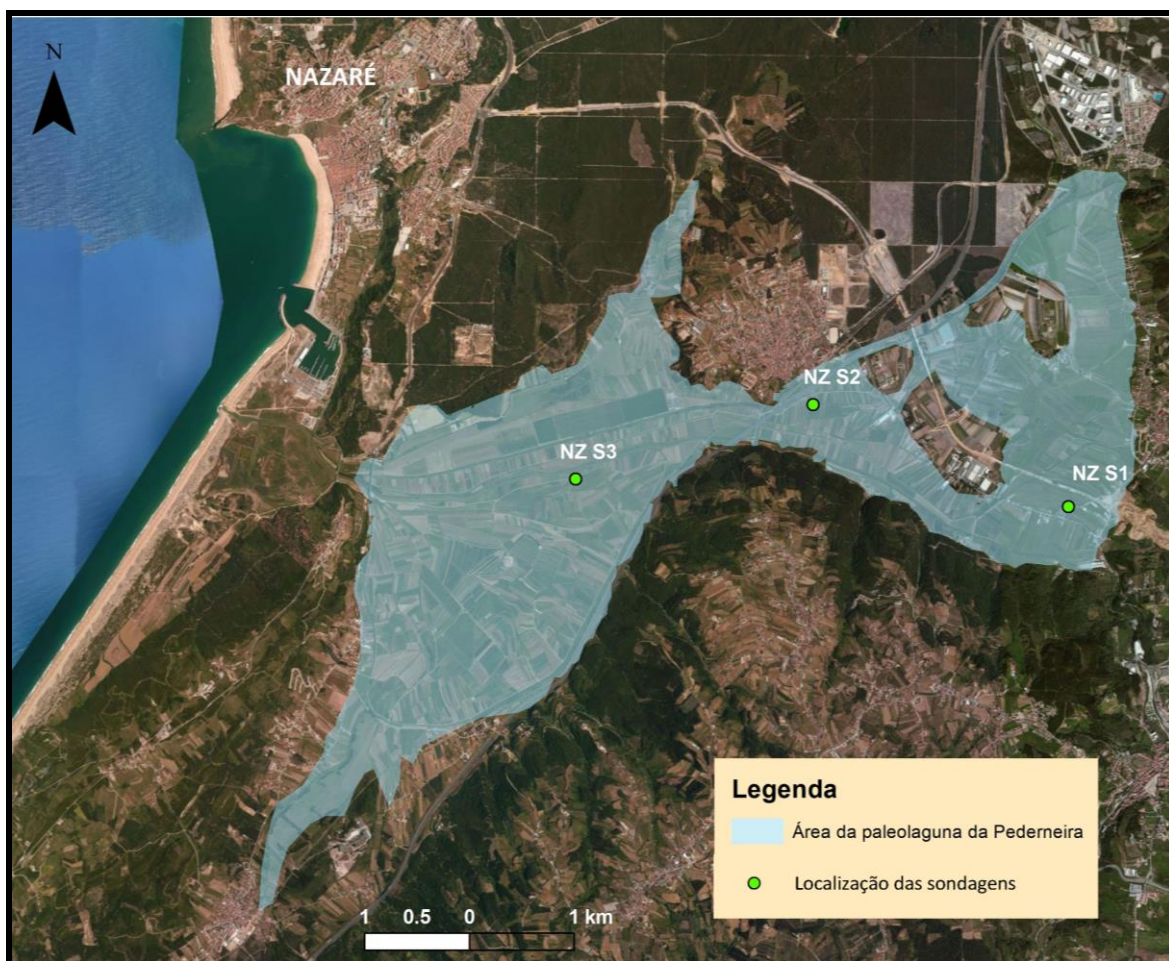


Figura 4.1 - Localização das sondagens profundas realizadas no âmbito do projeto PALEONAZ.

4.1.2 - TRABALHO DE LABORATÓRIO

No laboratório, procedeu-se ao corte longitudinal das paredes de PVC dos testemunhos recuperados (de tamanho variável até um máximo de 1m) com recurso a uma serra circular montada em mesa de trabalho nas instalações do IPIMAR (Olhão) (Freitas *et al.*, 2010).

4.1.2.1. - Abertura e subamostragem das sondagens

Nos laboratórios Procost e Prosond do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (GeoFCUL) e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) foi efetuada a abertura e sub-amostragem das sondagens para posterior análise laboratorial. Os testemunhos foram segmentados longitudinalmente, com recurso a fio de nylon, em duas secções equivalentes. Cada secção foi medida, fotografada e descrita macroscopicamente relativamente a características composicionais, texturais, cor do sedimento, natureza do contacto

entre as diferentes litofácies e foi ainda desenhada uma coluna litoestratigráfica (log) caracterizadora de cada sondagem. Das duas secções, uma foi integralmente reservada (sempre que possível), e a outra foi subamostrada de 10 em 10 cm ou sempre que a variação de fácies o justificasse, de forma a obter-se uma melhor caracterização da sondagem em estudo (Tabela 4.2). Cada amostra consiste numa lâmina de sedimento de 2 cm de espessura no caso de amostras vasosas, e de 3 cm a 5 cm, no caso de amostras arenosas. De cada lâmina de sedimento foi retirada uma subamostra para os seguintes estudos:

Geoquímica (20 cm³) / Pólen (2 cm³)

Foraminíferos e Ostracodos (10 cm³) / Nanoplâncton calcário (2 cm³)

Diatomáceas (1 cm³) / Sedimentologia (restante material)

Tabela 4.2 - Número de amostras colhidas e analisadas em cada sondagem.

Designação da sondagem	Número de amostras
NZS1	62
NZS2	66
NZS3	43

Foram ainda recolhidas 11 amostras com 1 cm de espessura para datação isotópica por ¹⁴C e 7 amostras com 10 cm de espessura para datação por luminescência opticamente estimulada (OSL – Optically Stimulated Luminescence).

4.1.2.2. - Análise dos sedimentos

Em trabalhos anteriores foram analisadas sedimentologicamente as sondagens NZS2 (trabalho efetuado por Raquel Regala no âmbito de uma bolsa de investigação inserida no projeto Paleonaz) e NZS3 (trabalho efetuado por Hugo Sousa). No âmbito do presente trabalho foi efetuada a análise sedimentológica da sondagem NZS1. Os procedimentos descritos a seguir foram realizados em todas as sondagens (excetuando o ensaio de pH que não foi realizado na sondagem NZS1). Todas as amostras foram congeladas e liofilizadas (no caso das vasas), usando para o efeito o liofilizador *iIShin*® (iIShin lab Co., Ltd), ou secas em estufa a 60 °C (no caso das areias), tendo sido pesadas antes e depois de perderem a humidade com o objetivo de

determinar o teor em água. Após quarteamento de cada amostra, foram efetuados vários ensaios sedimentológicos.

4.1.2.2.1. - Determinação do pH

A determinação do pH do sedimento foi realizada pelo método eletrométrico, segundo a especificação do LNEC E 203-1967. As medições foram efetuadas com o aparelho *WTW pH730* usando um elétrodo específico *WTW Sentix 41*, procedendo-se posteriormente à classificação dos sedimentos em função do valor de pH, de acordo com Pratalongo (in Costa, 1991) (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 - Classificação dos sedimentos de acordo com o valor de pH segundo a escala de Pratalongo (in Costa, 1991).

Valor pH	Classificação
>9,6	Hiperalkalino
8,6-9,5	Alcalino
7,6-8,5	Subalkalino
6,6-7,5	Neutro
5,6-6,5	Subácido
4,6-5,5	Ácido
<4,5	Hiperácido

4.1.2.2.2. - Caracterização textural do sedimento

A caracterização da textura do sedimento foi efetuada através da determinação da percentagem de material grosseiro (superior a 63 μm), tendo-se separado esta fração por via húmida, recorrendo a um crivo de 4 ϕ (63 μm na escala de Udden-Wentworth) (Wentworth, 1922). Os sedimentos foram classificados texturalmente (Tabela 4.4) com base na percentagem de material superior a 63 μm , segundo Flemming (2000).

Tabela 4.4 - Classificação textural dos sedimentos (Flemming, 2000).

% fração > 63 μm	Classificação textural
95 a 100	Areia
75 a 95	Areia pouco vasosa
50 a 75	Areia vasosa
25 a 50	Vasa arenosa
5 a 25	Vasa pouco arenosa
0 a 5	Vasa

4.1.2.2.3. - Granulometria da fração superior a 63 μm

A fração superior a 63 μm (balastos e areias) foi analisada através da execução da respetiva granulometria e determinação dos parâmetros estatísticos da curva de distribuição granulométrica. As amostras foram colocadas numa coluna de peneiros Endecotts/ASTM, com intervalos de 0,5 ϕ , e agitados durante 15 minutos num agitador mecânico RETSCH. O sedimento retido em cada crivo foi pesado e arquivado, tendo-se usado essa informação para obtenção dos parâmetros de distribuição através do método gráfico (Folk & Ward, 1957) com recurso ao programa GRAN GRAF (Carvalho, 1998). A classificação granulométrica (Tabela 4.5), quanto à média e desvio padrão foi feita com base no trabalho de Friedman & Sanders (1978) e quanto à assimetria e curtose, seguiu Folk & Ward (1957).

Tabela 4.5 - Classificação granulométrica dos sedimentos com base nos parâmetros estatísticos.

Diâmetro médio (M_z) Wentworth (1922), in Friedman & Sanders (1978)		Desvio Padrão Gráfico Inclusivo (σ_I) Friedman (1962), in Friedman & Sanders (1978)	
-1 ϕ a 0 ϕ	Muito grosseiro	< 0,35 ϕ	Muito bem calibrado
0 ϕ a 1 ϕ	Grosseiro	0,35 ϕ a 0,50 ϕ	Bem calibrado
1 ϕ a 2 ϕ	Médio	0,50 ϕ a 0,80 ϕ	Moderadamente bem calibrado
2 ϕ a 3 ϕ	Fino	0,80 ϕ a 1,40 ϕ	Moderadamente calibrado
3 ϕ a 4 ϕ	Muito fino	1,40 ϕ a 2,00 ϕ	Mal calibrado
		2,00 ϕ a 2,60 ϕ	Muito mal calibrado
		> 2,60 ϕ	Extremamente mal calibrado
Assimetria gráfica inclusiva (Sk_I) Folk & Ward (1957)		Curtose gráfica (K_G) Folk & Ward (1957)	
-1 a - 0,3	Muito negativa	< 0,67	Muito platicúrtica
- 0,3 a - 0,1	Negativa	0,67 a 0,90	Platicúrtica
- 0,1 a + 0,1	Aproximadamente	0,90 a 1,11	Mesocúrtica
+ 0,1 a + 0,3	simétrica	1,11 a 1,50	Leptocúrtica
+ 0,3 a + 1	Positiva	1,50 a 3,00	Muito leptocúrtica
	Muito positiva	> 3,00	Extremamente leptocúrtica

4.1.2.2.4. - Determinação do teor em matéria orgânica (M.O.)

Em primeiro lugar foi feita uma inspeção visual em todas as amostras com o objetivo de identificar as areias limpas, nas quais se assumiu conteúdo em matéria orgânica nulo. A determinação do conteúdo em matéria orgânica foi efetuada pelo método da incineração/calцинаção (Loss on Ignition – LOI), o qual consiste na obtenção do teor em matéria orgânica por diferença ponderal de uma amostra de 2g de sedimento seco antes e depois de ser incinerada na mufla a 500 °C durante 2 horas. Foi utilizada uma mufla LENTON (Thermal Designs). Posteriormente, os sedimentos foram classificados quanto ao teor em matéria orgânica (Tabela

4.6) de acordo com Costa (1991), o qual refere que este método pode sobrestimar o resultado por poder incorporar a volatilização da água adsorvida na superfície dos minerais de argila.

Tabela 4.6 - Classificação dos sedimentos de acordo com o teor em matéria orgânica (*in* Costa, 1991).

% M.O.		Nível de M.O.
Textura Grosseira	Textura Média a Fina	
20 – 10	30 - 15	Muito Alto
10 - 5	15 - 7	Alto
5 – 3	7 - 5	Moderadamente Alto
3 – 2	5 - 2	Médio
2 - 0,5	2 - 1	Baixo
< 0,5	< 1	Muito Baixo

Para caracterização das amostras em relação à textura, utilizou-se o valor de 50 % de material grosseiro (> 63 μ m) como limiar: as amostras com percentagem de material grosseiro superior a 50 designam-se de textura grosseira, e as restantes de textura média a fina.

4.1.2.2.5. - Determinação do teor em carbonato de cálcio

Para a determinação do teor em carbonato de cálcio (maioritariamente devido à presença de bioclastos) foram efetuadas calcimetrias pelo método gasométrico utilizando um calcímetro EIJKELKAMP e segundo a norma fornecida pelo fabricante. O método implica a realização de um teste expedito para avaliar a massa de amostra a utilizar na análise. O teste consistiu no ataque de aproximadamente 1 g de sedimento com 1 ml de ácido clorídrico (4 mol/L) para se observar a intensidade e o tempo da reação, inferindo-se assim a massa de sedimento a utilizar na calcimetria. Nas amostras sem reação, assume-se que o teor em carbonatos é nulo. Os sedimentos foram classificados (Tabela 4.7) com base no teor em carbonato de cálcio segundo Baize (1988).

Tabela 4.7 - Classificação dos sedimentos com base no teor em carbonato de cálcio segundo Baize (1988).

% CaCO ₃	Classificação
< 5	Nada ou pouco carbonatado
5 a 15	Pouco carbonatado
15 a 40	Carbonatado
> 40	Muito carbonatado

4.1.2.3. - Análise paleontológica

4.1.2.3.1. - Ostracodos

As amostras para análise do conteúdo em Ostracodos foram lavadas com água corrente recorrendo a um crivo de 63 μm , para separar a fração grosseira ($> 63 \mu\text{m}$) da fração fina ($< 63 \mu\text{m}$), o qual foi mergulhado previamente em azul de metileno para corar o material processado em amostras anteriores e assim permitir a sua identificação como contaminado. Cada amostra retida no peneiro foi triada na totalidade e contabilizada cada valva e carapaça como um só indivíduo. Seguidamente, procedeu-se à separação por morfotipos e consequente identificação das diferentes espécies. Como ferramenta de auxílio à referida identificação, observou-se e fotografou-se pelo menos um indivíduo de cada espécie ao Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV – modelo JEOL JSM-5200LV). Os espécimes a serem observados no MEV foram montados num porta-objetos com a ajuda de fita-cola comum de dupla face. Para que fosse possível observar os ostracodos no MEV, procedeu-se à metalização do porta-objetos através da aplicação de uma película de ouro, para que este se tornasse um condutor elétrico. Todo o processo descrito anteriormente foi realizado por Bruno Miguel Claro Pereira no âmbito de uma bolsa de investigação inserida no projeto PTDC/CTE-GEX/65789/2006, nas sondagens NZS2 e NZS3. Posteriormente, foram identificados e contabilizados todos os indivíduos para caracterização da sua abundância pela Professora Doutora Maria Cristina Cabral (CeGul, GeoFCUL) em NZS2 (Cabral *et al.*, 2011).

4.1.2.3.2. - Nanoplâncton calcário

O processamento laboratorial das amostras consistiu na realização de lâminas, observação, contagem, identificação dos nanofósseis calcários e interpretação paleoecológica. O procedimento de preparação das lâminas seguiu o protocolo descrito em Flores & Sierro (1997). Posteriormente, estas preparações, definitivas, foram observadas ao microscópio ótico petrográfico (com polarização) (Olympus CX 31), sob uma ampliação de 1500x, e com objetiva de imersão (x100). Todo este processo foi efetuado por Ana Bento no âmbito de uma bolsa de investigação inserida no projeto PTDC/CTE-GEX/65789/2006, nas sondagens NZS1, NZS2 e NZS3.

4.1.2.3.3. - Foraminíferos

As amostras destinadas à análise de foraminíferos foram lavadas com procedimento semelhante ao já descrito anteriormente para os Ostracodos. Todas as amostras foram triadas a húmido e com o auxílio de uma lupa binocular, tendo sido triados um mínimo de 300 exemplares. O procedimento descrito foi realizado apenas na sondagem NZS2 e as espécies identificadas e

contabilizadas pelo Professor Doutor Alejandro Cearreta, da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade do País Basco, consultor no projeto de investigação supra citado.

4.1.2.4. - Análise geoquímica

Nas amostras destinadas à análise geoquímica, foram determinados os elementos maiores (Al, Si, K, Rb, Fe e S), menores (Mg, Ti e Cl) e traço (Ca, Sr, Zr, Y, S, Br, Mn, Cr, Ni, Cu, Zn e Pb) no Instituto Tecnológico e Nuclear, através de Espectrometria de Fluorescência de Raios-X Dispersiva de Energias – EDXRF pelo método proposto por Araújo *et al.* (2003). O trabalho foi executado por Sandra Moreira, no âmbito de dissertação de Doutoramento, em preparação, no CeGul e GeoFcul.

4.1.2.5. - Datações

4.1.2.5.1. - Datação isotópica

Foram datadas por métodos isotópicos 11 amostras de lodo orgânico e uma de turfa, recorrendo à determinação radiométrica de ^{14}C pelo método da espectrometria de Massa (AMS -Accelerated Mass Spectrometry). As análises foram efetuadas no laboratório Beta Analytic Inc., nos Estados Unidos da América. No presente trabalho utilizam-se as datações calibradas (anos Cal BP), usando a curva de calibração IntCal09.14C (Reimer *et al.*, 2009) correspondentes a intervalo de probabilidade de 95% (2σ).

4.1.2.5.2. - Datação por OSL

A datação dos sedimentos por luminescência opticamente estimulada (OSL – Optically Stimulated Luminescence) foi efetuada no Nordic Laboratory for Luminescence Dating (NLL). Todo o processo de preparação das amostras foi elaborado em instalações laboratoriais adequadas com luz “laranja” no departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (realizado pelo Professor Doutor Pedro Proença e Cunha). Nestas condições, após a amostragem (nas instalações da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa) dos sedimentos do interior dos tubos opacos de PVC, obtiveram-se quatro frações (300-250 μm , 250-180 μm , 180-90 μm , 90-63 μm) através de crivagem por via húmida. Todas as frações, depois de secas, foram arquivadas em sacos de plástico opaco devidamente identificados. A fração 250-180 μm de cada amostra foi atacada com HCL 10% e posteriormente com H_2O_2 a 10% para a eliminação de uma eventual componente carbonatada e orgânica, respetivamente. Por fim, a fração de quartzo foi obtida através de sucessivas lavagens com HF 10%, HF 40% e HCL. Estas frações de quartzo, depois de secas a 45 °C e acondicionadas em tubos devidamente referenciados e protegidos da exposição à luz, foram enviadas para o NLL para medição da luminescência. No referido laboratório, de cada amostra a

datar foram retirados grãos de quartzo que foram montados em discos de inox com recurso a um spray de silicone. As medições foram feitas em equipamentos Risø TL/OSL-15 e DA-20 equipados com LEDs de cor azul (470 nm, $\sim 50 \text{ mW cm}^{-2}$) e infravermelho (IR) (870 nm, $\sim 200 \text{ mW cm}^{-2}$) (Bøtter-Jensen *et al.*, 2003), tendo a luminescência sido detetada através de um filtro U-340 de ~ 7 mm. Para a determinação da Dose equivalente (De) de cada amostra foi usado o protocolo SAR (Murray & Wintle, 2000, 2003). O integral dos primeiros 0,8 s da curva de estimulação foi usado para a determinação da De, depois de subtrair o sinal de fundo derivado do integral no intervalo 1,5 – 2,5 s. A pureza dos extratos de quartzo foi confirmada pela ausência de um sinal IRSL. Não obstante, um teste “IR OSL depletion” (Duller, 2003) foi realizado em todos os aliquotes e os aliquotes com uma relação “IR OSL depletion” $< 0,90$ foram rejeitados. As taxas de radiação ambiental (dose rates) foram obtidas em laboratório por espectrometria gama de alta-resolução (Murray *et al.*, 1987). A contribuição da radiação cósmica foi calculada com base em Prescott & Hutton (1994). O conteúdo em água durante o enterramento foi estimado a partir do conteúdo de campo e em saturação. Deste modo foram datadas 7 amostras de sedimento arenoso. Os resultados obtidos foram convertidos em idades calibradas (ano Cal BP) de forma a poderem ser comparadas com as datações isotópicas.

4.1.3 - CONSTRUÇÃO DE MODELOS DE IDADES

Os modelos de idades apresentados neste trabalho foram construídos recorrendo ao programa Clam 2.1 (Blaauw, 2010), que consiste em cerca de 1200 linhas de código R (ficheiro clam.R), desenvolvido para correr no Projeto R versão 2.15.0 (Development Core Team). As datações de ^{14}C foram calibradas usando a curva de calibração IntCal09.14C (Reimer *et al.*, 2009) com intervalo de confiança de 95%. Foram executadas várias modelações (baseados em interpolação linear) para cada sondagem estudada integrando as respetivas datações (OSL e ^{14}C) e utilizando definições adequadas a cada caso, as quais serão referidas aquando da apresentação de cada modelo.

4.2 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.2.1 - SONDAGEM NZ S1

Com base nas análises sedimentológicas (Anexo A - Tabela I), foram definidas cinco unidades litoestratigráficas na sondagem NZ S1 (Anexo B – Figura I). As datações obtidas para a referida sondagem, por diferentes métodos, constam da Tabela 4.8 .

A unidade I (-22,55 a -12,19 (NMM)) (Figura 4.2) é caracterizada maioritariamente por areias e areias pouco vasosas ($\% > 63 \mu\text{m}$: ≈ 80 a 100) com raras intercalações de vasas arenosas e pouco arenosas ($\% > 63 \mu\text{m}$: ≈ 15 a 50), localizadas na metade inferior. As areias caracterizam-se por terem diâmetro médio a grosseiro (MZ: $0,91\phi$ a $1,80\phi$), por serem moderadamente calibradas a moderadamente bem calibradas (σ : $0,41\phi$ a $1,31\phi$) (Figura 4.3) e índice de assimetria maioritariamente simétrico a muito negativo (SKI: -0,46 a 0,14), ou seja, maioritariamente são enriquecidas em material grosseiro. Os sedimentos arenosos apresentam baixos teores de matéria orgânica (% M.O.: 0,17 a 4,61), tendo os sedimentos mais vasosos teores médios a altos (% M.O.: 10 a 23,17). O teor de carbonato de cálcio de cálcio (% CaCO_3 : 0,00 a 1,89) é muito baixo. Esta unidade é a única em que a percentagem de material grosseiro não está diretamente correlacionada com o teor de carbonato (seja ele devido a conchas e fragmentos de conchas ou a concreções e rizoconcreções calcárias) (Figura 4.4). A mesma representa o substrato que serviu de base de acomodação ao ambiente lagunar posterior e que se depositou desde há mais de 9500 anos Cal BP (início do Holocénico) até cerca de 8500 anos cal BP (idade interpolada), correspondendo a uma fácies fluvial.

A unidade II (-12,19 a -2,94 (NMM)) distingue-se da anterior por uma mudança no regime energético, passando para um ambiente deposicional mais calmo, sendo a transição representada pelas duas amostras da base. Este é materializado na textura dos sedimentos, que são aqui constituídos maioritariamente por vasas e vasas pouco arenosas ($\% > 63 \mu\text{m}$: 1 a 44) cinzentas escuras, existindo apenas uma amostra (da base) caracterizada como areia vasosa ($\% > 63 \mu\text{m}$: 58). A componente arenosa da única amostra onde foi possível realizar a granulometria é caracterizada como fina (vasa arenosa (MZ: $2,01\phi$) (Figura 4.3), moderadamente bem calibrada (σ : $0,71\phi$) apresentando uma distribuição granulométrica simétrica positiva (SKI: 0,14). Os teores de matéria orgânica (% M.O.: 4 a 9 – moderadamente altos a altos) e de carbonato de cálcio (% CaCO_3 : 1 a 10 – materiais nada ou pouco carbonatados) apresentam um ligeiro decréscimo para o topo. Ocorrem dois picos de pequena amplitude na percentagem de grosseiros que são acompanhados por incremento do teor em CaCO_3 (um primeiro pico com 28 % e outro, com 11 %), os quais se devem ao aumento de fragmentos de concha (bivalves). A matéria orgânica apresenta um pico de 23 % acima dos valores de fundo à cota de -7,21 (NMM). Na base desta unidade, o pendor suave nas curvas de variação das características sedimentológicas (Anexo B – Figura I), correspondente a uma diminuição gradual da componente grosseira e aumento dos teores de M.O. e CaCO_3 , indica a progressiva variação de fácies para um ambiente lagunar (aumento de matéria orgânica e carbonato de cálcio devido a conchas e fragmentos de conchas), de baixas condições hidrodinâmicas, sobre uma fácies de maior energia (fluvial). A observação à lupa

binocular da fração grosseira, permitiu inferir que nesta altura o ambiente era redutor, pela presença de aglomerados de precipitados de pirite. Esta deposição lagunar iniciou-se desde aproximadamente cerca de 8500 anos Cal BP (idade interpolada) até ~5300 anos Cal BP.

A unidade III (-2,94 a -0,55 (NMM)), embora mantenha características texturais semelhantes à unidade II, difere no facto de as vasas e vasas pouco arenosas (%> 63 μm : 1,19 a 24,53) que a constituem apresentarem uma cor castanha. Existe apenas uma amostra caracterizada como turfa (%> 63 μm : 95) que, na classificação granulométrica cai no domínio dos sedimentos grosseiros, facto que se deve à presença de fragmentos vegetais fermentados (fibras e material lenhoso) e não a material minerogénico (Anexo A - Tabela I). Na base desta unidade aumentam os teores em matéria orgânica (% M.O.: 20 a 84) revelando-se os mais elevados de toda a coluna sedimentar. No topo, os valores são mais baixos (2 a 5 %). O teor em carbonato de cálcio (% CaCO_3 : 0,00 a 44) sofre um aumento nas amostras pouco orgânicas e uma mudança na origem: enquanto na unidade anterior devia-se a fragmentos de conchas, nesta resulta da existência de concreções e rizoconcreções calcárias, as quais são constituídas por agregados calcários, cobertura calcária em grãos de quartzo e canudos calcários (resultantes de incrustações calcárias em torno de raízes). Não evidenciam transporte, pois os canudos calcários não estão rolados e aparecem em todo o espectro dimensional, não sendo evidente uma seleção dimensional produzida por transporte. A sua variação apresenta um comportamento similar ao da fração grosseira (comportamento que se verifica no resto de toda a coluna sedimentar para o topo, exceto na amostra classificada como turfa grosseira), facto que evidencia a dependência da fração grosseira em relação ao conteúdo em concreções e rizoconcreções calcárias (Anexo B – Figura I). O teor em M.O. varia inversamente ao teor em CaCO_3 . Esta relação verifica-se dado que, sendo as concreções calcárias de precipitação química, estas não ocorrem quando se eleva o teor de matéria orgânica devido à acidificação do meio. A matéria orgânica promove a diminuição do pH do meio originando a inibição do processo de precipitação de carbonato de cálcio, verificando-se assim valores baixos a nulos de CaCO_3 para valores elevados de M.O.. Não se conhece muito bem a origem destas concreções e rizoconcreções calcárias. Foram realizadas simulações no software *Phreeqc* (v. 2.8), (efetuadas pela Professora Doutora Rosário Carvalho) com base nos dados de análises de água das termas da Piedade, no sentido de descortinar se a presença das águas termais poderia fomentar, por si só, a formação destas concreções calcárias. Os resultados preliminares demonstraram que o carbonato de cálcio está em equilíbrio nas águas termais, não produzindo, por si só, a formação das concreções.

Tabela 4.8 - Datações obtidas em amostras de sedimento orgânico (^{14}C) e sedimento arenoso (OSL) da sondagem NZS1.

NZ S1 - Datações									
Método	Amostra	Código do Laboratório	Cota (m) (NNM)	Profundidade média (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade (BP) (^{14}C) Idade (anos) (OSL) ¹	+/- 1 σ	Intervalo de idades (calendário) 95% (2 σ)	Idade de calendário - interseção com a curva de calibração OSL - valor médio
OSL	NZS1 6,08	Risø no. 10 22 35	1,02	6,08		2950	180	3249 a 2529 Cal BP	Cal BP 2889 Cal BC 939
	NZS1 7,97	Risø no. 10 22 36	-0,87	7,97		2810	160	3069 a 2429 Cal BP	Cal BP 2749 Cal BC 799
^{14}C	NZS1 10,35-10,36	Beta-299223	-3,25	10,36	-2,5	4530	40	5320 a 5040 Cal BP	Cal BP 5290 Cal BC 3340
	NZS1 15,30-15,32	Beta-299224	-8,21	15,31	-26,7	5050	40	5910 a 5670 Cal BP	Cal BP 5860 Cal BC 3910 e Cal BP 5830 Cal BC 3880 e Cal BP 5750 Cal BC 3800
OSL	NZS1 21,13	Risø no. 10 22 37	-14,03	21,13		9570	490	10489 a 8529 Cal BP	Cal BP 9509 Cal BC 7559
^{14}C	NZS1 25,30-25,32	Beta-299225	-18,21	25,31	-28,7	8440	50	9530 a 9410 Cal BP	Cal BP 9480 Cal BC 7520

¹ A idade OSL reporta-se ao ano de determinação 2011.

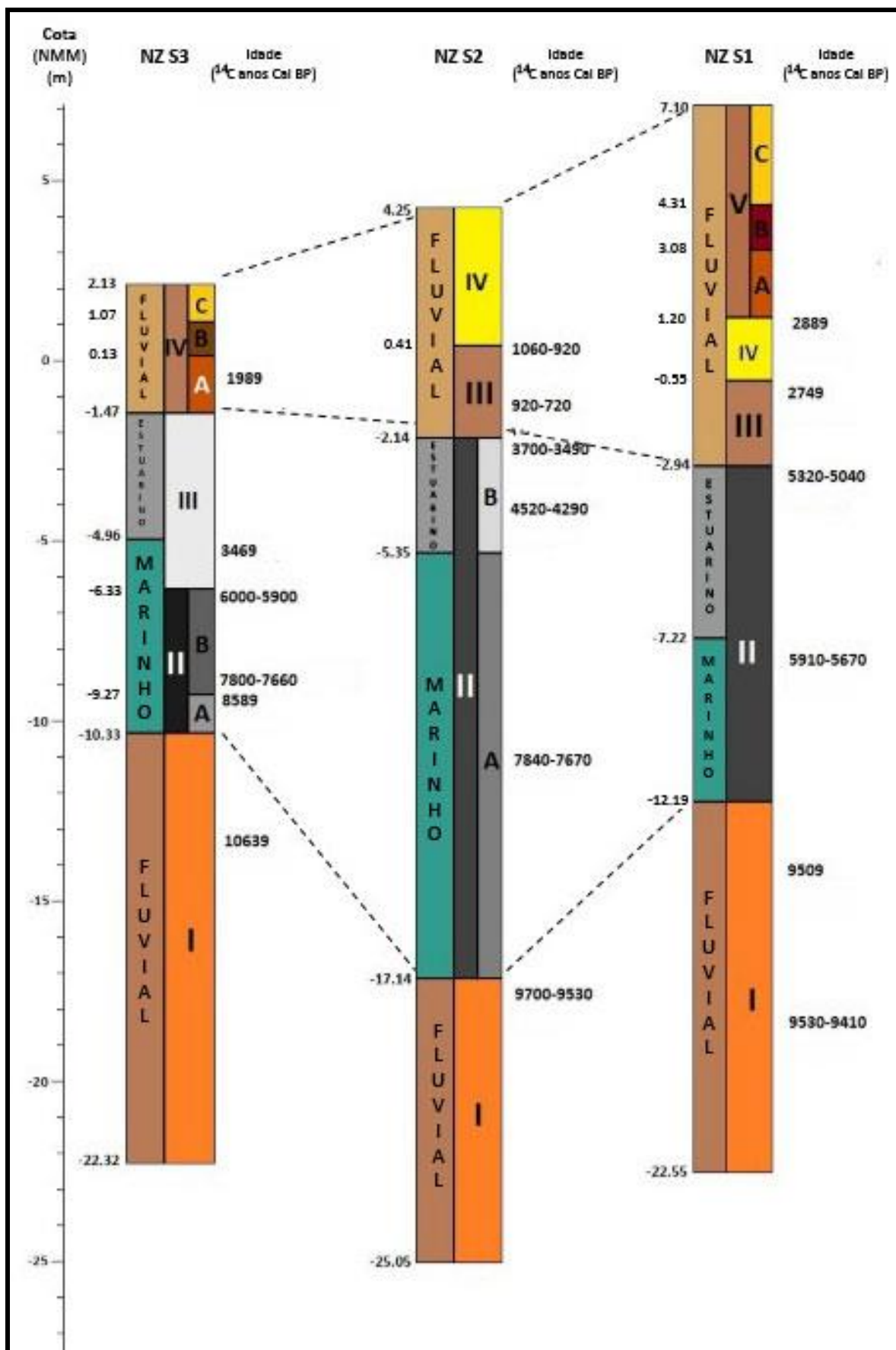


Figura 4.2 - Esquema de correlação entre as sondagens NZ S1, NZ S2 e NZ S3.

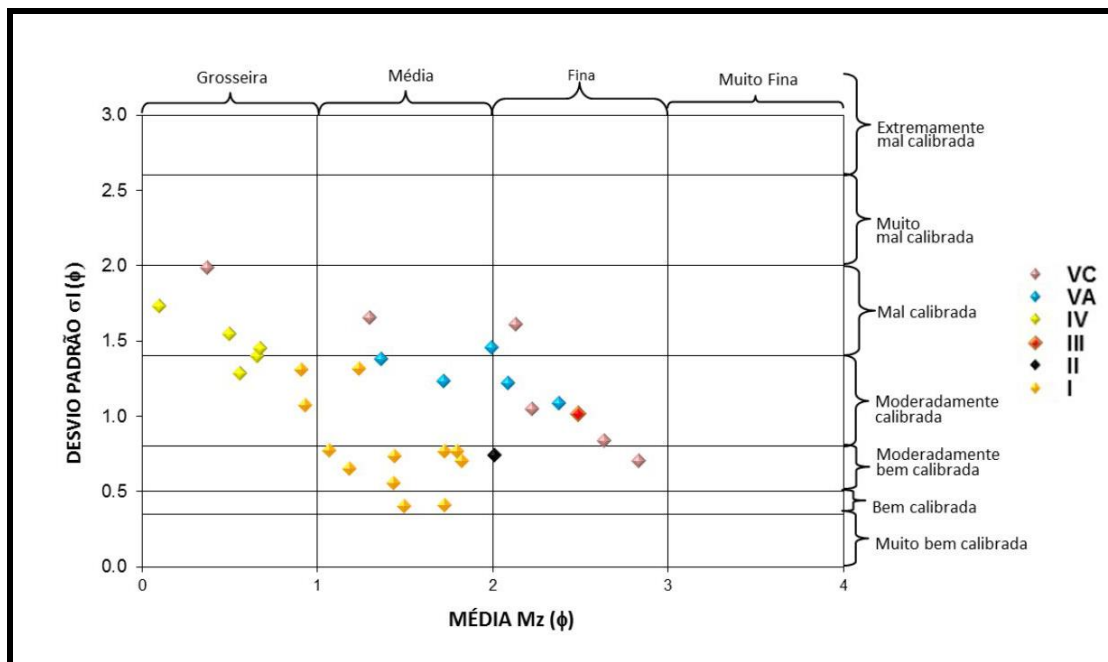


Figura 4.3 - Gráfico de projeção do diâmetro médio versus desvio padrão da componente arenosa de sedimentos das várias unidades litoestratigráficas da sondagem NZS1.

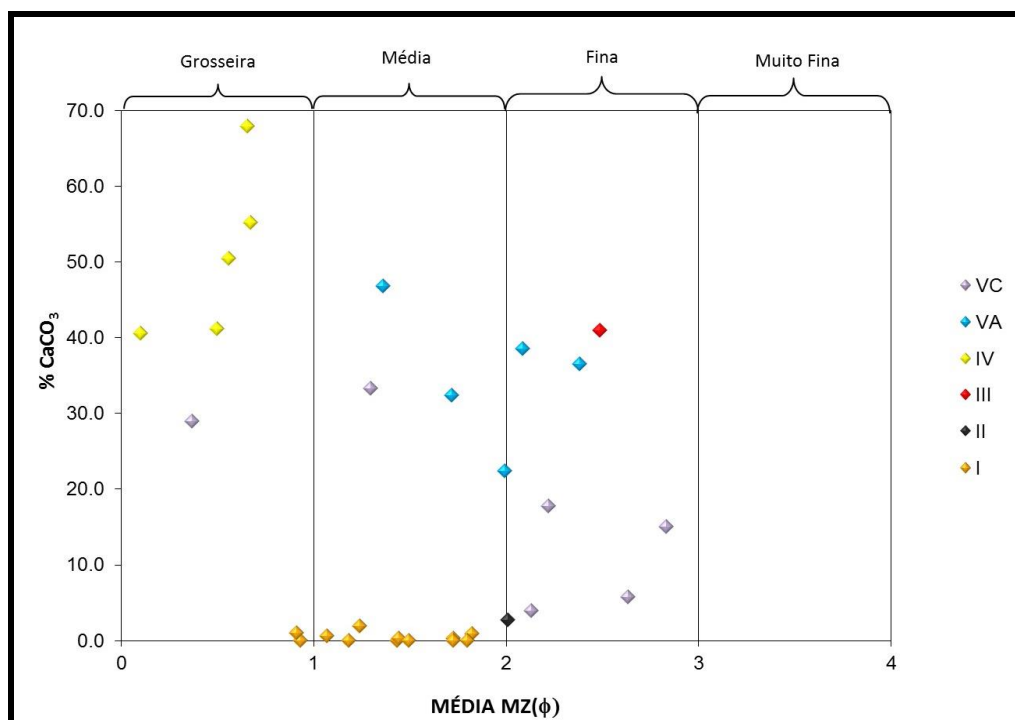


Figura 4.4 - Teor de carbonato de cálcio versus o diâmetro médio dos sedimentos das várias unidades.

Avança-se a hipótese de as águas termais mais quentes, ao entrarem em contato com as águas provenientes do Rio Alcôa, provavelmente mais saturadas em carbonato de cálcio pelo seu percurso ao longo de um substrato carbonatado, poderem, então sim, produzir as concreções e rizoconcreções carbonatadas. Serão necessários mais estudos para poder comprovar esta

hipótese, já fora do âmbito do presente trabalho. O aumento de matéria orgânica é materializado pela presença de material turfoso, indicador de uma mudança de fácies lagunar profunda para uma fácies mais marginal e possível início de progradação dos sedimentos fluviais, em regime ainda de baixa energia, numa zona marginal. Regista-se também, através da observação à lupa binocular da fração grosseira, uma mudança no grau de rolamento dos grãos de quartzo, os quais, a partir desta unidade e para o topo da coluna sedimentar, passam de maioritariamente rolados a sub-rolados (unidade II) para angulosos a sub-angulosos, evidenciando origem fluvial. A deposição destes sedimentos fluviais ocorreu após ~5000 anos Cal BP até ~2700 anos Cal BP.

A unidade IV (-0,55 a 1,20 (NMM)) tem características texturais completamente diferentes, consistindo em areias pouco vasosas (%> 63 μm : 77 a 91), grosseiras (MZ: 0,10 ϕ a 0,67 ϕ) (Figura 4.3), mal a moderadamente calibradas (σ : 1,29 ϕ e 1,73 ϕ) com distribuições granulométricas simétricas a assimétricas negativas (SKI: -0,18 a 0,03). O sedimento é quase desprovido de matéria orgânica (% M.O.: 1 a 2) e muito rico em carbonato de cálcio (% CaCO_3 : 41 a 68), sendo a unidade mais carbonatada de toda a coluna sedimentar. Este carbonato de cálcio consiste fundamentalmente em concreções e rizoconcreções calcárias que fazem aumentar o diâmetro médio da componente arenosa dos sedimentos, tornando-os os mais grosseiros e mais carbonatados (Figura 4.4). Esta unidade representa uma mudança no ambiente de deposição, o qual passa de um ambiente calmo (materializado na unidade subjacente, mais fina e mais orgânica) para um ambiente deposicional mais energético, fato refletido no aumento da percentagem de material %> 63 μm depositado e na diminuição do teor de matéria orgânica (em oposição às mesmas características da unidade anterior). Esta unidade apresenta características mais energéticas de fácies fluvial, provavelmente leque aluvial, que começaram após ~2700 anos Cal BP. A datação realizada no topo desta unidade está sobreposta à anterior, podendo evidenciar que esta unidade se depositou muito rapidamente.

A unidade de topo, unidade V (1,20 a 7,10 (NMM)), representa uma diminuição da energia hidrodinâmica do ambiente de deposição, materializada numa sedimentação arenosa com menor percentagem de material grosseiro (%> 63 μm) e vasosa, dividindo-se em três subunidades:

- Subunidade VA (1,20 a 3,08 (NMM)): caracteriza-se por vasas pouco arenosas a areias vasosas (%> 63 μm : 12 a 59), finas a médias (MZ: 1,36 ϕ a 2,38 ϕ), moderadamente calibradas (σ : 1,09 ϕ a 1,46 ϕ), com distribuições granulométricas assimétricas negativas a assimétricas positivas (SKI: -0,21 a 0,12); mantém o mesmo registo em relação à unidade subjacente no que concerne ao teor em matéria orgânica (% M.O.: 2 a 3) e observa-se uma diminuição

relativamente ao carbonato de cálcio (% CaCO₃: 22 a 47) bem como na percentagem de grosseiros;

- Subunidade VB (3,08 a 4,31 (NMM)): é composta por vasa (%> 63 μm: 2 a 5) registando uma diminuição no teor em carbonato de cálcio (% CaCO₃: 0,00 a 14) e um acréscimo no teor em matéria orgânica (% M.O.: 4 a 14). Verifica-se novamente o fenómeno de inibição do processo de precipitação do carbonato de cálcio provocado pelo aumento do teor em matéria orgânica e consequente acidificação do meio;
- Subunidade VC (4,31 a 7,10 (NMM)): é constituída por vasas pouco arenosas a areias vasosas (%> 63 μm: 22 a 68), finas a grosseiras (MZ: 0,37φ e 2,83φ) (Figura 4.3), mal a moderadamente bem calibradas (σI: 0,70φ e 1,99φ), com distribuições simétricas a assimétricas muito negativas (SKI: -0,46 a -0,01). O teor em matéria orgânica sofre um decréscimo (% M.O.: 1 a 3) e o teor em carbonato de cálcio, que é também representado por concreções e rizoconcreções, regista um aumento na base desta subunidade com posterior decréscimo para o topo (% CaCO₃: 4 a 33), observando-se novamente uma correlação direta com a percentagem de grosseiros (Figura 4.4).

Esta unidade pode representar um ambiente de deposição característico de planície aluvionar, fato evidenciado pela diminuição do regime hidrodinâmico, refletido no decréscimo da percentagem de material %> 63 μm. A presença de três subunidades, que variam entre vasas arenosas e vasas, reflete a variação nas características deposicionais ao longo do tempo (consoante as mudanças do hidrodinamismo do rio, alternância da capacidade hidrodinâmica do rio) mas sempre numa zona de planície aluvial. A sua deposição iniciou-se após ~2700 anos cal BP até ao presente.

Com base nos valores absolutos totais de nanofósseis calcários (Figura 4.5), foi possível definir quatro unidades (Figura 4.2). Verifica-se maior influência marinha entre -12,25 (NMM) e -7,72 (NMM) com a ocorrência de dois picos de máxima influência marinha. Após esta profundidade as espécies de nanofósseis indicam a existência de um ambiente estuarino com a passagem para ambiente fluvial a partir de -2,94 (NMM) (Figura 4.5).

Resumindo, sedimentos fluviais, medianamente grosseiros, depositaram-se até aproximadamente 8500 cal BP. A influência marinha fez-se sentir de uma forma progressiva, após aproximadamente a mesma data (a partir da cota -12.19 (NMM) (Anexo II – Fig. II.1), com a instalação de um corpo lagunar/estuarino até 5320-5040 cal BP (-2.94 (NMM)), materializado por uma sedimentação fina e componente carbonatada de origem bioclástica.

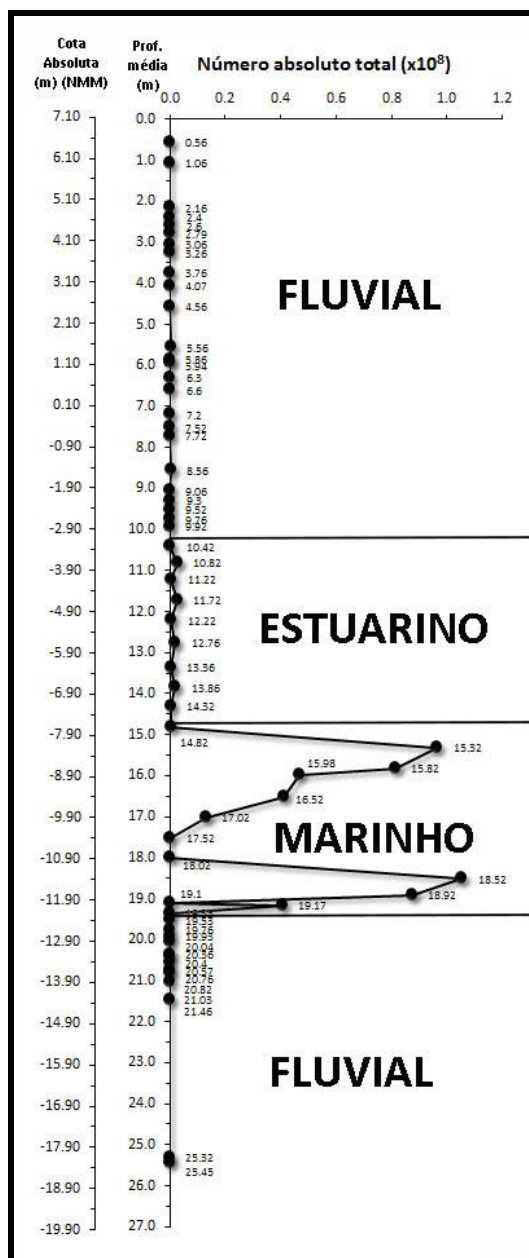


Figura 4.5 - Representação dos valores absolutos totais dos nanofósseis calcários identificados na sondagem NZS1 (dados de Ana Bento, 2011).

Após 5320-5040 cal BP dá-se uma mudança para ambiente fluvial e apesar da manutenção de um registo de sedimentação fina (lodos), denota-se uma terrestreização materializada pelo surgimento de uma fácies mais marginal (turfa) que passa progressivamente a uma sedimentação fluvial de maior energia com algumas variações, correspondendo à progradação das aluviões do Rio Alcobaça sobre o anterior espaço lagunar/estuarino.

Nesta fase e particularmente nesta sondagem (provavelmente devido à sua localização, próxima de uma zona termal e resultante de uma drenagem de materiais calcários) regista-se uma elevada componente carbonatada de precipitação química correspondendo a uma especificidade deste local.

As seis datações efetuadas na sondagem NZS1 (^{14}C e OSL) foram utilizadas na construção do modelo de idades de melhor ajuste, baseado na interpolação linear entre os níveis datados, e que está ilustrado na Figura 4.6. Dada a existência de uma datação sobreposta, procedeu-se a uma reconstrução do modelo tendo-se eliminado essa mesma datação a qual foi considerada como *outlier* (NZS1 6,08), melhorando desta forma o valor de melhor ajuste (Figura 4.6 b). Da observação do modelo de idades (Figura 4.6 b) pode-se inferir que a coluna sedimentar foi depositada a ritmos diferentes. O intervalo de confiança de idades calculado é mais largo no troço compreendido entre os três níveis da base, denotando uma maior incerteza no modelo neste troço da sondagem. Aqui regista-se um evento de deposição muito rápido (quase instantâneo). Entre o segundo nível datado e o quarto, que corresponde ao troço da sondagem compreendido maioritariamente na unidade lagunar, observam duas fases diferentes de acumulação, uma mais lenta e posteriormente uma mais rápida. No troço correspondente à unidade fluvial recente, a sedimentação ocorre a um ritmo mais lento durante a primeira unidade fluvial (unidade III) e após esta, a taxa de sedimentação aumenta.

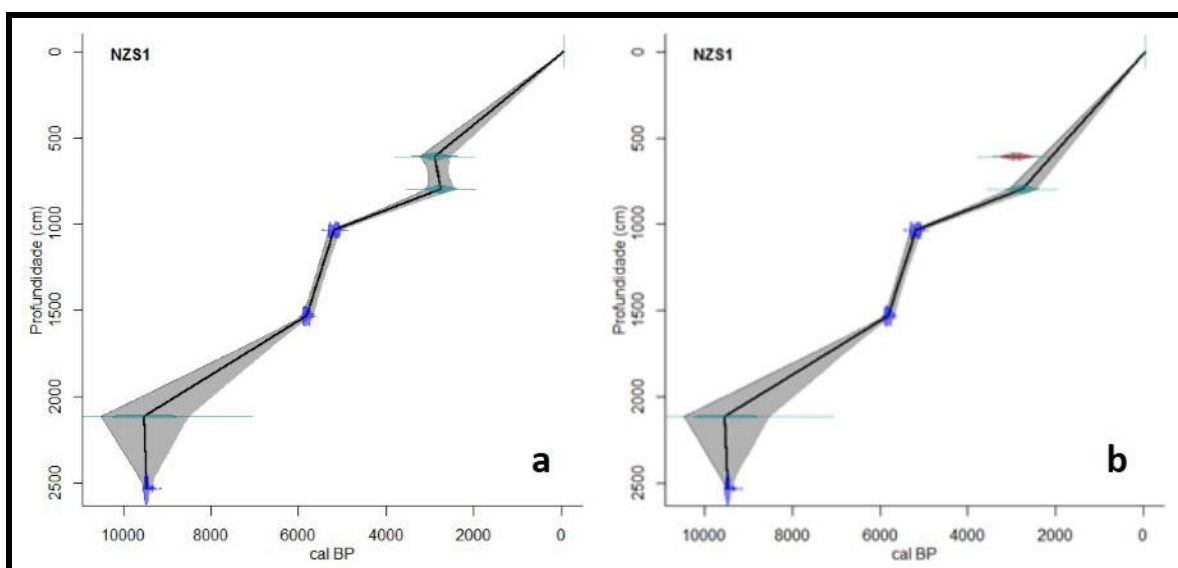


Figura 4.6 - Modelos de idades para a sondagem NZS1. O nível superficial é considerado de idade atual. A faixa cinzenta representa o intervalo de confiança de idades calculado para uma probabilidade de 95 %. a) Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, com valor de melhor ajuste de 7,66; b) Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, considerando o nível (NZS1 6,08) como *outlier*, com valor de melhor ajuste de 6,55.

4.2.2 - SONDAGEM NZ S2

A sondagem NZS2 foi anteriormente descrita em Moreira *et al.* (2010), Freitas *et al.* (2010) e Cabral *et al.*, (2011) apresentando-se aqui a sua caracterização para efeito de uniformização da informação disponível. As datações obtidas para esta sondagem estão representadas na Tabela

4.9. Com base nas análises geoquímicas (Anexo A - Tabela II) e sedimentológicas (Anexo A- Tabela III), definiram-se quatro unidades litoestratigráficas (Anexo B – Figura II) na sondagem NZ S2 (Figura 4.2).

A unidade I (-25,05 a -17,14 (NMM)) é composta por areia a areia pouco vasosa (%> 63 µm: 57 a 100). No entanto, nestes cerca de 8 m de espessura existem vários hiatos de recuperação (Anexo B – Figura II) e alguns troços foram descritos pelos sondadores como areias grosseiras com seixos a areão muito mal calibrado. Os sedimentos apresentam carácter neutro a hiperácido (pH: 3,77 a 8,10), são totalmente desprovidos de carbonato de cálcio e com teores muito baixos de matéria orgânica (% M.O.: 0,00 a 1,70). Corresponde a uma fácies fluvial contemporânea de um nível do mar mais baixo, que se depositou até cerca de ~9700-9530 anos cal BP.

A unidade II (-17,14 a -2,14 (NMM)), distingue-se da anterior por uma variação na textura e composição dos sedimentos. O conteúdo em Al apresenta correlação positiva com os elementos K, Ti e Fe (elementos associados aos aluminossilicatos, grupo das micas e das argilas) (Moreira *et al.*, 2010) compatível assim com a presença de vasas. Esta relação mantém-se em todas as unidades desta sondagem. Pela variação dos vários indicadores, foi subdividida em duas subunidades:

- Subunidade IIA (-17,14 a -5,35 (NMM)): caracteriza-se por vasas a vasas pouco arenosas (%> 63 µm: 2 a 27) de carácter alcalino a subalcalino (pH: 7,66 a 9,04) e por um incremento nos teores de carbonato de cálcio (% CaCO₃: 3 a 32, de origem bioclástica, sedimentos pouco carbonatados a carbonatados) e de matéria orgânica (% M.O.: 3 a 11 – teores médios a moderadamente altos). Nota-se um aumento em relação à unidade subjacente (Anexo B – Figura II) de elementos indicadores de paleossalidade (Cl, Br) indicando influência marinha, o que não acontecia na unidade precedente;
- Subunidade IIB (-5,35 a -2,14 (NMM)): foi distinguida da IIA por apresentar sedimentos com um carácter mais grosseiro (vasas a areias pouco vasosas (%> 63 µm: 4 a 92)), subalcalinos a neutros (pH: 7,38 a 8,34), ocorrendo um ligeiro decréscimo do pH para o topo. O aumento da percentagem de grosseiros é acompanhado pelo aumento no teor em carbonatos de cálcio (fragmentos de conchas), estando diretamente interligados (% CaCO₃: 0,00 a 34). O teor em matéria orgânica varia de baixo a alto (% M.O.: 0,99 a 9,59) e é um pouco mais baixo, na sua generalidade, em relação à unidade anterior.

Tabela 4.9 -- Datações obtidas em amostras de sedimento orgânico (^{14}C) da sondagem NZS2.

S2 - Datações									
Método	Amostra	Código do Laboratório	Cota (m) (NMM)	Profundidade média	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade (BP) (^{14}C)	+/- 1σ	Intervalo de idades (calendário) 95% (2σ)	Idade de calendário - interseção com a curva de calibração OSL - valor médio
^{14}C	NZS2 3,84-3,85	Beta-279892	0,405	3,845	-26,5	1070	40	Cal BP 1060 a 920	Cal BP 960 Cal AD 980
	NZS2 5,54-5,55	Beta-278059	-1,295	5,545	-27,7	890	40	Cal BP 920 a 720	Cal BP 790 Cal AD 1160
	NZS2 6,35-6,36	Beta-275683	-2,105	6,355	-28,0	3380	40	Cal BP 3700 a 3550 e Cal BP 3520 a 3490	Cal BP 3630 Cal BC 1680
	NZS2 8,25-8,26	Beta -282927	-4,005	8,255	-22,5	3950	40	Cal BP 4520 a 4460 e Cal BP 4450 a 4290	Cal BP 4420 Cal BC 2470
	NZS2 15,61-15,62	Beta-282928	-11,365	15,615	-24,9	6920	40	Cal BP 7840 a 7670	Cal BP 7730 Cal BC 5780
	NZS2 21,37-21,39	Beta-275684	-17,13	21,38	-27,0	8640	50	Cal BP 9700 a 9530	Cal BP 9550 Cal BC 7600

Nesta subunidade registam-se os maiores valores dos elementos relacionados com paleossalidade (Cl, Br e S), indicando o máximo de influência marinha, facto corroborado pela maior presença de carbonato de cálcio, representado pela maior quantidade de conchas e de fragmentos de conchas de origem marinha; o $\delta^{13}\text{C}$ obtido em todas as amostras desta sondagem é também congruente com esta interpretação pois apresenta o valor de $\delta^{13}\text{C}$ mais elevado (-22.5 ‰, menos terrestre).

Regista-se aqui uma variação no ambiente deposicional, com diminuição do nível energético refletido na textura dos sedimentos, e um aumento de vários indicadores de assinatura marinha. Esta unidade corresponde à instalação do ambiente lagunar sobre o fluvial antigo, entre 9700-9530 anos cal BP até cerca de ~3700-3490 anos cal BP.

A unidade III (-2,14 a 0,41 (NMM)), constituída por vasas a vasas pouco arenosas (% > 63 μm : 1 a 26), revela um ambiente sedimentar diferente, caracterizado pela total ausência de carbonatos de cálcio e elevado teor de matéria orgânica (% M.O.: 8,88 a 64,46) originando maioritariamente sedimentos ácidos a neutros (pH: 4,77 a 6,83). Observa-se diminuição progressiva dos elementos indicadores de paleossalidade para o topo da unidade (indicando uma cada vez menor influência marinha) correspondendo à transição de um ambiente lagunar/estuarino para fluvial. Assim, antes da progressiva progradação da planície aluvial sobre o espaço lagunar, ocorre uma sedimentação mais marginal (materializado pela vasa turfosa) podendo corresponder a uma zona de sapal ou canavial. Esta sedimentação iniciou-se após 3700-3490 anos cal BP até 1060-920 anos cal BP.

A unidade IV (0,41 a 4,25 (NMM)), difere da anterior não pelo teor em carbonatos pois este é igualmente nulo, mas sim pela textura do sedimento, ocorrendo areia vasosa a areia (% > 63 μm : 63 a 100) e pela diminuição, abrupta, do teor em matéria orgânica (% M.O.: 0,00 a 4,29). Apesar da acentuada diminuição do teor em matéria orgânica, os sedimentos mantêm-se ácidos a neutros, passando a subalcalinos só no topo da unidade (pH: 5,44 a 7,65). Regista-se uma correlação inversa entre os teores de Al e de Si, comportamento inverso ao manifestado nas unidades vasosas (II e III) e semelhante à unidade arenosa basal. Os elementos indicadores de paleossalidade são quase inexistentes. Denota-se assim a instalação de um ambiente fluvial mais energético do que na unidade subjacente depositado desde cerca de 1060-920 anos cal BP até à atualidade.

A informação paleoecológica inferida dos nanofósseis calcários (Figura 4.7) indica o início da influência marinha à cota -16,01 (NMM). Esta influência mantêm-se, embora com expressão

variável, até -4,78 (NMM), ocorrendo dois picos de valores absolutos totais de nanofósseis calcários às cotas -12,38 e -10,38 (NMM), onde se registam também maiores valores de diversidade. A partir da cota -4,78 até -3,03 (NMM), a baixa diversidade de nanofósseis calcários típicos de ambiente costeiro indica o retorno a condições estuarinas, ocorrendo também um pico nos valores absolutos totais à cota de -4,29 (NMM). Acima da cota -3,03 (NMM) regista-se uma mudança para ambiente fluvial materializada pela ausência de nanofósseis calcários. A abundância de nanofósseis calcários é, nesta sondagem, bastante superior à de NZS1.

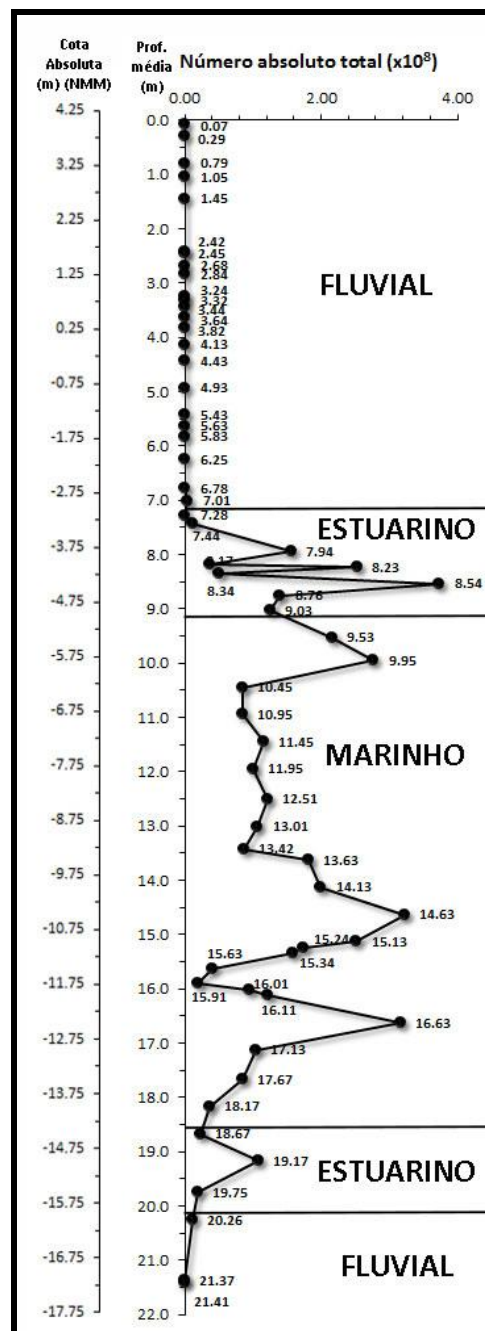


Figura 4.7 - Representação dos valores absolutos totais dos nanofósseis calcários identificados na sondagem NZS2 (dados de Ana Bento, 2010).

Relativamente à informação oriunda da análise expedita do conteúdo em foraminíferos, esta confirma o exposto anteriormente, através da constatação da existência de foraminíferos muito abundantes com domínio de espécies eurihalinas e com número variável de espécies com afinidade salina no intervalo entre -16,02 e -2,75 (NMM) (informação cedida pelo Professor Alejandro Cearreta, da Faculdade de Ciência e Tecnologia da Universidade do País Basco/EHU).

As seis datações efetuadas na sondagem NZS2 (^{14}C) foram utilizadas na construção do modelo de idades para esta coluna sedimentar (Figura 4.8). O modelo de idades que melhor se ajustou foi baseado na interpolação linear entre os níveis datados (Figura 4.8 a). O modelo de idades obtido parece ser bastante robusto pois, apresenta uma faixa de intervalo de confiança de idades bastante reduzida. Dada a existência de uma idade invertida, o modelo foi reconstruído com menos um nível datado considerado como *outlier* (NZS2 5,54-5,55) (Figura 4.8 b). Aplicou-se o mesmo procedimento para a amostra NZS2 3,84-3,85 mas o valor de melhor ajuste resultou mais elevado (o que indica pior ajuste). Da observação do modelo de idades (Figura 4.8 b) pode-se inferir que a coluna sedimentar foi depositada a ritmos diferentes. Existe uma tendência de deposição mais rápida até cerca de 4000 cal BP e mais lenta desde dessa época até aproximadamente 1000 cal BP. No último milénio regista-se o maior ritmo de deposição evidenciado pelo elevado declive do respetivo troço do gráfico (Figura 4.8 b).

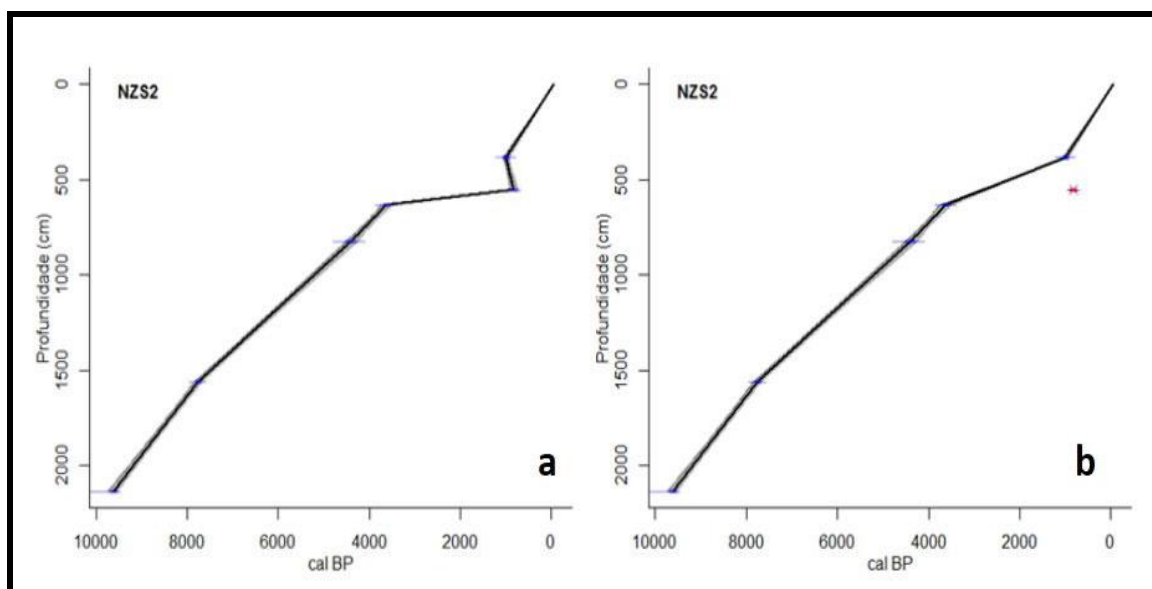


Figura 4.8 - Modelo de idades para a sondagem NZS2. O nível superficial é considerado de idade atual. A faixa cinzenta representa o intervalo de confiança de idades calculado para uma probabilidade de 95 %. a) Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, com valor de melhor ajuste de 5,06. b) Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, considerando o nível (NZS2 5,54-5,55) como *outlier*, com valor de melhor ajuste de 4,76.

4.2.3 - SONDAGEM NZ S3

Consideraram-se, com base nas análises sedimentológicas (Anexo A -Tabela IV), quatro unidades litoestratigráficas (Anexo B – Figura III) na sondagem NZS3. Foram obtidas seis datações, por dois métodos diferentes, referenciadas na Tabela 4.10.

A unidade I (-22,32 a -10,33 (NMM)) é constituída essencialmente por areias ($\% > 63 \mu\text{m}$: 95 a 100) exceto o topo que é uma areia vasosa ($\% > 63 \mu\text{m}$: 52,50). A componente arenosa desta unidade tem essencialmente dimensão da areia média (MZ: $1,15\phi$ a $2,12\phi$), moderadamente a bem calibrada (σ : $0,41\phi$ a $0,97\phi$) (Figura 4.9), com distribuições granulométricas assimétricas muito negativas a assimétricas positivas (SKI: -0,33 a 0,21).

Os sedimentos apresentam carácter hiperácido (maioritariamente) a subalcalino (pH: 3,09 a 8,10). Esta unidade apresenta sedimentos praticamente desprovidos de matéria orgânica (% M.O.: 0,09 a 0,39) e de carbonato de cálcio (% CaCO_3 : 0,00 a 0,66). Representa o substrato que serviu de base de acomodação ao ambiente lagunar posterior e que consiste numa fácies fluvial contemporânea da maior incisão das linhas de água durante o Último Máximo Glaciar. A sua deposição ocorre até cerca de 9000 anos cal BP.

A unidade II (-10,33 a -6,33 (NMM)) representa uma mudança de ambiente sedimentar, sendo constituída por sedimentos mais lodosos e de características diferentes, podendo dividir-se em duas subunidades:

- Subunidade IIA (-10,33 a -9,27 (NMM)): onde os sedimentos são subalcalinos (maioritariamente) e neutros (pH: 7,04 a 8,26) sendo constituídos essencialmente por areias a areias vasosas, havendo uma amostra constituída por vasa arenosa ($\% > 63 \mu\text{m}$: 41 a 97), com a componente arenosa (Figura 4.9) variando entre areia fina e grosseira (MZ: $0,93\phi$ a $2,75\phi$), mal calibrada a moderadamente bem calibrada (σ : $0,69\phi$ a $1,69\phi$), com distribuições granulométricas assimétricas muito negativas a negativas (SKI: -0,47 a -0,10). O teor em matéria orgânica é muito baixo (% M.O.: 0,14 a 0,60), exceto na vasa arenosa que é de 2,11 %; o teor de carbonato de cálcio (% CaCO_3 : 0,78 a 11,60) aumenta ligeiramente em relação à unidade precedente. A matéria orgânica e o carbonato de cálcio apresentam dois picos a diferentes profundidades (não coincidentes) (evidencia-se a diminuição do valor de pH na amostra com o teor de M.O. mais elevado);

Tabela 4.10 - Datações obtidas em amostras de sedimento orgânico (¹⁴C) e sedimento arenoso (OSL) da sondagem NZS3.

NZ S3 - Datações									
Método	Amostra	Código do Laboratório	Cota (m) (NMM)	Profundidade média (m)	δ ¹³ C (‰)	Idade (BP) (¹⁴ C)		Intervalo de idades (calendário) 95% (2σ)	Idade de calendário - interseção com a curva de calibração OSL - valor médio
						Idade (anos) (OSL) ¹	+/- 1σ		
OSL	NZS3 2,40	Risø no. 10 22 38	-0,27	2,40		2050	140	2269 a 1709 Cal BP	Cal BP 1989 Cal BC 39
	NZS3 7,32	Risø no. 10 22 39	-5,19	7,32		3530	200	3869 a 1589 Cal BP	Cal BP 3469 Cal BC 1519
¹⁴C	NZS3 8,59-8,60	Beta-282929	-6,465	8,59	-21,8	5180	40	6000 a 5900 Cal BP	Cal BP 5920 Cal BC 3980
	NZS3 11,12-11,13	Beta-282930	-8,99	1,112	-23,2	6890	40	7800 a 7660 Cal BP	Cal BP 7690 Cal BC 5740
OSL	NZS3 11,33	Risø no. 10 22 40	-9,20	11,33		8650	430	9449 a 7729 Cal BP	Cal BP 8589 Cal BC 6639
	NZS3 15,29	Risø no. 10 22 41	-13,16	15,29		10700	600	11839 a 9439 Cal BP	Cal BP 10639 Cal BC 8689

¹ A idade OSL reporta-se ao ano de determinação 2011.

- A componente > 63 μm varia de areia fina a calhaus muito finos (composta por fragmentos de concha de ostreídeos, ou seja, elementos bioclásticos e não minerogénicos) (Figura 4.9) (MZ: -1,04 ϕ a 2,05 ϕ), muito mal calibrada a moderadamente calibrada (σ : 0,92 ϕ a 2,17 ϕ), com distribuições granulométricas assimétricas muito negativas e assimétricas muito positivas (SKI: -0,60 a 0,40). Regista-se um incremento nos valores de matéria orgânica (% M.O.: 1,09 a 2,36) e de carbonato de cálcio (% CaCO_3 : 8 a 49).

Esta unidade depositou-se desde cerca de 9000 anos cal BP (Figura 4.2) até cerca de 6000 anos cal BP e corresponde à instalação de uma fácies com maior influência marinha sobre a unidade fluvial subjacente.

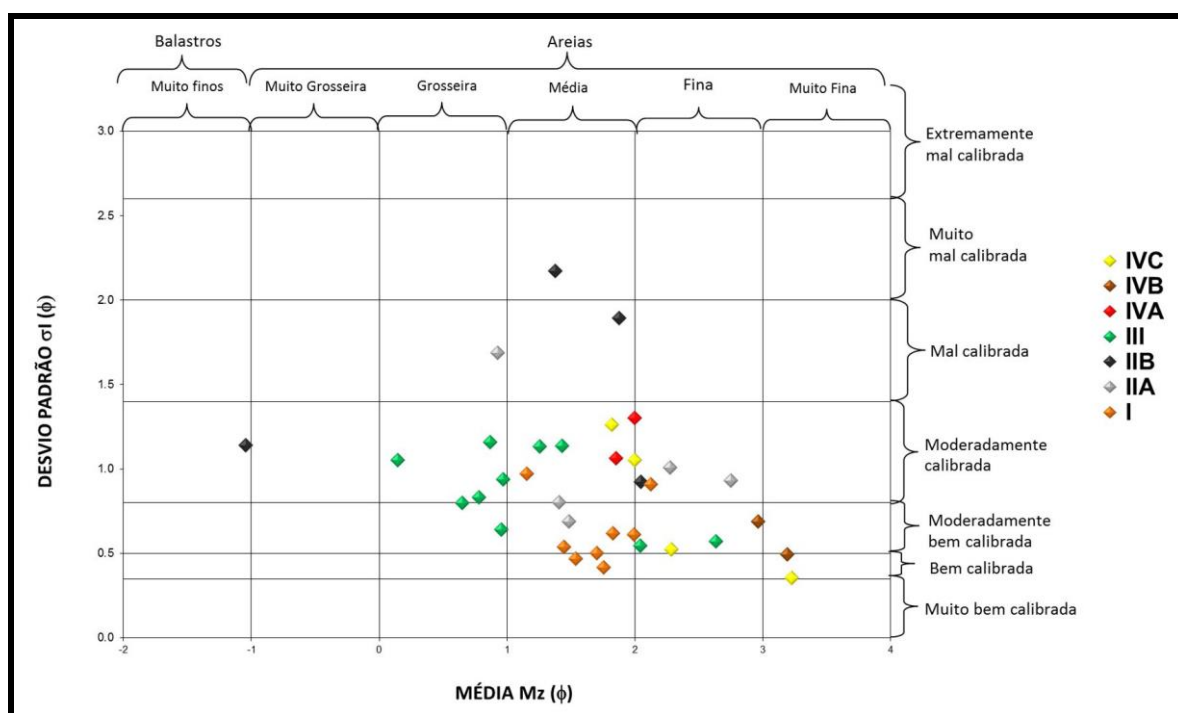


Figura 4.9 - Gráfico de projeção do diâmetro médio versus desvio padrão para a distinção da componente arenosa das várias unidades litoestratigráficas da sondagem NZS3.

A unidade III (-6,33 a -1,37 (NMM)) apresenta sedimentos com carácter alcalino a subalcalino (pH: 7,73 a 8,55), sendo os mesmos caracterizados como areias a areias vasosas (> 63 μm : 58 a 100), finas na base e médias a grosseiras na restante unidade (MZ: 0,15 ϕ a 2,63 ϕ), moderadamente a moderadamente bem calibradas (σ : 0,54 ϕ a 1,35 ϕ) (Figura 4.9), com distribuições granulométricas assimétricas negativas a assimétricas positivas (SKI: -0,28 a 0,29). Relativamente aos teores de matéria orgânica (% M.O.: 0,16 a 3,13) e de carbonato de cálcio com origem em fragmentos de concha (% CaCO_3 : 5,42 a 16,50), ambos sofrem um decréscimo na generalidade, ocorrendo apenas um pico no teor de M.O. em areias da metade superior. Continua a persistir

uma fácies lagunar, embora com um carácter mais grosseiro (Anexo B – Figura III) que iniciou a sua deposição após 6000 anos cal BP até cerca de 2000 anos cal BP.

A unidade IV (-1,37 a 2,13 (NMM)) distingue-se da anterior por ser um pouco menos grosseira, havendo no entanto alguma variação nos indicadores sedimentológicos, o que leva a propor uma subdivisão em três subunidades:

- Subunidade IVA (-1,37 a 0,13 (NMM)): mantém o carácter subalcalino dos sedimentos (pH: 7,52 a 7,73), sendo constituída por areia vasosa (%> 63 μ m: 68 a 74), média (MZ: 1,85 ϕ a 2,0 ϕ), moderadamente calibrada (σ : 1,06 ϕ a 1,30 ϕ) (Figura 4.9) e com distribuições granulométricas assimétricas muito negativas a negativas (SKI: -0,36 a -0,10). Relativamente aos teores de carbonato de cálcio (% CaCO₃: 8 a 10) e de matéria orgânica (% M.O.: 1,01 a 1,62) esta subunidade revela um pequeno decréscimo nos valores dos mesmos relativamente à unidade subjacente.
- Subunidade IVB (0,13 a 1,07 (NMM)): os teores de carbonato de cálcio e de matéria orgânica são mais elevados do que na unidade anterior (% CaCO₃: 8,53 a 42,52) e (% M.O.: 1,44 a 8,22). Trata-se de vasas e vasas pouco arenosas (%> 63 μ m: 2 a 21), com componente arenosa fina a muito fina (MZ: 2,97 ϕ a 3,19 ϕ), moderadamente bem calibrada (σ : 0,49 ϕ a 0,69 ϕ) (Figura 4.9) e com distribuições granulométricas assimétricas muito negativas (SKI: -0,47 a -0,39). Os sedimentos apresentam-se com carácter neutro (pH: 7,12 a 7,45);
- Subunidade IVC (1,07 a 2,13 (NMM)): constituída por sedimentos subalcalinos a alcalinos (pH: 7,86 a 8,50) caracterizados como vasas arenosas (essencialmente) a areias pouco vasosas (%> 63 μ m: 28,87 a 93,60), com componente arenosa (Figura 4.9) muito fina na base a média no topo (MZ: 1,82 ϕ a 3,22 ϕ), bem calibrada a moderadamente bem calibrada (σ : 0,35 ϕ a 1,26 ϕ) com distribuições granulométricas assimétricas negativas (SKI: -0,23 a -0,10). O teor em carbonato de cálcio (% CaCO₃: 5,57 a 8,42) e de matéria orgânica (% M.O.: 0,36 a 6,58) decrescem.

A informação relativa a nanofósseis calcários (Figura 4.10) conjugada com a informação sedimentológica, permite definir a primeira unidade paleoambiental como fluvial, depositada antes 10 639 Cal BP e até cerca de 9000 cal BP (Figura 4.10). A fase lagunar/estuarina é limitada entre -10,33 e -1,47 (NMM) verificando-se a maior influência marinha entre -10,33 e -6,33 (NMM), materializada por sedimentação fina (vasas) com componente carbonatada bioclástica. Ter-se-á depositado entre cerca de 9000 e 6000 cal BP. Entre aproximadamente 5950 e cerca de 2000 anos cal BP regista-se um aumento do hidrodinamismo. Cerca de 2000 anos cal BP assiste-se

à colmatção do espaço lagunar com a progradação dos sedimentos fluviais que indicam variações em termos de hidrodinamismo. Nesta sondagem não se assiste a um início da sedimentação fluvial tão orgânica (turfa) como nas duas sondagens anteriores possivelmente por se encontrar mais nas vizinhanças de um canal de escoamento.

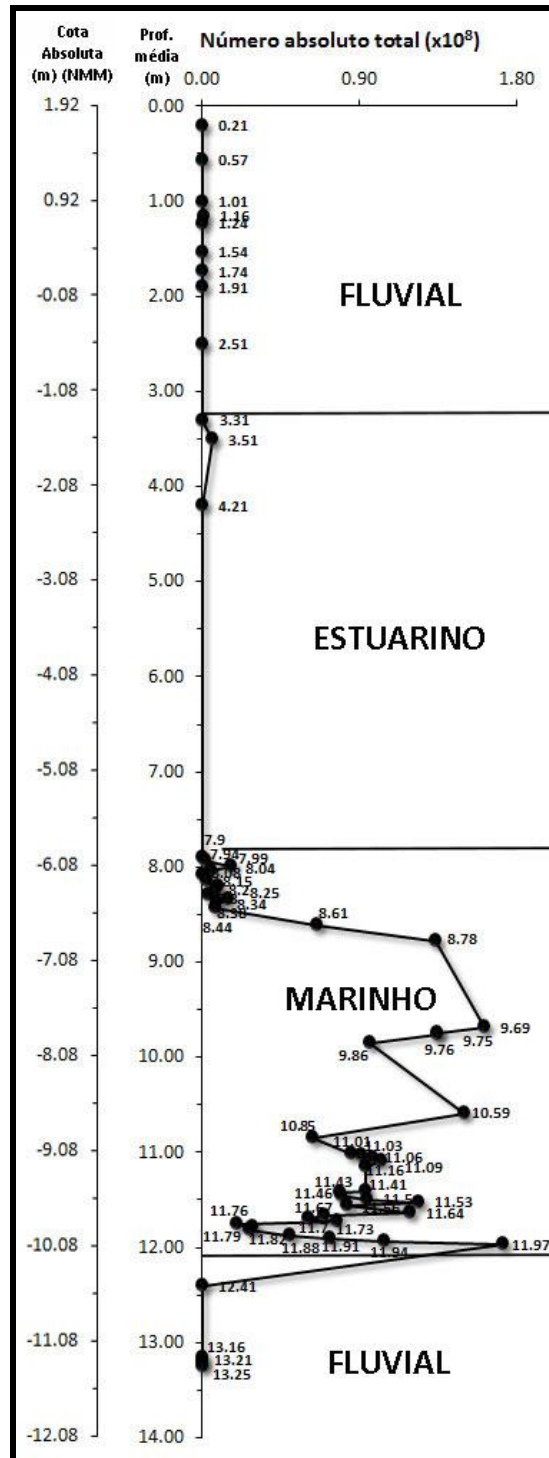


Figura 4.10 - Representação dos valores absolutos totais dos nanofósseis calcários identificados na sondagem NZS3 (dados de Ana Bento, 2010)

As seis datações efetuadas na sondagem NZS3 (^{14}C e OSL) foram utilizadas na construção do modelo de idades, baseado na interpolação linear entre os níveis datados (Figura 4.11). O modelo de idades obtido apresenta uma maior incerteza nos troços entre as duas datações mais antigas e entre as duas mais recentes (intervalo de confiança de idades mais largo), sendo o troço compreendido entre a terceira e quarta datação o que apresenta uma menor incerteza no seu cálculo. Da observação da Figura 4.11 pode-se constatar que a coluna sedimentar da sondagem NZS3 foi depositada a ritmos diferentes.

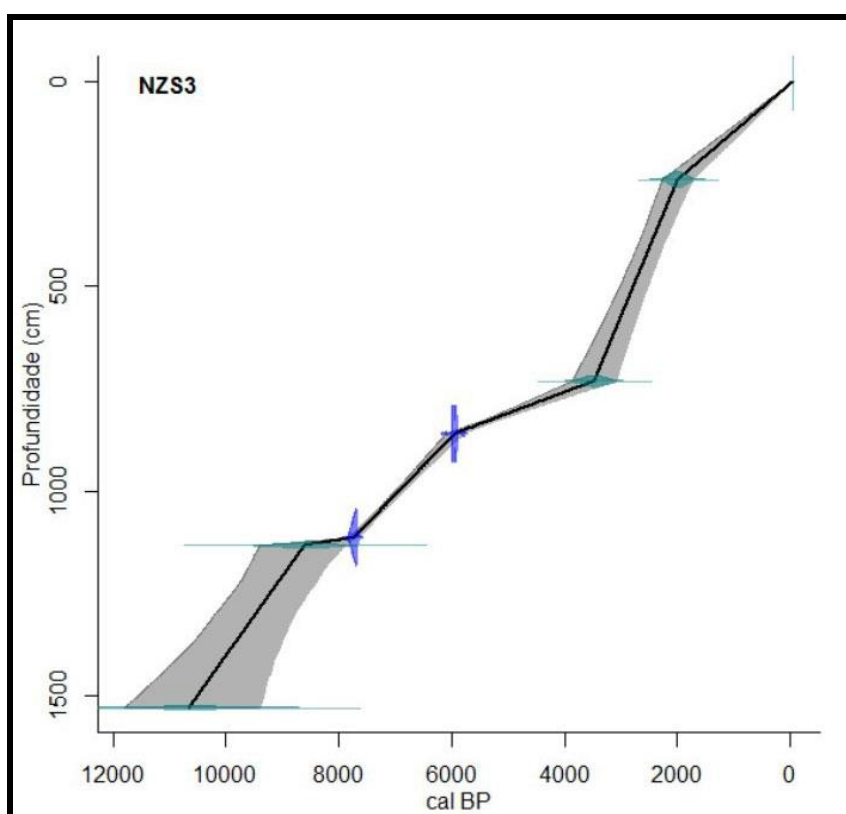


Figura 4.11 - Modelo de idades para a sondagem NZS3. O nível superficial é considerado de idade atual. A faixa cinzenta representa o intervalo de confiança de idades calculado para uma probabilidade de 95 %. Modelo de idades baseado em interpolação linear entre níveis datados, com valor de melhor ajuste de 4,08.

Capítulo 5

ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA E MODELAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL

5.1 - INTRODUÇÃO

Com o propósito de modelar o enchimento plisto-holocénico da paleolaguna da Pederneira descrito anteriormente, é necessário proceder à determinação da superfície de acomodação do referido enchimento sedimentar relacionado em grande parte com as variações do nível médio do mar durante o Holocénico. É possível, através de dados de sondagens que permitem o conhecimento da localização e profundidade da superfície que separa o paleorelevo contemporâneo do baixo nível do mar no máximo da última glaciação do enchimento sedimentar plisto-holocénico, proceder à interpolação da paleosuperfície utilizando técnicas de processamento geoestatístico. De forma idêntica se procedeu à interpolação das paleosuperfícies que materializam os limites entre as diferentes unidades litoestratigráficas definidas no capítulo 4 (Figura 4.2).

Para o desenvolvimento do presente capítulo, é de suma importância definir e identificar as superfícies que irão ser interpoladas e posteriormente modeladas, representadas de uma forma esquemática na Figura 5.1:

Superfície A - superfície esculpida durante o Último Máximo Glaciar por linhas de água encaixadas que desaguavam numa linha de costa mais longínqua, e com o nível médio do mar a cota substancialmente mais baixa, cerca de -120 m (NMM) (Dias *et al.*, 2000). Representa a superfície de acomodação do enchimento sedimentar plisto-holocénico.

Superfície B - superfície que limita superiormente os sedimentos resultantes da deposição fluvial antiga e inferiormente os depósitos marinho/lagunares;

Superfície C - superfície que separa o enchimento lagunar (depósitos marinho/lagunares) da unidade fluvial recente.

Superfície D - superfície topográfica atual.

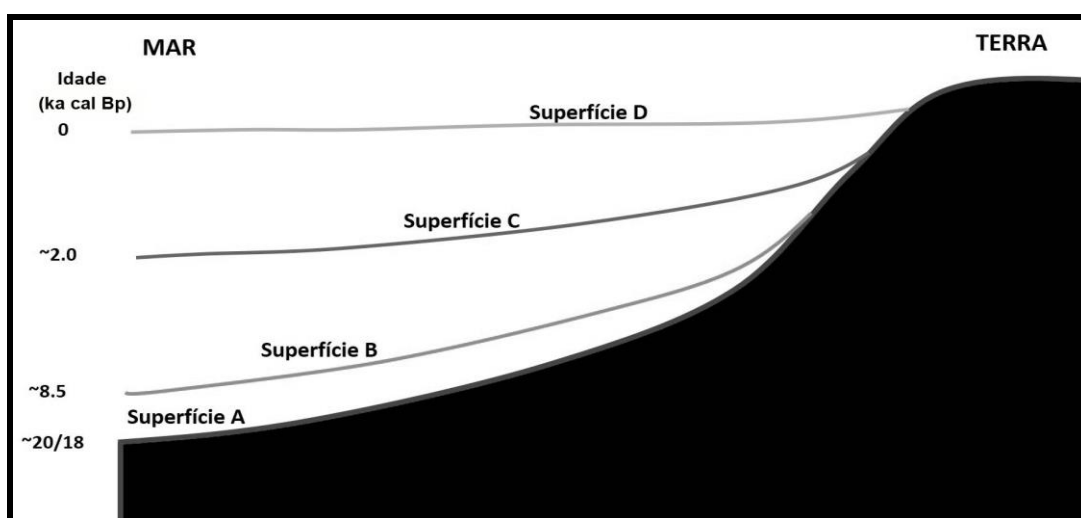


Figura 5.1 - Esquema ilustrativo das superfícies que separam as várias unidades litoestratigráficas do enchimento plisto-holocénico da paleolaguna da Pederneira.

5.2 - MODELO GEOMORFOLÓGICO CONCRETUAL

Usualmente, para a construção ou reconstituição de uma superfície partindo de dados de sondagens geológicas que se distribuam de uma forma uniforme e sejam representativas, em quantidade e qualidade, da área em estudo, utilizam-se, de uma forma expedita, procedimentos de interpolação geoestatística. Nestas situações, aqueles procedimentos produzem resultados bastante satisfatórios, que se adequam de forma verosímil à realidade geológica. No presente estudo, devido à escassez de sondagens e à sua distribuição espacial fortemente não uniforme na área em análise (Figura 5.2), os dados objetivos relativos à localização da profundidade das paleosuperfícies são inadequados à aplicação direta daqueles procedimentos. Neste contexto, é necessária informação complementar, de forma a constranger o universo das soluções de

interpolação possíveis, acrescentando aos dados existentes de sondagens, informação altimétrica e planimétrica criada com base num modelo geomorfológico concetual definido para a área de estudo.

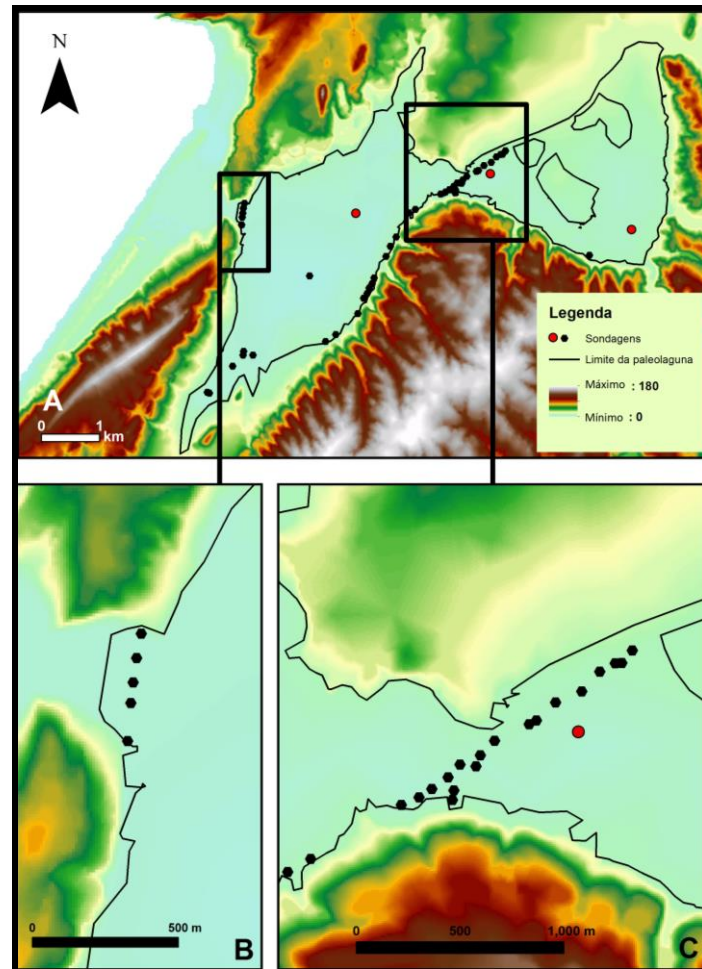


Figura 5.2 - A - Localização das sondagens efetuadas no interior da paleolaguna da Pederneira (marcadores pretos representam as sondagens para fins geotécnicos; marcadores vermelhos representam as sondagens estudadas no presente trabalho); B - Pormenor da distribuição das sondagens no estrangulamento litoral (Ponte das Barcas); C - Pormenor da distribuição das sondagens no estrangulamento mais interior (Valado de Frades).

Os modelos concetuais geomorfológicos constituem um conjunto importante de ferramentas capazes de produzir descrições qualitativas e predições da evolução das formas de relevo e da paisagem (Darby & Van de Wiel, 2003). Muitas vezes, os modelos concetuais constituem o primeiro passo no processo de modelação quantitativa, permitindo desenvolver um entendimento mais vasto do sistema, antes de se tentar aplicar abordagens mais complexas (Darby & Van de Wiel, 2003).

Um dos melhores modelos de geomorfologia fluvial, concetual, é o descrito por Davis (1899) como ciclo geográfico, no qual o autor indica que a evolução de uma determinada paisagem se faz

em fases sucessivas: juventude, maturidade e senilidade. Um aspeto importante deste modelo, consiste no fato de determinada paisagem ou forma de relevo conter certas características que permitem identificar em que fase evolutiva se encontram. Para Davis (1899), dado que cada fase de evolução de uma paisagem representa um estágio no modelo geomorfológico fluvial concetual, a identificação de determinado estágio permite também inferir sobre a sua configuração passada ou futura (Sack, 1992). No caso dos modelos geomorfológicos fluviais concetuais, as características das formas de relevo e de paisagem modeladas no espaço representam a passagem do tempo e, neste sentido, é importante comparar características geradas pelos mesmos processos que operam nas mesmas condições físicas (Darby & Van de Wiel, 2003). É necessário ter algum cuidado na utilização destes modelos concetuais, baseados na substituição de espaço-tempo de forma a assegurar que a modelação aplicada reproduz, de forma semelhante, as condições sobre as quais o modelo foi desenvolvido (Darby & Van de Wiel, 2003). Esta substituição de espaço-tempo consiste na identificação de um conjunto de vários modelados que podemos ver em lugares diferentes e que representam estádios diferenciados do ciclo geográfico. Como em cada um desses locais o ciclo se iniciou em momentos diferentes, podem ser organizados numa sucessão evolutiva que representa a passagem do tempo. Ultimamente, os modelos concetuais têm sido ligados a ferramentas de análise quantitativa, de modo a desenvolver instrumentos de modelação composta, que são mais poderosas e robustas (Sistemas de Informação Geográfica (SIG)) nomeadamente no que concerne a armazenamento de dados e descrição das características espaciais de sistemas fluviais (Darby & Van de Wiel, 2003).

É pois, legítimo, utilizar um modelo geomorfológico fluvial concetual de forma a conseguir inferir informação em locais onde ela não está disponível, para se poder constranger a interpolação dos dados existentes. No presente estudo, foi definido um modelo geomorfológico fluvial concetual que compreende a elaboração de uma paleorede de drenagem com base em vários pressupostos:

- (1) a paleorede de drenagem é constituída por um sistema exorreico que desagua no estrangulamento rochoso de Ponte das Barcas, mais ocidental (limite oeste do alvéolo B da várzea da Nazaré);
- (2) a incisão de cada talvegue aumenta para jusante ;
- (3) a paleorede de drenagem estava em equilíbrio com o nível de base.

No que diz respeito a (1), a rede de drenagem existente antes do enchimento holocénico, era exorreica, permitindo deste modo não só o escoamento fluvial mas também a posterior entrada da massa de água oceânica decorrente da subida do nível do mar, sendo o estrangulamento rochoso (Ponte das Barcas) supra citado, o único ponto de saída e de entrada. Relativamente a

(2), é lícito admitir que a rede de drenagem apresentava altimetria progressivamente menor dos seus talwegues para jusante para permitir o escoamento das águas em função da gravidade. Quanto a (3), a paleorede de drenagem, apesar de se encontrar em equilíbrio dinâmico, está, em cada momento, em equilíbrio com o nível de base coevo. Esse equilíbrio foi quebrado aquando da subida do nível do mar, preconizando a inundação dos, até então, vales encaixados e “fossilizando” assim a paleosuperfície de acomodação dos sedimentos pós Último Máximo Glaciar.

Um rio ideal, considerado em situação de equilíbrio ao longo de todo o seu comprimento, é caracterizado como um curso de água que nem erode nem sedimenta, funcionando apenas como agente de transporte (Christofoletti, 1980). De realçar que este equilíbrio tem natureza dinâmica, e é modificável no tempo. Por outro lado, nos sistemas fluviais naturais, a evolução da linha de talvegue faz-se no sentido de procurar esse equilíbrio, propagando-se a partir do nível de base, de forma progressiva, sendo os setores localizados mais a jusante os que atingem em primeiro lugar uma situação de equilíbrio enquanto os próximos da cabeceira serão os últimos a atingí-lo. Neste sentido, a erosão regressiva é o principal mecanismo responsável pela propagação da condição de equilíbrio, a partir do nível de base, de maneira progressiva. Com exceção do nível de base, considerado como estável por longo período de tempo, todos os pontos constituintes do perfil de um rio são variáveis (Christofoletti, 1980). No entanto, enquanto o nível de base se mantiver, o rio, no todo ou em parte do seu perfil, encontra-se em equilíbrio, sendo este o resultado do trabalho realizado de forma a manter o balanço entre a capacidade e competência, por um lado, e a quantidade e o diâmetro da carga sedimentar, por outro, ao longo de todo o seu comprimento (Christofoletti, 1980). De acordo com vários autores (Hack, 1957; Leopold *et al.*, 1964; Sparks, 1972; Christofoletti, 1980; Morisawa, 1985; Scheidegger, 1991; Hugget, 2003), os rios considerados em equilíbrio apresentam um perfil longitudinal característico, de forma côncava virada para o céu, exibindo declives maiores no sentido da nascente e menores no sentido oposto, em direção ao nível de base (Figura 5.3). Para além desta descrição, qualitativa, existem diversos estudos que tentaram encontrar uma descrição matemática para o perfil longitudinal dos rios em equilíbrio, e, no presente estudo, a descrição de Green (1934, em Christofoletti, 1980) foi adotada:

$$y = a - k \cdot \log(p - x) \quad \text{Equação (1)}$$

em que y é a altura do rio acima do nível de base num ponto de equilíbrio, a e k são constantes empíricas, p é o comprimento do talvegue e x é a distância do ponto à embocadura.

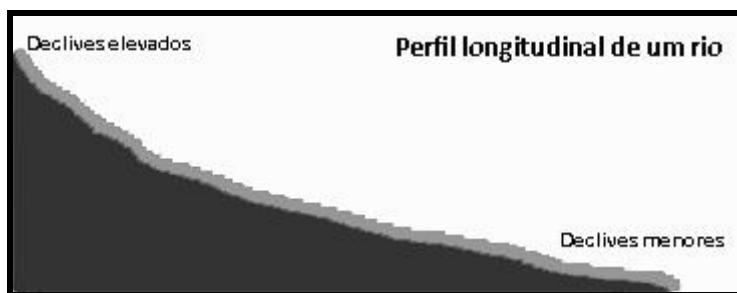


Figura 5.3 - Esquema representativo de um perfil longitudinal de um rio em equilíbrio.

Dado que a paleorede de drenagem se encontra soterrada pelo enchimento plisto-holocénico da paleolaguna da Pederneira e os dados objetivos relativos à sua profundidade, obtidos das sondagens existentes, são escassos e se distribuem de forma irregular no espaço, foram inferidos alguns elementos da sua morfologia, com base no modelo geomorfológico fluvial concetual descrito acima, efetuando os passos a seguir explanados.

5.3 - DETERMINAÇÃO DA CONFIGURAÇÃO PLANIMÉTRICA DA PALEOREDE DE DRENAGEM

5.3.1 - METODOLOGIA

A informação da Carta Militar de Portugal (escala 1:25 000, equidistância natural de 10 m) em formato digital, foi usada para criar um modelo digital de terreno, em ambiente SIG (ArcGIS v.10) da região correspondente à bacia de drenagem e várzea da Nazaré. A partir desse modelo e utilizando o conjunto de ferramentas *Hydrology*, disponíveis no menu de ferramentas *Arctoolbox* - *Spatial Analyst Tools* do referido software, foi delimitado o perímetro da bacia de drenagem e calculada a rede hidrográfica (Figura 5.4). Verificou-se uma elevada coincidência entre a rede geoprocessada e a observada no terreno (obtida da digitalização do mapa topográfico na escala 1:25 000) no domínio da bacia de drenagem (Figura 5.4), registando-se resultados menos satisfatórios na planície aluvial, a qual sofreu fortes efeitos de antropização decorrentes da atividade agrícola. A rede de drenagem geoprocessada foi hierarquizada também automaticamente segundo o método de Strahler (1952), tendo resultado dessa hierarquização a definição de quatro linhas de talvegue principais no domínio espacial da várzea da Pederneira. Da interceção destas quatro principais linhas de talvegue com o limite da várzea da Pederneira, resultaram quatro pontos de referência utilizados posteriormente no trabalho em curso (Figura 5.4).

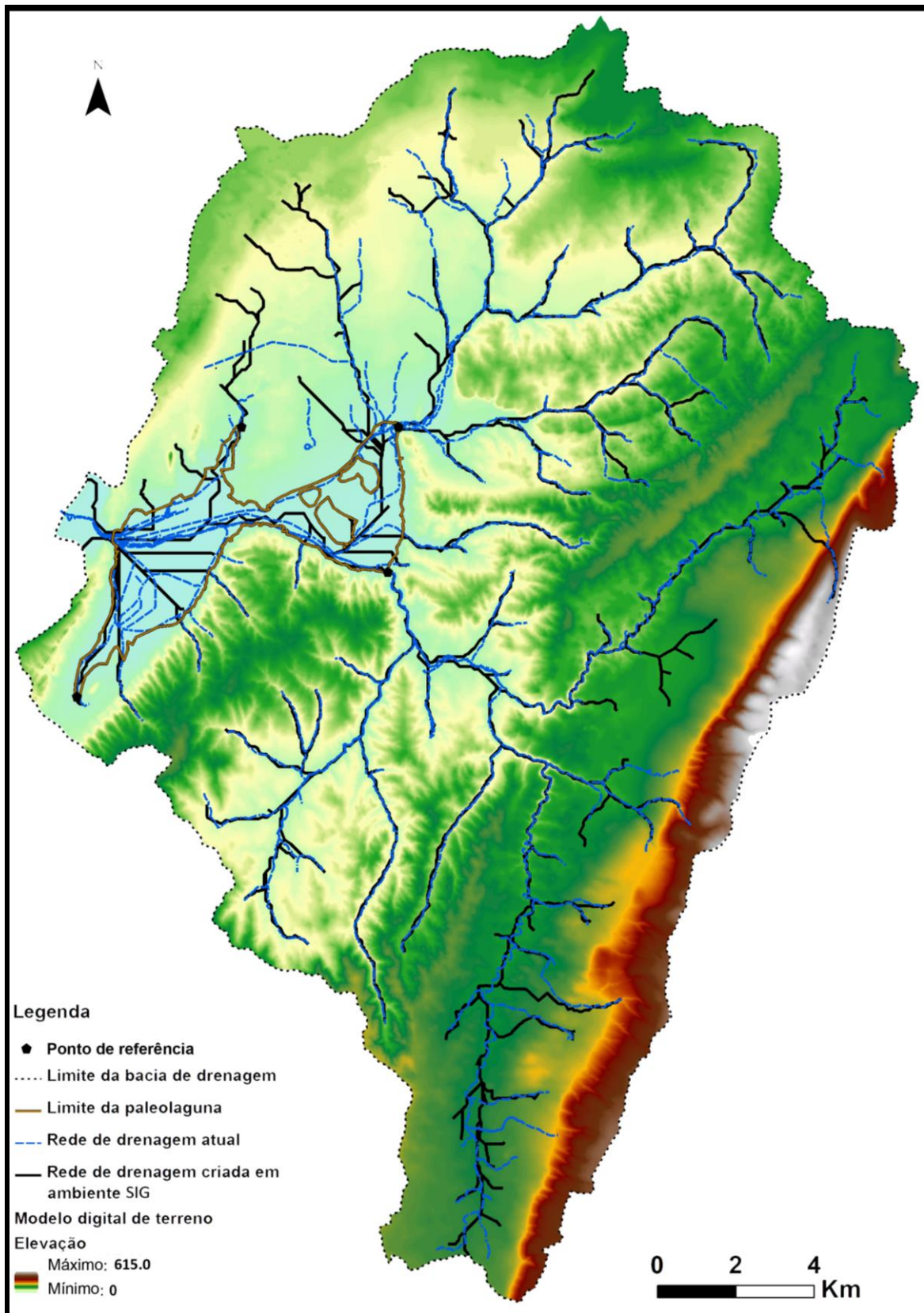


Figura 5.4 – Bacia de drenagem da paleolaguna da Pederneira mostrando a rede de drenagem atual (proveniente da carta topográfica na escala 1:25 000) e a rede de drenagem criada em ambiente SIG.

Procurou-se, em seguida, inferir sobre a configuração da rede de drenagem na área colmatada pelos sedimentos plisto-holocénicos. Para esse efeito, foi utilizada uma combinação de dois métodos:

(1) cálculo das semi-distâncias euclidianas entre as margens opostas do mesmo vale, definidas sobre o perímetro da várzea, assumindo que a linha do paleotalvegue se encontrava a meia distância, isto é, na hipótese de o vale fluvial ser simétrico;

(2) projeção na topografia atual do lugar geométrico definido pela linha de interseção das encostas que marginam a várzea, obtida por extrapolação linear para baixo, do declive dessas encostas.

Para o método (1) utilizou-se a ferramenta *Euclidean distance*, disponível no menu de ferramentas *Arctoolbox - Spatial Analyst Tools - Distance* (Figura 5.5). O método (2), recorre às ferramentas *Interpolate line e Profile Graph*, do conjunto de ferramentas *3D Analyst* disponível no software ArcGIS v.10, para efetuar, no modelo digital de terreno construído, vários perfis transversais aos vales (Figura 5.5 e Figura 5.6 a), e extrair os respetivos dados (elevação/distância) para uma folha de cálculo Excel (Figura 5.6 b). Através da projeção destes mesmos dados em gráficos, foi possível construir a linha que materializa o prolongamento das encostas em profundidade utilizando a equação da reta de regressão linear aplicada aos dados disponíveis para cada uma das referidas encostas. Visto que estes segmentos convergem num ponto em profundidade, assumiu-se que esse ponto representaria o paleotalvegue ao longo de cada secção e a projeção dos vários pontos assim determinados para a superfície atual da várzea permitiu reconstruir o traçado de cada paleotalvegue (Figura 5.5).

Os dados obtidos foram ajustados caso a caso sempre que se mostrou haver insuficiência de dados de campo ou quando os resultados produzidos pelos dois métodos entravam em conflito. Utilizou-se, para o efeito, toda a informação disponível de dados objetivos das sondagens existentes, a configuração da atual rede de drenagem e algum senso comum, baseado em conhecimento geomorfológico empírico.

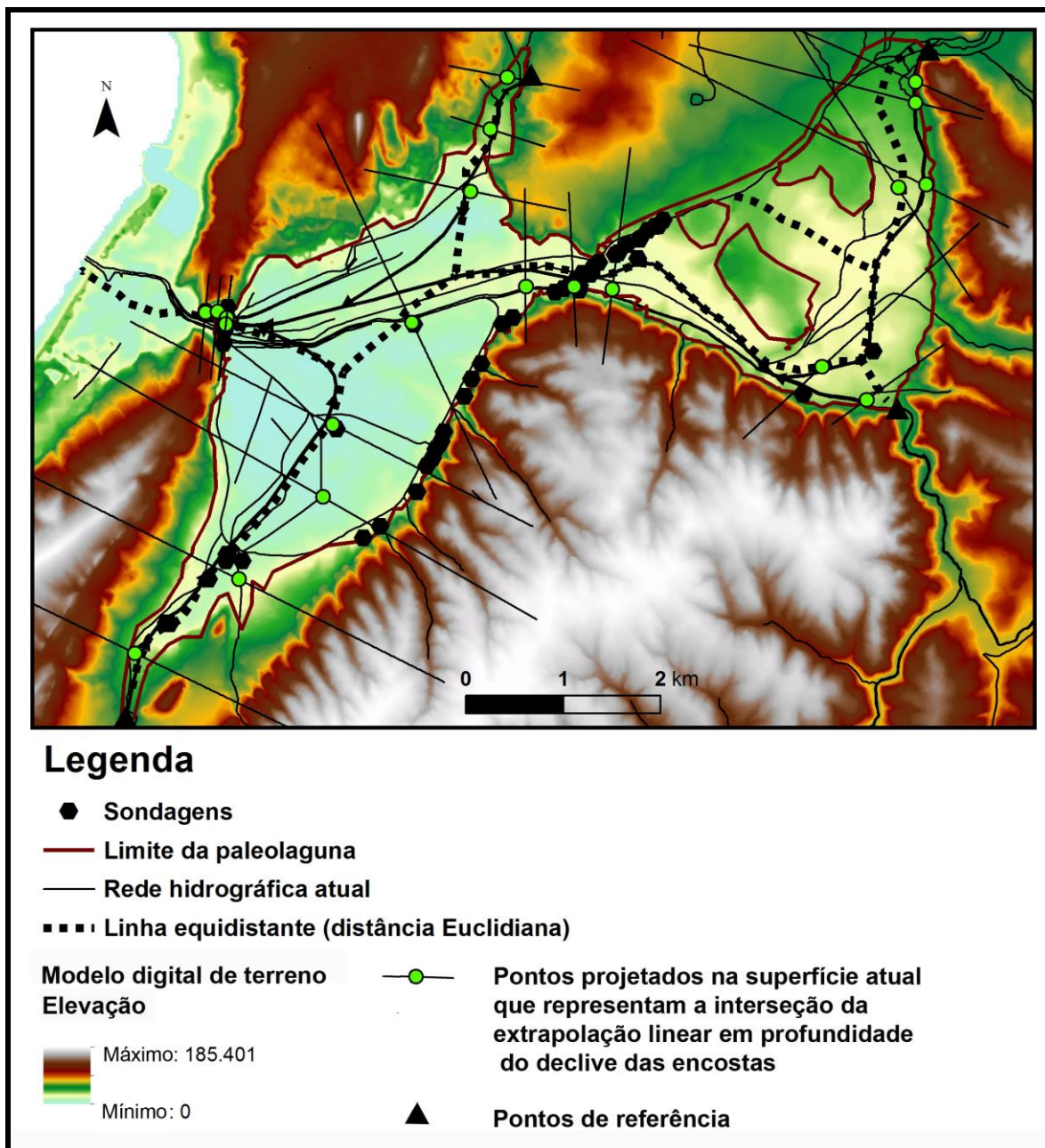


Figura 5.5 – Figura ilustrativa dos vários métodos aplicados para a determinação da configuração da paleorede de drenagem na planície aluvial da Pederneira.

5.3.2 - RESULTADOS

Como resultado da combinação dos métodos anteriormente descritos, foi obtida uma configuração plausível da paleorede de drenagem no interior da várzea (Figura 5.7 A), constituída por: (1) um segmento principal que atravessa os dois alvéolos (B e C) da várzea da Nazaré contornando os relevos plistocénicos no alvéolo mais interior e encostando-se ao bordo sul; (2) três tributários, um localizado no alvéolo este (C) e os outros dois no alvéolo B alinhados ao longo do seu eixo maior e fluindo em sentidos opostos (Figura 5.7 A e B). Cada um destes quatro segmentos foi subdividido em sub-segmentos de 10 m e posteriormente, cada um dos limites

destes sub-segmentos, transformados em pontos, ou seja, cada segmento principal foi transformado num conjunto de pontos distanciados de 10 m entre si (Figura 5.8).

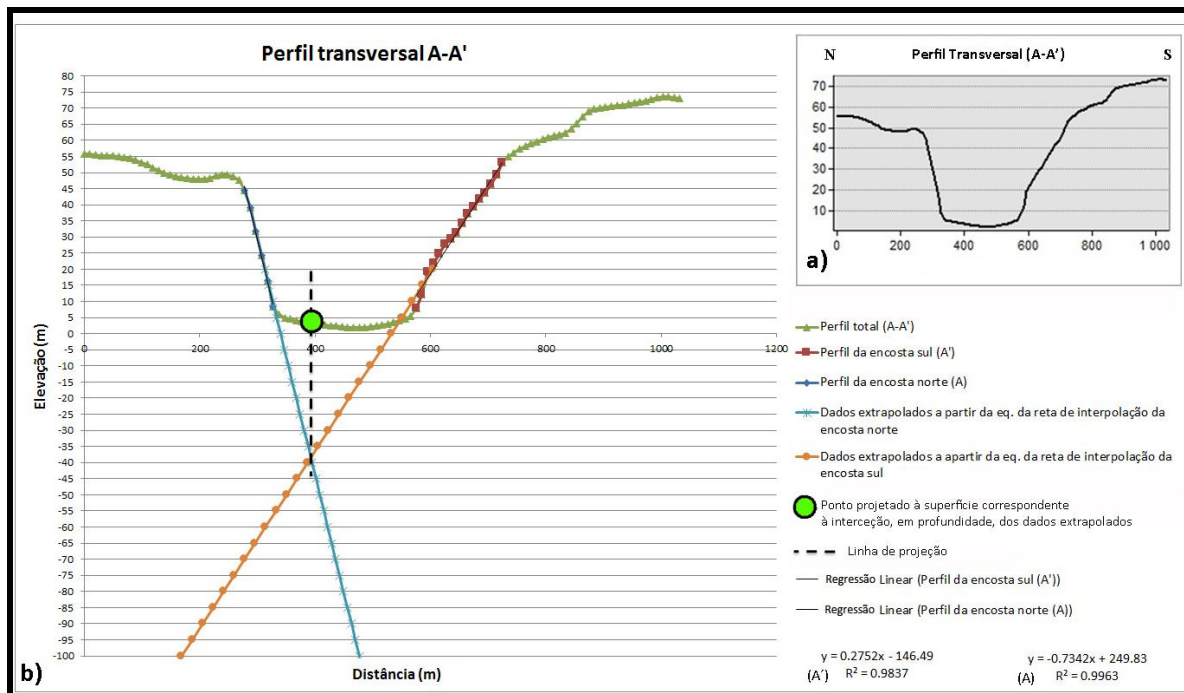


Figura 5.6 – Gráfico do perfil transversal (A-A') representado na figura 5.5; a) – perfil transversal obtido no software ArcGis; b) – gráfico, em folha de cálculo Excel, correspondente a a) e respetiva interseção do prolongamento em profundidade do declive das encostas.

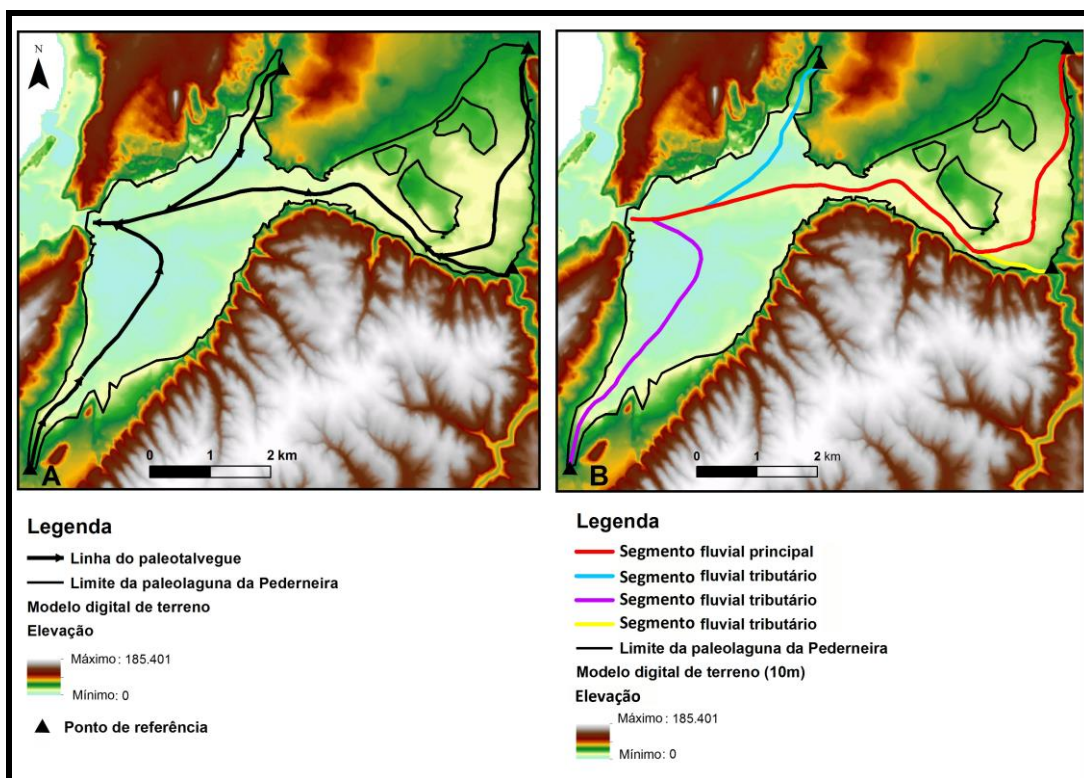


Figura 5.7 – A - Configuração possível da paleorede de drenagem no interior da paleolaguna da Pederneira. B - Composição da paleorede de drenagem no interior da paleolaguna da Pederneira.

Para a realização desta modificação recorreu-se ao conjunto de ferramentas *ET Geo Wizards* (Et Spatial Techniques, 2012), disponibilizado de forma gratuita na internet, fazendo uso da ferramenta *Split polyline* localizada no menu *Polyline* e da ferramenta *Polyline to point* localizada no menu *Convert*.

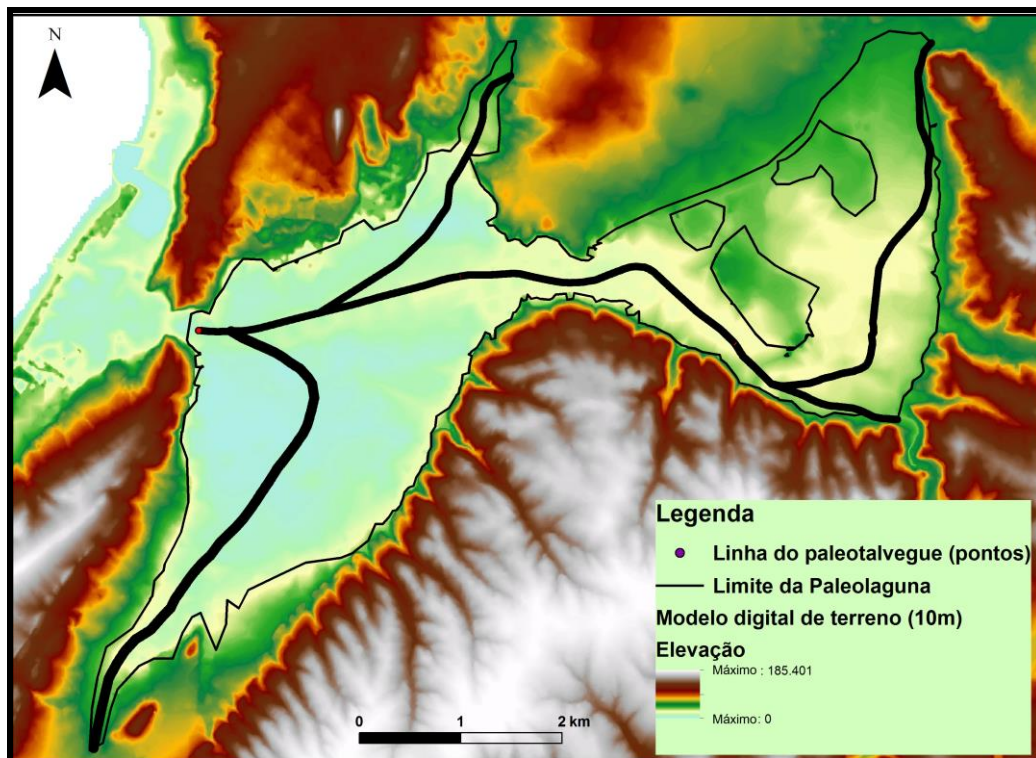


Figura 5.8 - Representação dos vários segmentos fluviais compostos por pontos distanciados de 10 m (com coordenadas x, y e z).

5.4 - COTAS DA PALEOREDE DE DRENAGEM

5.4.1 - METODOLOGIAS

Após a delimitação da configuração planimétrica da paleorede de drenagem é necessário definir a sua elevação. Usaram-se todos os pontos próximos do seu traçado com informação altimétrica conhecida (obtidos da informação de sondagens) para representar graficamente a variação da elevação com a distância ao estrangulamento de Ponte das Barcas. Para cada um dos quatro segmentos da paleorede de drenagem construiu-se uma tabela com valores de elevação conhecida e respetiva distância aos pontos de referência. Em todos os casos, o ponto mais alto coincide com o ponto de referência e o ponto de menor elevação coincide com o estrangulamento ocidental, com uma cota definida por dados de sondagem, em cerca de 37 m abaixo do atual nível do mar. Esta profundidade representa a máxima incisão do paleovale no estrangulamento de Ponte das Barcas, encontrando-se o litoral contemporâneo localizado mais a oeste.

5.4.2 - RESULTADOS

Na posse destes dados projetou-se, em folha de cálculo Excel, um gráfico que relaciona a elevação com a correspondente distância (Figura 5.9). Estes vários pares ordenados serviram para ancorar a curva descrita pela eq. (1), a qual traduz o perfil longitudinal de um rio em equilíbrio, entre os dois pontos superior e inferior (ponto de referência e estrangulamento de Ponte das Barcas). Entre estes dois pontos fixos é possível fazer passar qualquer curva de função logarítmica, pois o seu coeficiente de correlação é sempre máximo ($R^2=1$). A curvatura dessa linha varia em função do parâmetro ($p-x$) da eq. (1). Deste modo, a determinação da melhor curva (perfil longitudinal do rio) para cada um dos segmentos, foi efetuada aplicando um método de sucessivas iterações (fazendo mudar o referido parâmetro), de modo a que a equação obtida por este método produzisse, posteriormente, valores de elevação, para cada ponto constituinte dos referidos segmentos, muito semelhantes aos dos pontos de elevação conhecida utilizados. A curva assim produzida mimetiza, de uma forma aproximada, o perfil longitudinal de cada segmento fluvial com base no modelo conceptual que sustenta a realidade geológica da área de estudo (Figura 5.9).

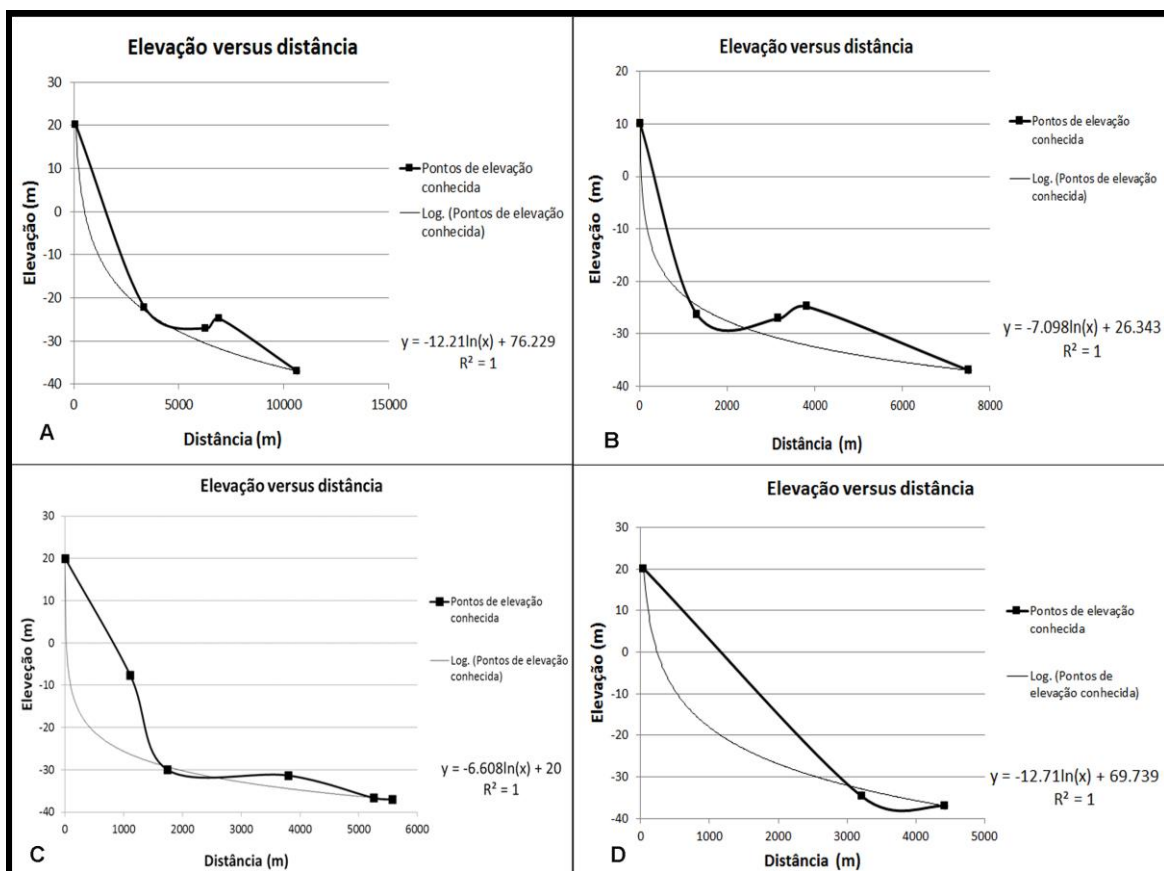


Figura 5.9 - Gráficos de projeção de elevação *versus* distância e correspondente linha de tendência. A – gráfico correspondente ao segmento principal da paleorede de drenagem; B – gráfico correspondente ao segmento tributário (alvéolo C); C – gráfico correspondente ao segmento tributário sul (alvéolo B); D – gráfico correspondente ao segmento tributário norte (alvéolo B).

Cada equação obtida foi utilizada para calcular, em folha de cálculo Excel, a elevação de todos os pontos equidistantes de 10 m, ao longo do traçado de cada uma das linhas dos paleotalvegues localizadas no interior da paleolaguna.

5.5 - RECONSTRUÇÃO DAS PALEOSUPERFÍCIES

5.5.1 - METODOLOGIA

5.5.1.1. - Paleosuperfície plistocénica

Na reconstrução da paleosuperfície que materializa o limite entre a bacia de acomodação e o enchimento sedimentar plisto-holocénico (superfície A), foram usadas técnicas de interpolação processadas em ambiente SIG. Para o processamento referido, foram usados dados de localização (coordenadas x e y) e de elevação (coordenada z) (Figura 5.10):

1. dos pontos que definem o limite entre a bacia de acomodação e o enchimento plisto-holocénico, obtidos da interpretação dos logs de sondagens realizadas para fins geotécnicos e das sondagens NZS1, NZS2, e NZS3 (Figura 5.2);
2. dos pontos que marcam o limite da paleolaguna (contorno da paleolaguna, extraído do modelo digital de terreno);
3. dos pontos calculados ao longo da linha do paleotalvegue anteriormente definida (sub-capítulo 5.4.2, Figura 5.8).

Foram utilizados diversos métodos de interpolação espacial, quer determinísticos, os quais sustentam o seu funcionamento diretamente nas médias ponderadas dos valores conhecidos dos pontos vizinhos e/ou em fórmulas matemáticas aplicadas a esses mesmos valores, caracterizando completamente um dado fenómeno através das variáveis e parâmetros do próprio modelo, quer geoestatísticos (Soares, 2000). Nestes últimos, os dados são interpretados como resultantes de um processo aleatório (embora a incorporação desta aleatoriedade não signifique que o fenómeno estudado tenha resultado de um processo aleatório, serve só de base metodológica à dedução espacial) e baseiam-se em modelos estatísticos probabilísticos que incorporam a incerteza na sua conceptualização através de autocorrelação dos dados, produzindo não só superfícies de previsão como também de erro, podendo assim dar uma indicação sobre a qualidade da previsão produzida (Soares, 2000).

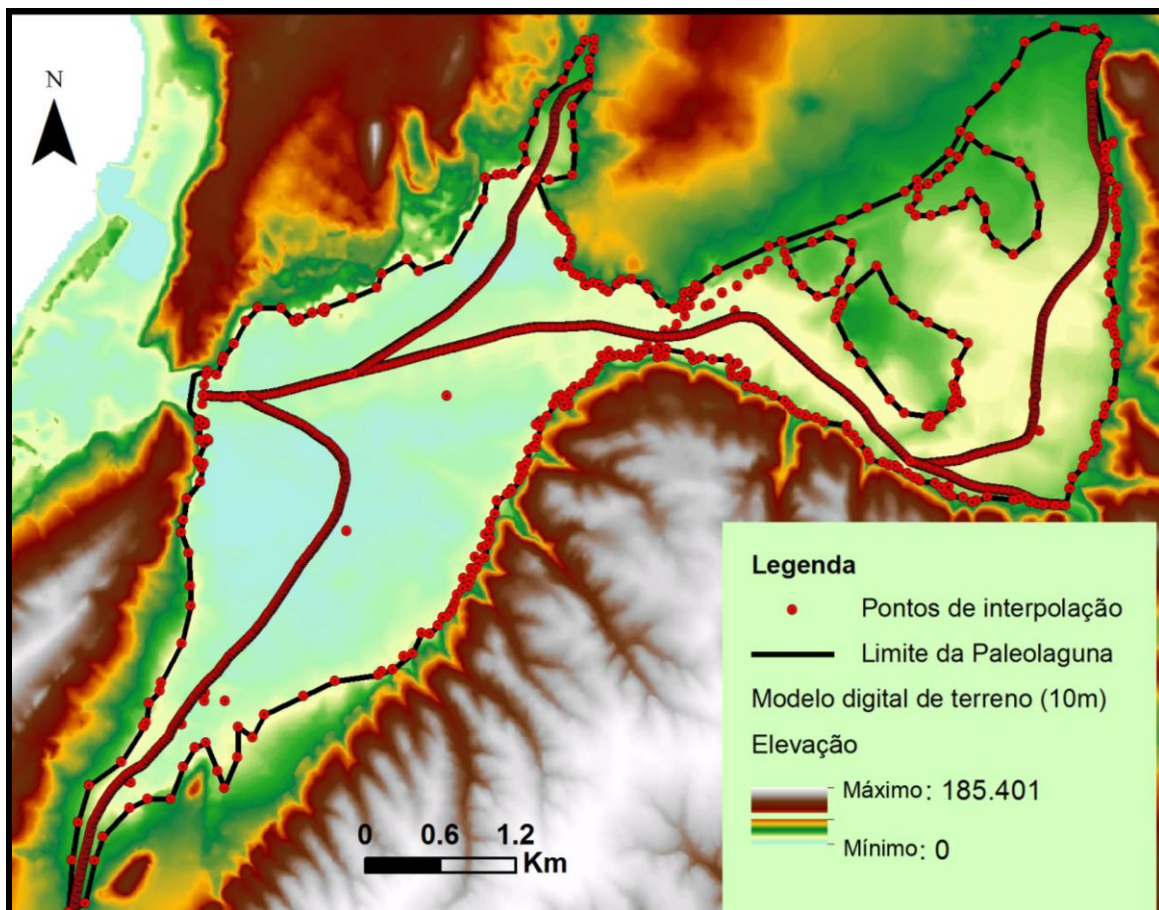


Figura 5.10 - Distribuição dos pontos utilizados na interpolação da superfície A.

De entre os vários métodos de interpolação espacial testados, o método *Natural Neighbor* disponível no conjunto de ferramentas do ArcSIG v.10, *ArcToolbox*-> *Spatial analyst Tools* -> *Interpolation* -> *Natural Neighbor* produziu a superfície mais suavizada que melhor se adequa aos dados e representa a melhor aproximação à realidade geológica com base no conhecimento geomorfológico e no modelo geomorfológico concetual da área em estudo.

O método de interpolação *Natural Neighbor* faz uso dos polígonos de Voroni com o intuito de determinar a vizinhança mais apropriada para estimar o valor de um ponto através da média ponderada dos valores desses vizinhos. O peso de cada vizinho é proporcional à área de sobreposição do polígono que engloba o ponto a interpolar com a área do seu polígono. Este método pode ser aplicado a malhas de amostragem regulares e irregulares. É considerado um método local, pois utiliza um subconjunto de amostras que rodeiam um ponto e os valores interpolados irão ficar dentro do intervalo de valores dos vizinhos utilizados. Produz superfícies suavizadas que passam pelos valores das amostras (Webster & Oliver, 2007).

5.5.1.2. - Paleosuperfícies holocénicas

A reconstrução das superfícies que materializam o limite entre as várias unidades litoestratigráficas do enchimento plisto-holocénico (superfícies B e C) tem um pressuposto diferente na sua concetualização em relação à paleosuperfície plistocénica (superfície A). Enquanto esta última representa a bacia de acomodação de todo o enchimento sedimentar plisto-holocénico, as primeiras representam os limites que separam as várias unidades litoestratigráficas desse mesmo enchimento sedimentar. A sua reconstrução não integra os mesmos pontos de interpolação nem os mesmos pressupostos referidos no item anterior para a reconstrução da paleosuperfície plistocénica.

5.5.1.2.1. - Superfície B

A superfície B (Figura 5.1) representa o limite superior da unidade I caracterizada como fluvial. Para a delimitação da superfície B, foram utilizados os valores dos pontos (coordenadas x, y e z) (Figura 5.11 A) extraídos da informação obtida dos logs das sondagens, que foram interpretadas em termos litoestratigráficos com o auxílio do modelo de enchimento estabelecido em Henriques & Dinis (2005). A estes pontos foram adicionados pontos auxiliares (Figura 5.11 B), de forma a colmatar falta de informação numa extensa área (alvéolo B). A introdução destes pontos auxiliares (com informação altimétrica e planimétrica) tem o intuito de constranger o universo das soluções de interpolação possíveis, de modo a tornar este o mais realista possível, com base no modelo geomorfológico concetual definido para a área de estudo e no conhecimento geológico empírico. Os pontos auxiliares foram adicionados ao longo da linha de talvegue principal (na secção que atravessa o alvéolo B) e do tributário norte (também no alvéolo B) (informação planimétrica). A esses pontos foram atribuídos valores de cota, dentro do intervalo de valores das cotas conhecidas situadas no estrangulamento de Valados de Frades e no de Ponte das Barcas, de forma decrescente em direção ao mar, através de uma regressão linear (informação planimétrica).

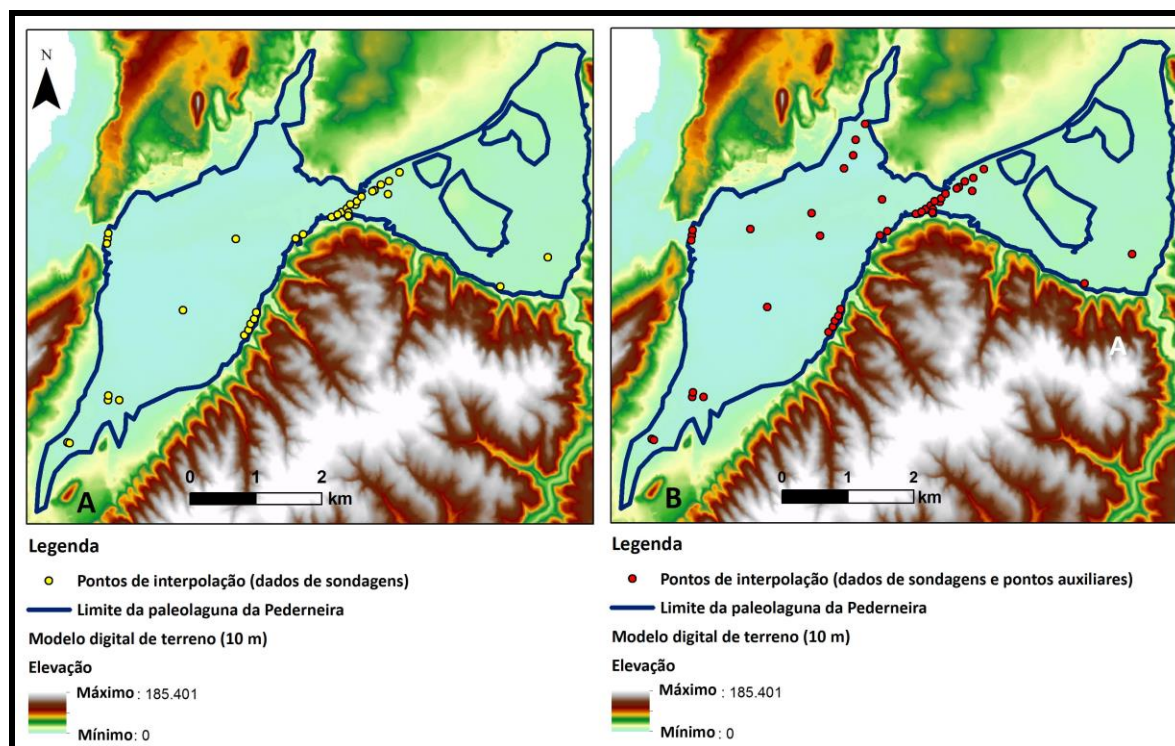


Figura 5.11 - Pontos de interpolação usados na criação da superfície B: **A** – Pontos de interpolação obtidos dos dados de sondagens; **B** – Conjunto de pontos usados na geração da superfície B (pontos de interpolação obtidos dos dados de sondagens e pontos auxiliares adicionados).

A partir destes pontos (Figura 5.11 B), em formato vetorial, procedeu-se à interpolação da superfície B, usando o método geoestatístico de interpolação *krigagem* como interpolador exato (sem o parâmetro efeito de pepita) de modo a que a superfície gerada honrasse os dados das sondagens. O método de *Krigagem* é comumente utilizado na interpolação de pontos de amostragem com uma distribuição espacial dispersa e não uniforme. Apoia-se na teoria da variável regionalizada, modelando-a como uma função aleatória, a qual é análoga ao conceito de análise de um conjunto de dados de uma série temporal, com a exceção que a função aleatória é definida a uma, duas ou três dimensões espaciais em vez de ser definida ao longo do tempo (Davis, 2002). Consiste num método que autocorrelaciona os dados observados usando para o efeito o semivariograma, ou seja, uma função matemática que estuda o comportamento de variáveis regionalizadas. O método de Krigagem utilizado encontra-se disponível na ferramenta *Geostatistical Analyst Tools* do software *ArcGIS V.10*. A parametrização do referido método contemplou as seguintes opções: Tipo de Krigagem – Ordinária de predição; variável – semivariograma; sem efeito de pepita; tipo de modelo - estável; sem anisotropia; usando um tipo de vizinhança standard, com um máximo de 5 e mínimo de 2 vizinhos.

5.5.1.2.2. - Superfície C

A superfície C (Figura 5.1), que limita superiormente a unidade correspondente ao enchimento lagunar (sedimentos marinhos/lagunares) e inferiormente a unidade fluvial recente, pressupõe-se com uma possível configuração sub-horizontal (Figura 4.2), eventualmente a inclinar para este. Para a sua interpolação foram usados como dados de base os valores dos pontos (coordenadas x, y e z) (Figura 5.12) extraídos da informação obtida dos logs das sondagens. Esta superfície foi interpolada utilizando o método *Trend* disponível no conjunto de ferramentas do *ArcGIS v.10*, *ArcToolbox-> Spatial analyst Tools -> Interpolation -> Trend*, usando um polinómio de grau 1. O método de interpolação espacial *Trend* é determinístico e produz uma superfície contínua que é ajustada aos pontos amostrados, irregularmente espaçados. Pode ser definido como uma função linear das coordenadas geográficas de um conjunto de observações (Davis, 2002). Usa um polinómio global de interpolação que ajusta uma superfície suave definida por uma função matemática aplicada aos dados amostrados, através do critério de regressão por mínimos quadrados. O ajuste é executado através de polinómios que podem ser de diversas ordens ou graus. Como medida de aferição do método escolhido foi calculado o erro médio quadrático (Root Mean Square Error (RMSE)) que é frequentemente usado para medir diferenças entre os valores previstos por um modelo e os valores originais observados que foram modelados. Esta superfície apresenta um RMSE de 2,1 m. Esta superfície é bastante compatível com o que seria de esperar quando se conjugam o conhecimento geológico e o modelo concetual geomorfológico utilizado na área de estudo.

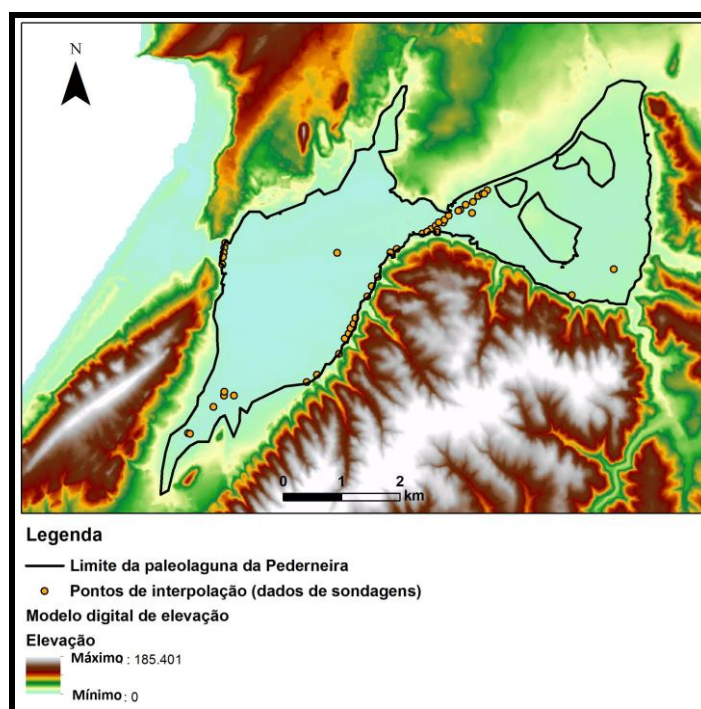


Figura 5.12 - Pontos de interpolação usados na criação da superfície C.

5.5.1.3. - Construção de perfis e secções

Para melhor visualização de cada unidade litoestratigráfica, foram construídos vários perfis que possibilitam a observação do enchimento sedimentar plisto-holocénico em secção. O procedimento baseou-se na criação de várias *shapes* (de linhas) no *ArcCatalog*, com o mesmo sistema de coordenadas geográficas, tantas quantas o número de perfis realizados. Cada *shape* foi posteriormente dividida em segmentos de 10 m cada, sendo cada sub-segmento convertido em pontos pelos seus limites. Para a realização destas operações foi utilizado o conjunto de ferramentas *ET Geo Wizards (Et Spatial Techniques, 2012)*, disponibilizado de forma gratuita na internet, fazendo uso da ferramenta *Split polyline* localizada no menu *Polyline* e da ferramenta *Polyline to point* localizada no menu *Convert*. Após a conversão das *shapes* em pontos distanciados de 10 m, procedeu-se à extração dos valores de cada superfície (Superfícies A, B, C e D) correspondente à localização de cada ponto utilizando a ferramenta *Extract Multi Values to Point* localizada no conjunto de ferramentas *ArcToolbox-> Spatial analyst Tools -> Extraction -> Extract Multi Values to Point*. Após a extração destes valores, os mesmos foram copiados para uma folha *Excel* onde foram construídos os perfis, obtendo assim as várias secções.

5.5.2 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.5.2.1. - Superfície A

A superfície que representa o limite entre o substrato e o enchimento sedimentar plisto-holocénico (Figura 5.13 e Figura 5.14), é reflexo de uma rede de drenagem condicionada por constrangimento estrutural. No setor este desenvolve uma curva larga, com o paleotalvegue a encostar-se mais ao bordo sul da paleolaguna (Figura 5.13, Perfil A-A' e B-B') e apresenta uma secção transversal assimétrica. No setor oeste, a incisão é muito mais pronunciada embora produzida por tributários menores, e apresenta secções transversais mais simétricas (Figura 5.13, Perfil C-C'). Esta paleosuperfície apresenta um intervalo de valores de cota entre -36 e 22 m.

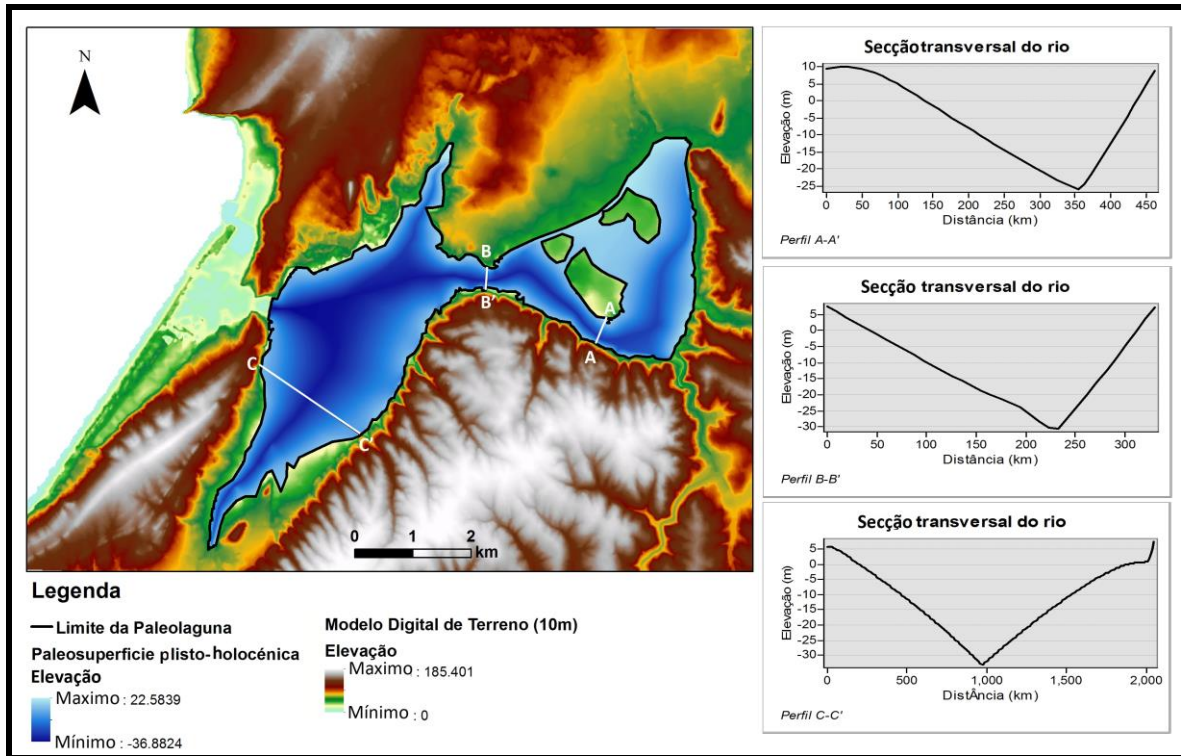


Figura 5.13 - Superfície A, que representa a paleosuperfície de acomodação do enchimento sedimentar plisto-holocénico.

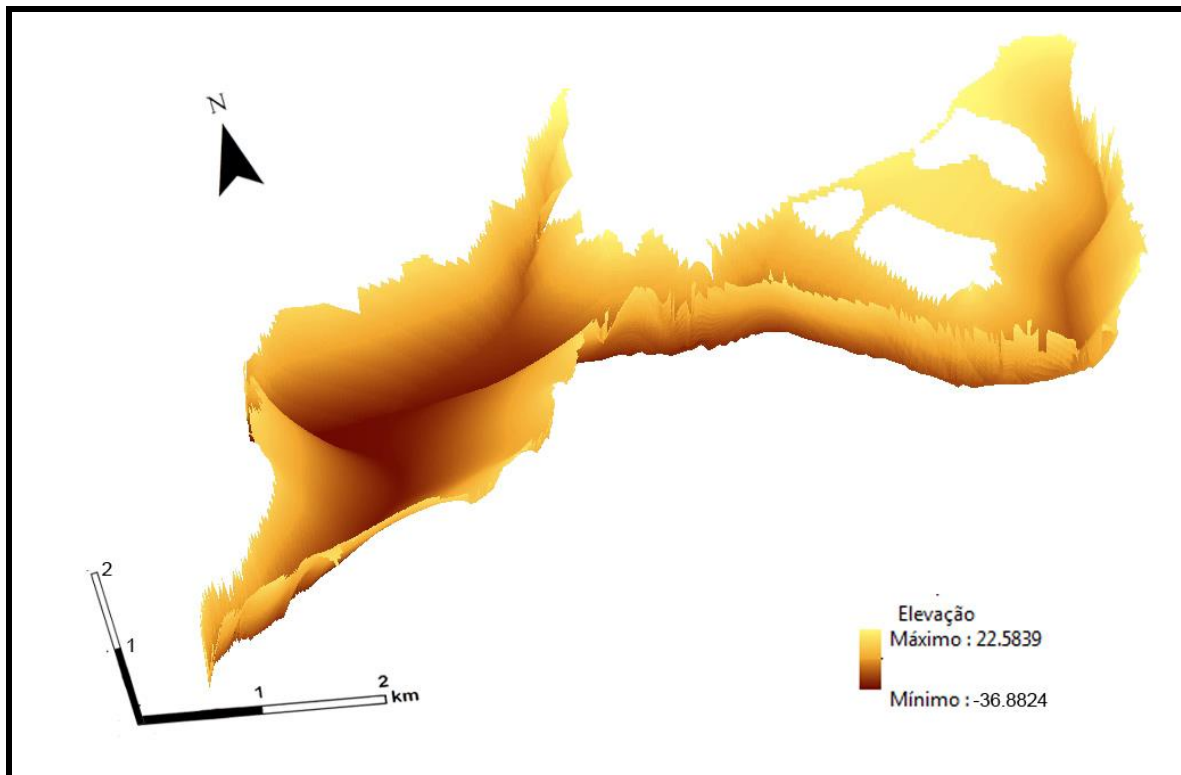


Figura 5.14 - Paleosuperfície plisto-holocénica visualizada em 3D no programa ArcSene.

5.5.2.2. - Superfície B

A superfície B, resultante da interpolação dos dados que representam o limite superior da unidade I (unidade fluvial antiga) e inferior da unidade II (unidade marinho/lagunar), apresenta valores de elevação a oscilar entre -35 e -4 m (Figura 5.15 e Figura 5.16), ocorrendo as cotas mais baixas na zona norte do alvéolo B. Corresponde ao topo da deposição fluvial antiga, efetuada pela rede de drenagem durante a subida do nível médio do mar aquando da deglaciação, e à superfície presente aquando do início da transgressão marinha, dentro da paleolaguna da Pederneira. O enchimento entre as superfícies A e B corresponde a uma sedimentação grosseira alimentada por materiais provenientes da bacia hidrográfica, portanto de origem continental, terrígena. Representa a sedimentação num troço juvenil do rio, que desaguava mais a oeste. Desta forma, devido à sua génese fluvial, faz sentido que esta unidade possa ter configuração de uma camada que reveste o referido paleorelevo, com zonas de sedimentação e outras de erosão resultantes da dinâmica da rede hidrográfica que a gerou. É pois exetável, que a superfície que limita superiormente esta unidade (superfície B), tenha uma configuração e geometria herdadas da paleosuperfície que a antecede e lhe serve de base, que corresponde ao paleorelevo esculpido pela rede de drenagem plistocénica. A superfície obtida apresenta uma configuração bastante plausível e em concordância com o modelo indicado.

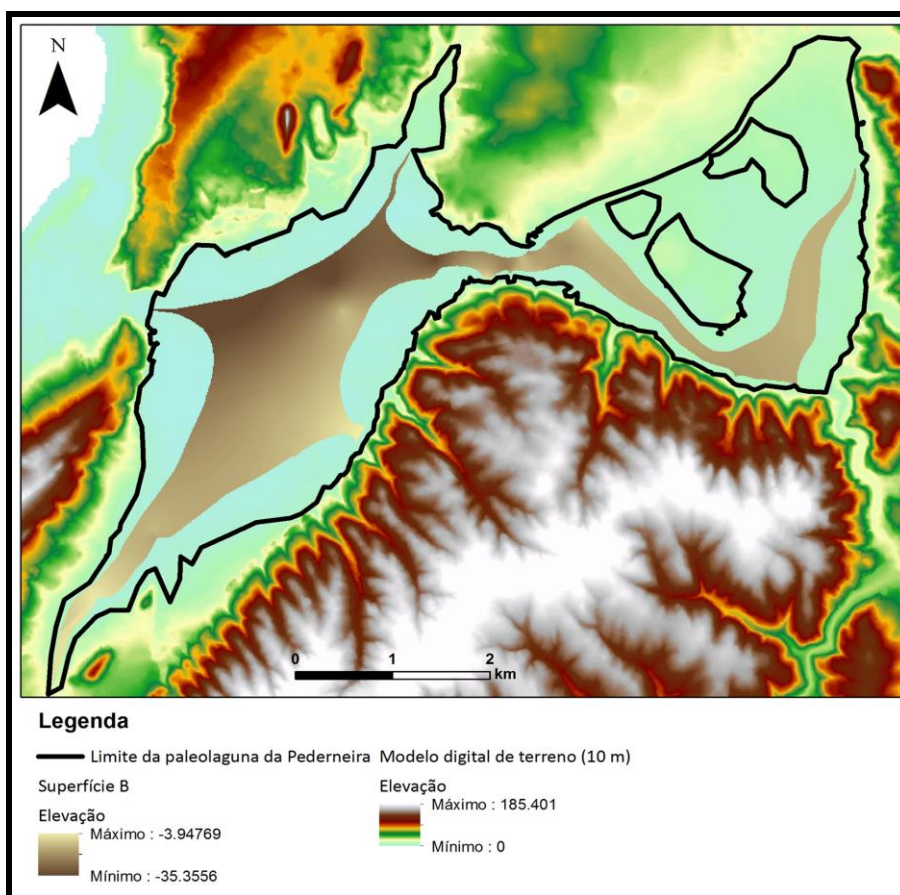


Figura 5.15 - Superfície B (limite entre a unidade I e a unidade II).

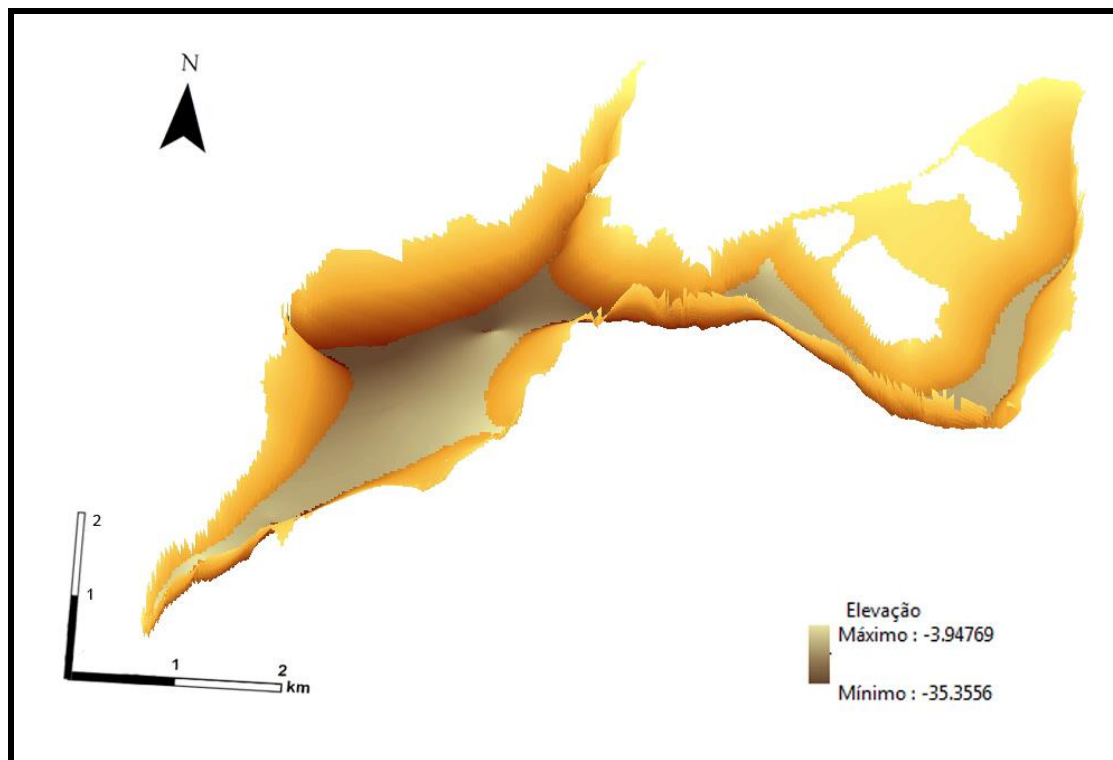


Figura 5.16 - Superfície B visualizada em 3D no programa *ArcSene*.

5.5.2.3. - Superfície C

A interpolação dos dados que representam o limite superior da unidade II (unidade marinho/lagunar) e inferior da unidade III (unidade fluvial recente) produziu uma superfície sub-horizontal, levemente inclinada para este e norte. As elevações integram um intervalo de valores entre -4 e 3 m (Figura 5.17 e Figura 5.18). Esta superfície (C), representa o término da sedimentação marinho/lagunar e o início da sedimentação fluvial recente, sendo plausível uma configuração sub-horizontal.

5.5.2.4. - Perfis e secções

Após a construção das várias superfícies que limitam as unidades constituintes do enchimento sedimentar plisto-holocénico, foi possível construir vários perfis e secções do mesmo enchimento sedimentar com o propósito de melhor visualizar o mesmo (Figura 5.19). Da observação destas secções podemos inferir (apenas de uma forma visual) que a volumetria das várias unidades varia ao longo da paleolaguna. De um modo geral, a unidade I (Fluvial antiga) é a que apresenta menor expressão. A unidade II (Marinha/Lagunar) apresenta uma maior expressão no alvéolo B, diminuindo a mesma em direção ao alvéolo C. Nota-se na zona do estrangulamento interior (Valado de Frades) uma semelhança entre as unidades mais recentes (Unidade II e III). No alvéolo C, é a unidade II (Fluvial recente) que domina em termos volumétricos.

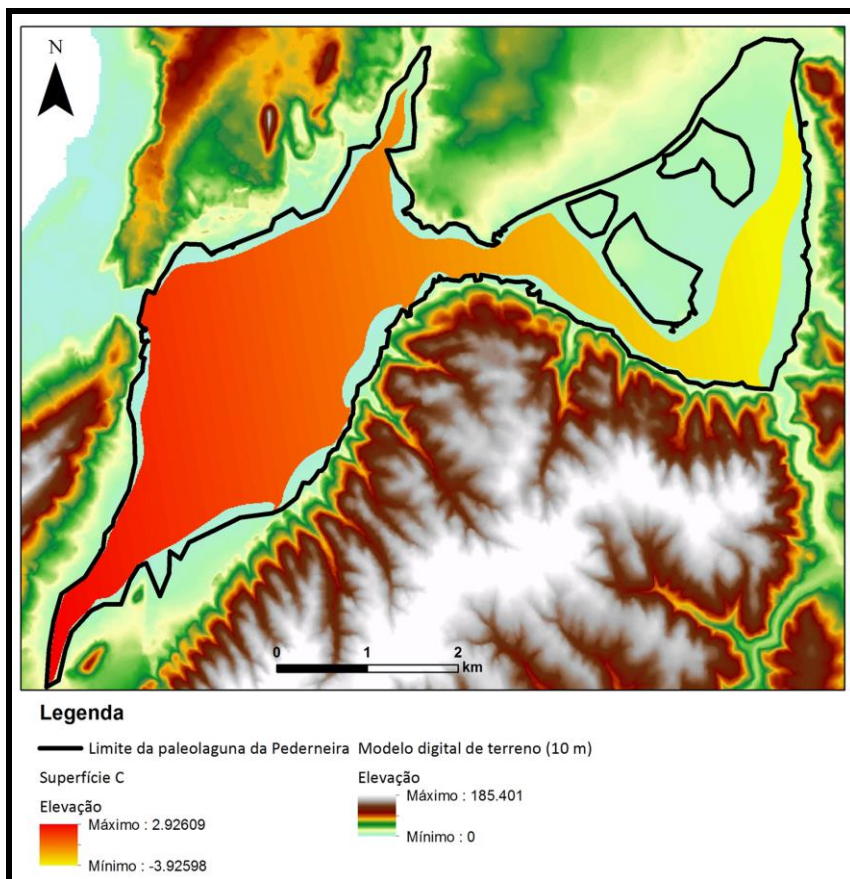


Figura 5.17 - Superfície C (limite entre a unidade II e a unidade III).

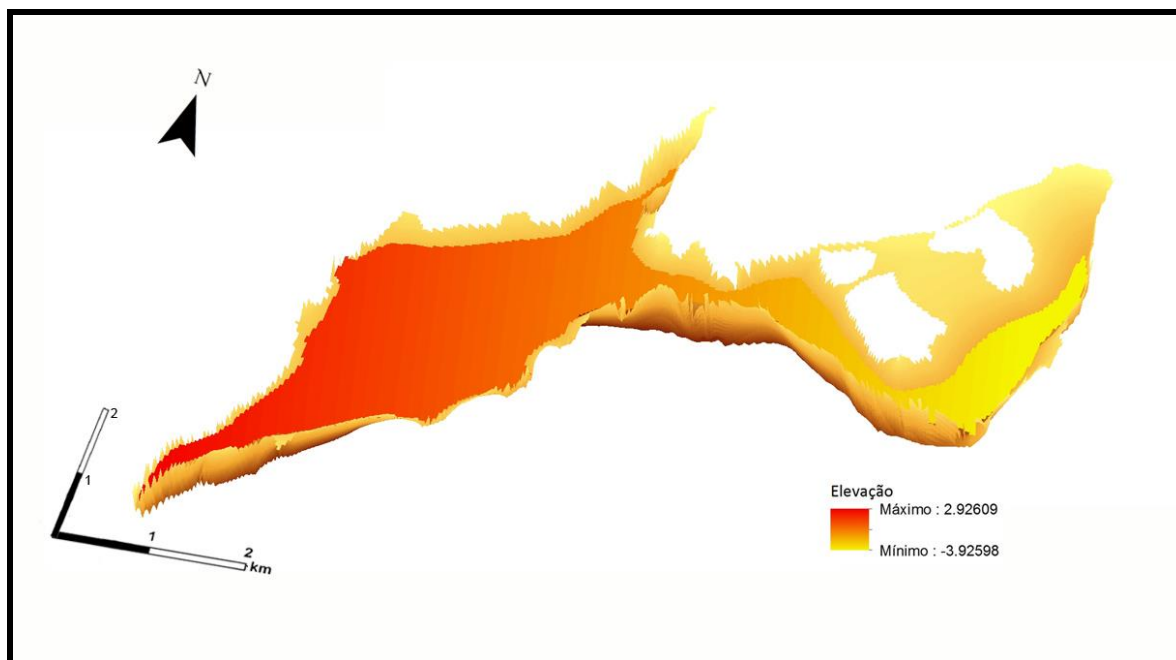


Figura 5.18 - Superfície C visualizada em 3D no programa ArcScene.

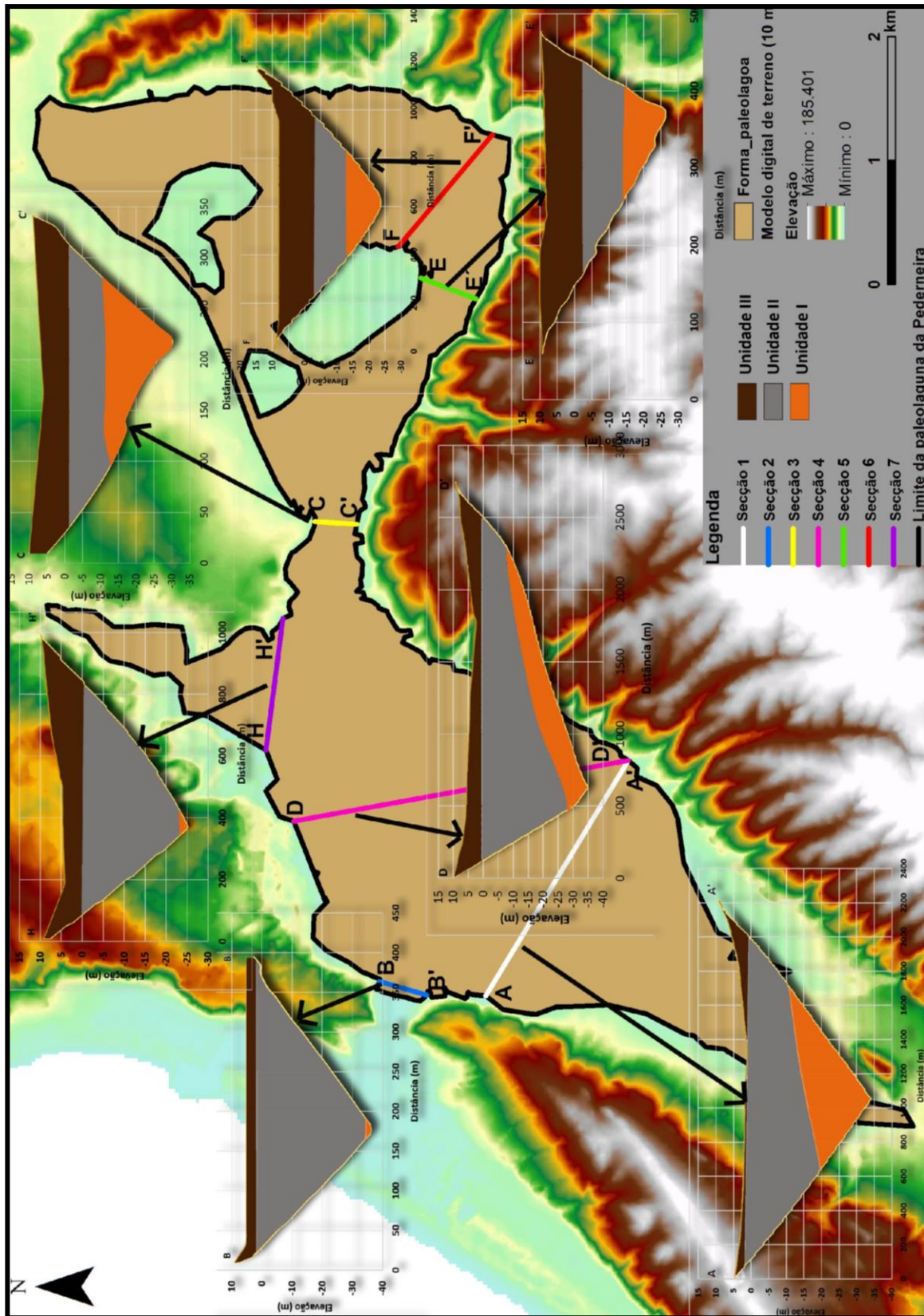


Figura 5.19 - Representação esquemática das várias secções do enchimento sedimentar plisto-holocénico da paleoaçuna da Pederneira.

5.6- MODELAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL

As superfícies produzidas pela interpolação espacial bem como as unidades litoestratigráficas que delimitam podem ser representadas de uma forma esquemática como se apresenta na Figura 5.20. Na posse das superfícies que separam as unidades litoestratigráficas e da superfície de acomodação, é possível, através de várias ferramentas incluídas no ArcGIS v. 10.0, determinar a volumetria associada (Figura 5.20).

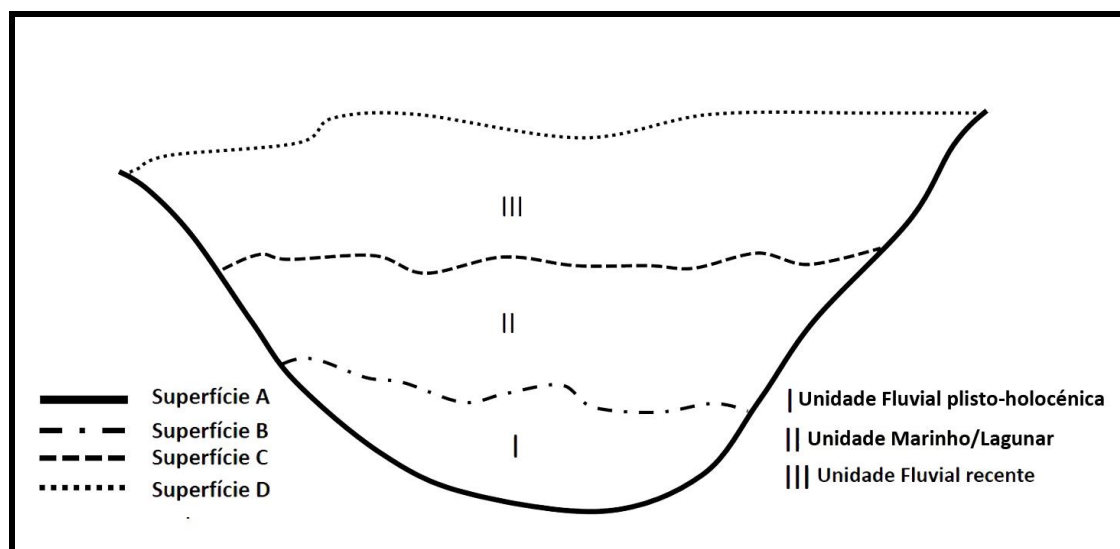


Figura 5.20 - Esquema representativo de um corte transversal às superfícies geradas por interpolação espacial e representação das unidades litoestratigráficas constituintes do enchimento sedimentar plisto-holocénico da paleolaguna da Pederneira.

5.6.1 - VOLUMETRIA DO ENCHIMENTO SEDIMENTAR PLISTO-Holocénico

5.6.1.1. - Metodologia

Recorrendo à ferramenta *Surface Volume* localizada no conjunto de ferramentas *ArcToolbox* -> *3D Analyst Tools* -> *Functional Surface* -> *Surface Volume*, é possível determinar o volume entre determinada superfície e um plano de referência definido pelo utilizador (pode-se escolher a opção *Above* ou *Below* relativamente ao plano de referência para a determinação do volume acima ou abaixo desse mesmo plano e determinada superfície). No presente trabalho decidiu-se utilizar a opção *Above*, partindo de um plano de referência materializado pela cota de -50 m (NMM) (cota escolhida arbitrariamente por se localizar abaixo do intervalo de cotas integrantes de qualquer uma das superfícies geradas). O pressuposto utilizado para a determinação do volume de cada unidade sedimentar é simples. Basta determinar o volume entre o plano de referência e cada superfície que limita inferiormente e superiormente cada unidade e o cálculo da diferença entre os dois volumes dará o volume da unidade. No entanto, o volume assim determinado é sobrestimado dada a configuração das superfícies. Por este fato e devido às

especificidades geomorfológicas/geométricas das superfícies geradas, antes de aplicarmos diretamente a ferramenta *Surface Volume*, foi necessário efetuar algumas modificações nas superfícies, sempre que se mostrou necessário para se conseguir determinar o volume exato de cada unidade sedimentar.

Para a determinação do volume da unidade I procedeu-se à alteração da superfície A de modo a obter-se uma nova superfície com as mesmas elevações mas limitada superiormente pela interseção com a superfície B. Para o efeito utilizou-se a ferramenta *Raster Calculator*, que permite operações algébricas entre rasters, existente no conjunto de ferramentas *ArcToolbox* -> *Spatial analyst Tools* -> *Map Algebra* -> *Raster Calculator*. Deste modo criou-se uma nova superfície idêntica à superfície A mas que não ultrapassa em elevação a superfície B (Figura 5.21), a que se deu o nome de *Superfície A'*. Na posse desta nova superfície determinou-se o volume entre a mesma e plano de referência, repetindo-se o processo para a superfície B, através da utilização da ferramenta *Surface Volume*, cujo modo de funcionamento já foi referido. O volume da unidade I resultou da diferença entre os dois volumes calculados anteriormente.

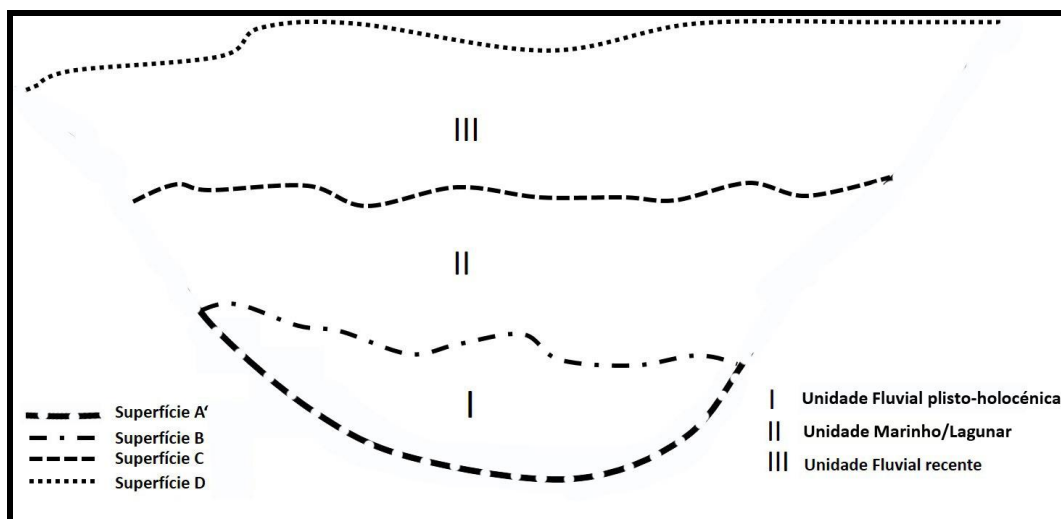


Figura 5.21 - Esquema ilustrativo das operações entre superfícies (*rasters*), geração da superfície A' limitada pela superfície B.

Para a determinação do volume das unidades II e III foi utilizado o mesmo procedimento, a seguir descrito, apenas para a unidade II. Deste modo, procedeu-se a uma nova operação entre rasters de forma a obter-se uma nova superfície A limitada superiormente pela interseção com a superfície C construída no *Raster Calculator* da ferramenta *Map Algebra* a que se deu o nome de *Superfície A''* (Figura 5.22). Para se obter apenas uma superfície que limite lateralmente a unidade II foi necessário proceder à manipulação desta nova superfície (*Superfície A''*). A manipulação das superfícies geradas (formato matricial) de modo a unir, intersectar e/ou recortar as superfícies é muito mais fácil e expedita em formato vetorial e para isso foi necessário convertê-las em pontos

(formato vetorial) utilizando a ferramenta *Raster to Point* localizada no conjunto de ferramentas *ArcToolbox-> Conversion Tools -> From Raster -> Raster to Point*. Foram transformadas para pontos as superfícies modificadas anteriormente (*Superfície A'* limitada pela superfície B e *Superfície A''* limitada pela superfície C) e a superfície B.

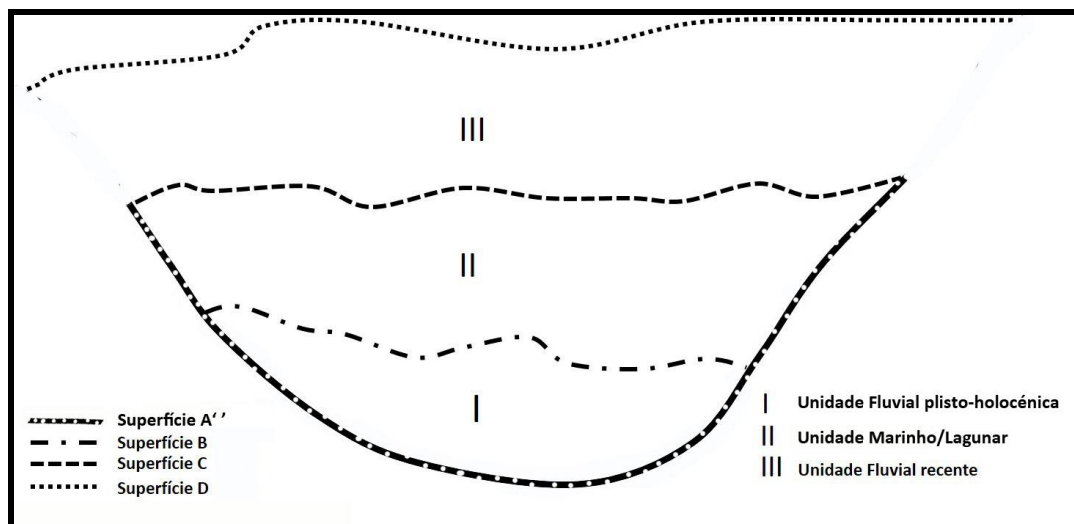


Figura 5.22 – Esquema ilustrativo das operações entre superfícies (*rasters*), geração da superfície *A''* limitada pela superfície C.

A superfície *A''* limitada pela superfície C (em formato vetorial) foi manipulada através da ferramenta *Editor*, a qual permite operações de edição nos formatos vetoriais. Selecionaram-se todos os pontos desta superfície que se intersejam com os pontos da superfície *A'* através da ferramenta *Selection by location* do menu *Selection*. Na superfície *A''* limitada pela superfície C ficaram selecionados todos os pontos com elevações inferiores às elevações da superfície B (correspondente a *A'*), os quais foram apagados. Desta operação resultou um ficheiro com valores de elevação compreendidos entre as superfícies B e C (Figura 5.23) que limita lateralmente a unidade II.

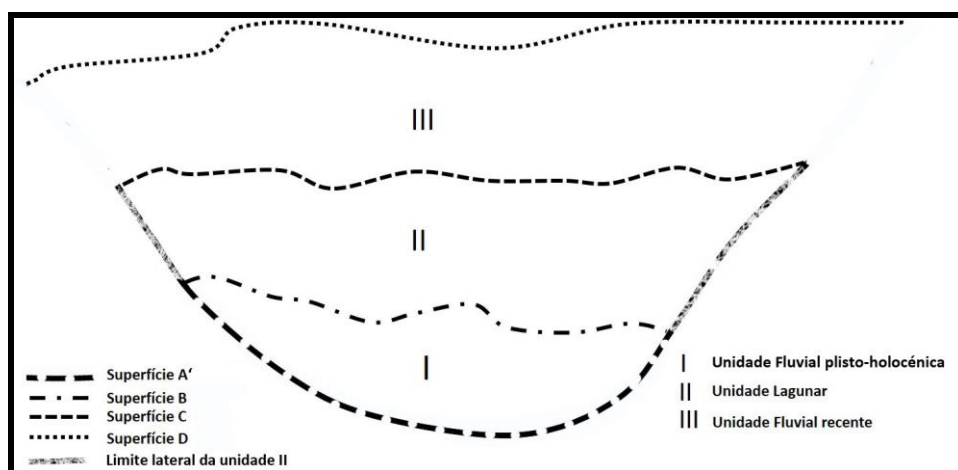


Figura 5.23 - Esquema ilustrativo da geração da superfície que limita lateralmente a unidade II.

De seguida procedeu-se à união desta superfície com a superfície B. Esta união foi conseguida através da ferramenta *Merge* disponível no conjunto de ferramentas *ArcToolbox-> Data Management Tools -> General -> Merge*. Desta forma obteve-se uma superfície que limita inferiormente e lateralmente a unidade II (Figura 5.24 A, linha amarela), a que se deu o nome de *Superfície de união*. A ferramenta *Surface Volume*, como já foi referido, funciona com um plano de referência e uma superfície. Esta ferramenta apenas funciona com uma superfície que seja um raster ou uma TIN, o que leva à necessidade de converter os ficheiros de pontos criados novamente em superfícies que possam ser utilizadas na referida ferramenta. Deste modo procedeu-se à conversão de todos os ficheiros de pontos (*shapefiles*), que representam as superfícies, a serem utilizadas na ferramenta *Surface Volume* em rasters. Para a conversão da superfície de união de pontos (*Superfície de união*) em formato matricial foi utilizada a ferramenta *Point to Raster* localizada no conjunto de ferramentas *ArcToolbox-> Conversion Tools -> To Raster -> Point to Raster*. Na posse das duas superfícies que limitam superiormente, inferiormente e lateralmente a unidade litoestratigráfica II, foi possível determinar o volume da mesma fazendo uso da ferramenta *Surface Volume* localizada no conjunto de ferramentas *ArcToolbox-> 3D Analyst Tools -> Functional Surface-> Surface Volume* da forma explanada anteriormente (Figura 5.24 B e C). Com o intuito de comparar a metodologia empregue, foi determinado o volume total da bacia de deposição do enchimento sedimentar plisto-holocénico, recorrendo à mesma ferramenta, utilizando a paleosuperfície de acomodação do enchimento plisto-holocénico e a superfície topográfica atual.

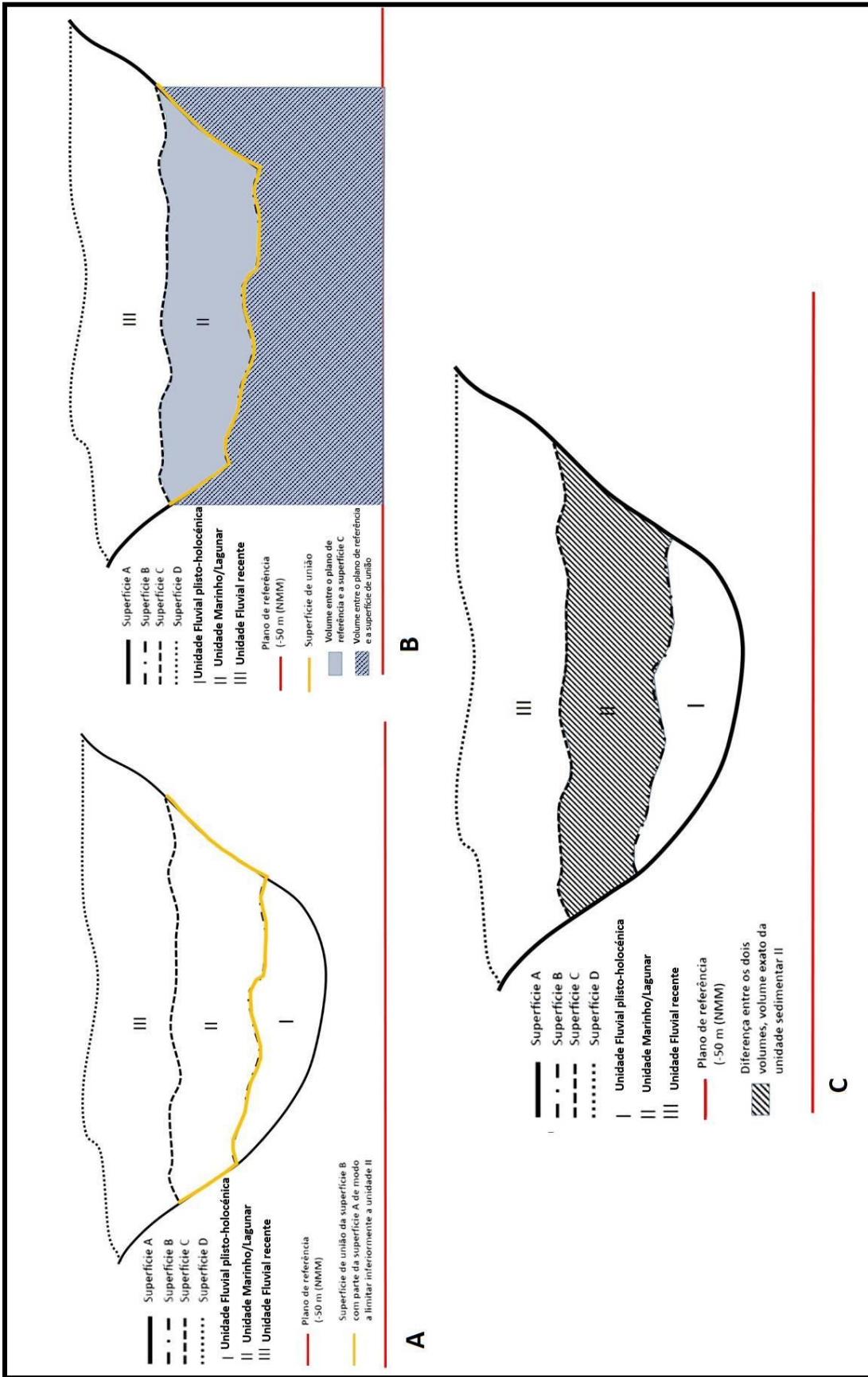


Figura 24 - Determinação do volume da unidade II: A - Exemplificação da união da superfície B com a parte da superfície A que a margina; B - Exemplificação do cálculo dos volumes entre as duas superfícies e o plano de referência; C - Exemplificação do volume determinado para a Unidade II.

5.6.1.2. - Resultados

A partir do cálculo dos volumes foi possível determinar a volumetria da paleolaguna da Pederneira, não só das diferentes unidades constituintes como também da sua totalidade (Tabela 5.1). De acordo com os dados presentes na referida tabela, a unidade I (Fluvial antiga) é a que apresenta uma menor expressão (cerca de 43 milhões de m³), seguida pela unidade III (Fluvial recente) com cerca de 78 milhões de m³, sendo a unidade II (Marinha/Lagunar) a unidade com maior expressão (cerca de 145 milhões de m³) no volume total do enchimento sedimentar plio-holocénico da Lagoa da Pederneira, o qual se materializa no valor de 265 milhões de m³ de sedimentos.

Existe uma diferença volumétrica total mínima entre a determinação pela soma dos volumes parcelares das várias unidades e pelo cálculo direto do volume total, a qual corresponde a 0.25 %, valor este bastante aceitável na ordem de grandeza dos volumes determinados.

Tabela 5.1 - Tabela dos volumes das diferentes unidades litoestratigráficas e do volume total da paleolaguna da Pederneira.

Unidade litoestratigráfica	Volume (m ³)	Volume total (m ³) (obtido da soma dos volumes das três unidades)	Volume total (m ³) (obtido diretamente entre a paleosuperfície e a superfície topográfica atual)	Diferença associada à diferença dos dois volumes totais (%)
Unidade III (Fluvial recente)	7,76E+07	2,65E+08	2,66E+08	0,25
Unidade II (Marinha/Lagunar)	1,45E+08			
Unidade I (Fluvial antiga)	4,25E+07			

Como já foi referido no ponto anterior (5.2.1) estes volumes parcelares não se distribuem uniformemente por toda a área da paleolaguna da Pederneira.

Os sedimentos constituintes deste depósito sedimentar são oriundos, maioritariamente, da bacia hidrográfica da paleolaguna da Pederneira (Figura 2.2) e uma pequena parte (negligenciável) corresponde a material trazido do oceano durante a transgressão marinha. Neste contexto, determinou-se a taxa de erodibilidade da bacia de drenagem durante o Holocénico. O volume de sedimentos acumulados (265×10^6 m³), na paleolaguna da Pederneira, foi dividido pela área da bacia hidrográfica (420 km²), obtendo-se assim o valor de 0,63 m. Este valor representa o rebaixamento que a superfície da bacia hidrográfica sofreu para produzir o volume de sedimentos do enchimento sedimentar da paleolaguna. Dividindo este rebaixamento pelo tempo que levou a

produzi-lo (aproximadamente 10 000 anos) obtemos uma taxa de erosão média da bacia hidrográfica de $\sim 0,06$ mm/ano. Se compararmos este valor com valores de taxas de erosão determinadas para a Europa (0,03 mm/ano), Ásia (0,13 mm/ano) ou Espanha (0,10-0,30 mm/ano) (Harrison, 1994; Cantón *et al.*, 2001) podemos verificar que o valor determinado para a área de estudo insere-se na mesma ordem de grandeza dos referidos na bibliografia. No entanto, este cálculo não leva em conta que a bacia hidrográfica é constituída por diferentes litologias e consequentemente a mesma contribui de forma diferente para a acumulação de detritos pois existem litologias mais erodíveis do que outras. Neste sentido, repetiu-se o mesmo exercício mas utilizando apenas a área da bacia hidrográfica correspondente às unidades mais erodíveis. A classificação das formações constituintes da bacia hidrográfica quanto ao seu grau de erodibilidade fez-se com base em trabalhos efetuados pelo Professor Doutor Jorge Dinis (Universidade de Coimbra, participante no projeto Paleonaz). Assim, definiram-se 5 classes de erodibilidade, sendo a classe 1 menos erodível e a 5 a mais erodível (Tabela 5.2). Neste novo cálculo utilizou-se a área correspondente às classes 5 a 3 para a determinação da taxa de erosão e pois são as que mais contribuíram para a acumulação de sedimentos na paleolaguna da Pederneira.

Assim, o volume acumulado de 265×10^6 m³ de sedimentos foi dividido pela área de 275 km², obtendo-se assim o valor de 0,97 m para o rebaixamento da superfície da bacia hidrográfica. Dividindo este rebaixamento pelo tempo que levou a produzi-lo obtemos uma taxa de erosão da bacia hidrográfica de $\sim 0,10$ mm/ano. Embora um pouco mais elevado, este valor está dentro da ordem de grandeza de valores referidos na bibliografia para outros casos de estudo.

Deste modo o valor do volume acumulado pelo método apresentado é verosímil e pode ser aceite como correto, mostrando-se assim como bastante viável a metodologia utilizada no processo de modelação tridimensional geológica efetuada.

Tabela 5.2 - Classes de erodibilidade das litologias presentes na bacia hidrográfica da paleolaguna da Pederneira. 1 - Alternâncias de calcários e calcários evaporíticos; 2 - Alternâncias de calcários e rochas detríticas; 3 - Detritos com matriz barrenta e níveis margosos; 4 - Detritos soltos; 5 - Rochas vulcânicas (comunicação oral de Jorge Dinis).

Classe de erodibilidade	Carta Geológica Nº 26-B Alcobaça		
	Sigla	Idade	Unidade
1	C ³	Turoniano	Alternância de calcários margosos, margas e calcários apinhoados e compactos (incluindo as "Camadas com Neolobites vibrayeanus")
	J ³ _b	Lusitaniano médio/Oxfordiano-Kimmer.	Camadas de Cabaços+Camadas de Montejunto (alternância de calcários e margas)
	J ² _{a,b,c}	Dogger	Caloviano, Batoniano, Bajociano (calcários recifais e da retaguarda do recife, em parte dolomitizados)
	J ¹ _{a,b}	Lias	Noriano-Retiano "margas e calcários de Dagorda" (margas salíferas e gipsíferas, margas mais ou menos arenosas, calcários margosos e dolomíticos)
2	C ² _{cde}	Cenomaniano inferior, Albiano, Aptiano e Neocomiano indiferenciados	Complexo detrítico e alternância de calcários e margas (com exclusão das "Camadas com Neolobites")
	J ³ _c	Kimmerdgiiano	Camadas de Alcobaça (margas com intercalações corálicas e arenosas, calcários mais ou menos margosos (por vezes oolíticos ou pisolíticos))
3	O / EO	Oligocénico e Eocénico indiferenciado	Complexo de conglomerados calcários e de argilas vermelhas com intercalações de tufos basálticos
	M	Miocénico	Complexo arenítico, por vezes grosseiro ou conglomerático
	C ¹⁻²	Cenomaniano inferior, Albiano, Aptiano e Neocomiano indiferenciados	Complexo detrítico
	J ³⁻⁴	Kimmeridgiiano/Titoniano	"Grés Superiores com vegetais..." Formação do Bombarral (complexo de arenitos e de argilas de diversas cores)
4	d	Holocénico	Dunas e areias de dunas
	P	Plio-Plistocénico indiferenciado	Formações astianas de Famalicão, de Mangues e de Salir do Porto e "Complexo arenoso de Valado de Frades"
5		Rochas eruptivas	Doleritos, teschenitos, andesitos

Capítulo 6

CONCLUSÕES

A partir do estudo multidisciplinar do enchimento sedimentar da paleolaguna da Pederneira, em três sondagens efetuadas no interior da várzea da Nazaré, foi possível caracterizar a sua evolução holocénica. Este estudo permitiu definir três grandes unidades litoestratigráficas análogas nas três sondagens, diacrónicas devido à sua localização geográfica em relação à linha de costa. A primeira unidade, unidade I, é constituída essencialmente por material arenoso médio a grosseiro de fácies fluvial depositada até aproximadamente 9 000 cal BP. A unidade II corresponde, de modo geral, a uma fácies marinho/lagunar materializada em sedimentos finos vasas, vasas arenosas e areias finas com fragmentos de conchas e inicia-se após ~9 000 cal BP até aproximadamente 2 000, 4 000 e 5 000 cal BP respetivamente para as sondagens NZS3 (localizada mais a oeste), NZS2 e NZS1 (localizada mais a leste). Este desfasamento temporal nas três sondagens reflete a diferente permanência do corpo lagunar no espaço ocupado pela paleolaguna da Pederneira, sendo perceptível o progressivo desaparecimento do mesmo de este para oeste, ou seja, de terra para o mar. Por cima desta unidade estabelece-se a unidade III, que principia por materiais turfosos, indiciando uma terrestrialização do ambiente, seguida de uma alternância entre sedimentos vasosos e arenosos que representa a frente de progradação dos terrenos aluvionares sobre o antigo espaço lagunar. O estabelecimento desta unidade também é diacrónico, começando a

partir de ~ 5 000, 4 000 e de 2 000 cal BP até à atualidade, de este para oeste, como seria espetável.

É possível identificar, de uma forma global, as grandes fases evolutivas pós Tardiglaciár propostas para a costa portuguesa por diversos autores na referida paleolaguna, apesar das diferenças decorrentes das peculiaridades dos vários locais no que concerne a enquadramento geológico, tipo de ambiente de sedimentação e variada influência antrópica no tempo e no espaço, entre outros fatores.

A fase I (Tardiglaciár até início do Holocénico ~ 11 500 cal BP) caracterizada por um nível do mar mais baixo, corresponde a fácies terrestre, com sedimentos azóicos e desprovidos de indicadores geoquímicos de paleossalinação, o que indica grande influência continental; está representada nas três sondagens pela unidade I de carácter fluvial, que nesta paleolaguna vai até ~9 000-9 500 cal BP.

A fase II (~11 500 cal BP - ~5 800 cal BP) caracterizada por uma taxa rápida de subida do nível médio do mar com consequente inundação das depressões marginais da costa portuguesa e vales fluviais anteriormente escavados, está representada nas três sondagens pela unidade paleoambiental marinha/estuarina (parte inferior da unidade II), caracterizada por material fino (areia e vasa), bioclastos típicos de ambientes salobros/marinhos e com matéria orgânica. A máxima transgressão marinha é normalmente atingida na parte final desta fase, tendo sido atingida no interior da paleolaguna na sondagem mais distal (NZS1) à cota de -7,72 (NMM) há aproximadamente 5800 Cal BP. Nas outras sondagens, a influência marinha fez-se notar até mais tarde e a cotas mais altas. O sinal marinho está expresso em todos os indicadores.

A fase III (~5 800 cal BP até ~2 000 cal BP) balizada na segunda metade do Holocénico e contemporânea de uma desaceleração da taxa de subida do nível médio do mar, está materializada na parte superior da fase lagunar correspondente à unidade paleoambiental estuarina/lagunar (parte superior da unidade II). Na sondagem NZ S1, regista-se já na segunda metade do Holocénico a progradação da sedimentação fluvial sobre o antigo espaço lagunar (parte inferior da unidade III), provavelmente devido à sua localização mais próxima do rio. A desaceleração da taxa de subida do nível médio do mar terá contribuído para possível formação de barreiras detríticas (no alvéolo litoral), potenciando o já existente confinamento do espaço aquoso produzido pelos estrangulamentos rochosos existentes. Como consequência, originou-se um espaço estuarino ou lagunar mais restrito que poderá ter evoluído com alternância de períodos de completo isolamento e outros de comunicação com o oceano (ocorre uma alternância de associações fósseis típicas de ambientes salobros e de água doce), além do início

da progradação da sedimentação fluvial, do lado este, sobre o até então espaço lagunar. Neste período o registo sedimentar apresenta uma textura semelhante à fase anterior (vasas e areias finas) tendo-se registado o aparecimento de turfa na sondagem mais distal (NZS1), indicativo de uma sedimentação mais marginal, ou seja, terrestrialização do espaço lagunar. Os teores de matéria orgânica e bioclastos são elevados ocorrendo a presença de pirite, fato indicativo de condições ambientais redutoras. Os indicadores geoquímicos, que expressam afinidade marinha surgem em quantidades mensuráveis.

Por último, a fase IV (~2 000 cal BP até atualidade) ocorrida nos últimos milhares de anos, caracterizada por um retorno a condições de sedimentação fluvial, está representada pela unidade paleoambiental fluvial recente, unidade III. Nota-se que esta unidade tem maior expressão na parte mais interna da paleolaguna diminuindo para o litoral e a mesma é caracterizada por sedimentos finos a grosseiros (vasa e areia fina a grosseira) com conteúdo fóssilífero e expressão nos indicadores de afinidade marinha semelhantes à unidade I. Esta unidade fluvial apresenta maiores teores de matéria orgânica e de carbonato de cálcio do que a unidade fluvial antiga (unidade I), sendo o carbonato originário de precipitação química, fenómeno que não se registou na unidade I. O assoreamento sentido nesta fase ocorreu com intensidades distintas ao longo do tempo. Dos registos históricos, sabe-se que a variação do perímetro da área inundada até ao Período Romano, foi pouco importante, tendo ocorrido um maior assoreamento a partir do século XII como resultado das atividades protagonizadas pela comunidade Monástica de Alcobaça (Monges da ordem de Cister).

Regista-se assim uma história evolutiva para a paleolaguna da Pederneira contemplada em quatro fases distintas, todas elas associadas a um regime eustático positivo, registando-se um ciclo sedimentar completo, o qual inclui uma fase transgressiva (subida do nível do mar) e uma fase regressiva (aquando da desaceleração da taxa de subida do nível do mar). A colmatação da laguna foi consequência dos factores globais, como a desaceleração da taxa de subida do nível de base com consequente aumento da progradação da sedimentação fluvial, passível de produzir o confinamento do espaço lagunar/estuarino, e os factores locais como a intervenção antrópica. Esta fez-se sentir mais acentuadamente no intervalo temporal mais recente, com a crescente utilização do espaço circundante à laguna, potenciando deste modo a erosão (processos de desflorestação para cultivo) e consequente aumento de material detrítico contributivo para o assoreamento da paleolaguna.

Foi definido um modelo geomorfológico concetual para a área em estudo, com base no conhecimento geológico, geomorfológico e senso comum, o qual assenta em três pressupostos base: (1) a paleorede de drenagem é constituída por um sistema exorreico que desagua no estrangulamento rochoso de Ponte das Barcas, mais ocidental (limite oeste do alvéolo B da várzea da Nazaré); (2) a incisão de cada talvegue aumenta para jusante e (3) a paleorede de drenagem estava em equilíbrio com o nível de base. Com base neste modelo geomorfológico concetual foi definida a paleorede de drenagem que esculpiu o substrato onde assenta o enchimento plisto-holocénico, a qual, juntamente com a informação retirada de inúmeros relatórios de sondagens efetuados no âmbito de da construção de estradas e outras obras, permitiu a definição da morfologia e profundidade da superfície de acomodação do enchimento plisto-holocénico.

A utilização de técnicas de geoprocessamento, recorrendo a ferramentas de software de Sistemas de Informação Geográfica (ArcGIS v.10,) mostrou-se bastante útil na geração, através de interpolação, não só da paleosuperfície de acomodação do enchimento sedimentar plisto-holocénico, mas também na geração das superfícies que limitam as várias unidades litoestratigráficas. Dada a insuficiência de dados e a sua distribuição não uniforme na área de estudo, mostrou-se imprescindível a criação de um modelo geomorfológico concetual aplicado à mesma para ser possível restringir o universo de resultados possíveis e avaliar a correta interpolação das várias superfícies referidas. Foi possível, após a geração destas superfícies, modelar o enchimento sedimentar plisto-holocénico e conseguir ter uma perceção da sua distribuição no espaço. A modelação destas unidades litoestratigráficas permitiu o conhecimento da sua geometria e da volumetria associada. Conclui-se que a unidade basal (unidade I), que corresponde a um depósito fluvial produzido pela dinâmica da rede de drenagem é a de menor expressão, com um volume associado de cerca de 43 milhões de m³. A transgressão marinha originou a maior unidade do enchimento sedimentar (unidade II), com cerca de 145 milhões de m³ de sedimentos, formando uma camada sub-horizontal em forma de cunha com a parte mais fina em direção a terra. Por último, representando uma fácies continental, formou-se a unidade III, também sub-horizontal em forma de cunha mas com a parte mais fina inversa à unidade anterior, apresentando um volume de sedimentos na ordem dos 78 milhões de m³.

Na posse da volumetria total (cerca de 265 milhões de m³) e da área da bacia de drenagem (420 km²) contributiva para o enchimento sedimentar, foi possível determinar a taxa de erosão média da superfície da bacia hidrográfica que contribuiu para o enchimento da paleolaguna durante aproximadamente 10 000 anos, a qual resultou no valor de 0,06 mm/ano. No entanto, quando se tem em conta a superfície da bacia hidrográfica com maior grau de erodibilidade (275 km²), obtém-se o valor de 0,10 mm/ano. Estes valores são da mesma ordem de grandeza de outros

referenciados na bibliografia (Europa 0, 03 mm/ano, Ásia 0,13 mm/ano, Espanha 0, 100-0,30 mm/ano). Assim, verifica-se que a metodologia usada para a modelação tridimensional geológica aplicada ao enchimento sedimentar da paleolaguna da Pederneira, produz resultados satisfatórios e é uma ferramenta eficaz na problemática da reconstrução paleoambiental em zonas com pouca informação.

Este trabalho representa uma primeira aproximação no que se refere a modelação tridimensional, podendo as conclusões do mesmo vir a ser validadas (ou não) com a realização de mais sondagens ou métodos que consigam inferir diretamente sobre o enchimento sedimentar.

Eventualmente poder-se-á investir no desenvolvimento da mesma metodologia aplicando outros softwares mais vocacionados para a modelação tridimensional como forma de melhorar a modelação. No que concerne ao cálculo da taxa de erosão média da bacia hidrográfica, poder-se-á aferir os resultados com um estudo mais aprofundado utilizando, por exemplo, a Equação Universal de Perda de Solo.

Capítulo 7

REFERÊNCIAS

BIBLIOGRÁFICAS

- Alday, M., Cearreta, A., Cachão, M., Freitas, M.C., Andrade, C. & Gama, C. (2006) – Micropaleontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66, pp: 532-543.
- Araújo, M. F., Conceição, A., Barbosa, T., Lopes, M. T., Humanes, M. (2003) – Elemental composition of marine sponges from the Berlengas natural park, western Portuguese coast. *X-RaySpectrom (XRS)*, 32, pp. 428–433.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques M. H. & Manuppella, G. (2003) – Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro. Lisboa, 43p.
- Baize, D. (1988) – *Soil Sciences Analyses. A guide to current use*. John Wiley & Sons, 192 p.
- Bao, R., Freitas, M.C. & Andrade, C. (1999) - Separating eustatic from local environmental effects a late holocene record of coastal change in Albufeira lagoon, Portugal. *The Holocene*, 9, (3), pp. 341-352.

- Blaauw, M. (2010) - Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, pp. 512-518.
- Bøtter-Jensen, L., Andersen, C.E., Duller, G.A.T., Murray, A.S. (2003) - Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements. *Radiation Measurements*, 37, pp. 535 – 541.
- Cabral, M. C., Freitas, M. C., Andrade, C., Moreira, S., Cruces, A. (2011) – Holocene ostracods of Pederneira (Nazaré, Portugal), a structurally-segmented infilled lagoon. *Joanea Geologie und Paläontologie*, 11, pp. 36-38.
- Cabral, M. C.; Freitas, M.C.; Andrade, C. & Cruces, A. (2006) - Coastal evolution and Holocene Ostracods in Melides lagoon (SW Portugal). *Marine Micropaleontology*, 60, pp: 181-204.
- Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A. & Puigdefábregas, J. (2001) – Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology*, 252, pp: 65-84.
- Carvalho, C. (1998) - GranGraf V 2.0 B, Programa de Tratamento de Dados Granulométricos, F.C.U.L., Lisboa.
- Carvalho, A. M. G. (2003) – Geologia Sedimentar. Volume I – Sedimentogénese. Âncora editora. Lisboa, 444p.
- Cearreta, A., Alday, M., Freitas, M.C., Andrade, C. & Cruces, A. (2002) - Modern and Holocene foraminiferal record of alternating open and restricted environmental conditions in the Santo André lagoon, SW Portugal. *Hydrobiologia*, 475/476, pp. 21-27.
- Cearreta, A., Cachão, M., Cabral, M.C., Bao, R. & Ramalho, M.J. (2003) - Lateglacial and Holocene Environmental Changes in Portuguese coastal lagoons: 2 – Microfossil multiproxy reconstruction of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13, 3, pp. 447-458.
- Cearreta, A., Alday, M., Freitas, M.C. & Andrade, C. (2007) - Postglacial foraminifera and paleoenvironments of the Melides lagoon (SW Portugal): towards a regional model of coastal evolution. *Journal of Foraminiferal Research*, 37, 2, pp. 125-135.
- Christofolletti, A. (1980) - Geomorfologia. 2a. Ed. Edgard Blucher Lda. São Paulo. 188p.
- Costa, J.B. (1991) – Caracterização e Constituição do Solo. Fund. Cal. Gulbenkian. 4ª ed., 527p.
- Cruces, A. G. (2001) - Estudo a micro e meso-escala temporalde sistemas lagunares do SW alentejano (Portugal): as lagunas de Melides e Santo André. Dissertação apresentada à

- Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, na especialidade de Geologia do Ambiente, 218 p.
- Cruces, A., Freitas, M.C., Andrade, C., Munhá, J., Tassinari, C. Vale, C. & Jouanneau, J.-M. (2006) – The importance of geochemistry in multidisciplinary studies of lagoonal environments at different time scales: the case of Santo André lagoon (SW Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 39, pp. 1716-1722.
- Darby, S., E. & Van de Wiel, M., J. (2003) – Models in Fluvial Geomorphology. In: Kondolf, G. M. & Piégay, H. (Eds.) *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, England, pp. 503-537.
- Davis, J.C. (2002) - *Statistics and data analysis in geology*. Third Edition. John Wiley and Sons Inc., New York, 638 p.
- Davis, W. M. (1899) – The geographical cycle. *Geographical Journal*. Vol. 14, Nº 5, pp. 481-504.
- Dias, J. M. A., Boski, T., Rodrigues, A. & Magalhães, F., (2000) - Coastline evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. *Marine Geology*, 170, pp. 177-186.
- Dinis, J. & Costa, P. J. M. (2004) - Holocene infill of the Caldas da Rainha Valley. Anthropological and natural impacts in the fast evolution of three coastal lagoons. ICSU Dark Nature - IGCP 490, Mauritania, 1st joint meeting - Mauritania: the desert and the coast. Mauritania. Leroy S. and Costa P. (eds.), Volume of abstracts and field guide, pp. 63-66.
- Dinis, J., Henriques, M. V., Freitas, M.C., Andrade, C. (2005) - The holocenic evolution of the Óbidos, Alfeizerão and Pederneira lagoons (western Portugal). Natural and anthropogenic forcing. *Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution*, Coastal Hope 2005. Lisboa, pp. 42-43.
- Dinis, J. (2006) - O Vale da Lagoa da Pederneira: Condicionantes Geológicas e Evolução do Diapiro das Caldas da Rainha. Colóquio “Lagoa da Pederneira: Geologia e História”, Câmara Municipal da Nazaré, 1p.
- Dinis, J. L., Henriques, V., Freitas, M. C., Andrade, C., e Costa, P. (2006) - Natural to anthropogenic forcing in the Holocene evolution of three coastal lagoons (Caldas da Rainha valley, western Portugal). *Quaternary International*, 150, Elsevier, pp. 41-51.

- Dinis, J. & Tavares, A. (2006) – Condicionantes naturais e antrópicas na evolução holocénica de 3 lagunas do centro de Portugal (Óbidos, Alfeizerão e Pederneira). Actas do 2º Seminário sobre Sistemas Lagunares Costeiros. Vila Nova de Santo André, Biblioteca Municipal, 2006. Escola Superior de Educação João de Deus, pp: 25-41.
- Drago, T., Naughton, F., Moreno, J., Rocha, F., Cachão, M., Sanchez Goñi, M.F., Oliveira, A., Cascalho, J., Fatela, F., Freitas, C. & Andrade, C. (2002) – Geological record of environmental changes in the Douro estuary (NW Portugal), since the Late Glacial. Proceedings, LITTORAL 2002, Eurocoast, Vol. III, pp. 341-346.
- Drago, T., Freitas, C., Rocha, F., Cachão, M., Moreno, J., Naughton, F., Fradique, C., Araújo, F., Silveira, T., Oliveira, A., Cascalho, J. & Fatela, F. (2006) – Paleoenvironmental evolution of estuarine systems during the last 14000 years – the case of Douro estuary (NW Portugal). Journal of Coastal Research, SI 39, pp. 186-192.
- Duller, G.A.T. (2003) - Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. Radiation Measurements 37, pp. 161 – 165.
- ET Spatial Techniques. (2012) – ET Geo Wizards. Version 10.2 for ArcGis 10.0. Copyright@lanko Tchoukanski. <http://www.ian-ko.com/>
- Ferreira, T., Freitas, M.C., Cruces, A. & Andrade, C. (2004) - Lagoas Interdunares - exemplos do Litoral SW Alentejano. Livro de resumos, 1º Seminário de Sistemas Lagunares Costeiros, Santo André, p.15.
- Ferreira, T., Ramos, R., Freitas, M.C. & Andrade, C. (2009) – Morphological evolution of the Óbidos lagoon (western coast of Portugal) since the Holocene transgressive maximum. Journal of Coastal Research, SI 56, V. I, pp. 612-616.
- Flemming, B. W. (2000) – A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. Continental shelf research, 20, pp. 1125-1137.
- Flores, J. A. & Sierro, F. (1997) - Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation. Marine Micropalaeontological 43, nº. 3, pp, 321-324.
- Folk, R. L. & Ward, W.C (1957) – Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. Journal of Sedimentary Research, 27(1), pp. 3-26.
- França, J. C. & Zbyszewski G. (1963) - Notícia explicativa Folha 26-B (Alcobaça) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000. Serviços Geológicos de Portugal, 51 p.

- Freitas, M.C. & Andrade, C. (1997) – Sistemas fluvio-lagunares a Sul do Tejo: evolução a escalas temporais diferentes. Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal. Associação Eurocoast-Portugal, pp. 525-545.
- Freitas, C. & Andrade, C. (1998) – Evolução do litoral português nos últimos 5000 anos. Alguns exemplos. Almadan, Centro de Arqueologia de Almada, pp. 64-70.
- Freitas, M.C., Andrade, C. & Cruces, A. (2002) - The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International*, vol. 93-94 (C), pp. 161-170.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Rocha, F., Tassinari, C., Munhá, J.M., Cruces, A., Vidinha, J. & Silva, C. M. (2003a) – Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons: 1. The sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area (SW Portugal). *The Holocene*, 13, 3, pp. 433-446.
- Freitas, M.C., Cachão, M., Andrade, C. & Cruces, A. (2003b) – O ciclo sedimentar do Tardiglacial e Holocénico. Exemplos do litoral SW português. VI Congresso Nacional de Geologia, Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, pp. H61-H64.
- Freitas, M. C. (2006) - A Lagoa da Pederneira no contexto da evolução Holocénica do Litoral Centro. Colóquio “Lagoa da Pederneira: Geologia e História”, Câmara Municipal da Nazaré, 2p.
- Freitas, M. C., Andrade, C., Ferreira, T., Cruces, A. & Araújo, M. F. (2007) - Wet dune slacks, sea-level and coastal evolution in the southwestern Portuguese façade. *Journal of Coastal Research*, SI 50, pp. 231-236.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Ramos, R., Cruces, A., Henriques, V. (2010) - Evolução paleoambiental da planície litoral a sul da Nazaré desde o Tardiglacial, integração no modelo de evolução do litoral ocidental Português. *Proceedings, Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution, Coastal Hope 2010*. Lisbon, pp, 48-58.
- Friedman, G.M. & Sanders, J.E. (1978) - *Principles of Sedimentology*. Wiley: New York, 792p.
- Friedman, G.M., (1962) - On sorting, sorting coefficients and the log normality of the grain-size distribution of sandstones. *Journal of Geology*, Vol. 70, No. 6, pp, 737-753.
- Hack, J. T. (1957) – Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U. S. Geol. Sur. Prof. paper. Washington, EUA. (294-B). pp, 45-97.

- Harrison, C. G. A. (1994) - Rates of continental erosion and mountain building. *Geol Rundsch* nº 83, pp, 431-447.
- Henriques, M.V. (1996) - A Faixa litoral entre a Nazaré e Peniche. Unidades geomorfológicas e dinâmica atual dos sistemas litorais. Dissertação de doutoramento, Universidade de Évora, 575p. Inédito.
- Henriques, M. V. (1997) - Dinâmica dos principais sistemas de Praia da Estremadura portuguesa (entre Nazaré e Peniche). *Cuaternário Ibérico*, pp. 125-126.
- Henriques, M. V. & Neto, C. (2002) - Caracterização Geo-Ecológica dos sistemas de cordões dunares da Estremadura (Nazaré, S. Martinho do porto e Peniche-Baleal). *Finisterra*, XXXVII, 74, pp. 5-31.
- Henriques, M. V., Freitas, M. C., Andrade, C. & Cruces, A. (2002) - Alterações morfológicas em ambientes estuarinos desde o último máximo transgressivo: exemplos da Estremadura e Alentejo. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, vol. I, APGeom, Lisboa, pp. 99-109.
- Henriques, M. V. (2003) – Análise morfológica e evolução sedimentar da planície aluvial da Nazaré (Estremadura Portuguesa). *Thalassas*, 19 (2a), Vigo, pp. 54-56.
- Henriques, M. V. & Dinis, J. (2005) - Avaliação do enchimento sedimentar holocénico na planície aluvial da Nazaré (Estremadura Portuguesa). *Proceedings X Colóquio Ibérico de geologia. A geografia Ibérica no contexto Europeu*. Évora. PDF079, 16 p.
- Henriques, M.V. & Dinis, J.L. (2006) – Avaliação do enchimento sedimentar holocénico na planíciealuvial da Nazaré (estremadura Portuguesa). *Actas, X Colóquio Ibérico de Geografia*, Évora, 16p.
- Henriques, M.V., Freitas, M.C., Ramos, R., Andrade, C. (2010) - A Lagoa da Pederneira – Evolução geomorfológica e contexto socioeconómico regional. *Proceedings, Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution, Coastal Hope 2010*. Lisbon, pp. 67-69.
- Henriques, M.V. (2013) – O litoral dos coutos de Alcobaça. Evolução sedimentar e histórica da Lagoa da Pederneira. In: *Atas de Congresso Mosteiros Cistercienses, História, Arte, Espiritualidade e Património*, J. A. Carreiras (dir.), Alcobaça, Tomo III, pp: 423-442.

- Huggett, R. J. (2003) - *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge Fundamentals of Physical Geography. London, 386p.
- Instituto Geográfico e cadastral - (1961). Carta Geológica de Portugal, Folha 26-B (Alcobaça), escala: 1/50 000.
- Instituto Geográfico do Exército - IGeoE. (1968). Carta Militar de Portugal, nº 307 (Valado de Frades), escala: 1/25 000. Série M888. Edição 2-S.C.E.P.
- Instituto Geográfico do Exército - IGeoE. (1969). Carta Militar de Portugal, nº 317 (Alcobaça), escala: 1/25 000. Série M888. Edição 2-S.C.E.P.
- Instituto Geográfico do Exército- IGeoE. (1967). Carta Militar de Portugal, nº 316 (S. Martinho do Porto), escala: 1/25 000. Série M888. Edição 3-S.C.E.P.
- Instituto Geográfico do Exército- IGeoE. (1969). Carta Militar de Portugal, nº 306B (Nazaré), escala: 1/25 000. Série M888. Edição 2-S.C.E.P.
- Leopold, B.L., Wolman, G.M. and Miller, P.J. (1964) - *Fluvial processes in geomorphology*. W. H. Freeman and Company. San Francisco, 522p.
- Leorri, E., Fatela, F., Moreno, J., Antunes, C., Cearreta, A., Freitas, M.C. & Andrade, C. (2009) – Intertidal foraminifera in the Mira estuary, SW Portugal, and their use as sea-level proxies. *Geogaceta*, 46, pp.71-74.
- Moreira, S., Freitas, M.C., Araújo, M.F., Cruces, A., Andrade, C., Regala, R. & Lopes, V. (2010) - Paleoenvironmental evolution of Pederneira lagoon (Nazaré, Portugal) using sedimentological and geochemical proxies. *Coastal Hope 2010 Proceedings*, pp. 76-77.
- Morisawa, M. (1985) - *Geomorphology texts 7, Rivers*. Longman Group Ltd. New York, 222p.
- Murray, A. S., & Wintle, A. A., (2000) - Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Measurements* 32, pp. 57–73.
- Murray, A.S., Marten, R., Johnston, A., Martin, P., (1987) - Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 115, pp. 263–288.
- Murray, A.S., & Wintle, A.G., (2003) - The single aliquot regeneration dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* 37, pp. 377–381.

- Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T. & Freitas, M.C. (2007a) – Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology*, 62, pp. 91- 114.
- Naughton, F., Sánchez Goñi, M. F., Drago, T., Freitas, M. C. & Oliveira, A. (2007b) – Holocene changes in the Douro estuary (northwestern Iberia). *Journal of Coastal Research*, 23, pp. 711-720.
- Prescott J.R., Hutton J.T., (1994) - Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23(2-3): 497-500, DOI10.1016/1350-4487(94)90086-8.
- Ramos, R., Freitas, M. C., Bristow, C., Andrade, C., Costas, S., Grangeia, C., Hermozilha, H., Senos Matias, M. J. (2010a) - The internal structure and evolution of the Nazaré coastal dunes. *Proceedings, Coastal HOPE 2010 – Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution*, Lisboa, pp. 86-87.
- Ramos, R., Freitas, M.C., Bristow, C., Andrade, C., Costas, S., Grangeia, C., Hermozilha, H. & Senos Matias, M.J. (2010b) - Sedimentary structure of the Nazaré coastal dunes (Portugal). *Proceedings, XIII International Conference on Ground Penetrating Radar, IEEE Xplore*, Lecce, Italia, pp. 973-977.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009) - IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, pp. 1111-1150.
- Sack, D. (1992) – New wine in old bottles: the historiography of a paradigm change. *Geomorphology*, 5(3-5), pp. 251-263.
- Santos, L., & Sanchez Goñi, M. F. (2003) – Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 3: vegetation history of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13, 3, pp. 459-464.
- Scheidegger, E.A. (1991) - *Theoretical Geomorphology*. Third edition. Springer-Verlag. Berlin. 434p.
- Soares, A. (200) – *Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente*. IST Press, Lisboa, 206p.

- Sparks, B. W. (1972) - Geomorphology. Second edition. Longman Group Ltd. Great Britain. 530p.
- Strahler, A. N., (1952) - Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosion al topography. Bulletin Geological Society of America, 63, 10, pp. 1117-1142.
- Teixeira Duarte, S.A. (2009) – Relatório 5489 de reconhecimento geológico, Pederneira-Nazaré. 7p.
- Webster, R., & Oliver, M., A. (2007) – Geostatistics for Environmental Scientists. John Wiley & Sons Ltd. 2nd Edition, England, 309p.
- Wentworth, C.K. (1922) - A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. Journal of Geology, 30 (5), pp. 377-392.
- Zbyszewski, G. (1959) - Étude structural de la Vallée Typhonique de Caldas da Rainha (Portugal). Memória dos Serviços Geológicos de Portugal, nº3, 184 p.

ANEXOS

ANEXO A

TABELAS COM OS

RESULTADOS

SEDIMENTOLÓGICOS

ANEXO B

COLUNAS

LITOESTRATIGRÁFICAS

(LOGS) DAS SONDAGENS

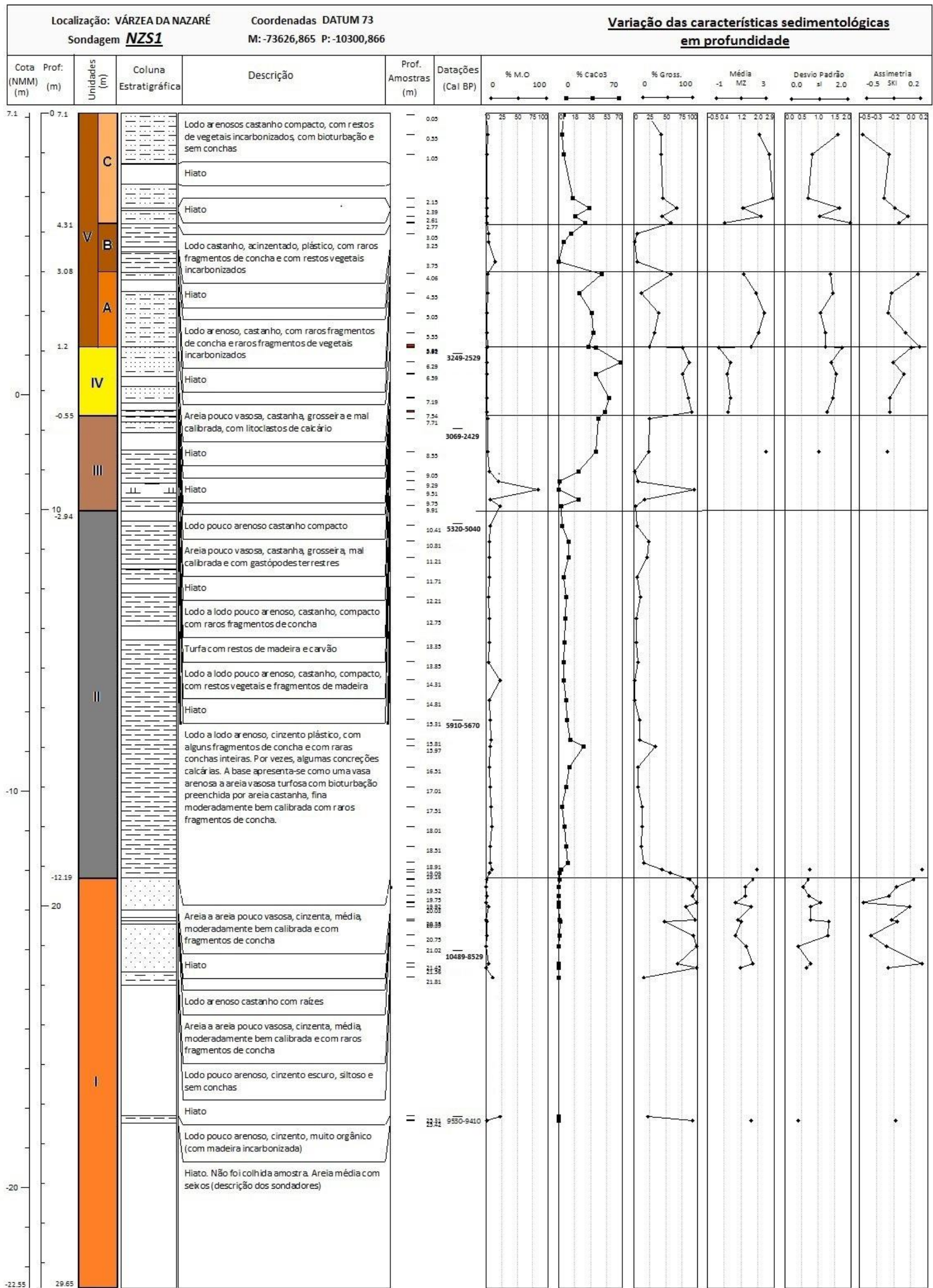


Figura I - Log estratigráfico com a variação em profundidade das análises sedimentológicas da sondagem NZ S1.

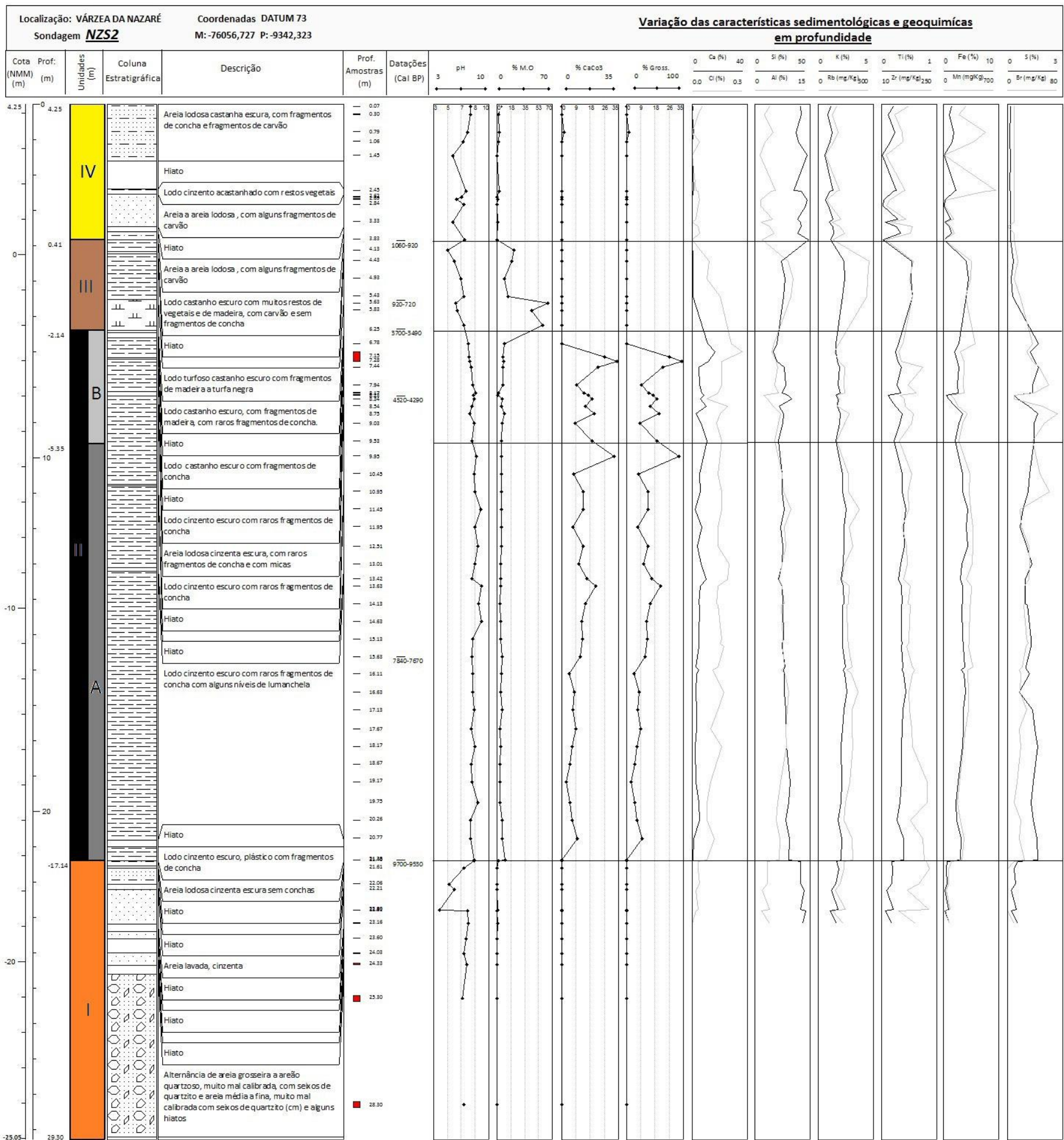


Figura II - Log estratigráfico com a variação em profundidade das análises sedimentológicas e geoquímicas da sondagem NZ S2.

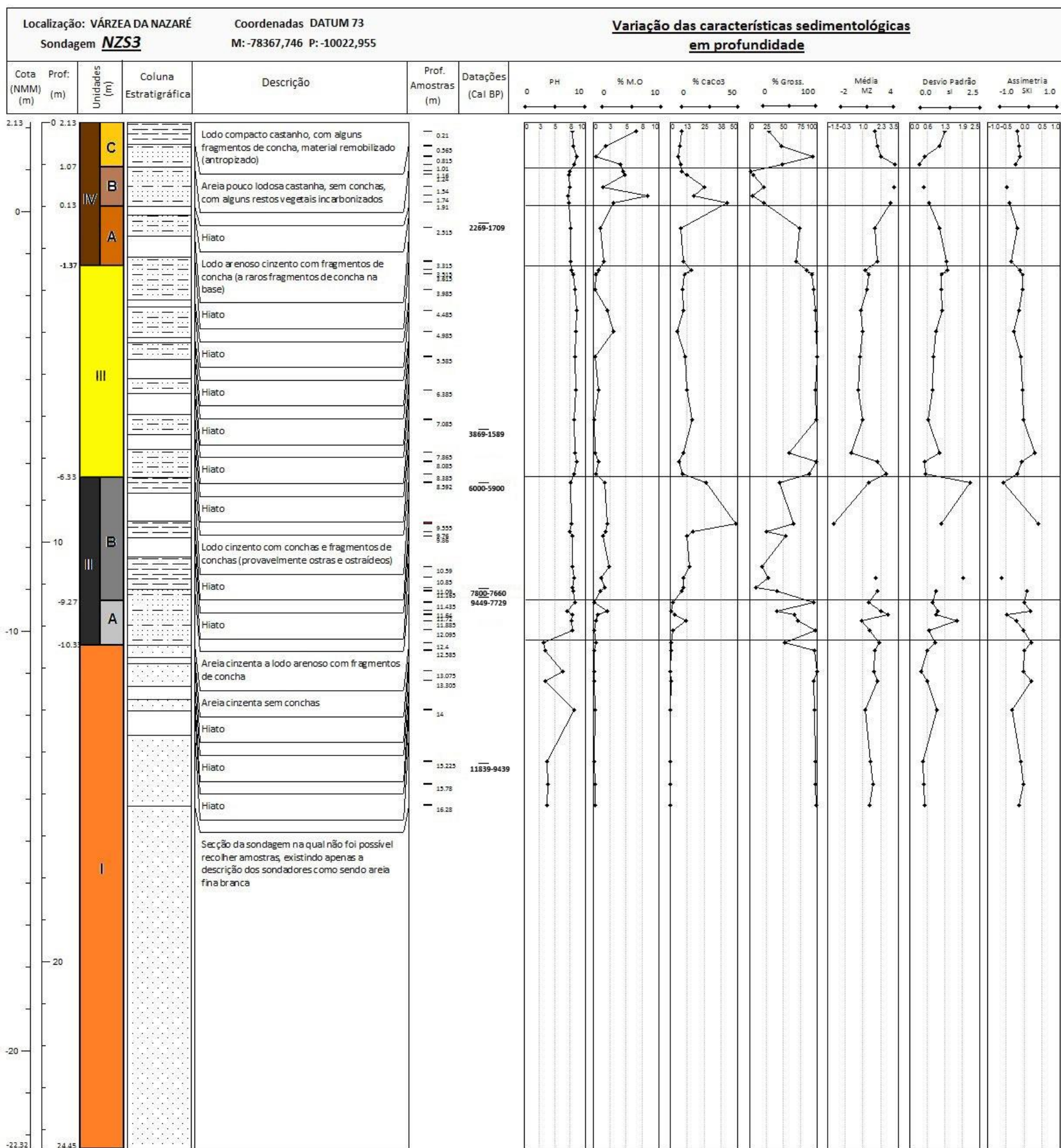


Figura III - Log estratigráfico com a variação em profundidade das análises sedimentológicas da sondagem NZ S3.