

UNIVERSIDADE DO ALGARVE
FACULDADE DE CIÊNCIAS DO MAR E DO AMBIENTE

**Geologia e génese do relevo da
Rocha da Pena (Algarve, Portugal)
e o seu enquadramento educativo**

(Dissertação para a obtenção do grau de mestre em
Biologia e Geologia – Especialização em Educação)

Francisco Miguel Viegas Lopes

Faro
(2006)

NOME: Francisco Miguel Viegas Lopes

FACULDADE de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve

ORIENTADOR: Doutor Paulo Fernandes

DATA: 15 de Dezembro de 2006

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: Geologia e génese do relevo da Rocha da Pena (Algarve, Portugal) e o seu enquadramento educativo

JÚRI:

Presidente:

Doutor José Paulo Patrício Geraldês Monteiro, Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve;

Vogais:

Doutor Tomasz Boski, Professor Catedrático da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve;

Doutor Paulo Alexandre Rodrigues Roque Legoinha, Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa;

Doutor Paulo Manuel Carvalho Fernandes, Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente da Universidade do Algarve;

RESUMO

A Rocha da Pena (RP), localizada no centro do Algarve, é um local de reconhecido interesse multidisciplinar e constitui hoje uma área protegida sob a figura do Sítio Classificado da RP. A área de estudo abrange terrenos pertencentes ao Maciço Antigo e à Bacia Algarvia e as unidades litostratigráficas encontradas possuem idades compreendidas entre o topo do Carbonífero Inferior e o Quaternário, com duas grandes lacunas estratigráficas – uma entre a base do Carbonífero Superior e o Triásico Superior e outra entre o Jurássico Inferior e, pelo menos, o Pliocénico. A RP corresponde a um relevo estrutural e residual que resultou da interligação de condicionantes litológicas, estratigráficas, tectónicas, geomorfológicas, hidrológicas e climáticas. A fracturação, com orientação preferencial E-O, controla o alinhamento da rede hidrográfica e do relevo. A estrutura da RP corresponde a um anticlinal com eixo E-O formado durante o regime compressivo N-S ocorrido a partir do Cretácico Superior. A RP foi destacada em relação ao relevo adjacente a partir do Pliocénico Superior através de erosão vertical – resultado do levantamento da Serra Algarvia que promoveu o encaixe da rede hidrográfica – e de erosão diferencial – associada às diferentes competências das unidades litostratigráficas. A RP constitui um relevo cársico conservado ao longo do tempo, devido quer ao desenvolvimento do fenómeno de imunidade cársica – associado ao carso – quer a condições paleoclimáticas pouco favoráveis à erosão subaérea (climas pouco húmidos).

Reconhecendo a RP como um geomonumento e um local de elevada geodiversidade, dadas as suas características de monumentalidade e particularidades a nível da geologia, sendo sujeita à curiosidade de inúmeros visitantes, esta deve ser considerada um património geológico que importa valorizar e divulgar, de modo a ser preservada e legada como herança às gerações futuras. Nesse sentido, foi desenvolvida uma vertente educativa de valorização e divulgação, efectivada através da produção de materiais e do desenvolvimento de actividades de cariz científico-educativo a nível dos domínios da geodiversidade e geoconservação. Essa vertente educativa foi facilitada através do estabelecimento de parcerias e da articulação de objectivos e iniciativas com algumas instituições, o que se revelou bastante vantajoso.

Palavras-chave: Rocha de Pena; Bacia Algarvia; relevo; carsificação; divulgação científica; geoconservação

ABSTRACT

Located in central Algarve, the Rocha da Pena (RP) Classified Site constitutes a place of renowned scientific importance for several disciplines. The study area involves terrains belonging to the Hesperian Massif and to the Algarve Basin. The ages of the units found in the study area range from the topmost Lower Carboniferous to the Quaternary, presenting two major stratigraphic hiatuses – the first between the lowermost Upper Carboniferous and Upper Triassic and the second between the Lower Jurassic and, at least, the Pliocene. Several factors, such as the lithology, stratigraphy, tectonics, geomorphology, hydrology and climate, acted together to produce the RP, which consists of a residual and structural upland. Fracturing along an E-W direction controlled the alignment of both the topography and the drainage network in the area. Structurally, the RP consists of an anticline, which axis bears an E-W trend inherited from the Upper Cretaceous N-S compressive phase. Vertical fluvial erosion resulting from the uplift of the Algarve Ridge and differential erosion associated to the uneven resistance of the lithologic units and its stratigraphic order isolated the RP from the neighbouring terrains during Upper Pliocene times. The RP constitutes an example of karst topography that has been preserved throughout the geologic time due to karst immunity phenomena and to a paleoclimatic setting unfavourable to its erosion.

Given its geologic peculiarities and grandeur, which kindles the curiosity of numerous visitors, the RP should be considered a valuable piece of geologic heritage and, as such, it is a legacy that should be promoted and preserved for the future generations. On this account, several partnerships were forged with a number of institutions in order to develop scientific and educational material and activities rooted on the fields of geodiversity and geoconservation.

Keywords: Rocha da Pena; Algarve Basin; topography; karst processes; scientific promotion; geoconservation.

AGRADECIMENTOS

A todos os que de alguma forma contribuíram, directa ou indirectamente, para a realização deste trabalho, aqui fica os meus sinceros agradecimentos.

Ao meu Orientador, Professor Doutor Paulo Fernandes, pela disponibilidade, incentivo, apoio e orientação prestados ao longo de todo o trabalho, pelos ensinamentos e partilha de conhecimentos.

Ao Professor Doutor João Pais da Universidade Nova de Lisboa pela identificação do fóssil de estegocéfalo.

Ao Dr. Vítor Correia e ao Dr. António Xavier pelo auxílio prestado a nível da utilização do programa de Sistema de Informação Geográfica *ArcGis 9®*.

À Natércia, pela paciência, pela amizade e amor, pelo incentivo e apoio constantes, pelos incómodos, ausências, privações que este trabalho provocou, pela leitura atenta e pelas sugestões que propôs para melhorar o texto da dissertação.

À Silvinha, pela amizade, pelo incentivo, pelo apoio e pela disponibilidade na revisão de texto realizada.

À Patricinha, pela amizade e pelo auxílio na elaboração do *abstract*.

Ao amigo e colega Tiago Neves pelo incentivo e pelo auxílio na elaboração do *abstract*.

À mãe, ao mano, aos avós e familiares pela compreensão e disponibilidade e pelas minhas ausência e indisponibilidade recorrentes durante estes últimos anos.

Aos meus amigos, pelo apoio constante, especialmente nos momentos mais difíceis, e que apesar das minhas frequentes indisponibilidades e faltas nunca se esqueceram de mim.

Aos meus colegas de licenciatura e de mestrado, pelo interesse demonstrado ao longo do desenvolvimento do trabalho realizado e que de alguma forma me iam apoiando com incentivos e estímulos.

À Câmara Municipal de Loulé, representada pela Divisão de Ambiente e Espaços Verdes, à Associação Almargem e à Associação para a Defesa e Divulgação do Património Geológico do Alentejo e Algarve (DPGA), pela disponibilidade e abertura demonstradas para articular objectivos e projectos.

ÍNDICE GERAL

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
AGRADECIMENTOS	iii
ÍNDICE GERAL.....	iv
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS	xii

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO	2
1.1. Justificação do estudo	2
1.2. Objectivos da dissertação	6
1.3. Métodos utilizados	7

CAPÍTULO 2

2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO	11
2.1. Enquadramento geográfico	11
2.2. Enquadramento geomorfológico	11
2.3. Enquadramento geológico.....	13
2.3.1. Maciço Antigo	13
2.3.2. Bacia Algarvia	15
a) Síntese da evolução geodinâmica da Bacia Algarvia.....	20
2.4. Revisão de conhecimentos sobre a geologia da RP	24

CAPÍTULO 3

3. RESULTADOS, DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES	29
3.1. Litostratigrafia e paleogeografia	29
3.1.1. Carbonífero.....	31
a) Formação de Mira (Namuriano).....	31

3.1.2. Triásico Superior - Jurássico Inferior	33
a) Arenitos de Silves (Triásico Superior)	33
b) Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (Triásico Superior - Hetangiano)	35
c) Complexo vulcano-sedimentar (Hetangiano - Sinemuriano).....	42
d) Formação de Picavessa (Sinemuriano)	52
3.1.3. Plio-Quaternário	57
a) Cascalheiras e areias (Plio-Plistocénico).....	57
b) Brechas cársicas e <i>terra rossa</i> (Quaternário).....	60
c) Depósitos de vertente (Quaternário).....	63
d) Aluvião (Holocénico).....	65
3.1.4. Lacunas estratigráficas	66
3.2. Estrutura e tectónica.....	67
3.3. Geomorfologia	80
3.3.1. Relevo da área de estudo	80
3.3.2. Morfologia cársica.....	84
3.3.3. Génese da RP e evolução das suas escarpas.....	91
3.4. História geológica da RP.....	94

CAPÍTULO 4

4. PRODUTOS	101
-------------------	-----

CAPÍTULO 5

5. CONCLUSÕES	104
5.1. Conclusões gerais.....	104
5.2. Problemas, limitações do trabalho e sugestões para futuros trabalhos	106

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109
----------------------------------	-----

APÊNDICES

Apêndice I – Mapa com a localização das fotografias e afloramentos referidos no trabalho

Apêndice II – Mapa geológico da Rocha da Pena e da região envolvente

Apêndice III – Mapa geomorfológico da Rocha da Pena

Apêndice IV – Pannel: *A Rocha da Pena*

Apêndice V – Pannel: *A morfologia cárstica da Rocha da Pena*

Apêndice VI – Pannel: *Formações rochosas da vertente norte da Rocha da Pena*

Apêndice VII – Pannel: *Formações rochosas da vertente sul da Rocha da Pena*

ANEXOS

Tabela cronostratigráfica

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

- Fig. 1.1** – Localização geográfica da área de estudo. I – Mapa do Algarve com a localização da área de estudo; II – Parte da folha 588 da Carta Militar de Portugal, na escala original 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército, com a delimitação da área de estudo e do Sítio Classificado da RP. 3
- Fig. 1.2** – Panorâmica da vertente sul da RP (fotografia tirada a partir da vila de Salir)..... 3

CAPÍTULO 2

- Fig. 2.1** – Enquadramento geomorfológico do Algarve com a localização da Serra, Barrocal e Litoral (Litoral Ocidental e Litoral Meridional: Barlavento e Sotavento) e alguns acidentes tectónicos (adaptado de FEIO, 1952; DIAS, 2001)..... 12
- Fig. 2.2** – Mapa geológico da ZSP e enquadramento da área de estudo no Maciço Antigo (modificado de OLIVEIRA, 1990). 14
- Fig. 2.3** – Principais estruturas tectónicas e diapíricas da Bacia Algarvia (adaptado de Manuppella *et al.*, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990). 15
- Fig. 2.4** – Mapa geológico simplificado da região do Algarve (adaptado de MANUPPELLA *et al.*, 1988; OLIVEIRA *et al.*, 1992; MANUPPELLA, 1992a, b; KULLBERG *et al.*, 1992; TERRINHA, 1998). 16
- Fig. 2.5** – Tabela estratigráfica sintética do Mesozóico do Algarve (adaptado de OLIVEIRA *et al.*, 1992 in DIAS, 2001). 17
- Fig. 2.6** – Tabela estratigráfica sintética do Cenozóico do Algarve (adaptado de Pais *et al.*, 2000). 18
- Fig. 2.7** – Correlação entre as unidades litostratigráficas do Triásico-Hetangiano definidas por a) PALAIN (1975), b) ROCHA (1976) e a correspondência da classificação de Palain (1975) com as terminologias utilizadas na presente dissertação. 19
- Fig. 2.8** – Reconstrução paleogeográfica e tectónica da evolução da Península Ibérica desde o Carbonífero Superior até ao presente (adaptado de JABALOY *et al.*, 2002). 21
- Fig. 2.9** – Enquadramento geodinâmico da placa Ibérica no contexto da interacção das placas Africana e Eurasiática (adaptado de VEGAS, 1988). 22
- Fig. 2.10** – Corte nos relevos do Algarve Central, evidenciando-se a estrutura em mesa da RP destacada por erosão diferencial, e o contacto por falha das formações mesozóicas com o Maciço Antigo (adaptado de FEIO, 1952). 25
- Fig. 2.11** – Esquema ilustrando a circulação subterrânea da água na RP (adaptado de ALMEIDA, 1985). (1) argilitos; (2) Complexo vulcano-sedimentar; (3) calcários e dolomitos da Picavessa; (4) nascente perene; (5) nascente periódica..... 26
- Fig. 2.12** – Geologia da RP e da área envolvente segundo OLIVEIRA (1992a). I- Mapa geológico da RP e da sua área envolvente; II- Corte geológico de direcção NNO-SSE, atravessando o sector oriental da RP..... 27

CAPÍTULO 3

- Fig. 3.1** – Coluna litostratigráfica sintética da RP e área envolvente. 30
- Fig. 3.2** – Bancada de grauvaque tingida de vermelho de atitude N160°,48°NE com marcas de arraste que indicam a base da camada (povoação de Alcaria; martelo como escala). 31
- Fig. 3.3** – Sequência de Bouma completa (entre a Brazieira e a Tameira na barreira esquerda da estrada 503 no sentido sul-norte; moeda como escala). 32
- Fig. 3.4** – Bancada de grauvaque amalgamada, a qual resultou da sobreposição de duas sequências de Bouma, em que as Divisões *d* e *e* da sequência de Bouma inferior foram erodidas (entre a Brazieira e a Tameira na barreira esquerda da estrada 503 no sentido sul-norte; moeda como escala). 32
- Fig. 3.5** – Afloramento de Arenitos de Silves de atitude N120°,24°SO (início do caminho Alcaria – RP; martelo, moeda e lapiseira como escalas). I- Fotografia evidenciando leitos ou bolsadas de conglomerados e brechas intercalados com arenitos finos a médios de cimento ferruginoso; II- Pormenor de um leito de conglomerado com elevada heterogeneidade de clastos de grauvaque e quartzo angulosos e subangulosos suportados por uma matriz arenosa e ferruginosa; III- Pormenor de uma figura erosiva. 34

Fig. 3.6 – Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas. I - Afloramento nas Eirinhas onde se evidencia uma unidade pelítica predominante de cor avermelhada com níveis e camadas carbonatadas (dolomitos primários) perto do topo; o afloramento é coroado por uma bancada de material piroclástico do Complexo vulcano-sedimentar; II - Esquema do afloramento em I ; III - Aspecto bicolor (avermelhado e esverdeado) dos pelitos no caminho Brazeira - moinhos da Pena (martelo como escala).....	36
Fig. 3.7 – Aspecto de uma bancada maciça de dolomitos do termo AB3 de PALAIN (1975) (vertente norte da RP; martelo como escala).....	37
Fig. 3.8 (I e II) – Intraclastos em camadas centimétricas de dolomitos nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (sopé da vertente sul da RP, perto das Eirinhas; moeda como escala).....	37
Fig. 3.9 – Estruturas sedimentares nas camadas centimétricas de dolomitos intercalados nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (sopé da vertente sul da RP, perto das Eirinhas; moeda e martelo como escalas). I e II - Bioturbação (no caso de II a camada está parcialmente tingida de vermelho); III - Fendas de contração.	38
Fig. 3.10 – Nódulos carbonatados (calcrete) nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (So: N85°,16°SSO) (Eirinhas; lapiseira, moeda e martelo como escalas). I - Nódulos associados a camadas de carbonatos no topo da unidade, formando horizontes; III - Nódulos no seio dos níveis pelíticos vermelhos; III - Pormenor do aspecto exterior dos nódulos; IV - Pormenor do aspecto interior dos nódulos.	38
Fig. 3.11 – Nível carbonatado tingido de cor vermelha com fragmentos de argilitos (Ar), de carbonatos (Ca) e de conchas (Co) e nódulos circulares cinzentos claros (No) (vertente sul da RP; moeda como escala).....	39
Fig. 3.12 – Fragmento ósseo de estegocéfalo(?) integrado num nível carbonatado com fragmentos de argilitos e nódulos circulares cinzento claros (vertente sul da RP); I - Vista longitudinal; II - Vista transversal (identificação gentilmente realizada por J. PAIS da Universidade Nova de Lisboa).....	40
Fig. 3.13 – Gesso dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas. I e II – Gesso nodular no seio de pelitos vermelhos (no sopé da RP perto das Eirinhas; lapiseira e moeda como escalas); III - Gesso fibroso no seio de pelitos vermelhos (no sopé da RP perto das Eirinhas); IV - Fragmento de gesso de aspecto brechóide, provavelmente injectado na falha que limita a sul a RP.....	40
Fig. 3.14 – Coluna litostratigráfica de um afloramento do Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazeira - moinhos da Pena).....	43
Fig. 3.15 – Sequência métrica de material piroclástico fino da base do Complexo vulcano-sedimentar com estratificação cruzada e vários níveis erosivos (Fonte do Vale do Álamo).	44
Fig. 3.16 – Diversos aspectos do material piroclástico da base do Complexo vulcano-sedimentar (martelo e lapiseira como escalas). I - Bancada de cor amarelada evidenciando estratificação cruzada e superfícies de descontinuidade (Vale do Álamo); II - Bancada de tonalidade branca ligeiramente tingida (Eirinhas); III - Bancada tingida de vermelho, parecendo-se, à vista desarmada, aos Arenitos de Silves (Fonte do Vale do Álamo).....	44
Fig. 3.17 – Brecha vulcânica do Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazeira - moinhos da Pena; martelo e moeda como escalas). I - Aspecto de uma brecha vulcânica com xenólitos de diversas litologias desde argilitos, carbonatos e fragmentos de materiais de outros episódios magmáticos, que denotam um alinhamento preferencial (indicado pela seta branca) concordante com a estratificação das unidades sub e suprajacentes; II - Pormenor da brecha vulcânica, destacando-se uma inclusão de argilito provavelmente dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas subjacentes; III - Pormenor da brecha vulcânica, evidenciando-se uma inclusão de material piroclástico de um episódio explosivo anterior.....	45
Fig. 3.18 – Complexo vulcano-sedimentar, evidenciando uma chaminé de brecha a cortar uma intrusão. (estrada 1089, entre a Penina e a Quinta do Freixo; martelo e lapiseira como escalas). I - Fotografia retratando dois episódios magmáticos distintos que contactam por falha: uma intrusão magmática cortada por uma chaminé vulcânica – brecha vulcânica com xenólitos de carbonatos, de argilitos e de material vulcânico de episódios anteriores; II - Pormenor da brecha vulcânica, englobando diversos xenólitos incluindo fragmentos da intrusão adjacente, o que permite inferir que a brecha é mais recente que a intrusão.	46

Fig. 3.19 – Pormenor de fragmentos de dolomitos do termo AB3 incluídos nas brechas explosivas (caminho Brazieira - moinhos da Pena; moeda como escala). I- Xenólito <i>marmorizado</i> com uma auréola de alteração; II- Xenólito <i>marmorizado</i> com zonações causadas por metamorfismo de contacto.	46
Fig. 3.20 – Piroclastos estratificados S_0 : $N80^\circ,30^\circ S$) (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo e moeda como escalas); I- Camadas centimétricas de material piroclástico grosseiro; II- Camadas centimétricas de material piroclástico (Pr) muito grosseiro e muito vesiculado no seio de duas escoadas (Es), destacando-se ainda a existência de um nível argiloso de tonalidade amarelada (Ar); III- Pormenor de uma camada de material piroclástico muito grosseiro, cujas vesículas se encontram preenchidas com calcite.	47
Fig. 3.21 – Aspecto de material piroclástico fino de cor amarelada com estratificação $N80^\circ,25^\circ S$ (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo como escala).	48
Fig. 3.22 – Intrusões do Complexo vulcano-sedimentar (estrada 1089, entre a Penina e a Quinta do Freixo; moeda como escala). I- Fotografia evidenciando dois episódios magmáticos distintos retratados por uma intrusão magmática (IP) no seio de uma intrusão anterior (IA); II- Pormenor da intrusão mais recente (IP), realçando-se vesículas esféricas de escape de gases preenchidas com carbonato de cálcio (Am).	48
Fig. 3.23 – Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo e moeda como escalas). I- Escoada basáltica com algumas vesículas preenchidas com carbonato de cálcio – amígdalas (S_0 : $N90^\circ,28^\circ S$); II- Pormenor de uma amígdala fusiforme (Am) que indica o sentido do escape dos gases para o topo da bancada.	49
Fig. 3.24 – Aspecto de um fragmento de uma intrusão de dolerito do Complexo vulcano-sedimentar, evidenciando uma textura entre o gabro e o basalto e alguns cristais macroscópicos de olivina, de piroxenas e de hornobledda (vertente norte da RP; martelo e moeda como escalas).	49
Fig. 3.25 – Nível argiloso de cor avermelhada de atitude $N92^\circ,30^\circ S$, no seio de escoadas basálticas amigdalóides, rejeitado 50 cm por uma falha inversa $N35^\circ,58^\circ N$ (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo como escala).	49
Fig. 3.26 – Transição entre material piroclástico grosseiro, à direita, e argilas vermelhas, à esquerda, as quais marcam o topo do Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo como escala).	50
Fig. 3.27 – Aspecto de alteração de uma intrusão de dolerito (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo como escala). I- Intrusão de dolerito com o aspecto típico de grande fracturação, evidenciando-se a acção das raízes das plantas no processo de alteração; I- Disjunção esferoidal – <i>casca-de-cebola</i>	50
Fig. 3.28 – Algumas litologias de Formação de Picavessa (topo da RP; moeda como escala). I- Calcário dolomítico(?) de tonalidades rosadas; II- Dolomito sacaróide muito poroso de cor rosada.	53
Fig. 3.29 – Pormenores das litologias da Formação de Picavessa. I- Calcário pisolítico (perto do topo da RP no caminho pedestre na vertente sul); II- Fragmento de calcário oolítico, encontrado nos depósitos de vertente (vertente norte da RP); III- Laminações, provavelmente originadas por microalgas (perto do topo da RP no caminho pedestre na vertente sul).	53
Fig. 3.30 – Pormenores das litologias da Formação de Picavessa (moeda como escalas). I- Calcário com pisólitos (Pi) e fragmentos de gastrópodes (Ga), evidenciando-se um estilólito (Es) a atravessar a amostra (topo da RP); II- Calcário bioclástico (caminho pedestre na vertente oeste da RP).	54
Fig. 3.31 – Aspecto brechóide de uma bancada carbonatada <i>in situ</i> com estratificação $N55^\circ,18^\circ NO$ (sector central da RP junto à escarpa sul; martelo como escala).	55
Fig. 3.32 – Brecha dolomítica (150 m a leste do Vértice Geodésico; martelo e moeda como escalas). I- Aspecto da brecha com pátina de oxidação a mascarar um pouco o aspecto brechóide. II- Pormenor da brecha dolomítica de textura sacaróide com clastos subangulosos a muito angulosos.	55
Fig. 3.33 – Estilólitos (perto do topo da RP no caminho pedestre na vertente sul; martelo e moeda como escalas). I- Estilólitos litostáticos paralelos à estratificação (S_0 : $N90^\circ,20^\circ N$); II- Estilólitos tectónicos perpendiculares à estratificação (S_0 : $N90^\circ,20^\circ N$).	55
Fig. 3.34 – Aspecto das cascalheiras e areias de aluviões plio-pleistocénicos, destacando-se a sua composição em areias, seixos e blocos de quartzo, quartzito, grauvaque, xisto e Arenitos de Silves rolados e pouco rolados de dimensão variável (estrada Tameira - Casa Branca; martelo como escala).	58

Fig. 3.35 – Afloramento das cascalheiras e areias de aluviões plio-pleistocénicos onde é possível observar paleocanais e figuras erosivas de canal (estrada Tameira - Casa Branca).	58
Fig. 3.36 – Cascalheiras plio-pleistocénicas cuja imbricação dos seixos indica uma paleocorrente para leste (indicada pela seta amarela) (estrada Tameira - Casa Branca; martelo como escala).	58
Fig. 3.37 – Nódulos, provavelmente provenientes da Formação e Mira, incluídos nos aluviões plio-pleistocénicos (estrada Tameira - Casa Branca; moeda como escala). I - Aspecto exterior dos nódulos; II e III - Pormenor do interior de alguns nódulos, os quais podiam conter restos de organismos, provavelmente goniatites; no caso de (III) realça-se a existência de uma estrutura septária.	59
Fig. 3.38 – Brechas cársicas na RP associadas à Formação de Picavessa (martelo, moeda e esferográfica como escalas). I e II - Aspecto de brechas cársicas que preenchem o carso e que se encontram expostas na escarpa sul da RP; III e IV - Pormenores de brechas cársicas que constituem a escarpa sul da RP no interior de uma cavidade artificial com cerca de 5 m de desenvolvimento horizontal; V - Aspecto da brecha cársica na escarpa norte da RP.	61
Fig. 3.39 – <i>Terra rossa</i> com concreções de óxidos de ferro (Co) (no caminho pedestre no topo da RP, perto do Algar da Caldeirinha; moeda como escala).	62
Fig. 3.40 – Vertente norte da RP. I - Fotografia evidenciando um bloco de brecha cársica (Br) destacado da escarpa (Es) e depósitos de vertente (Dv) na base da escarpa. II - Pormenor do bloco destacado de brecha cársica, realçando-se uma fractura (D ₁ : N148°,90°) subparalela à escarpa possivelmente associada a distensão gravítica.	63
Fig. 3.41 – Depósitos de vertente na vertente norte da RP. I - Depósitos de vertente no sector este da vertente norte; II e III - Pormenor dos depósitos de vertente na escarpa norte, observando-se uma concentração caótica e uma elevada heterogeneidade dos calhaus e blocos de calcários e dolomitos provenientes da escarpa.	64
Fig. 3.42 – Depósitos de vertente com clastos de carbonato de dimensão variada com uma matriz argilosa (rególito e <i>terra rossa</i>) na vertente oeste da RP (martelo como escala).	64
Fig. 3.43 – Depósitos de vertente (DV) com clastos de diversas litologias, incluindo fragmentos de rochas vulcânicas piroclásticas, a coroar um afloramento dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (P) (S ₀ : N77°,20°S), a norte da aldeia Penina.	65
Fig. 3.44 – Estrutura da RP. I - Mapa geológico com a localização dos cortes geológicos (cartografia do autor e adaptada de MANUPPELLA, 1992b; base cartográfica: folha 588 da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000 do IGEO); II - Corte geológico de direcção N-S realizado no sector este da RP; III - Corte geológico de direcção N-S realizado no sector oeste da RP.	69
Fig. 3.45 – Modelo conceptual para o comportamento da Falha de São Marcos - Quarteira em S. Bartolomeu de Messines para explicar a variação de espessura das unidades triásicas e infra-liásicas (adaptado de TERRINHA, 1998). ..	70
Fig. 3.46 – Afloramento da Formação de Mira com camadas em posição normal, evidenciando um dobramento vergente para SO recortado e deslocado por falhas inversas e com clivagem tectónica moderada associada (S ₁) (na barreira esquerda da estrada 503, entre a Brazieira e a Tameira, no sentido sul-norte). I - Fotografia do afloramento; II - Esquematisação do afloramento.	71
Fig. 3.47 – Afloramento da Formação de Mira com camadas sub-horizontais (S ₀) em posição normal (entre a Brazieira e a Tameira na barreira esquerda da estrada 503 no sentido sul-norte; martelo como escala). I - Fotografia evidenciando uma clivagem tectónica moderada (S ₁ : N0°,30°E) num nível argiloso – xistos argilosos; II - Fotografia destacando a refração da clivagem – clivagem tectónica oblíqua nos xistos argilosos e quase perpendicular à estratificação nos grauvaques (Cv).	72
Fig. 3.48 – Modelo digital do terreno com a geologia da RP e área envolvente e com a localização das sete estações de medição das diáclases (modelo elaborado por Victor Correia).	73
Fig. 3.49 – Afloramento de Arenitos de Silves de atitude N120°,24°SO afectado por 3 famílias de fracturas principais (D ₁ : N55°,90°; D ₂ : N0°,90° e D ₃ : N100°,90°) (estação 2; caminho Alcaria - RP; martelo como escala).	76
Fig. 3.50 – Fracturação N80°,85°S (D ₁) a afectar o Complexo vulcano-sedimentar (estação 4; caminho Brazeira - moinhos da Pena; martelo como escala).	77

Fig. 3.51 – Afloramento da Formação de Picavessa (estação 5; perto do topo da RP, no caminho pedestre na vertente sul; martelo como escala). I- Panorâmica do afloramento; II- Pormenor do afloramento evidenciando-se três famílias de fracturas principais (D ₁ : N85°,80°S; D ₂ : N10°,80°E e D ₃ : N145°,80°E).	77
Fig. 3.52 – Afloramento da Formação de Picavessa na escarpa norte no sector nordeste (estação 7; martelo como escala). I- Área onde foram realizadas as medições das diáclases; II- Pormenor do afloramento evidenciando-se o padrão ortogonal de duas famílias de diáclases (D ₁ : N172°,72°E e D ₂ : N82°,55°S).	77
Fig. 3.53 – Esquema que retrata a origem de diáclases de tração associadas a dobramentos, as quais apresentam-se paralelas ao eixo das dobras (adaptado de JAKUCS, 1977).	79
Fig. 3.54 – Escarpa norte na parte central da RP, evidenciando-se diversas diáclases subparalelas à escarpa (indicadas pelas setas amarelas), as quais condicionam o colapso de blocos e o recuo da escarpa; muitas dessas diáclases encontram-se preenchidas por material brechóide.	80
Fig. 3.55 – Fractura com alinhamento aproximadamente E-O, associada ao abatimento de cavidades cársticas subterrâneas; abertura com cerca de 50 cm de largura (perto da entrada do Algar dos Mouros).	80
Fig. 3.56 – Modelo digital de terreno com a elevação, a hidrografia e o alinhamento dos relevos da área de estudo.	81
Fig. 3.57 – Mapa geomorfológico da RP. 1- Topo e base da vertente; 2- Vertente rectilínea (a proximidade dos traços verticais indica maior declive); 3- Escarpa de falha; 4- Cornija; 5- Falha; 6- Linha de água; 7- Sentido da inclinação da superfície topográfica; 8- Dolina; 9- Campo de lapiás; 10- Algar (a- Algar da Caldeirinha; b- Algar dos Mouros); 11- Ponto cotado e Vértice Geodésico (altitude em metros); 12- Povoação; 13- Amuralhamento de cascalheiras do Neolítico; cartografia realizada com recurso a trabalho de campo e a fotografias aéreas à escala 1:15.000 fornecidas pelo IGEO; base cartográfica: folha 588 da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000 do IGEO.	82
Fig. 3.58 – Vertente norte da RP. I- Panorâmica da vertente norte da RP, evidenciando-se a escarpa com orientação E-O; II- Pormenor da escarpa norte no sector este da RP, observando-se uma zona mais recuada (A) e um grande bloco de brecha cárstica destacado da escarpa (B).	82
Fig. 3.59 – Vertente sul da RP. I- Panorâmica da vertente sul da RP, evidenciando-se uma escarpa bastante imponente com orientação E-O; II- Pormenor da escarpa sul no sector oeste da RP, observando-se uma zona de abatimento (A) de uma ou de várias cavidades cársticas e blocos de brecha cárstica destacados da escarpa (B).	83
Fig. 3.60 – Campo de lapiás (<i>Karrenfeld</i>) semi-enterrado, apresentando algumas aristas vivas no topo da RP (martelo como escala).	85
Fig. 3.61 – Alguns exemplos de lapiás na RP (martelo e bússola como escalas). I- Lapiás de aristas vivas, observando-se a influência das diáclases na delimitação das lâminas (sector noroeste do topo da RP); II- Lapiás onde é notória a influência da orientação das fracturas (N100°,40°S), subparalela à escarpa norte (no topo da RP junto à escarpa norte).	86
Fig. 3.62 – Formas menores de corrosão dos lapiás (bússola, lapiseira e martelo como escalas). I- Lapiás com sulcos rectilíneos sob a influência da fracturação com orientação preferencial N70°, portanto subparalela às escarpas da RP (escarpa sul da RP); II- Caneluras de largura centimétrica e paralelas (sector este do topo da RP); III- Pia de dissolução com bordos aguçados e forma rectangular (sector este do topo da RP); IV- Pia de dissolução com forma de poço desenvolvida numa brecha, o que indica uma evolução cárstica polifásica na RP (sector oeste no topo da RP).	86
Fig. 3.63 – Alguns aspectos característicos na superfície dos lapiás (topo da RP; martelo e lapiseira como escalas). I- Corrosão alveolar em dolomitos com um aspecto ruíniforme; II- Corrosão alveolar em dolomitos cujo aspecto se assemelha a <i>favos-de-mel</i> ; III- Corrosão em dolomitos, que ao sublinhar as fendas e fracturas confere um aspecto rendilhado tipo <i>pele-de-elefante</i>	87
Fig. 3.64 – Duas dolinas alinhadas na direcção E-O e embutidas numa depressão maior, no sector oeste da RP (contornos da depressão maior representados com elipse de cor laranja; fundo das dolinas assinalado com elipses de cor amarela).	88
Fig. 3.65 – Grutas tipo algar na RP (martelo como escala). I- Abertura do Algar dos Mouros na parte central do topo da RP; II- Entrada do Algar da Caldeirinha no sector oeste do topo da RP.	89
Fig. 3.66 – Estruturas típicas do carso subterrâneo expostas nas escarpas da RP (martelo e moeda como escalas). I- Espeleotemas na escarpa sul; II- Algumas estalactites na escarpa norte; III e IV- Cavidades preenchidas com brechas cársticas (mistura de fragmentos de calcários e dolomitos e <i>terra rossa</i>) na escarpa sul.	90

Fig. 3.67 – Fragmentos de grauvaque no topo da RP (martelo como escala).....	92
Fig. 3.68 – Perfil entre o Juncal e a RP ilustrando a continuidade, na orla, da superfície de aplanção do soco Paleozóico (retirado de ALMEIDA, 1985).....	92
Fig. 3.69 – Vista da cota 481 m a sudoeste do Barranco-do-Velho para oeste, destacando-se a aplanção que nivela os cimos do Maciço Antigo e da Orla Algarvia (retirado de FEIO, 1952). A partir da RP já pertencente à Orla Algarvia: à direita e no primeiro plano, o relevo de xistos da Serra Algarvia (Negros, Juncal); à esquerda, o relevo calcário do Barrocal Algarvio (Soídos, Cabeço da Areia, Rocha Amarela, etc.); Salir está situado na depressão periférica (margas hetangianas); na Orla, adivinha-se pela feição do relevo, a inclinação das camadas para sul.	92
Fig. 3.70 – Esquema simplificado da evolução das escarpas norte e sul da RP.	94
Fig. 3.71 – Esquema da génese e da estrutura da RP.	96

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 3

Tabela 3.1 – Quadro síntese da estratificação evidenciada pelas unidades litostratigráficas da RP.....	67
Tabela 3.2 – Síntese das diáclases medidas em sete estações na área de estudo.....	74

CAPÍTULO 1

– INTRODUÇÃO –

- 1.1. Justificação do estudo**
- 1.2. Objectivos da dissertação**
- 1.3. Métodos utilizados**

1. INTRODUÇÃO

A presente dissertação encontra-se organizada nos seguintes cinco capítulos: *Capítulo 1* – apresenta a justificação do estudo, os objectivos delineados e os métodos desenvolvidos para a realização de todo o trabalho investigativo, divulgativo, educativo e de redacção; *Capítulo 2* – enquadra de uma forma sucinta a área de estudo no contexto da região algarvia em termos das suas geografia, geomorfologia, litostratigrafia, paleogeografia e tectónica e, no final, apresenta alguns dos principais conhecimentos sobre a geologia da área de estudo; *Capítulo 3* – apresenta as observações e os resultados obtidos, as interpretações e as hipóteses teóricas e, no final, sintetiza a história geológica da área de estudo; *Capítulo 4* – resume as actividades e os produtos desenvolvidos no âmbito da divulgação do trabalho desenvolvido e nos domínios da alfabetização e divulgação científicas, nos campos das Geociências e da Educação Ambiental, e da valorização e divulgação do património geológico, no âmbito da geoconservação; *Capítulo 5* – faz o balanço do trabalho desenvolvido, sintetizando e realçando as principais conclusões da investigação; referencia ainda algumas das limitações do trabalho realizado e levanta questões que carecem de um desenvolvimento e uma investigação mais pormenorizados.

Nos apêndices é apresentado um mapa (Apêndice I) com a localização dos afloramentos e das fotografias referidas no texto e são apresentados os produtos construídos no âmbito do trabalho desenvolvido.

Nos anexos encontra-se uma tabela cronostratigráfica, que poderá facilitar o acompanhamento do texto.

1.1. Justificação do estudo

A Rocha da Pena (RP) (Figs. 1.1 e 1.2), localizada a cerca de 15 km a noroeste de Loulé, é um local de reconhecido interesse multidisciplinar devido às suas particularidades geológicas, geomorfológicas, biológicas, paisagísticas e culturais, constituindo presentemente uma área protegida sob a figura do Sítio Classificado da RP, nos termos do Decreto-Lei n.º 392/91, de 10 de Outubro.

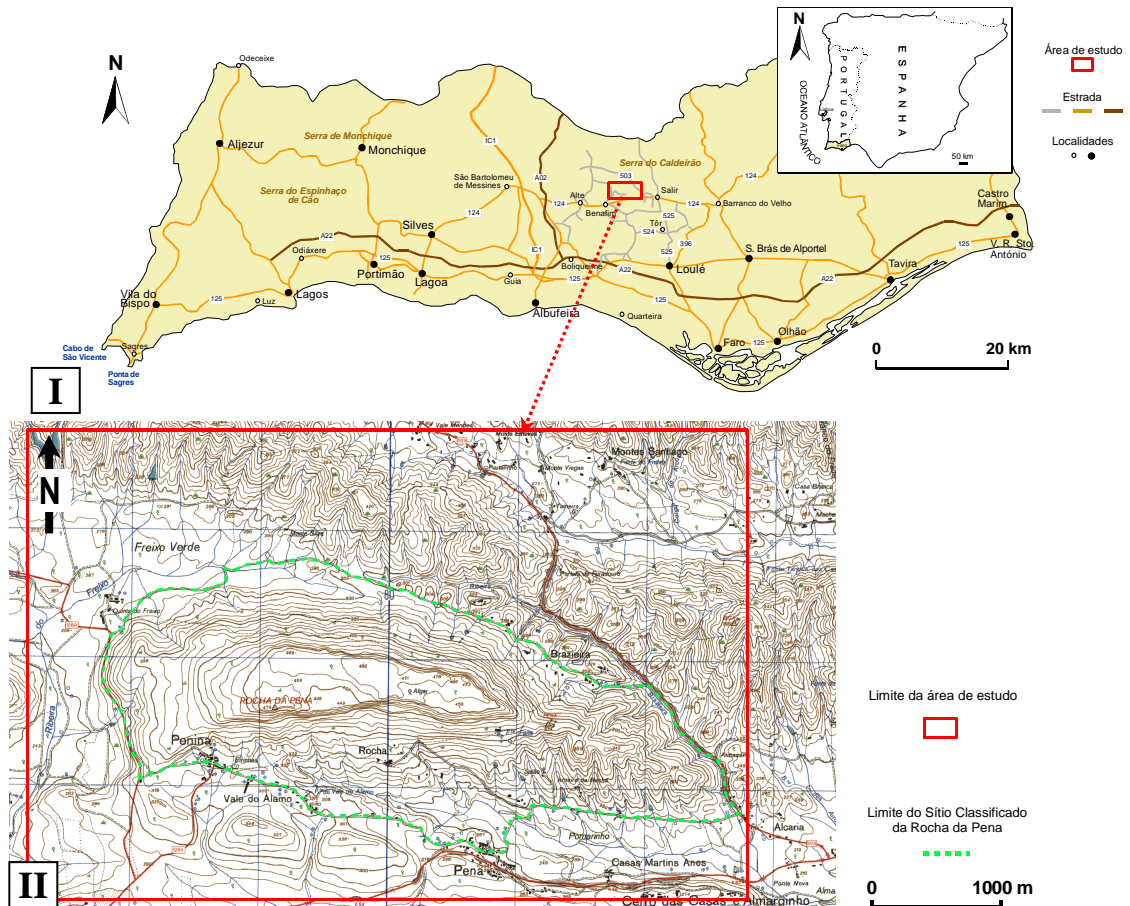


Fig. 1.1 – Localização geográfica da área de estudo. **I** – Mapa do Algarve com a localização da área de estudo; **II** – Parte da folha 588 da Carta Militar de Portugal, na escala original 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército, com a delimitação da área de estudo e do Sítio Classificado da RP.



Fig. 1.2 – Panorâmica da vertente sul da RP (fotografia tirada a partir da vila de Salir).

As particularidades da RP atribuem-lhe um estatuto que lhe confere o reconhecimento suficiente para ser citada nos mais diversos tipos de literatura e meios de comunicação com um cariz mais científico e investigativo ou de índole meramente

divulgativa. A título de exemplo desse interesse despertado pela RP pode referir-se:

- FEIO (1952, p. 103), no seu trabalho sobre *A Evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve*, afirma que a RP é «(...) o único relevo verdadeiramente vigoroso de toda a Orla Algarvia (...)»;
- PESSOA (1991, citado por Horta (1996)), no 1.º Congresso do Concelho de Loulé “O Barrocal e a Serra na perspectiva de conservação-recreio” menciona a RP como um «(...) maciço calcário imponente, desde sempre referido como um dos pontos mais notáveis (...) com grande interesse natural e paisagístico (...)»;
- HORTA (1996, p. 25), num estudo sobre o património e educação aplicado à aldeia da Pena no Sítio Classificado da RP, quando localiza geograficamente aquele relevo fá-lo com entusiasmo e respeito: «Depois de passarmos a vila de Salir em direcção ao cruzamento com a E.N. 124 que nos leva à aldeia da Pena (...) avistamos imponente como se fosse uma muralha dum castelo altaneiro de uma qualquer vila ou cidade portuguesa, a RP, só que esta foi construída pela própria natureza, o que é mais uma razão para a admirarmos e pensar como devemos respeitá-la. A natureza legou-nos “uma obra arquitectónica majestosa” que os homens com toda a ciência e tecnologia tão avançadas dificilmente conseguiriam concretizar com tanta perfeição, beleza estética, imponência e que marca uma presença difícil de ignorar vislumbrável a grande distância, sendo um elemento determinante na paisagem do Sítio Classificado.»;
- CRISPIM (1982) e TOMÉ (1996), em estudos sobre a morfologia cársica, citam a RP como um local a nível regional onde se podem encontrar aspectos cársicos de importante significado morfológico e genético, descrevendo algumas estruturas cársicas presentes naquele relevo;
- GALOPIM DE CARVALHO (1999), numa reflexão sobre a caracterização e enquadramento dos geomonumentos num projecto nacional de defesa e valorização do Património Natural argumenta a favor da musealização dos geomonumentos, como georrecurso culturais não renováveis, classificando a RP como um dos

geomonumentos a nível do sítio com interesse nos aspectos da erosão cársica em calcário;

- numa brochura de divulgação da Câmara Municipal de Loulé, a RP é referida como «(...) um relevo único do Barrocal Algarvio, despertando (...) a atenção de quem por lá passa (...)» (C.M.L.; p. 2);
- também na *Internet* é possível encontrar algumas páginas *Web*, nacionais e estrangeiras, que destacam a RP pelas mais variadas razões, por exemplo, pela morfologia cársica, pela flora e fauna, por constituir um local agradável para se realizar passeios turísticos ou por ser um ponto interessante para praticantes de escalada. Dessas páginas destacamos a página intitulada *Geo-Sítios - Inventário de Sítios com Interesse Geológico* (INETI, 2005), disponível à data da consulta (Março de 2005) em <http://www.igm.ineti.pt/egeo/bds/geositios/>, a qual resulta de um projecto com o mesmo nome, iniciado em Maio de 2003, no âmbito das actividades e competências do, então, Instituto Geológico e Mineiro. Deste modo, e com o objectivo da criação de uma base de dados de sítios com interesse geológico no território nacional, é feita nesta página *Web* uma pequena descrição de alguns aspectos importantes da RP, sendo destacada a sua elevada importância tectónico-estrutural, geomorfológica e paisagística a nível regional. Destaca-se ainda a página intitulada *Modelado Cársico no Concelho de Loulé* (Lopes e Monteiro, 2004), disponível à data da consulta (Novembro de 2005) em <http://sapiens.no.sapo.pt>, a qual descreve algumas das estruturas cársicas existentes no concelho de Loulé, nomeadamente a RP como um local onde se pode encontrar uma morfologia cársica não exuberante, mas pelo menos característica;
- não raro é, também, encontrar alguns visitantes de diversas nacionalidades que se deslocam ao Algarve propositadamente para desfrutar das particularidades da RP e não menos comum é questionarem sobre a existência de informação que lhes possa ser disponibilizada e servir como guia.

Apesar de estarem disponíveis algumas informações sobre a geologia e a geomorfologia da RP, como será apresentado no capítulo 2, essa informação, proveniente de observações isoladas, apresenta-se dispersa, é genérica e, além disso, algumas observações de campo não são totalmente esclarecidas na bibliografia consultada. Por outro lado, durante a consulta da bibliografia não ficámos com uma ideia esclarecida sobre a génese e as principais condicionantes responsáveis pela origem daquele relevo nem que aspectos de interesse geológico, além da morfologia cársica, podem ser encontrados na área. Além do mais, actualmente para a RP, enquanto local de reconhecido interesse multidisciplinar e considerado um Sítio Classificado, sujeito à curiosidade e à visita de turistas e de outros interessados com ou sem formação científica, não existe um suporte informativo sob a forma de materiais de apoio científico e educativo, como uma brochura, um cartaz ou outro documento orientador acerca da geologia da área.

Pelas razões acima referidas, a presente dissertação tenta, por um lado, contribuir para o esclarecimento de algumas das principais condicionantes responsáveis pela génese da RP e, por outro lado, reunir e produzir informações sobre a geologia daquele relevo e depois disponibilizá-las através de uma abordagem científico-educativa.

1.2. Objectivos da dissertação

Tendo em conta o âmbito e os objectivos do curso de mestrado em que a presente dissertação se enquadra e as razões já apontadas para a escolha do estudo, delinearam-se os seguintes objectivos:

- realizar um estudo a nível litológico, estratigráfico, estrutural e geomorfológico para: i) reunir o máximo de informação possível sobre a geologia e a geomorfologia da área; ii) determinar as principais condicionantes responsáveis pela génese do relevo da RP, iii) identificar locais de interesse geológico para a observação de aspectos interpretativos da geologia local;
- estabelecer parcerias e articulações com entidades e instituições como, por exemplo, a Câmara Municipal de Loulé, a Direcção Regional do Ambiente do Algarve, a Universidade do Algarve e associações ambientalistas e de conservação

da Natureza não governamentais, de modo a articular e unir esforços para realizar projectos com os objectivos comuns de valorizar, divulgar e defender o património natural, aproveitando as informações reunidas das investigações realizadas;

- construir materiais de cariz científico-educativo que reunindo as principais informações sobre a geologia e a geomorfologia da RP, com texto devidamente ilustrado e em linguagem acessível à maioria da população, pudessem contribuir para o desenvolvimento de actividades *outdoor*¹ integradas no ensino formal ou não-formal², de modo a promover a valorização e a alfabetização e divulgação científicas nos domínios da Geologia e da geoconservação;
- paralelamente aos objectivos directamente relacionados com o desenvolvimento da dissertação, o presente trabalho objectivou também proporcionar ao mestrando uma actualização e promoção do conhecimento científico no âmbito das componentes das Geociências e da Educação Ambiental.

1.3. Métodos utilizados

Para a concretização da presente dissertação, foram desenvolvidos métodos de trabalho que permitiram atingir os objectivos propostos. Nesse sentido, os métodos adoptados versaram actividades de gabinete e de campo, primeiramente numa abordagem de natureza investigativa e científica, com recurso a técnicas no âmbito das Geociências, e depois numa abordagem com propósitos divulgativos e educativos.

Numa primeira fase, foi efectuada uma pesquisa bibliográfica com o objectivo de reunir informação que serviu de base para a planificação de todo o projecto,

¹ Actividade *outdoor*, no sentido aqui empregue, refere-se a uma actividade realizada em ambiente natural como, por exemplo, o estudo de um afloramento rochoso (ORION e HOFSTEIN, 1994). Contudo, é de realçar que este tipo de actividade deve ter um carácter holístico e deve ser organizado e desenvolvido por monitores com preparação científica e académica para o efeito (SALVADOR e VASCONCELOS, 2003).

² O ensino formal enquadra as actividades curriculares, portanto, no âmbito de um programa curricular de uma determinada disciplina e de um determinado nível de ensino. Por outro lado, o ensino não-formal engloba as actividades extra-curriculares, como clubes de ciência, passeios pedestres e outras actividades realizadas no âmbito da divulgação e da alfabetização científicas (ARAÚJO, 2001; SALVADOR e VASCONCELOS, 2003).

nomeadamente para se definir o trabalho a desenvolver no campo e posteriormente para a redacção da presente dissertação. Seguidamente, foi seleccionada e delimitada a área de estudo, onde foi realizada uma investigação a nível da litologia, estratigrafia, estrutura, e geomorfologia. Para tal, analisou-se e interpretou-se: i) as cartas geológicas de Portugal disponíveis, nomeadamente, às escalas 1/500.000 e 1/200.000 (folha 8) e a Carta Geológica da Região do Algarve à escala 1/100.000 (folhas Ocidental e Oriental), publicadas pelos Serviços Geológicos de Portugal; ii) as cartas militares à escala 1/25.000 (folhas 587 e 588), publicadas pelo Instituto Geográfico do Exército; iii) as fotografias aéreas à escala 1/15.000, gentilmente fornecidas pelo Instituto Geográfico do Exército, com recurso a um estereoscópio e iv) os dados recolhidos no campo. Os resultados obtidos a partir do trabalho de campo resultaram do levantamento cartográfico a nível geológico e geomorfológico, da medição sistemática de diáclases em alguns afloramentos e do registo de informações através de anotações, de esquemas e de fotografias. Na cartografia geológica e geomorfológica foi utilizada a folha 588 da carta militar à escala 1/25.000, a partir da qual se obteve, por ampliação, a base topográfica à escala 1/10.000; as medições da atitude da estratificação foram efectuadas com recurso a uma bússola do modelo Suunto MC-1. Durante os trabalhos de campo, foram identificados locais de interesse geológico para o enquadramento litológico, estratigráfico, estrutural e geomorfológico da área de estudo, tendo sido seleccionados alguns desses afloramentos para uma caracterização mais pormenorizada, com recurso a materiais clássicos como, o martelo de geólogo, a bússola de geólogo, a lupa de geólogo de ampliação 10x para a observação de pormenores e a identificação de minerais, uma solução de ácido clorídrico a 5% para despistagem de carbonatos, o canivete para testar durezas relativas e o livro-de-campo para registar os locais, afloramentos e qualquer outro aspecto interessante para o trabalho. As observações recolhidas no campo foram depois interpretadas e comparadas com as informações disponíveis na bibliografia consultada, de modo a identificar as características litológicas, estruturais e geomorfológicas, a elaborar hipóteses e a tirar conclusões que permitissem a formulação de explicações teóricas.

No final, e com o intuito de efectivar a vertente divulgativa e educativa do trabalho, como resultado da investigação realizada, organizaram-se e compilaram-se as informações bibliográficas, os resultados, as interpretações e as explicações e modelos teóricos, sob a forma de diversos produtos de divulgação com cariz científico-educativo.

É de realçar que durante o desenvolvimento dos trabalhos acima descritos foram estabelecidos contactos com algumas entidades como a Câmara Municipal de Loulé, a Direcção Regional do Ambiente e Ordenamento do Território do Algarve, a Associação de Defesa do Património Cultural e Ambiental do Algarve (Almargem) e com a recém-fundada Associação para a Defesa e Divulgação do Património Geológico do Alentejo e Algarve (DPGA), no sentido de terem conhecimento do projecto e com o intuito de estabelecer parcerias com objectivos comuns.

Nas diversas etapas da dissertação foi utilizado diverso *software* como, por exemplo: i) *XnView V. 1.82.4 (2006)* – tratamento de imagens e fotografias; ii) *GEORient 9.2®* (R.J.Holcombe, Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Queensland, Austrália) – diagramas de rosas e projecção estereográfica de dados geométricos; iv) *ArcGIS 9®* – elaboração de modelos digitais do terreno (MDT) e análise 3D da superfície; v) *Macromedia FreeHand 10.0®* – elaboração de esquemas, blocos diagramas e mapas; vi) *Microsoft Office Word 2002®* – processamento de texto; vii) *Macromedia Dreamweaver MX 6.0®* – edição da página *Web*.

A actividade de campo foi executada essencialmente entre Fevereiro e Dezembro de 2005, durante quatro a seis dias por mês, com uma interrupção de aproximadamente três meses (Julho, Agosto e Setembro), tendo depois sido feitas até finais de Agosto de 2006 deslocações pontuais para confirmação e esclarecimento de algumas observações.

CAPÍTULO 2

– ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO –

2.1. Enquadramento geográfico

2.2. Enquadramento geomorfológico

2.3. Enquadramento geológico

2.4. Revisão de conhecimentos sobre a geologia da RP

2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo realizar-se-á, de uma forma sucinta, o enquadramento da área de estudo no contexto da região algarvia em termos das suas geografia, geomorfologia, litostratigrafia, paleogeografia e tectónica. No final, far-se-á referência às principais informações sobre a geologia da RP reunidas por autores que desenvolveram trabalhos de investigação na região algarvia. Todas as informações mais pormenorizadas para a área de estudo estão incluídas no capítulo 3.

2.1. Enquadramento geográfico

A área de estudo (Fig. 1.1), com cerca de 21.000 m², localiza-se no Algarve, no concelho de Loulé, entre as freguesias de Salir e de Benafim, abrange o Sítio Classificado da Rocha da Pena e encontra-se no sector sudoeste da folha 588 (Salir) da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000 do Instituto Geográfico do Exército.

2.2. Enquadramento geomorfológico

Devido às particularidades geológicas, morfológicas, climáticas, e à própria cobertura vegetal, é usual subdividir o Algarve em três sub-regiões, com características distintas, de norte para sul (Fig. 2.1): i) Serra Algarvia; ii) Barrocal Algarvio e iii) Litoral Algarvio (BONNET, 1850). A Serra Algarvia desenvolve-se em terrenos pertencentes ao Maciço Antigo (MEDEIROS, 2000), enquanto o Barrocal Algarvio e o Litoral Algarvio desenvolvem-se em terrenos da Bacia Algarvia (TERRINHA, 1998).

A área de estudo localiza-se na transição entre a Serra e o Barrocal, abrangendo a Serra no sector norte e o Barrocal no sector sul (Fig. 2.1).

A Serra Algarvia, designada Alto Algarve por MEDEIROS-GOUVÊA (1938), é a sub-região algarvia mais setentrional, constituindo a barreira montanhosa que marca o final da peneplanície alentejana (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938). Esta sub-região constitui «(...) uma vasta superfície ondulada, ligeiramente inclinada para SO (...)» (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; p. 22). Os dois conjuntos de relevo que se destacam na Serra Algarvia são a Serra do Caldeirão, a oriente, e a Serra de Monchique, a ocidente, os quais encontram-se separados

pela Falha de S. Marcos - Quarteira com orientação hercínica NO-SE (FEIO, 1952).

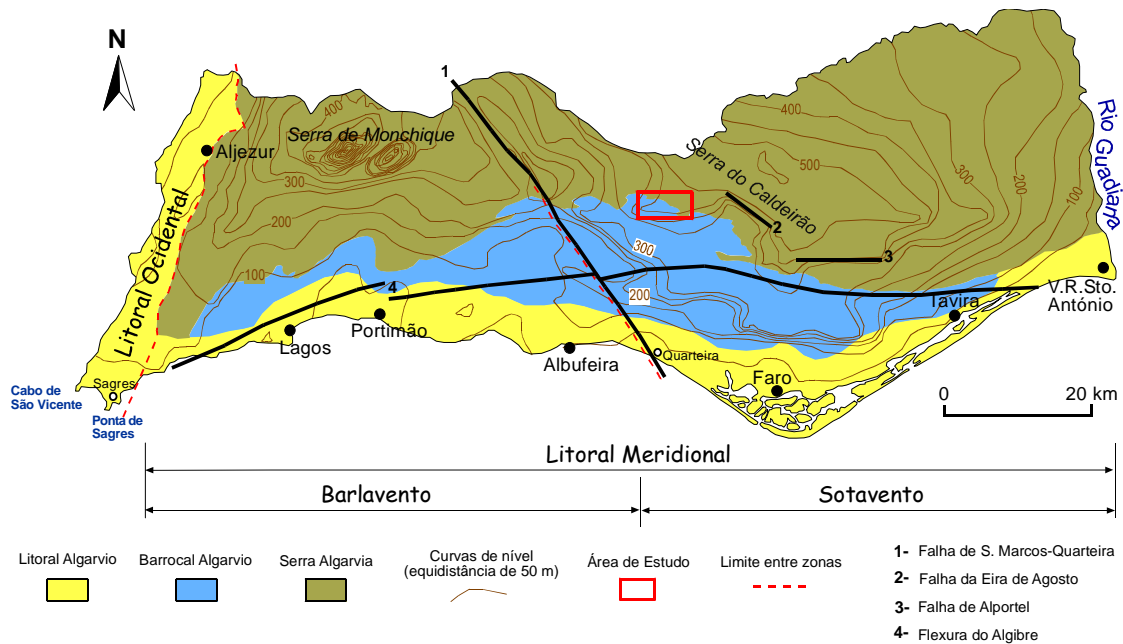


Fig. 2.1 – Enquadramento geomorfológico do Algarve com a localização da Serra, Barrocal e Litoral (Litoral Ocidental e Litoral Meridional: Barlavento e Sotavento) e alguns acidentes tectónicos (adaptado de FEIO, 1952; DIAS, 2001).

O Barrocal Algarvio, também conhecido por Algarve Calcário (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938), individualiza-se da Serra Algarvia por uma depressão, de orientação E-O, correspondente ao contacto entre o soco hercínico e a cobertura sedimentar mesozóica (COELHO *et al.*, 2001). A sul desta depressão periférica desenvolve-se o Barrocal Algarvio propriamente dito, o qual é principalmente constituído por formações de idade mesozóica (MANUPPELLA, 1992a, b; COELHO *et al.*, 2001). Face aos alinhamentos do relevo e da rede hidrográfica observados no Barrocal e na parte adjacente da Serra, FEIO (1952) distingue três direcções principais de fracturação: i) NO-SE; ii) NE-SO; e iii) E-O. Contudo, a direcção E-O parece a que maior influência teve sobre o relevo, dado que no Barrocal Algarvio, principalmente no Algarve Central, os alinhamentos de relevos e os próprios limites setentrionais do Barrocal Algarvio e da Bacia Algarvia, *grosso modo*, assumem essa mesma orientação (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; FEIO, 1952; CRISPIM, 1982).

O Litoral Algarvio, que BONNET (1850) designou por Beira-mar e que mais tarde MEDEIROS-GOUVÊA (1938) denominou Baixo Algarve, consiste em uma extensa faixa

litoral de natureza poligénica e de aspectos fisiográficos variados, subdividindo-se em Litoral Ocidental e Litoral Meridional (Fig. 2.1) (MANUPPELLA, 1992a, b; MOURA 1998; Dias, 2001).

2.3. Enquadramento geológico

A RP e a sua área envolvente encontram-se em terrenos pertencentes aos dois conjuntos morfostruturais que constituem a região algarvia – o Maciço Antigo (MEDEIROS, 2000) e a Bacia Algarvia (TERRINHA, 1998).

2.3.1. Maciço Antigo

O Maciço Antigo, também conhecido por maciço hespérico, soco hercínico, soco Paleozóico, entre outras designações, corresponde a um soco elevado, constituindo o núcleo rígido da Península Ibérica, formado por terrenos ante-mesozóicos (TEIXEIRA, 1981; ROSAS *et al.*, 1993; MEDEIROS, 2000). Para o Maciço Antigo peninsular, suficientemente individualizado e representativo, tem sido também atribuída a designação de microplaca ibérica (MEDEIROS, 2000).

Na região algarvia, o Maciço Antigo ocupa mais de metade do território e corresponde à Zona Sul Portuguesa (ZSP), a qual encontra-se limitada a norte pela Zona de Ossa Morena (ZOM) e a sul pela Bacia Algarvia (Fig. 2.2) (RIBEIRO *et al.*, 1979; TEIXEIRA, 1981; OLIVEIRA, 1990). A ZSP no Algarve encontra-se representada pela Faixa Piritosa (ramo sul, Anticlinal de Alcoutim), pelo Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo e pelo o Sector Sudoeste (MANUPPELLA, 1992a, b; OLIVEIRA, 1990, 1992b). Na área de estudo, a ZSP apenas está representada pelo Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo através da Formação de Mira (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

Em termos paleogeográficos, a ZSP constituiu-se a partir do Devónico Superior quando se formou uma extensa plataforma siliciclástica, provavelmente, com uma área continental emersa a sul e uma zona mais profunda a norte, onde existia um mar profundo e onde ocorria importante actividade vulcânica (Faixa Piritosa) associada a estiramento da crosta continental (OLIVEIRA, 1992b, 2001). Esse mar profundo no Viséano sofreu inversão do regime tectónico (orogenia Varisca), tendo-se assim passado a um regime compressivo

em progressão para SO. Foi neste contexto tectónico que se formaram os turbiditos do Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo (OLIVEIRA, 1992b, 2001). Essa compressão orogénica, que somente no Vestefaliano atingiu o Sector Sudoeste (OLIVEIRA, 1992b; OLIVEIRA, 2001), foi responsável pela elevação da parte da Cadeia Varisca correspondente à actual ZSP e pela consequente erosão e aplanção desses terrenos durante o Pérmico e grande parte do Triásico (OLIVEIRA, 2001; GALOPIM DE CARVALHO, 2002). Deste modo, as colunas litostratigráficas para a região algarvia apresentam um hiato temporal desde o Pensilvaniense até ao Triásico Inferior a Médio (MANUPPELLA, 1992a, b; OLIVEIRA *et al.*, 1992).

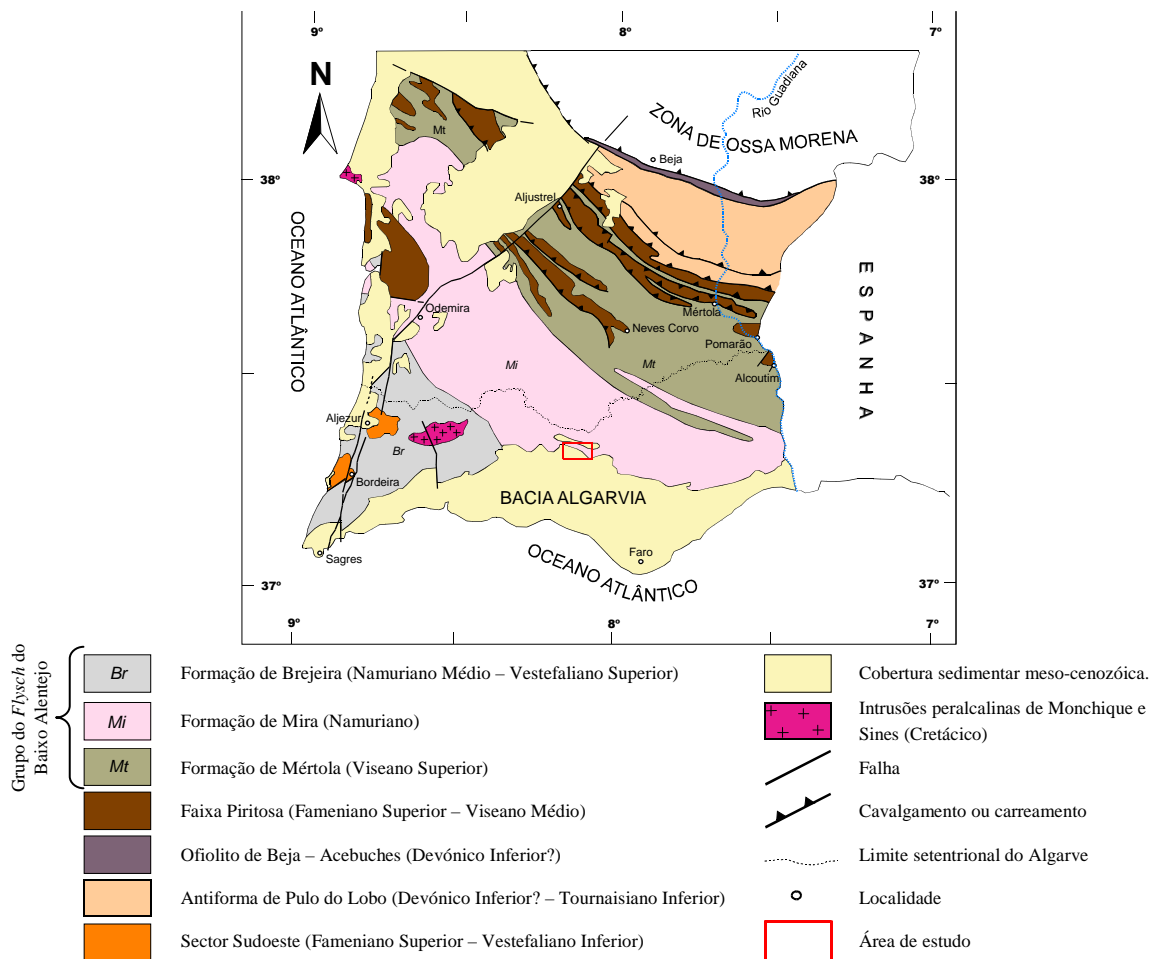


Fig. 2.2 – Mapa geológico da ZSP e enquadramento da área de estudo no Maciço Antigo (modificado de OLIVEIRA, 1990).

2.3.2. Bacia Algarvia

A Bacia Algarvia constitui uma bacia sedimentar de idade meso-cenozóica com direcção aproximadamente E-O que se estende, na parte emersa (*onshore*), desde o cabo de S. Vicente até um pouco além do rio Guadiana, apresentando cerca de 150 km de comprimento e 13 a 30 km de largura (Figs. 2.3 e 2.4) (MANUPPELLA *et al.*, 1988; MANUPPELLA, 1992c). Nesta bacia depositaram-se mais de 4000 m de sedimentos meso-cenozóicos em discordância angular sobre o soco Paleozóico (MANUPPELLA, 1992c).

O registo estratigráfico da Bacia Algarvia abrange o período compreendido entre o Triásico Médio a Superior e o Quaternário com uma grande lacuna sedimentar desde o Cretácico Superior (Cenomaniano) até ao Miocénico Inferior (Burdigaliano) e importantes desconformidades nas fronteiras Jurássico Inferior - Jurássico Médio, Jurássico Médio - Jurássico Superior e Jurássico Superior - Cretácico Inferior, bem como durante o Miocénico (Figs. 2.5 e 2.6) (TERRINHA e RIBEIRO, 1995; TERRINHA, 1998; PAIS *et al.*, 2000). As desconformidades registadas ao longo do Mesozóico são, de um modo geral, síncronas com episódios de inversão tectónica de curta duração (tectónica compressiva) ocorridos no Jurássico Inferior (Carixiano), no Caloviano - Oxfordiano e no Titoniano - Berriasiano, exceptuando-se a desconformidade na fronteira Jurássico Inferior - Jurássico Médio (Toarciano - Aaleniano), a qual parece não estar associada a um episódio compressivo (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000b).

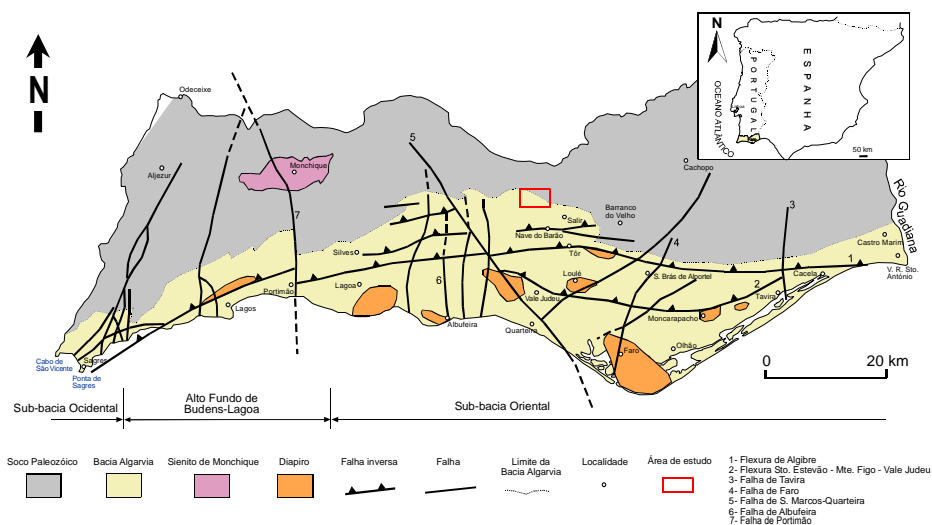


Fig. 2.3 – Principais estruturas tectónicas e diapíricas da Bacia Algarvia (adaptado de MANUPPELLA *et al.*, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1990).

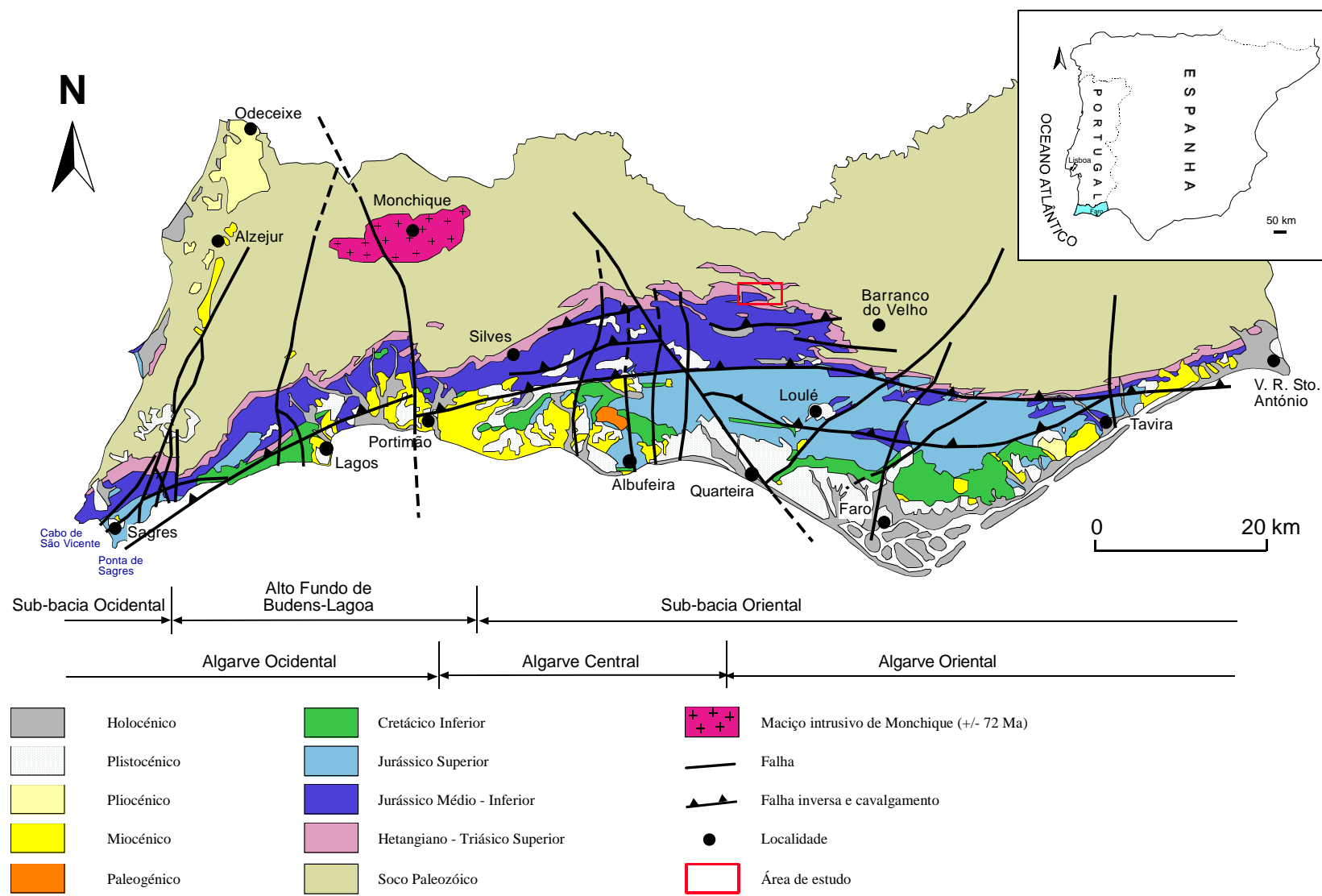


Fig. 2.4 – Mapa geológico simplificado da região do Algarve (adaptado de MANUPPELLA *et al.*, 1988; OLIVEIRA *et al.*, 1992; MANUPPELLA, 1992a, b; KULLBERG *et al.*, 1992; TERRINHA, 1998).

				ALGARVE		
				OCIDENTAL	ORIENTAL	
CRETÁCICO	SUPERIOR	CENOM.	TURON.	SENOM.		
		INFERIOR	ALB.			Calários de Pão Branco Margas superiores Dolomitos de Chão de Cevada Calcários e dolomitos de Caliços
			Margo-calcários de Porto de Mós			Margo-calcários de Porto de Mós
			Margas de Luz			Margas de Luz
			Calcários e arenitos com Palorbitolina			Calcários com Palorbitolina
			Margas com <i>Choff. decipiens</i>			Argilas e grés de fácies wealdiana
			HAUT. BARR.			
			VALAN.			Dolomitos de C. Longa e calcários de Bias
			Calcários com <i>Choffatella pyrenaica</i>			
	BERRIAS.				Calcários com <i>Trocholima</i>	
	SUPERIOR	Calcários com <i>Anch. lusitanica</i>			Calcários com <i>Anch. lusitanica</i>	
		Dolomitos e calc. de Sagnes com <i>Aveosepta jaccariti</i>			Calcários de Escarpão	
		Calc. e congl. da 1ª Tonel			Dolomitos e calcários de Nexe e Cabeça. Calcários com nódulos de Sílex de Jordana	
		Dolomitos e calcários de Nexe e Cabeça				
		Margo-calcários de Peral e Loulé			Calcários e margas de Peral e Loulé	
		Margo-calc. de Praia da Marêta			Margo-calcários de Telheiro	
		Margo-calcários de Telheiro				
		Calcários e margas de Praia da Marêta com <i>Zoophycos</i>			Calcários e margas de Guelhim e Malhão	
Calcários e dolomitos de Almadena				Calcários de Tavira e congl. de Alagôa		
MÉDIO	AALEN.					
	Conglomerados de Odiáxere. Calcários de Vale de Lama					
	TOARC.					
	Calc. de Armação Nova de Beliche					
	Dolomitos e calcários dolomíticos de Picavessa			Dolomitos e calcários dolomíticos de Picavessa: fácies com <i>Paleodasycladus</i>		
	Dolomitos de Boavista					
	SINEMUR.					
	Complexo Vulcano-Sedimentar			Complexo Vulcano-Sedimentar		
	HETAG.					
TRIÁSICO	INF. MÉD. SUP.					
	Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas			Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas		
	Arenitos de Silves			Arenitos de Silves		
				Argilas de S. B. de Messines		

Fig. 2.5 – Tabela estratigráfica sintética do Mesozóico do Algarve (adaptado de OLIVEIRA *et al.*, 1992 in DIAS, 2001).

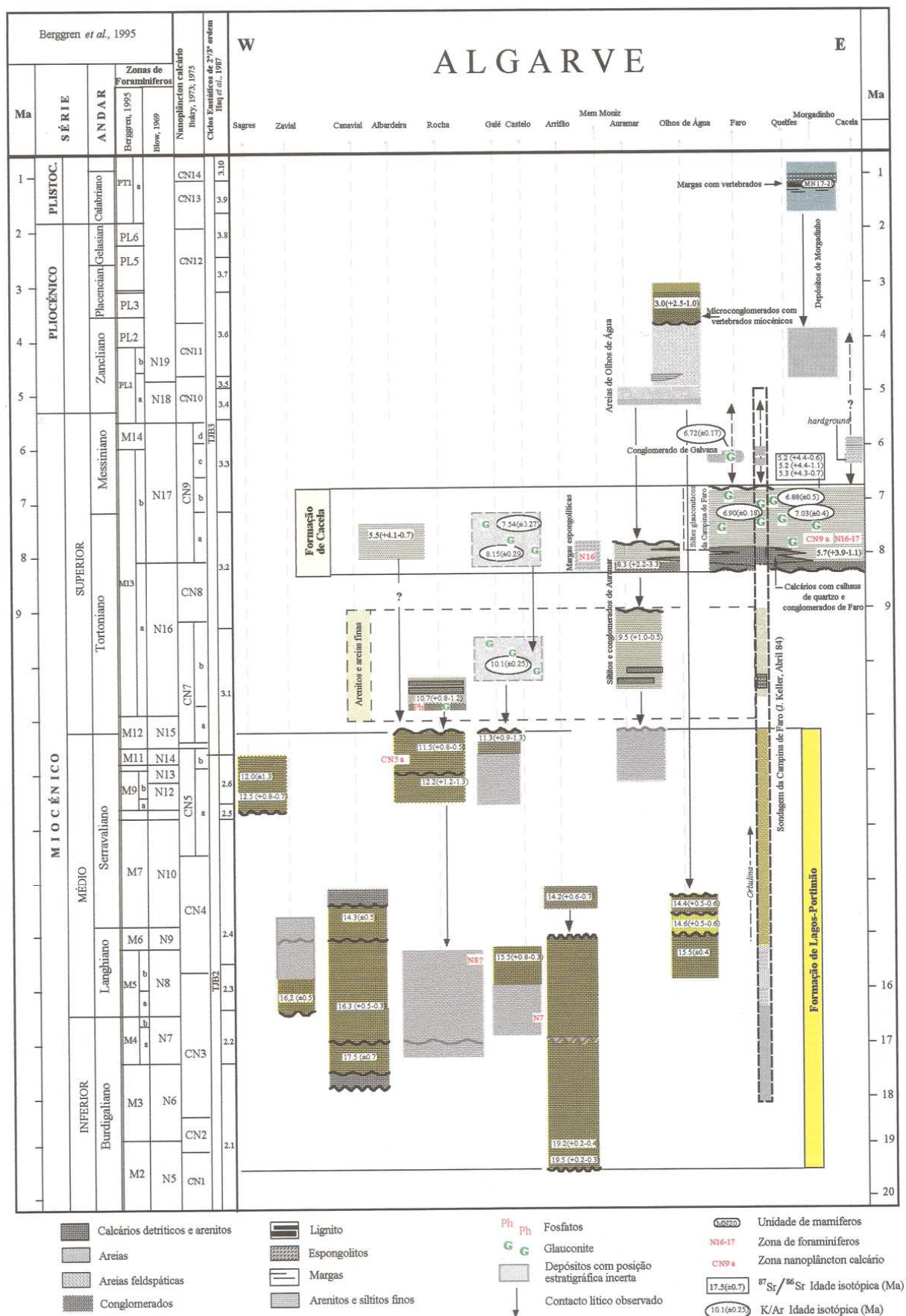


Fig. 2.6 – Tabela estratigráfica sintética do Cenozóico do Algarve (adaptado de Pais et al., 2000).

Em relação à área de estudo, as unidades litostratigráficas encontradas possuem idades compreendidas entre o topo do Mississipiense (Namuriano) e o Quaternário, com duas grandes lacunas estratigráficas: i) entre a base do Pensilvaniense e o Triásico Superior; e ii) entre o Jurássico Inferior e, pelo menos, o Pliocénico. Destacam-se os trabalhos de PALAIN (1975, 1977) e de ROCHA (1976) (Fig. 2.7), que dedicam especial atenção ao estudo das unidades litostratigráficas com idades compreendidas entre o Triásico e a base do Jurássico Inferior e que afloram na área de estudo.

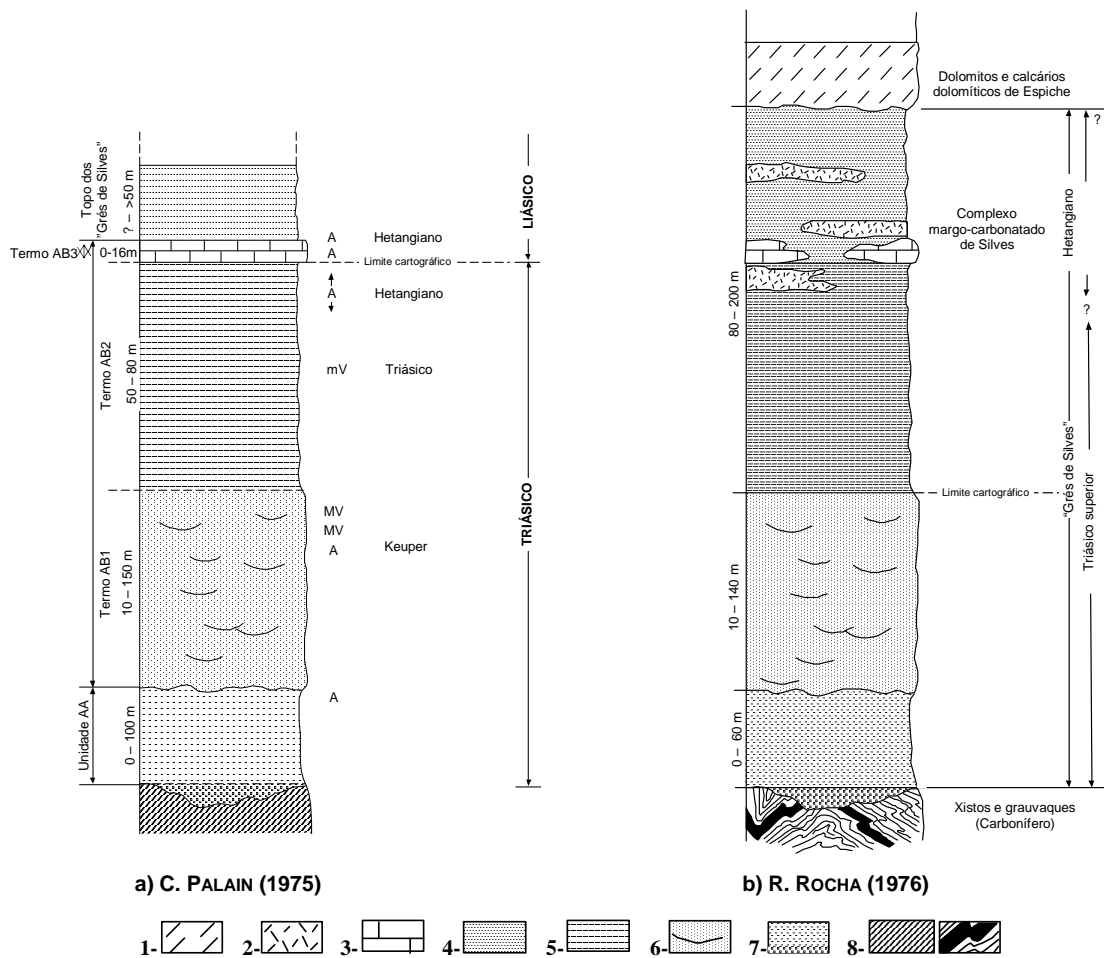


Fig. 2.7 – Correlação entre as unidades litostratigráficas do Triásico-Hetangiano definidas por a) PALAIN (1975), b) ROCHA (1976) e a correspondência da classificação de Palain (1975) com as terminologias utilizadas na presente dissertação. 1- Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche; 2- Doleritos e basaltos doleríticos; 3- Calcários dolomíticos; 4- Pelitos e margas bicolors; 5- Pelitos avermelhados; 6- Arenitos com estratificação oblíqua; 7- Pelitos e depósitos arenítico-conglomeráticos (Argilas de S. B. de Messines); 8- Soco Paleozóico; A- Fósseis animais; mV- Microfósseis vegetais; MV- Macrofósseis vegetais. Unidade AA ≈ Argilas de S. Bartolomeu de Messines; Termo AB1 ≈ Arenitos de Silves; Termo AB2 ≈ Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas; Termo AB3 ≈ Calcários e dolomitos do topo dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas; Topo dos “Grés de Silves” ≈ parte do Complexo vulcano-sedimentar.

a) Síntese da evolução geodinâmica da Bacia Algarvia

As séries sedimentares meso-cenozóicas que compõem a Bacia Algarvia correspondem a duas bacias distintas sobrepostas que se desenvolveram principalmente associadas à fronteira entre as placas ibérica e africana (Fig. 2.8) (VEGAS, 1988; TERRINHA *et al.*, 2000a). O desenvolvimento da bacia mesozóica algarvia esteve relacionado com a abertura do oceano Atlântico Norte e a expansão do oceano Tétis para ocidente (Neo-Tétis Ocidental), com a consequente fracturação do Pangea (TERRINHA, 1998, 2005). A origem do Atlântico Norte esteve associada ao desenvolvimento dos ramos N-S do ponto triplo a sudoeste de Portugal (TERRINHA, 1998, 2005) através de movimentos distensivos de direcção E-O a ONO-ESE na actual fachada ocidental, os quais conduziram à separação entre a Ibéria e a América do Norte (RIBEIRO *et al.*, 1984; DIAS, 2001). Por sua vez, o Neo-Tétis Ocidental teve origem em movimentos distensivos NO-SE a N-S na actual fachada meridional (RIBEIRO *et al.*, 1984; DIAS, 2001), os quais foram controlados pelo movimento transcorrente transtensivo sinistrógiro da África em relação à Ibéria. Por outro lado, a origem da bacia cenozóica flexural algarvia, que se sobrepõe à bacia mesozóica, esteve associada à convergência da África em relação à Ibéria durante o Cenozóico (TERRINHA, 1998, 2005; TERRINHA *et al.*, 2000a; LOPES, 2002). A fracturação e a geomorfologia do soco Paleozóico desempenharam também um importante papel na evolução tectónica e estrutural da Bacia Algarvia (TERRINHA e RIBEIRO, 1995; TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000a; LOPES, 2002).

Associados aos movimentos que estiveram na origem da Bacia Algarvia, nomeadamente aos movimentos distensivos N-S, geraram-se várias flexuras de direcção aproximadamente E-O (Fig. 2.3), das quais se destacam: i) a Flexura do Algibre, que se estende desde Vila Real de Sto. António a Portimão, com prolongamento para oeste ao longo da Falha da Mexilhoeira Grande – Espiche, e ii) a Flexura de Sto. Estêvão - Monte Figo - Vale de Judeu (MANUPPELLA, 1992a, b, c). Estas flexuras encontram-se interceptadas por falhas de direcção aproximadamente N-S (MANUPPELLA, 1992a, b, c) que provavelmente funcionam como zonas de transferência (DIAS, 2001), como acontece

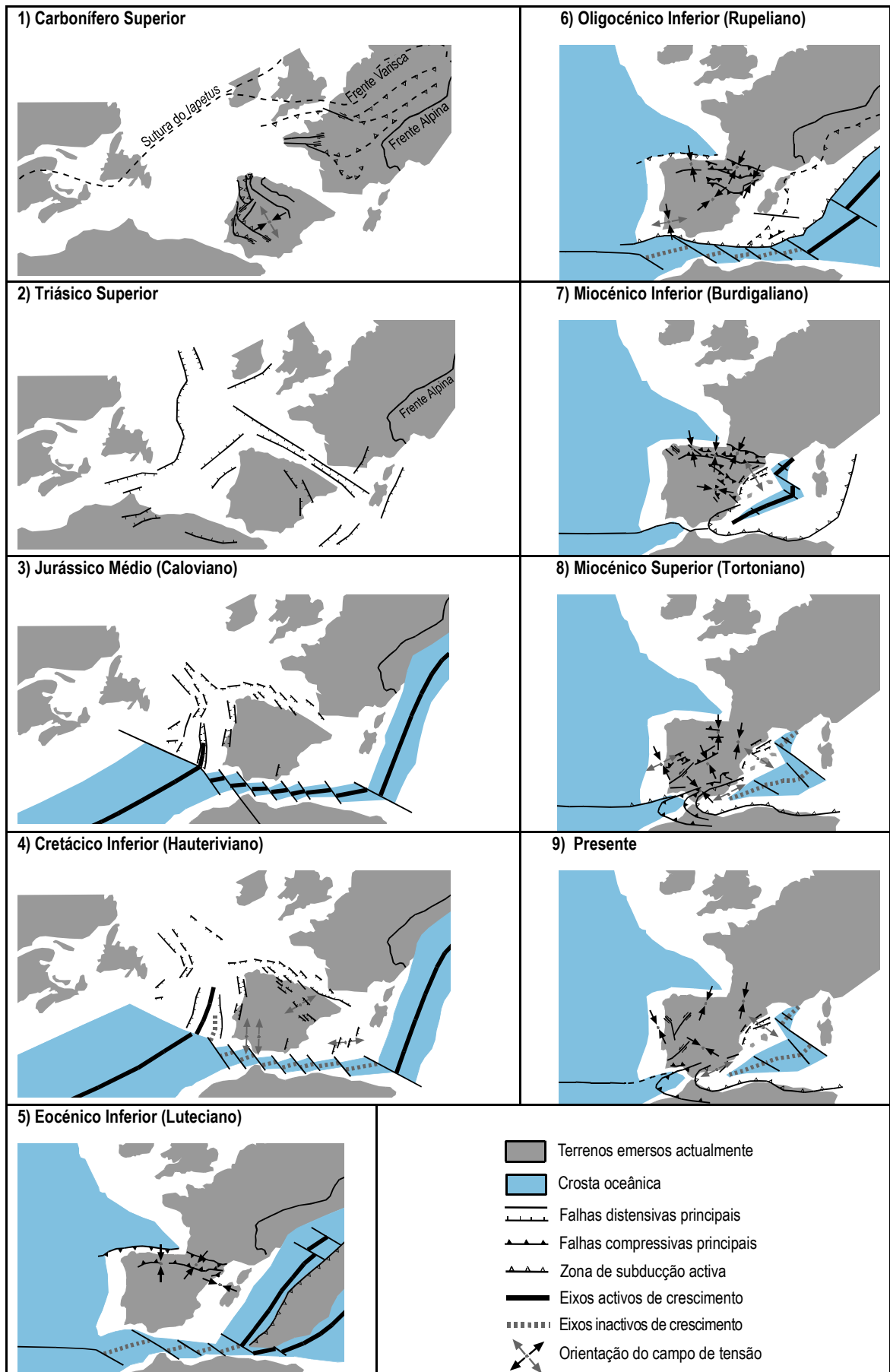


Fig. 2.8 – Reconstrução paleogeográfica e tectónica da evolução da Península Ibérica desde o Carbonífero Superior até ao presente (adaptado de JABALOY *et al.*, 2002).

com a Flexura do Algebre, cortada pela Falha de Portimão - Monchique (N-S) e pela Falha de S. Marcos - Quarteira (NO-SE) (KULLBERG *et al.*, 1992; MANUPPELLA, 1992a, b). Estas flexuras ter-se-ão mantido activas até o Miocénico Médio e em associação com os acidentes que as interceptam condicionaram o estilo tectónico da Bacia Algarvia, determinando a diferenciação de sub-bacias e consequentemente dando lugar a domínios sedimentares diversificados (MANUPPELLA *et al.*, 1988; KULLBERG *et al.*, 1992; MANUPPELLA, 1992a, b, c).

Actualmente, em termos de enquadramento geodinâmico, o Algarve (Fig. 2.9) localiza-se na placa euroasiática, mais concretamente na microplaca Ibérica (VEGAS, 1988; TERRINHA, 1998; DIAS, 2001; DIAS e CABRAL, 2005), junto ao cruzamento da Margem Continental Oeste Ibérica, de direcção N-S – relacionada com a abertura do Atlântico Norte –, com a Zona de Fractura de Açores - Gibraltar (ZFAG) disposta segundo uma direcção E-O correspondente a uma zona de fronteira de placas difusa entre a Eurásia e a África – relacionada com a evolução do Neo-Tétis Ocidental (CABRAL e RIBEIRO, 1989; DIAS e CABRAL, 2005).

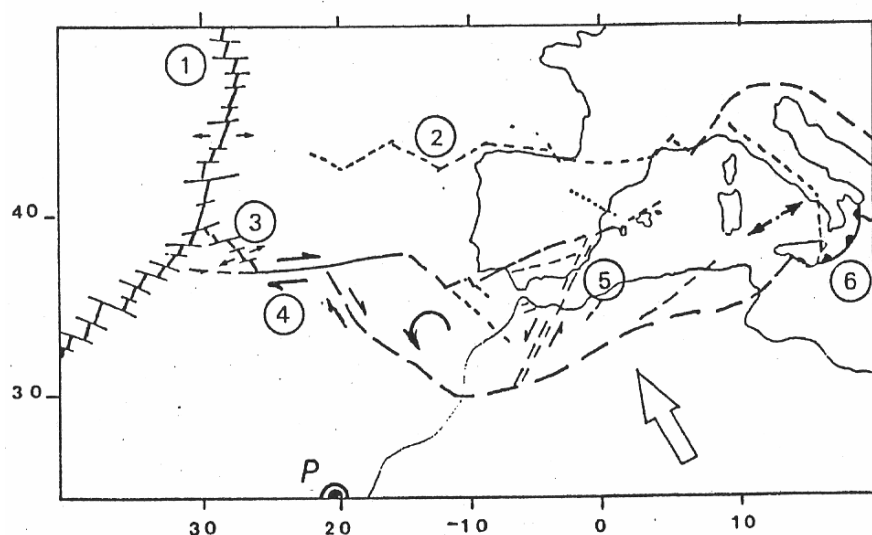


Fig. 2.9 – Enquadramento geodinâmico da placa Ibérica no contexto da interacção das placas Africana e Eurasiática (adaptado de VEGAS, 1988). 1- Crista Médio-Atlântica; 2- Fronteira de placas Ibéria - Eurásia abandonada; 3- Rift dos Açores; 4- Zona de fractura da Glória; 5- Zona de deformação distribuída e de rotação de blocos (fronteira de placas difusa); 6- Zona de subducção Tirreniana; P- Pólo de rotação da Ibéria (Eurásia) - África.

De acordo com GRILLOT e ALMEIDA (1982), KULLBERG *et al.*, (1992), DIAS (2001) e TERRINHA *et al.*, (2000a, b) pode-se resumir que a Bacia Algarvia, desde o Triásico, foi sujeita às seguintes fases tectónicas da orogenia Alpina:

- 1) Sucessivas fases distensivas N-S durante o Mesozóico até ao Cretácico Inferior a Superior (KULLBERG *et al.*, 1992) intercaladas com curtos episódios compressivos (TERRINHA *et al.*, 2000b)
- 2) Distensão aproximadamente E-O durante o Cretácico Inferior (GRILLOT e ALMEIDA, 1982; KULLBERG *et al.*, 1992);
- 3) Compressão SSO-NNE a SE-NO durante a inversão tectónica maior (Cretácico Superior e Paleogénico) (TERRINHA *et al.*, 2000a);
- 4) Distensão N-S até ao final do Miocénico Inferior e distensão N-S e E-O no Burdigaliano Superior ou Langhiano Inferior (KULLBERG *et al.*, 1992);
- 5) Compressão N-S ou NNO-SSE a partir do Miocénico Médio (Fase Bética) (KULLBERG *et al.*, 1992);
- 6) Compressão E-O pós-Tortoniano (KULLBERG *et al.*, 1992);
- 7) Compressão N-S a E-O no Plio-Quaternário (DIAS, 2001).

A halocinese – tectónica salina – desempenhou também um importante papel no controlo tectónico, estrutural e sedimentar da Bacia Algarvia, adicionando alguma complexidade à sua história (KULLBERG *et al.*, 1992). De facto, movimentos horizontais iniciais da cobertura evaporítica hetangiana durante o Jurássico Médio e Superior controlaram a localização dos depocentros nas sub-bacias mesozóicas, tendo também condicionado a sedimentação e a inversão da bacia durante o Cretácico Superior e o Cenozóico devido à reactivação do horizonte salino como um lubrificante para as falhas (KULLBERG *et al.*, 1992; TERRINHA e RIBEIRO, 1995).

2.4. Revisão de conhecimentos sobre a geologia da RP

A RP não tem passado despercebida à sociedade civil, em geral, nem à comunidade científica, em particular, pelo que alguns dos investigadores que desenvolveram trabalhos científicos na região algarvia em diversas áreas das Geociências, alguns já supracitados, referem-se às suas geologia e geomorfologia. Numa perspectiva de enquadrar o conhecimento actual sobre a geologia da RP, citam-se algumas das principais informações reunidas por alguns autores:

- BONNET (1850), no seu trabalho descritivo da geografia e geologia da região algarvia, faz algumas alusões ao *Cerro da Penna*, nomeadamente, quando descreve o relevo e as cavernas do Algarve. Na descrição das cavernas, destaca o Poço dos Mouros – um dos algares da RP – considerando-o a caverna mais profunda do Algarve;
- MEDEIROS-GOUVÊA (1938), num trabalho intitulado *Algarve – aspectos fisiográficos*, refere-se à génese da RP como resultado de erosão diferencial, afirmando que o desgaste desenvolvido pela «(...) rêde fluvial aliado aos acidentes tectónicos do pliocénico superior fêz que a erosão atacasse fortemente os arenitos e margas do triássico e do infra-liássico e assim se criou o sulco profundo entre o Alto Algarve e o Algarve Calcário que desfez a antiga unidade morfológica» (p. 80); e que essa erosão diferencial «(...) fêz sobressair as “*Rochas*” [Rocha de Messines, Rocha dos Soídos e RP], separando-as entre si por vales largos e profundos (...) no limite dos terrenos do paleozóico» (p. 115). O mesmo autor evoca ainda o fenómeno de imunidade cársica³ para a conservação das *Rochas*, afirmando que «Foi a difusão das águas nos terrenos calcários e nas dolomias (...) que permitiu a conservação dêstes campos “lapiezados” do liássico» (p. 80);
- FEIO (1952, p. 103) descreve a RP como «(...) uma grande superfície estrutural,

³ O termo imunidade cársica aplicado neste contexto significa a manutenção de determinado relevo cársico devido à reduzida erosão em virtude da ausência de escorrência subaérea nas superfícies plenamente cársicas, contudo este termo também pode ser empregue como propriedade das rochas que resistem à corrosão cársica (FÉNELON, 1967).

com disposição em sinclinal muito aberto, limitada por imponente cornija», relatando que o topo daquele relevo estrutural é formado por dolomitos liásicos assentes em rochas mais brandas do Triásico e do Hetangiano e que o contacto com o maciço antigo se faz por falha (Fig. 2.10);

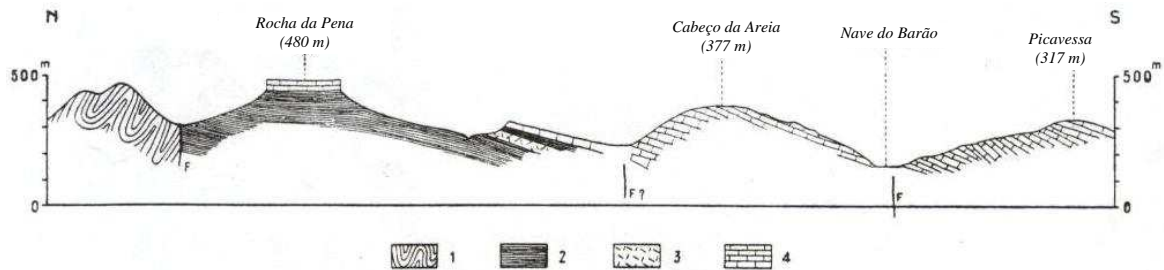


Fig. 2.10 – Corte nos relevos do Algarve Central, evidenciando-se a estrutura em mesa da RP destacada por erosão diferencial, e o contacto por falha das formações mesozóicas com o Maciço Antigo (adaptado de FEIO, 1952). 1- xistos do maciço antigo; 2- Triásico e Hetangiano, constituído por margas (incluem-se também nesta convenção algumas ofites (doleritos) que não foi possível individualizar); 3- ofites; 4- dolomias e calcários do Liásico.

- ROMARIZ *et al.* (1976 e 1979) em dois artigos sobre estruturas vulcânicas e episódios vulcano-sedimentares no Algarve, respectivamente, identificam na RP estruturas e litologias de origem vulcânica representativas e exemplares do Complexo vulcano-sedimentar;
- CRISPIM (1982), no seu trabalho intitulado *Morfologia Cársica do Algarve*, para além de identificar algumas formas cársicas na RP, menciona aquele relevo em termos geomorfológicos como uma *mesa*, interpretando-o como um relevo cársico herdado de uma ou de várias fases morfogenéticas anteriores, referindo, também, a imunidade cársica como um fenómeno decisivo na sua conservação. Para este autor a RP «... é um carso alcandorado e a aparência de mesa sinclinal (...) poderá resultar apenas do seu aspecto de concha esvaziada no centro e com bordos elevados ...» (p. 95), realçando ainda, em relação ao tipo de estrutura, que «... algumas medições efectuadas indicam que a estrutura, em pormenor, não é simples» (p. 95);
- ALMEIDA (1985) na sua tese de doutoramento *Hidrogeologia do Algarve Central* além de apresentar um esquema ilustrativo da circulação subterrânea da água na

RP (Fig. 2.11), tendo em conta a estrutura em *sinclinal aberto* referida por FEIO (1952), menciona também algumas observações locais sobre os materiais do Complexo vulcano-sedimentar e sobre as litologias e estratigrafia da Formação de Picavessa;

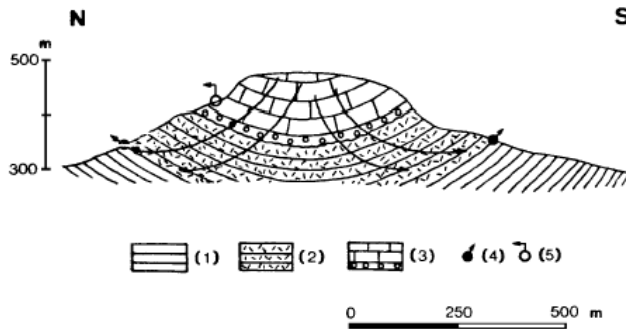


Fig. 2.11 – Esquema ilustrando a circulação subterrânea da água na RP (adaptado de ALMEIDA, 1985). (1) argilitos; (2) Complexo vulcano-sedimentar; (3) calcários e dolomitos da Picavessa; (4) nascente perene; (5) nascente periódica

- TOMÉ (1996), num artigo intitulado *Morfologia Cársica no Concelho de Loulé: Abordagem Preliminar*, além da descrição geomorfológica do carso, acrescenta que a *cornija imponente* da RP referida por FEIO (1952) é uma escarpa de falha, identificando-a na folha 8 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000 (OLIVEIRA, 1992a) (Fig. 2.12);

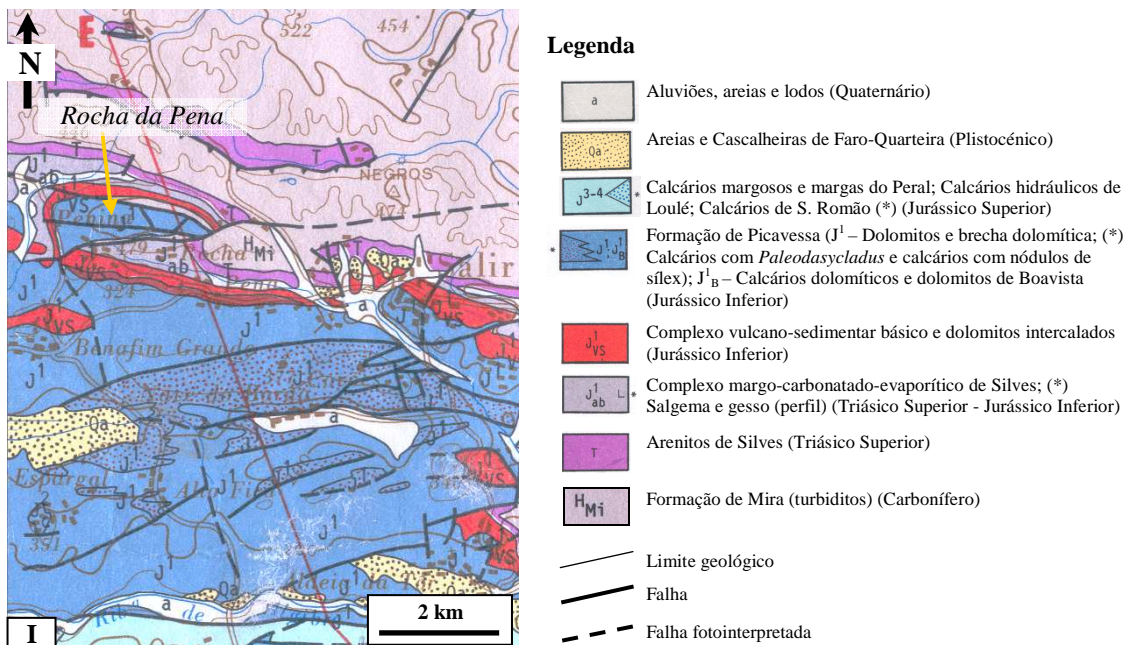


Fig. 2.12– Continua na página seguinte

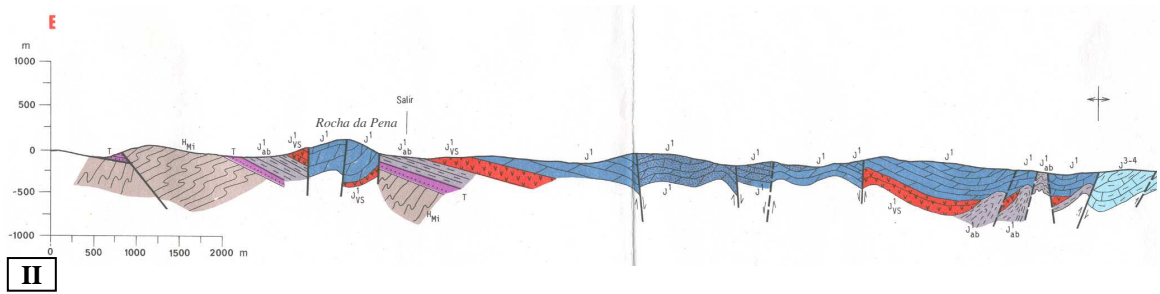


Fig. 2.12 – Geologia da RP e da área envolvente segundo OLIVEIRA (1992a). **I-** Mapa geológico da RP e da sua área envolvente; **II-** Corte geológico de direcção NNO-SSE, atravessando o sector oriental da RP.

- através da análise da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500.000 (Oliveira *et al.*, 1992), da folha 8 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000 (Oliveira, 1992a) (Fig. 2.12) e da folha oriental da Carta Geológica da Região Algarvia na escala 1/100.000 (MANUPPELLA, 1992a), verifica-se que as unidades litostratigráficas da região da RP encontram-se afectadas por falhas de orientação aproximadamente E-O, as quais limitam as litologias da Formação de Picavessa, deduzindo-se que a RP tem um importante controlo estrutural. Observa-se também que o contacto do soco Paleozóico com as unidades mesozóicas na vertente norte da RP não é tectónico, ao contrário do que é postulado por FEIO (1952).

CAPÍTULO 3

– RESULTADOS, DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES –

3.1. Litostratigrafia e paleogeografia

3.2. Estrutura e tectónica

3.3. Geomorfologia

3.4. História geológica da RP

3. RESULTADOS, DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES

Neste capítulo serão apresentadas as observações e os resultados obtidos, assim como as interpretações e as hipóteses teóricas decorrentes do estudo realizado. De realçar que as observações e os resultados da investigação desenvolvida serão acompanhados com observações e conclusões obtidas por outros autores, sempre numa perspectiva de complemento, comparação e discussão, de modo a esclarecer e dar resposta às hipóteses de investigação e alcançar os objectivos delineados. Todas as informações sob a forma de texto, gráficos, figuras ou quadros que sejam total ou parcialmente resultado de outros trabalhos de investigação serão devidamente referenciadas, de modo a distinguir de forma inequívoca a sua fonte. No caso das fotografias apresentadas, a sua localização encontra-se identificada no mapa do apêndice I.

3.1. Litostratigrafia e paleogeografia

Na RP e área envolvente, as unidades litostratigráficas encontradas possuem idades compreendidas entre o topo do Mississipiense (Namuriano) e o Quaternário, com duas grandes lacunas estratigráficas: i) entre a base do Pensilvaniense e o Triásico Superior; e ii) entre o Jurássico Inferior e, pelo menos, o Pliocénico (Fig. 3.1 e Apêndice II).

De seguida serão descritas, das mais antigas para as mais recentes, as unidades litostratigráficas presentes na área de estudo, referindo as principais características observadas e interpretando-as em termos paleoambientais. Far-se-á ainda referência a alguns locais de boa observação tendo em conta a facilidade de acesso, os quais se encontram representados no mapa do apêndice I.

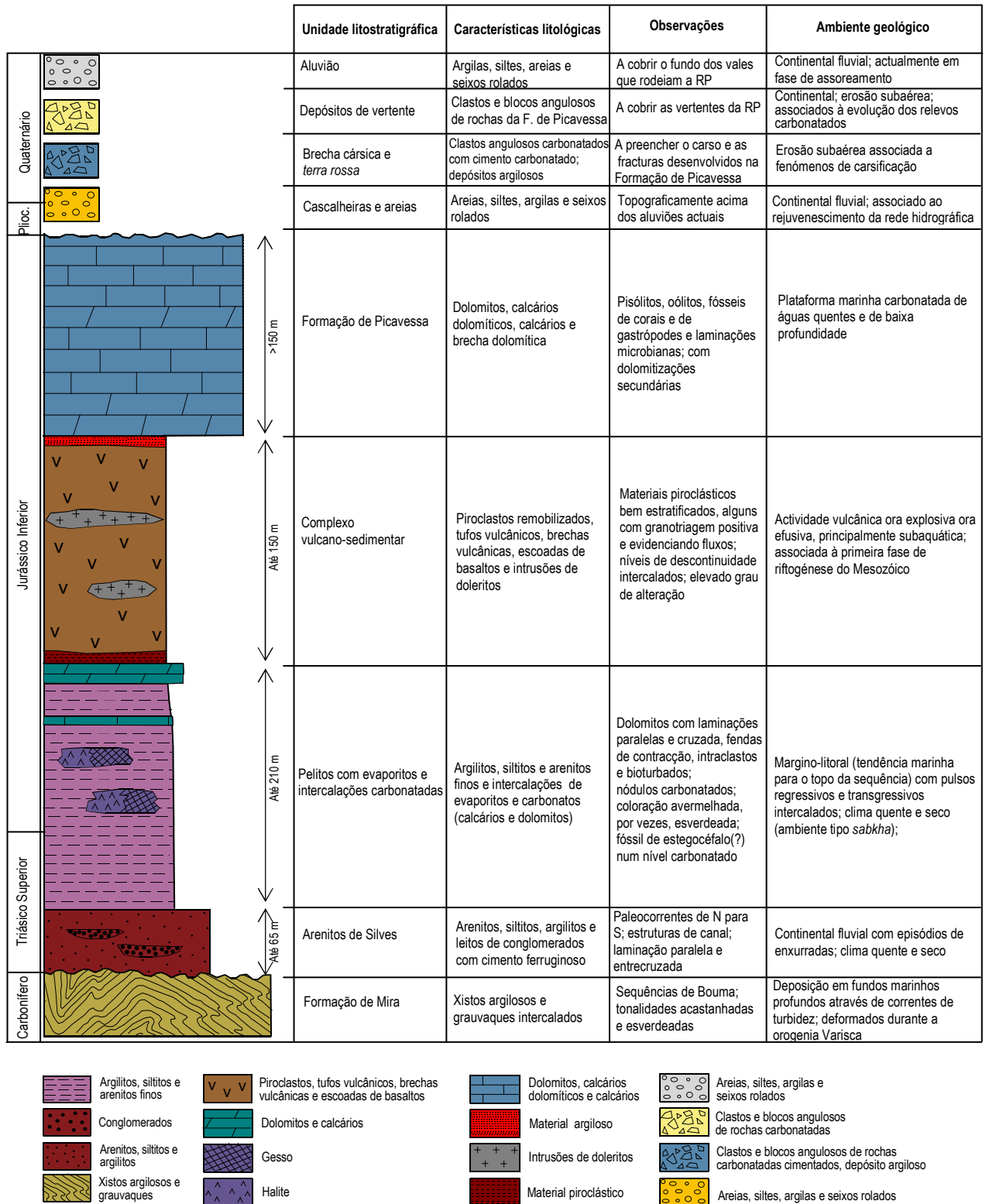


Fig. 3.1 – Coluna litostratigráfica sintética da RP e área envolvente.

3.1.1. Carbonífero

a) Formação de Mira (Namuriano)

A Formação de Mira é constituída por uma sucessão alternante de camadas de xistos argilosos e de grauvaques onde é possível identificar nestas últimas algumas estruturas sedimentares, tais como, marcas de arraste (Fig. 3.2) e seqüências de Bouma (Fig. 3.3), bem como estruturas erosivas, como é o caso de bancadas de grauvaque amalgamadas (Fig. 3.4). Estas rochas apresentam tonalidades acinzentadas e acastanhadas e localmente surgem tingidas de vermelho. Apesar de não terem sido encontrados na área de estudo, esta unidade possui alguns conglomerados com clastos provenientes da Faixa Piritosa (OLIVEIRA, 1984, 1992a; OLIVEIRA e OLIVEIRA, 1996) e fósseis de goniatites (*Goniatites granosus*) que permitiram datá-la do Namuriano Inferior e Médio (OLIVEIRA *et al.*, 1979; OLIVEIRA, 1992b, c, 2001; OLIVEIRA e OLIVEIRA, 1996). Esta formação constitui o substrato das formações mesozóicas algarvias a leste de S. Bartolomeu de Messines (OLIVEIRA *et al.*, 1992; MANUPPELLA *et al.*, 1992a, b).

Locais de boa observação: ao longo da estrada 503 entre Alcaria e Tameira (sector oeste da área de estudo).



Fig. 3.2 – Bancada de grauvaque tingida de vermelho de atitude N160°,48°NE com marcas de arraste que indicam a base da camada (povoação de Alcaria; martelo como escala).



Fig. 3.3 – Sequência de Bouma completa (entre a Brazieira e a Tameira na barreira esquerda da estrada 503 no sentido sul-norte; moeda como escala).

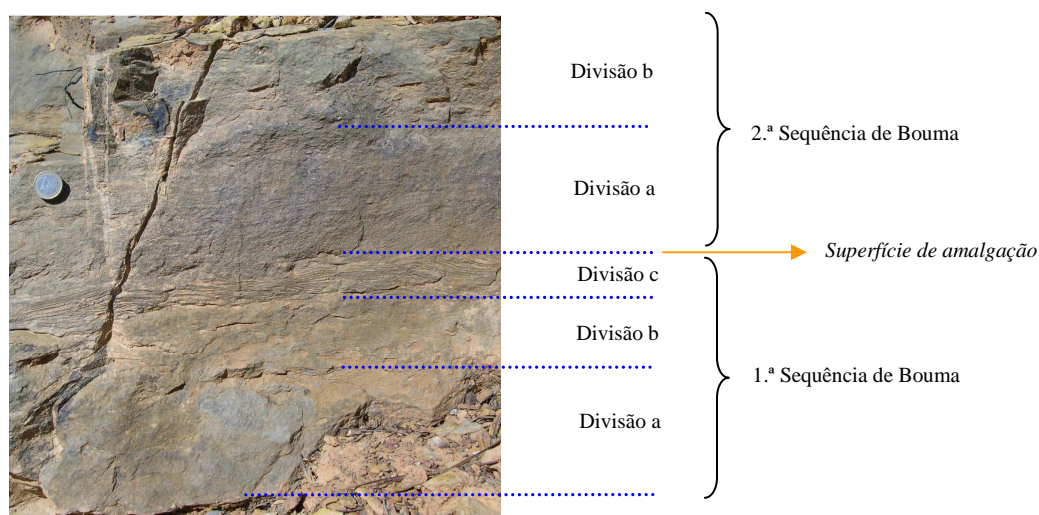


Fig. 3.4 – Bancada de grauvaque amalgamada, a qual resultou da sobreposição de duas sequências de Bouma, em que as Divisões *d* e *e* da sequência de Bouma inferior foram erodidas (entre a Brazieira e a Tameira na barreira esquerda da estrada 503 no sentido sul-norte; moeda como escala)

Os xistos argilosos e os grauvaques da Formação de Mira correspondem a espessas sequências detríticas constituídas por alternâncias monótonas de argilas e de areias depositadas através de correntes de turbidez no fundo de um oceano de grande profundidade – oceano Rheic –, que separava os continentes Gondwana e Laurásia (OLIVEIRA e OLIVEIRA, 1996; TORSVIK *et al.*, 2002). Nessa altura, o oceano Rheic estava a fechar-se e os dois continentes aproximavam-se (TORSVIK *et al.*, 2002). Consequentemente, os sedimentos depositados no seu fundo foram dobrados e fracturados, todavia a deformação na região da RP apenas foi suficiente para produzir um ambiente

metamórfico muito incipiente – no máximo atingiu-se a fácies zeolítica (Munhá, 1983) –, pelo que os xistos argilosos e os grauvaques apresentam uma clivagem tectónica moderada. Nesse período de tectónica compressiva, do final do Carbonífero Superior até ao Triásico Superior, ao longo de mais de 70 Ma, deu-se a elevação da Cadeia Varisca e a consequente erosão e aplanção dos terrenos (GALOPIM DE CARVALHO, 2002), o que explica a lacuna estratigráfica existente nesse intervalo de tempo.

3.1.2. Triásico Superior - Jurássico Inferior

a) Arenitos de Silves (Triásico Superior)

Os Arenitos de Silves são uma unidade detrítica composta por arenitos, argilitos e conglomerados vermelhos organizados em sequências positivas (PALAIN, 1975; MANUPPELLA, 1988). Na área de estudo, os arenitos são de grão médio a fino de cimento ferruginoso (Fig. 3.5) e apresentam intercalações de leitos de conglomerados e brechas de cor avermelhada com clastos de grauvaque e quartzo angulosos a subangulosos suportados por uma matriz argilo-arenítica (Fig. 3.5), cuja proveniência é das formações da ZSP e, possivelmente, também da ZOM (TERRINHA, 1998). Os arenitos e conglomerados possuem frequentemente estruturas sedimentares bem preservadas, como figuras de carga, estratificação entrecruzada, *ripple marks* e estruturas lenticulares (PALAIN, 1975; MANUPPELLA, 1988). A passagem para a unidade seguinte faz-se de forma progressiva, com redução da fracção arenítica e gradual aumento da fracção argilosa (AZERÊDO *et al.*, 2003).

Locais de boa observação: ao longo do caminho Alcaria – RP; ao longo do caminho Brazieira de Cima - Brazieira de Baixo.

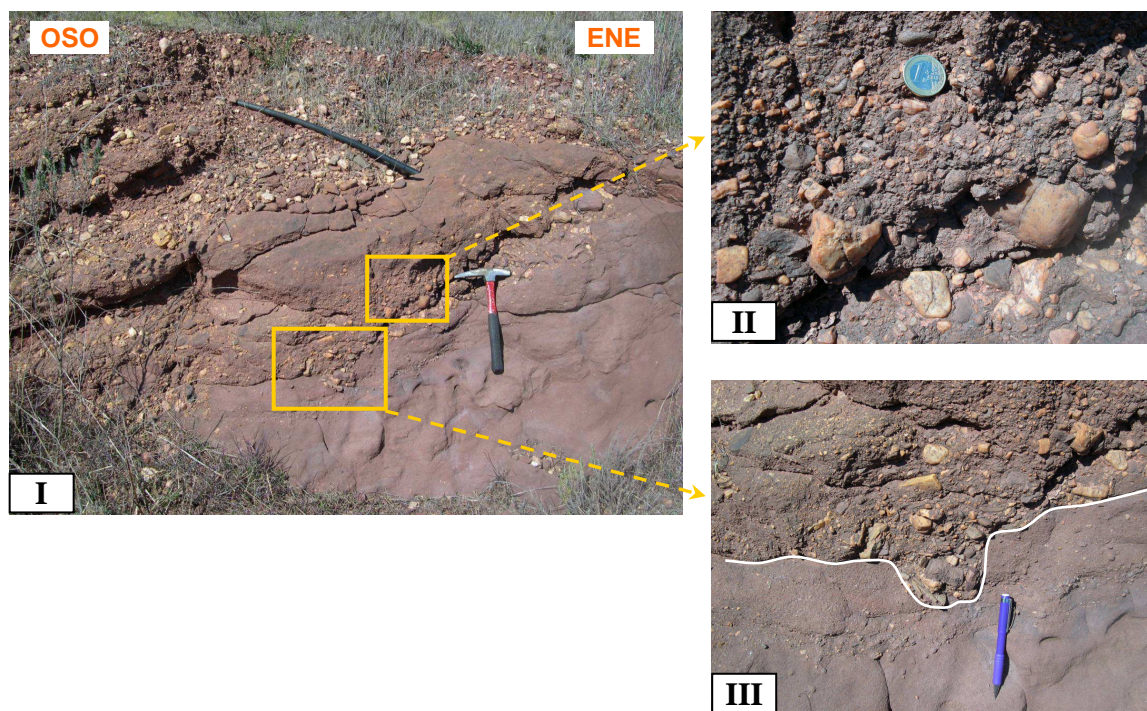


Fig. 3.5 – Afloramento de Arenitos de Silves de atitude N120°,24°SO (início do caminho Alcaria – RP; martelo, moeda e lapiseira como escalas). **I**- Fotografia evidenciando leitões ou bolsadas de conglomerados e brechas intercalados com arenitos finos a médios de cimento ferruginoso; **II**- Pormenor de um leito de conglomerado com elevada heterogeneidade de clastos de grauvaque e quartzo angulosos e subangulosos suportados por uma matriz arenosa e ferruginosa; **III**- Pormenor de uma figura erosiva.

Os Arenitos de Silves são interpretados como depósitos continentais aluvionares (PALAIN, 1975; MANUPPELLA, 1988). As suas características litológicas e sedimentológicas sugerem ter sido transportados por uma rede hidrográfica, esporadicamente em regime torrencial e de enxurrada, com sentido predominante de NE para SO e S associada a depocentros originados pelo rejeito das falhas variscas sinorogénicas (NO-SE e E-O) que passaram a funcionar como falhas normais devido às forças distensivas relacionadas com a fase de pré-riftogénese durante o início da fragmentação do Pangea (PALAIN, 1975, 1977; TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000a). Supõe-se assim que o depocentro triásico se situava para sudoeste da Margem Continental Portuguesa (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000a). Esses sedimentos triásicos sugerem ainda ter sido depositados em clima quente e árido, compatível com a posição geográfica próxima do equador e com a interioridade da Península Ibérica no continente Pangea (TORSVIK *et al.*, 2002; BUCHDAHL, 1999). Porém, localmente existiam áreas húmidas a formar charcos onde viviam estegocéfalos, bivalves

do género *Estheria* e outros seres aquáticos (AZERÊDO *et al.*, 2003; PALAIN, 1975). Os leitos de conglomerados e brechas podem ser interpretados como materiais depositados nos canais fluviais activos, enquanto os materiais mais finos, ricos em óxidos de ferro, depositavam-se nas planícies de inundação (RAMALHO, 1988). A coloração avermelhada dos sedimentos deve-se às condições de oxidação e à presença de óxidos de ferro (NICHOLS, 1999).

b) Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (Triásico Superior - Hetangiano)

A unidade dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas de Silves é constituída por diversas sequências rítmicas de arenitos finos, siltitos, pelitos predominantemente ilíticos e calcários folhetados e dolomitos, englobando também depósitos evaporíticos de sal-gema, gesso e anidrite (MANUPPELLA, 1988; AZERÊDO *et al.*, 2003). Estes evaporitos, cuja espessura original não é conhecida, apenas ocorrem de forma significativa a sul da linha tectónica Tavira - Algoz - Sagres (Flexura do Algibre) (TERRINHA, 1998) sob a forma de domas injectados em estruturas tectónicas (MANUPPELLA, 1988; TERRINHA, 1998).

Na área de estudo, esta unidade pelítica inicia-se por materiais argilo-siltosos vermelhos, por vezes violáceos e esverdeados, os quais são o componente mais importante da unidade (Fig. 3.6).

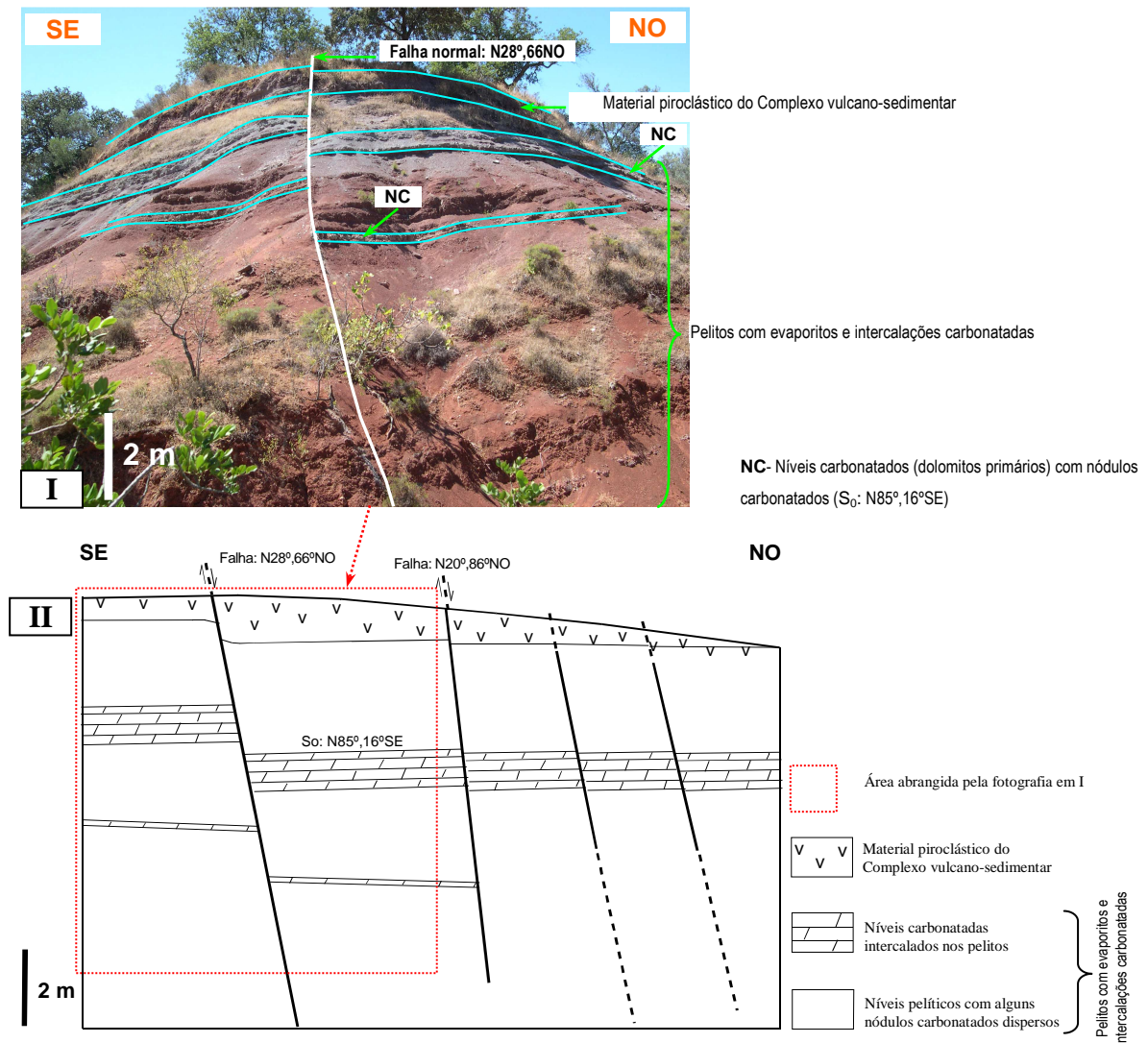


Fig. 3.6 – Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas. **I**- Afloramento nas Eirinhas onde se evidencia uma unidade pelítica predominante de cor avermelhada com níveis e camadas carbonatadas (dolomitos primários) perto do topo; o afloramento é coroado por uma bancada de material piroclástico do Complexo vulcano-sedimentar; **II**- Esquema do afloramento em I; **III**- Aspecto bicolor (avermelhado e esverdeado) dos pelitos no caminho Brazeira - moinhos da Pena (martelo como escala).

No topo da unidade surgem níveis carbonatados de calcários e dolomitos com espessuras variáveis, de camadas centimétricas a métricas (Figs. 3.6) (PALAIN, 1975; ROCHA *et al.*, 1979; MANUPPELLA, 1988; TERRINHA, 1998). A continuidade destas

bancadas carbonatadas em alguns locais, como na estrada Penina - Quinta do Freixo, é interrompida por materiais vulcânicos do Complexo vulcano-sedimentar (ALMEIDA, 1985). No caso das camadas mais espessas, estas são bancadas maciças de cor parda a cinzenta (Fig. 3.7), enquanto as camadas menos espessas normalmente são argilosas de cor branca a esverdeada e apresentam estruturas sedimentares, tais como laminações, intraclastos (Fig. 3.8), fendas de contracção e bioturbação (Fig. 3.9). Existem ainda nódulos carbonatados – calccrete – a formar horizontes ou dispersos no seio dos materiais pelíticos (Fig. 3.10). As bancadas de calcários e dolomitos do termo AB3 de PALAIN (1975), quando presentes e visíveis, foram utilizadas como limites cartográficos para marcar o contacto entre a unidade dos Pelitos com evaporitos e o Complexo vulcano-sedimentar (Fig. 3.6).



Fig. 3.7 – Aspecto de uma bancada maciça de dolomitos do termo AB3 de PALAIN (1975) (vertente norte da RP; martelo como escala).

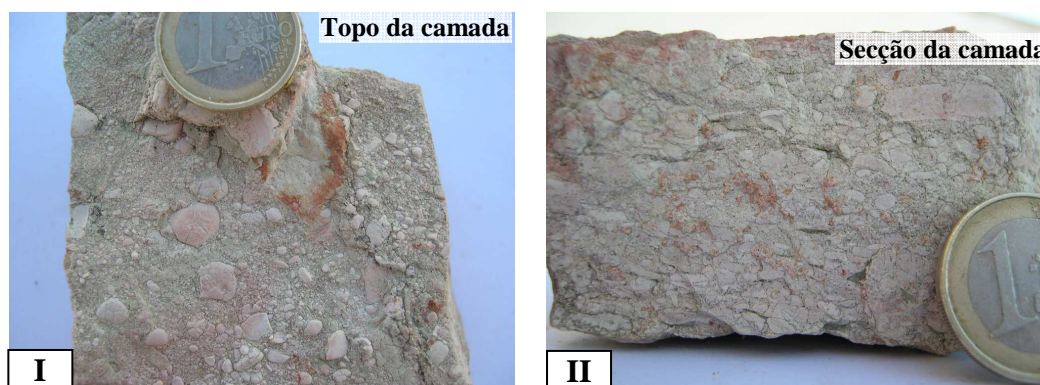


Fig. 3.8 (I e II) – Intraclastos em camadas centimétricas de dolomitos nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (sopé da vertente sul da RP, perto das Eirinhas; moeda como escala).

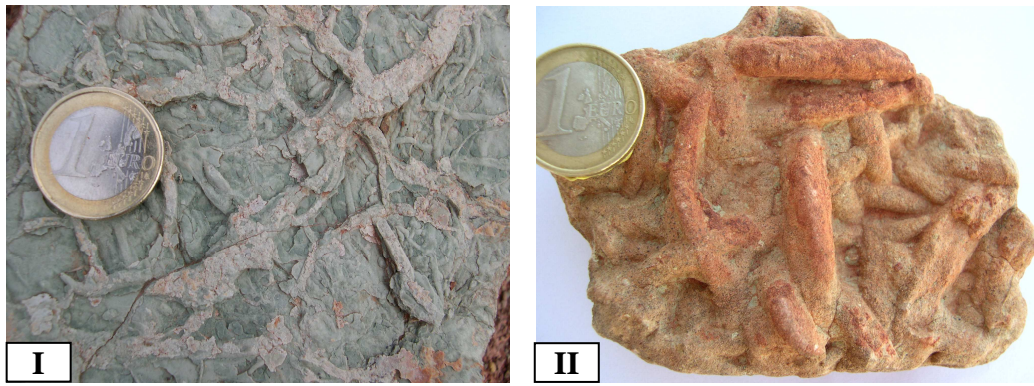


Fig. 3.9 – Estruturas sedimentares nas camadas centimétricas de dolomitos intercalados nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (sopé da vertente sul da RP, perto das Eirinhas; moeda e martelo como escalas). **I e II**- Bioturbação (no caso de II a camada está parcialmente tingida de vermelho); **III**- Fendas de contracção.



Fig. 3.10 – Nódulos carbonatados (calcrete) nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (So: N85°,16°SSO) (Eirinhas; lapiseira, moeda e martelo como escalas). **I**- Nódulos associados a camadas de carbonatos no topo da unidade, formando horizontes; **II**- Nódulos no seio dos níveis pelíticos vermelhos; **III**- Pormenor do aspecto exterior dos nódulos; **IV**- Pormenor do aspecto interior dos nódulos.

Em Eirinhas, na vertente sul da RP, foi encontrado um nível carbonatado com fragmentos remobilizados de argilitos e carbonatos e com nódulos circulares cinzento-esverdeados claros, cuja cor original parece ser o cinzento-esverdeada clara sendo a cor vermelha adquirida (Fig. 3.11); neste nível foi encontrado um fragmento ósseo que parece pertencer a um estegocéfalo, segundo uma identificação preliminar gentilmente realizada pelo Prof. JOÃO PAIS da Universidade Nova de Lisboa (Fig. 3.12).

Em relação aos evaporitos (Fig. 3.13), apenas foi encontrado gesso sob a forma nodular e fibrosa nas Eirinhas, na base sul da RP, e sob a forma de fragmentos brechificados, na Fonte Feita no alinhamento da falha E-O que atravessa a vertente sul da RP.

Locais de boa observação: ao longo da base sul da RP, desde a Penina até à Pena; no caminho na base oeste da RP paralelamente à estrada 1089.

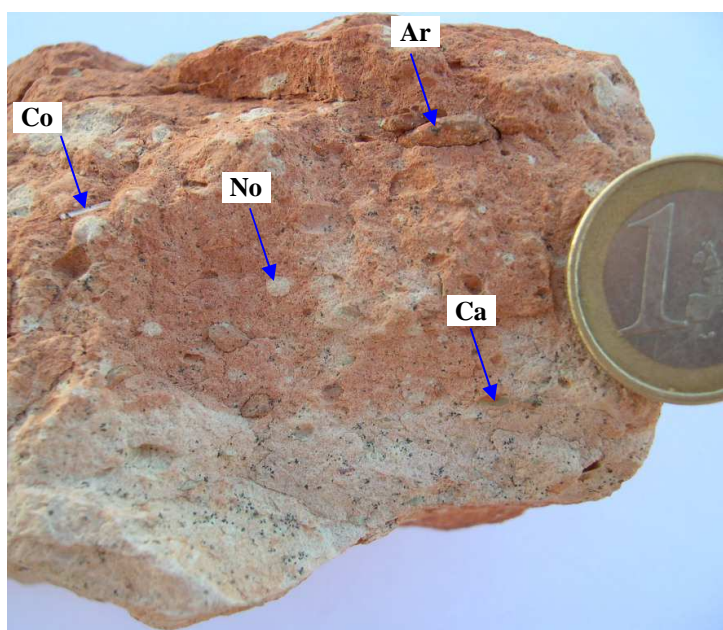


Fig. 3.11 – Nível carbonatado tingido de cor vermelha com fragmentos de argilitos (Ar), de carbonatos (Ca) e de conchas (Co) e nódulos circulares cinzentos claros (No) (vertente sul da RP; moeda como escala).

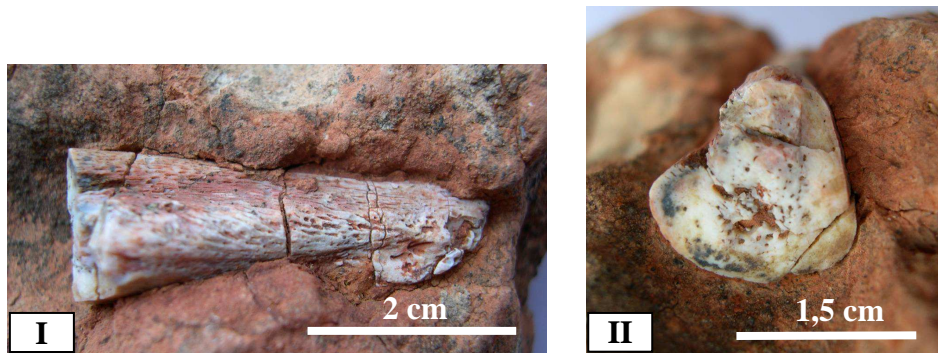


Fig. 3.12 – Fragmento ósseo de estegocéfalo(?) integrado num nível carbonatado com fragmentos de argilitos e nódulos circulares cinzento claros (vertente sul da RP); **I**- Vista longitudinal; **II**- Vista transversal (identificação gentilmente realizada por J. PAIS da Universidade Nova de Lisboa)

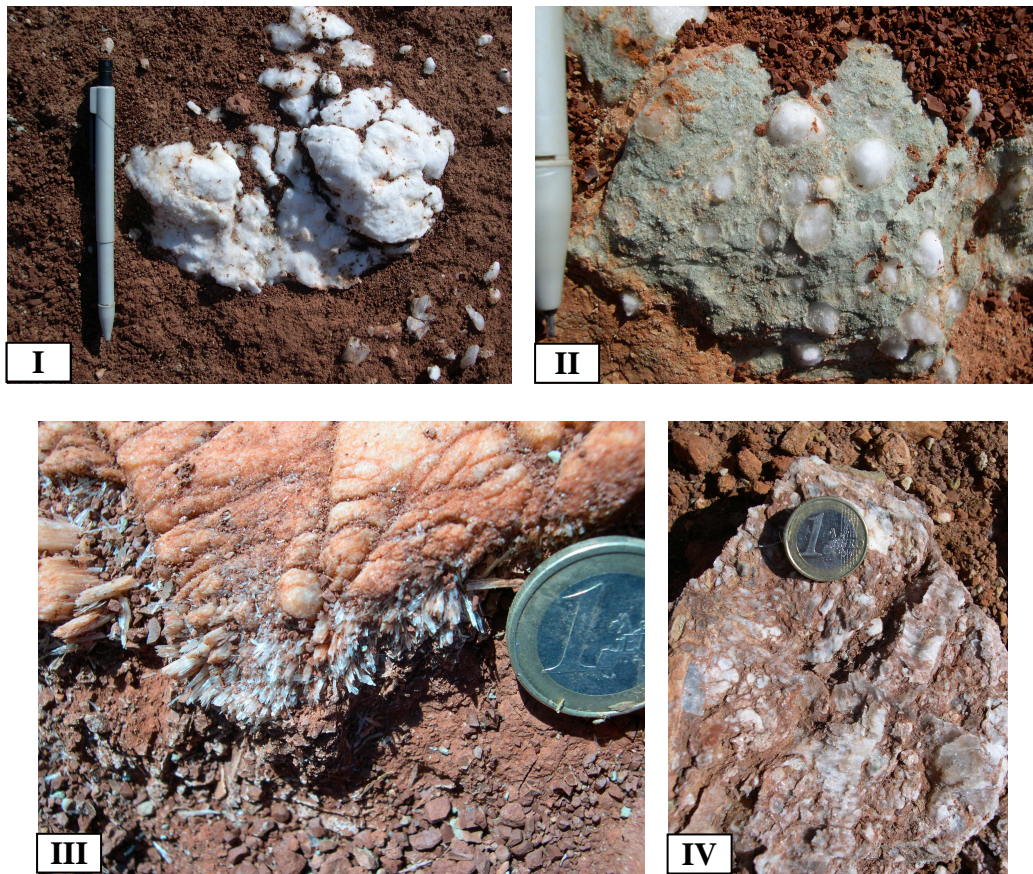


Fig. 3.13 – Gesso dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas. **I e II** – Gesso nodular no seio de pelitos vermelhos (no sopé da RP perto das Eirinhas; lapiseira e moeda como escalas); **III**- Gesso fibroso no seio de pelitos vermelhos (no sopé da RP perto das Eirinhas); **IV**- Fragmento de gesso de aspecto brechóide, provavelmente injectado na falha que limita a sul a RP.

A sedimentação terrígena fina e a progressiva intercalação de carbonatos dolomíticos com faunas marinhas, a que se associam evaporitos, sugerem que esta unidade tenha tido origem num contexto de subsidência progressiva da área deposicional com a criação de lagoas salgadas margino-litorais ou supramareais de carácter efémero (MANUPPELLA, 1988; AZERÊDO *et al.*, 2003). Estas condições, associadas ao clima quente e árido contemporâneo, indiciam ter sido desenvolvido um ambiente sedimentar tipo *Sabkha* (TUCKER e WRIGHT, 1990; NICHOLS, 1999; SUGUIO, 2003).

Possivelmente, ocorriam sucessivos pulsos regressivos e transgressivos que podem explicar a presença das fendas de contracção, nódulos de calcrete e intraclastos associados aos níveis carbonatados. As fendas de contracção, no caso de serem resultantes de dessecação, indiciam exposição subaérea (SUGUIO, 2003), o que é possível no contexto do ambiente sedimentar existente, com pulsos regressivos, e num clima quente e seco. Porém, estas fendas podem, também, corresponder a gretas de sinérese, formadas subaquaticamente através de contracção por desidratação espontânea da argila (NICHOLS, 1999; SUGUIO, 2003), não necessitando assim de existir exposição subaérea. Os nódulos de calcrete encontram-se associados a processos pedogénicos (NICHOLS, 1999), provavelmente durante fases de regressão marinha – a dispersão dos nódulos de calcrete indica a imaturidade da evolução do *calcissolo*; assim os níveis de calcrete que formam horizontes correspondem a estádios mais avançados de desenvolvimento desses paleossolos (NICHOLS, 1999). Os intraclastos podem ser explicados como sendo camadas de carbonatos muito finas que acabaram por ser fragmentadas e remobilizadas: i) por correntes de maré; ii) durante episódios transgressivos ou iii) originados durante a dessecação e retracção de finas camadas de lamas carbonatadas, quando expostas ao clima árido e quente vigente; estes clastos de carbonatos eram depois reintegrados em episódios de sedimentação carbonatada seguintes. A variação de cores (avermelhadas e esverdeadas) pode reflectir diferentes estados de oxidação do ferro, núcleos associados a reacções de oxidação-redução de matéria orgânica ou diferentes tipos de minerais de argila. No caso dos sedimentos terrígenos, a cor avermelhada deve-se às condições de oxidação do ferro

(NICHOLS, 1999), enquanto as tonalidades esverdeadas, nalguns casos, parecem corresponder a manchas de oxidação-redução, podendo ainda estar associadas a ambientes redutores (desprovidos de oxigénio).

A idade desta unidade é atribuída ao Triásico Superior - Hetangiano, contudo a presença de estegocéfalos num nível próximo do topo da unidade levanta problemas nesta datação, pois supostamente estes anfíbios deveriam estar extintos no Jurássico (MELENDEZ, 1986). Estes dados sugerem as seguintes interpretações alternativas: i) o fóssil encontrado é remobilizado a partir de litologias dos Arenitos de Silves drenados de norte para sul de acordo com as paleocorrentes locais, o que é possível, pois de facto existe a norte uma faixa de Arenitos de Silves que no passado seria mais extensa; ii) o fóssil é contemporâneo dos sedimentos e, neste caso, os Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas são do Triásico ou iii) ainda existiam estegocéfalos na base do Jurássico Inferior.

c) Complexo vulcano-sedimentar (Hetangiano - Sinemuriano)

O Complexo vulcano-sedimentar corresponde a uma sequência formada por uma alternância de piroclastos, tufos vulcânicos, brechas vulcânicas, escoadas de basaltos e intrusões de doleritos (ROMARIZ *et al.*, 1976, 1979; MARTINS, 1991; MANUPPELLA, 1988). Na vertente este da RP existe um afloramento que retrata bem a sequência do Complexo na área de estudo, cuja coluna estratigráfica se encontra representada na figura 3.14.

A sequência inicia-se com piroclastos remobilizados de granulometria fina, de espessura variável, evidenciando em alguns afloramentos estratificação cruzada interrompida por várias discontinuidades (Figs. 3.15 e 3.16). Estes vulcanoclastitos apresentam diversas tonalidades (Fig. 3.16), encontrando-se localmente tingidos de tonalidades avermelhadas, fazendo lembrar as litologias dos Arenitos de Silves. Além disso, estes materiais vulcânicos, por vezes, encontram-se cimentados por carbonato de cálcio.

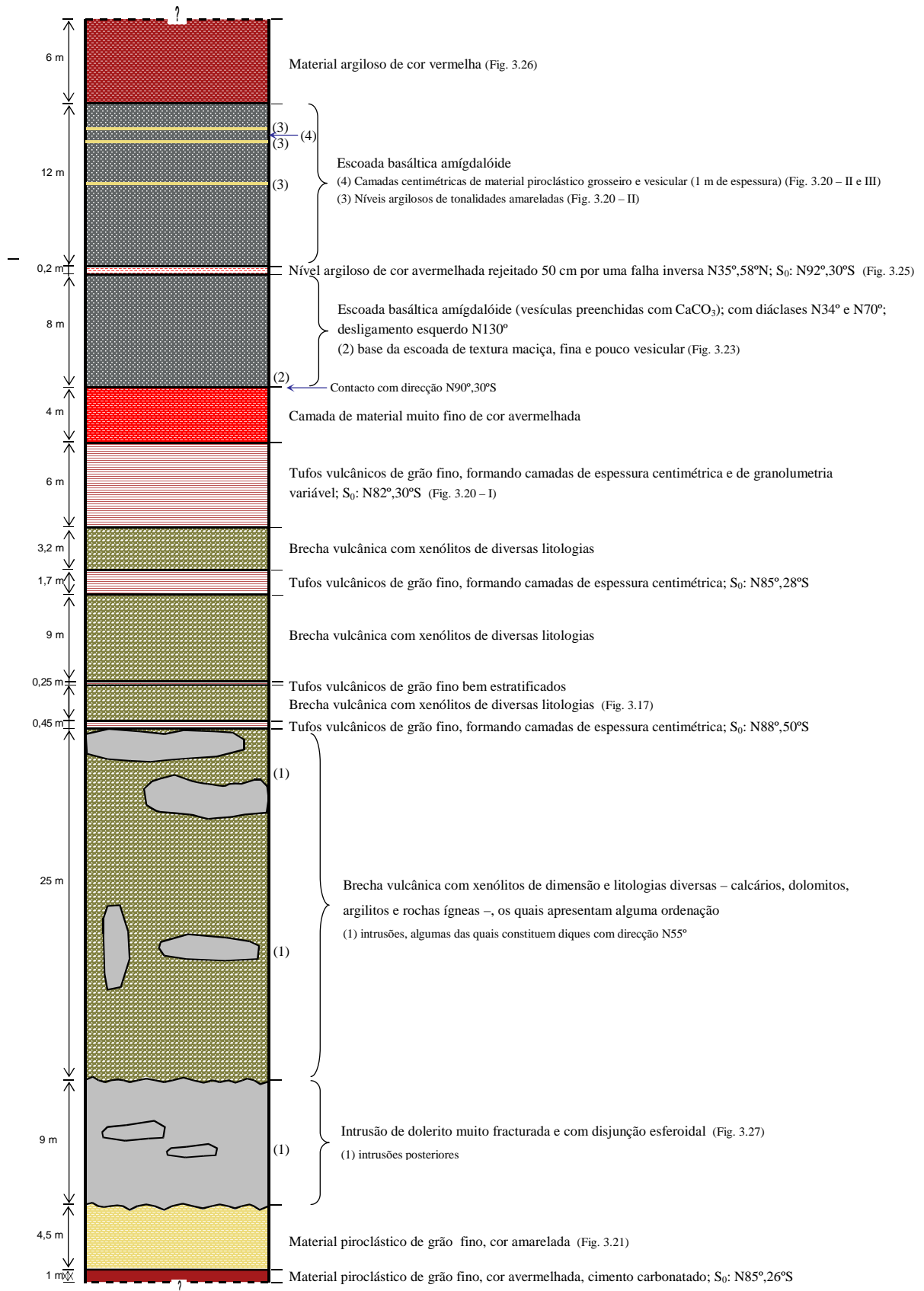


Fig. 3.14 – Coluna litostatigráfica de um afloramento do Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazieira - moinhos da Pena).



Fig. 3.15 – Sequência métrica de material piroclástico fino da base do Complexo vulcano-sedimentar com estratificação cruzada e vários níveis erosivos (Fonte do Vale do Álamo).



Fig. 3.16 – Diversos aspectos do material piroclástico da base do Complexo vulcano-sedimentar (martelo e lapiseira como escalas). **I**- Bancada de cor amarelada evidenciando estratificação cruzada e superfícies de descontinuidade (Vale do Álamo); **II**- Bancada de tonalidade branca ligeiramente tingida (Eirinhas); **III**- Bancada tingida de vermelho, parecendo-se, à vista desarmada, aos Arenitos de Silves (Fonte do Vale do Álamo).

Aos materiais piroclásticos finos da base, seguem-se brechas vulcânicas, as quais correspondem a rochas piroclásticas grosseiras que englobam xenólitos de dimensão variável provenientes das unidades litológicas subjacentes e do próprio Complexo (Figs. 3.17 e 3.18) (ROMARIZ *et al.*, 1976, 1979). Os xenólitos que compõem as brechas apresentam-se afectados por metamorfismo de contacto, como é o caso dos carbonatos que

se encontram *marmorizados* (Fig. 3.19). Estas brechas, por vezes, estão associadas a fluxos de material piroclástico, apresentando estratificação e granotriagem; noutros casos parecem corresponder a chaminés de brecha (Figs. 3.17 e 3.18).

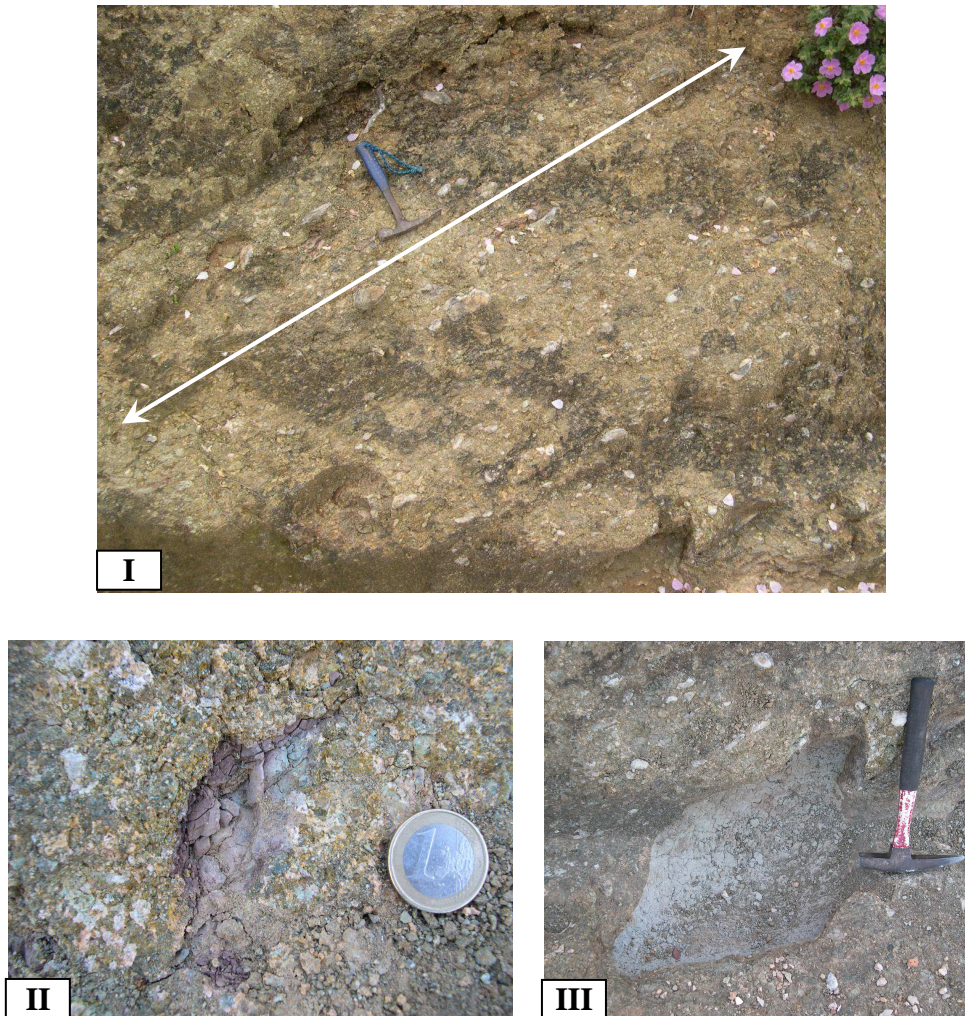


Fig. 3.17 – Brecha vulcânica do Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo e moeda como escalas). **I**- Aspecto de uma brecha vulcânica com xenólitos de diversas litologias desde argilitos, carbonatos e fragmentos de materiais de outros episódios magmáticos, que denotam um alinhamento preferencial (indicado pela seta branca) concordante com a estratificação das unidades sub e suprajacentes; **II**- Pormenor da brecha vulcânica, destacando-se uma inclusão de argilito provavelmente dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas subjacentes; **III**- Pormenor da brecha vulcânica, evidenciando-se uma inclusão de material piroclástico de um episódio explosivo anterior.

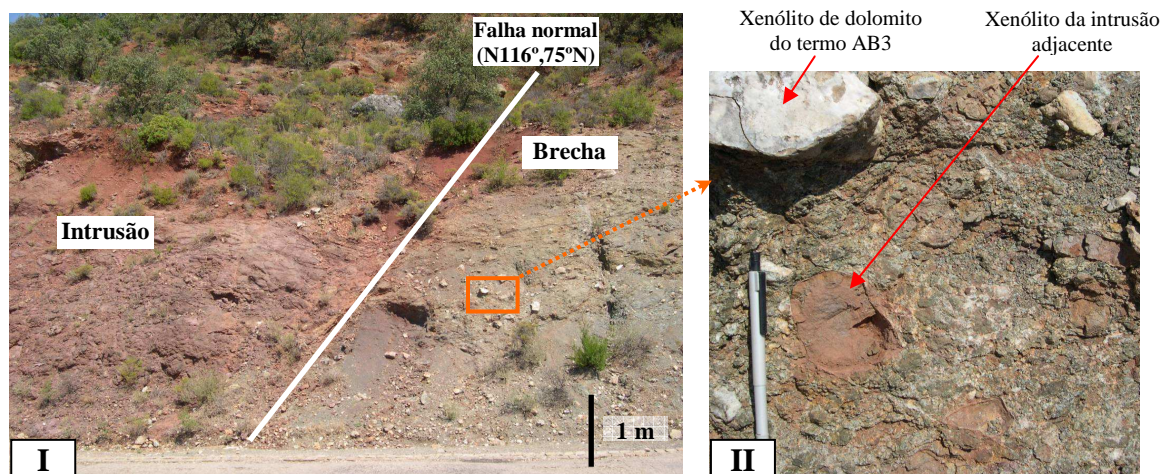


Fig. 3.18 – Complexo vulcano-sedimentar, evidenciando uma chaminé de brecha a cortar uma intrusão. (estrada 1089, entre a Penina e a Quinta do Freixo; martelo e lapiseira como escalas). **I**- Fotografia retratando dois episódios magmáticos distintos que contactam por falha: uma intrusão magmática cortada por uma chaminé vulcânica – brecha vulcânica com xenólitos de carbonatos, de argilitos e de material vulcânico de episódios anteriores; **II**- Pormenor da brecha vulcânica, englobando diversos xenólitos incluindo fragmentos da intrusão adjacente, o que permite inferir que a brecha é mais recente que a intrusão.

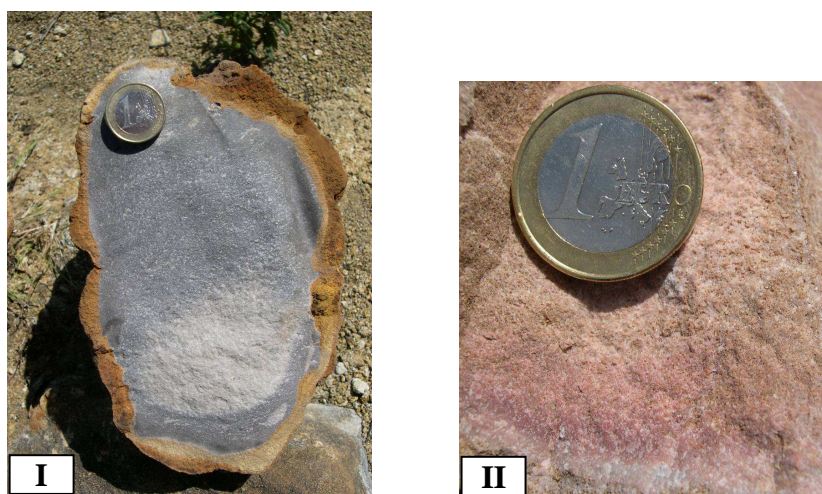


Fig. 3.19 – Pormenor de fragmentos de dolomitos do termo AB3 incluídos nas brechas explosivas (caminho Brazeira - moinhos da Pena; moeda como escala). **I**- Xenólito *marmorizado* com uma auréola de alteração; **II**- Xenólito *marmorizado* com zonações causadas por metamorfismo de contacto.

Associados às brechas vulcânicas, surgem tufos vulcânicos. Apresentam-se normalmente bem estratificados e concordantes com a estratificação das unidades supra e subjacentes, evidenciando granularidade variável – alguns são tufos de cinzas (cineritos), outros constituem tufos de lapili de grão fino, médio ou mesmo grosseiro (Figs. 3.20 e 3.21) (ROMARIZ *et al.*, 1976, 1979). A intercalar com as brechas e os tufos vulcânicos

existem escoadas de basaltos e intrusões de doleritos (Figs. 3.22, 3.23 e 3.24). As primeiras, surgem normalmente intercaladas com as camadas piroclásticas; as segundas, interrompem esses níveis estratificados. Contudo, em determinados afloramentos, ambas apresentam vesículas de escape de gases geralmente preenchidas com precipitações carbonatadas (Figs. 3.22 e 3.23). De notar, que no seio das escoadas e dos próprios tufos vulcânicos identificam-se níveis mais argilosos de tonalidades e texturas diferentes dos materiais infra e suprajacentes, os quais parecem marcar interrupções dos episódios vulcânicos (Figs. 3.20 e 3.25). Estes níveis são mais frequentes perto do topo do Complexo, que termina com um nível de argilas vermelhas (tufos vulcânicos argilosos?) (MANUPPELLA, 1992a, b) (Fig. 3.26).

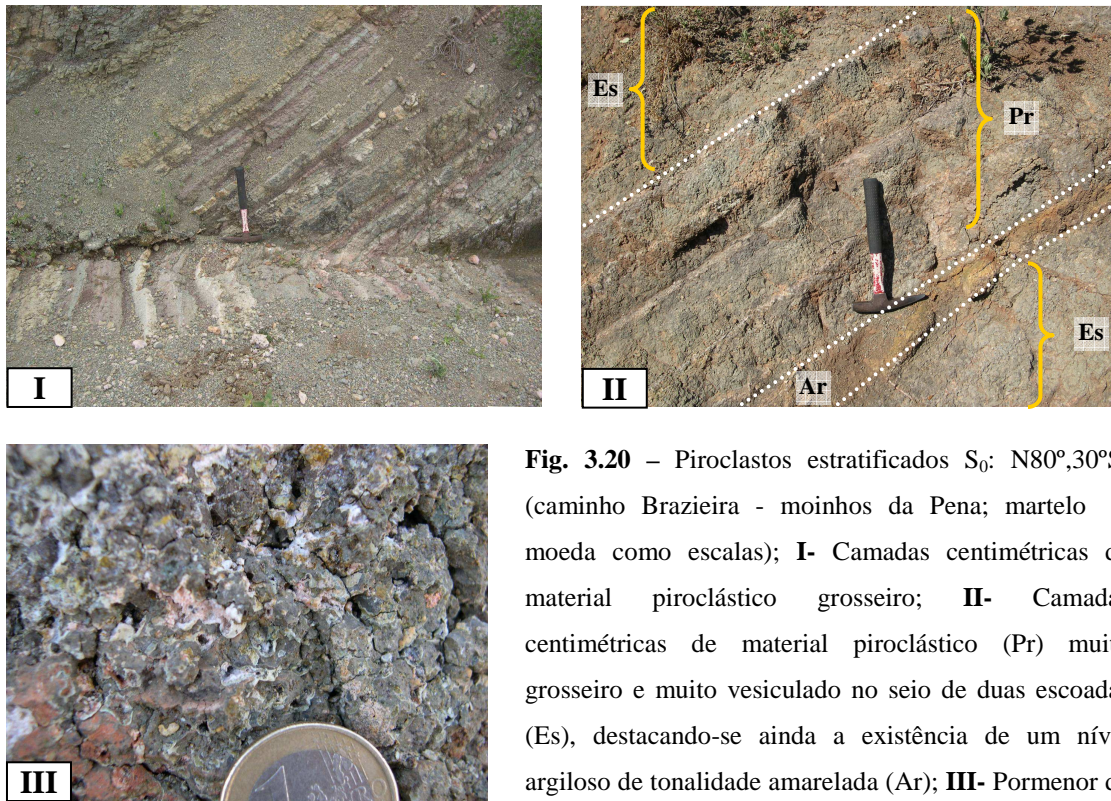


Fig. 3.20 – Piroclastos estratificados S_0 : $N80^\circ,30^\circ S$) (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo e moeda como escalas); **I**- Camadas centimétricas de material piroclástico grosseiro; **II**- Camadas centimétricas de material piroclástico (Pr) muito grosseiro e muito vesiculado no seio de duas escoadas (Es), destacando-se ainda a existência de um nível argiloso de tonalidade amarelada (Ar); **III**- Pormenor de uma camada de material piroclástico muito grosseiro, cujas vesículas se encontram preenchidas com calcite.



Fig. 3.21 – Aspecto de material piroclástico fino de cor amarelada com estratificação N80°,25°S (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo como escala).

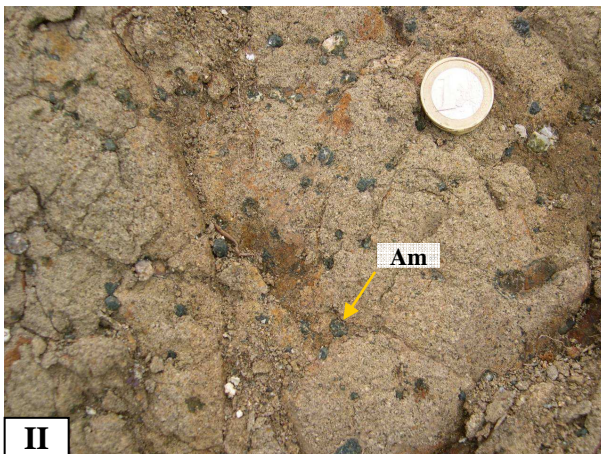
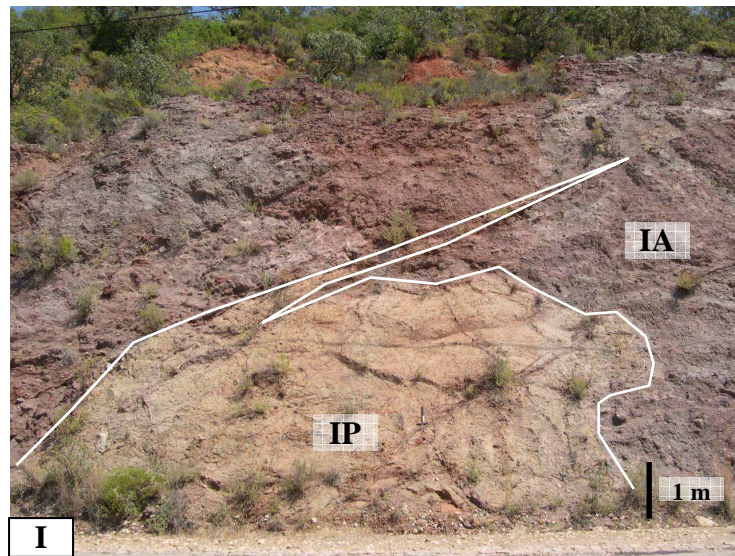


Fig. 3.22 – Intrusões do Complexo vulcano-sedimentar (estrada 1089, entre a Penina e a Quinta do Freixo; moeda como escala). **I**- Fotografia evidenciando dois episódios magmáticos distintos retratados por uma intrusão magmática (IP) no seio de uma intrusão anterior (IA); **II**- Pormenor da intrusão mais recente (IP), realçando-se vesículas esféricas de escape de gases preenchidas com carbonato de cálcio (Am).

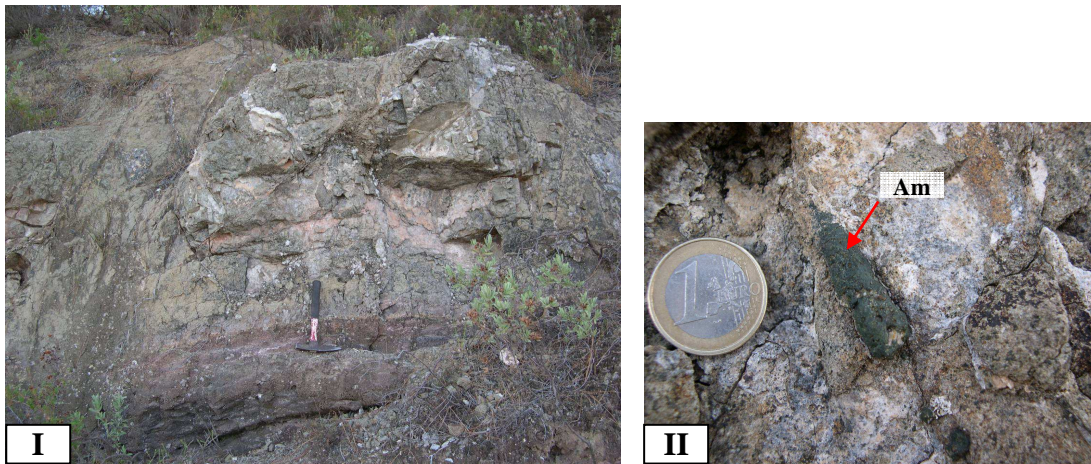


Fig. 3.23 – Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo e moeda como escalas). **I**- Escoada basáltica com algumas vesículas preenchidas com carbonato de cálcio – amígdalas (S_0 : $N90^{\circ},28^{\circ}S$); **II**- Pormenor de uma amígdala fusiforme (Am) que indica o sentido do escape dos gases para o topo da bancada.



Fig. 3.24 – Aspecto de um fragmento de uma intrusão de dolerito do Complexo vulcano-sedimentar, evidenciando uma textura entre o gabro e o basalto e alguns cristais macroscópicos de olivina, de piroxenas e de hornblenda (vertente norte da RP; martelo e moeda como escalas).

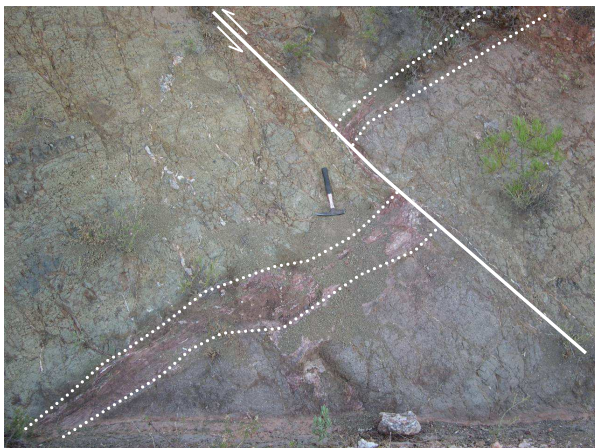


Fig. 3.25 – Nível argiloso de cor avermelhada de atitude $N92^{\circ},30^{\circ}S$, no seio de escoadas basálticas amigdalóides, rejeitado 50 cm por uma falha inversa $N35^{\circ},58^{\circ}N$ (caminho Brazieira - moinhos da Pena; martelo como escala).



Fig. 3.26 – Transição entre material piroclástico grosseiro, à direita, e argilas vermelhas, à esquerda, as quais marcam o topo do Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazeira - moinhos da Pena; martelo como escala).

De um modo geral, as rochas que compõem todo o Complexo apresentam um elevado grau de alteração (Fig. 3.27), o que dificulta a determinação das relações estratigráficas e a observação mais pormenorizada das suas litologias.

Locais de boa observação: na vertente sul – no Vale do Álamo; na Fonte do Vale do Álamo e na E.N. 124 entre a Beirada e a Pena; na vertente norte – no caminho que atravessa a vertente norte e que liga os moinhos da Pena à Quinta do Freixo; na vertente este – no caminho que liga os moinhos da RP à povoação da Brazeira, e na vertente oeste – na estrada 1089 (Penina - Quinta do Freixo).



Fig. 3.27 – Aspecto de alteração de uma intrusão de dolerito (caminho Brazeira - moinhos da Pena; martelo como escala). **I**- Intrusão de dolerito com o aspecto típico de grande fracturação, evidenciando-se a acção das raízes das plantas no processo de alteração; **II**- Disjunção esferoidal – *casca-de-cebola*.

O Complexo vulcano-sedimentar corresponde à primeira fase de riftogênese ocorrida no Mesozóico (MARTINS, 1991), que conduziu à abertura do oceano Atlântico na actual fachada ocidental e de um braço do mar de Tétis na fachada meridional (TERRINHA *et al.*, 2000a; LOPES, 2002). Os materiais que compõem o Complexo foram originados por um magmatismo continental de tipo fissural e de carácter toleítico (MANUPPELLA, 1988; MARTINS, 1991) que se desenvolveu ao longo do sistema de falhas desenvolvido na sequência desse processo riftogénico. De um modo geral, o vulcanismo terá sido relativamente explosivo dado que há predomínio de materiais piroclásticos (brechas e tufos vulcânicos). Porém, estes episódios explosivos foram intercalados com episódios efusivos traduzidos por escoadas basálticas, encontrando-se também rochas hipabissais representadas por intrusões de doleritos. De realçar, que algumas brechas vulcânicas podem ser interpretadas como partes de chaminés vulcânicas (ROMARIZ *et al.*, 1979; ALMEIDA, 1985), enquanto outras, como fluxos de lavas viscosas englobando piroclastos e xenólitos que escoavam ao longo das vertentes dos centros vulcânicos, evidenciado pelo alinhamento e ordenamento dos seus constituintes. Os materiais piroclásticos na base da unidade parecem ter sido remobilizados e transportados por um fluxo, aquático ou eólico, e a sua espessura variável pode ser explicada: i) com a distância aos centros vulcânicos; ii) como resultado de centros vulcânicos com uma evolução distinta de centros vizinhos, ou iii) relacionado com paleorrelevos.

A presença de níveis argilosos intercalados no Complexo sugere interrupções dos episódios vulcânicos, ocorrendo nesses períodos deposição de materiais pelíticos em meio aquático. Porém, essas discontinuidades podem corresponder a horizontes de paleossolos, implicando que os terrenos estivessem emersos para a evolução de processos pedogénicos. Nesse último caso, infere-se que o vulcanismo ocorria em condições subaéreas ou que o vulcanismo era subaquático e esses processos pedogénicos desenvolviam-se durante períodos de emersão como resultado de regressões ou da elevação dos terrenos. O topo do Complexo é marcado pela presença de uma camada argilosa de cor vermelha, cuja origem pode estar relacionada com a alteração meteórica de material piroclástico fino associada a

processos pedogénicos. No caso desta camada argilosa constituir um paleossolo, provavelmente retomado por processos actuais, regista-se uma desconformidade entre o Complexo vulcano-sedimentar e a Formação de Picavessa. A presença das argilas vermelhas no topo, provavelmente associadas a processos pedogénicos ainda no Sinemuriano, o facto de os níveis argilosos (interrupções da actividade vulcânica(?)) referidos se tornarem mais frequentes perto do topo e considerando estes níveis associados a processos pedogénicos, sugere-se a ocorrência de uma emersão polifásica antes da grande transgressão no Sinemuriano que conduziu à instalação da plataforma marinha carbonatada que marca esse período. Deste modo, apesar das elevadas taxas de subsidência que se postula para a Bacia Algarvia a partir do Triásico Superior e do movimento transgressivo que marca o Sinemuriano (MANUPPELLA, 1988; TERRINHA, 1998), podem ter acontecido curtos períodos de emersão, tal como supostamente ocorria durante a formação dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (Triásico Superior - Hetangiano). De realçar que seria importante confirmar as ideias apresentadas, sendo necessário outras observações para estabelecer a correspondência dos níveis argilosos com paleossolos.

d) Formação de Picavessa (Sinemuriano)

A Formação de Picavessa encontra-se representada por calcários, calcários dolomíticos e dolomitos, observando-se, localmente, uma brecha dolomítica na base que pode passar a conglomerado dolomítico (MANUPPELLA, 1988; MANUPPELLA, 1992b; AZERÊDO *et al.*, 2003). Esta unidade dolomítica constitui quase todos os relevos mesozóicos situados a norte da ribeira do Algibre, assumindo deste modo uma grande importância, principalmente no Algarve Central, pela extensão e pelo papel na morfologia do Barrocal Algarvio.

Na área de estudo, esta formação surge apenas a coroar os relevos do sector do Barrocal Algarvio, onde se inclui a RP, sendo constituída, em termos litológicos, por dolomitos e calcários dolomíticos sacaróides rosados ou brancos, brechas dolomíticas, calcários oolíticos brancos, calcários pisolíticos e calcários compactos brancos, cinzentos e rosados com macrofósseis de corais, gastrópodes e outros (Figs. 3.28, 3.29 e 3.30).

Algumas destas litologias foram observadas *in situ*; outras, apenas foram encontradas sob a forma de fragmentos nos depósitos de vertente da RP e nas brechas cársicas que preenchem o carso.



Fig. 3.28 – Algumas litologias de Formação de Picavessa (topo da RP; moeda como escala). **I**- Calcário dolomítico(?) de tonalidades rosadas; **II**- Dolomito sacaróide muito poroso de cor rosada.

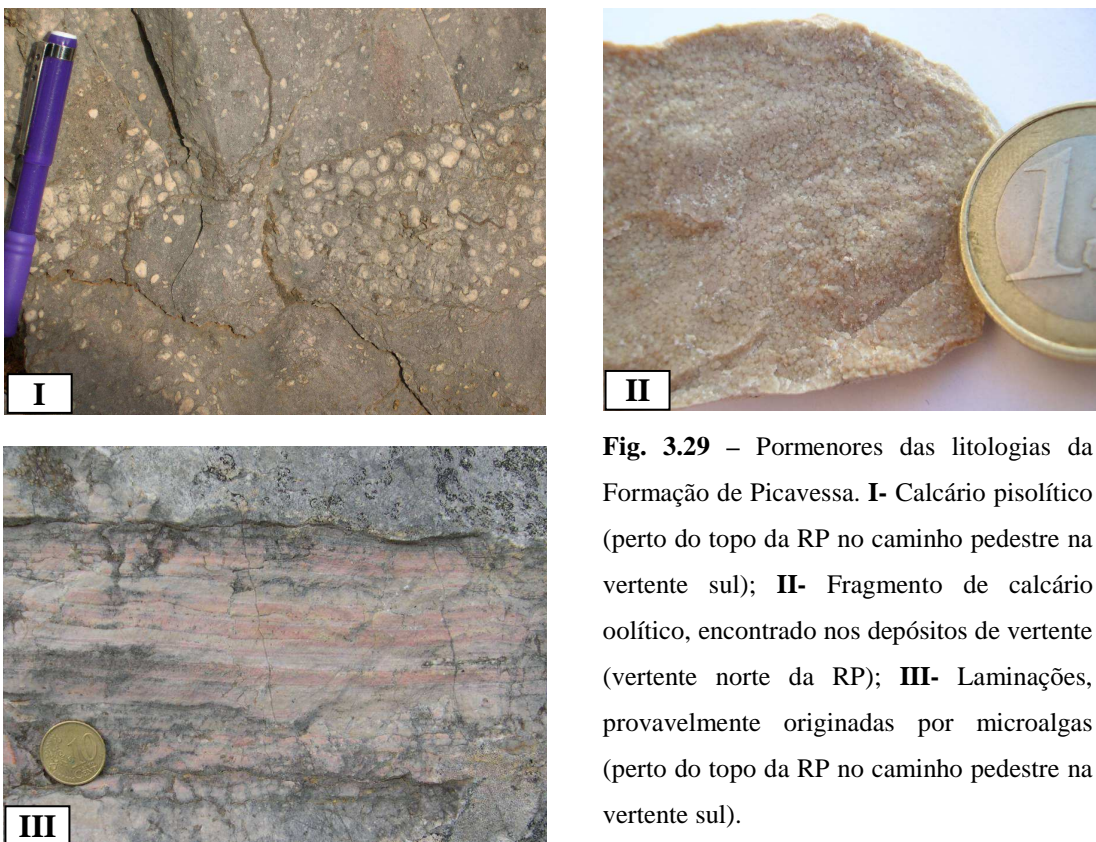


Fig. 3.29 – Pormenores das litologias da Formação de Picavessa. **I**- Calcário pisolítico (perto do topo da RP no caminho pedestre na vertente sul); **II**- Fragmento de calcário oolítico, encontrado nos depósitos de vertente (vertente norte da RP); **III**- Laminações, provavelmente originadas por microalgas (perto do topo da RP no caminho pedestre na vertente sul).

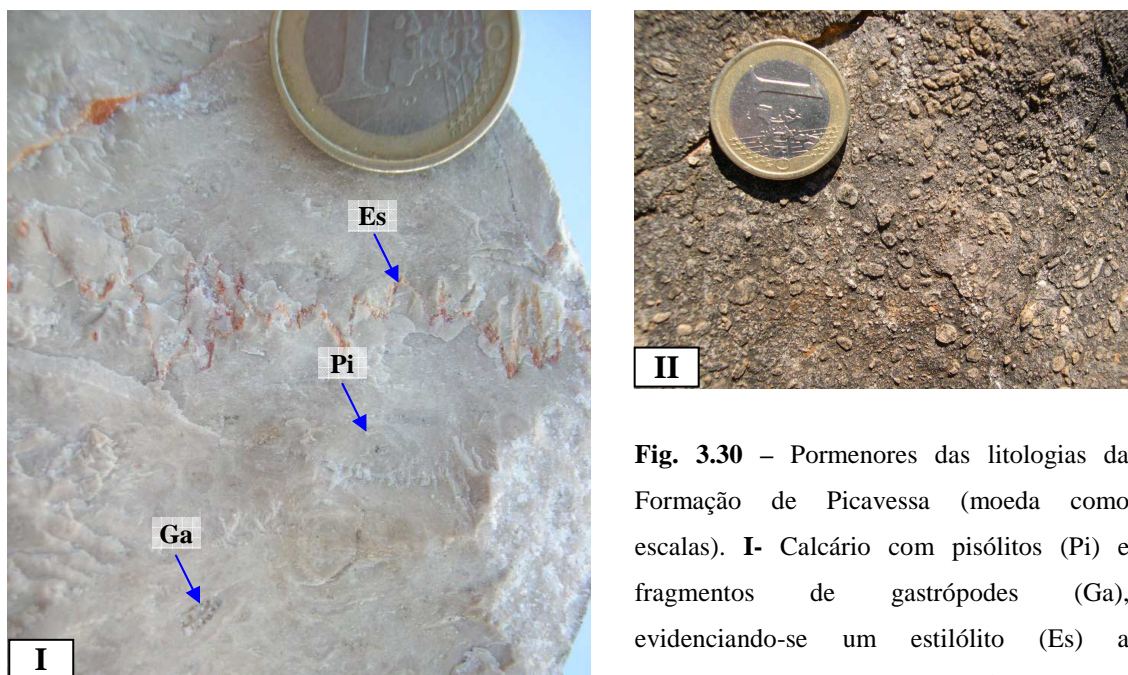


Fig. 3.30 – Pormenores das litologias da Formação de Picavessa (moeda como escalas). **I**- Calcário com pisólitos (Pi) e fragmentos de gastrópodes (Ga), evidenciando-se um estilólito (Es) a atravessar a amostra (topo da RP); **II**- Calcário bioclástico (caminho pedestre na vertente oeste da RP).

Algumas bancadas carbonatadas apresentam-se brechificadas e as suas fracturas encontram-se preenchidas com *terra rossa* (Fig. 3.31). As litologias, aqui denominadas brechas dolomíticas (Fig. 3.32) estão representadas por materiais que parecem encontrar-se *in situ*. O seu aspecto brechóide deve-se aos clastos angulosos a subangulosos na sua maioria de cor clara – rosada, beje ou branca – os quais encontram-se suportados por uma matriz de tonalidade rosada. Estas brechas apresentam um aspecto sacaróide. Através de algumas análises químicas da Formação de Picavessa realizadas por CRISPIM (1982), infere-se que a dolomitização da unidade parece irregular, sendo em muitos casos incipiente, parecendo não existir dolomitos *s.s.* e havendo uma preponderância dos calcários, que ocupam uma extensão muito maior do que os dolomitos cálcicos. As bancadas de calcários compactos apresentam frequentemente estilólitos paralelos à estratificação e mais raramente estilólitos tectónicos perpendiculares à estratificação (Fig. 3.33).

Locais de boa observação: escarpas da RP e afloramentos dispersos no topo da RP.



Fig. 3.31 – Aspecto brechóide de uma bancada carbonatada *in situ* com estratificação N55°,18°NO (sector central da RP junto à escarpa sul; martelo como escala).



Fig. 3.32 – Brecha dolomítica (150 m a leste do Vértice Geodésico; martelo e moeda como escalas). **I-** Aspecto da brecha com pátina de oxidação a mascarar um pouco o aspecto brechóide. **II-** Pormenor da brecha dolomítica de textura sacaróide com clastos subangulosos a muito angulosos.



Fig. 3.33 – Estilólitos (perto do topo da RP no caminho pedestre na vertente sul; martelo e moeda como escalas). **I-** Estilólitos litostáticos paralelos à estratificação (S_0 : N90°,20°N); **II-** Estilólitos tectónicos perpendiculares à estratificação (S_0 : N90°,20°N).

As rochas que constituem a Formação de Picavessa foram formadas numa plataforma marinha carbonatada cuja profundidade estaria a aumentar progressivamente, dado que nessa altura houve uma forte subsidência (Manuppella, 1988; Terrinha, 1998), que terá promovido uma transgressão. Segundo Manuppella (1992d), os primeiros sedimentos depositados naquela plataforma são dolomitos penecontemporâneos e as rochas que se sobrepõem apresentam dolomitização em geral secundária e precose, no entanto em zonas de fractura a dolomitização é tardia e originou importantes variações laterais. As litologias e os fósseis encontrados indicam ambientes sedimentares de baixas profundidades – por exemplo, os oóides (<2 mm) e os pisólitos (>2 mm) são originados por precipitação química em ambiente de elevada energia e pequena profundidade com águas quentes saturadas em carbonato de cálcio (Tucker e Wright, 1990). Neste processo, as bactérias podem desempenhar um papel importante, especialmente em ambientes menos agitados (Nichols, 1999). Algumas das litologias encontradas nos depósitos de vertente e nas brechas cárnicas, como referido, não foram observadas *in situ*, sugerindo que as fontes responsáveis por esses elementos ou foram totalmente desmanteladas ou situam-se noutra região, verosimilmente a sul, pois de facto, abaixo da Formação de Picavessa, apenas se conhecem as camadas de carbonatos do termo AB3 de Palain (1975), os quais têm características diferentes (Almeida, 1985). As brechas dolomíticas encontradas levantam alguns problemas de interpretação, pois a sua origem não é clara, podendo ser interpretadas como: i) associadas a fenómenos de brechificação *in situ* penecontemporânea através da formação de intraclastos calcários ou dolomíticos originados por dessecação, por correntes de maré ou pela energia das ondas e retomados em processos de sedimentação posteriores; ii) ligadas a fenómenos de carsificação que originaram cavidades as quais foram preenchidas por clastos carbonatados, depois litificados, ou iii) associadas a fenómenos de dolomitização ou até desdolomitização causadores de variações de volume que promoveram a fracturação e conseqüente formação dos clastos, os quais acabaram por litificar; em qualquer das hipóteses apresentadas, toda a brecha parece ter sofrido pelo menos uma dolomitização. A estratigrafia e a espessura da Formação de Picavessa na RP

não são conhecidas, porém a abundância de estilólitos paralelos à estratificação sugere que a espessura original da unidade foi relativamente elevada, dado que para serem produzidas aquelas superfícies de dissolução foram necessárias pressões litostáticas elevadas, tensões essas, apenas conseguidas através de camadas suprajacentes de espessura considerável (NICHOLS, 1999; JAMICIC, 2002).

3.1.3. Plio-Quaternário

a) Cascalheiras e areias (Plio-Plistocénico)

As Cascalheiras e areias, que segundo MANUPPELLA, 1992a,b correspondem às Cascalheiras e areias de Faro-Quarteira, constituem uma vasta cobertura na região algarvia, encontram-se assentes sobre a maioria dos terrenos mais antigos e são constituídos por areias de grão médio a fino, argilas e cascalheiras com seixos rolados de quartzo, quartzito, grauvaque e xisto, podendo possuir também blocos de Arenitos de Silves (Fig. 3.34). Em alguns afloramentos, normalmente nas barreiras dos caminhos que atravessam a unidade, é possível observar os paleocanais (Fig. 3.35) e até determinar as paleocorrentes (de O para E), através do imbricamento evidenciado pelos seixos suportados por uma matriz argilo-arenítica (Fig. 3.36). Em alguns locais encontram-se incluídos na unidade nódulos, provavelmente provenientes da Formação de Mira, em que no seu interior possivelmente existiam restos de fósseis de goniatites, contudo estes terão sido alterados, impedindo assim a sua identificação (Fig. 3.37).

Locais de boa observação: ao longo do caminho Tameira - Casa Branca, no sector nordeste da área de estudo.



Fig. 3.34 – Aspecto das cascalheiras e areias de aluviões plio-pleistocénicos, destacando-se a sua composição em areias, seixos e blocos de quartzo, quartzito, grauvaque, xisto e Arenitos de Silves rolados e pouco rolados de dimensão variável (estrada Tameira - Casa Branca; martelo como escala).

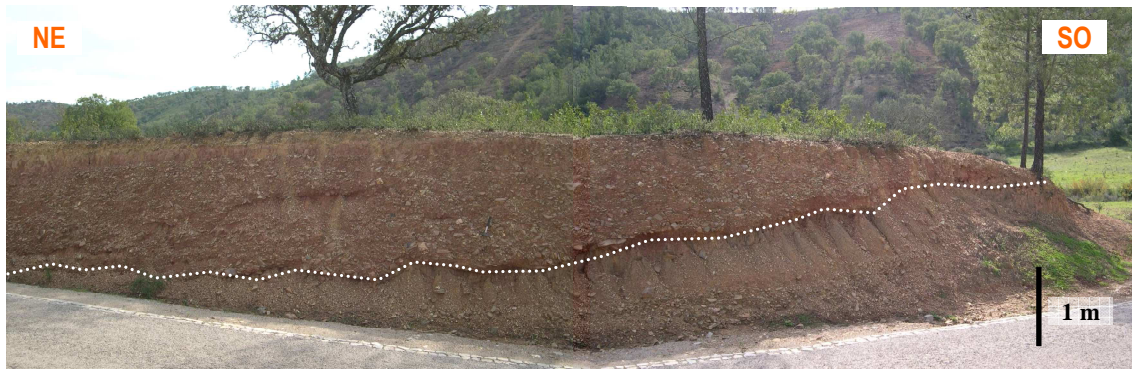


Fig. 3.35 – Afloramento das cascalheiras e areias de aluviões plio-pleistocénicos onde é possível observar paleocanais e figuras erosivas de canal (estrada Tameira - Casa Branca).



Fig. 3.36 – Cascalheiras plio-pleistocénicas cuja imbricação dos seixos indica uma paleocorrente para leste (indicada pela seta amarela) (estrada Tameira - Casa Branca; martelo como escala).

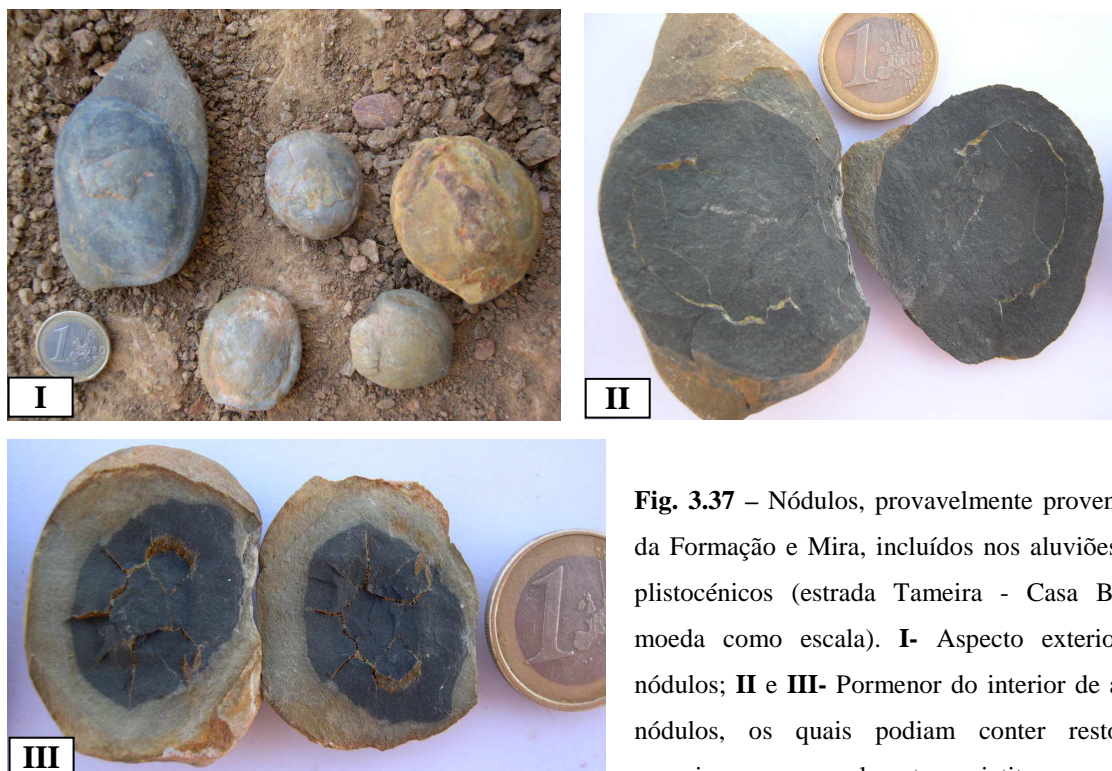


Fig. 3.37 – Nódulos, provavelmente provenientes da Formação e Mira, incluídos nos aluviões plio-pleistocénicos (estrada Tameira - Casa Branca; moeda como escala). **I**- Aspecto exterior dos nódulos; **II** e **III**- Pormenor do interior de alguns nódulos, os quais podiam conter restos de organismos, provavelmente goniatites; no caso de (III) realça-se a existência de uma estrutura septária.

Estes sedimentos estão associados a um antigo regime fluvial provavelmente desenvolvido a partir do Pliocénico Superior e que se prolongou pelo Plistocénico na fase de rejuvenescimento da rede hidrográfica devido à variação do nível de base provocada pelo levantamento da Serra (CABRAL, 1995; DIAS, 2001). Durante o Pliocénico e o Plistocénico Inferior o clima, no Algarve, foi favorável ao transporte de grandes quantidades de carga sólida pela rede fluvial, pois esse intervalo de tempo foi globalmente húmido, apesar de o Pliocénico ter sido geralmente mais quente do que o Plistocénico Inferior (MOURA, 2001; MOURA *et al.*, 2006). Contudo, a presença de materiais grosseiros e heterogéneos sugere afluxos de material em regime torrencial, sendo compatível com o clima árido e com as chuvas torrenciais concentradas temporalmente que terão ocorrido na passagem ao Plistocénico Superior (MOURA, 2001; MOURA *et al.*, 2006).

b) Brechas cársicas e *terra rossa* (Quaternário)

As brechas cársicas (Fig. 3.38) e a *terra rossa* (Fig. 3.39), materiais não individualizados nem incluídos na cartografia geológica realizada, correspondem a depósitos desenvolvidos na dependência e no interior da Formação de Picavessa, estando relacionadas com as estruturas cársicas desenvolvidas na RP. No que respeita à *terra rossa*, esta trata-se de um depósito argiloso de cor vermelha que preenche as cavidades cársicas e onde se encontraram algumas concreções de óxidos de ferro (Fig. 3.39). As brechas cársicas são constituídas por fragmentos calcários e dolomíticos de origem e dimensão diversas, aglutinados por um cimento carbonatado por vezes rico em *terra rossa*. As brechas preenchem impreterivelmente as fracturas. Numa cavidade artificial com cerca de 5 metros de desenvolvimento horizontal e perpendicular à escarpa sul, verifica-se em toda a sua extensão uma brecha cársica de cimento carbonatado com alguma *terra rossa* (Fig. 3.38), indicando que a escarpa nesse local é largamente desenvolvida em brecha cársica.

Pelo pouco conhecimento existente sobre as brechas cársicas algarvias e em especial na RP e pelo facto de existirem indícios de a RP ter sido habitada em tempos pré-históricos seria importante e interessante, em termos geológicos e histórico-culturais, efectuar um estudo pormenorizado nesses depósitos. Por exemplo, uma investigação realizada num preenchimento cársico na Goldra (a SE de Loulé) revelou uma brecha ossífera com restos de macromamíferos, provavelmente utilizados na alimentação humana, indústrias atípicas compatíveis com tipologias do Paleolítico Médio ao Epipaleolítico e microfauna que sugere a idade interglaciar Riss-Würm ou um dos primeiros interestádios do Würm (ANTUNES *et al.*, 1986).

Locais de boa observação: Brechas cársicas – nas escarpas da RP, principalmente no sector oeste da escarpa sul e nos relevos calcários no sector sul da área de estudo; *Terra rossa* – topo da RP a preencher as cavidades cársicas.

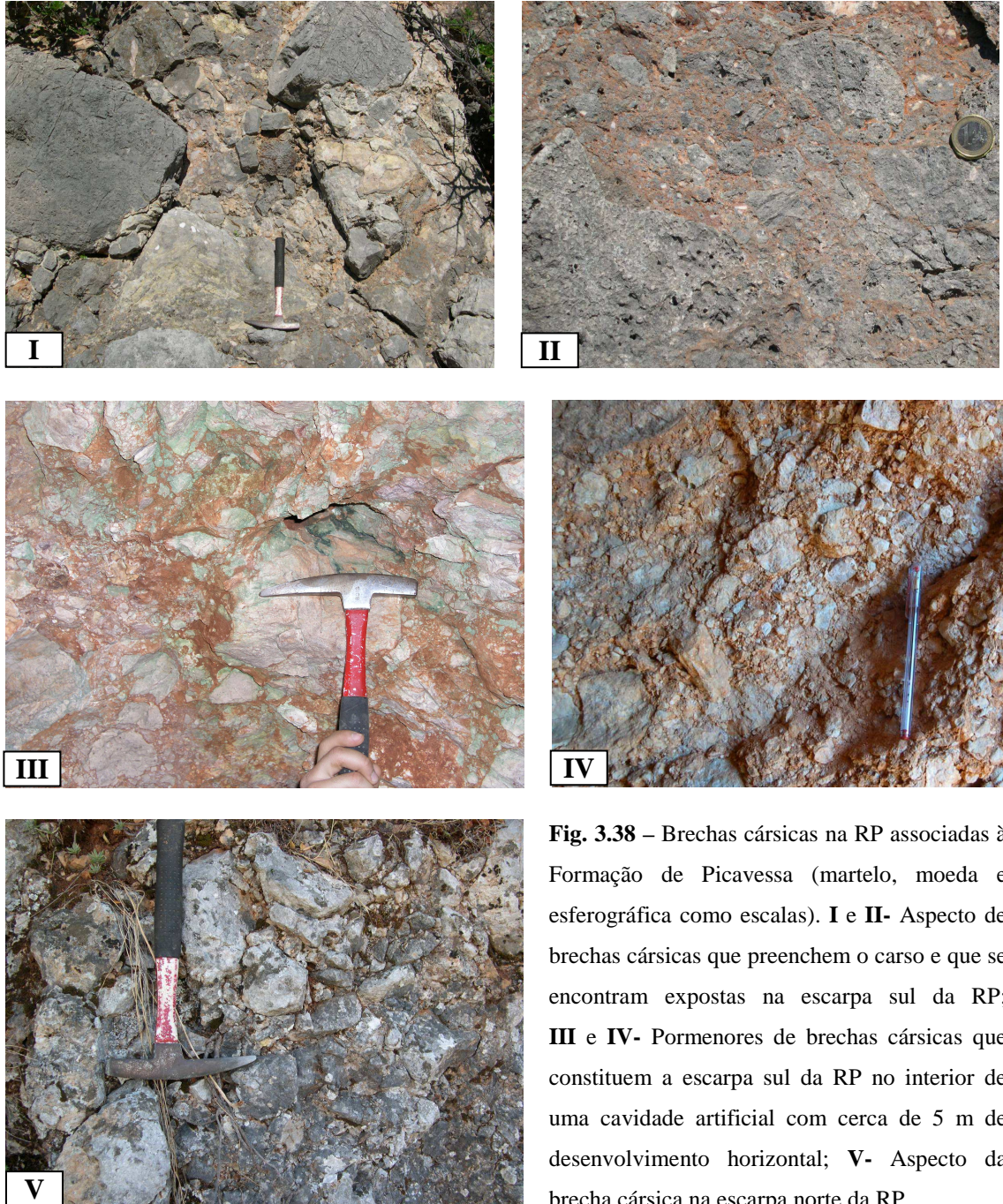


Fig. 3.38 – Brechas cársticas na RP associadas à Formação de Picavessa (martelo, moeda e esferográfica como escalas). **I e II**- Aspecto de brechas cársticas que preenchem o carso e que se encontram expostas na escarpa sul da RP; **III e IV**- Pormenores de brechas cársticas que constituem a escarpa sul da RP no interior de uma cavidade artificial com cerca de 5 m de desenvolvimento horizontal; **V**- Aspecto da brecha cárstica na escarpa norte da RP.

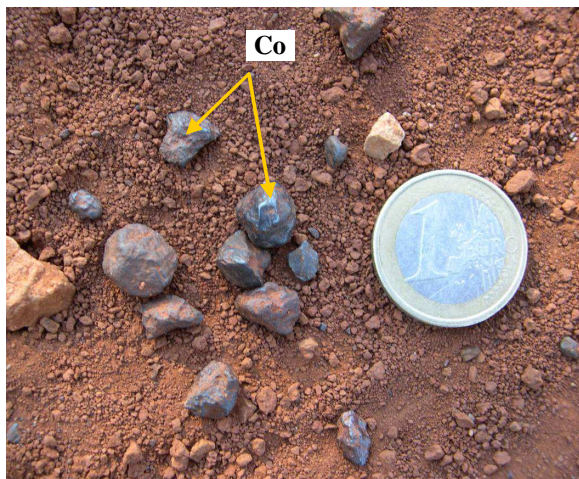


Fig. 3.39 – *Terra rossa* com concreções de óxidos de ferro (Co) (no caminho pedestre no topo da RP, perto do Algar da Caldeirinha; moeda como escala).

As brechas cársicas e a *terra rossa* são depósitos cuja origem relaciona-se com o desenvolvimento de fenómenos cársicos. As brechas cársicas estão associadas ao abatimento e preenchimento de cavidades e fracturas, enquanto a *terra rossa* é um solo residual resultante da acumulação das impurezas contidas nas formações carbonatadas que sofreram dissolução. De realçar, que a carsificação apenas pode ocorrer em condições subaéreas, sendo mais intensa durante os períodos de clima húmido, pelo que estas condições tiverem de se reunir ao longo da história geológica da RP, pois toda ela corresponde a um relevo cársico, cuja estratigrafia da Formação de Picavessa se complica, por um lado, devido à estrutura; por outro, devido à geomorfologia muito condicionada por um carso bem desenvolvido. Em alguns locais nas vertentes da RP encontram-se blocos de massas rochosas brechóides que parecem corresponder a blocos de brechas cársicas residuais destacados das escarpas da RP devido ao recuo destas (Fig. 3.40). De realçar que algumas zonas da RP são constituídas exclusivamente por brechas, o que é testemunhado sobretudo ao longo do sector oeste da escarpa sul (Fig. 3.38).

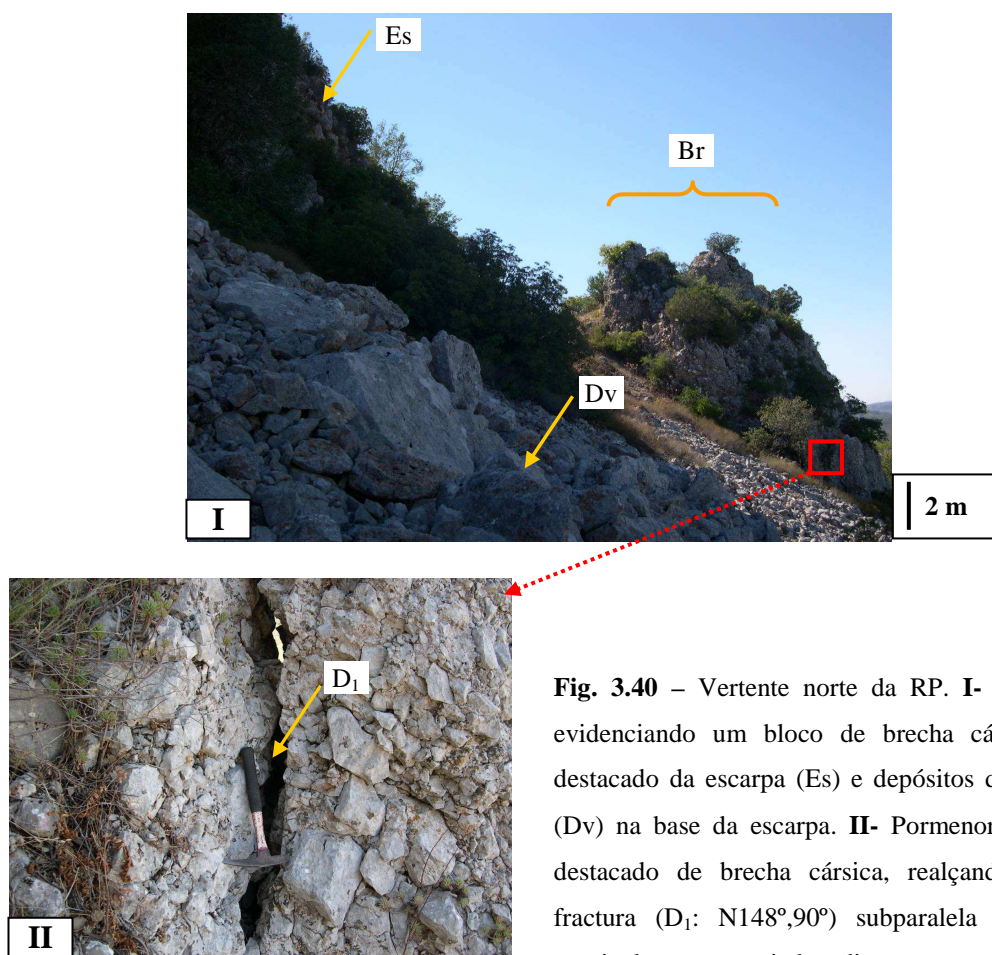


Fig. 3.40 – Vertente norte da RP. **I**- Fotografia evidenciando um bloco de brecha cársica (Br) destacado da escarpa (Es) e depósitos de vertente (Dv) na base da escarpa. **II**- Pormenor do bloco destacado de brecha cársica, realçando-se uma fractura (D_1 : $N148^\circ, 90^\circ$) subparalela à escarpa possivelmente associada a distensão gravítica.

c) Depósitos de vertente (Quaternário)

Os depósitos de vertente são constituídos por concentrações caóticas de blocos e calhaus angulosos (Fig. 3.41) de litologias carbonatadas de fácies variadas (calcários oolíticos, micríticos e recifais, dolomitos sacaróides, entre outros). Encontram-se por vezes misturados com *terra rossa* e com o rególito (Fig. 3.42), podendo também ser constituídos por clastos das outras unidades litostratigráficas existentes na área (Fig. 3.43). Estes depósitos cobrem as encostas e o sopé dos relevos carbonatados, em geral, impossibilitando a observação dos contactos geológicos das diferentes unidades litostratigráficas. Comummente, as cascalheiras apresentam-se como depósitos não consolidados.

Locais de boa observação: sectores este das vertentes sul e norte da RP.

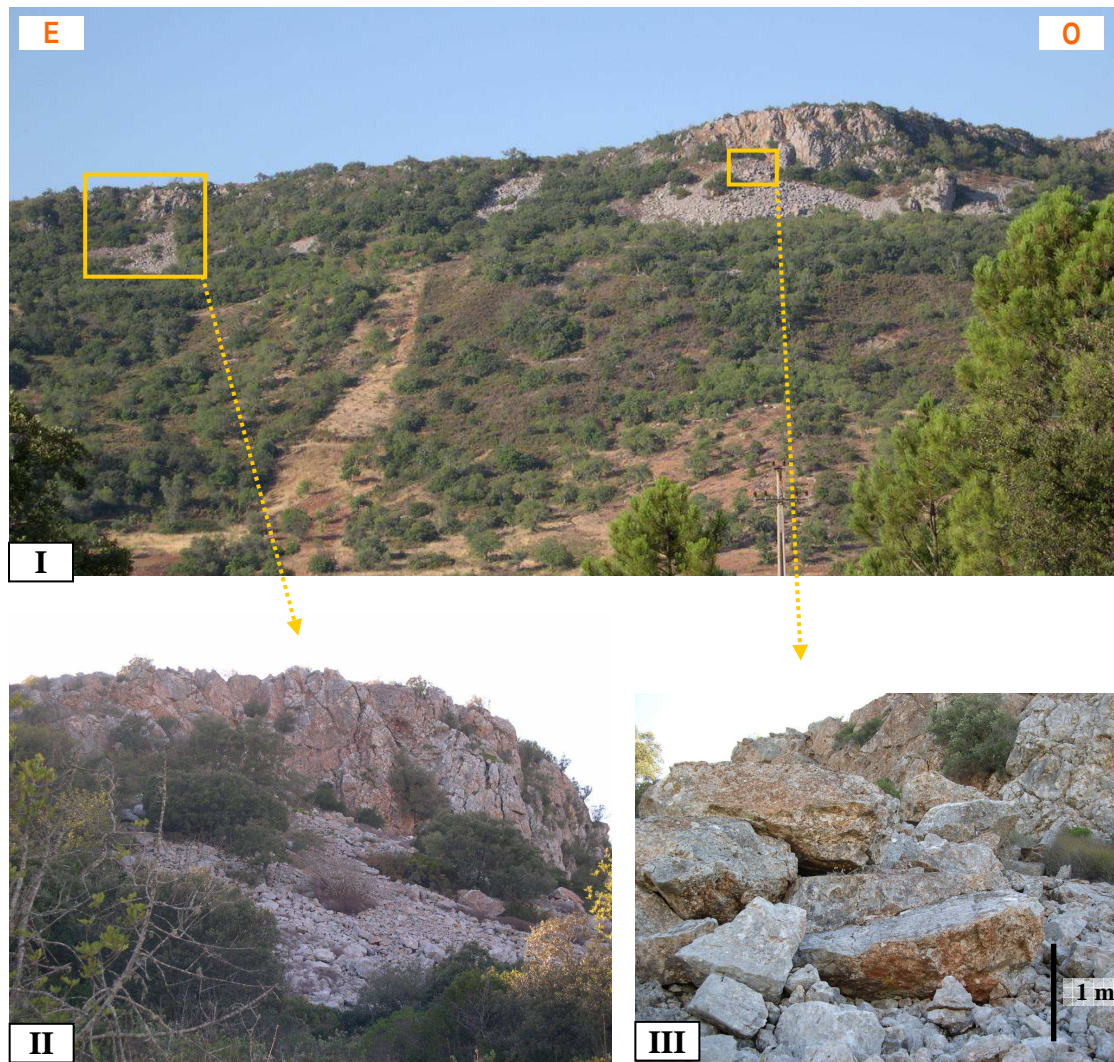


Fig. 3.41 – Depósitos de vertente na vertente norte da RP. **I**- Depósitos de vertente no sector este da vertente norte; **II** e **III**- Pormenor dos depósitos de vertente na escarpa norte, observando-se uma concentração caótica e uma elevada heterogeneidade dos calhaus e blocos de calcários e dolomitos provenientes da escarpa.



Fig. 3.42 – Depósitos de vertente com clastos de carbonato de dimensão variada com uma matriz argilosa (rególito e *terra rossa*) na vertente oeste da RP (martelo como escala).



Fig. 3.43 – Depósitos de vertente (DV) com clastos de diversas litologias, incluindo fragmentos de rochas vulcânicas piroclásticas, a coroar um afloramento dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (P) (S_0 : $N77^{\circ}, 20^{\circ}S$), a norte da aldeia Penina.

Os depósitos de vertente estão associados à evolução recente das escarpas e das vertentes dos relevos carbonatados. A sua génese está essencialmente associada ao abatimento de cavidades cársticas e ao colapso de blocos das escarpas condicionados pelas diáclases desenvolvidas nas rochas carbonatadas que constituem a Formação de Picavessa.

d) Aluvião (Holocénico)

Os aluviões actuais são constituídos por areias e argilas e apresentam alguns leitos conglomeráticos intercalados de calhaus de quartzo, quartzito, grauvaque, arglitos e Arenitos de Silves. Estes sedimentos cobrem os vales que marcam os contactos geológicos entre os Arenitos de Silves, os Pelitos com evaporitos e o Complexo vulcano-sedimentar, ocultando-os, dificultando a cartografia dessas unidades.

Locais de boa observação: ao longo das linhas de água que rodeiam a RP.

Os aluviões actuais encontram-se em cotas abaixo das areias e cascalheiras plio-pleistocénicas e as linhas de água que lhes dão origem dissecam esses materiais fluviais antigos. As actuais linhas de água são pouco caudolosas e possuem diminuta capacidade erosiva e de transporte. Encontram-se numa fase de colmatação, resultante quer da actual subida do nível médio das águas do mar quer da fraca pluviosidade que se faz sentir no clima actual caracterizado por precipitações com acentuada sazonalidade (MOURA, 2001; MOURA *et al.*, 2006).

3.1.4. Lacunas estratigráficas

Na área de estudo, para além da lacuna estratigráfica entre a base do Pensilvaniense e o Triásico Superior, relacionada com a elevação e conseqüente aplanamento da Cadeia Varisca nesse período, existe outra grande lacuna estratigráfica entre o Jurássico Inferior e, pelo menos, o Pliocénico. A sedimentação marinha carbonatada, na área de estudo, ocorreu provavelmente até ao final do Jurássico, apenas interrompida por curtos episódios de compressão tectónica ocorridos entre o Jurássico Inferior e o Cretácico (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000b). Durante esses períodos, se ocorreu uma emersão das unidades carbonatadas, estas terão sofrido carsificação. Contudo, é no final do Jurássico Superior que ter-se-á dado a emersão definitiva dos terrenos, pois a partir do Kimeridgiano Superior e em toda a Bacia Algarvia estão registadas séries marinhas carbonatadas francamente regressivas (MANUPPELLA *et al.*, 1988; MANUPPELLA, 1992c) e, segundo a reconstrução paleogeográfica para o Cretácico Inferior, realizada por Correia (1989), o mar esteve sempre ausente da área de estudo. Deste modo, a partir do final do Jurássico, provavelmente desenvolveram-se fenómenos de erosão subaérea e a sedimentação, quando ocorreu, foi exclusivamente de domínio continental. A partir do Cretácico Superior e no Paleogénico fizeram-se sentir importantes movimentos tectónicos compressivos, responsáveis pelo desenvolvimento de uma vasta superfície de erosão subaérea (DIAS, 2001; TERRINHA *et al.*, 2000a), devidos à movimentação anti-horária para NE da África em relação à Ibéria (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000b). Após esta inversão tectónica polifásica, ocorreu no Miocénico uma nova transgressão marinha bastante extensa, tendo-se instalado uma *plataforma carbonatada temperada* onde teve origem a Formação de Lagos-Portimão (MANUPPELLA, 1988; ANTUNES e PAIS, 1992; PAIS *et al.*, 2000). Porém, essa plataforma não deve ter atingido a área de estudo (KULLBERG *et al.*, 1992). A partir do Pliocénico predominaram os ambientes sedimentares clásticos em domínio continental (MOURA *et al.*, 1998). De facto, na área de estudo, a partir do Jurássico Superior a sedimentação, quando ocorreu, foi sempre em domínio continental e associada a variações climáticas, do nível de base da rede fluvial, geomorfológicas ou ao desenvolvido de processos de erosão subaérea.

3.2. Estrutura e tectónica

De modo a reunir informações relativas à estrutura e à tectónica da RP foi realizada cartografia geológica (Apêndice II) e análise da fracturação em alguns afloramentos seleccionados, cuja localização e os dados se encontram mais à frente ilustrados.

No que respeita à estratificação (Tabela 3.1, Fig. 3.44 e Apêndice II), as rochas que constituem a Formação de Mira encontram-se bem estratificados, contudo a atitude da estratificação é bastante variável, pois a formação encontra-se tectonizada. No caso das formações mesozóicas, estas encontram-se, de um modo geral, basculadas para sul (OSO a SE), com ângulos de inclinação variáveis (10° a 50°) e com direcções que variam entre os N45° e os N154°, como sintetizado na tabela 3.1. Porém, na RP a estrutura complica-se pois as camadas da Formação de Picavessa estão basculadas para norte, com uma inclinação entre os 7° e os 41° e com uma direcção que varia entre os N25° e os N104° (Tabela 3.1). De destacar, que as medições efectuadas na Formação de Picavessa foram realizadas sobretudo nas rochas calcárias, dado que nas rochas dolomíticas foi muito difícil determinar os planos de estratificação, bem como a observação de outros critérios que permitam inferir sobre a natureza da estratificação das camadas.

Tabela 3.1 – Quadro síntese da estratificação evidenciada pelas unidades litostratigráficas da RP.

Unidade litostratigráfica	Estratificação
<i>Formação de Mira</i>	Bem visível e muito variável, afectada por estruturas tectónicas.
<i>Arenitos de Silves</i>	Direcção: N73° a N154° Inclinação: 14° a 50° para SSE a OSO
<i>Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas</i>	Direcção: N92° a N116° Inclinação: 20° a 42° para S a SSO
<i>Complexo vulcano-sedimentar</i>	Direcção: N45° a N116° Inclinação: 10° a 42° para SE a SSO
<i>Formação de Picavessa</i>	<u>Na RP:</u> Direcção: N25° a N104° Inclinação: 7° a 41° para NNE a ONO <u>Na restante área de estudo (apenas uma medição):</u> Direcção: N108° Inclinação: 12° para SSO

Com base na cartografia geológica realizada, foi possível, elaborar dois cortes geológicos interpretativos (Fig. 3.44) que permitiram compreender melhor a estrutura da RP.

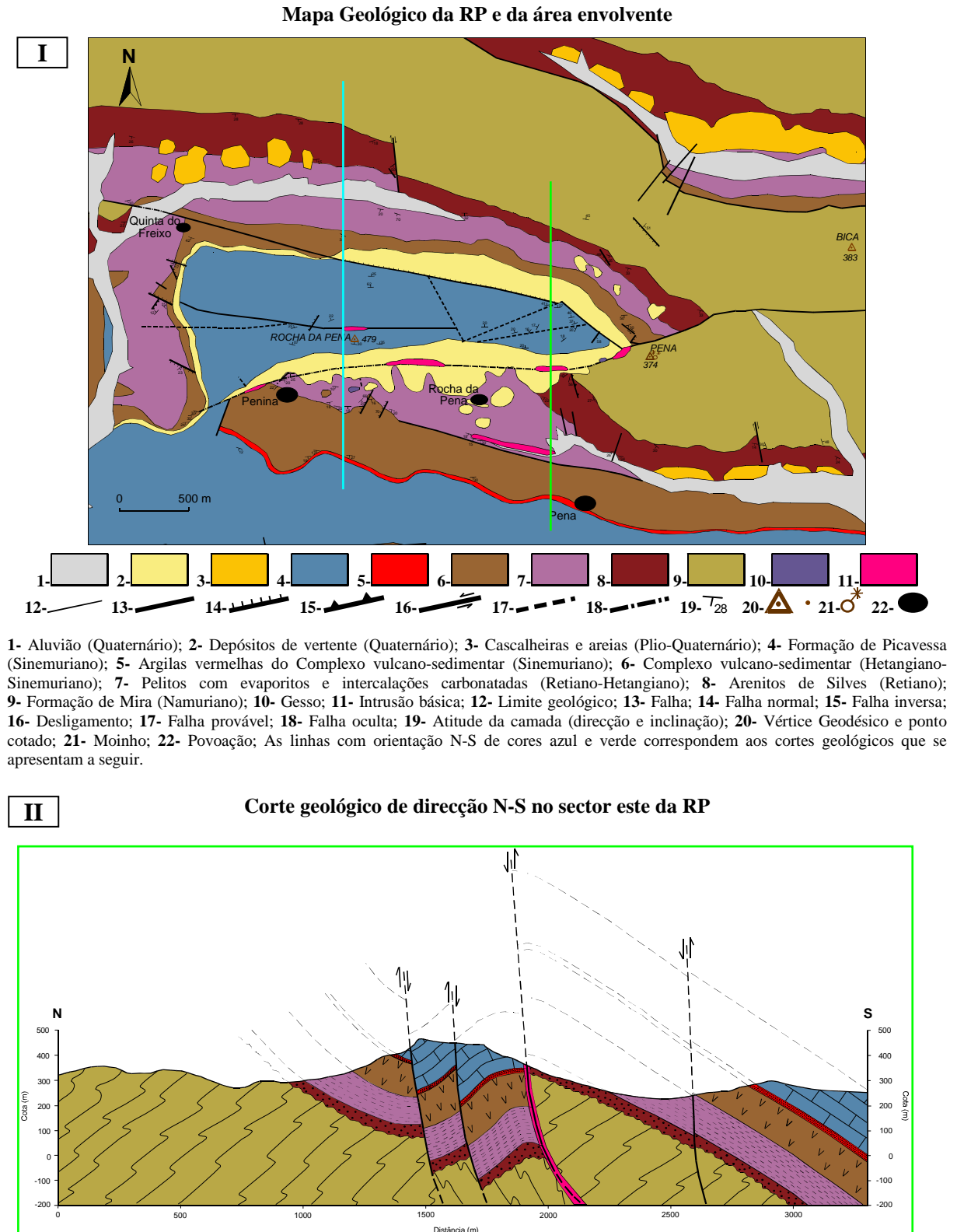


Fig. 3.44 – (continua na página seguinte)

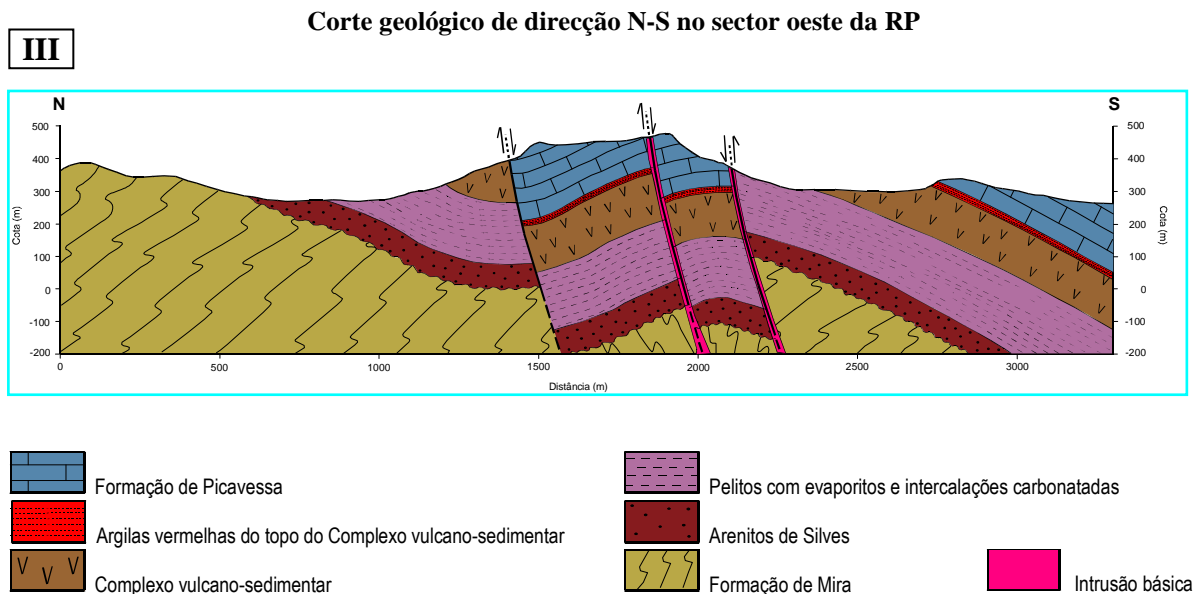


Fig. 3.44 – Estrutura da RP. **I**- Mapa geológico com a localização dos cortes geológicos (cartografia do autor e adaptada de MANUPPELLA, 1992b; base cartográfica: folha 588 da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000 do IGEO); **II**- Corte geológico de direcção N-S realizado no sector este da RP; **III**- Corte geológico de direcção N-S realizado no sector oeste da RP.

De notar que nalgumas das falhas de direcção E-O, como representado na figura 3.44., encontram-se intrusões de rochas básicas de idade indeterminada, tendo-se encontrado, ainda, gesso brechóide perto da Fonte Feita (Fig. 3.13 – IV), no alinhamento da falha E-O que atravessa a vertente sul da RP. Esse gesso sugere encontrar-se injectado na falha referida, o que pode ter acontecido durante os movimentos halocinéticos ocorridos no Miocénico Médio (RIBEIRO *et al.*, 1979; MANUPPELLA, 1988; KULLBERG *et al.*, 1992), tendo depois funcionado como lubrificante durante as movimentações ocorridas nessa falha.

A partir da observação dos cortes rejeita-se desde já a hipótese de a RP constituir um sinclinal amplo como referido por FEIO (1952) e reiterado noutros trabalhos, como em Almeida (1985), Feio (1992) e Tomé (1996), pois a estrutura corresponde a um anticlinal com eixo E-O recortado e deslocado por falhas. Verifica-se ainda que a orientação das escarpas norte e sul da RP é controlada pelas falhas de direcção E-O que as limitam. Essas falhas apresentam rejeitos bastante significativos, nomeadamente a falha E-O na vertente sul no sector oriental, que rejeita mais de 300 m as unidades litostratigráficas, colocando,

no extremo leste da RP, a Formação de Mira (Carbonífero) a contactar com a Formação de Picavessa (Jurássico Inferior). Note-se também que na vertente norte da RP, o contacto das formações mesozóicas com o soco Paleozóico não se faz por falha, ao contrário do que é sugerido por FEIO (1952) e evidenciado na figura 2.10.

De destacar que os cortes geológicos esquemáticos elaborados, para além de retratarem de forma bastante satisfatória as observações de campo realizadas, também são compatíveis com observações de outros autores, como é o caso da circulação subterrânea de água na RP (Fig. 2.11) apresentada por ALMEIDA (1985), que identifica nascentes na vertente norte no contacto entre as formações carbonatadas da Formação de Picavessa e o Complexo vulcano-sedimentar, ou seja, no lado para onde inclinam as camadas da Formação de Picavessa. Através dos cortes, observa-se também um ligeiro aumento de espessura dos Arenitos de Silves e dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas de oriente para ocidente, facto concordante com as observações de PALAIN (1975), que aponta um aumento de espessura no mesmo sentido entre a RP e S. Bartolomeu de Messines, onde parece ter existido um depocentro triásico relacionado com a Falha de S. Marcos - Quarteira, cuja movimentação foi esquematizada por TERRINHA (1998) (Fig. 3.45).

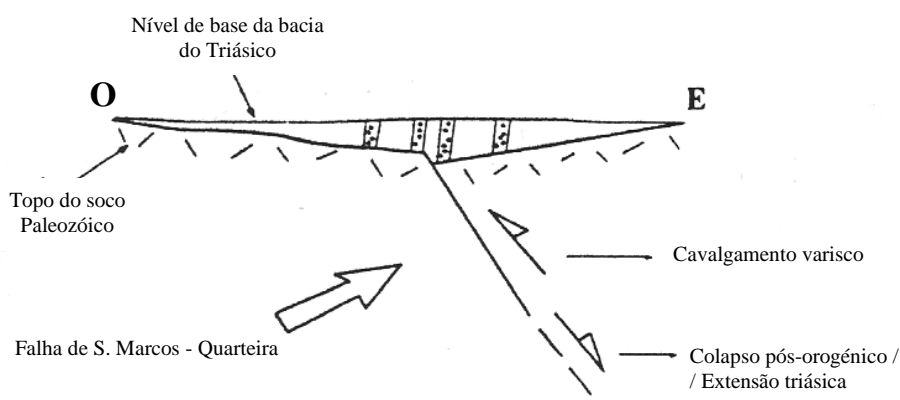


Fig. 3.45 – Modelo conceptual para o comportamento da Falha de São Marcos - Quarteira em S. Bartolomeu de Messines para explicar a variação de espessura das unidades triásicas e infra-liásicas (adaptado de TERRINHA, 1998).

Em relação às características principais do estilo tectónico da Formação de Mira encontraram-se: i) dobramentos vergentes para SO com um flanco normal longo e com o flanco inverso curto, normalmente recortado e deslocado por falhas inversas (Fig. 3.46) e ii) uma clivagem tectónica moderada (Fig. 3.47). As estruturas tectónicas encontradas são compatíveis com a deformação descrita para a ZSP noutras áreas (OLIVEIRA, 1992b; SILVA *et al.*, 1992). A unidade contacta com as formações mesozóicas por discordância angular ou por contacto tectónico (MANUPPELLA *et al.*, 1992a, b).

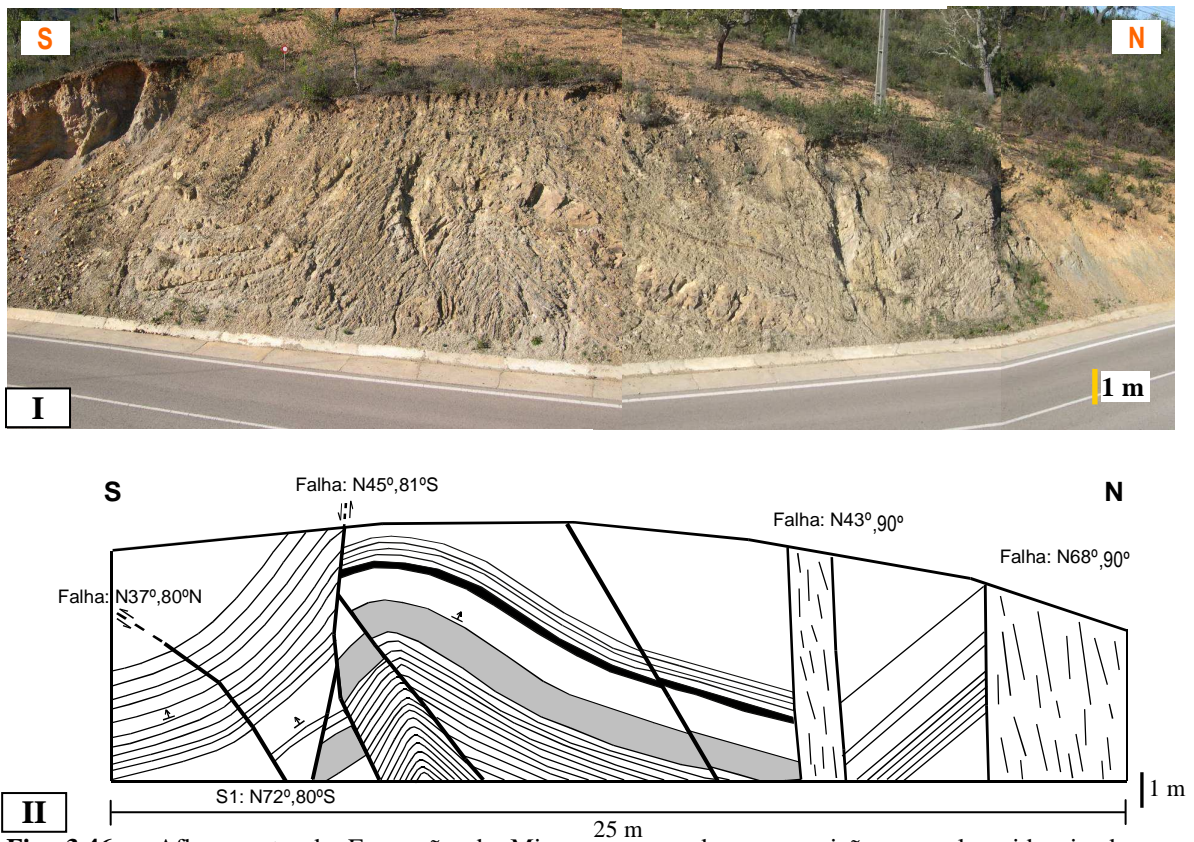


Fig. 3.46 – Afloramento da Formação de Mira com camadas em posição normal, evidenciando um dobramento vergente para SO recortado e deslocado por falhas inversas e com clivagem tectónica moderada associada (S_1) (na barreira esquerda da estrada 503, entre a Brazieira e a Tameira, no sentido sul-norte).

I- Fotografia do afloramento; **II-** Esquematisação do afloramento.

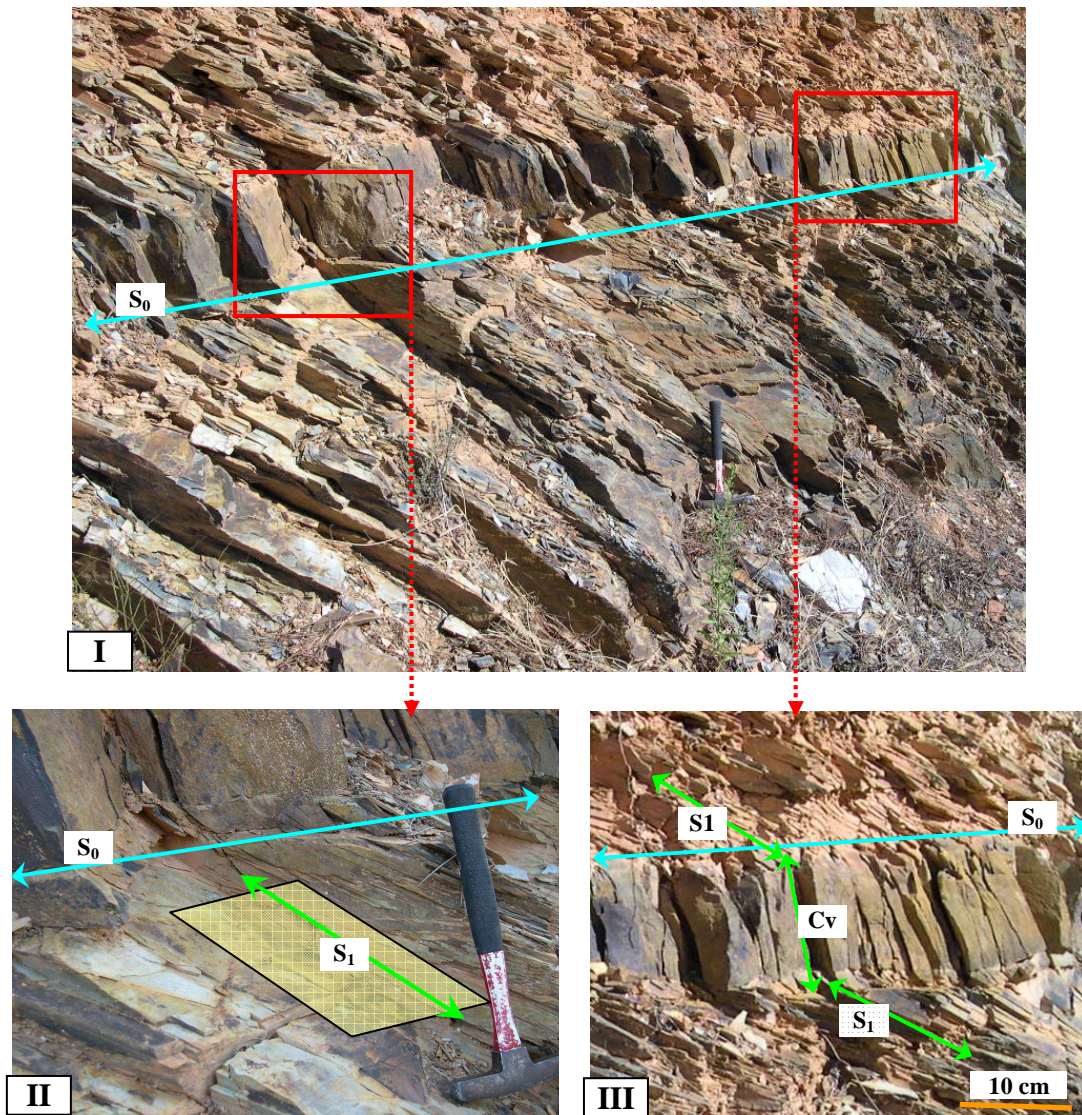


Fig. 3.47 – Afloramento da Formação de Mira com camadas sub-horizontais (S_0) em posição normal (entre a Brazieira e a Tameira na barreira esquerda da estrada 503 no sentido sul-norte; martelo como escala). **I-** Fotografia evidenciando uma clivagem tectónica moderada (S_1 : $N0^\circ,30^\circ E$) num nível argiloso – xistos argilosos; **II-** Fotografia destacando a refração da clivagem – clivagem tectónica oblíqua nos xistos argilosos e quase perpendicular à estratificação nos grauvaques (C_v).

Foi efectuada uma análise sobre a fracturação das unidades litostratigráficas da área em estudo, encontrando-se os resultados das medições realizadas reunidos e representados no mapa geológico no apêndice II e na figura 3.44 (falhas) e na tabela 3.2 (diáclases). A localização das estações onde foram efectuadas as medições das diáclases encontra-se representada na figura 3.48.

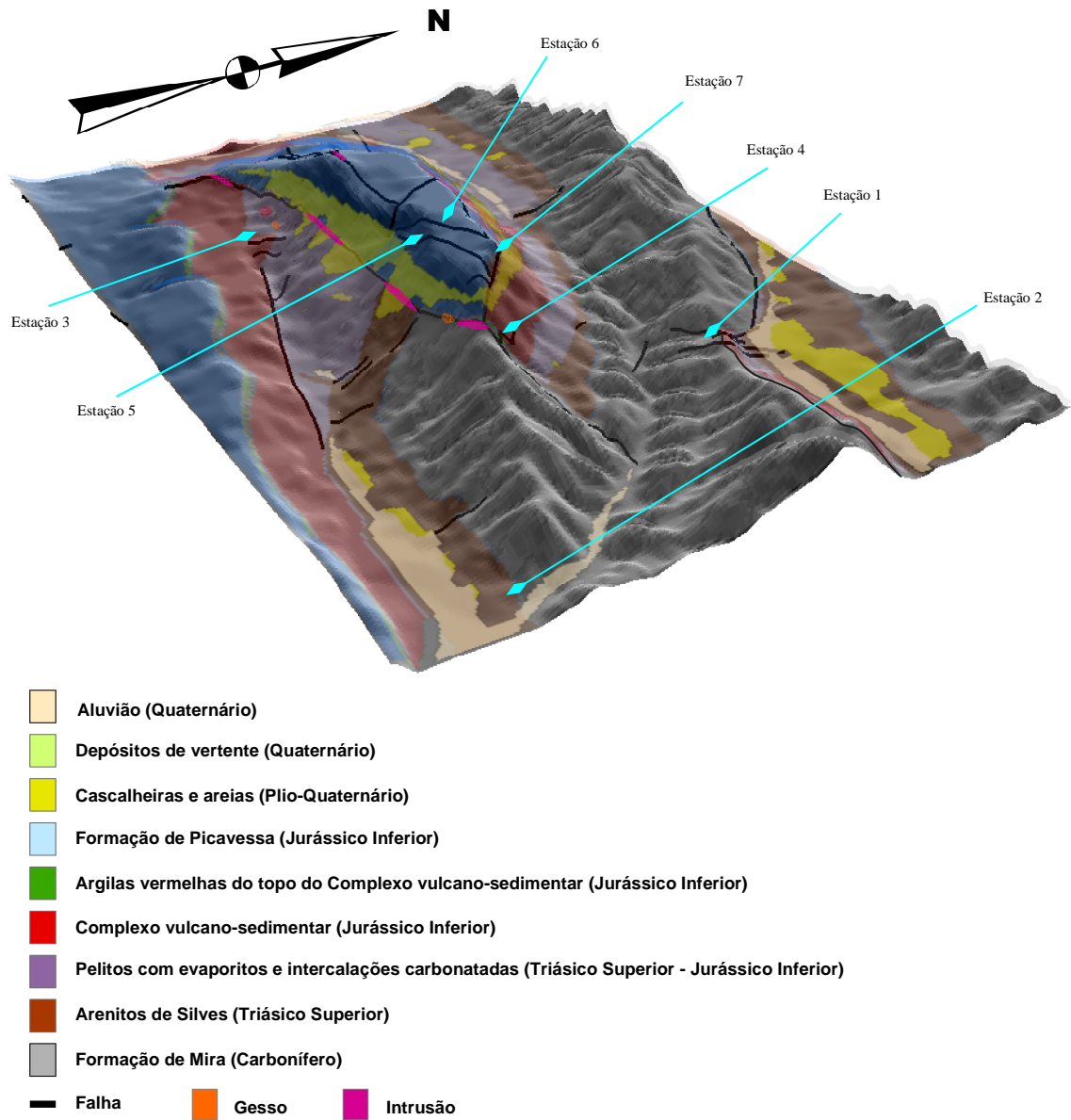


Fig. 3.48 – Modelo digital do terreno com a geologia da RP e área envolvente e com a localização das sete estações de medição das diáclases (modelo elaborado por Victor Correia).

Tabela 3.2 – Síntese das diáclases medidas em sete estações na área de estudo.

Formações	Representação gráfica das diáclases		Interpretação das diáclases por estação (seta branca indica a direcção de distensão (σ_3); seta preta indica a direcção de compressão (σ_1))	
	Diagrama de rosas simétrico da frequência das diáclases (Ângulo de sector: 10°; Escala - traço interno: 5%)	projecção estereográfica dos pólos das diáclases (rede de <i>Schmidt</i> , hemisfério inferior)	Distensão (1.º evento) (σ_3 - horizontal; σ_1 - vertical)	Compressão (2.º evento) (σ_1 - horizontal; σ_3 - vertical)
Formação de Mira (Estação 1; Medidas: 13)				
Arenitos de Silves (Estação 2; Medidas: 39)				
Pelitos com evaporitos (Estação 3; Medidas: 34)				
Complexo vulcano-sedimentar (Estação 4; Medidas: 43)				
Formação de Picavessa (Escarpa S, Sector E) (Estação 5; Medidas: 172)				

Formações	Representação gráfica das diáclases		Interpretação das diáclases por estação (seta branca indica a direcção de distensão (σ_3); seta preta indica a direcção de compressão (σ_1))	
	Diagrama de rosas simétrico da frequência das diáclases (Ângulo de sector: 10°; Escala - traço interno: 5%)	Projeção estereográfica dos pólos das diáclases (rede de <i>Schmidt</i> , hemisfério inferior)	Distensão (1.º evento) (σ_3 - horizontal; σ_1 - vertical)	Compressão (2.º evento) (σ_1 - horizontal; σ_3 - vertical)
<i>Formação de Picavessa (Algar dos Mouros)</i> (Estação 6; Medidas: 91)				
<i>Formação de Picavessa (Escarpa N, Sector E)</i> (Estação 7; Medidas: 15)				

Tabela 3.2 – Síntese das diáclases medidas em sete estações na área de estudo (continuação).

Na estação 1, a Formação de Mira, apresenta-se afectada essencialmente por duas famílias de diáclases verticais – NE-SO e ESE-ONO. A interpretação das diáclases que afectam a Formação de Mira torna-se relativamente complexa, pois esta unidade, regista os movimentos tectónicos variscos e os alpinos. Todavia, as orientações determinadas podem ser atribuídas a eventos compressivos ocorridos entre o final da orogenia Varisca e a extensão do Triásico (RIBEIRO *et al.*, 1979). Desta forma, as diáclases encontradas naquele afloramento serão tardi-Variscas – um primeiro evento compressivo de direcção aproximadamente N-S terá gerado, por exemplo, as diáclases NE-SO cuja direcção coincide com uma das orientações dominantes das falhas tardi-orogénicas; por outro lado, as fracturas ESE-ONO podem ter sido geradas durante um segundo evento compressivo com direcção principal E-O (RIBEIRO *et al.*, 1979; TERRINHA, 1998) ou formadas já durante a extensão N-S mesozóica. Em qualquer um dos casos, estas fracturas terão sido reactivadas durante os eventos tectónicos posteriores, podendo ter acomodado os

movimentos e condicionado a formação de dobramentos e de novas fracturas.

No que se refere às unidades da Bacia Algarvia, os Arenitos de Silves, em Alcaria (estação 2; Fig. 3.49), apresentam um padrão com três famílias de diáclases verticais principais – NE-SO, N-S e ESE-ONO –, onde as fracturas NE-SO intersectam as outras duas famílias, sendo estas últimas consideradas, por isso, mais recentes. No caso dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas, perto das Eirinhas (na estação 3), estes evidenciam duas famílias de diáclases principais de padrão ortogonal – NE-SO e NO-SE –, com grandes inclinações. Em relação ao Complexo vulcano-sedimentar, no caminho Brazieira - moinhos da Pena (na estação 4; Fig. 3.50), este regista duas famílias principais de diáclases conjugadas com orientação NNO-SSE e E-O, na sua maioria verticais. No que concerne à Formação de Picavessa verificou-se que: i) na escarpa sul no sector leste (estação 5; Fig. 3.51) a fracturação apresenta um padrão com três famílias de diáclases – E-O, NNO-SSE e NNE-SSO –, todas com uma inclinação muito elevada, onde a família de fracturas E-O intersecta as restantes; ii) na parte central da RP, no Algar dos Mouros (estação 6), a fracturação observada tem uma orientação dominante muito próxima de E-O, no entanto as inclinações são menores e variam quer para norte quer para sul; iii) e na escarpa norte no extremo nordeste da RP (estação 7; Fig. 3.52) a fracturação está representada por duas famílias de diáclases principais de padrão ortogonal – N-S e E-O.

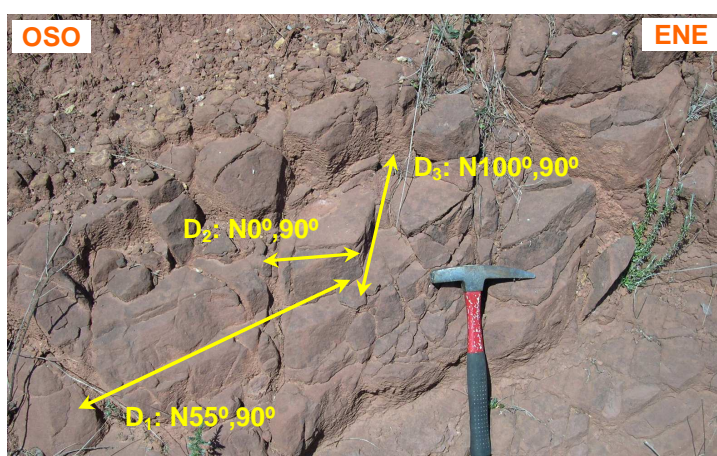


Fig. 3.49 – Afloramento de Arenitos de Silves de atitude N120°,24°SO afectado por 3 famílias de fracturas principais (D_1 : N55°,90°; D_2 : N0°,90° e D_3 : N100°,90°) (estação 2; caminho Alcaria - RP; martelo como escala).



Fig. 3.50 – Fracturação N80°,85°S (D₁) a afectar o Complexo vulcano-sedimentar (estação 4; caminho Brazeira - moinhos da Pena; martelo como escala).

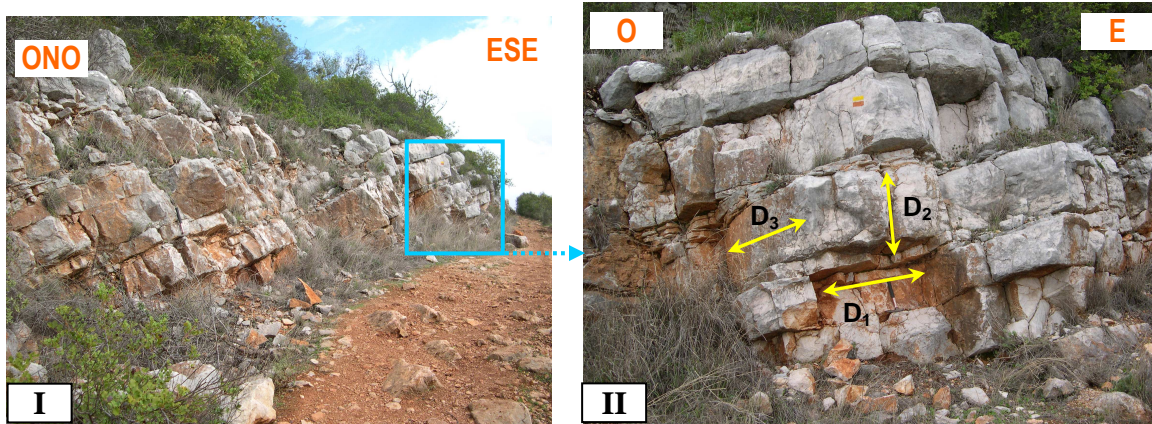


Fig. 3.51 – Afloramento da Formação de Picavessa (estação 5; perto do topo da RP, no caminho pedestre na vertente sul; martelo como escala). **I**- Panorâmica do afloramento; **II**- Pormenor do afloramento evidenciando-se três famílias de fracturas principais (D₁: N85°,80°S; D₂: N10°,80°E e D₃: N145°,80°E).

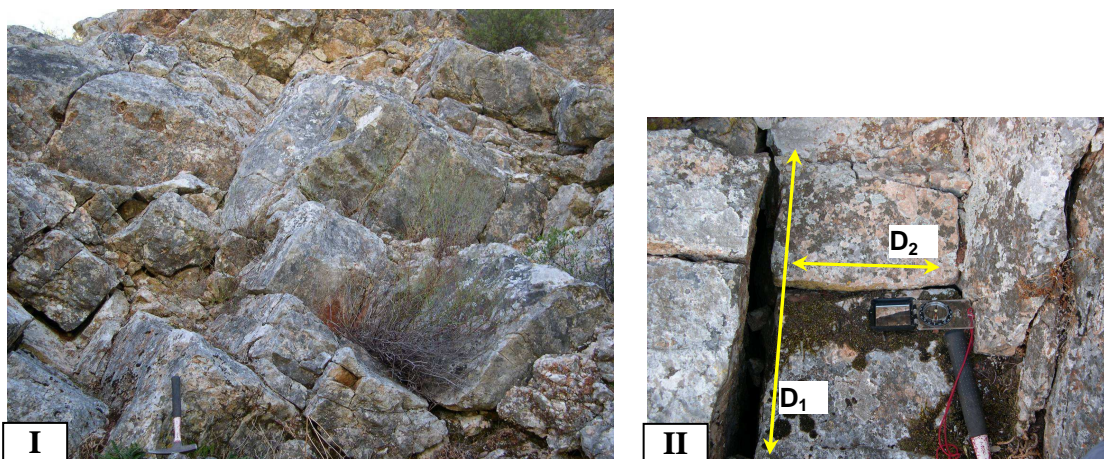


Fig. 3.52 – Afloramento da Formação de Picavessa na escarpa norte no sector nordeste (estação 7; martelo como escala). **I**- Área onde foram realizadas a medições das diáclases; **II**- Pormenor do afloramento evidenciando-se o padrão ortogonal de duas famílias de diáclases (D₁: N172°,72°E e D₂: N82°,55°S).

A partir da análise das diáclases que afectam as unidades da área de estudo pode-se inferir que, de um modo geral, a fracturação com orientação ESE-ONO a NE-SO corresponde a diáclases formadas em regime distensivo com σ_3 (máximo distensivo) horizontal, enquanto que a fracturação com orientação NNE-SSO a NNO-SSE corresponde a diáclases formadas em regime compressivo com σ_1 (máximo compressivo) horizontal. Deste modo, as várias unidades litostratigráficas registam dois movimentos tectónicos principais: i) uma primeira fase de distensão N-S a NO-SE e ii) uma segunda fase de compressão N-S a NO-SE – evidenciando-se um movimento em harmónio. As diáclases de orientação aproximadamente E-O terão tido origem durante a extensão N-S ocorrida durante o intervalo de tempo Triásico-Cretácico, enquanto as diáclases com orientação aproximadamente N-S terão sido originadas aquando da inversão tectónica da bacia (tectónica compressiva) que ocorreu a partir do Cretácico Superior e durante o Paleogénico (GRILLOT e ALMEIDA, 1982; KULLBERG *et al.*, 1992; TERRINHA, 1988; TERRINHA *et al.*, 2000a). Contudo, tanto as diáclases com orientação E-O como as com orientação N-S terão rejogado durante os diversos regimes tectónicos durante a orogenia Alpina, pelo que algumas fracturas E-O inicialmente extensivas terão posteriormente funcionado como fracturas compressivas. Tal é evidenciado por fracturas regionais como é o caso da Flexura do Algre que primeiramente funcionou como falha extensiva e depois em regime tectónico compressivo, como o actual, foi reactivada, desta vez como falha compressiva (TERRINHA, 1998; DIAS, 2001). No que se refere à estrutura da RP, o anticlinal com eixo de direcção E-O foi originado em regime compressivo de orientação N-S, provavelmente associado à fase de inversão do regime tectónico da bacia que ocorreu no Cretácico Superior (KULLBERG *et al.*, 1992; TERRINHA e RIBEIRO, 1995; TERRINHA, 1998).

No caso das diáclases E-O, que afectam as unidades litostratigráficas e principalmente as que se encontram na Formação de Picavessa, estas podem corresponder a diáclases de tracção (Fig. 3.53) associadas ao dobramento anticlinal com eixo E-O que constitui a RP. Porém, essas diáclases tanto podem ter tido origem durante o dobramento

como ter-se formado antes, em regime distensivo, tendo depois sido reactivadas na fase compressiva aquando do dobramento.

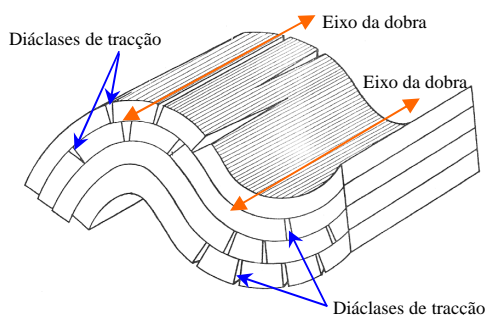


Fig. 3.53 – Esquema que retrata a origem de diáclases de tracção associadas a dobramentos, as quais apresentam-se paralelas ao eixo das dobras (adaptado de JAKUCS, 1977).

A variação de direcção da fracturação, que afecta as diferentes unidades litológicas mesozóicas da área de estudo sugere duas interpretações distintas: i) variação do campo de tensão máxima ao longo do tempo, o qual terá sofrido uma rotação horária desde NO-SE até N-S ou ii) diferente comportamento físico face aos tensores máximos (reologia) por parte das diferentes unidades litostratigráficas – no caso das unidades ante-Formação de Picavessa, menos competentes e provavelmente ainda não litificadas, durante a deformação terão fracturado obliquamente à direcção da tensão máxima, quer em compressão quer em distensão; enquanto a Formação de Picavessa, mais competente e provavelmente já litificada, terá fracturado perpendicularmente à direcção da tensão máxima de extensão (σ_3) e paralelamente à tensão máxima de compressão (σ_1), considerando que os tensores σ_1 e σ_3 têm orientação horizontal.

De notar que é frequente encontrar, perto dos bordos e nas próprias escarpas norte e sul da RP, fracturas subparalelas à orientação das escarpas (E-O) (Fig. 3.54). Essa fracturação evidenciada na RP, condiciona claramente os alinhamentos dos abatimentos das cavidades cársticas, como se verifica no Algar dos Mouros, onde se observam diversas fracturas, algumas delas abertas, devido ao colapso de blocos associado à evolução cárstica (Fig. 3.55).

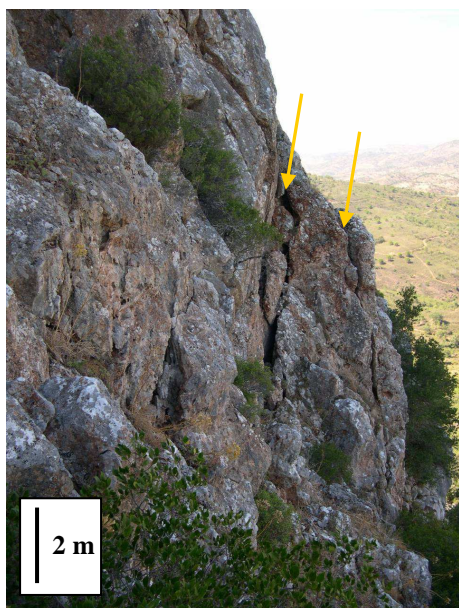


Fig. 3.54 – Escarpa norte na parte central da RP, evidenciando-se diversas diáclases subparalelas à escarpa (indicadas pelas setas amarelas), as quais condicionam o colapso de blocos e o recuo da escarpa; muitas dessas diáclases encontram-se preenchidas por material brechóide.



Fig. 3.55 – Fractura com alinhamento aproximadamente E-O, associada ao abatimento de cavidades cársticas subterrâneas; abertura com cerca de 50 cm de largura (perto da entrada do Algar dos Mouros).

3.3. Geomorfologia

3.3.1. Relevo da área de estudo

O relevo da área de estudo é constituído por dois alinhamentos principais, um no sector norte e outro no sector central (Fig. 3.56): i) o primeiro, com alinhamento ONO-ESE, é talhado nos xistos argilosos e grauvaques da Formação de Mira e ii) o segundo, com orientação E-O, encontra-se essencialmente desenvolvido nas formações mesozóicas da Bacia Algarvia, apresentando-se no seu extremo leste formado pelos xistos e grauvaques do Paleozóico. Contudo, a RP propriamente dita corresponde apenas à parte do relevo mais vigorosa e talhada nas rochas mesozóicas.



Fig. 3.56 – Modelo digital de terreno com a elevação, a hidrografia e o alinhamento dos relevos da área de estudo.

A RP (Figs. 3.56 e 3.57) constitui um relevo de forma tabular cujo eixo maior tem orientação E-O, afunilado no extremo leste e alargado no extremo oeste. Este relevo representa uma mesa com cerca de 1850 m de comprimento, 455 m de largura máxima e uma altitude que varia entre os 440 e os 480 m. O topo do relevo no essencial é aplanado, inclinando geralmente para sul, à excepção da superfície a norte do Vértice Geodésico (479 m), a qual inclina para norte. As vertentes norte e sul (Figs. 3.58 e 3.59) são simétricas e bastante íngremes, sendo constituídas por escarpas talhadas nos carbonatos da Formação de Picavessa, que atingem os 50 m de altura no sector sul; por outro lado, as vertentes este e oeste são assimétricas, em que a vertente este tem a forma de uma crista que inclina de forma acentuada em direcção à base do relevo talhada nas formações paleozóicas e a vertente oeste, a menos inclinada de todas, abre-se e inclina suavemente até ao sopé talhado nas formações da base do Jurássico. A base da RP situa-se aproximadamente entre os 240 e os 300 m, apresentando um comando de cerca de 180 a 200 m.

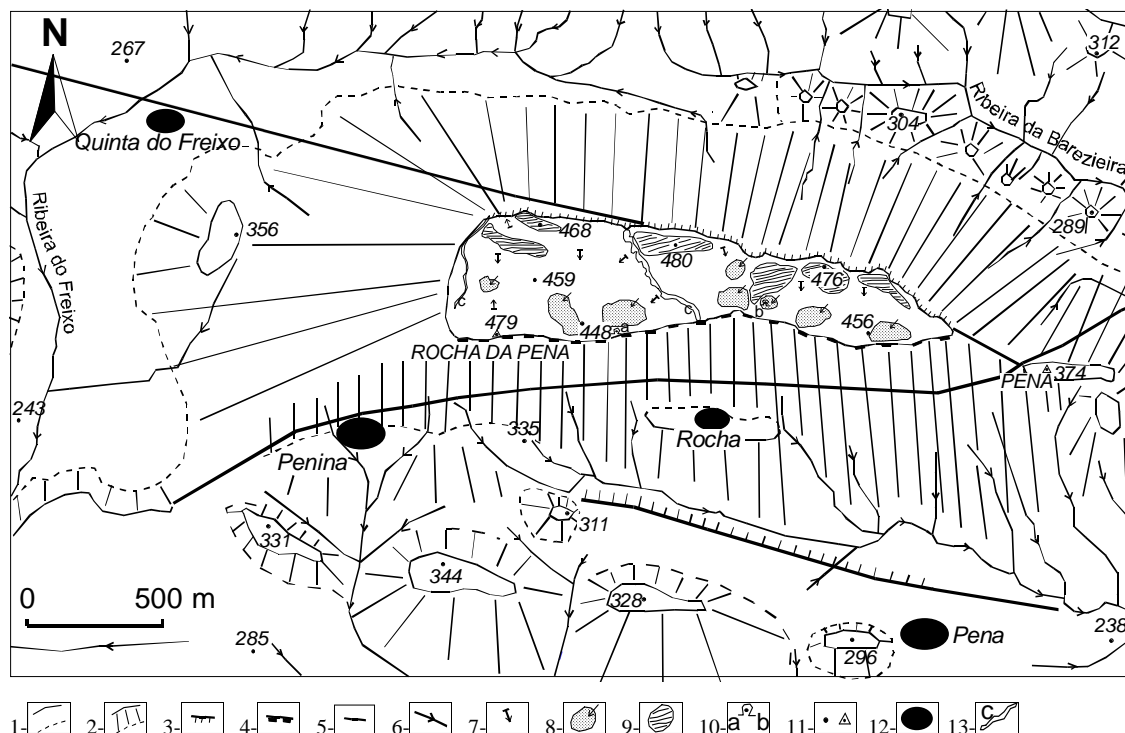


Fig. 3.57– Mapa geomorfológico da RP. 1- Topo e base da vertente; 2- Vertente rectilínea (a proximidade dos traços verticais indica maior declive); 3- Escarpa de falha; 4- Comija; 5- Falha; 6- Linha de água; 7- Sentido da inclinação da superfície topográfica; 8- Dolina; 9- Campo de lapiás; 10- Algar (a- Algar da Caldeirinha; b- Algar dos Mouros); 11- Ponto cotado e Vértice Geodésico (altitude em metros); 12- Povoação; 13- Amuralhamento de cascalheiras do Neolítico; cartografia realizada com recurso a trabalho de campo e a fotografias aéreas à escala 1:15.000 fornecidas pelo IGEO; base cartográfica: folha 588 da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000 do IGEO.

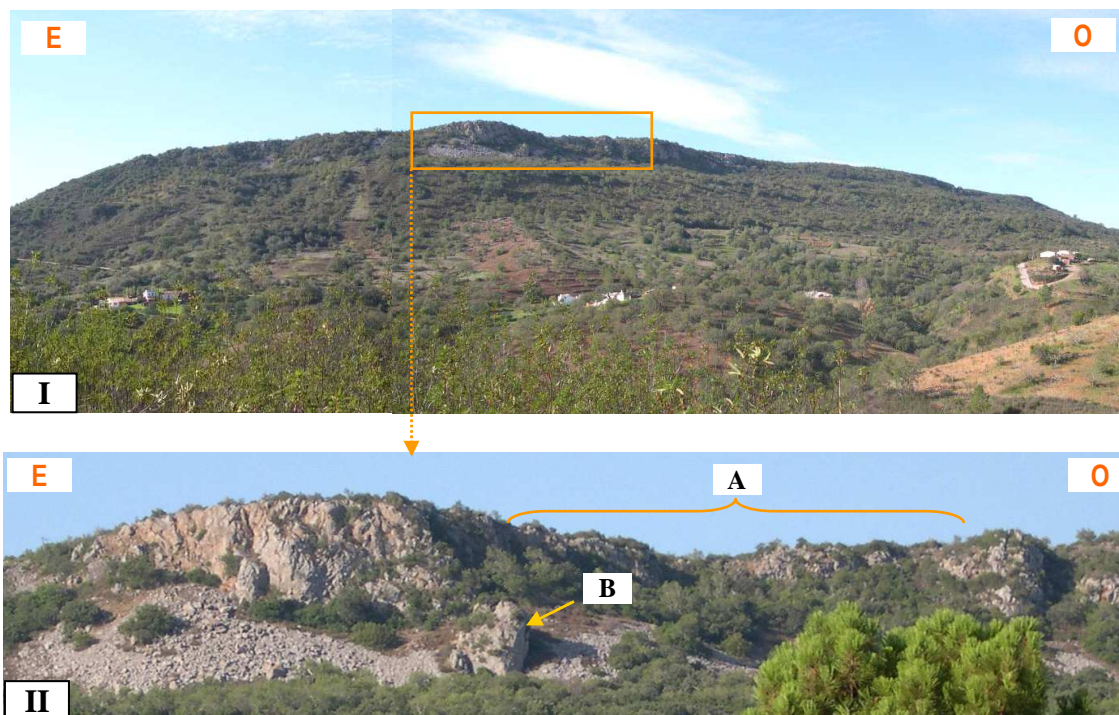


Fig. 3.58 – Vertente norte da RP. **I**- Panorâmica da vertente norte da RP, evidenciando-se a escarpa com orientação E-O; **II**- Pormenor da escarpa norte no sector este da RP, observando-se uma zona mais recuada (A) e um grande bloco de brecha cársica destacado da escarpa (B).

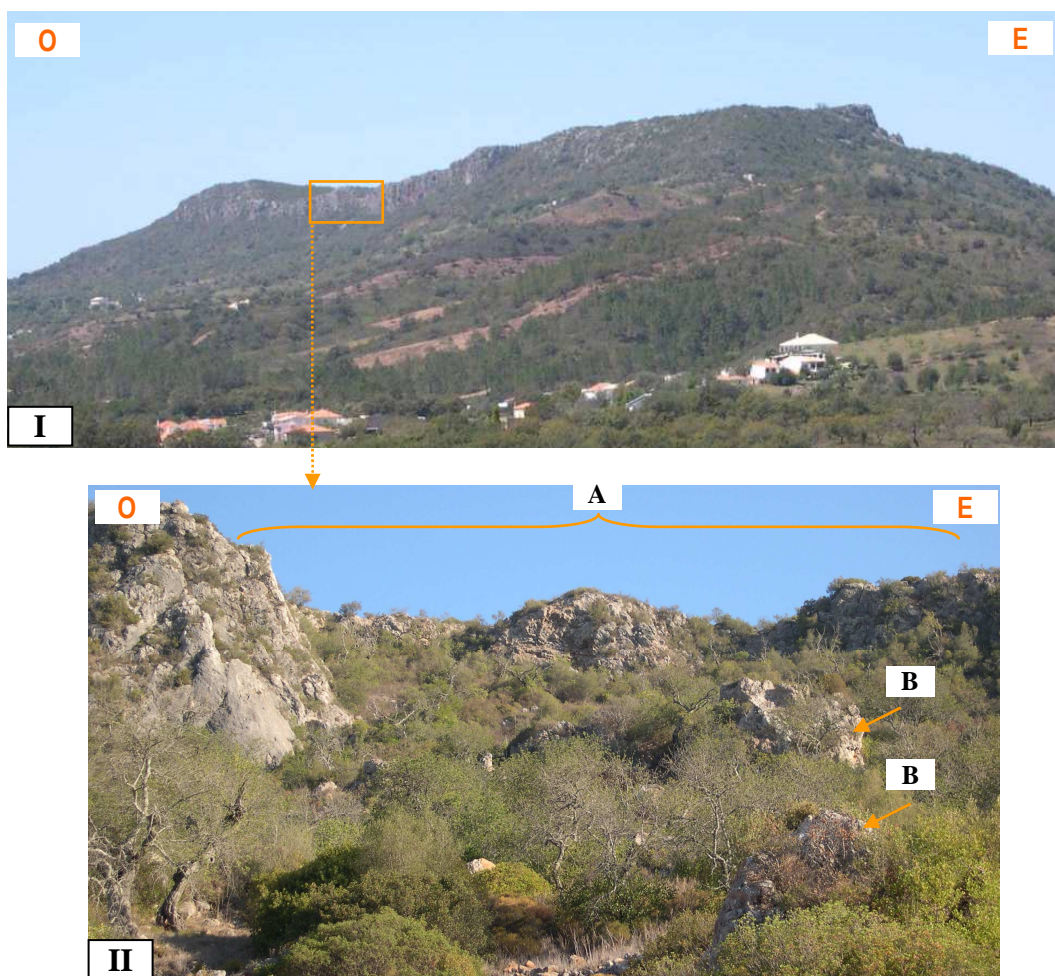


Fig. 3.59 – Vertente sul da RP. **I**- Panorâmica da vertente sul da RP, evidenciando-se uma escarpa bastante imponente com orientação E-O; **II**- Pormenor da escarpa sul no sector oeste da RP, observando-se uma zona de abatimento (A) de uma ou de várias cavidades cársticas e blocos de brecha cárstica destacados da escarpa (B).

A RP encontra-se individualizada dos relevos adjacentes por vales (Fig. 3.56): no sector norte existe um vale onde estão instaladas duas linhas de água principais de orientação E-O – uma a drenar para oeste – ribeira do Freixo – e outra para leste – ribeira da Brazieira. A ribeira da Brazieira prolonga-se pelo sector este com um traçado NO-SE, enquanto a ribeira do Freixo continua para oeste através de um vale de orientação N-S, o qual interrompe a continuidade do alinhamento E-O da RP com a Rocha dos Soídos; no sector sul encontra-se um vale principal com direcção E-O, menos amplo que os restantes, onde se desenvolve uma linha de água para leste, que conflui com a ribeira da Brazieira; no sector sul encontram-se ainda duas linhas de água de orientação N-S a drenar para sul,

cortando os relevos calcários que formam pequenas colinas inclinadas para sul. No quadrante nordeste da área de estudo observa-se ainda parte de um vale com uma orientação ONO-ESE, desenvolvido na faixa mais setentrional de formações da base do Mesozóico. Os sectores norte e este, correspondentes ao Maciço Antigo, exibem uma superfície mal conservada, apresentando o aspecto característico da Serra Algarvia – cones de cimos arredondados, próximos e a cotas semelhantes. Por outro lado, os sectores sul e oeste, correspondentes ao Barrocal Algarvio, estão melhor conservados. De notar que a orientação preferencial das linhas de água é o alinhamento E-O, tal como a fracturação local. Além disso, aquelas encontram-se talhadas essencialmente nas formações vulcano-argilo-areníticas do Triásico e da base do Jurássico Inferior, o que sugere uma erosão diferencial dada a menor competência destas litologias face aos calcários e dolomitos da Formação de Picavessa (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; FEIO, 1952; LOPES e FERNANDES, 2006a, b).

3.3.2. Morfologia cársica

No que respeita à morfologia cársica presente na RP (Figs. 5.57 e 3.60 a 3.65), esta desenvolve-se nas rochas que constituem a Formação de Picavessa. A RP encerra formas cársicas que apesar de modestas e pouco exuberantes têm, certamente, um importante significado morfológico e genético a nível local e regional. Relativamente ao exocarso, pode-se encontrar um campo de lapiás (*Karrenfeld*) muito característico (Figs. 3. 57 e 3.60 a 3.63), com lapiás residual, enterrado, semi-enterrado, de arestas vivas e de juntas de estratificação⁴, além de microformas de lapiás⁵ (Figs. 3.61, 3.62 e 3.63) (CRISPIM, 1982, 1987; TOMÉ, 1996). No caso das microformas de carso nu, encontram-se caneluras (*Rillenkarren*), regueiras (*Rinnenkarren*) e escudelas de corrosão ou pias de dissolução (*Kamenitza*), estas últimas embutidas nas superfícies horizontais dos lapiás. No caso das

⁴ A classificação apresentada para os lapiás corresponde à adoptada por CRISPIM (1982 e 1987), a qual tenta conciliar o tipo de cobertura, as condicionantes estruturais e os vários tipos de morfologia lapiar do Algarve, de acordo com a tipologia clássica.

⁵ Formas de dimensões decimétricas a decamétricas, cuja tipologia foi construída por vários autores franceses e alemães e cuja terminologia aqui apresentada é a de CRISPIM (1982, 1987), baseada no Projecto de Léxico Multilingue de Espeleologia Física e Carsologia de FINK, (1973, citado por CRISPIM (1982)).

microformas de carso enterrado, encontramos lapiás arredondado (*Rundkarren*) e alveolar (*Grubchenkarren*) associado a perfurações de lapiás (*Lochkarren*). Estas formas menores de corrosão dos lapiás conferem aspectos *epidérmicos* interessantes, os quais auxiliam no reconhecimento das litologias e texturas, nomeadamente o aspecto *pele-de-elefante* desenvolvida em calcários dolomíticos e cuja dissolução sublinha o rendilhado da fracturação (Fig. 3.63 - III) (CRISPIM, 1982, 1987). A evolução dos lapiás da RP e da maioria das formações lapias algarvias pode ser resumida pelo esquema evolutivo proposto por NICOD (1945, citado por CRISPIM (1982, 1987)): i) o ciclo lapiar inicia-se com a formação de um lapiás nu; ii) seguem-se fases de destruição e enterramento; iii) constitui-se um substrato que permite o desenvolvimento de vegetação mediterrânica; iv) ocorre o arrastamento dos depósitos cársicos para as depressões, facilitado na situação de ausência de vegetação; v) atinge-se depois o estado actual, com depressões colmatadas, depósitos de *terra rossa* englobando calhaus de calcário, e lapiás nus no topo das vertentes.



Fig. 3.60 – Campo de lapiás (*Karrenfeld*) semi-enterrado, apresentando algumas aristas vivas no topo da RP (martelo como escala).

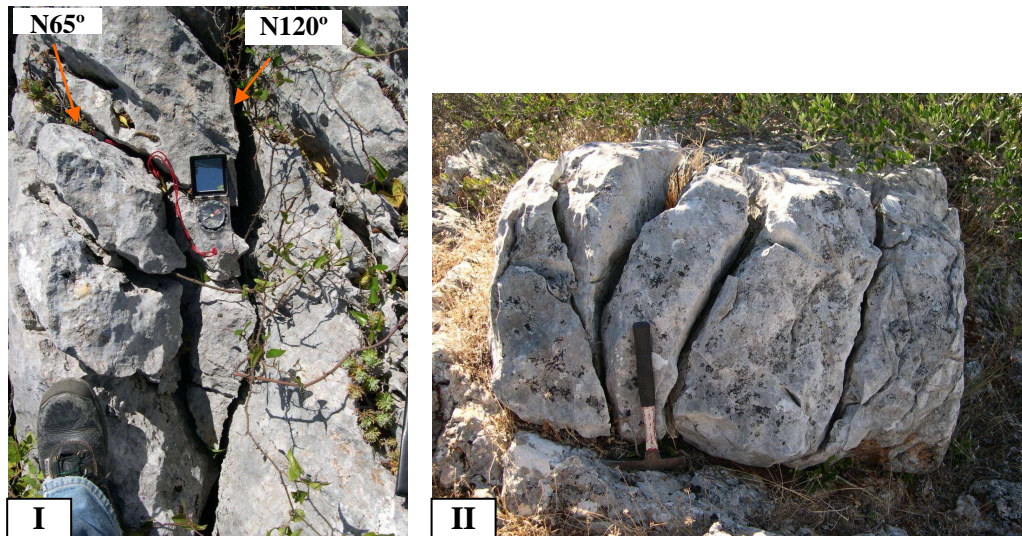


Fig. 3.61 – Alguns exemplos de lapiás na RP (martelo e bússola como escalas). **I**- Lapiás de arestas vivas, observando-se a influência das diáclases na delimitação das lâminas (sector noroeste do topo da RP); **II**- Lapiás onde é notória a influência da orientação das fracturas (N100°,40°S), subparalela à escarpa norte (no topo da RP junto à escarpa norte).

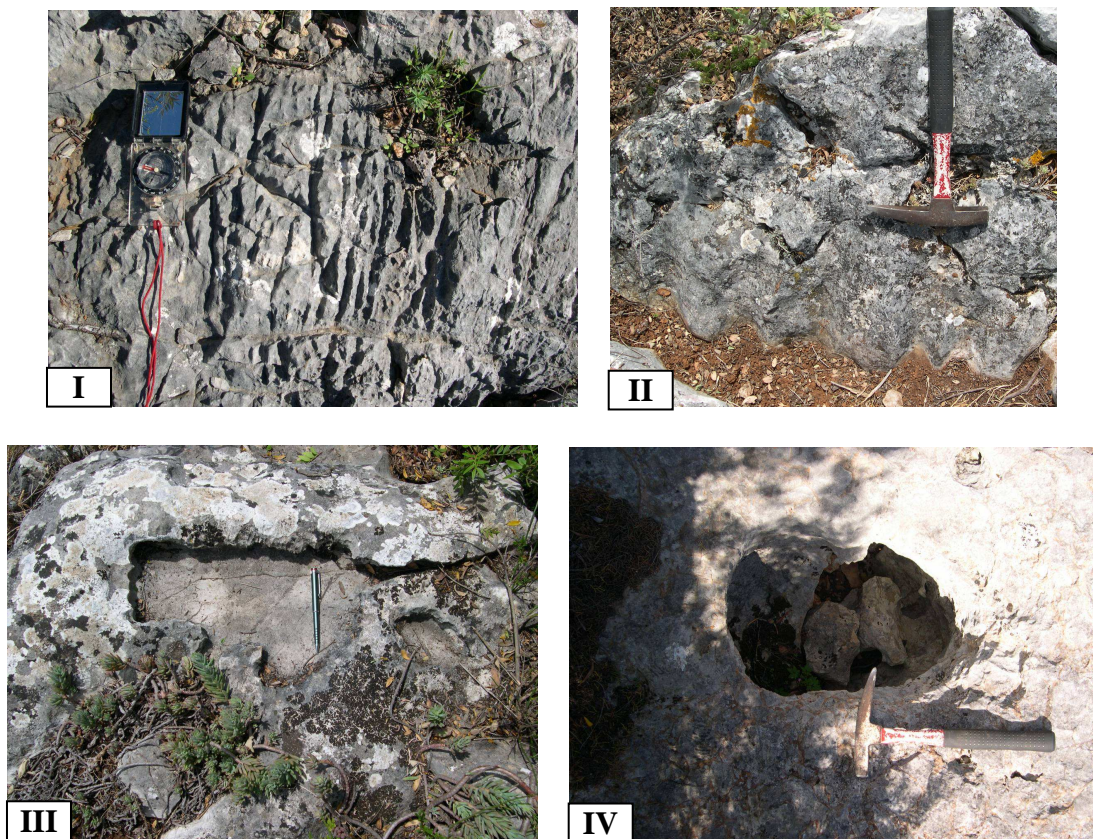


Fig. 3.62 – Formas menores de corrosão dos lapiás (bússola, lapiseira e martelo como escalas). **I**- Lapiás com sulcos rectilíneos sob a influência da fracturação com orientação preferencial N70°, portanto subparalela às escarpas da RP (escarpa sul da RP); **II**- Caneluras de largura centimétrica e paralelas (sector este do topo da RP); **III**- Pia de dissolução com bordos aguçados e forma rectangular (sector este do topo da RP); **IV**- Pia de dissolução com forma de poço desenvolvida numa brecha, o que indica uma evolução cársica polifásica na RP (sector oeste no topo da RP).

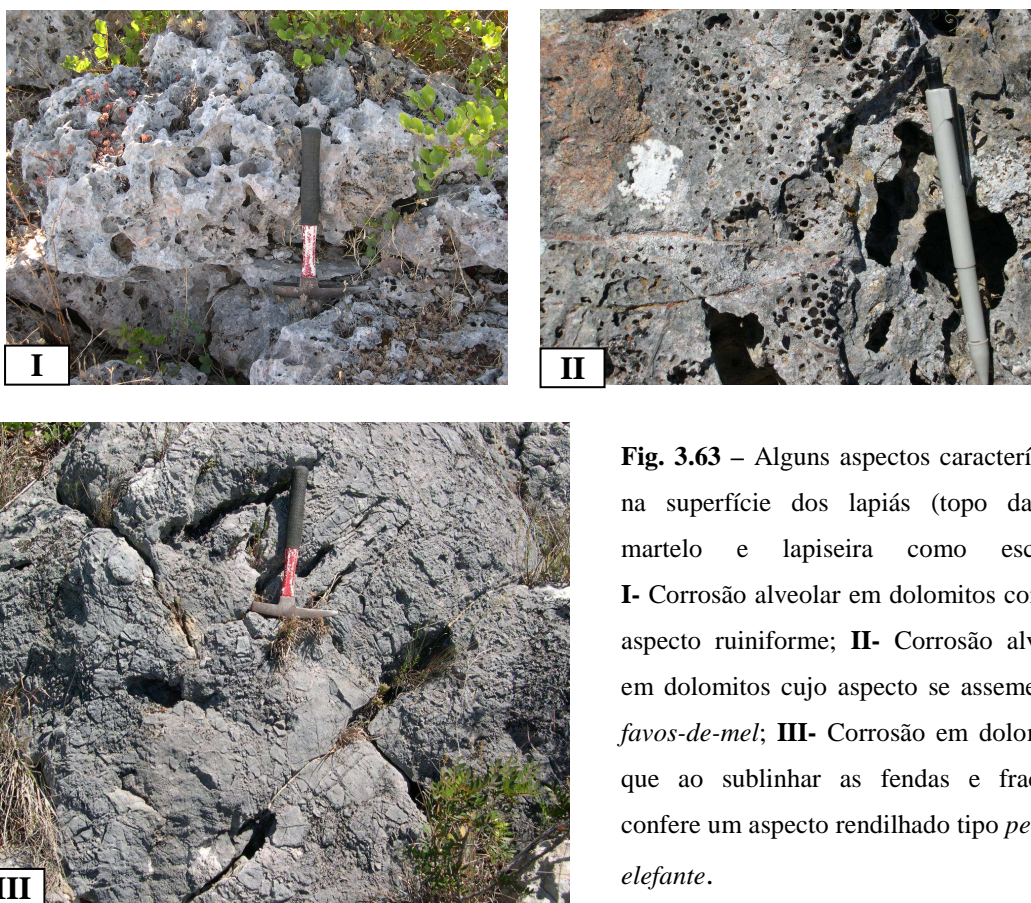


Fig. 3.63 – Alguns aspectos característicos na superfície dos lapiás (topo da RP; martelo e lapiseira como escalas). **I**- Corrosão alveolar em dolomitos com um aspecto ruiniforme; **II**- Corrosão alveolar em dolomitos cujo aspecto se assemelha a *favos-de-mel*; **III**- Corrosão em dolomitos, que ao sublinhar as fendas e fracturas confere um aspecto rendilhado tipo *pele-de-elefante*.

No carso superficial, destaca-se ainda a presença de várias depressões que podem ser consideradas dolinas (Figs. 3.57 e 3.64) (Crispim, 1982; Horta, 1996; Tomé, 1996). Estas estruturas curiosamente concentram-se ao longo do sector sul da RP entre os 440 e os 470 metros de altitude, alongando-se e distribuindo-se umas em relação às outras geralmente na direcção E-O. Estas estruturas cársicas são normalmente assimétricas, apresentando forma, dimensões e génese distintas. No sector oriental existem pelo menos cinco dolinas (Fig. 3.57), destacando-se uma dolina de abatimento em cujo fundo se abre o Algar dos Mouros, classificada como uma dolina furada (Crispim, 1982). No sector ocidental encontram-se pelo menos três dolinas (Figs. 3.57 e 3.64), as quais parecem corresponder a dolinas de dissolução, em termos genéticos, e a dolinas em concha⁶ em termos morfológicos. Duas dessas dolinas estão embutidas numa depressão relativamente grande Fig. 3.64), imediatamente a sudoeste do amuralhamento central de cascalheiras do

⁶ O termo dolina em concha foi introduzido por MARTINS (1949), correspondendo aos termos *doline en auge* e *bowl-shaped dolines* (CRISPIM, 1982).

Neolítico (HORTA, 1996), apresentando-se contíguas, em processo de coalescência, mas não coalescentes, e com o fundo atapetado de *terra rossa* (TOMÉ, 1996).



Fig. 3.64 – Duas dolinas alinhadas na direcção E-O e embutidas numa depressão maior, no sector oeste da RP (contornos da depressão maior representados com elipse de cor laranja; fundo das dolinas assinalado com elipses de cor amarela).

No caso do carso subterrâneo, pode-se salientar a existência de duas grutas de desenvolvimento essencialmente vertical (Figs 3.57 e 3.65): i) o Algar dos Mouros, localizado no sector oriental da RP, é uma cavidade do tipo *algar-lapa*, a qual inicia-se com uma entrada semi-vertical que dá acesso a uma gruta de desenvolvimento horizontal – lapa –, formada em toda a sua extensão por um único corredor que comunica com uma galeria de dimensões consideráveis (BONNET, 1850; TOMÉ, 1996), e ii) o Algar da Caldeirinha, localizado no sector ocidental próximo da escarpa sul, é uma cavidade com cerca de 15 m de desenvolvimento vertical, que termina praticamente em *fundo-de-saco* (TOMÉ, 1996; MARTINS, 1949). O Algar dos Mouros parece ter surgido à superfície por processos de abatimento ou decapagem superficial, enquanto o Algar da Caldeirinha pelo alinhamento e pela morfologia parece ter-se desenvolvido ao longo de uma fractura de orientação E-O por dissolução.

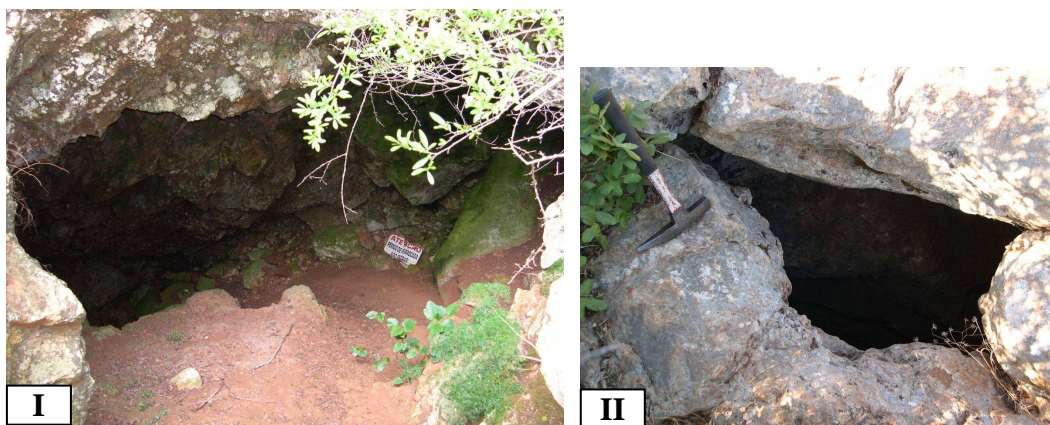


Fig. 3.65 – Grutas tipo algar na RP (martelo como escala). **I**- Abertura do Algar dos Mouros na parte central do topo da RP; **II**- Entrada do Algar da Caldeirinha no sector oeste do topo da RP.

Através de uma análise geral da morfologia cárstica presente na RP pode-se verificar que o tipo, a orientação e a distribuição das formas cársticas são condicionadas pela litologia, pela estrutura e pela fracturação. A RP é de facto um relevo cárstico cuja carsificação em tempos foi extremamente importante e determinante no desenvolvimento das formas cársticas encontradas. Contudo, actualmente, ao invés de existir a construção de novas formas, predomina a degradação das formas herdadas de ciclos carsológicos anteriores. No caso dos lapiás, esta evolução é evidente, pois hoje apresentam uma evolução suspensa ou retardada, evoluindo mais no sentido da destruição de formas adquiridas (CRISPIM, 1982, 1987). A existência de dolinas na RP sugere que durante a sua génese e evolução existiu uma importante circulação subterrânea e consequente desenvolvimento de um endocarso que permitiu a evacuação dos materiais residuais, associada à evolução dessas depressões superficiais (SWEETING, 1972). Por outro lado, o desenvolvimento do carso subterrâneo na RP esteve na dependência das formas superficiais que facilitam a infiltração, como é o caso dos lapiás. Contudo, actualmente as cavidades subterrâneas apresentam um aspecto senil, mostrando que após uma fase importante de concrecionamento as cavidades e as formações litoquímicas foram sendo progressivamente degradadas quer por corrosão quer por abatimentos (Fig. 3.66). Tal é evidente através da presença de cavidades fossilizadas com depósitos de abatimento que, depois de litificados, originaram as brechas cársticas presentemente expostas nas escarpas

da RP. Todavia, há evidências de circulação subterrânea actual, pois existem algumas exurgências nas vertentes da RP (ALMEIDA, 1985).

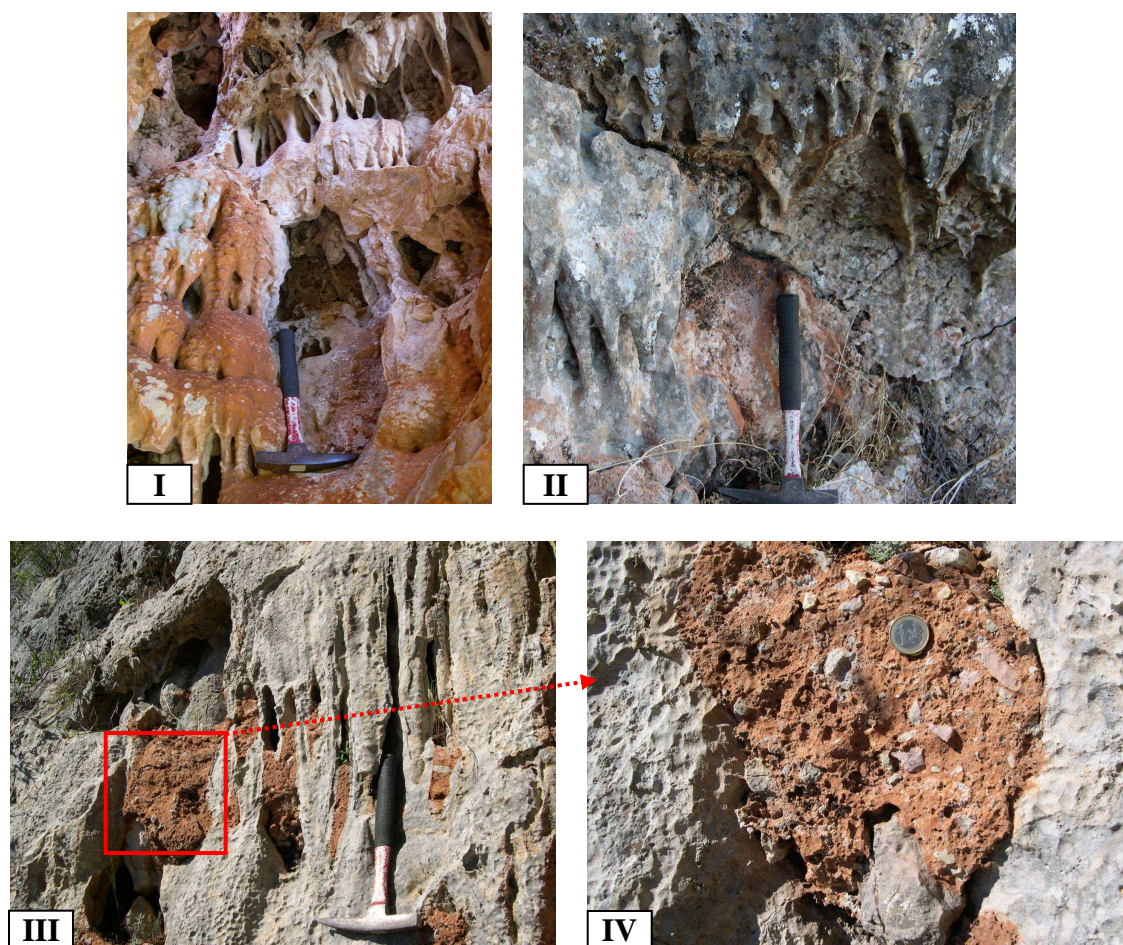


Fig. 3.66 – Estruturas típicas do carso subterrâneo expostas nas escarpas da RP (martelo e moeda como escalas). **I**- Espeleotemas na escarpa sul; **II**- Algumas estalactites na escarpa norte; **III** e **IV**- Cavidades preenchidas com brechas cársicas (mistura de fragmentos de calcários e dolomitos e *terra rossa*) na escarpa sul.

A conservação de relevos cársicos herdados de fases morfogenéticas anteriores pode ser explicada pelo fenómeno da imunidade cársica (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; FÉNELON, 1967; CRISPIM, 1982). Neste contexto, quanto mais aptas forem as superfícies cársicas para manter a ausência de escorrência subaérea tanto maior será a imunidade cársica. Esta aptidão verifica-se principalmente em superfícies lapiazadas, sobretudo se os lapiás forem nus, situação em que a infiltração ocorre rapidamente e as taxas de erosão serão muito reduzidas, dando-se apenas corrosão nas microformas do lapiás, que no seu todo conserva as formas envolventes (CRISPIM, 1982). Supõe-se também que a imunização

do relevo é tanto maior quanto mais árido for o clima. Deste modo, pode-se evocar a imunidade cársica para explicar a manutenção da RP ao longo do tempo (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; CRISPIM, 1982), pelo que este relevo trata-se de um relevo cársico herdado, cuja conservação se tem devido, por um lado à infiltração das águas promovida pelas formas cársicas e consequente reduzida acção corrosiva e, por outro lado, prende-se com a existência de períodos com climas pouco favoráveis à dissolução dos carbonatos. De notar que na RP existem brechas cársicas afectadas por fenómenos cársicos (Fig. 3.62 - IV), cuja presença indica que o carso hoje observado resulta de uma evolução carsológica e morfogenética polifásica, pois os materiais herdados de uma evolução carsológica anterior, como é o caso das brechas cársicas, foram retomados em fases posteriores de carsificação.

3.3.3. Génese da RP e evolução das suas escarpas

No topo da RP foram encontrados calhaus de grauvaque e quartzito com distribuição esparsa mas com relativa abundância (Fig. 3.67) (Crispim, 1982; ALMEIDA, 1985). A presença destas litologias pertencentes ao soco Paleozóico no topo de alguns relevos do Barrocal Algarvio tem sido relacionada com a existência de uma superfície de aplanação pliocénica ou anterior da Serra Algarvia, aplanamento este que tinha continuidade pelo Barrocal Algarvio na sua parte central (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; FEIO, 1952) e que foi desnivelado e fragmentado através de movimentos verticais e de bascula no final do Terciário ou no Quaternário pelos acidentes NO-SE e E-O que limitam a Serra do Caldeirão (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; FEIO, 1952). Essa superfície única pode ser reconstituída através do alinhamento dos cimos dos relevos calcários do Barrocal com os cimos dos relevos da Serra, sendo observável a partir da RP (Figs. 3.68 e 3.69). Todavia, DIAS (2001) levanta alguns problemas nesta interpretação, dada a presença de sedimentos neogénicos no sopé dos relevos calcários do Barrocal a cotas muito inferiores àquela superfície culminante.



Fig. 3.67 – Fragmentos de grauvaque no topo da RP (martelo como escala).

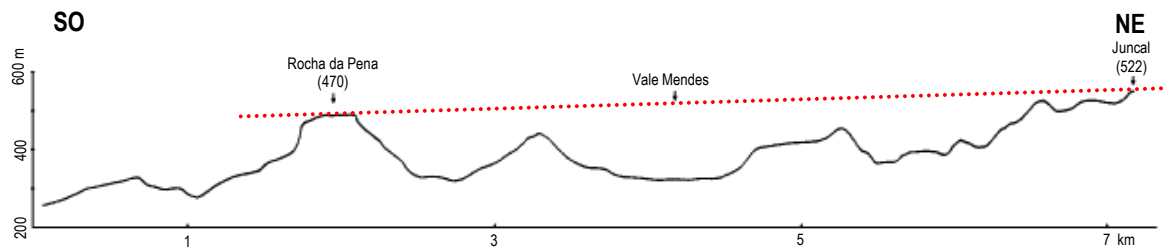


Fig. 3.68 – Perfil entre o Juncal e a RP ilustrando a continuidade, na orla, da superfície de aplanação do soco Paleozóico (retirado de ALMEIDA, 1985)

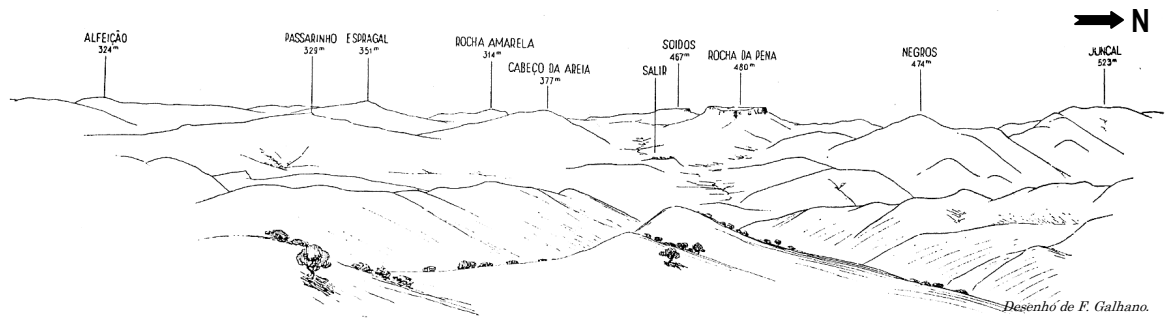


Fig. 3.69 – Vista da cota 481 m a sudoeste do Barranco-do-Velho para oeste, destacando-se a aplanação que nivela os cumes do Maciço Antigo e da Orla Algarvia (retirado de FEIO, 1952). A partir da RP já pertencente à Orla Algarvia: à direita e no primeiro plano, o relevo de xistos da Serra Algarvia (Negros, Juncal); à esquerda, o relevo calcário do Barrocal Algarvio (Soídos, Cabeço da Areia, Rocha Amarela, etc.); Salir está situado na depressão periférica (margas hetangianas); na Orla, adivinha-se pela feição do relevo, a inclinação das camadas para sul.

Segundo CABRAL (1995), a partir do Pliocénico até ao Quaternário a zona correspondente à Serra do Caldeirão sofreu um levantamento de cerca de 300 m. Se lhes subtrairmos os 100 m correspondentes ao levantamento geral do Algarve no Quaternário, deduz-se um levantamento da serra, relativamente à área de sopé, de aproximadamente 200 m (DIAS, 2001), um valor compatível com o comando da RP (180-200 m). Esse levantamento da serra foi o responsável pela subida da cabeceira da rede hidrográfica e

pelo seu rejuvenescimento a partir do Pliocénico Superior, pelo que a partir dessa altura ter-se-á iniciado o encaixe da rede hidrográfica e a erosão vertical que destacou a RP do relevo adjacente por erosão diferencial. Nos sectores norte e sul da RP, a origem das vertentes está claramente associada ao encaixe da rede hidrográfica ao longo da direcção E-O assumida pela fracturação e pelos eixos dos dobramentos locais e regionais. Contudo, nos sectores este e oeste a génese das respectivas vertentes, apesar de relacionada com a evolução da rede fluvial, o seu alinhamento e o facto de cortar a continuidade E-O do relevo – inadaptação da rede hidrográfica – levanta algumas interrogações: i) o seu alinhamento e encaixe são controlados por fracturas subparalelas a acidentes tectónicos importantes na região algarvia – falha N-S no sector oeste e falha NO-SE no sector este; ii) o seu alinhamento e entalhe por erosão reflectem antigas direcções de uma drenagem herdada a partir de uma fase geomorfológica anterior à individualização do relevo actual; neste caso, e a partir do Pliocénico Superior, a superfície de aplanção Pliocénica com as linhas de água encaixadas e em fase de equilíbrio, devido à subida da cabeceira, foi desmantelada pelo encaixe das linhas de água que por erosão vertical exumaram e destacaram os relevos, cortando a continuidade do alinhamento E-O do relevo, ou iii) alternativamente, devido à formação do alinhamento E-O do relevo, as linhas de água já existentes tiveram de se encaixar e cortá-lo, formando relevos estruturais destacados; esta situação sugere que o alinhamento E-O de relevos estruturais foi formado ou sofreu um empolamento após os aplanamentos ocorridos no Paleogénico e no Pliocénico.

Em relação à evolução das escarpas norte e sul da RP, esta está intimamente relacionada com a litologia, a tectónica e com a evolução carsológica (Figs. 3.70): i) a elevada competência das litologias da Formação de Picavessa confere uma resistência aos processos erosivos, favorecendo o desenvolvimento e a manutenção de escarpas imponentes, as quais se destacam em relação às unidades litológicas subjacentes por processos erosivos diferenciais; ii) a fracturação – falhas e diáclases – além de controlar o alinhamento das escarpas (E-O) favorece o colapso de blocos, e iii) a meteorização cársica ao alargar e aprofundar as fracturas promove o desenvolvimento de cavidades cársicas à

superfície e em profundidade, cuja evolução carsológica conduz ao abatimento dessas cavidades e ao consequente recuo das escarpas (LOPES e FERNANDES, 2006a, b).

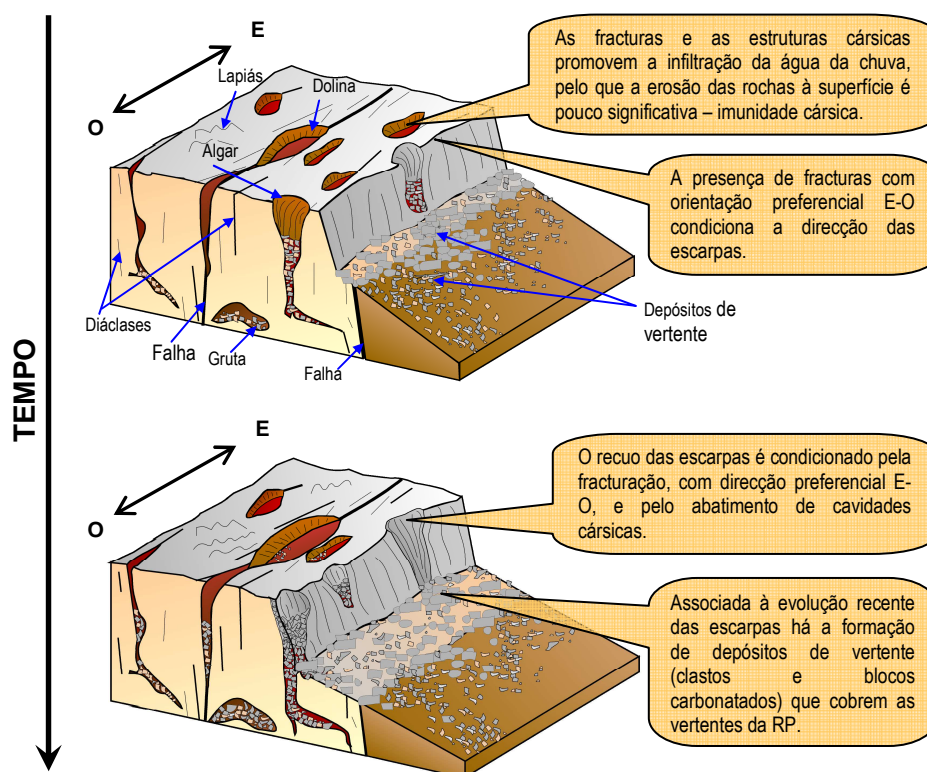


Fig. 3.70 – Esquema simplificado da evolução das escarpas norte e sul da RP.

3.4. História geológica da RP

No Carbonífero, na transição do Mississipiense para o Pensilvaniense, associada à formação e consequente erosão da Cadeia Varisca, em regime compressivo em progressão para SO, ocorreu, através de correntes de turbidez, a deposição sinorogénica dos sedimentos que originaram a Formação de Mira (OLIVEIRA *et al.*, 1979; Silva *et al.*, 1992; OLIVEIRA, 1992b, 2001). A evolução da orogenia Varisca, durante o Pérmico e grande parte do Triásico, promoveu a deformação e a elevação daqueles turbiditos, os quais foram erodidos e aplanados (GALOPIM DE CARVALHO, 2002), tendo-se originado uma lacuna estratigráfica correspondente ao intervalo de tempo compreendido entre a base do Pensilvaniense e o Triásico Inferior a Médio (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

No Triásico (Fig. 3.71), com o início da extensão N-S a NO-SE associada ao movimento transcorrente transtensivo sinistrogíro da placa africana em relação à placa ibérica (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000a), as falhas variscas sinorogénicas (NO-

SE e E-O) rejogaram como falhas distensivas originando o abatimento de blocos do soco Paleozóico. Estes movimentos conduziram ao rejuvenescimento da rede hidrográfica que começou a drenar de norte para sul e sudoeste (PALAIN, 1975; TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000a). Assim, num clima quente e seco com chuvas torrenciais esporádicas concentradas temporalmente, foram depositados, em ambiente continental fluvial, os Arenitos de Silves – depósitos aluvionares ricos em óxidos de ferro (arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados) que se encontram, em discordância angular, sobre a Formação de Mira (PALAIN, 1975; MANUPPELLA, 1988, 1992a, b, c).

Associados aos movimentos distensivos N-S, geraram-se várias flexuras de direcção E-O que conjuntamente com fracturas N-S e NO-SE, controlaram a evolução tectónica e estrutural da Bacia Algarvia (MANUPPELLA, 1988; TERRINHA, 1998; DIAS, 2001). Donde, neste contexto tectónico e estrutural ocorreu uma elevada subsidência que promoveu a transição de um ambiente exclusivamente continental para um ambiente margino-litoral na passagem para o Jurássico Inferior (PALAIN, 1975; MANUPPELLA, 1988; AZERÊDO *et al.*, 2003). Deste modo, depositaram-se os Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (Fig. 3.71) (argilas, siltitos e arenitos finos de cor vermelha, sal-gema, gesso, dolomitos e calcários intercalados) em lagoas efémeras salgadas sujeitas a pulsos transgressivos e regressivos que, em associação a um clima quente e seco, terão originado ambientes de tipo *Sabkha* (NICHOLS, 1999; AZERÊDO *et al.*, 2003)

Durante o Hetangiano e o Sinemuriano (Fig. 3.71) ocorreu a primeira fase de riftogénese propriamente dita, representada por um magmatismo continental de carácter toleítico (MANUPPELLA, 1988; MARTINS, 1991) com episódios explosivos e efusivos, principalmente em condições subaquáticas. Nesse contexto, originou-se o Complexo vulcano-sedimentar (piroclastos, tufos vulcânicos, brechas vulcânicas, escoadas de basaltos e intrusões de doleritos).

No Sinemuriano (Fig. 3.71), a elevada subsidência da bacia promoveu uma transgressão generalizada, tendo-se constituído uma plataforma marinha carbonatada de

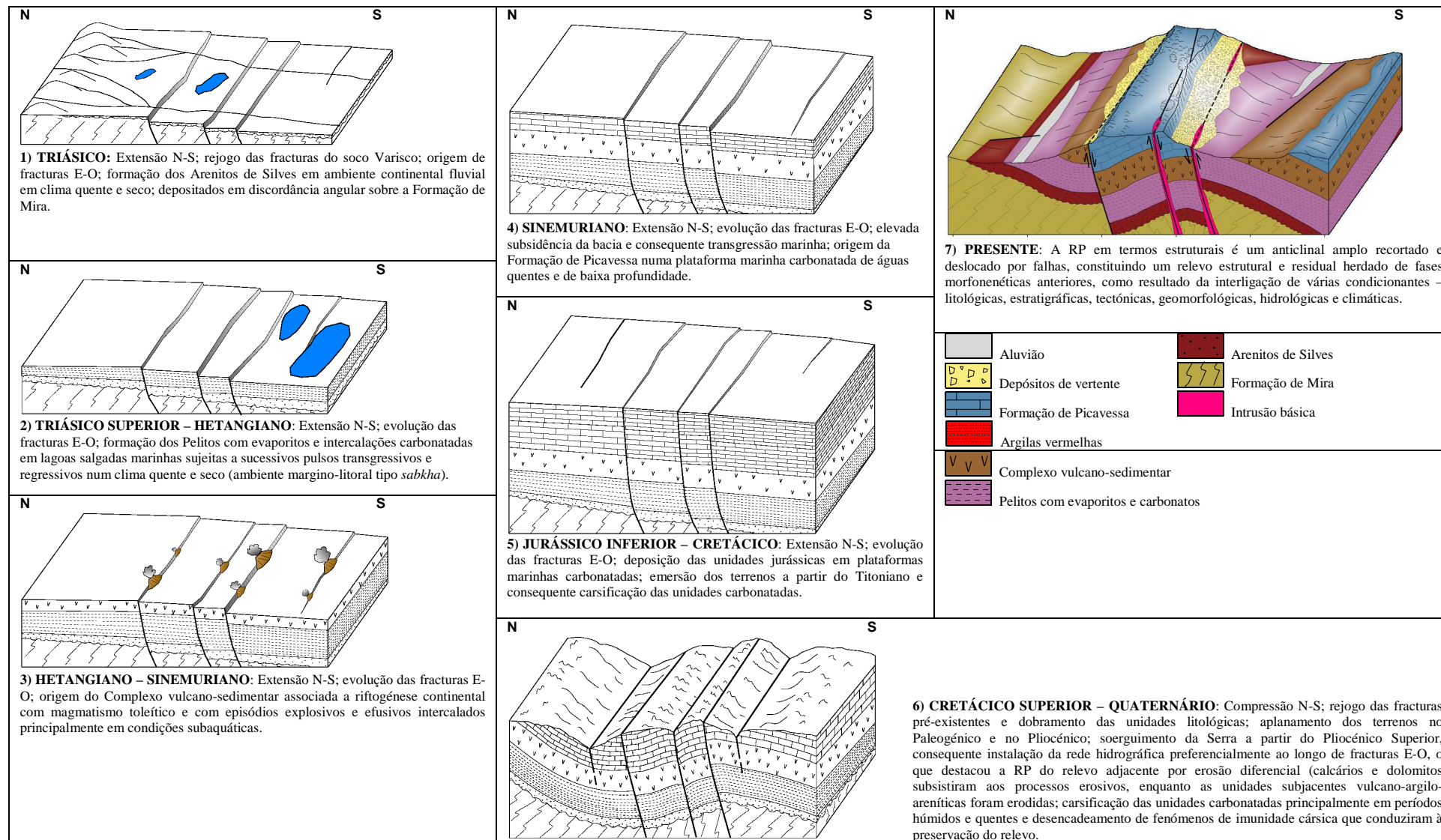


Fig. 3.71 – Esquema da gênese e da estrutura da RP.

águas quentes e de baixa profundidade, onde se depositaram as litologias da Formação de Picavessa (dolomitos, calcários dolomíticos, calcários e brecha dolomítica) (MANUPPELLA, 1988; MANUPPELLA *et al.*, 1988; AZERÊDO *et al.*, 2003).

No período Jurássico Inferior - Cretácico Inferior (Fig. 3.71) perdurou o regime distensivo N-S iniciado no Triásico, interrompido por curtos episódios de inversão tectónica que produziram importantes desconformidades. A sedimentação continuou a ocorrer num clima quente e húmido (tropical) e a ser de carácter carbonatado, por vezes com alguma componente mais argilosa (MANUPPELLA, 1988; RAMALHO, 1988). Na área de estudo, pelo menos a partir do Titoniano (final do Jurássico Superior), verificou-se a emersão dos terrenos (MANUPPELLA *et al.*, 1988; RAMALHO, 1988). Deste modo, no Cretácico, no caso de ter ocorrido sedimentação, esta ter-se-á resumido a depósitos continentais (MANUPPELLA *et al.*, 1988; MANUPPELLA, 1992; CORREIA, 1989). Associado à emersão dos terrenos carbonatados jurássicos, ter-se-ão instalado fenómenos de erosão subaérea e de consequente carsificação.

A partir do Cretácico Superior e durante o Paleogénico (Fig. 3.71) ocorreu uma inversão tectónica polifásica da bacia em regime compressivo N-S (KULLBERG *et al.*, 1992; TERRINHA *et al.*, 2000a) que terá provocado o rejogo das fracturas (diáclases e falhas) pré-existentes, a formação de diáclases de direcção N-S, NNE-SSO, NNO-SSE, NE-SO e NO-SE e a formação de dobras com eixo E-O, como é o caso do dobramento anticlinal recortado e deslocado por falhas que constitui a RP. Nesse intervalo de tempo, pelo facto de os terrenos estarem emersos, supõe-se que se ocorreu sedimentação, esta foi de carácter continental, tendo-se desenvolvido processos de erosão subaérea e de carsificação nas unidades carbonatadas, principalmente durante o Cretácico, pois esse foi um período mais húmido do que o Paleogénico (RAMALHO, 1988; PEREIRA, 1990; BUCHDAHL, 1999). Desta forma, principalmente durante o Paleogénico, ter-se-á originado um aplanamento generalizado dos terrenos (superfície fundamental) (DIAS, 2001).

No Miocénico Inferior e Médio ocorreu um movimento distensivo (N-S e E-O) que promoveu uma transgressão marinha, possibilitando a instalação de uma *plataforma*

carbonatada temperada, que em princípio não se estendeu até à área de estudo (KULLBERG *et al.*, 1992; PAIS *et al.*, 2000). A partir do Miocénico Médio houve uma fase compressiva (N-S) (KULLBERG *et al.*, 1992) que além de ter provocado o rejogo das fracturas pré-existente, pode ter reactivado o anticlinal da RP, fazendo emergir os terrenos e consequentemente promovido a carsificação das unidades carbonatadas. Nessa altura ocorreram fenómenos de halocinese e a injeção de evaporitos nas falhas (RIBEIRO *et al.*, 1979; MANUPPELLA, 1988; KULLBERG *et al.*, 1992), tal como ocorre na falha E-O que atravessa a vertente sul da RP.

O Plio-Quaternário, em termos tectónicos, é caracterizado por um regime compressivo N-S a E-O e por um levantamento da Serra Algarvia relativamente à área de sopé de aproximadamente 200 m (DIAS, 2001). A nível das litologias, na área estudo, estão presentes depósitos continentais atribuíveis ao Quaternário – cascalheiras e areias (formadas durante o rejuvenescimento da rede hidrográfica em clima húmido); brechas cársicas e *terra rossa* (associados a processos de carsificação da Formação de Picavessa); depósitos de vertente (relacionados com a evolução das escarpas dos relevos carbonatados); aluviões (ligados às actuais linhas de água em fase de assoreamento).

O destacamento e a evolução do relevo da RP e da área envolvente ter-se-á iniciado a partir do Pliocénico Superior, aquando o levantamento da Serra Algarvia, o qual promoveu o desmantelamento da superfície fundamental gerada no Paleogénico e retocada no Pliocénico e que nivelava os terrenos do Paleozóico e do Meso-Cenozóico (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; FEIO, 1952; DIAS, 2001). Esse soerguimento da cabeceira conduziu ao rejuvenescimento da rede hidrográfica que provavelmente se encontrava em estágio de maturidade. Esse rejuvenescimento foi responsável pelo encaixe das rede hidrográfica e pela erosão vertical preferencialmente ao longo das fracturas E-O e ao longo de linhas de água herdadas, o que destacou a RP do relevo adjacente por erosão diferencial associada à diferente litologia e à estratigrafia das unidades mesozóicas – os calcários e dolomitos da Formação de Picavessa, mais resistentes, subsistiram aos processos erosivos, enquanto as rochas subjacentes vulcano-argiloso-areníticas do Triásico-Sinemuriano, menos

competentes, foram erodidas (MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; FEIO, 1952; LOPES e FERNANDES, 2006a, b). Por outro lado, a natureza carbonatada da Formação de Picavessa e a sua elevada fracturação em associação a condições paleoclimáticas favoráveis (climas húmidos) promoveram o desenvolvimento de um carso que determinou a hidrologia e desencadeou o fenómeno de imunidade cársica (CRISPIM, 1982, MEDEIROS-GOUVÊA, 1938; LOPES e FERNANDES, 2006a, b). Esse fenómeno de imunidade cársica associado a paleoclimas pouco favoráveis à erosão têm conservado ao longo do tempo a RP, sendo esta um relevo cársico herdado de fases morfogenéticas anteriores (CRISPIM, 1982, LOPES e FERNANDES, 2006a, b).

No que se refere às escarpas, a sua evolução encontra-se associada à sua litologia, à tectónica e à evolução carsológica (Fig. 3.70) (LOPES e FERNANDES, 2006a, b). A elevada competência das litologias da Formação de Picavessa confere uma resistência aos processos erosivos, favorecendo o desenvolvimento e a manutenção de escarpas imponentes, as quais se destacam em relação às unidades litológicas subjacentes por processos erosivos diferenciais, como já foi referido. A fracturação – falhas e diáclases –, além de controlar o alinhamento das escarpas (E-O), favorece o colapso de blocos que cobrem as vertentes da RP (depósitos de vertente). Por outro lado, a meteorização cársica conduz ao alargamento e aprofundamento das fracturas, promovendo o desenvolvimento do carso à superfície e em profundidade, cuja evolução carsológica conduz ao abatimento das cavidades cársicas e ao consequente recuo das escarpas.

A RP corresponde assim a um relevo estrutural e residual que resultou da interligação de várias condicionantes – litológicas, estratigráficas, tectónicas, geomorfológicas, hidrológicas e climáticas (Lopes e Fernandes, 2006a, 2006b) – encontrando-se actualmente em fase de conservação pois os processos erosivos – erosão diferencial e carsificação – encontram-se retardados dada a fraca competência da actual rede hidrográfica que se encontra em fase de colmatação devido à subida do nível das águas do mar e aos baixos valores de pluviosidade na região.

CAPÍTULO 4

– PRODUTOS –

4. PRODUTOS

Como resultado das investigações realizadas, foram criadas condições para o desenvolvimento de iniciativas e a produção de materiais de cariz científico, pedagógico e didáctico, com o objectivo de divulgar o trabalho desenvolvido e de promover a valorização, a alfabetização e a divulgação científicas nos domínios das Geociências e da Educação Ambiental, tendo como referência o património geológico da área de estudo.

De notar que alguns dos materiais foram criados no âmbito de parcerias e colaborações estabelecidas com várias instituições que mostraram interesse e disponibilidade para desenvolver projectos visando a geodiversidade e a geoconservação do património geológico da RP.

Deste modo, foram elaborados os seguintes materiais, os quais se encontram incluídos num CD-ROM anexado à dissertação, de modo a poderem ser facilmente reproduzidos e utilizados:

- Mapa geológico da RP e região envolvente (Apêndice II);
- Mapa geomorfológico da RP (Apêndice III);
- Quatro painéis – *A Rocha da Pena* (Apêndice IV); *A morfologia cársica da RP* (Apêndice V); *“Formações rochosas da vertente sul”* (Apêndice VI); *“Formações rochosas da vertente norte”* (Apêndice VII) – elaborados para a CML no âmbito da requalificação do percurso pedestre existente no Sítio Classificado da RP (Maio de 2005; actualizados em Outubro de 2006);
- Guia-de-campo: *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – Ao encontro da Geodiversidade* (Apêndice VIII) – elaborado para a Associação Almargem no âmbito da preparação de novos percursos interpretativos no Sítio Classificado da RP (Outubro de 2006);
- Folheto A4: *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – ao encontro da Geodiversidade* (Apêndice IX);

- *Página Web: Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – Ao encontro da Geodiversidade* (Apêndice X) (disponibilizada em <http://rochadapena.no.sapo.pt>) – para promover e divulgar a geologia da RP de uma forma rápida, de baixo custo, fácil, interactiva e acessível (BRILHA *et al.*, 1999; LEGOINHA *et al.*, 2000).

Paralelamente ao desenvolvimento da presente dissertação e dos materiais acima referidos tiveram ainda lugar as seguintes iniciativas:

- Preparação de uma comunicação no VII Congresso Nacional de Geologia: Lopes, F. e Fernandes, P. (2006) – Promoção geológica e ambiental: o exemplo da Rocha da Pena (Algarve) in Mirão, J. Balbino, A. (Coord.) – *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, vol. III, Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, pp. 953-956;
- Preparação de uma saída de campo e do respectivo guia-de-campo sobre os aspectos geológicos e geomorfológicos da RP no âmbito de uma acção de formação de professores no I Encontro de Professores de Geociências do Alentejo e Algarve promovido pela Associação para a Defesa e Divulgação do Património Geológico do Alentejo e Algarve (Outubro de 2006).

CAPÍTULO 5

– CONCLUSÕES –

5.1. Conclusões gerais

5.2. Problemas, limitações do trabalho e sugestões para futuros trabalhos

5. CONCLUSÕES

5.1. Conclusões gerais

A RP e a área envolvente localizam-se em terrenos pertencentes ao Maciço Antigo e à Bacia Algarvia, sendo que as unidades litostratigráficas encontradas possuem idades compreendidas entre o topo do Carbonífero Inferior (Namuriano) e o Quaternário, com duas grandes lacunas estratigráficas – uma entre a base do Carbonífero Superior e o Triásico Superior e outra entre o Jurássico Inferior e, pelo menos, o Pliocénico.

A RP trata-se de um relevo estrutural e residual, resultante da interligação de várias condicionantes – litológicas, estratigráficas, tectónicas, geomorfológicas, hidrológicas e climáticas. A estrutura da RP corresponde a um anticlinal, com eixo de direcção E-O, formado durante o regime tectónico compressivo de direcção N-S ocorrido a partir do Cretácico Superior e no Paleogénico (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2000a). A tectónica Alpina produziu uma fracturação com orientação preferencial E-O que desempenha um importante papel no controlo do alinhamento da RP e da rede hidrográfica da área de estudo. As estruturas tectónicas – frágeis e dúcteis – terão rejogado durante os vários regimes tectónicos experimentados ao longo da evolução tectónica e estrutural da Bacia Algarvia. O destacamento da RP em relação ao relevo adjacente, associado ao levantamento da Serra Algarvia iniciado a partir do Pliocénico Superior, foi efectivado pela rede fluvial através de erosão vertical – devido ao encaixe da rede hidrográfica como resultado do seu rejuvenescimento – e de erosão diferencial – relacionada com as diferentes competências das unidades litostratigráficas. A conservação da RP ao longo do tempo deve-se, por um lado, ao fenómeno de imunidade cársica – associado à morfologia cársica desenvolvida na RP – e, por outro, a condições paleoclimáticas pouco favoráveis à erosão subaérea (climas pouco húmidos).

A evolução das escarpas norte e sul da RP está intimamente relacionada com a litologia, com a tectónica e com a evolução carsológica. O destacamento e a manutenção das escarpas norte e sul da RP encontram-se relacionados com o fenómeno de erosão diferencial, pois as litologias carbonatadas que as constituem são mais competentes

relativamente às unidades litostratigráficas subjacentes. O alinhamento das escarpas é claramente controlado pela fracturação de orientação preferencial E-O e o seu recuo e evolução estão associados ao desenvolvimento e abatimento de cavidades cársticas.

Em resultado do trabalho desenvolvido foi possível elaborar um mapa geológico e um mapa geomorfológico da região da RP, e além da componente científica que a presente dissertação visou, esta foi também desenvolvida no sentido da informação produzida e reunida não ficar confinada à comunidade académica. Nesse sentido, e reconhecendo a RP como um geomonumento de elevada geodiversidade, dadas as suas características de monumentalidade e particularidades a nível da geologia, esta deve ser considerada um património geológico que importa valorizar e divulgar como um georrecurso cultural, numa concepção de cultura alargada ao saber científico, não renovável, e que deve ser preservada e legada como herança às gerações futuras (GALOPIM DE CARVALHO, 1999; LOPES e FERNANDES, 2006a, b). Deste modo, procurou-se estabelecer parcerias para a conjugação de intenções e de esforços no sentido de fomentar condições para disponibilizar a RP como um recurso físico-natural de promoção geológica, ambiental e de alfabetização científica. Nesse contexto, foi possível, em colaboração com a Câmara Municipal de Loulé (CML), com a Associação de Defesa do Património Cultural e Ambiental do Algarve (Almargem) e com a recente Associação para a Defesa e Divulgação do Património Geológico do Alentejo e Algarve (DPGA), articular várias iniciativas para a valorização da RP. Para além dos materiais científico-educativos construídos – painéis, guia-de-campo e panfleto – no âmbito das colaborações referidas, visando fomentar uma divulgação fácil, rápida e acessível a qualquer cidadão, foi elaborada uma página *Web* – *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – ao encontro da geodiversidade* – disponível em <http://rochadapena.no.sapo.pt>, com as principais informações produzidas e reunidas sobre a geologia da RP. De destacar que os materiais científico-educativos produzidos reúnem as principais informações sobre a geologia da RP em texto devidamente ilustrado e em linguagem acessível à maioria da população, de modo a cumprir uma das premissas da presente dissertação – contribuir para o

desenvolvimento de actividades *outdoor* integradas no ensino formal ou não-formal, de modo a promover a valorização e a alfabetização e divulgação científicas nos domínios da geodiversidade e da geoconservação.

5.2. Problemas, limitações do trabalho e sugestões para futuros trabalhos

Ao longo da presente investigação surgiram algumas limitações e problemas que dificultaram e atrasaram as tarefas e os trabalhos inicialmente planificados. Esses problemas surgiram principalmente associados ao trabalho de campo, que acabou por se alargar mais tempo do que aquele que havia sido previsto inicialmente, pelo facto do trabalho ter sido dificultado devido aos difíceis acessos associados às características topográficas e à própria vegetação da área de estudo, e pela inexperiência do investigador, o que implicou um processo de aprendizagem de técnicas de investigação em Geociências indispensáveis ao trabalho a desenvolver. Além do mais, houve também razões profissionais que acabaram por interferir grandemente no desenvolvimento dos trabalhos. Por outro lado, os resultados da investigação realizada apresentam as limitações associadas às técnicas e aos recursos utilizados – nesta investigação os recursos resumiram-se essencialmente à bússola, ao martelo de geólogo, à lupa de geólogo, ao ácido clorídrico diluído (para despistagem de carbonatos) e a uma base topográfica da área (parte da folha 588 da Carta Militar de Portugal do IGEO) –, não tendo utilizada qualquer tecnologia mais sofisticada.

Todavia, pode-se concluir que os objectivos delineados para a presente dissertação foram alcançados, tendo-se inclusivamente obtido informações relevantes para o conhecimento da estrutura da base da Bacia Algarvia, pelo menos localmente. No entanto, qualquer investigação nunca é definitiva nem considerada terminada, pelo que se levantam algumas questões que carecem, ainda, de um desenvolvimento e de uma investigação mais pormenorizados, nomeadamente: i) determinar se o alinhamento das ribeiras do Freixo e da Brazieira, respectivamente nos sectores oeste e este da área de estudo, é controlado por fracturas ou se resulta de uma inadaptação da rede hidrográfica ao relevo devido ao dobramento das unidades mesozóicas no limite setentrional da Bacia

Algarvia; ii) pouco conhecimento da estratigrafia da Formação de Picavessa bem como da dolomitização que afecta as suas litologias – no caso da dolomitização secundária levantam-se algumas interrogações: quais as fontes? qual o processo? qual o grau e qual a extensão? (a realização de lâminas delgadas, de datações e de análises químicas auxiliarão esses estudos); iii) pouco conhecimento do Complexo vulcano-sedimentar a nível das litologias, da distribuição e evolução dos centros vulcânicos, do ambiente – subaéreo, subaquático ou ambos? – e dos processos geoquímicos associados; iv) confirmar se os níveis argilosos encontrados no seio e no topo do Complexo vulcano-sedimentar estão associados a processos pedogénicos; v) determinar se as intrusões encontradas nas falhas com direcção E-O e algumas que cortam o Complexo vulcano-sedimentar são contemporâneas dessa unidade ou se têm alguma relação, em termos de idade, com a instalação do Maciço Subvulcânico de Monchique ou com outra actividade magmática; vi) nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas torna-se necessário realizar um estudo mais pormenorizado no domínio paleontológico, nomeadamente a nível de microfósseis, para melhor determinar os ambientes sedimentares e possibilitar eventuais datações, além de se ter tornado importante a confirmação da presença de estegocéfalos na unidade pelo facto de aí ter sido encontrado um fóssil desses animais, o que levanta alguns problemas de interpretação da estratigrafia e na datação das unidades da base do Mesozóico, e vii) estudo do carso, nomeadamente os depósitos (brechas cárnicas, *terra rossa* e espeleotemas) de modo a determinar a idade das fases morfogenéticas e os paleoclimas responsáveis pela sua origem e evolução.

No que respeita à componente de geoconservação aludida no presente trabalho, foram visadas, de forma pouco sistematizada e formal, apenas algumas das tarefas necessárias para uma estratégia de geoconservação. Deste modo, para efectivar e otimizar uma verdadeira estratégia de geoconservação e gestão da RP, torna-se importante e necessário desenvolver uma metodologia de trabalho, propondo-se, por exemplo, a metodologia apresentada em Brilha (2005, 2006), tendo em conta as orientações e as propostas do Grupo Português da ProGEO.

– REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS –

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, C. A. (1985) – *Hidrogeologia do Algarve Central*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 333 pp.
- Antunes, M. T.; Manuppella, G.; Mein, P. e Zbyszewski, G. (1986) – Goldra: premier gisement karstique en Algarve, faune et industries. *Ciências da Terra (UNL)*, n.º 8, Lisboa, pp. 31-42.
- Antunes, M. T. e Pais, J. (1992) – The Neogene and Quaternary of Portugal. Excursion C (Portuguese part), *Ciências da Terra (UNL)*, n.º especial II, Lisboa, pp. 57-66.
- Araújo, M. (2001) – *Alfabetização Científica e Actividade Outdoor em Geologia: uma Experiência Inovadora*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Porto, 119 pp.
- Azerêdo, A. C.; Duarte, L. V.; Henriques, M. H. e Manuppella, G. (2003) – Da Dinâmica Continental no Triásico aos Mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 43 pp.
- Bonnet, C. (1850) – *Algarve (Portugal). Description géographique et géologique de cette province*. Acad. Royale Sciences de Lisbonne, Tradução de Maria Viegas (1990) – Secretaria de Estado da Cultura – Delegação Regional do Sul, 189 pp.
- Brilha, J. (2005) – *Património Geológico e Geoconservação: a Conservação da Natureza na sua Vertente Geológica*. Palimage Editores, Braga, 190 pp.
- Brilha, J. (2006) – Proposta metodológica para uma estratégia de geoconservação in Mirão, J. Balbino, A. (Coord.) – *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia, vol. III*, Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, Estremoz, pp. 925-927.
- Brilha, J.; Dias, G. T.; Mendes, A. C.; Henriques, R.; Azevedo, I. C. e Pereira, R. (1999) – A Internet e a divulgação do património geológico. *Resumos do I Seminário sobre o Património Geológico Português*, Instituto geológico e Mineiro, Lisboa. In: [http://geopor.pt/Gpref Ect/net_patrim.html] (acedido a 10 Setembro 2006)
- Buchdahl, J. (1999) – *Global Climate Change Student Guide: A review of contemporary and prehistoric global climate change*. Atmosphere, Climate & Environment, Information Programme, aric, Manchester Metropolitan University, Manchester, 99 pp.
- Cabral, J. (1995) – Neotectónica de Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, 31, Lisboa, 265 pp.
- Cabral, J. e Ribeiro, A. (1989) – Carta Neotectónica de Portugal, escala 1/1.000.000. Nota Explicativa. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 10 pp.
- C.M.L. (s.d.) – *Sítio Classificado da Rocha da Pena*. Brochura de divulgação. Câmara Municipal de Loulé – Terra de Loulé, Loulé, 19 pp.
- Coelho, V.; Fourneau, F.; Moreira, J. M.; Pera, T. (Coord.) (2001) – *Mapa Fisiográfico del Litoral Atlântico Algarve - Andalucía 1/50 000*. Junta de Andalucía e Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território de Portugal, 96 pp.
- Correia, F. M. C. (1989) – *Estudo biostratigráfico e microfósseis do Cretácico carbonatado da Bacia Sedimentar Meridional Portuguesa (Algarve)*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 370 pp.
- Crispim, J. A. (1982) – *Morfologia Cársica do Algarve*. Monografia de Licenciatura. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 172 pp.
- Crispim, J. A. (1987) – Os lapiás do carso do Algarve. *Sociedade Portuguesa de Espeleologia*. Publicação Especial, n.º 8, Lisboa, 8 pp.

- Dias, R. P. (2001) – *Neotectónica da Região do Algarve*. Tese de Doutoramento. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 369 pp.
- Dias R. P. e Cabral, J. (2005). Paleossismos no Algarve. *Comunicações do VI Encontro de Professores de Geociências do Algarve*, Escola Secundária de Loulé, CD-ROM, pp. 1-17.
- Feio, M. (1952) – *A Evolução do Baixo Alentejo e Algarve. Estudo de Geomorfologia*, Lisboa, 186 pp.
- Feio (1992) – Geomorfologia in Oliveira, J. T. (Coord.) – *Carta Geológica de Portugal, escala 1/200.000, Notícia explicativa da Folha 8, Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 11-15.
- Fénelon, P. (1967) – Vocabulaire français des phénomènes karstiques. *Mémoires et Documents - Phénomènes Karstiques*, Vol. 4, Centre Rech. Doc. Cart. Géogr., CNRS, pp. 13-68.
- Galopim de Carvalho, A. M. (1999) – *Geomonumentos: uma reflexão sobre a sua caracterização e enquadramento num projecto nacional de defesa e valorização do Património Natural*, Lisboa, 36 pp.
- Galopim de Carvalho, A. M. (2002) – *Introdução ao estudo do Magmatismo e das Rochas Magmáticas*. 1.^a Edição, Âncora Editora, Lisboa, 435 pp.
- Grillot, J. C. e Almeida, C. (1982) – Tectonic cassant posthercynienne dans l'Algarve (Sud du Portugal). Incidence sur l'hydrogéologie karstique. *Révue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, Vol. 23 (2), pp. 119-130.
- Horta, M. E. I. C. (1996) – *Património e Educação: Estudo Aplicado à Aldeia da Pena no Sítio Classificado da Rocha da Pena*, 1.^a edição, Câmara Municipal de Loulé, Loulé, 217 pp.
- INETI (2005) – Geo-Sítios – *Inventário de Sítios com Interesse Geológico*. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, I.P. In: [<http://www.igm.ineti.pt/egeo/bds/geositios/>] (acedido a 10 Março 2005)
- Jabaloy, A.; Galindo-Zaldívar, J. e González-Lodeiro (2002) – Palaeostress evoluion of the Iberian Península (Late Carboniferous to present-day. *Tectonophysics*, Elsevier. Publ., Amesterdam, 357, pp. 159-186.
- Jakucs, L. (1977) – *Morphogenetics of Karst Regions: Variants of Karst Evolution*. Adam Hilger/Bristol, Budapest, 284 pp.
- Jamicic, D. (2002) – The Relationship Between Tectonic Stylolites and Fold Morphology in Limestones of the Ôcroatica DepositsÓ (Croatia). *Geologia Croatica*, 55/1, Zagreb, pp. 79-81.
- Kullberg, J. C.; Pais, J.; e Manuppella, G. (1992) – Aspectos gerais da tectónica Alpina no Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, n.º 11, pp. 293-302.
- Legoinha, P.; Brilha, J. B. R. e Neves, L. (2000) – Geologia e Internet em Portugal. *I seminário sobre Utilização das Tecnologias da Informação e Comunicação em Geologia*, Universidade do Minho, Braga. In: [<http://www.geopor.pt/geotic/papers/legoinha.html>] (acedido a 10 Setembro 2006)
- Lopes, C. M. (2002) – *Análise e Modelação da Bacia do Algarve*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 173 pp.
- Lopes, F. e Fernandes, P. (2006a) – Promoção geológica e ambiental: o exemplo da Rocha da Pena (Algarve) in Mirão, J. Balbino, A. (Coord.) – *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia, vol. III*, Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, , Estremoz, pp. 953-956.
- Lopes, F. e Fernandes, P. (2006b) – A Rocha da Pena (Algarve) – Aspectos geológicos e geomorfológicos, *Guia de Campo do I Encontro de Professores de Geociências do Alentejo e Algarve*, Universidade do Algarve, Faro, CD-ROM, 18 pp.
- Lopes, F. e Monteiro, A. (2004) – *Modelado cársico no Concelho de Loulé*. In: [<http://sapiens.no.sapo.pt/>] (acedido a 30 Novembro 2005)

- Manuppella, G. (1988) – Litoestratigrafia e Tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, vol. 10, Lisboa, pp. 67-71.
- Manuppella, G. (Coord.) (1992a) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100.000, Folha Ocidental, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Manuppella, G. (Coord.) (1992b) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100.000, Folha Oriental. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Manuppella, G. (1992c) – Traços Gerais da Geologia Algarvia, Mesozóico in Manuppella, G. (Coord.) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100.000, Nota explicativa. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 6-8.
- Manuppella, G. (1992d) – Mesozóico, Estratigrafia, Algarve Oriental in Oliveira J. T. (Coord.), Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000, Notícia Explicativa da Folha 8. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 51-56.
- Manuppella, G.; Marques, B.; e Rocha, R. B. (1988) – Évolution tectono-sedimentar du basin de l'Algarve pendant le Jurassique. *2nd Intern. Symp. Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, pp. 1031-1046.
- Martins, A. F. (1949). *Maçiço Calcário Estremenho: Contribuição para um estudo de geografia física*, Coimbra. 248 pp.
- Martins, L. M. N. C. T. S. (1991) – *Actividade Ígnea Mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica)*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 419 pp.
- Medeiros, C. A. (2000) – *Geografia de Portugal: Ambiente Natural e Ocupação Humana, Uma Introdução*. 5.^a Edição. Editorial Estampa, Lisboa, 282 pp.
- Medeiros-Gouvêa, A. (1938) – *Algarve: aspectos fisiográficos*. Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, Instituto para a Alta Cultura, Lisboa, 160 pp.
- Melendez, B. (1986) – *Paleontologia, Vertebrados: Peces, Anfíbios, Reptiles y Aves, Tomo 2*, 2.^a Edição, PARANINFO, Madrid, 571 pp.
- Moura, D. (1998) – *Litoestratigrafia do Neogénico Terminal e Plistocénico na Bacia Centro-Algarve. Evolução Paleoambiental*. Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, Faro, 252 pp.
- Moura, D. (2001) – Últimos dois milhões de anos da história do Algarve, *Resumos das comunicações, II Encontro de Professores de Geociências do Algarve*, Lagos, pp. 13-14.
- Moura, D. e Boski, T.; Dias, R. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 84, f. 1, Lisboa, pp. A177-A180.
- Moura, D.; Boski, T.; Veiga-Pires, C. e Pereira, H. (2006) – Variações Climáticas no Algarve durante o Quaternário, *Comunicações do I encontro de Professores de Geociências do Alentejo e Algarve*, Universidade do Algarve, Faro, CD-ROM, pp. 17-22.
- Munhá, J. (1983) – Low-grade Regional Metamorphism in the Iberian Pyrite Belt. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 69, fasc. 1, pp. 3-35.
- Nichols, G. (1999) – *Sedimentology and Stratigraphy*, Blackwell Publishing, UK, 355 pp.
- Nicod, J. (1954) – *Les lapiés en Basse – Provence. Formes karstiques superficielles méconnues*. *Rev. Géogr. Alp.*, 42 (2), pp. 303-319.
- Oliveira, J. T. (1984) – Paleozóico, Estratigrafia, Zona Sul Portuguesa in Oliveira, J. T. (Coord.) – Carta Geológica de Portugal, escala 1/200.000, Notícia explicativa da Folha 7. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 17-27.

- Oliveira, J. T. (1990) – Stratigraphy and synsedimentary tectonism in R. D. Dallmeyer e E. Martinez Garcia (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, New York, pp. 334-347.
- Oliveira, J. T. (Coord.) (1992a) – Carta Geológica de Portugal, escala 1/200.000, Folha 8. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa
- Oliveira, J. T. (1992b) – Traços Gerais da Geologia Algarvia, Paleozóico in Manuppella, G. (Coord.) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100.000, Nota explicativa. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 4-6.
- Oliveira, J. T. (1992c) – Paleozóico, Estratigrafia, Zona Sul Portuguesa in Oliveira, J. T. (Coord.) – Carta Geológica de Portugal, escala 1/200.000, Notícia explicativa da Folha 8. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 31-38.
- Oliveira, J. T. (2001) – O Paleozóico do Algarve: de Alcoutim à Carrapateira. *Resumos das comunicações, II Encontro de Professores de Geociências do Algarve*, Lagos, pp. 1-4.
- Oliveira, J. T. ; Horn, M. ; Paproth, E. (1979) – Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal and on the Paleogeographic development compared to corresponding units in northwest Germany. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 65, pp. 151-168
- Oliveira, J. T.; Oliveira, V. (1996) – Síntese da geologia da Faixa Piritosa em Portugal, e das principais mineralizações associadas. In: Rego, M. (Coord.) – *Mineração no Baixo Alentejo*. Câmara Municipal de Castro verde, Castro Verde, pp. 8-27.
- Oliveira, J. P.; Pereira, E.; Ramalho, M. M.; Antunes, M. T.; e Monteiro, J. H. (Coord.) (1992) – Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Orion, N. e Hofstein (1994) – Factors that influence learning during a Scientific Field Trip in a Natural Environment. *Journal of Research in Science Teaching*, 31, (10), pp. 1097-1119
- Pais, J.; Legoinha, P.; Elderfield, H.; Sousa, L.; e Stevens, M. (2000) – The Neogene of Algarve (Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 14, pp. 277-288.
- Palain, C. (1975) – *Une série détritique terrigène. Les "Grès de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal*, Tese de Doutoramento, Université de Nancy, Nancy, 503 pp.
- Palain, C. (1977) – Age et paleogeographique de la base du Mesozoique (série des "Grès de Silves") de l'Algarve-Portugal, *Cuadernos Geologia Ibérica*, Vol. 4, Madrid, pp. 259-268.
- Ramalho, M. M. (1988) – 400 Milhões de Anos de Historia do Algarve. *Anais do Município de Faro*, n.º XVII, Faro, 45 pp.
- Ribeiro, A.; Antunes, A. T.; Ferreira, M. P. ; Rocha, R. B. ; Soares, A. F.; Zbyszewski, G; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J. H. (1979) - Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, R.; Manuppella, G e Oliveira, J. T. (1984) – Tectónica das Orlas Sedimentares in Oliveira, J. T. (Coord.) – Carta Geológica de Portugal, escala 1/200.000, Notícia explicativa da Folha 7. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 65-66.
- Ribeiro, A.; Kullberg, M. C.; Kullberg, J. C.; Manuppella, G.; e Phipps, S. (1990) – A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, Elsevier. Publ., Amesterdam, 184, pp. 357-366.
- Rocha, R. B. (1976) – Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 2, 178 pp.
- Rocha, R. B.; Ramalho, M. M.; Manuppella, G.; Zbyszewski, G. e Coelho, A. V. P. (1979) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000, Notícia explicativa da folha 51-B, Vila do Bispo. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 118 pp.

- Romariz, C.; Almeida, C.; e Silva, M.O. (1979) – Contributions to the Geology of Algarve (Portugal). II - Volcanic Structures in Eastern Algarve (Portugal). *Bol. Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências*, Lisboa, Vol. 16 (1), pp. 253-263.
- Romariz, C., Silva, M.O., Almeida, C.; e Palma, F. (1976) – Episódios vulcano-sedimentares no Algarve (Nota Prévia), *Bol. Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências*, Lisboa, Vol. 14 (2), pp. 373-376.
- Rosas., F. M.; Madureira, P. M.; Fonseca, P. E.; Ribeiro, A. (1993) – Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches: Estudo de afloramentos críticos ao longo desta sutura, situada no segmento sul da Cadeia Varisca Ibérica, *Gaia*, n.º 7, Lisboa, pp. 36-53.
- Salvador, P. e Vasconcelos, C. (2003) – Actividades *outdoor*: avaliação do seu impacte junto de alunos de um Clube de Ciências, *Geonovas*, vol. 17, Lisboa, pp. 53-59.
- Silva, J. B.; Oliveira, J. T.; e Ribeiro, A. (1990) – Structural Outline in R. D. Dallmeyer e E. Martínez Garcia (Eds.) – *Pré-Mesozóic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, New York, pp. 348-362.
- Suguio, K. (2003) – *Geologia Sedimentar*. Editora Edgard Blücher Ltda, São Paulo, 400 pp.
- Sweeting, M. M. (1972) – *Karst Landforms*. The Macmillan Press Lda, London, 362 pp.
- Teixeira, C. (1981) – *Geologia de Portugal, Vol. I - Precâmbrico, Paleozóico*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 629 pp.
- Terrinha, P. A. G. (1998) – *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. Tese de doutoramento. Department of Geology, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, London, United Kingdom, 425 pp.
- Terrinha, P. (2005). As fontes sismogénicas do offshore do Algarve. *Comunicações do VI Encontro de Professores de Geociências do Algarve*, Escola Secundária de Loulé, CD-ROM, pp. 6-15.
- Terrinha, P.; Dias, R.; e Cabral, J.; Ribeiro, A. e Pinheiro, L. (2000a) – Estrutura e evolução tectónica Meso-Cenozóica da Bacia Algarvia, Margem Sul Portuguesa. Correlação da estrutura onshore e offshore in Dias, J. A. e Ferreira, Ó. (Coord.) – *3.º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica*, Universidade do Algarve, Faro, pp. 185-186.
- Terrinha, P. e Ribeiro, A. (1995) – Tectonics of the Algarve Basin, South Portugal. IV Congresso Nacional de Geologia, Resumos alargados, Fac. Ciências e Museu e Lab. Mineralógico e Geológico, Universidade do Porto, *Memória*, n.º 4, Porto, pp. 321-325.
- Terrinha, P.; Ribeiro, C.; Kullberg, J. C.; Lopes, C. Rocha, R. e Ribeiro, A. (2000b) – Short-lived Compressive Episodes during the Mesozoic Rift Tectonics in the Algarve Basin, South Portugal: The Cause of Interruption of Marine Communication Around SW Corner of Iberia in Dias, J. A. e Ferreira, Ó. (Coord.) – *3.º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica*, Universidade do Algarve, Faro, pp. 185-186.
- Terrinha, P. A. G.; Ribeiro, A.; Kullberg, M. C.; Kullberg, J. C.; e Rocha, R. B. (1998) – Lower Jurassic to lowermost Cretaceous compressive episodes as the cause of early transient basin inversion episodes in the Algarve and Lusitanian Basins. Actas do V Congresso Nacional da Geologia, Lisboa, *Com. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 84/1, D49-D52.
- Tomé, R. (1996) – Morfologia Cársica no Concelho de Loulé – Abordagem preliminar. *al-ulyã – Revista do Arquivo Histórico Municipal de Loulé*, n.º 5, Loulé, pp. 217-239.
- Torsvik, T. H.; Carlos, D.; Mosar, J.; Cocks, L. R. M. e Malme, T. (2002) – Global reconstructions and North Atlantic palaeogeography 400 Ma to Recent. In: Eide, E.A. (coord.). *BATLAS – Mid Norway plate reconstructions atlas with global and Atlantic perspectives*. Geological Survey of Norway, pp. 18-39.

Tucker, M. E. e Wright, V. P. (2002) – *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, USA, 482 pp.

Vegas, R. (1988) – Alpine and Recent Geodynamic Evolution of Iberia: Crustal Implications. *In: Banda, E. e Mendes Victor, L. A. (Eds.) – Proceedings of the 5th Workshop on the EGT Project: The Iberia Peninsula, European Science Foundation, CEC, Estoril, pp. 91-98.*

– APÊNDICES –

Os materiais que se seguem encontram-se incluídos num CD-ROM, anexado à presente dissertação, de modo a poderem ser facilmente reproduzidos e utilizados:

Apêndice I – Mapa com a localização dos afloramentos e fotografias referidos no texto

Apêndice II – Mapa geológico da Rocha da Pena e da região envolvente

Apêndice III – Mapa geomorfológico da Rocha da Pena

Apêndice IV – Pannel: *A Rocha da Pena* (miniatura anexada)

Apêndice V – Pannel: *A morfologia cársica da Rocha da Pena* (miniatura anexada)

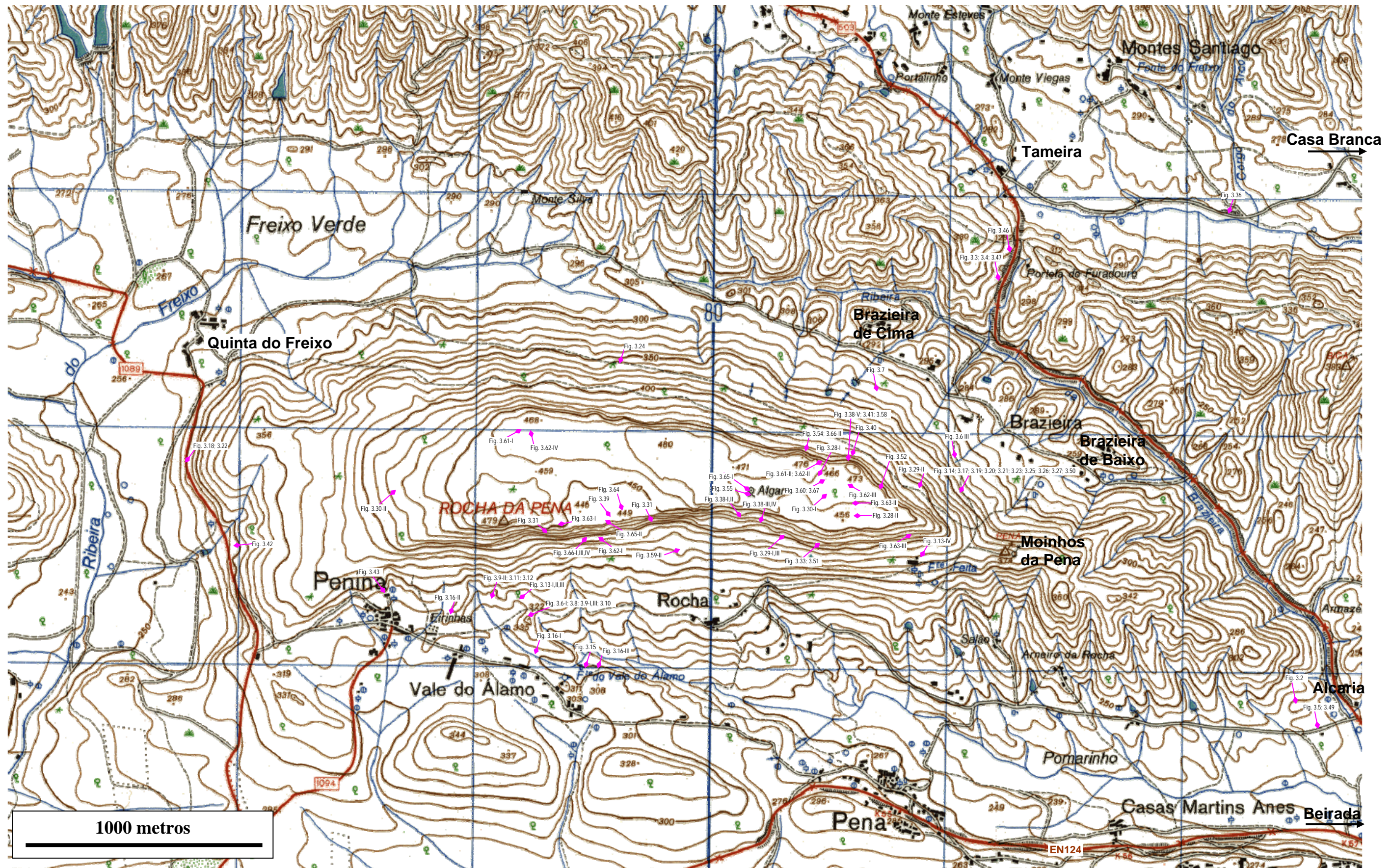
Apêndice VI – Pannel: *Formações rochosas da vertente norte da Rocha da Pena* (miniatura anexada)

Apêndice VII – Pannel: *Formações rochosas da vertente sul da Rocha da Pena* (miniatura anexada)

Apêndice VIII (separata) – Guia-de-campo: *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – Ao encontro da geodiversidade*

Apêndice IX – Folheto A₄: *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – Ao encontro da geodiversidade*

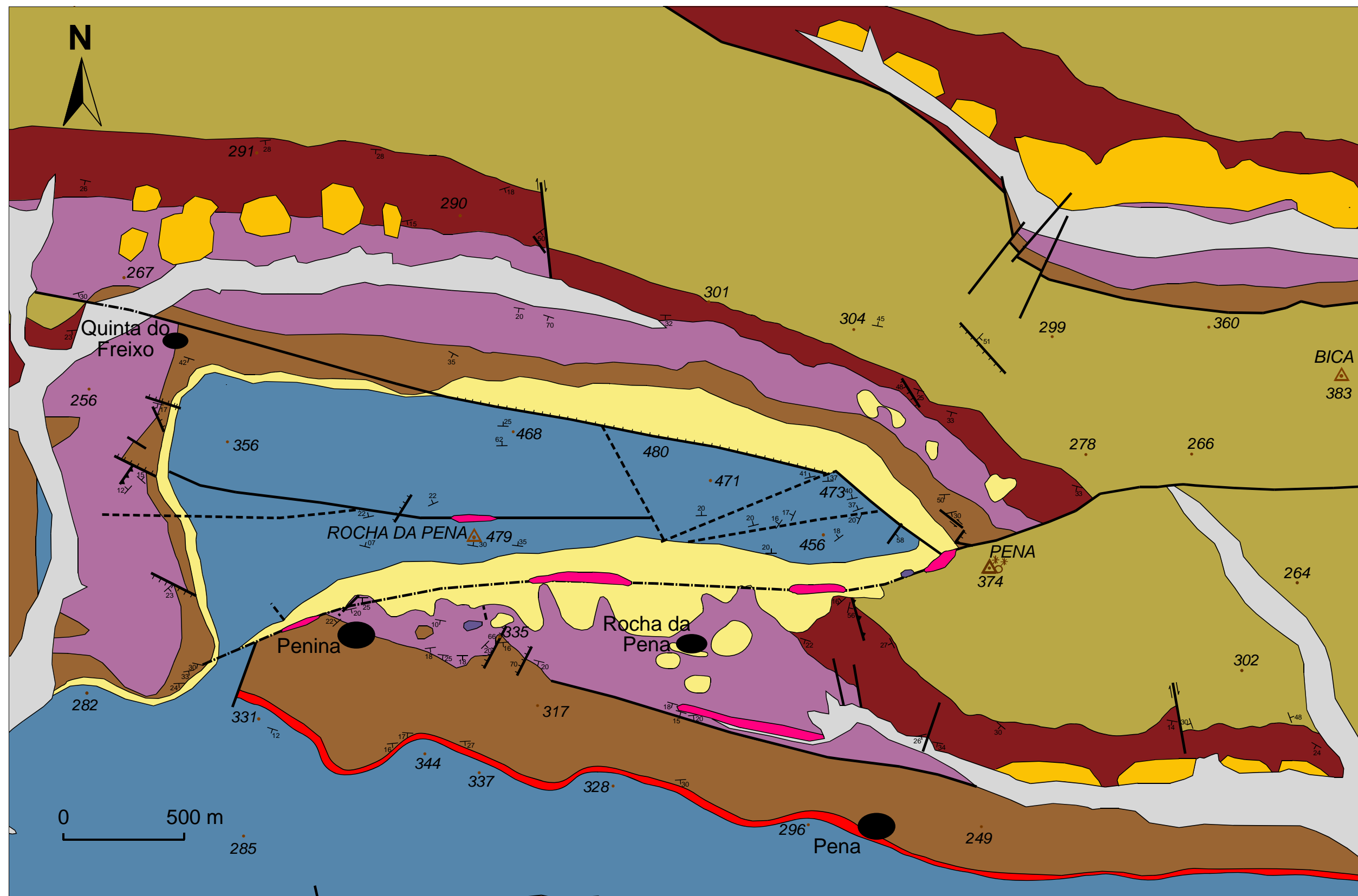
Apêndice X – Página Web: *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – Ao encontro da geodiversidade*



Parte da folha 588 (Salir) da Carta Militar de Portugal na escala original 1/25.000 do IGEO.










MAPA GEOLÓGICO DA ROCHA DA PENA E DA ÁREA ENVOLVENTE






Francisco Lopes (2006)



Cartografia do autor e adaptada da folha oriental da Carta Geológica da Região Algarvia, na escala 1/100.000, SGP (1992); base cartográfica: folha 588 da Carta Militar de Portugal na escala original 1/25.000 do IGEO.

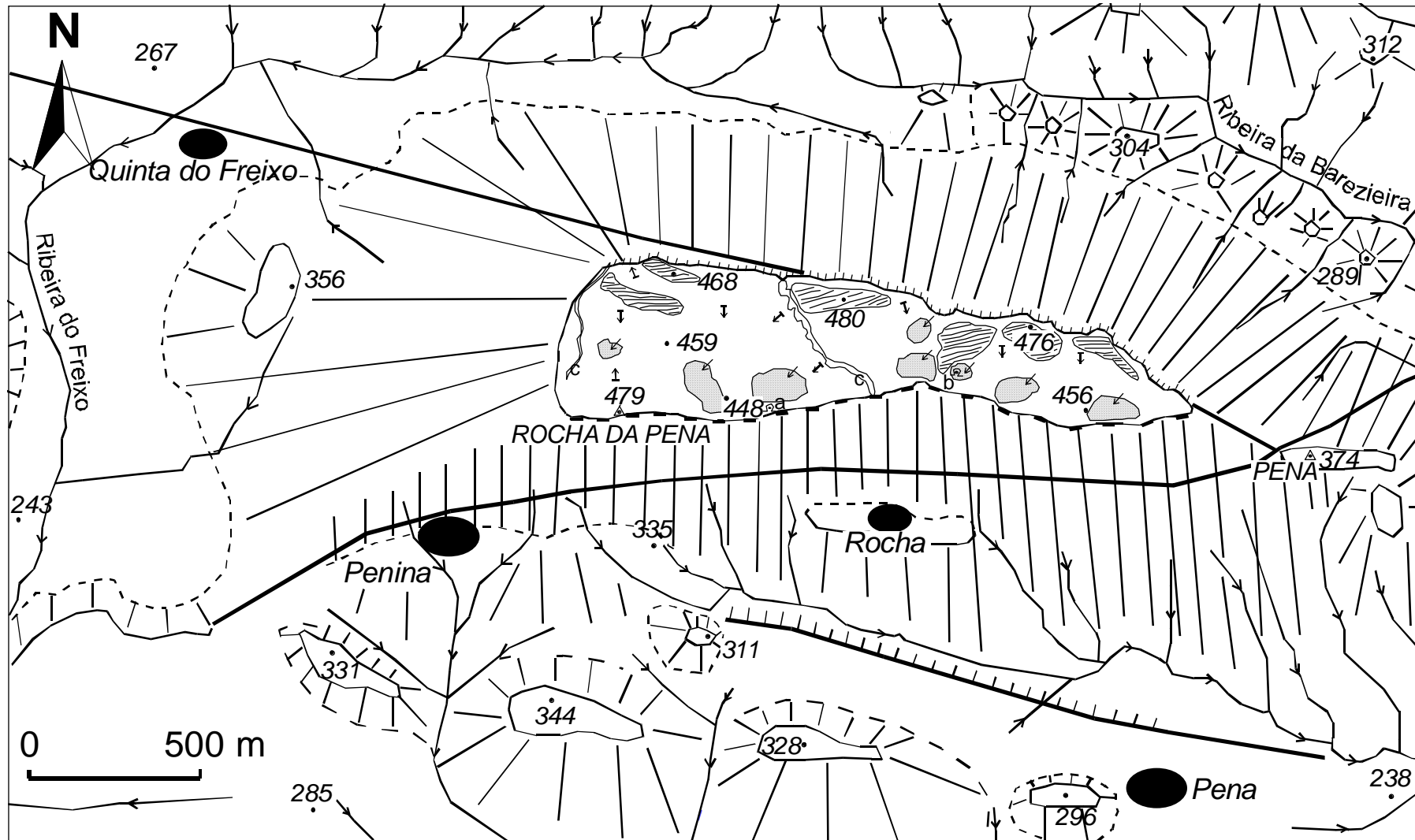
LEGENDA

Neogénico	Quaternário		Aluvião
			Depósitos de vertente
	Pliocénico		Cascalheiras e areias
Jurássico Inferior	Sinemuriano		Formação de Picavessa (dolomitos, calcários dolomíticos, calcários e brecha dolomítica)
			Argilas vermelhas do topo do Complexo vulcano-sedimentar
	Hetangiano		Complexo vulcano-sedimentar (piroclastos remobilizados, tufo vulcânicos, brechas vulcânicas, intrusões de doleritos e escoadas de basaltos)
			Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (argilitos e arenitos finos, calcários, dolomitos e gesso intercalados)
Triásico Superior	Retiano		Arenitos de Silves (arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados)
			Formação de Mira (xistos argilosos e grauvaques)
Carbonífero	Namuriano		

	Falha
	Falha normal
	Falha inversa
	Desligamento
	Falha provável
	Falha oculta
	Limite geológico
	Atitude da estratificação (direcção e inclinação)
	Vértice Geodésico e pontos cotado
	Moinho
	Povoação
	Gesso
	Intrusão básica









MAPA GEOMORFOLÓGICO DA ROCHA DA PENA

Francisco Lopes (2006)



Cartografia realizada com recurso a trabalho de campo e a fotografias aéreas à escala 1:15.000 fornecidas pelo IGEO; base cartográfica: folha 588 da Carta Militar de Portugal na escala original 1/25.000 do IGEO.

LEGENDA

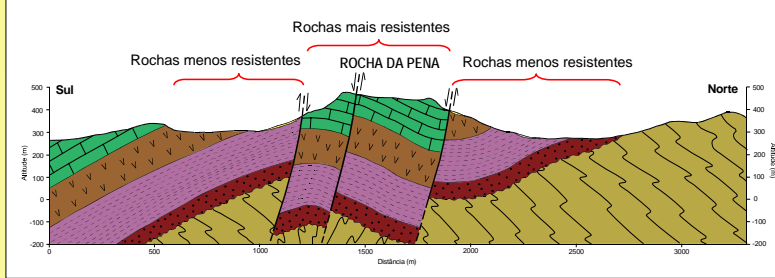
	Topo e base da vertente
	Vertente rectilínea (maior proximidade dos traços verticais indica maior declive)
	Escarpa de falha
	Cornija
	Falha
	Linha de água
	Sentido da inclinação da superfície topográfica
	Dolina
	Campo de lapiás
	Algar (a- Algar da Caldeirinha; b- Algar dos Mouros)
	Ponto cotado e Vértice Geodésico (altitude em metros)
	Povoação
	Amuralhamento de cascalheiras do Neolítico.

A Rocha da Pena

As formações rochosas da Rocha da Pena

A Rocha da Pena é formada por rochas sedimentares carbonatadas (calcários, dolomitos e brechas carbonatadas) e a região envolvente é constituída por rochas de origem sedimentar e magmática. Esta variedade de rochas indica-nos que nesta área existiram, ao longo do tempo, ambientes geológicos diversificados. No corte geológico e na coluna litostratigráfica, que se encontram à direita, é possível observar, de uma forma simplificada, as diferentes litologias que constituem a Rocha da Pena e a região envolvente.

Corte geológico evidenciando as formações rochosas da Rocha da Pena



Coluna Litostratigráfica	Tipos de rochas
0,01 Ma* – Actual	Areias, argilas e seixos
1,81 Ma* – Actual	Depósitos de vertentes – fragmentos de rochas carbonatadas a cobrir as vertentes da Rocha da Pena
190 – 180 Ma*	Calcários, dolomitos e brechas carbonatadas
195 – 190 Ma*	Rochas magmáticas: lavas de basaltos; piroclastos; brechas vulcânicas e intrusões de doleritos
200 – 195 Ma*	Argilas com carbonatos e evaporitos intercalados
230 – 200 Ma*	Arenitos, algumas argilas e leitos de seixos
325 – 310 Ma*	Xistos argilosos e grauvaques intercalados

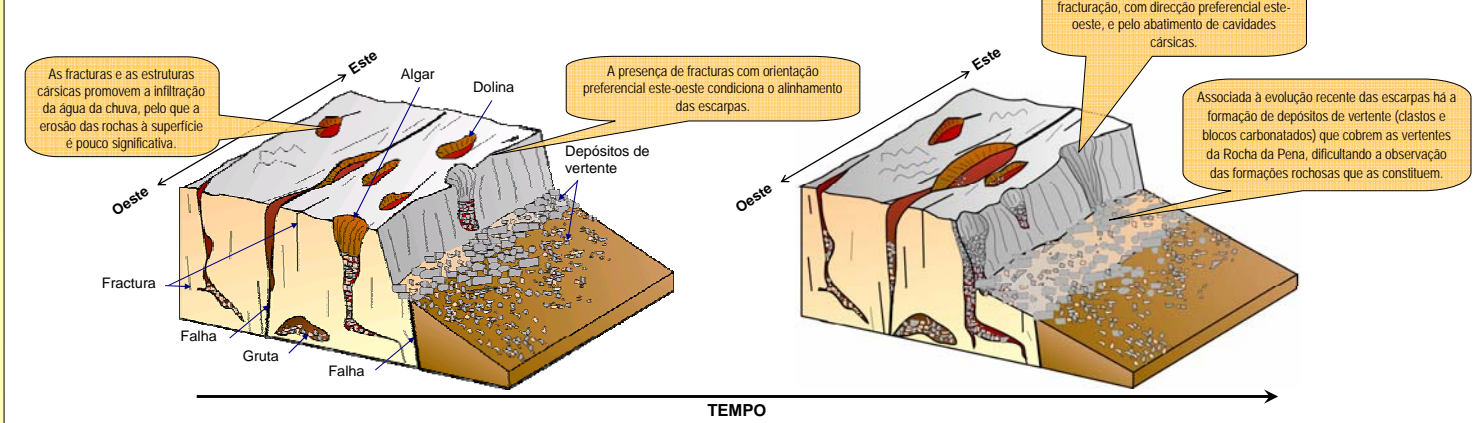
* Ma – Milhões de anos

Origem da Rocha da Pena e evolução das escarpas

O destacamento da Rocha da Pena em relação ao relevo envolvente parece estar principalmente associado a uma importante erosão diferencial (erosão determinada pelas diferentes resistências das rochas) – os calcários e dolomitos, mais resistentes, resistiram aos processos erosivos, enquanto as rochas vulcano-argiloso-areníticas, menos resistentes, foram erodidas, como é evidenciado no corte geológico apresentado acima. Por outro lado, a natureza carbonatada das rochas da Rocha da Pena, permitiu o desenvolvimento de uma morfologia típica, denominada modelado cársico (lapiás, dolinas, algares e grutas). Essa morfologia cársica, associada à elevada fracturação das rochas, promove uma rápida infiltração da água da chuva e consequentemente um fraco escoamento superficial, sendo as taxas de erosão das rochas à superfície bastante baixas. Deste modo, a Rocha da Pena tem sido conservada ao longo do tempo.

A Rocha da Pena a norte e a sul é limitada por escarpas que parecem resultar de uma evolução mista – tectónica (falhas e diáclases com orientação preferencial este-oeste) e por meteorização cársica (dissolução das rochas pela água da chuva e abatimentos de cavidades), como é apresentado no esquema à direita.

Esquema simplificado da evolução das escarpas norte e sul da Rocha da Pena

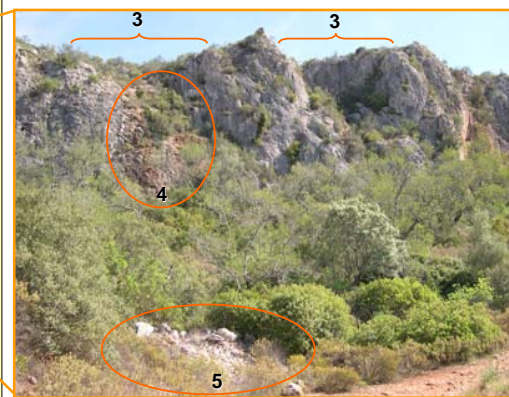


A escarpa sul

Panorâmica de uma parte da escarpa sul



Pormenor de uma parte da escarpa sul



Legenda:

1. Rochas carbonatadas, mais resistentes à erosão.
2. Rochas vulcano-argiloso-areníticas, menos resistentes à erosão.
3. Recuos com forma côncava na escarpa, resultantes do abatimento de cavidades cársicas (grutas, algares, dolinas).
4. Zona da escarpa onde as rochas (brechas carbonatadas) resultaram da consolidação de materiais que preencheram uma cavidade cársica.
5. Clastos e blocos de dimensão variável de rochas carbonatadas, que resultam da evolução da escarpa – depósitos de vertente.

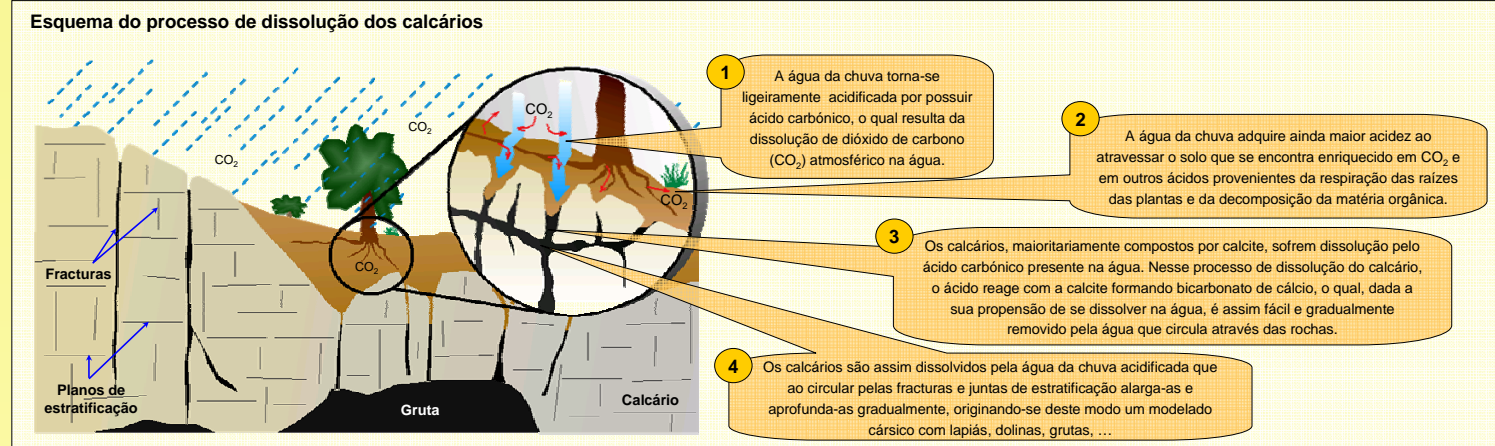
As rochas apresentam cavidades e fissuras devido à existência de fracturas que acabaram por ser alargadas e aprofundadas devido à circulação da água da chuva, a qual tem a capacidade de dissolver as rochas carbonatadas.

A coloração da superfície das rochas da escarpa é, normalmente, cinzenta. Contudo, esta cor é resultante da meteorização química das rochas, por reacção dos seus elementos metálicos com o oxigénio atmosférico. A sua cor real é, entre outras, branca e bege.

A morfologia cársica da Rocha da Pena

Características e origem da morfologia cársica

A Rocha da Pena é formada por calcários e dolomitos e apresenta estruturas típicas do modelado cársico. Este tipo de paisagem caracteriza-se pela existência de formas superficiais (lapiás, dolinas, ...) e subterrâneas (grutas), cuja formação se deve a um processo lento e natural denominado carsificação. Esse processo consiste essencialmente no alargamento e aprofundamento gradual de fracturas e planos de estratificação através da dissolução de rochas carbonatadas, como os calcários e os dolomitos. O processo de dissolução dos calcários encontra-se esquematizado na figura à direita.



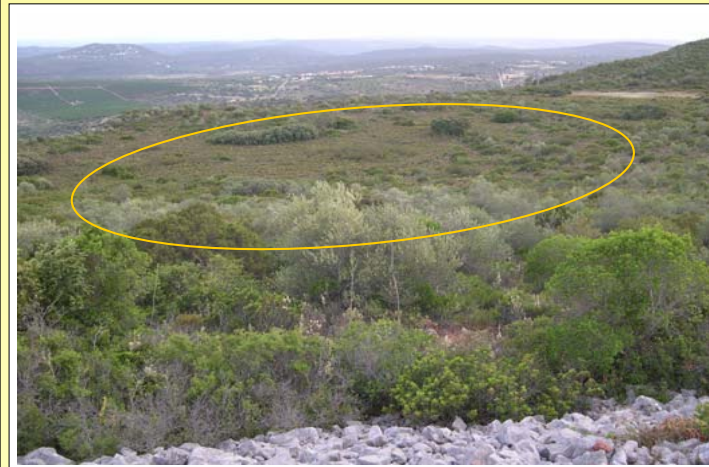
Formas cársicas mais comuns na Rocha da Pena

Terra rossa – depósito argiloso de cor vermelha, resultante da acumulação dos resíduos insolúveis presentes nas rochas carbonatadas (argilas, areia fina e óxidos de ferro) que ficam retidos como um solo residual, no fundo dos sulcos, devido à dissolução dessas rochas.



Terra rossa e fragmentos de calcários (martelo como escala).

Dolinas – Depressões geralmente fechadas, de dimensão variável (da dezena à centena de metros de diâmetro), mais largas do que profundas, e com contorno aproximadamente circular ou elíptico.



Dolina de dissolução (fotografia tirada a partir do amuralhamento de cascalheiras central, para sudoeste).

Algares – Cavidades que se desenvolvem no sentido vertical, mais profundas do que largas, e que podem comunicar com cavidades subterrâneas (grutas).



Entrada do Algar da Caldeirinha – cavidade com cerca de 15 m de desenvolvimento vertical (martelo como escala).

Lapiás – Formas escavadas e em relevo *esculpidas* nas rochas, que afloram à superfície ou que estão cobertas de solo.



Corrosão dos lapiás – corrosão alveolar.



Campo de lapiás semi-enterrado no sector este da Rocha da Pena (martelo e lapiseiras como escalas).



Corrosão dos lapiás – corrosão alveolar.



Corrosão dos lapiás – pia de dissolução.

Grutas – Cavidades subterrâneas naturais, simples ou constituídas por complexas ramificações, podendo apresentar um desenvolvimento vertical e/ou horizontal. No seu interior pode-se encontrar espeleotemas – estruturas como as estalactites, estalagmites e colunas – que resultam da precipitação de carbonato de cálcio (normalmente calcite).



Entrada do Algar dos Mouros – gruta de desenvolvimento horizontal com entrada semi-vertical.

Formações rochosas da vertente norte da Rocha da Pena

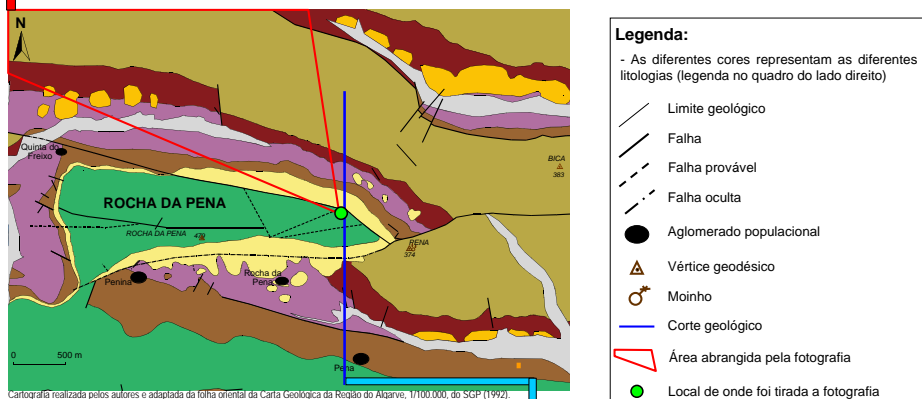
Fotografia panorâmica da vertente norte



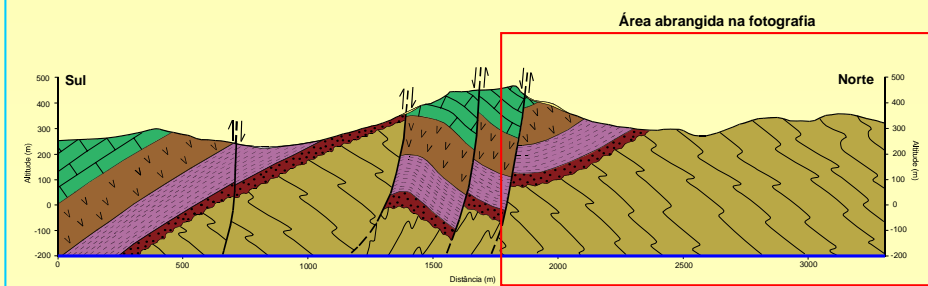
As rochas são como livros, se as soubermos ler podemos conhecer a sua história. Através das rochas podemos saber quais as condições e os ambientes que existiram durante a sua formação e conhecer, ainda, a localização paleogeográfica dos continentes e oceanos onde essas rochas se formaram. Com as rochas existentes na Rocha da Pena e na região envolvente podemos reconstituir uma parte da história geológica do Algarve (ver quadro e evolução paleogeográfica abaixo).

Idade Milhões de anos (Ma)	Coluna litostratigráfica (não reflecte a verdadeira espessura das litologias)	Nome da Formação	Litologia (características e origem das rochas)
Quaternário (Holocénico) (0,01 Ma – Presente)		Aluviões	<u>Rochas:</u> areias, argilas e seixos. <u>Origem:</u> materiais depositados pelos cursos de água no seu leito e fora deste durante períodos de cheia.
Quaternário (1,81 Ma – Presente)		Depósitos de vertente	<u>Rochas:</u> fragmentos de rochas carbonatadas, angulosos, de dimensão variada, geralmente não consolidados. <u>Origem:</u> materiais associados à evolução das escarpas e vertentes da Rocha da Pena, resultantes da meteorização física das rochas e que se movimentam por acção da gravidade.
Pliocénico – Quaternário (2 – 0,01 Ma)		Cascalheiras e areias	<u>Rochas:</u> fragmentos de grauwagues, xistos e quartzo, de dimensão variável, não consolidados. <u>Origem:</u> transportados e depositados por antigas redes fluviais.
Jurássico Inferior (190 – 180 Ma)		Formação de Picavessa	<u>Rochas:</u> carbonatadas (calcários, dolomitos e brechas dolomíticas) de cor clara. <u>Origem:</u> sedimentação em plataformas marinhas carbonatadas pouco profundas (inferiores a 100 metros) e de águas quentes.
Jurássico Inferior (195 – 190 Ma)		Complexo vulcano-sedimentar	<u>Rochas:</u> lavas de basaltos, proclastos (materiais sólidos expelidos nas erupções vulcânicas) e intrusões de doleritos; normalmente, muito alteradas. <u>Origem:</u> magmatismo associado à evolução de um rifte continental (vale formado por falhas, na fronteira de placas tectónicas divergentes).
Triásico Superior – Jurássico Inferior (200 – 195 Ma)		Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas	<u>Rochas:</u> argilas de tonalidade avermelhada, por vezes, violácea e esverdeada, com intercalações de arenitos finos, carbonatos e evaporitos. <u>Origem:</u> sedimentação num clima quente e seco em lagoas marinhas salgadas temporárias.
Triásico Superior (230 – 200 Ma)		Arenitos de Silves	<u>Rochas:</u> arenitos, argilas e alguns leitos de seixos (conglomerados) com coloração avermelhada. <u>Origem:</u> deposição em ambientes fluviais, num clima quente e seco. Entre estes sedimentos e a Formação de Mira existe um hiato temporal de cerca de 80 milhões de anos, devido ao levantamento tectónico e à erosão associada que ocorreu nesse período.
Carbonífero (325 – 310 Ma)		Formação de Mira	<u>Rochas:</u> camadas alternantes de xistos argilosos e grauwagues com tonalidades acastanhadas, por vezes, acinzentadas e violáceas; rochas dobradas e fracturadas. <u>Origem:</u> sedimentação de areias e argilas transportadas para bacias oceânicas profundas, por correntes de turbidez (mistura de água e sedimentos que se desloca sobre taludes submarinos); deformação posterior das rochas associada à origem de uma cadeia montanhosa.

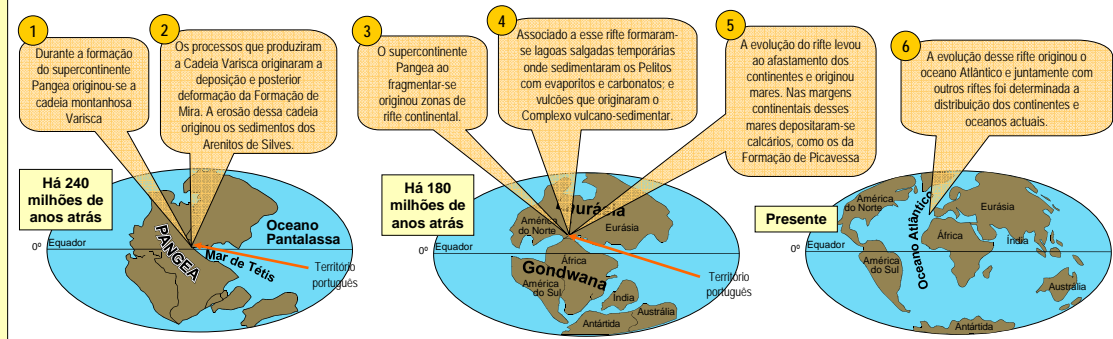
Mapa geológico simplificado da Rocha da Pena e da região envolvente



Corte geológico evidenciando a vertente norte da Rocha da Pena

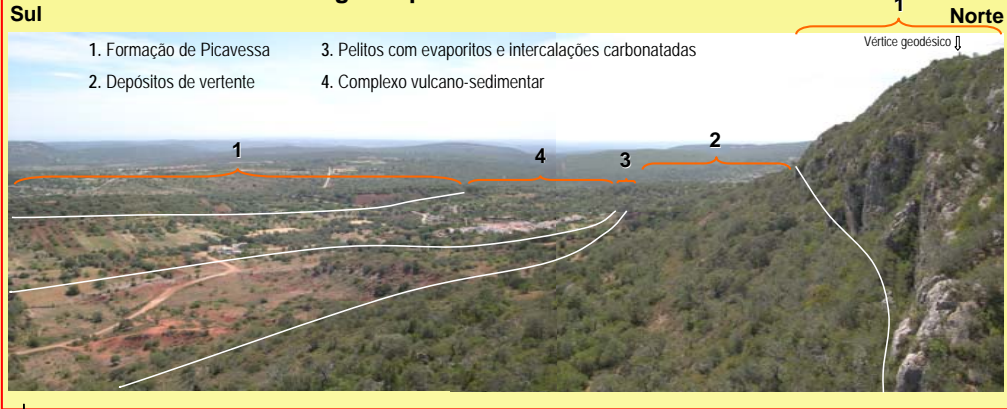


Evolução paleogeográfica dos continentes e oceanos



Formações rochosas da vertente sul da Rocha da Pena

Fotografia panorâmica da vertente sul

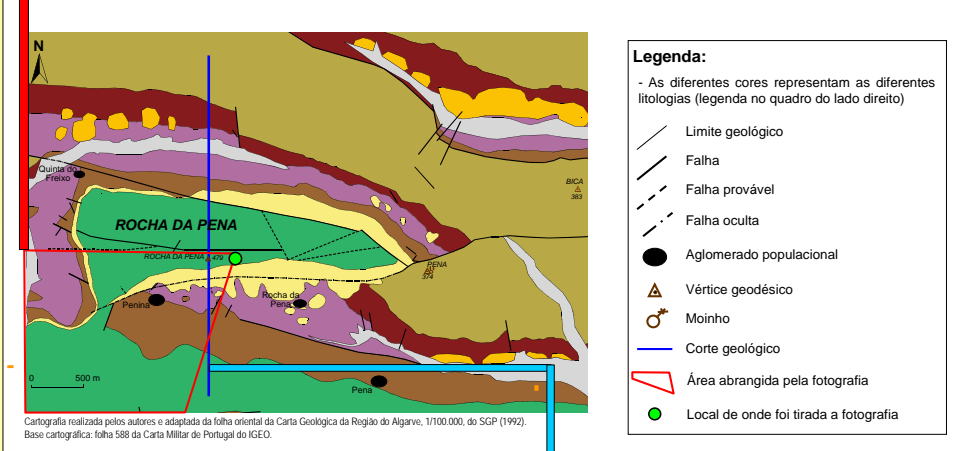


- 1. Formação de Picavessa
- 2. Depósitos de vertente
- 3. Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas
- 4. Complexo vulcano-sedimentar

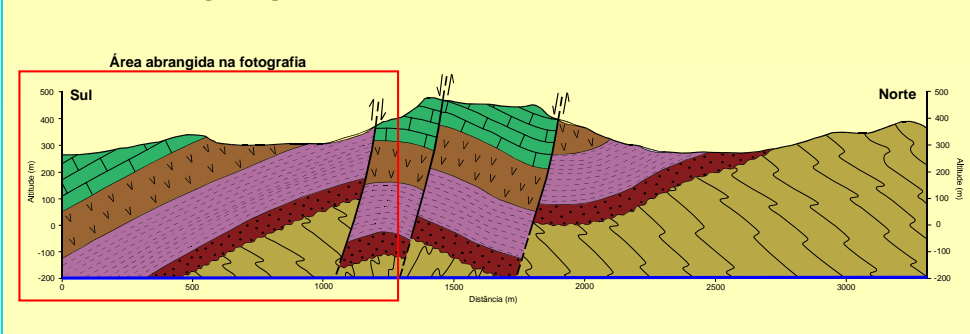
As rochas são como livros, se as soubermos ler podemos conhecer a sua história. Através das rochas podemos saber quais as condições e os ambientes que existiram durante a sua formação e conhecer, ainda, a localização paleogeográfica dos continentes e oceanos onde essas rochas se formaram. Com as rochas existentes na Rocha da Pena e na região envolvente podemos reconstituir uma parte da história geológica do Algarve (ver quadro e evolução paleogeográfica abaixo).

Idade Milhões de anos (Ma)	Coluna litoestratigráfica (não reflecte a verdadeira espessura das litologias)	Nome da Formação	Litologia (características e origem das rochas)
Quaternário (Holocénico) (0,01 Ma – Presente)		Aluviões	<u>Rochas:</u> areias, argilas e seixos. <u>Origem:</u> materiais depositados pelos cursos de água no seu leito e fora deste durante períodos de cheia.
Quaternário (1,81 Ma – Presente)		Depósitos de vertente	<u>Rochas:</u> fragmentos de rochas carbonatadas, angulosos, de dimensão variada, geralmente não consolidados. <u>Origem:</u> materiais associados à evolução das escarpas e vertentes da Rocha da Pena, resultantes da meteorização física das rochas e que se movimentam por acção da gravidade.
Pliocénico – Quaternário (2 – 0,01 Ma)		Cascalheiras e areias	<u>Rochas:</u> fragmentos de grauwauques, xistos e quartzo, de dimensão variável, não consolidados. <u>Origem:</u> transportados e depositados por antigas redes fluviais.
Jurássico Inferior (190 – 180 Ma)		Formação de Picavessa	<u>Rochas:</u> carbonatadas (calcários, dolomitos e brechas dolomíticas) de cor clara. <u>Origem:</u> sedimentação em plataformas marinhas carbonatadas pouco profundas (inferiores a 100 metros) e de águas quentes.
Jurássico Inferior (195 – 190 Ma)		Complexo vulcano-sedimentar	<u>Rochas:</u> lavas de basaltos, piroclastos (materiais sólidos expelidos nas erupções vulcânicas) e intrusões de doleritos; normalmente, muito alteradas. <u>Origem:</u> magmatismo associado à evolução de um rifte continental (vale formado por falhas, na fronteira de placas tectónicas divergentes).
Triásico Superior – Jurássico Inferior (200 – 195 Ma)		Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas	<u>Rochas:</u> argilas de tonalidade avermelhada, por vezes, violácea e esverdeada, com intercalações de arenitos finos, carbonatos e evaporitos. <u>Origem:</u> sedimentação num clima quente e seco em lagoas marinhas salgadas temporárias.
Triásico Superior (230 – 200 Ma)		Arenitos de Silves	<u>Rochas:</u> arenitos, argilas e alguns leitos de seixos (conglomerados) com coloração avermelhada. <u>Origem:</u> deposição em ambientes fluviais, num clima quente e árido. Entre estes sedimentos e a Formação de Mira existe um hiato temporal de cerca de 80 milhões de anos, devido ao levantamento tectónico e à erosão associada que ocorreu nesse período.
Carbonífero (325 – 310 Ma)		Formação de Mira	<u>Rochas:</u> camadas alternantes de xistos argilosos e grauwauques com tonalidades acastanhadas, por vezes, acinzentadas e violáceas; rochas dobradas e fracturadas. <u>Origem:</u> sedimentação de areias e argilas transportadas para bacias oceânicas profundas, por correntes de turbidez (mistura de água e sedimentos que se desloca sobre taludes submarinos); deformação posterior das rochas associada à origem de uma cadeia montanhosa.

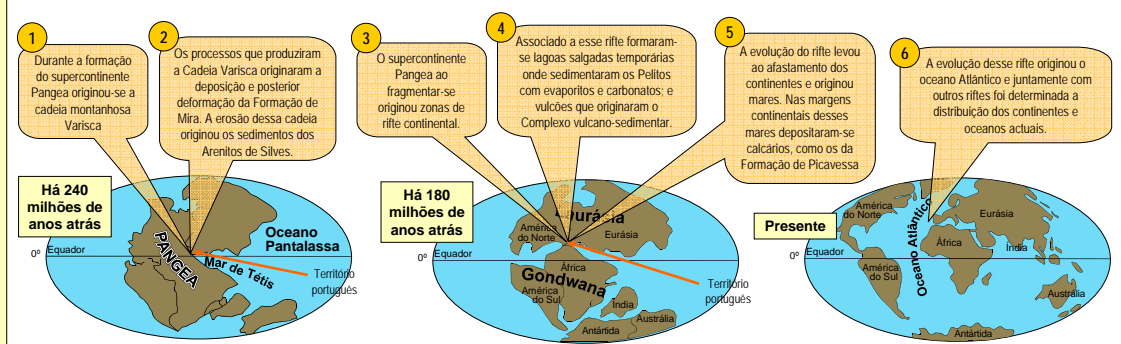
Mapa geológico simplificado da Rocha da Pena e da região envolvente



Corte geológico evidenciando a vertente sul da Rocha da Pena



Evolução paleogeográfica dos continentes e oceanos



ROCHA DA PENA

(LOULÉ, ALGARVE)

AO ENCONTRO DA GEODIVERSIDADE



GUIA-DE-CAMPO

Francisco Lopes

2006

ÍNDICE

1. Introdução.....	1
2. Enquadramento geográfico e geomorfológico.....	2
3. Enquadramento geológico.....	4
4. Alguns locais de interesse geológico na RP.....	7
Local A – Estrada 503, entre a Brazieira e a Tameira (panorâmica da vertente norte da RP; afloramentos da Formação de Mira).....	7
Local B – Caminho Brazieira - moinhos da Pena (afloramento do Complexo vulcano-sedimentar; falha E-O que atravessa a vertente sul da RP e põe a contactar a Formação de Mira com a Formação de Picavessa)...	10
Local C – Alcaria, caminho Alcaria - RP (afloramento dos Arenitos de Silves; zona perto do contacto entre a Formação de Mira e os Arenitos de Silves).....	14
Local D – A oeste das Eirinhas, no caminho Eirinhas - RP (afloramento de Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas; panorâmica da vertente e da escarpa sul da RP).....	15
Local E – Fonte do Vale do Álamo (afloramento de material piroclástico da base do Complexo vulcano-sedimentar).....	17
Local F – Subida ao longo da vertente sul (escarpa sul da RP; brechas cársicas e afloramentos da Formação de Picavessa).....	18
Local G – Miradouro norte (panorâmica da vertente norte) e LOCAL H – Vértice Geodésico 479 m (panorâmica da vertente sul).....	19
5. Morfologia cársica.....	20
6. Estrutura, génese e evolução da RP e das suas escarpas.....	23
7. Referências Bibliográficas.....	26
8. Anexos.....	27

1. INTRODUÇÃO

A Rocha da Pena (RP) (Fig. 1) é um local de reconhecido interesse multidisciplinar devido às suas particularidades geológicas, geomorfológicas, biológicas, paisagísticas e culturais, constituindo presentemente uma área protegida sob a figura do Sítio Classificado da RP, nos termos do Decreto-Lei n.º 392/91 de 10 de Outubro. As suas particularidades atribuem-lhe um estatuto que lhe confere o reconhecimento suficiente para ser citada nos mais diversos tipos de literatura e meios de comunicação com um cariz mais científico e investigativo ou de índole meramente divulgativa. Por exemplo, M. FEIO (1952, p. 103), no seu trabalho sobre “A Evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve” refere-se à RP como «(...) o único relevo verdadeiramente vigoroso de toda a Orla Algarvia (...)».

Reconhecendo a RP como um geomonumento e um local de elevada geodiversidade, dadas as suas características de monumentalidade e particularidades e a nível da geologia, esta deve ser considerada um património geológico que importa valorizar e divulgar como um georrecurso cultural, numa concepção de cultura alargada ao saber científico, não renovável, e que deve ser preservada e legada como herança às gerações futuras [1, 2]. Nesse sentido e tendo em conta a elevada geodiversidade e a boa acessibilidade que a RP apresenta, esta constitui um local com elevado interesse científico-educativo passível de uma exploração em actividades *outdoor*¹ integradas no ensino formal ou mesmo no ensino não-formal², onde, por exemplo, durante uma Saída de Campo os visitantes poderão, na perspectiva das Geociências e da Educação Ambiental, explorar diversos aspectos geológicos e geomorfológicos, tais como:

- i) Enquadramento geológico – litologias, respectivos ambientes geológicos e estruturas não-tectónicas (estruturas sedimentares), realçando o facto das rochas e das estruturas por elas evidenciadas representarem testemunhos da história geológica da Terra;
- ii) Estrutura, génese e evolução da RP e das suas escarpas – estruturas tectónicas (fracturas, dobras) e condicionantes responsáveis pela origem e evolução da RP;
- iii) Morfologia cársica – génese e algumas formas cársicas presentes na RP.

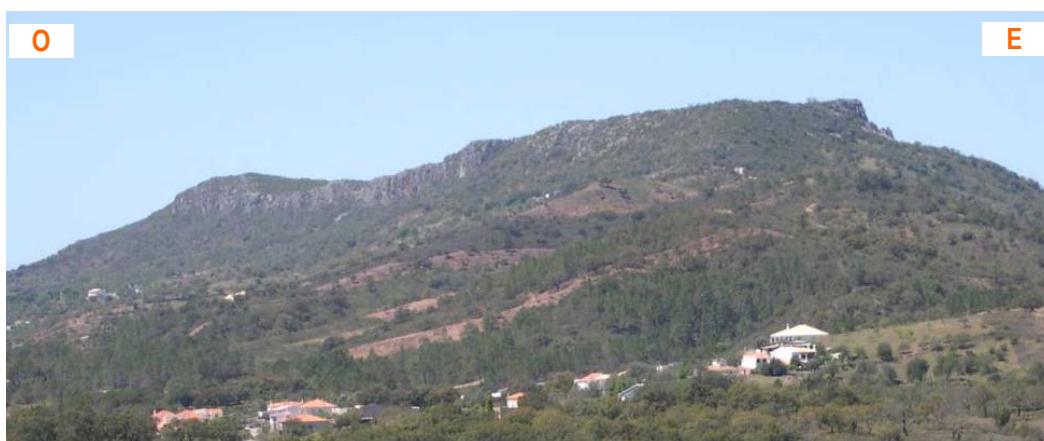


Fig. 1 – Panorâmica da vertente sul da RP, evidenciando-se uma escarpa imponente com orientação E-O.

¹ Actividade *outdoor*, no sentido aqui empregue, refere-se a uma actividade realizada em ambiente natural como, por exemplo, o estudo de um afloramento rochoso [4]. Contudo, é de realçar que este tipo de actividade deve ter um carácter holístico e deve ser organizado e desenvolvido por monitores com preparação científica e académica para o efeito [5].

² O ensino formal enquadra as actividades curriculares, portanto, no âmbito de um programa curricular de uma determinada disciplina e de um determinado nível de ensino. Por outro lado, o ensino não-formal engloba as actividades extra-curriculares, como clubes de ciência, passeios pedestres e outras actividades realizadas no âmbito da divulgação e da alfabetização científicas [5, 6].

2. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOMORFOLÓGICO

A RP localiza-se no Algarve, no concelho de Loulé, a oeste da vila de Salir (Fig. 2), encontrando-se na transição entre a Serra Algarvia e o Barrocal Algarvio, abrangendo a Serra no sector norte e o Barrocal no sector sul (Fig. 3). Este relevo, juntamente com outros relevos a oriente, como a Rocha dos Soidos e a Rocha de Messines, constitui o alinhamento E-O mais setentrional de relevos carbonatados [3] do Barrocal Algarvio e da Bacia Algarvia no Algarve Central.

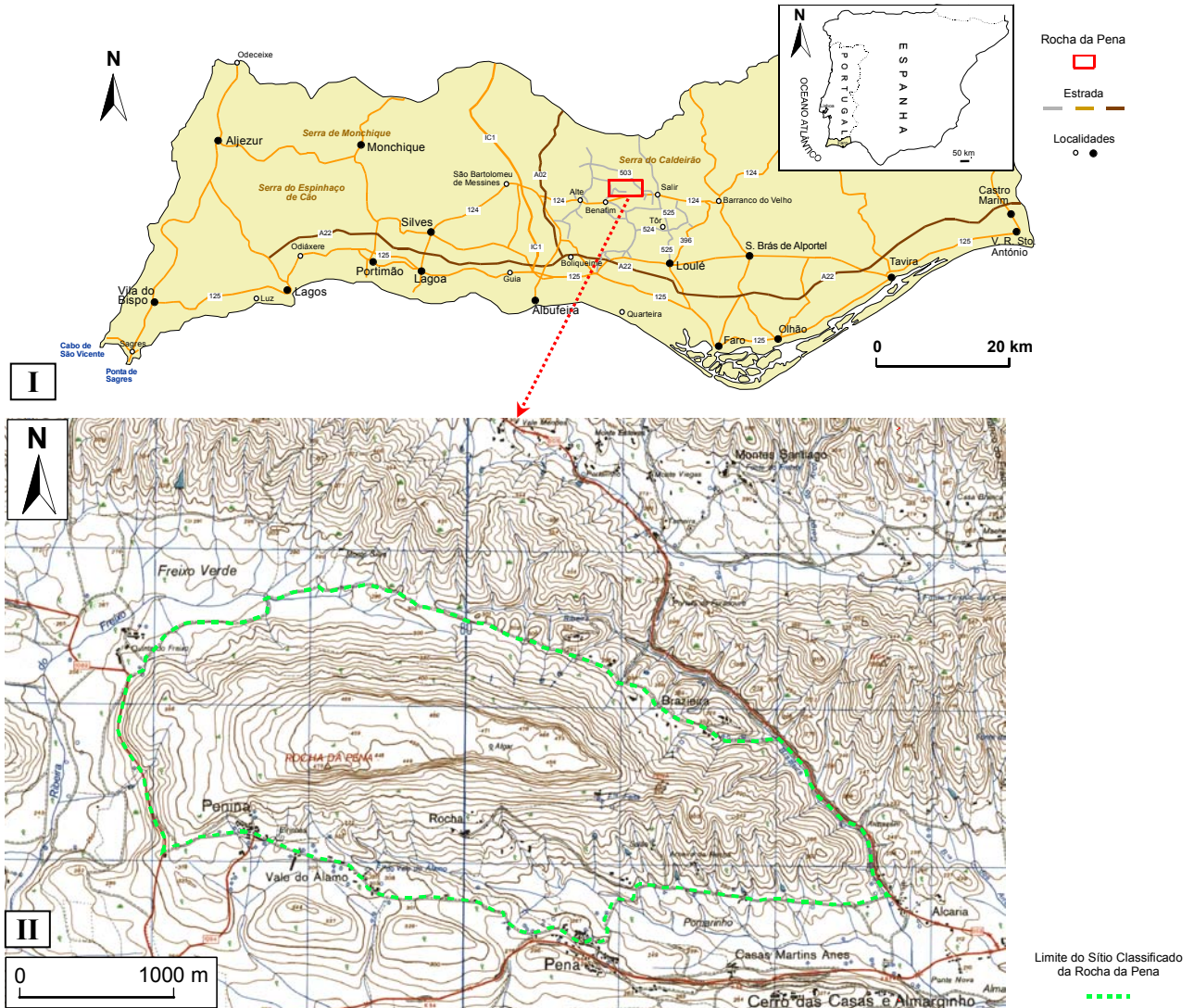


Fig. 2 – Localização geográfica da RP. I – Mapa do Algarve com a localização da RP; II – Parte da folha 588 da Carta Militar de Portugal, na escala original 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército, com a delimitação do Sítio Classificado da RP.

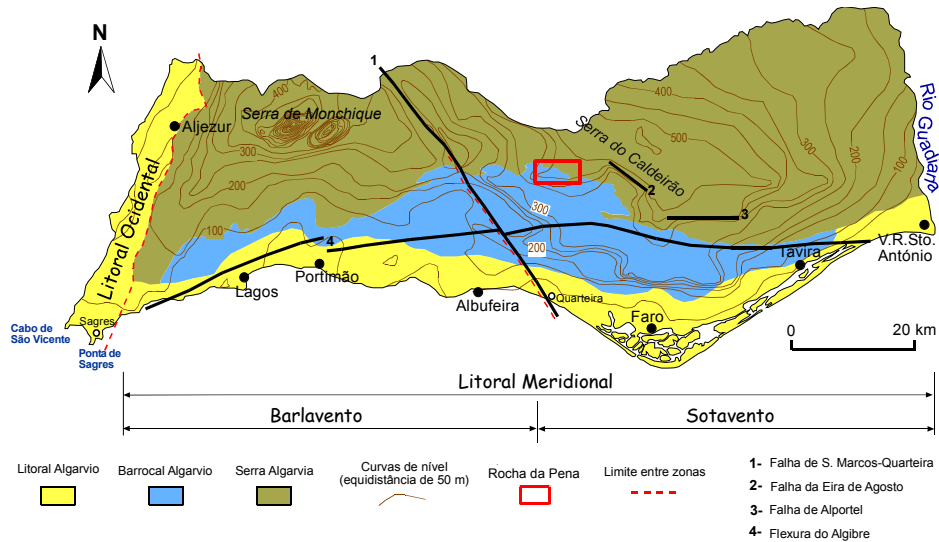


Fig. 3 – Enquadramento geomorfológico da RP, com a localização da Serra, Barrocal e Litoral (Litoral Ocidental e Litoral Meridional: Barlavento e Sotavento) e alguns acidentes tectónicos (adaptado de [3, 7]).

A RP (Fig. 4) constitui um relevo de forma tabular cujo eixo maior tem orientação E-O, afunilado no extremo leste e alargado no extremo oeste. Este relevo representa uma mesa com cerca de 1850 m de comprimento, 455 m de largura máxima e uma altitude que varia entre os 440 e os 480 m. O topo do relevo no essencial é aplanado, inclinando geralmente para sul. As vertentes norte e sul são simétricas e bastante íngremes, sendo constituídas por escarpas, que atingem os 50 m de altura no sector sul, talhadas nas rochas carbonatadas da Formação de Picavessa,.

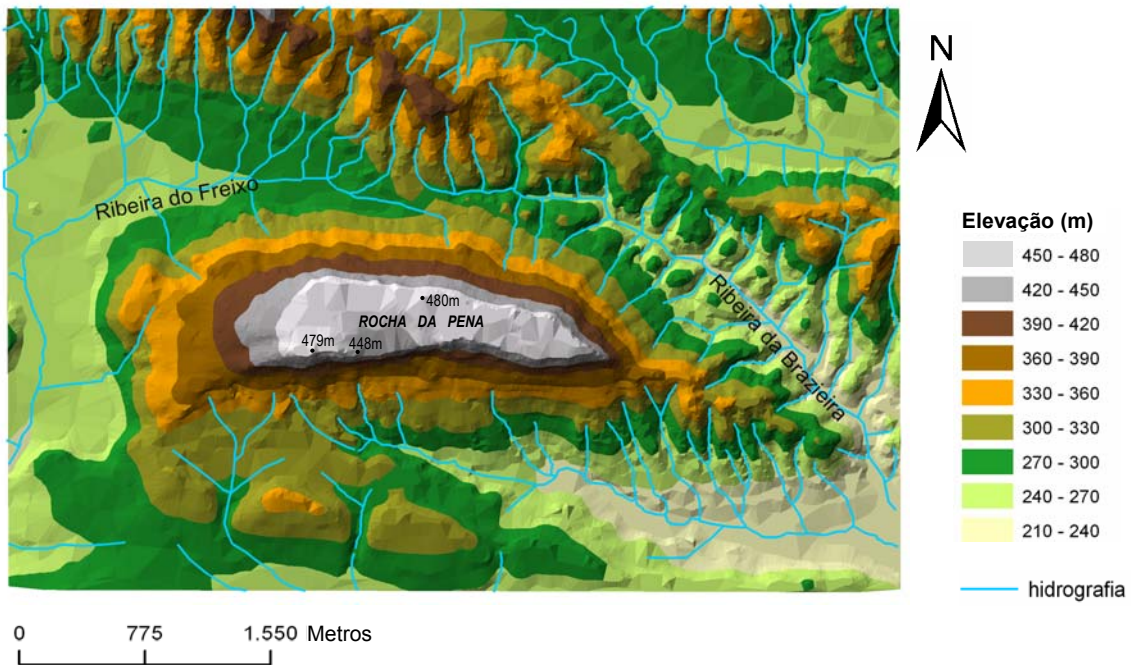


Fig. 4 – Modelo digital de terreno com a elevação, a hidrografia e os alinhamentos do relevo na RP e na área envolvente.

A RP (Fig. 4) encontra-se individualizada dos relevos adjacentes por vales talhados essencialmente nas formações vulcano-argilo-areníticas do Triásico e da base do Jurássico Inferior. No sector norte, desenvolve-se um vale de orientação E-O onde estão instaladas a ribeira da Brazzeira e a ribeira do Freixo – a ribeira da Brazzeira prolonga-se pelo sector este com um traçado NO-

SE, enquanto a ribeira do Freixo tem continuidade para oeste através de um vale de orientação N-S, o qual interrompe a continuidade do alinhamento E-O da RP com a Rocha dos Soídos. No sector sul, encontra-se um vale principal com direcção também E-O, menos amplo que os restantes, onde se desenvolve uma linha de água para oriente que conflui com a ribeira da Brazieira. No sector sul, encontram-se ainda duas linhas de água de orientação N-S a drenar para sul, cortando os relevos calcários que formam pequenas colinas inclinadas para sul.

Sendo a RP formada por rochas carbonatadas, é um local propenso à instalação de fenómenos cársticos, apresentando consequentemente estruturas como lapiás, dolinas, algares e grutas.

3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A RP e a área envolvente localizam-se em terrenos pertencentes ao Maciço Antigo (soco Paleozóico) e à Bacia Algarvia (Fig. 5). O Maciço Antigo, na Península Ibérica, corresponde a um aplanamento da cadeia montanhosa Hercínica, que foi arrasada pela erosão durante o Pérmico e parte do Triásico antes da fragmentação do Pangea [8]. Na área considerada, as formações rochosas do Maciço Antigo pertencem ao Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo, uma das unidades litostratigráficas da Zona Sul Portuguesa [9]. As restantes unidades pertencem à Bacia Algarvia, de idade meso-cenozóica, cuja estruturação esteve relacionada com a abertura do oceano Atlântico Norte e a expansão do oceano Tétis para ocidente (Neo-Tétis Ocidental) e a consequente fracturação do Pangea [10, 11]. Esta estruturação e evolução da Bacia Algarvia decorreram desde o Triásico Médio até meio do Cretácico, tendo na fachada meridional estado essencialmente associada a movimentos distensivos NO-SE a N-S controlados pela deriva diferencial da placa africana em relação à placa ibérica [7, 10, 11]. A Bacia Algarvia foi sujeita a um regime compressivo polifásico de orientação N-S (inversão tectónica) durante o Cretácico Superior e o Cenozóico [10, 11].

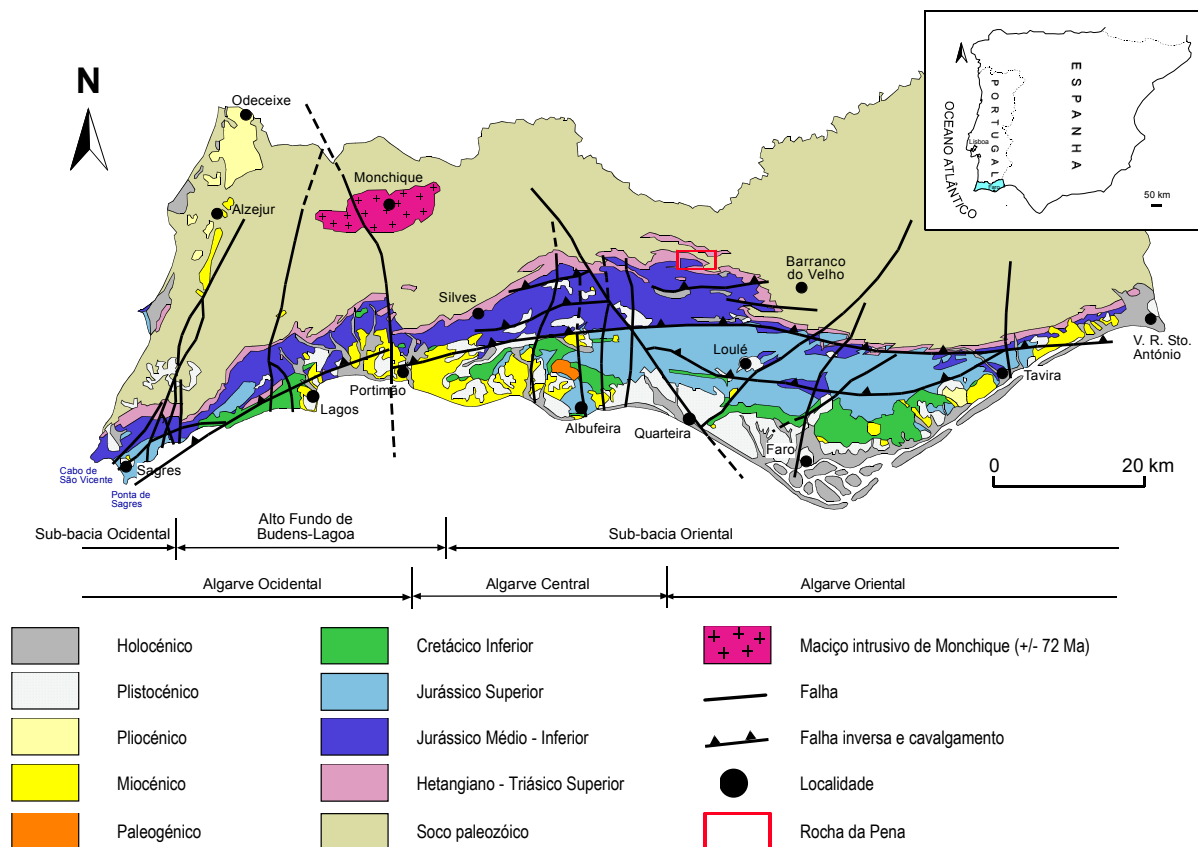
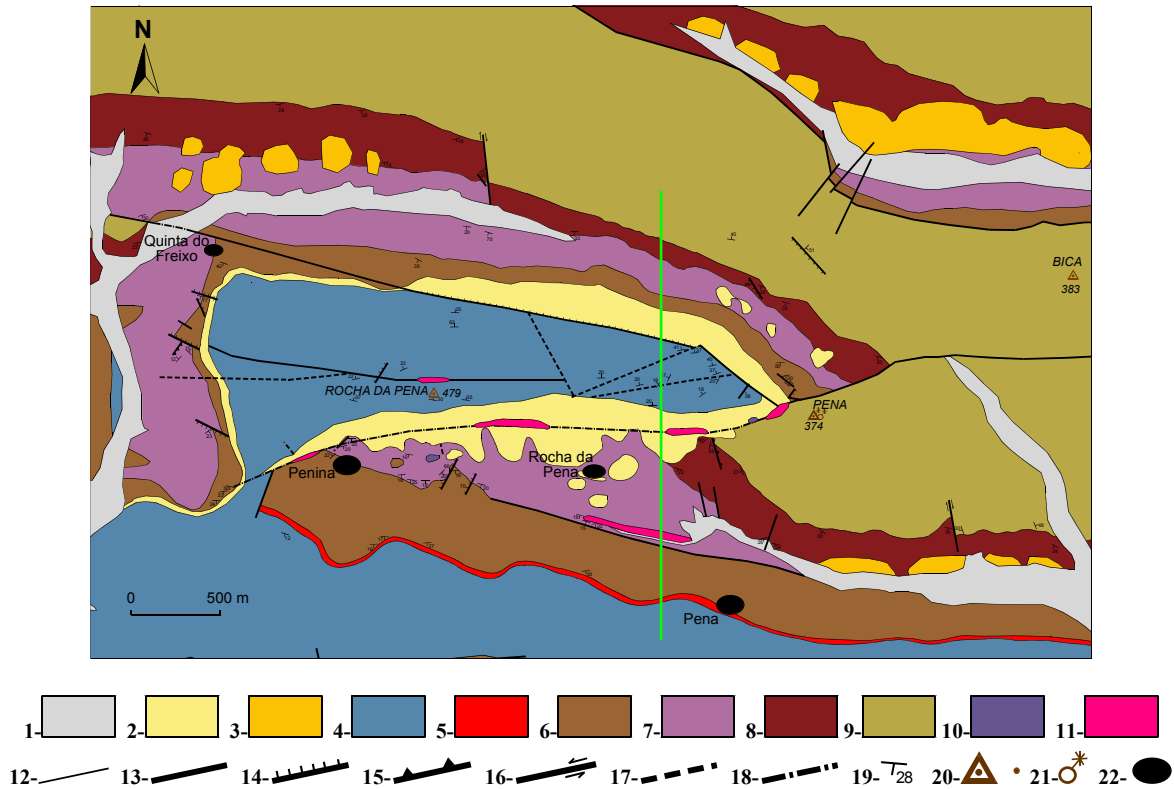


Fig. 5 – Mapa geológico simplificado da região do Algarve (adaptado de [10, 12, 13, 14, 15, 16]).

Na RP e na área envolvente as unidades litostratigráficas encontradas possuem idades compreendidas entre o topo do Carbónico Inferior (Namuriano) e o Quaternário, com duas grandes lacunas estratigráficas (Fig. 6 e 7): i) entre a base do Carbónico Superior e o Triásico Superior; e ii) entre o Jurássico Inferior e, pelo menos, o Pliocénico.

Mapa Geológico da RP e da área envolvente



1- Aluvião (Quaternário); 2- Depósitos de vertente (Quaternário); 3- Cascalheiras e areias (Plio-Quaternário); 4- Formação de Picavessa (Sinemuriano); 5- Argilas vermelhas do Complexo vulcano-sedimentar (Sinemuriano); 6- Complexo vulcano-sedimentar (Hetangiano-Sinemuriano); 7- Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (Retiano-Hetangiano); 8- Arenitos de Silves (Retiano); 9- Formação de Mira (Namuriano); 10- Gesso; 11- Intrusão básica; 12- Limite geológico; 13- Falha; 14- Falha normal; 15- Falha inversa; 16- Desligamento; 17- Falha provável; 18- Falha oculta; 19- Atitude da estratificação (d direcção e inclinação); 20- Vértice Geodésico e ponto cotado; 21- Moinho; 22- Povoação; A linha com orientação N-S de cor verde corresponde ao corte geológico que se apresenta na figura 23.

Fig. 6 – Mapa geológico simplificado da RP e da região envolvente (cartografia do autor e adaptada da folha oriental da Carta Geológica da Região do Algarve, à escala 1/100.000, do SGP (1992); base cartográfica: folha 588 da Carta Militar de Portugal do IGEO).

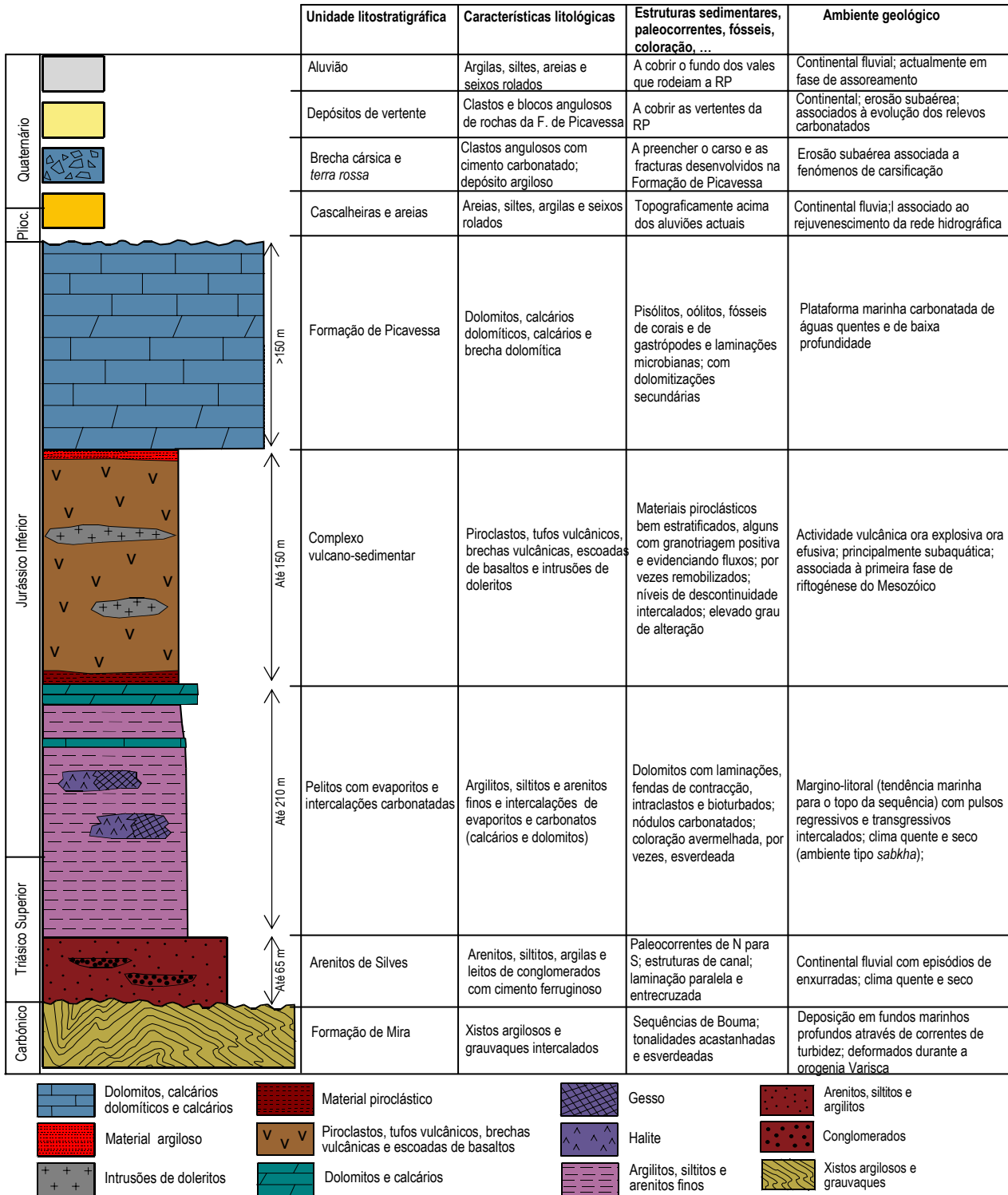


Fig. 7 – Coluna litostratigráfica sintética da RP e da área envolvente.

4. ALGUNS LOCAIS DE INTERESSE GEOLÓGICO NA RP

Dentre a elevada geodiversidade que a RP encerra, foram seleccionados 8 locais (Fig. 8) devido às suas características representativas de algumas particularidades existentes naquele geomonumento. Deste modo, nesses locais poder-se-ão realizar actividades de campo com o objectivo de observar e discutir alguns aspectos geológicos e geomorfológicos relacionados com as unidades litostratigráficas aflorantes e com a estrutura, a génese e a evolução do relevo da RP. Para melhor enquadrar no tempo e a paleogeografia da área de estudo encontra-se em anexo uma tabela cronostratigráfica (Anexos, Quadro 1) e uma reconstituição paleogeográfica global (Anexos, Fig. 43) para o intervalo de tempo compreendido entre o Carbónico e o Quaternário.

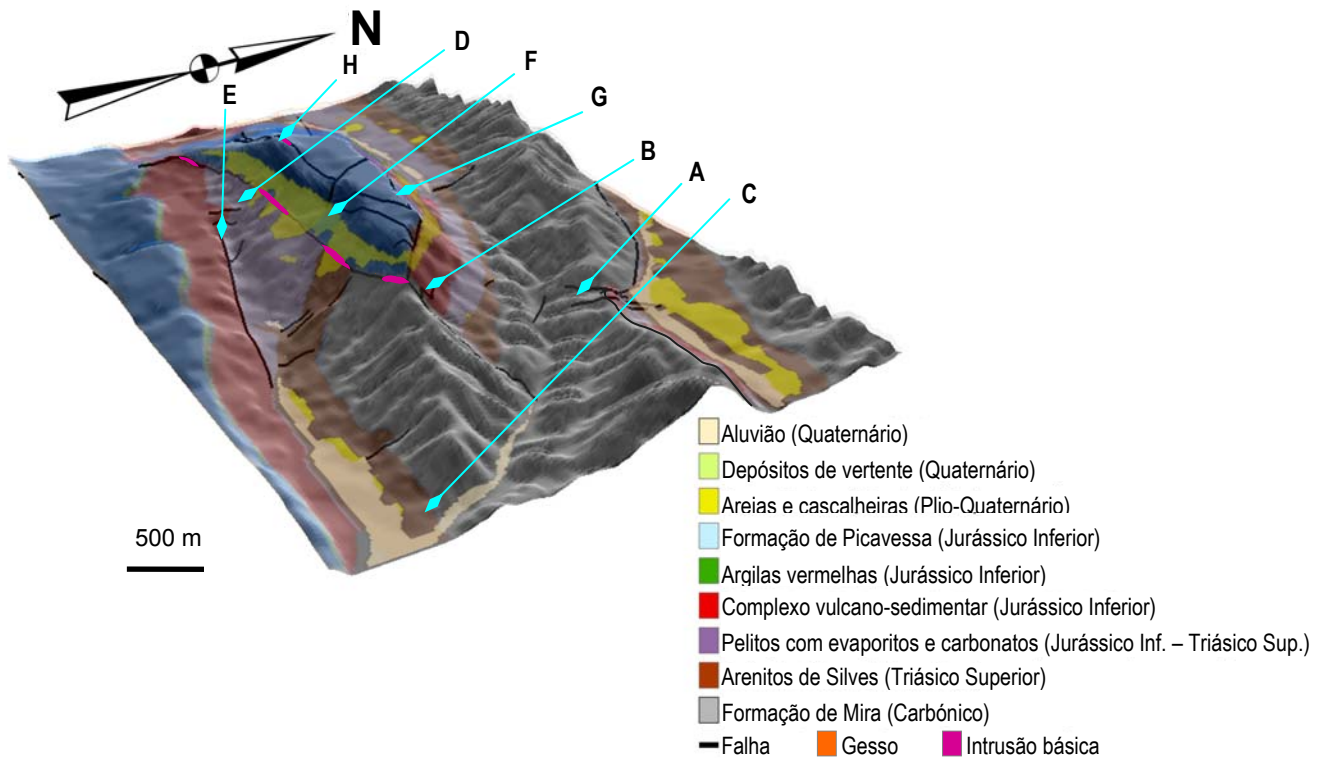


Fig. 8 – Modelo digital do terreno com a geologia da RP e da área envolvente e com a localização dos oito locais de interesse geológico seleccionados (modelo elaborado por Vítor Correia).

LOCAL A – Estrada 503, entre a Brazieira e a Tameira (panorâmica da vertente norte da RP; afloramentos da Formação de Mira)

Descrição geral: O local A encontra-se em terrenos pertencentes à Serra Algarvia, com litologias da Formação de Mira (325 a 310 Ma³) do Grupo de *Flysch* do Baixo Alentejo da Zona Sul Portuguesa (soco Paleozóico). Neste local é possível obter uma panorâmica da vertente e da escarpa norte da RP (Fig. 9). Nas barreiras da estrada 503, encontram-se afloramentos da Formação de Mira – o substrato das unidades mesozóicas da Bacia Algarvia a leste de S. Bartolomeu de Messines –, que corresponde a sequências de grauvaques e xistos argilosos intercalados com tonalidades acinzentadas e acastanhadas. Estas rochas tiveram origem no Carbónico, há cerca de 325 a 310 Ma, durante a orogenia Varisca (período de compressão tectónica) no fundo de um oceano profundo para onde ocorria o aporte de materiais siliciclásticos (areias, siltes e argilas) através de correntes de turbidez [9, 14, 15, 17, 18, 19] – os sedimentos mais grosseiros originaram os grauvaques e os mais finos os xistos argilosos. A evolução da orogenia Varisca, durante o Pérmico e grande parte do Triásico – ao longo de mais de 70 Ma – promoveu a deformação e a

³ Ma = milhões de anos

elevação daqueles turbiditos, originando a cadeia montanhosa Varisca, que foi erodida e aplanada [8], tendo-se originado uma lacuna estratigráfica correspondente a esse intervalo de tempo [13, 14, 15]. Essas rochas turbidíticas apresentam estruturas sedimentares típicas de correntes de turbidez (sequência de Bouma) (Fig. 10) e estruturas tectónicas relacionadas com a orogenia Varisca (dobras, fracturas, filões e clivagem) (Figs. 11 e 12).

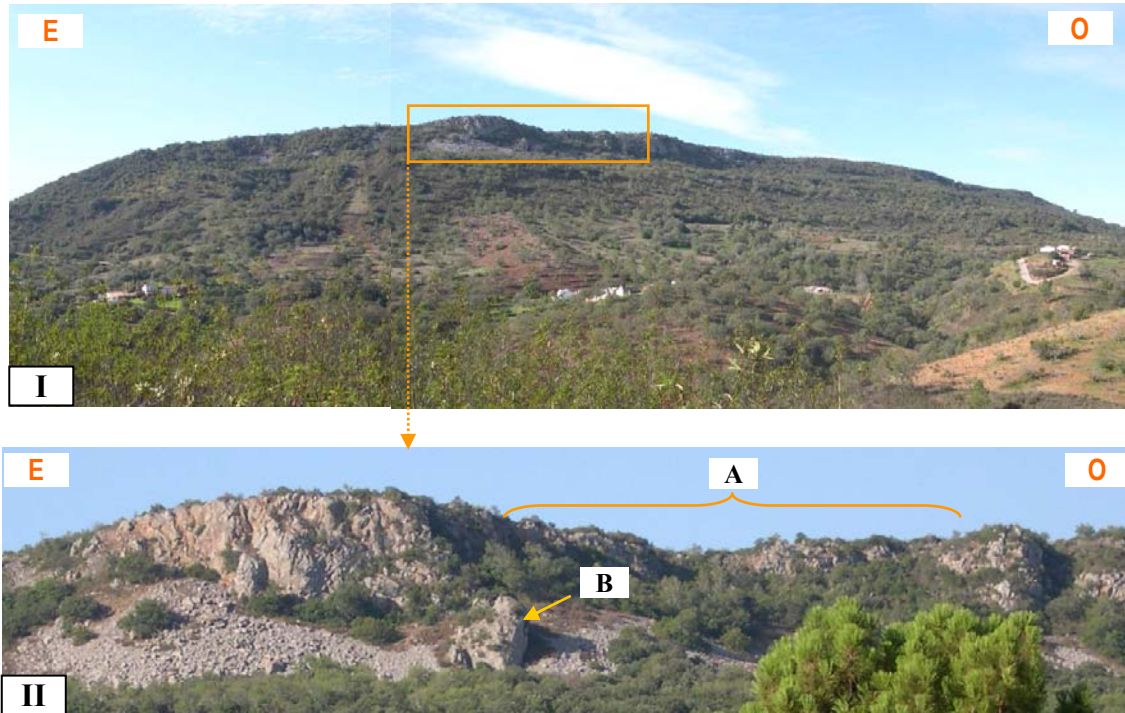


Fig. 9 – Vertente norte da RP. I- Panorâmica da vertente norte da RP, evidenciando-se a escarpa com orientação E-O; II- Pormenor da escapa norte no sector este da RP, observando-se uma zona mais recuada (A) e um grande bloco de brecha cársica destacado da escarpa (B).



Fig. 10 – Sequência de Bouma completa; as divisões a, b, c correspondem a uma bancada de grauvaque e as divisões d, e correspondem aos xistos argilosos (entre a Brazieira e a Tameira na barreira esquerda da estrada 503 no sentido sul-norte; moeda como escala).

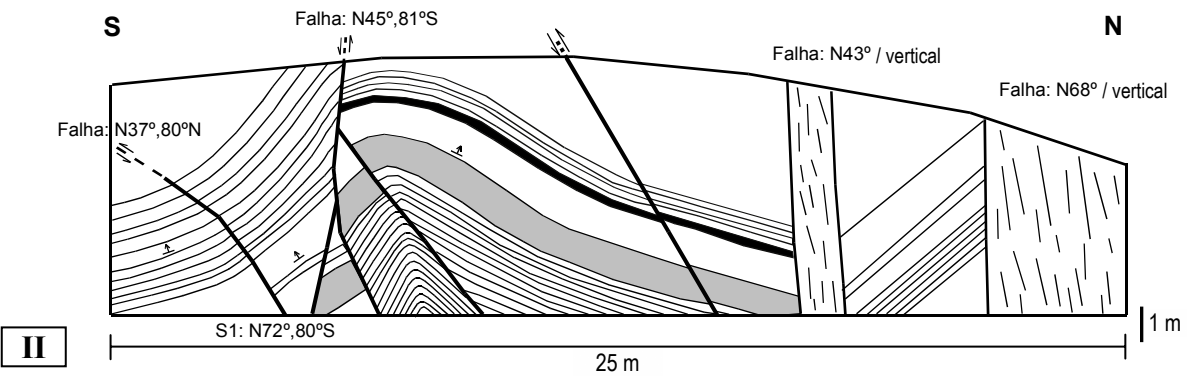


Fig. 11 – Afloramento da Formação de Mira com camadas em posição normal, evidenciando dobramentos, falhas e clivagem tectónica (S_1).
I- Fotografia do afloramento; II- Esquematisação do afloramento.

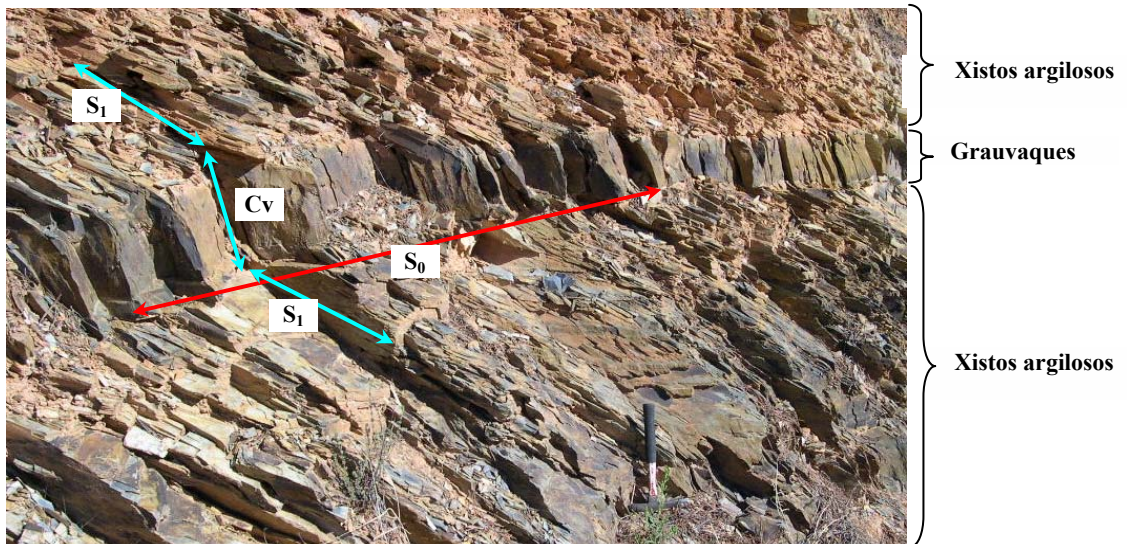


Fig. 12 – Afloramento da Formação de Mira com camadas sub-horizontais (S_0) em posição normal evidenciando uma clivagem tectónica moderada (S_1 : $N0^\circ, 30^\circ E$) nos xistos argilosos e a respectiva refracção da clivagem – clivagem tectónica oblíqua nos xistos argilosos (S_1) e quase perpendicular à estratificação nos grauvaques (C_v) (martelo como escala).

LOCAL B – Caminho Brazieira - moinhos da Pena (afloramento do Complexo vulcano-sedimentar; falha E-O que atravessa a vertente sul da RP e põe a contactar a Formação de Mira com a Formação de Picavessa)

Descrição geral: O percurso entre o local A e o local B estabelece a passagem de terrenos pertencentes ao Maciço Antigo, de idade paleozóica, para terrenos da Bacia Algarvia, de idade mesozóica. Deste modo, desde o local A até ao local B os visitantes passam da Formação de Mira (325 a 310 Ma; local A) para os Arenitos de Silves (230 a 200 Ma) e destes para os Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (200 a 195 Ma) até chegar ao Complexo vulcano-sedimentar (195 a 190 Ma; local B). É possível assim nesse percurso observar alguns aspectos associados às litologias dessas unidades da base da Bacia Algarvia. Contudo, os Arenitos de Silves e os Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas podem ser melhor observados, respectivamente, nos locais C e D. De notar que, por vezes, o contacto entre as diferentes unidades não é visualizado porque estes encontram-se cobertos por depósitos de vertente associados à evolução das vertentes e das escarpas da RP.

No caso do Complexo vulcano-sedimentar, trata-se de uma sequência formada por uma alternância de piroclastos remobilizados, tufos vulcânicos, brechas vulcânicas, escoadas de basaltos e intrusões de doleritos (Figs. 13 a 22) [20, 21, 22, 23] em elevado grau de alteração. A origem destas litologias esteve associada ao magmatismo continental de tipo fissural e de carácter toleítico da primeira fase de riftogénese do Mesozóico [23], que conduziu à abertura do oceano Atlântico na actual fachada ocidental e de um braço do mar de Tétis na fachada meridional [11]. De um modo geral, o vulcanismo terá ocorrido principalmente em condições subaquáticas e terá sido relativamente explosivo dado que há predominio de materiais piroclásticos (piroclastos remobilizados, tufos vulcânicos e brechas). Porém, esses episódios explosivos foram intercalados com episódios efusivos traduzidos por escoadas basálticas, encontrando-se também rochas hipabissais representadas por intrusões de doleritos (rochas magmáticas com composição química idêntica à do gabro e do basalto e com textura entre esses dois tipos de rocha).

No local B, após o afloramento do Complexo vulcano-sedimentar, perto do final do caminho que conduz até aos moinhos da Pena, encontra-se novamente a aflorar a Formação de Mira (325 a 310 Ma), a qual contacta com a Formação de Picavessa (190 a 180 Ma). Esta situação é possível graças a uma falha de direcção E-O que atravessa a vertente sul da RP e que rejeita as unidades litostratigráficas mais de 300 m na vertical (Fig. 23).

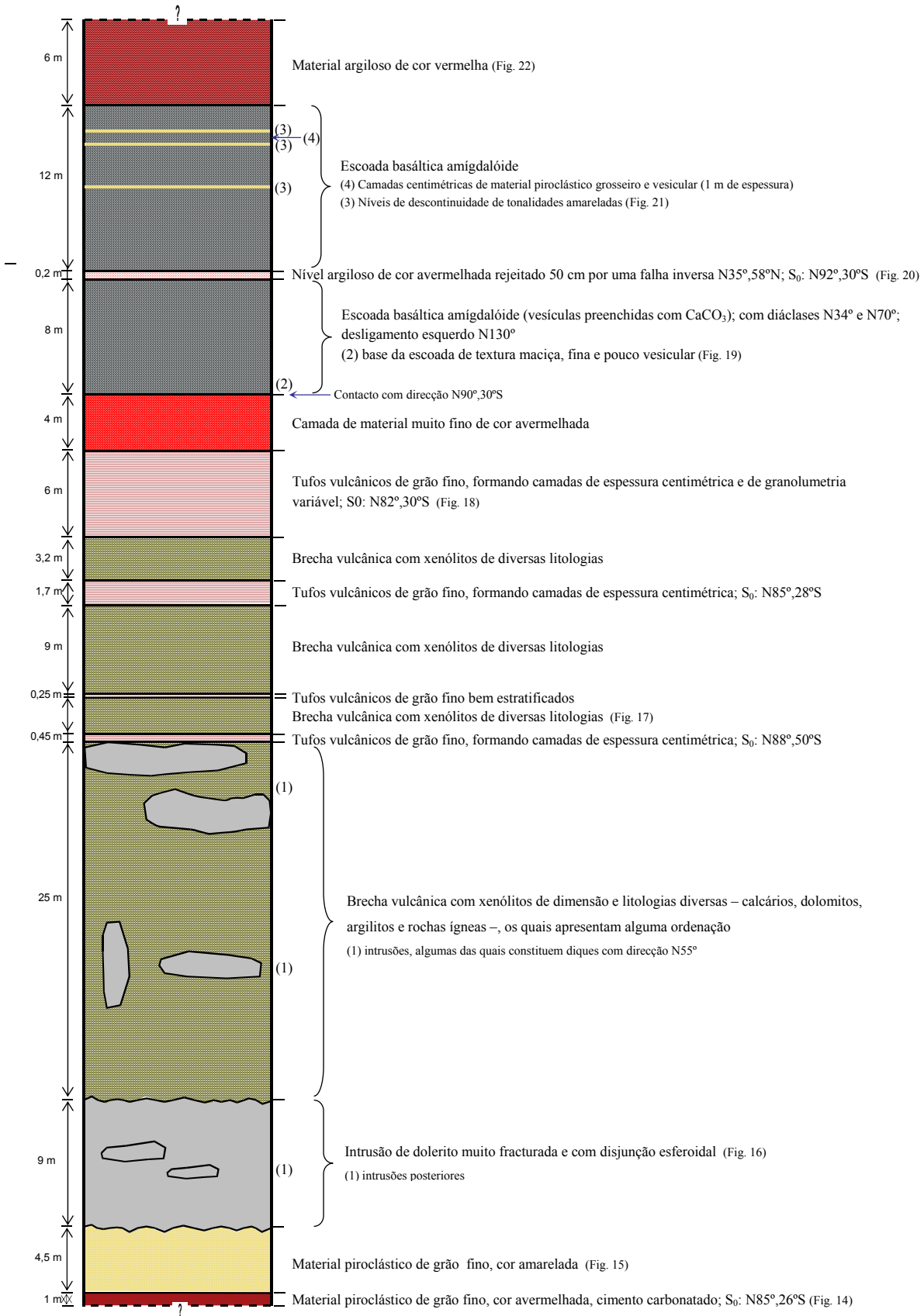


Fig. 13 – Coluna litostratigráfica de um afloramento do Complexo vulcano-sedimentar (caminho Brazieira – moinhos da Pena).



Fig. 14 – Material piroclástico de cor avermelhada com cimento carbonatado (S₀: N85°,26°S) da base do Complexo vulcano-sedimentar (martelo como escala).



Fig. 15 – Aspecto de material piroclástico fino de cor amarelada com estratificação N80°,25°S (martelo como escala).



Fig. 16 – Aspecto de alteração de uma intrusão de dolerito. I- Aspecto típico de grande fracturação, evidenciando-se a acção das raízes das plantas no processo de alteração; II- Disjunção esferoidal (*casca-de-cebola*) (martelo como escala).

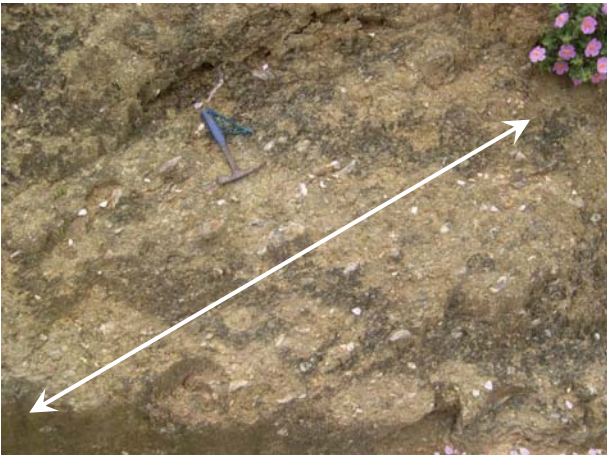


Fig. 17 – Brecha vulcânica com xenólitos de diversas litologias (argilitos, carbonatos e fragmentos de materiais de outros episódios magmáticos), os quais denotam um alinhamento preferencial (representado pela seta branca) concordante com a estratificação das litologias sub e suprajacentes (martelo como escala).



Fig. 18 – Tufos vulcânicos em camadas centimétricas (S_0 : $N80^\circ,30^\circ S$) (martelo como escala).



Fig. 19 – Escoadas basáltica. **I**- Base da escoada basáltica com algumas vesículas preenchidas com carbonato de cálcio (amígdalas) (S_0 : $N90^\circ,28^\circ S$); **II**- Pormenor de uma amígdala fusiforme que indica o sentido do escape dos gases para o topo da bancada (martelo e moeda como escalas).

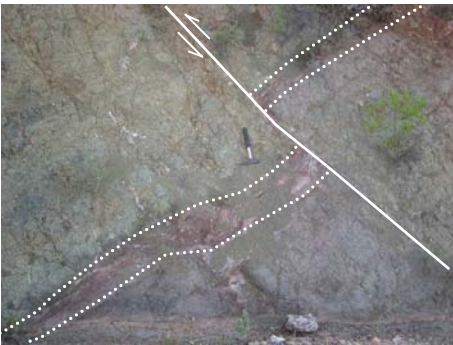


Fig. 20 – Nível argiloso de cor avermelhada de atitude $N92^\circ,30^\circ S$, no seio de escoadas basálticas amigdalóides, rejeitado 50 cm por uma falha inversa $N35^\circ,58^\circ N$ (martelo como escala).

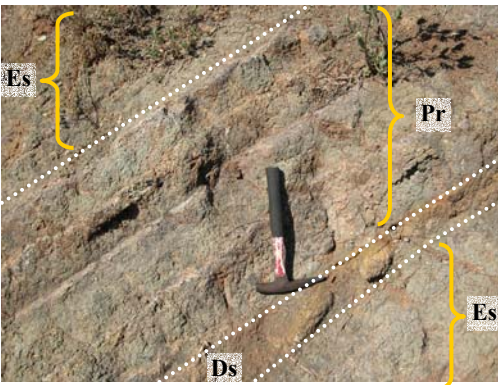


Fig. 21 – Camadas centimétricas ($N80^\circ,30^\circ S$) de material piroclástico (Pr) grosseiro e vesicular no seio de duas escoadas (Es), destacando-se ainda a existência de uma superfície de descontinuidade (Ds) (martelo como escala).



Fig. 22 – Transição entre material piroclástico grosseiro, à direita, e argilas vermelhas, à esquerda, as quais marcam o topo do Complexo vulcano-sedimentar (martelo como escala).

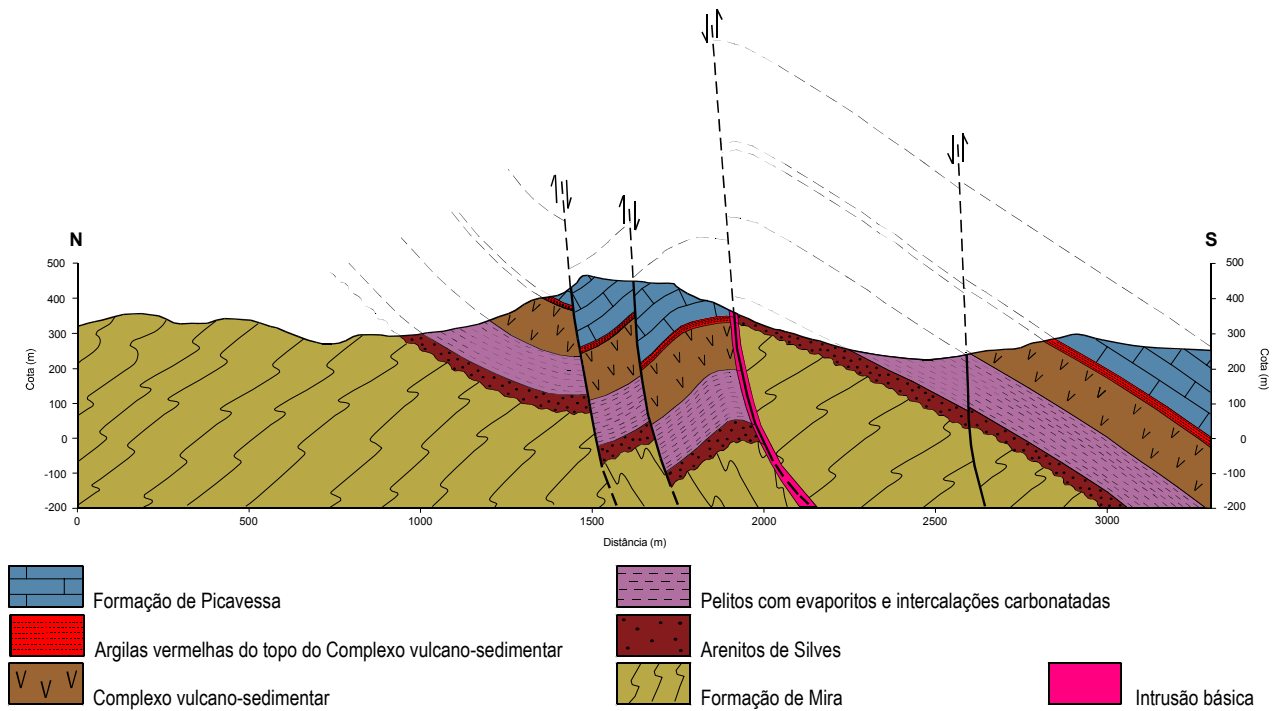


Fig. 23 – Corte geológico de direcção N-S realizado no sector este da RP, passando pelo ponto cotado de 473 m (miradouro norte).

LOCAL C – Alcaria, caminho Alcaria - RP (afloramento dos Arenitos de Silves; zona perto do contacto entre a Formação de Mira e os Arenitos de Silves)

Descrição geral: Os Arenitos de Silves (230 a 200 Ma) assentam em discordância angular sobre o soco Paleozóico, consistindo em arenitos, argilitos e conglomerados avermelhados (Fig. 24) [22, 24], organizados em sequências positivas, que correspondem a depósitos aluvionares transportados de NE para SO e S para depocentros (zonas mais abatidas) originados por forças distensivas na fase de pré-riftogénese associada à formação do oceano Atlântico Norte e do Neo-Tétis Ocidental e consequente fragmentação do Pangea [10, 11, 24]. Os leitos de conglomerados podem ser interpretados como materiais depositados nos canais fluviais activos, enquanto os materiais mais finos se depositavam nas planícies de inundação [24, 25]. A coloração avermelhada dos sedimentos deve-se às condições de oxidação e à presença de óxidos de ferro [26]. Esses sedimentos triásicos sugerem ainda ter sido formados num clima quente e árido compatível com a posição geográfica próxima do equador e com a interioridade da Península Ibérica no continente Pangea [27, 28]. No local C, a unidade encontra-se afectada por 3 famílias de diáclases principais (N55°,90°; N0°,90° e N100°,90°) (Fig. 25).

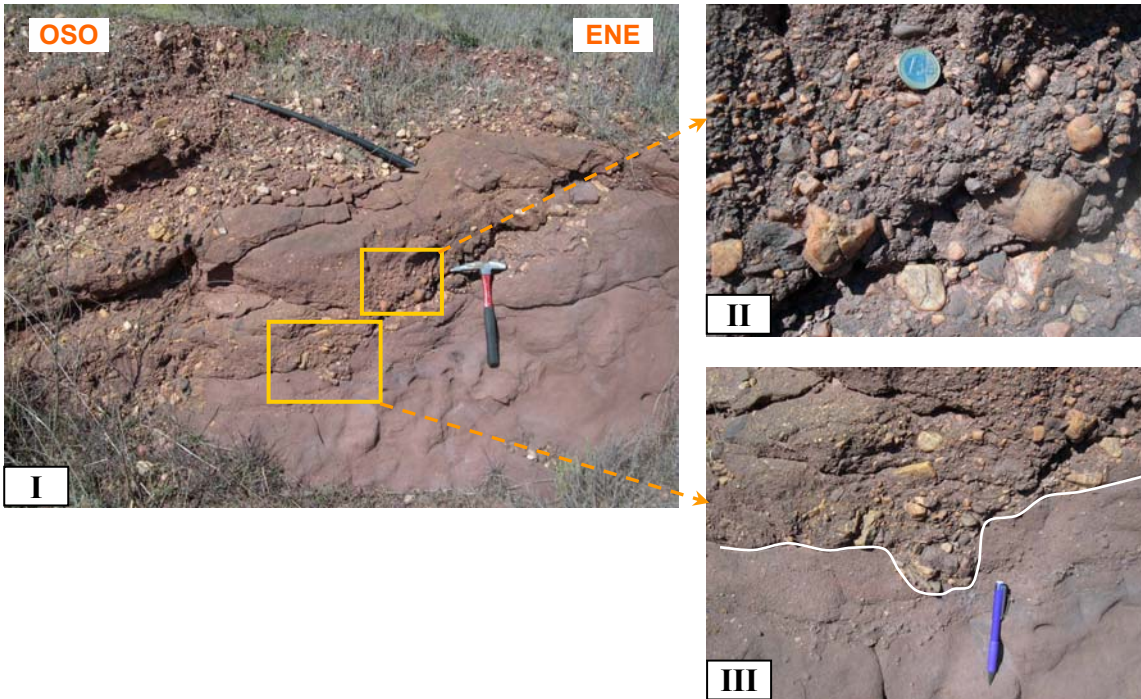


Fig. 24 – Afloramento de Arenitos de Silves com atitude $N120^{\circ}, 24^{\circ}SO$. I- Fotografia evidenciando leitos e bolsadas de conglomerados e brechas intercalados com arenitos finos a médios de cimento ferruginoso; II- Pormenor de um leito de conglomerado com elevada heterogeneidade de clastos de grauvaque e quartzo angulosos e sub-angulosos suportados por uma matriz arenosa e ferruginosa; III- Pormenor de uma figura erosiva (martelo, moeda e lapiseira como escalas)



Fig. 25 – Afloramento de Arenitos de Silves com atitude $N120^{\circ}, 24^{\circ}SO$ afectado por 3 famílias de diáclases principais ($N55^{\circ}, 90^{\circ}$; $N0^{\circ}, 90^{\circ}$ e $N100^{\circ}, 90^{\circ}$) (martelo como escala).

LOCAL D – A oeste das Eirinhas, no caminho Eirinhas - RP (afloramento de Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas; panorâmica da vertente e da escarpa sul da RP)

Descrição geral: No local D é possível ter uma panorâmica sobre a vertente e a escarpa sul da RP, para além de se observar uma sequência dos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (200 a 195 Ma). Essa unidade é representada por uma sequência de argilitos, siltitos e arenitos finos de cor avermelhada, com dolomitos argilosos laminados e evaporitos intercalados (Figs. 26 a 28) [22, 29, 30]. Os dolomitos constituem bancadas de espessura variável e são normalmente argilosos, de cor branca a esverdeada, apresentando estruturas sedimentares, tais como laminações, intraclastos, fendas de contracção e bioturbação (Fig. 27). Podem ainda ser encontrados nódulos carbonatados pedogénicos (calcrete) (Fig. 28) a formar horizontes ou dispersos no seio dos materiais pelíticos. Esses nódulos de calcrete encontram-se associados a processos pedogénicos, provavelmente durante fases de regressão marinha – os níveis de calcrete que formam horizontes correspondem a estádios mais avançados de desenvolvimento

desses paleossolos [26]. Esta unidade teve origem em lagoas salgadas marinhas sujeitas a sucessivos pulsos transgressivos e regressivos num clima quente e seco (ambiente margino-litoral tipo *sabkha*) [22, 24, 26, 30], durante a fase de pré-riftogénese associada à fracturação do Pangea.

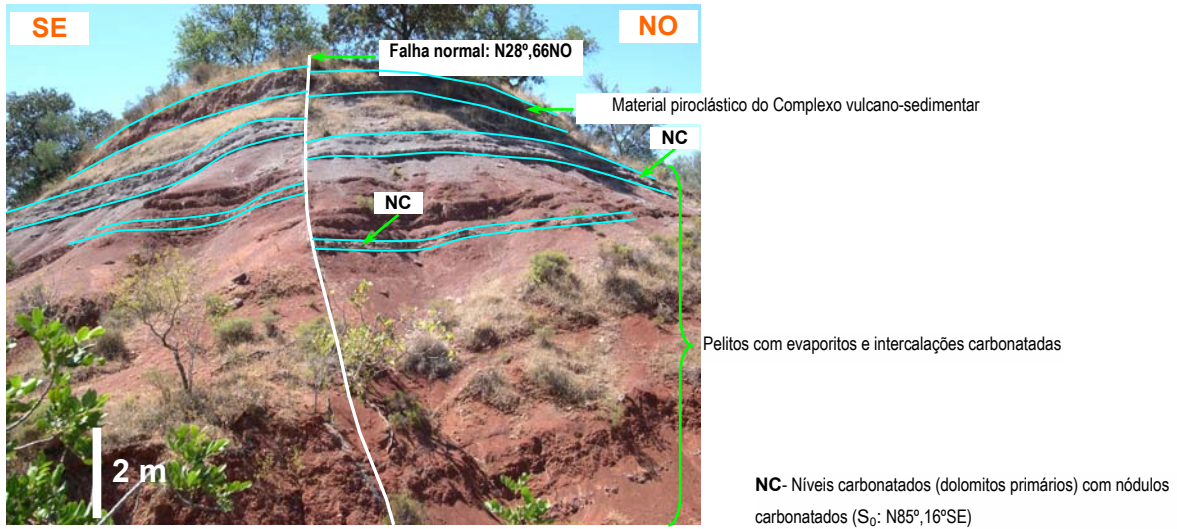


Fig. 26 – Afloramento de Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas, nas Eirinhas, onde se evidencia uma unidade pelítica predominante de cor avermelhada com níveis e camadas carbonatadas (dolomitos primários) perto do topo; o afloramento é coroado por uma bancada de material piroclástico do Complexo vulcano-sedimentar;

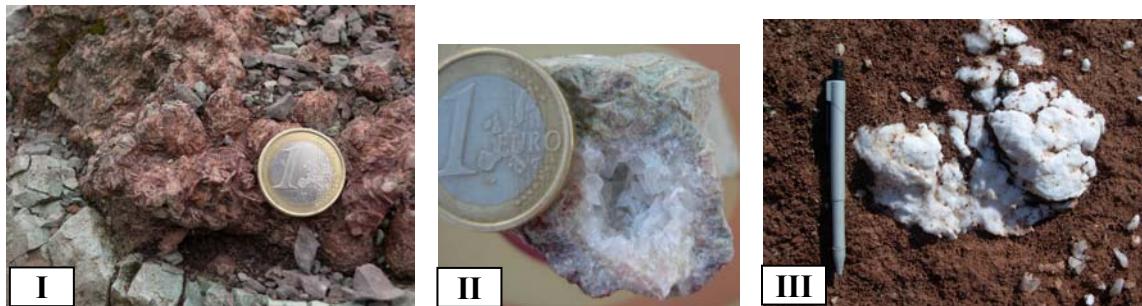


Fig. 27 – Nódulos de carbonatos e gesso nodular nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas. **I**- Nódulos de calcrete formando horizontes associados a camadas de carbonatos no topo da unidade; **II**- Pormenor do aspecto interior de um nódulo carbonatado; **III**- Gesso nodular no seio de pelitos vermelhos (lapiseira e moeda como escalas).



Fig. 28 – Estruturas sedimentares nas camadas centimétricas de dolomitos intercalados nos Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas. I- Intraclastos; II- Bioturbação; III- Fendas de contracção (moeda e martelo como escalas).

LOCAL E – Fonte do Vale do Álamo (afloramento de material piroclástico da base do Complexo vulcano-sedimentar)

Descrição geral: No local E é possível observar o contacto entre os Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas (200 a 195 Ma) e o Complexo vulcano-sedimentar (195 a 190 Ma). A base do Complexo vulcano-sedimentar é marcada por uma bancada com mais de 4 m de espessura de materiais piroclásticos de grau fino (Fig. 29), os quais apresentam tonalidades amarelo-torradas, estratificação cruzada, parecendo ter sido remobilizados por um fluxo – aquático ou eólico –, encontrando-se no seu seio, com alguma abundância, mineralizações, provavelmente de óxidos de ferro.



Fig. 29 – Sequência métrica de material piroclástico fino da base do Complexo vulcano-sedimentar, com estratificação cruzada e vários níveis erosivos (Fonte do Vale do Álamo).

LOCAL F – Subida ao longo da vertente sul (escarpa sul da RP; brechas cársicas e afloramentos da Formação de Picavessa)

Descrição geral: Ao longo da subida da vertente sul até ao topo é possível observar diversos aspectos relacionados com as litologias da Formação de Picavessa (190 a 180 Ma) e a evolução do relevo da RP. Em termos litológicos, a escarpa sul da RP pode ser dividida em dois sectores: i) sector oeste, formado por brechas cársicas (clastos e blocos de carbonatos cimentados, que preenchem as cavidades cársicas como grutas e algares; 1,8 Ma até ao presente) (Figs. 30 e 31), e ii) sector leste, constituído por rochas carbonatadas da Formação de Picavessa (calcários, calcários dolomíticos, dolomitos e brechas dolomíticas [15, 22]) bem estratificadas (N80°,20°N). Associada à evolução e ao recuo das escarpas há o abatimento de cavidades cársicas e a queda de blocos que acabam por cobrir as vertentes (depósitos de vertente), encontrando-se em alguns locais massas rochosas de material brechificado destacadas da escarpa. No caso das rochas carbonatadas da Formação de Picavessa, que constituem as escarpas da RP, pode-se encontrar perto do topo no sector este litologias indicadoras de que aqueles materiais tiveram origem em plataformas marinhas carbonatadas de águas quentes e de baixa profundidade [26, 31], sendo frequente encontrar pisólitos, laminações microbianas e macrofósseis de corais, gastrópodes e outros (Fig. 32).

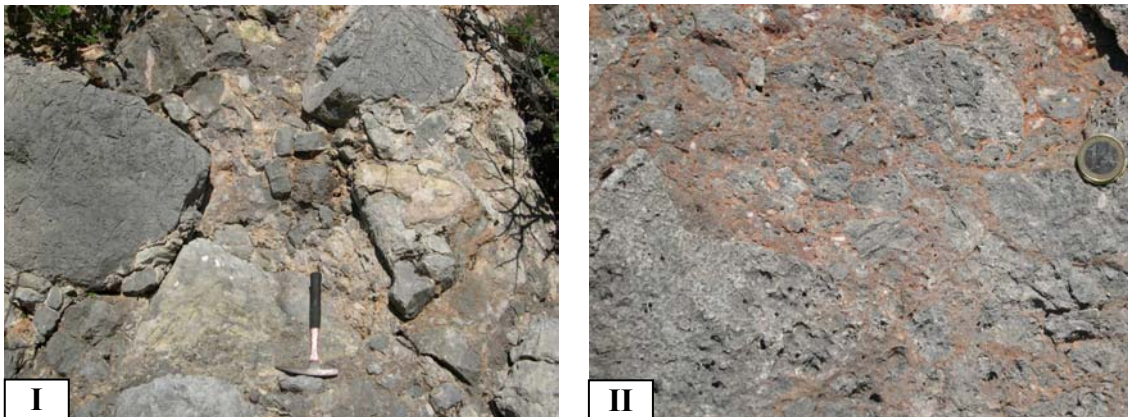


Fig. 30 – Brechas cársicas na RP associadas à Formação de Picavessa. I e II- Aspecto de brechas cársicas que preenchem o carso e que se encontram expostas na escarpa sul da RP (martelo e moeda como escalas).

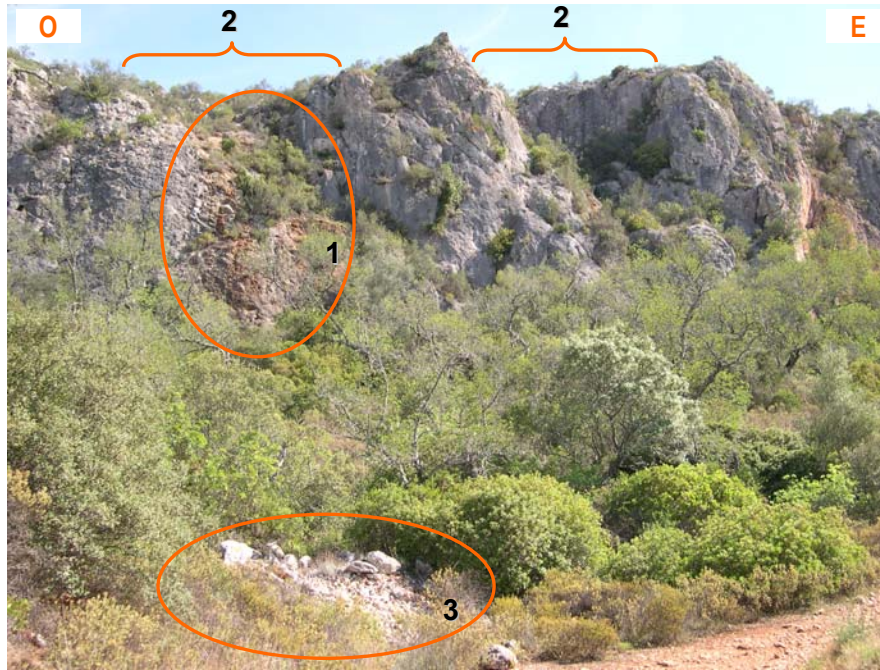


Fig. 31 – Pormenor da escarpa sul no sector oeste da RP; (1) toda a escarpa na área representada na fotografia é constituída por brechas cársicas, identificando-se essas brechas em alguns locais mesmo à distância; (2) zonas de abatimento de cavidades cársicas, que constituem locais de recuo com forma côncava na escarpa; (3) clastos e blocos carbonatados de dimensão variável que resultam da evolução da escarpa e que cobrem a vertente – depósitos de vertente; as rochas apresentam cavidades e fissuras devido à existência de fracturas que acabaram por ser alargadas e aprofundadas devido à circulação da água da chuva, a qual tem a capacidade de dissolver as rochas carbonatadas; a coloração da superfície das rochas da escarpa é, normalmente, cinzenta; contudo, essa cor é resultante da meteorização química das rochas, por reacção dos seus elementos metálicos com o oxigénio atmosférico; a sua cor real é, entre outras, branca e bege.

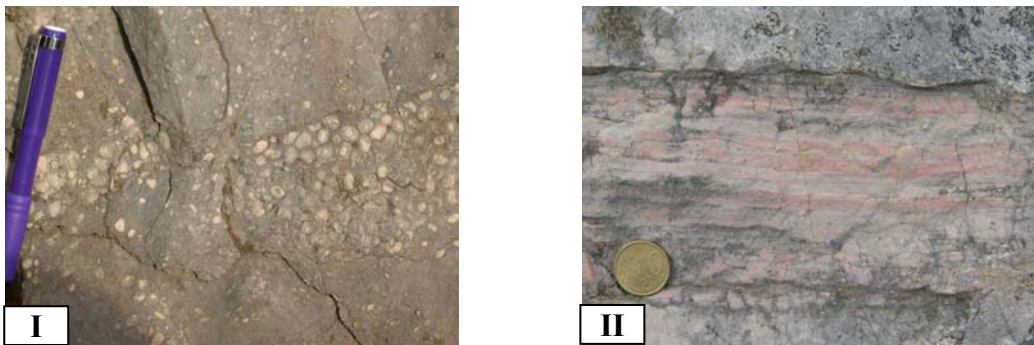


Fig. 32 – Pormenores das litologias da Formação de Picavessa. I- Calcário pisolítico; II- Laminações, provavelmente originadas por microalgas (perto do topo da RP no caminho pedestre na vertente sul; lapiseira e moeda como escalas).

LOCAL G – Miradouro norte (panorâmica da vertente norte) e LOCAL H – Vértice Geodésico 479 m (panorâmica da vertente sul)

Descrição geral: Os locais G e H são privilegiados para a observação da disposição espacial e da relação estratigráfica das unidades litológicas que afloram na RP, além do alinhamento E-O das escarpas e dos vales que destacam a RP do relevo adjacente (Figs. 33 e 34). Deste modo, estes dois locais possibilitam a discussão de particularidades e aspectos sobre a génese, a evolução e a estrutura da RP e das suas escarpas norte e sul. Por outro lado, as escarpas e o topo da RP constituem áreas onde é possível a observação e a discussão de aspectos inerentes à morfologia cársica. Assim, o percurso entre o local G e o local H torna-se muito interessante a nível do modelado cársico.

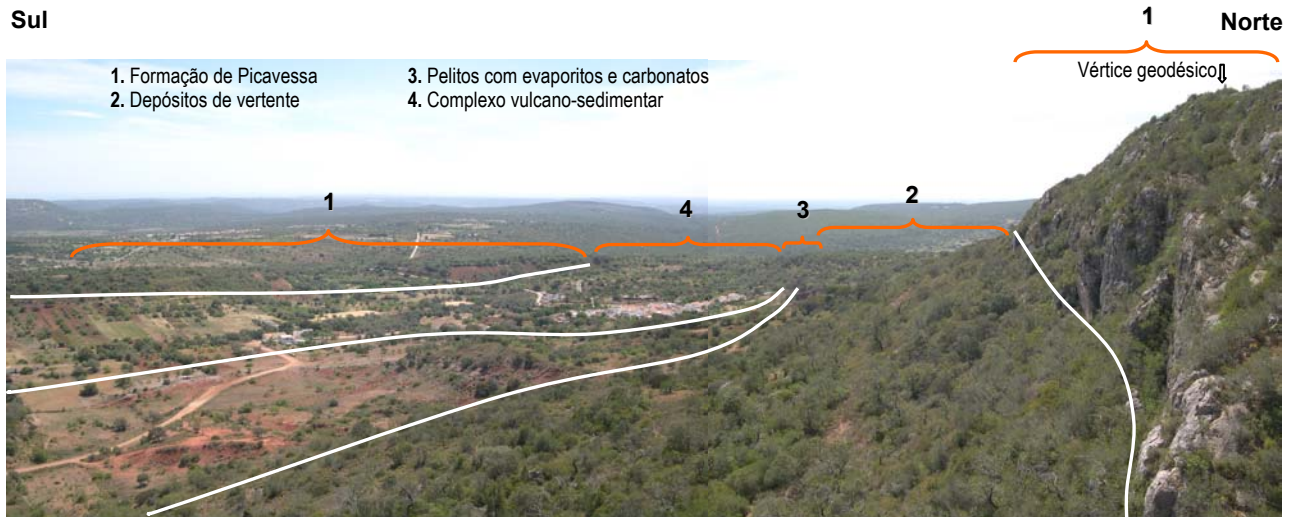


Fig. 33 – Panorâmica a partir da vertente sul da RP (Vértice Geodésico), evidenciando-se a distribuição espacial das diferentes unidades litostratigráficas.



Fig. 34 – Panorâmica a partir da vertente norte da RP (miradouro norte), evidenciando-se a distribuição espacial das diferentes unidades litostratigráficas.

5. Morfologia cársica

A natureza carbonatada das litologias da Formação de Picavessa, em associação com condições paleoclimáticas favoráveis (climas húmidos), promoveu a instalação de fenómenos de carsificação (Fig. 35). Deste modo, a RP encerra várias formas cársicas que apesar de modestas e pouco exuberantes têm, certamente, um importante significado morfológico e genético a nível local e regional. Relativamente ao exocarso, pode-se encontrar um campo de lapiás (formas escavadas e em relevo *esculpidas* nas rochas, que afloram à superfície ou que estão cobertas de solo) (Fig. 36) muito característico com diversas formas de corrosão (Fig. 37) e várias dolinas (depressões geralmente fechadas, de dimensão variável – da dezena à centena de metros de diâmetro –,

mais largas do que profundas, e com contorno aproximadamente circular ou elíptico) (Fig. 38). O carso subterrâneo encontra-se representado por grutas tipo algar (cavidades que se desenvolvem no sentido vertical, mais profundas do que largas, e que podem comunicar com outras cavidades subterrâneas) (Figs. 39) [32, 33, 34]. Através de uma análise geral da morfologia cársica presente na RP, pode-se verificar que o tipo, a orientação, a localização e a distribuição das formas cársicas são condicionadas pela litologia, pela estrutura e pela fracturação. A RP é de facto um relevo cársico cuja carsificação em tempos foi extremamente importante e determinante no desenvolvimento das formas cársicas encontradas. Todavia, actualmente, ao invés de existir a construção de novas formas, predomina a degradação das formas herdadas de ciclos carsológicos anteriores [35].

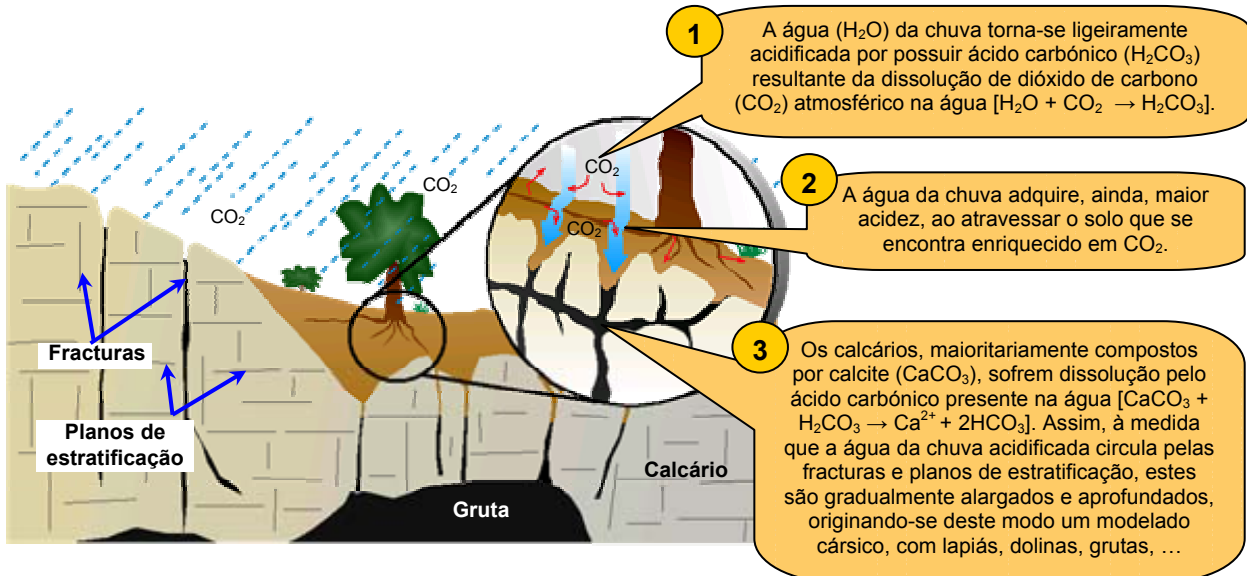


Fig. 35 – Esquema do processo de carsificação em rochas carbonatadas [adaptado 35].



Fig. 36 – Campo de lapiás (*Karrenfeld*) semi-enterrado, apresentando algumas aristas vivas no topo da RP (martelo como escala).

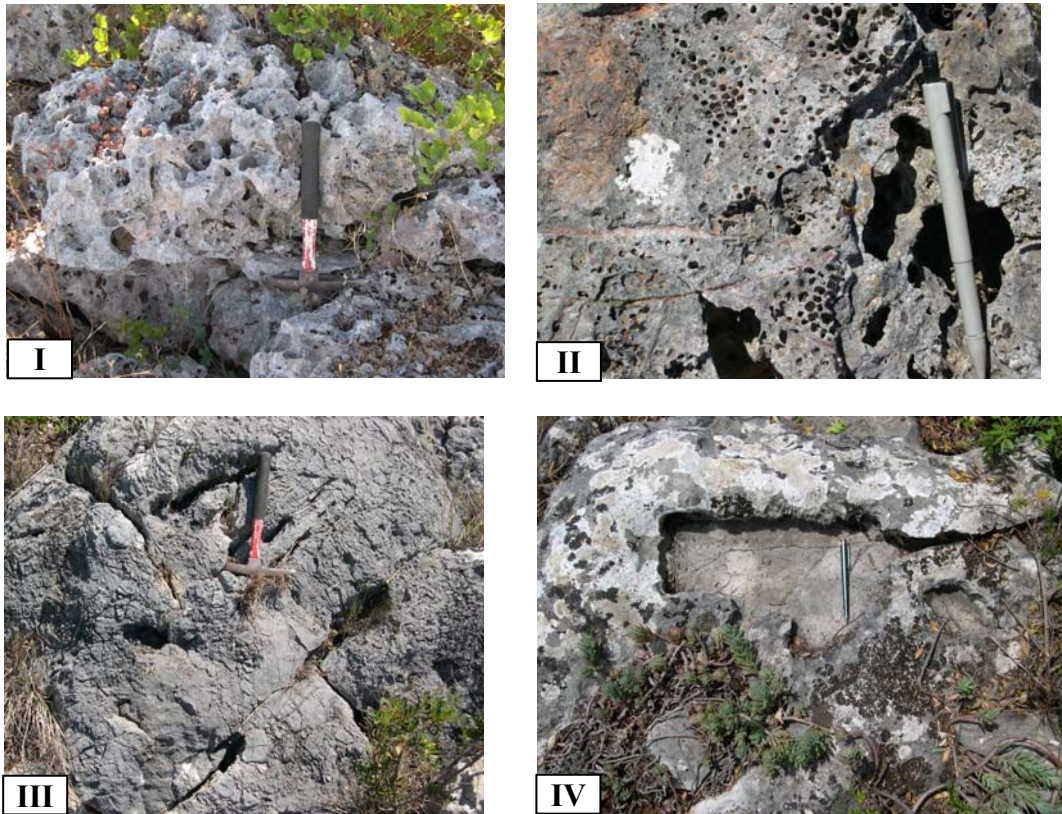


Fig. 37 – Alguns aspectos característicos na superfície dos lapiás. **I**- Corrosão alveolar em dolomitos com um aspecto ruiniforme; **II**- Corrosão alveolar em dolomitos cujo aspecto se assemelha a favos-de-mel; **III**- Corrosão em dolomitos que ao sublinhar as fendas e fracturas confere um aspecto rendilhado tipo “pele-de-elefante”; **IV**- Pia de dissolução com bordos aguçados e forma rectangular (topo da RP; martelo e lapiseira como escalas).



Fig. 38 – Duas dolinas alinhadas na direcção E-O e embutidas em uma depressão maior, no sector oeste da RP (contornos da depressão maior representados com cor laranja; fundo das dolinas assinalado com cor amarela).

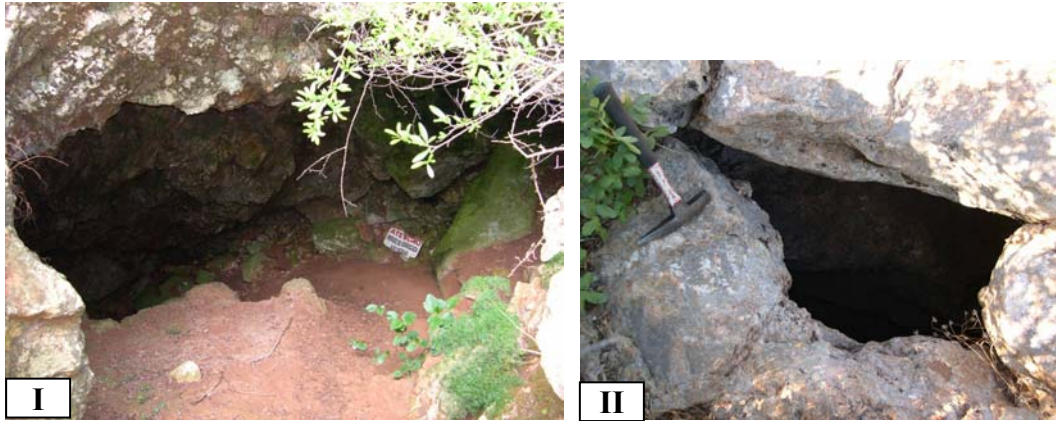


Fig. 39 – Grutas tipo algar na RP. I- Abertura do Algar dos Mouros na parte central do topo da RP; II- Entrada do Algar da Caldeirinha no sector oeste do topo da RP (martelo como escala).

6. Estrutura, génese e evolução da RP e das suas escarpas

A RP corresponde a um relevo estrutural e residual que resultou da interligação de várias condicionantes – litológicas, estratigráficas, tectónicas, geomorfológicas, hidrológicas e climáticas [2, 35].

A estrutura da RP (Figs. 23 e 40) corresponde a um anticlinal recortado e deslocado por falhas. As falhas principais foram geradas durante o Triásico (250 - 200Ma) e o Cretácico Inferior (145 – 100 Ma), em regime distensivo, tendo depois rejogado como inversas durante a fase compressiva ocorrida durante o Cretácico Superior (100 - 66 Ma) e o Cenozóico (66 Ma - presente). O dobramento anticlinal que se vislumbra terá sido gerado durante a fase de tectónica compressiva do Cretácico Superior. No Pliocénico (5,3 – 1,8 Ma) ou anteriormente, durante um período erosivo, terá sido gerada uma superfície fundamental que nivelava os terrenos do Paleozóico e do Meso-Cenozóico (Fig. 41) [3, 36]. Porém, a partir do Pliocénico Superior (3 Ma) até à actualidade a Serra Algarvia terá sofrido relativamente à área de sopé um levantamento de cerca de 200 m [7], que promoveu o encaixe das rede hidrográfica e a erosão vertical que destacou a RP do relevo adjacente por erosão diferencial associada à diferente litologia e à estratigrafia das unidades mesozóicas – os calcários e dolomitos da Formação de Picavessa, mais resistentes, subsistiram aos processos erosivos, enquanto as rochas subjacentes vulcano-argiloso-areníticas do Triásico-Sinemuriano (230 – 190 Ma), menos competentes, foram erodidas [2, 3, 36]. Por outro lado, a natureza carbonatada da Formação de Picavessa e a sua elevada fracturação em associação a condições paleoclimáticas favoráveis (climas húmidos) promoveram o desenvolvimento de um carso que determinou a hidrologia e desencadeou o fenómeno de imunidade cársica [2, 32, 36] – manutenção de determinado relevo cársico, devido a taxas de erosão baixas em virtude da ausência de escorrência subaérea nas superfícies plenamente cársicas [37]. Esse fenómeno de imunidade cársica associado a paleoclimas pouco favoráveis à erosão (climas pouco húmidos) tem conservado ao longo do tempo a RP, sendo esta um relevo cársico herdado de fases morfogenéticas anteriores [2, 32, 35].

Em relação à evolução das escarpas, esta está intimamente relacionada com a litologia, com a tectónica e com a evolução carsológica (Fig. 42) [2, 35]: i) a elevada competência das litologias da Formação de Picavessa confere uma resistência aos processos erosivos, favorecendo o desenvolvimento e a manutenção de escarpas imponentes, as quais se destacam em relação às unidades litológicas subjacentes por processos erosivos diferenciais, como já foi referido; ii) a fracturação (falhas e diáclases), além de controlar o alinhamento das escarpas, favorece o colapso de blocos, e iii) a meteorização cársica ao alargar e aprofundar as fracturas promove o desenvolvimento de cavidades cársicas à superfície e em profundidade, cuja evolução carsológica conduz ao abatimento dessas cavidades e ao conseqüente recuo das escarpas.

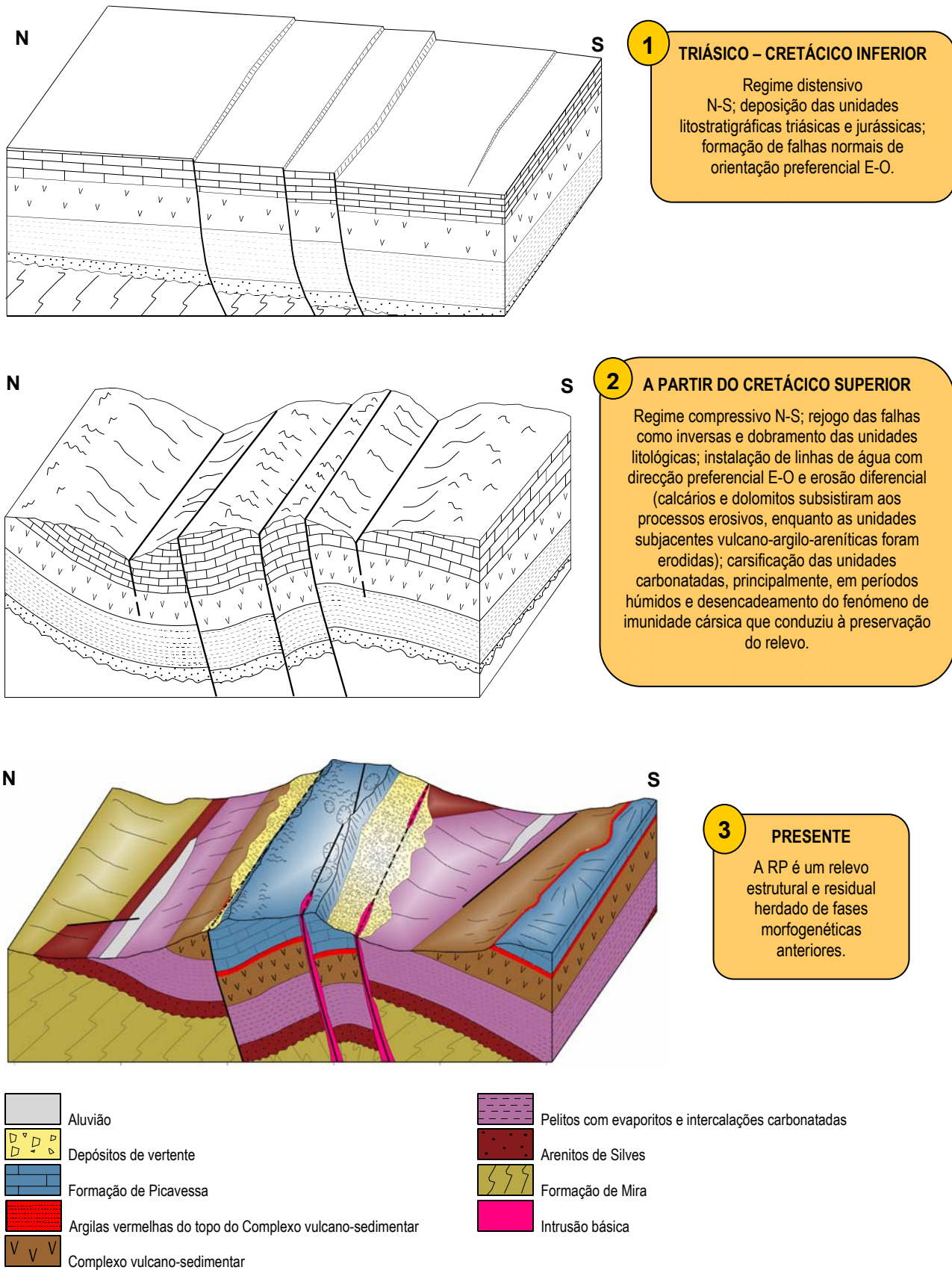


Fig. 40 – Génese e estrutura da RP (adaptado de [35]).

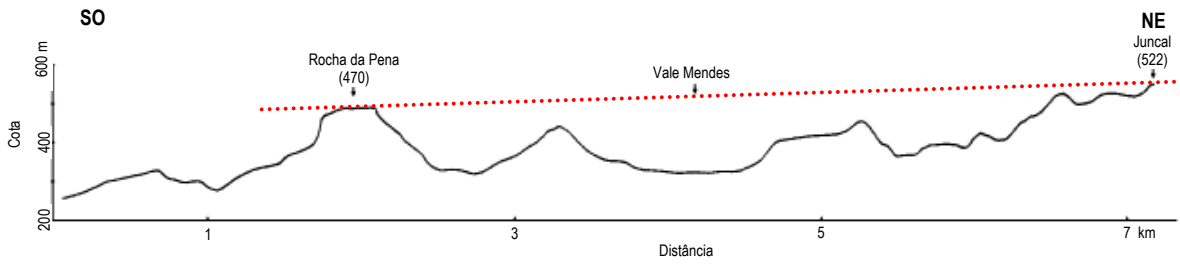


Fig. 41 – Perfil entre o Juncal e a RP ilustrando a continuidade, na orla, da superfície de aplanção do soco Paleozóico (adaptado de [38]).

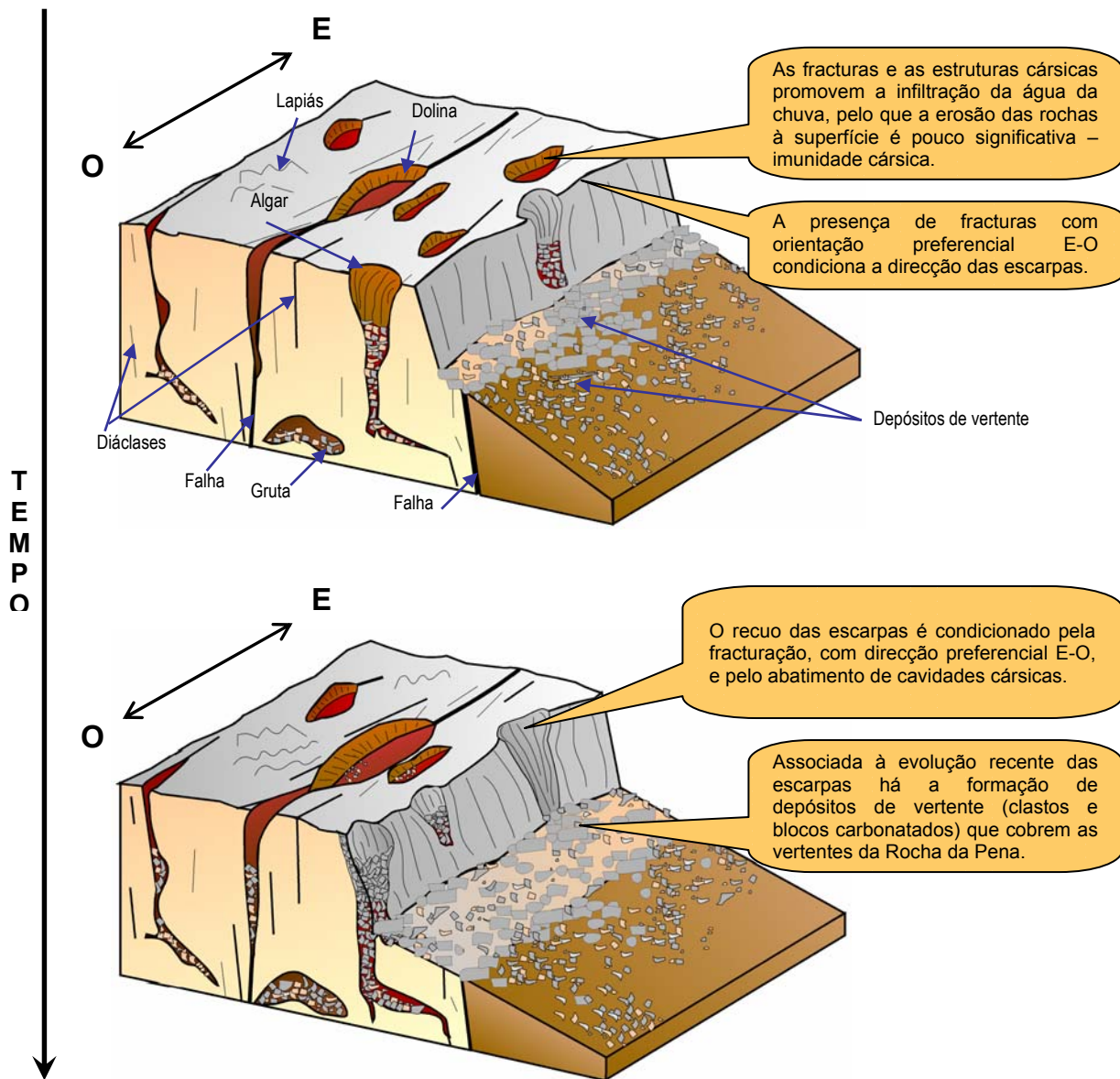


Fig. 42 – Esquema simplificado da evolução das escarpas norte e sul da RP (adaptado de [35]).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Galopim de Carvalho, A. M. (1999) – *Geomonumentos: uma reflexão sobre a sua caracterização e enquadramento num projecto nacional de defesa e valorização do Património Natural*, Lisboa, 36 pp.
- [2] Lopes, F. e Fernandes, P. (2006) – Promoção geológica e ambiental: o exemplo da Rocha da Pena (Algarve) in Mirão, J. Balbino, A. (Coord.) – *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, vol. III, Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, pp. 953-956.
- [3] Feio, M. (1952) – *A Evolução do Baixo Alentejo e Algarve*, Estudo de Geomorfologia, Lisboa, 186 pp.
- [4] Orion, N. e Hofstein (1994) – Factors that influence learning during a Scientific Field Trip in a Natural Environment. *Journal of Research in Science Teaching*, 31, (10), pp. 1097-1119.
- [5] Araújo, M. (2001) – *Alfabetização Científica e Actividade Outdoor em Geologia: uma Experiência Inovadora*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Porto, 119 pp.
- [6] Salvador, P. (2002) – *Avaliação do Impacto de Actividades Outdoor: contributo dos Clubes de Ciência para a Alfabetização Científica*. Dissertação de Mestrado, Universidade do Porto, 196 pp.
- [7] Dias, R. P. (2001) – *Neotectónica da Região do Algarve*. Tese de Doutoramento. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 369 pp.
- [8] Galopim de Carvalho, A. M. (2002) – *Introdução ao estudo do Magmatismo e das Rochas Magmáticas*, 1.ª Edição, Âncora Editora, Lisboa, 435 pp.
- [9] Oliveira, J. T.; Horn, M. & Paproth, E. (1979) – Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal and on the Paleogeographic development compared to corresponding units in Northwest Germany, *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, pp. 151-168
- [10] Terrinha, P. A. G. (1998) – *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*, Tese de doutoramento, Department of Geology, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, London, UK, 425 pp.
- [11] Terrinha, P.; Dias, R.; e Cabral, J.; Ribeiro, A. e Pinheiro, L. (2000) – Estrutura e evolução tectónica Meso-Cenozóica da Bacia Algarvia, Margem Sul Portuguesa. Correlação da estrutura onshore e offshore in Dias, J. A. e Ferreira, Ó. (Coord.) – 3.º *Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica*, Universidade do Algarve, Faro, pp. 185-186.
- [12] Manuppella, G.; Marques, B.; e Rocha, R. B. (1988) – Évolution tectono-sédimentar du basin de l'Algarve pendant le Jurassique. *2nd Intern. Symp. Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, pp. 1031-1046.
- [13] Oliveira, J. P.; Pereira, E.; Ramalho, M. M.; Antunes, M. T.; e Monteiro, J. H. (Coord.) (1992) – Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- [14] Manuppella, G. (Coord.) (1992) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100.000, Folha Ocidental, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- [15] Manuppella, G. (Coord.) (1992) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100.000, Folha Oriental, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- [16] Kullberg, J. C.; Pais, J.; e Manuppella, G. (1992) – Aspectos gerais da tectónica Alpina no Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, n.º 11, pp. 293-302.
- [17] Oliveira, J. T.; Oliveira, V. (1996) – Síntese da geologia da Faixa Piritosa em Portugal, e das principais mineralizações associadas. In: REGO, M. (Coord.) - *Mineração no Baixo Alentejo*. Câmara Municipal de Castro verde, Castro Verde, pp. 8-27.
- [18] Oliveira, J. T. (1992) – Traços Gerais da Geologia Algarvia, Paleozóico in Manuppella, G. (Coord.) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100.000, Nota explicativa. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 4-6.
- [19] Oliveira, J. T. (2001) – O Paleozóico do Algarve: de Alcoutim à Carrapateira. *Resumos das comunicações, II Encontro de Professores de Geociências do Algarve*, Lagos, pp. 1-4.
- [20] Romariz, C., Silva, M.O., Almeida, C.; e Palma, F. (1976) – Episódios vulcano-sedimentares no Algarve (Nota Prévia), *Bol. Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências*, Lisboa, Vol. 14 (2), pp. 373-376.
- [21] Romariz, C.; Almeida, C.; e Silva, M.O. (1979) – Contributions to the Geology of Algarve (Portugal). II - Volcanic Structures in Eastern Algarve (Portugal). *Bol. Museu e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências*, Lisboa, Vol. 16 (1), pp. 253-263.
- [22] Manuppella, G. (1988) – Litoestratigrafia e Tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, vol. 10, Lisboa, pp. 67-71.
- [23] Martins, L. M. N. C. T. S. (1991) – *Actividade Ígnea Mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica)*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 419 pp.
- [24] Palain, C. (1975) – *Une série détritique terrigène. Les "Grès de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal*, Tese de Doutoramento, Université de Nancy, Nancy, 503 pp.
- [25] Ramalho, M. M. (1988) – 400 Milhões de Anos de Historia do Algarve. *Anais do Município de Faro*, n.º XVII, Faro, 45 pp.
- [26] Nichols, G. (1999) – *Sedimentology and Stratigraphy*, Blackwell Publishing, UK, 355 pp.
- [27] Blakey, R. (2005) – *1st-Order Global Tectonic Elements* Department of Geology, Northern Arizona University, Flagstaff {<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb71storder.html>} (acedido a 24/09/2006)
- [28] Buchdahl, J. (1999) – *Global Climate Change Student Guide: A review of contemporary and prehistoric global climate change*. Atmosphere, Climate & Environment, Information Programme, aric, Manchester Metropolitan University, Manchester, 99 pp.
- [29] Azerêdo, A. C.; Duarte, L. V.; Henriques, M. H. e Manuppella, G. (2003) – Da Dinâmica Continental no Triásico aos Mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 43 pp.
- [30] Manuppella, G. e Oliveira, J. T. (2000) – Magmatismo e Vulcanismo: o Complexo Vulcano-Sedimentar do Jurássico Inferior e Unidades Subjacentes, *Resumos das comunicações, Aula de Campo n.º 1, I Encontro de Professores de Geociências do Algarve*, Albufeira.
- [31] Tucker, M. E. e Wright, V. P. (2002) – *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, USA, 482 pp.
- [32] Crispim, J. A. (1982) – *Morfologia Cársica do Algarve*. Monografia de Licenciatura. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 172 pp.
- [33] Tomé, R. (1996) – Morfologia Cársica no Concelho de Loulé – Abordagem preliminar. *al-ulyã – Revista do Arquivo Histórico Municipal de Loulé*, n.º 5, Loulé, pp. 217-239.
- [34] Lopes, F. e Monteiro, A. (2004) – *Modelado cársico no Concelho de Loulé* {<http://sapiens.no.sapo.pt/m-carsico/introducao.htm>} (acedido a 02/10/2006)
- [35] Lopes, F. e Fernandes, P. (2006b) – A Rocha da Pena (Algarve) – Aspectos geológicos e geomorfológicos, *Guia de Campo do I Encontro de Professores de Geociências do Alentejo e Algarve*, Universidade do Algarve, Faro, CD-ROM, 18 pp.
- [36] Medeiros-Gouvêa, A. (1938) – *Algarve: aspectos fisiográficos*, Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Instituto para a Alta Cultura, Lisboa, 160 pp.
- [37] Fénelon, P. (1967) – Vocabulaire français des phénomènes karstiques. *Mémoires et Documents - Phénomènes Karstiques*, 4, Centre Rech. Doc. Cart. Géogr., CNRS, pp. 13-68.
- [38] Almeida, C. A. (1985) – *Hidrogeologia do Algarve Central*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 333 pp.

8. ANEXOS

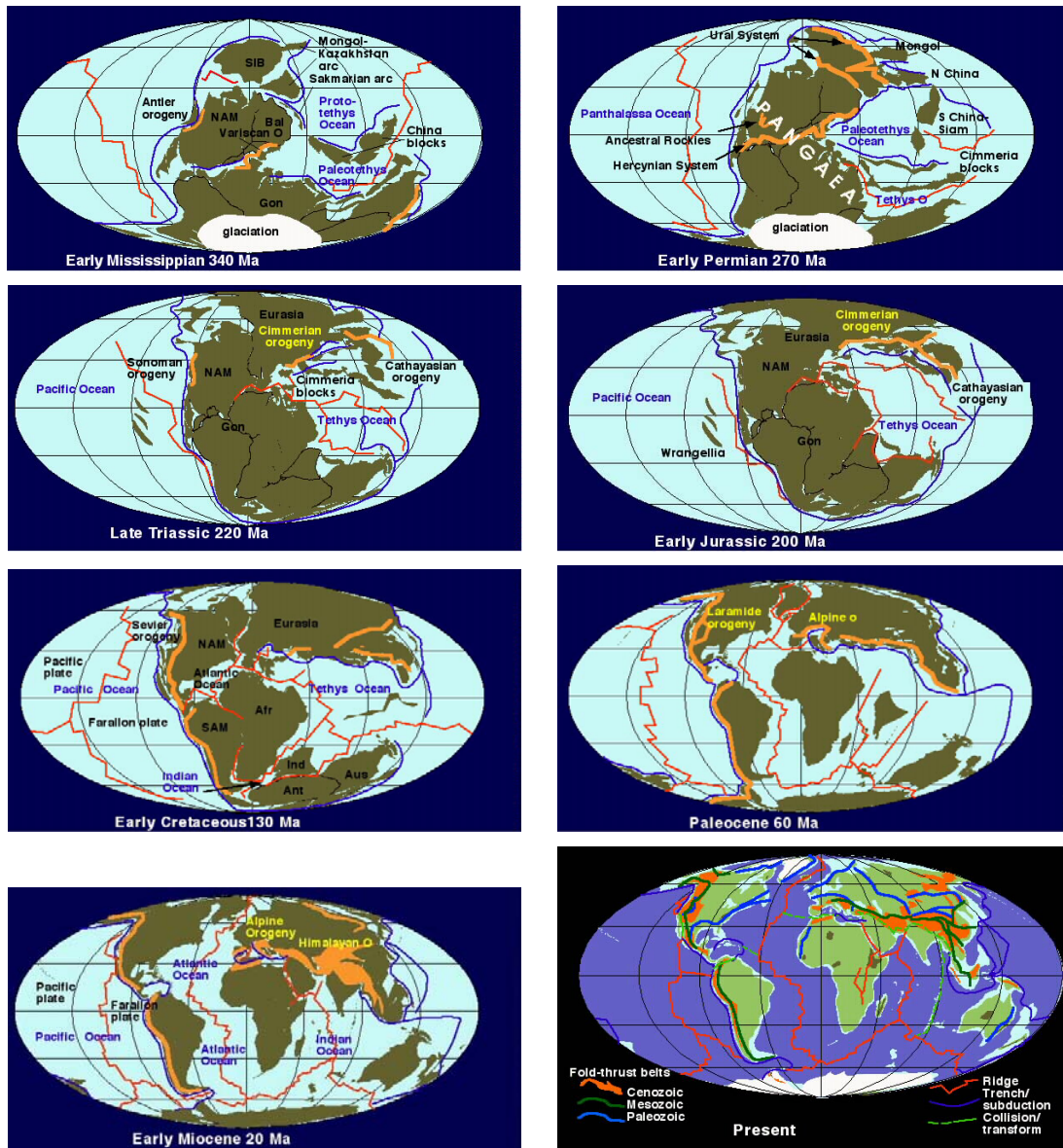
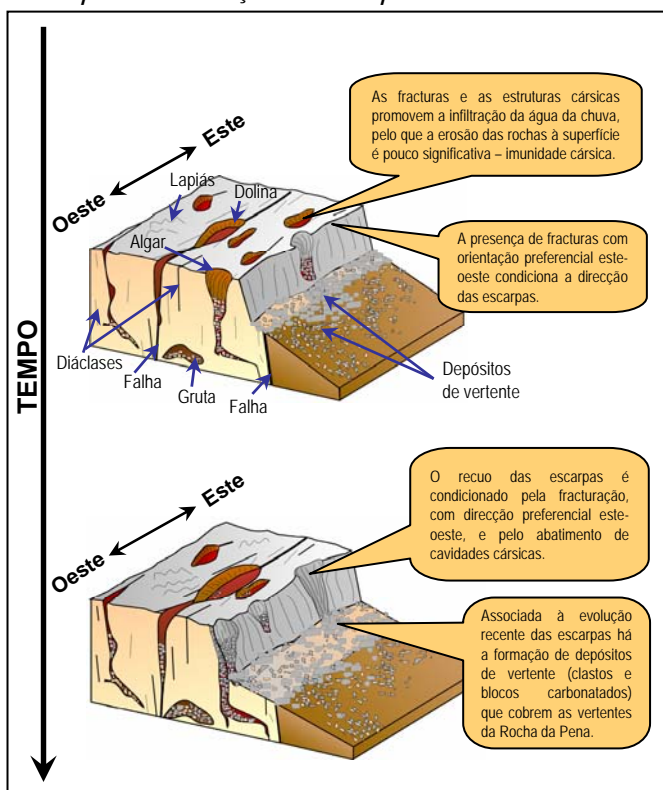


Fig. 43 – Reconstituição paleogeográfica desde do Carbónico até ao presente (retirado de [27]).

Quadro 1 – Tabela cronostratigráfica desde o Carbónico até ao Quaternário (modificado de Internacional Stratigraphic Chart of ICS, 2006)

Eonotema/Éon	Eratema/Éra	Sistema/Período	Série/Época	Andar/Idade	Idade (Ma)	
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário	Holocénico		0,01	
			Plistocénico		1,8	
		Neogénico	Pliocénico		5,3	
			Miocénico		23,0	
			Oligocénico		33,9	
		Paleogénico	Eocénico		55,8	
			Paleocénico		65,5	
			Cretácico	Superior		99,6
				Inferior		145,5
			Mesozóico	Jurássico	Superior	Toarciano
	Médio	Pliensbaquiano			175,6	
	Inferior	Sinemuriano Hetangiano			199,6	
	Triásico	Superior		Retiano Noriano Camiano	228,0	
		Médio		Ladiniano	245,0	
		Inferior		Anisiano		
				Olenequiano Induano		
	Paleozóico	Pérmico			251,0	
		Carbónico		Pensilvaniano		299,0
						318,1
			Mississippiano		359,2	

Esquema da evolução das escarpas da Rocha da Pena

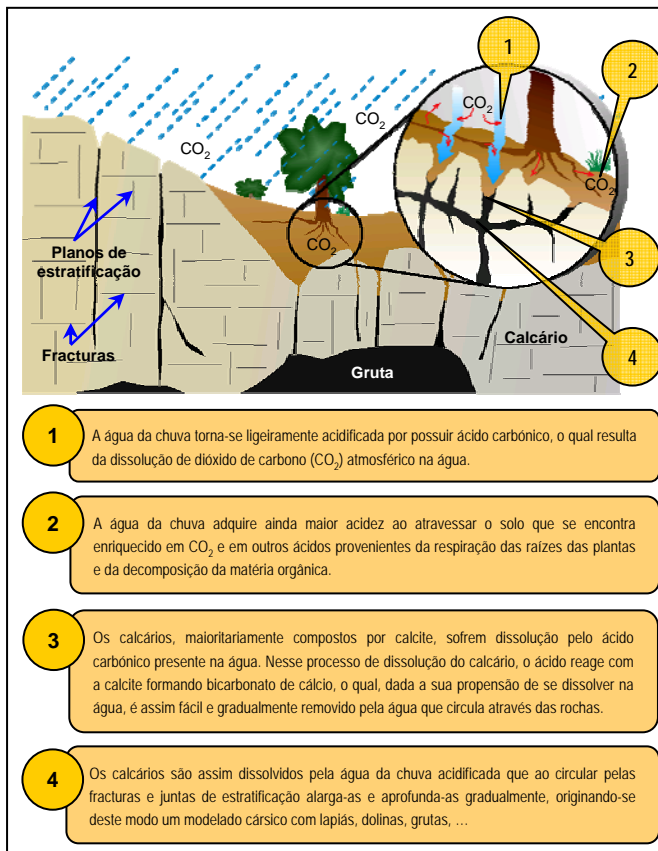


Vertente norte da Rocha da Pena, evidenciando-se a escarpa e os depósitos de vertente na base da escarpa cobrindo a vertente (fotografia tirada de oeste para este).



Sendo a Rocha da Pena formada por rochas carbonatadas, é um local propenso à instalação de fenómenos cársicos, apresentando consequentemente estruturas como lapiás, dolinas, algares e grutas.

Esquema do processo de dissolução dos calcários



- 1 A água da chuva torna-se ligeiramente acidificada por possuir ácido carbónico, o qual resulta da dissolução de dióxido de carbono (CO₂) atmosférico na água.
- 2 A água da chuva adquire ainda maior acidez ao atravessar o solo que se encontra enriquecido em CO₂ e em outros ácidos provenientes da respiração das raízes das plantas e da decomposição da matéria orgânica.
- 3 Os calcários, maioritariamente compostos por calcite, sofrem dissolução pelo ácido carbónico presente na água. Nesse processo de dissolução do calcário, o ácido reage com a calcite formando bicarbonato de cálcio, o qual, dada a sua propensão de se dissolver na água, é assim fácil e gradualmente removido pela água que circula através das rochas.
- 4 Os calcários são assim dissolvidos pela água da chuva acidificada que ao circular pelas fracturas e juntas de estratificação alarga-as e aprofunda-as gradualmente, originando-se deste modo um modelado cársico com lapiás, dolinas, grutas, ...

Entrada do Algar da Caldeirinha – cavidade com cerca de 15 m de desenvolvimento vertical (martelo como escala).



Pia de dissolução desenvolvida na superfície horizontal de um lapiás (lapiseira como escala).

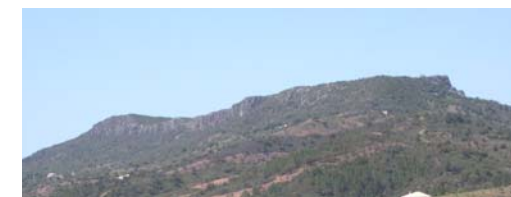


ROCHA DA PENA

(LOULÉ, ALGARVE)

AO ENCONTRO

DA GEODIVERSIDADE

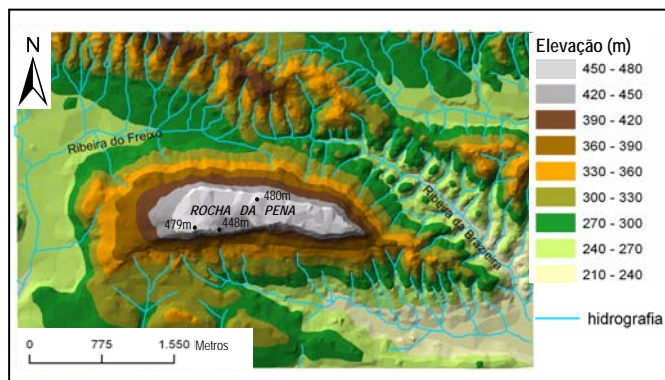


Outubro 2006

A ROCHA DA PENA

A Rocha da Pena é um Sítio Classificado nos termos do Decreto-Lei n.º 392/91 de 10 de Outubro e localiza-se no Algarve, no concelho de Loulé, a oeste da vila de Salir. Este relevo, encontra-se na transição entre a Serra Algarvia e o Barrocal Algarvio, abrangendo a Serra no sector norte e o Barrocal no sector sul. A Rocha da Pena, juntamente com outros relevos a ocidente, como a Rocha dos Soidos e a Rocha de Messines, constitui o alinhamento este-oeste mais setentrional de relevos carbonatados do Barrocal Algarvio e da Bacia Algarvia no Algarve Central.

Modelo digital do terreno com a elevação, a hidrografia e o alinhamento do relevo na Rocha da Pena



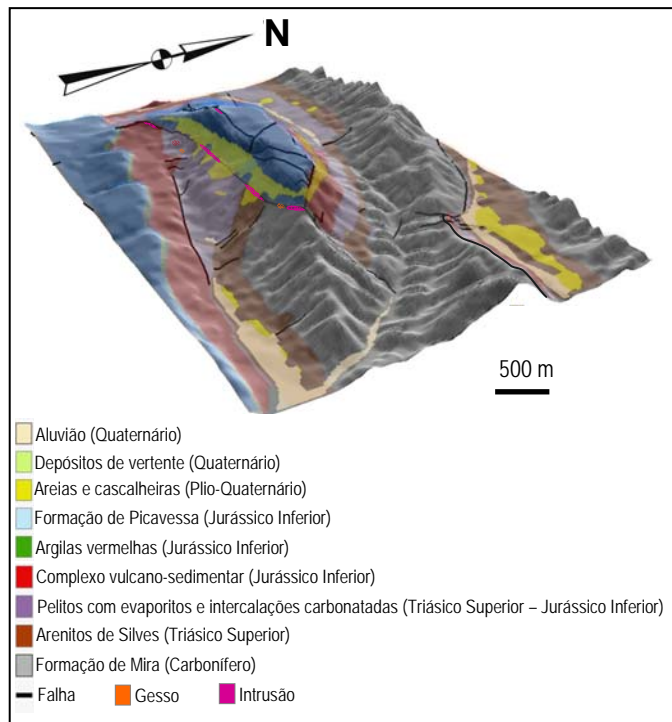
A Rocha da Pena constitui um relevo de forma tabular cujo eixo maior tem orientação este-oeste, afunilado no extremo leste e alargado no extremo oeste, representando uma mesa com cerca de 1850 m de comprimento, 455 m de largura máxima e uma altitude que varia entre os 440 e os 480 m. O topo do relevo no essencial é aplanado, inclinando geralmente para sul. As vertentes norte e sul são simétricas e bastante íngremes, apresentando escarpas que atingem no sector sul os 50 m de altura e que são talhadas nas rochas carbonatadas da Formação de Picavessa.

Reconhecendo a Rocha da Pena como um geomonumento e um local de elevada geodiversidade, dadas as suas características de monumentalidade e particularidades a nível da geologia, esta deve ser considerada um património geológico que importa valorizar e divulgar como um georrecurso cultural, numa concepção de cultura alargada ao saber científico, não renovável, e que deve ser preservada e legada como herança às gerações futuras.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

As rochas e as paisagens geológicas são como livros, se as soubermos ler podemos conhecer a sua história e assim saber quais as condições e os ambientes que existiram durante a sua origem.

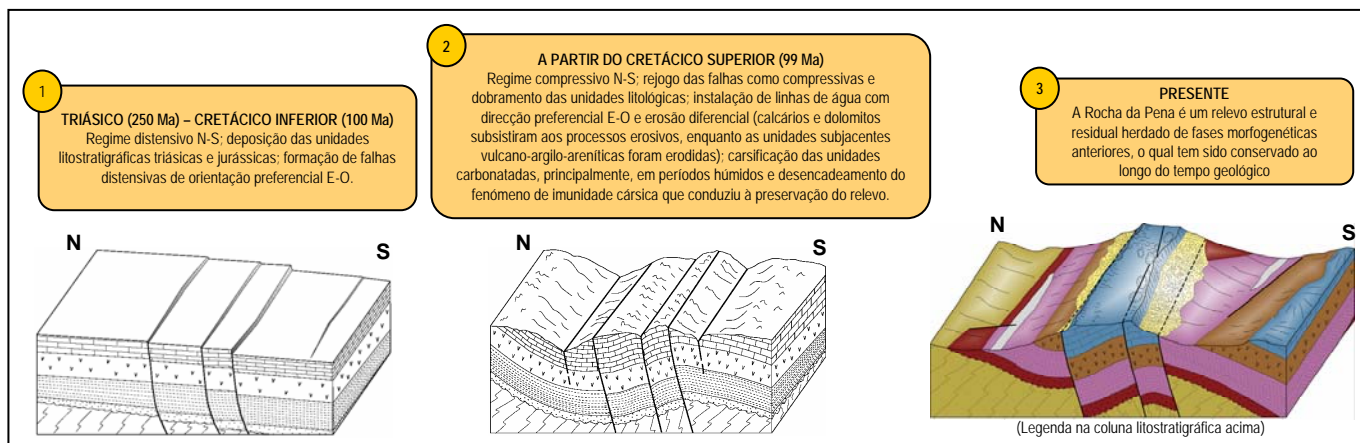
Modelo digital do terreno e geologia da Rocha da Pena



Coluna litostratigráfica da Rocha da Pena

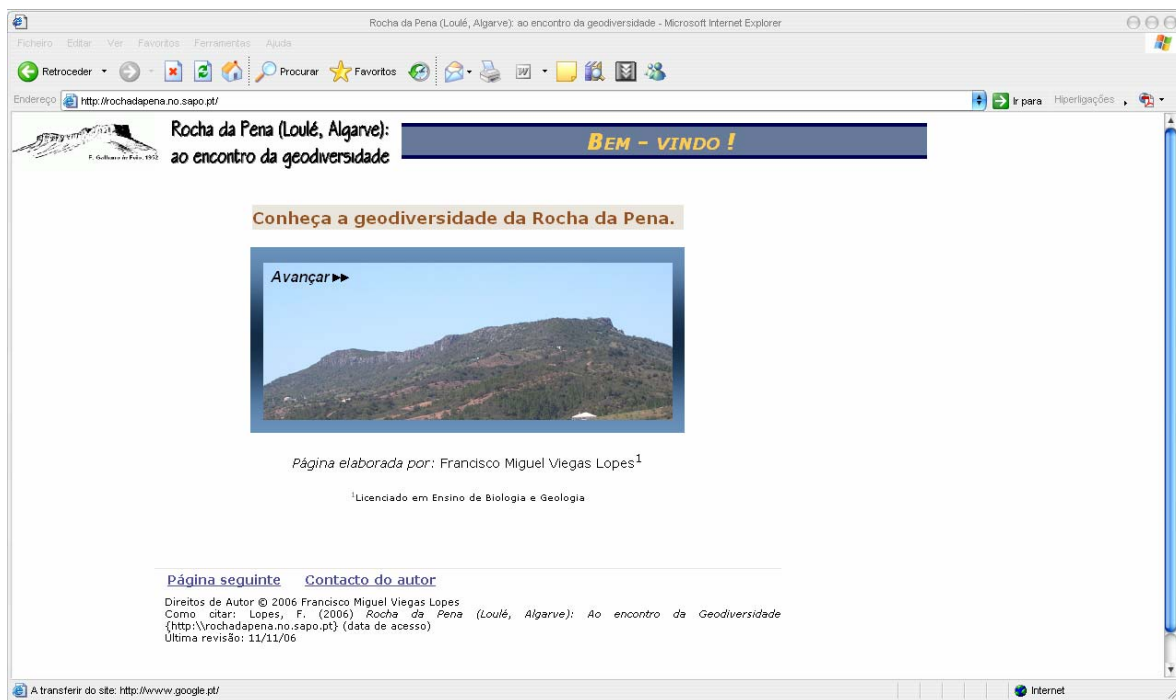
Idade Milhões de anos (Ma)	Coluna litostratigráfica (não reflecte a verdadeira espessura das litologias)	Descrição da Formação
Quaternário (0,01 Ma - Presente)		Aluviões: areias, argilas e seixos; ambiente continental fluvial.
Quaternário (1,81 Ma - Presente)		Depósitos de vertente: fragmentos de rochas carbonatadas geralmente não consolidados; associados à evolução das escarpas e vertentes da Rocha da Pena.
Plio-Quaternário (2 - 0,01 Ma)		Areias e cascalheiras: fragmentos de grauwagues, xistos e quartzo de dimensão variável; transportados e depositados por antigas redes fluviais.
Jurássico Inferior (190 - 180 Ma)		Formação de Picavessa: calcários, dolomitos e brechas dolomíticas de cor clara; sedimentação em plataformas marinhas carbonatadas de águas quentes e de baixa profundidade (inferior a 100 metros).
Jurássico Inferior (195 - 190 Ma)		Complexo vulcano-sedimentar: escoadas de basaltos, piroclastos (materiais sólidos expelidos nas erupções vulcânicas) e intrusões de doleritos; normalmente muito alteradas; magmatismo associado à evolução de um rifte continental (vale formado por falhas, na fronteira de placas tectónicas divergentes).
Triásico Superior - Jurássico Inferior (200 - 195 Ma)		Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas: argilões de tonalidade avermelhada, por vezes esverdeada, com intercalações de arenitos finos, carbonatos e evaporitos; sedimentação num clima quente e seco em lagoas marinhas salgadas temporárias.
Triásico Superior (230 - 200 Ma)		Arenitos de Silves: arenitos, argilas e alguns leitos de seixos (conglomerados) com coloração avermelhada; deposição em ambientes fluviais, num clima quente e seco.
Carbonífero (325 - 310 Ma)		Formação de Mira: camadas alternantes de xistos argilosos e grauwagues com tonalidades acastanhadas, por vezes, acinzentadas e violáceas; sedimentação de argilas e areias transportadas para bacias oceânicas profundas, por correntes de turbidez (mistura de água e sedimentos que se desloca sobre taludes submarinos); rochas dobradas e fracturadas por forças tectónicas associadas à origem de uma cadeia montanhosa.

GÉNESE E ESTRUTURA DA ROCHA DA PENA



Apêndice X

Página Web disponível em <http://rochadapena.no.sapo.pt/>



- ANEXOS -

O material que se segue encontra-se incluído num CD-ROM, anexado à presente dissertação, de modo a poder ser facilmente reproduzido e utilizado:

Anexo – Tabela cronostratigráfica

Tabela de Divisões Cronostratigráficas

Eonotema Eon	Erátima Era	Sistema Período	Série Época	Andar Idade	Idade (M.a.)	ELG	Glaciação
Fanerozóico	Cenozóico	Neogénico	Holocénico		0,0115		
			Pleistocénico	Superior	0,126		
	Médio			0,781			
	Inferior			1,806			
	Pliocénico		Gelasiano	2,588			
			Piacenziano	3,600			
			Zancleano	5,332			
			Miocénico	Messiniano	7,246		
				Tortoniano	11,608		
				Serravaliano	13,65		
	Oligocénico	Langhiano	15,97				
		Burdigaliano	20,43				
		Aquitano	23,03				
		Chatiano	28,4 ± 0,1				
		Rupeliano	33,9 ± 0,1				
		Eocénico	Priaboniano	37,2 ± 0,1			
	Paleocénico	Bartoniano	40,4 ± 0,2				
		Luteciano	48,6 ± 0,2				
		Ipresiano	55,8 ± 0,2				
		Tanetiano	58,7 ± 0,2				
		Selandiano	61,7 ± 0,2				
		Daniano	65,5 ± 0,3				
	Mesozóico	Triásico	Superior	Maastrichtiano	70,6 ± 0,6		
				Campaniano	83,5 ± 0,7		
				Santoniano	85,8 ± 0,7		
			Médio	Coniaciano	89,3 ± 1,0		
				Turoniano	93,5 ± 0,8		
				Cenomaniano	99,6 ± 0,9		
			Inferior	Albiano	112,0 ± 1,0		
				Aptiano	125,0 ± 1,0		
				Barremiano	130,0 ± 1,5		
				Hauteriviano	136,4 ± 2,0		
Carbonífero		Valanginiano	140,2 ± 3,0				
		Berriasiano	145,5 ± 4,0				
		Pensilvaniano	Superior	Gzeliano	303,9 ± 0,9		
			Médio	Kasimoviano	306,5 ± 1,0		
Mississipiense	Inferior	Bashkiriano	311,7 ± 1,1				
	Superior	Serpukoviano	318,1 ± 1,3				
Permiano	Médio	Viseano	326,4 ± 1,6				
	Inferior	Turnaciano	345,3 ± 2,1				
Ordoviciano	Superior	Gzeliense	299,0 ± 0,8				
	Médio	Kunguriano	275,6 ± 0,7				
Silúrico	Superior	Arstinsquiano	284,4 ± 0,7				
	Médio	Sakmario	294,6 ± 0,8				
Devónico	Superior	Asseliano	299,0 ± 0,8				
	Médio	Gzeliense	299,0 ± 0,8				
Jurássico	Superior	Asseliano	299,0 ± 0,8				
	Médio	Gzeliense	299,0 ± 0,8				

Eonotema Eon	Erátima Era	Sistema Período	Série Época	Andar Idade	Idade (M.a.)	ELG	Glaciação
Fanerozóico	Paleozóico	Ordoviciano	Superior	Induano	249,7 ± 0,7		
				Olonequiano	251,0 ± 0,4		
			Médio	Darriwiliano	468,1 ± 1,6		
				Tremadociano	478,6 ± 1,7		
			Inferior	Changhsingiano	253,8 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
		Silúrico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
			Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
			Inferior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
	Triásico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
		Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
	Inferior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
	Mesozóico	Jurássico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
			Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
		Inferior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
	Paleozóico	Permiano	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
Wuchiapingiano				260,4 ± 0,7			
Wuchiapingiano				260,4 ± 0,7			
Médio			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
Inferior		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
Ordoviciano	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
	Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
Silúrico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
	Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
Devónico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
	Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				

Eonotema Eon	Erátima Era	Sistema Período	Série Época	Andar Idade	Idade (M.a.)	ELG	Glaciação
Fanerozóico	Paleozóico	Ordoviciano	Superior	Induano	249,7 ± 0,7		
				Olonequiano	251,0 ± 0,4		
			Médio	Darriwiliano	468,1 ± 1,6		
				Tremadociano	478,6 ± 1,7		
			Inferior	Changhsingiano	253,8 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
		Silúrico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
			Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
			Inferior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
	Triásico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
		Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
	Inferior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
	Mesozóico	Jurássico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
			Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
		Inferior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
	Paleozóico	Permiano	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
				Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7		
Wuchiapingiano				260,4 ± 0,7			
Wuchiapingiano				260,4 ± 0,7			
Wuchiapingiano				260,4 ± 0,7			
Wuchiapingiano				260,4 ± 0,7			
Médio			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
			Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7			
Inferior		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
Ordoviciano	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
	Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
Silúrico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
	Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
Devónico	Superior	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
	Médio	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				
		Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7				

Eonotema Eon	Erátima Era	Sistema Período	Idade (M.a.)	ELG IEPG	Glaciação
Pré-Câmbrico	Proterozóico	Neo-proterozóico	Ediacárico	542	
			Criogénico	630	
			Tónico	850	
		Meso-proterozóico	Sténico	1000	
			Ectásico	1200	
			Calymmico	1400	
			Stathérico	1600	
		Paleo-proterozóico	Orosírico	1800	
			Rhyácico	2050	
			Sidérico	2300	
	2500				
	Arcaico	Neoarcaico	2800		
		Mesoarcaico	3200		
		Paleoarcaico	3600		
Eoarcaico					

Tendo como base a sucessão de espécies fósseis identificadas no registo estratigráfico, pode estabelecer-se uma divisão do tempo geológico em tempos relativos, de aplicação global, desde o Ediacárico até aos nossos dias. Os limites de alguns Andares englobados no Eonotema Fanerozóico (~ 542 M.a. até à actualidade), bem como a base do Andar Ediacárico, são definidos com base no estabelecimento de Estratotipos de Limite Global (ou *Global Standard Section and Points*). Um ELG (ou GSSP) corresponde ao limite inferior de um determinado Andar, sendo o limite superior desse Andar coincidente com o estabelecimento do limite inferior do Andar seguinte. Cada estratotipo de limite é assinalado na tabela cronostratigráfica através de um prego dourado (*golden spike*, 📌) que, no caso concreto do Bajociano, corresponde à base de uma camada definida na praia da Murtinheira (cabo Mondego).

As unidades inferiores ao Sistema Ediacárico são estabelecidas com base em datações radiométricas, sendo, por isso, definida uma *Idade Estratigráfica Padrão Global (Global Standard Stratigraphic Age)*.

Esta escala cronostratigráfica mundial de referência fornece uma visão global das diversas unidades cronostratigráficas, as suas designações e as suas durações. As unidades cronostratigráficas só têm validade formal depois de aprovadas pela União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS).

Uma vez que esta tabela tem por base o registo estratigráfico, não aparecem representadas unidades cronostratigráficas correspondentes ao tempo que antecedeu a solidificação crustal e a formação das primeiras rochas terrestres (Eon Hádico).

As cores de cada uma das divisões apresentadas na tabela são as definidas pela Commission for the Geological Map of the World.

* Quaternário: idade informal e a aguardar ratificação

CD-ROM

Conteúdo:

Apêndice I – Mapa com a localização dos afloramentos e fotografias referidos no texto

Apêndice II – Mapa geológico da Rocha da Pena e da região envolvente

Apêndice III – Mapa geomorfológico da Rocha da Pena

Apêndice IV – Pannel: *A Rocha da Pena*

Apêndice V – Pannel: *A morfologia cársica da Rocha da Pena*

Apêndice VI – Pannel: *Formações rochosas da vertente norte da Rocha da Pena*

Apêndice VII – Pannel: *Formações rochosas da vertente sul da Rocha da Pena*

Apêndice VIII – Guia-de-campo: *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – Ao encontro da geodiversidade*

Apêndice IX – Folheto A₄: *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – Ao encontro da geodiversidade*

Apêndice X – Página Web: *Rocha da Pena (Loulé, Algarve) – Ao encontro da geodiversidade*

Anexo – Tabela cronostratigráfica