Ruben Pereira Dias

Instituto Geológico e Mineiro

Neotectónica da Região do Algarve

Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica Interna

Universidade de Lisboa

Faculdade de Ciências

2001

Geral

CAPÍTULO - 1

INTRODUÇÃO, OBJECTIVOS

E METODOLOGIA

1. INTRODUÇÃO, OBJECTIVOS E METODOLOGIA

1.1. Enquadramento geodinâmico

A região estudada corresponde, de uma forma geral, à província do Algarve que se situa no extremo meridional do território continental português, limitada a S e a W pelo Oceano Atlântico e a E pelo rio Guadiana que faz fronteira com Espanha (Fig. 1.1).

Está localizada na placa euroasiática, junto ao cruzamento de uma margem continental de direcção aproximada de N-S, relacionada com a abertura do Atlântico Norte, tradicionalmente considerada passiva, mas que se encontra em transição para uma margem activa convergente, com uma fronteira de placas disposta segundo uma direcção E-W, entre a placa euroasiática e africana, conhecida como Zona de Fractura Açores-Gibraltar (Fig. 1.2).

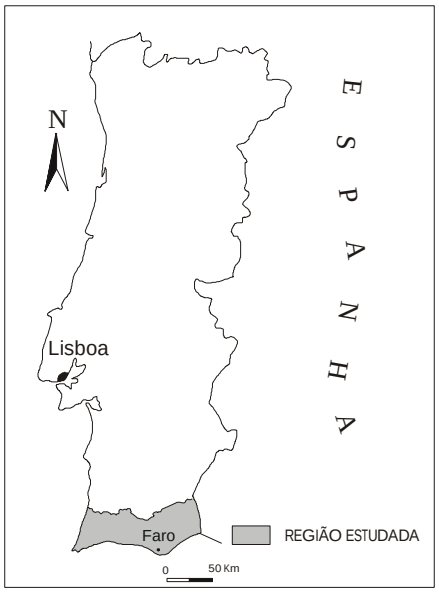


Fig. 1.1 - Localização da região estudada.

A geometria e cinemática da fronteira de placas no seu segmento oriental (E da falha da Glória) ainda está mal definida, havendo vários autores (GRIMISON e CHEN, 1986, 1988; CHEN e GRIMISON, 1989; SARTORI *et al.*, 1994) que defendem a transição progressiva de um regime de desligamento puro direito na falha transformante de Glória, para uma fronteira de placas difusa, em que a convergência entre as placas euroasiática e africana é lenta (<1cm/ano), dá-se segundo uma direcção NNW-SSE a NW-SE, e é acomodada por deformação distribuída numa faixa litosférica predominantemente oceânica. Segundo a opinião de outros autores (ARGUS *et al.*, 1989; SRIVASTAVA *et al.*, 1990; CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996; TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1998), esta convergência é acomodada sobretudo em estruturas que definem uma fronteira de placas discreta, embora geometricamente e cinematicamente complexa, sendo também parcialmente absorvida por algum encurtamento nas margens das placas litosféricas (CABRAL, em publicação).

Como se referiu, a margem continental oeste ibérica está em transição de passiva para activa, com nucleação de uma zona de subducção incipiente a sul, que se encontra em processo de propagação para norte (CABRAL e RIBEIRO, 1989; CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996) (Fig. 1.2).

Este enquadramento geodinâmico é responsável por uma actividade tectónica regional importante,

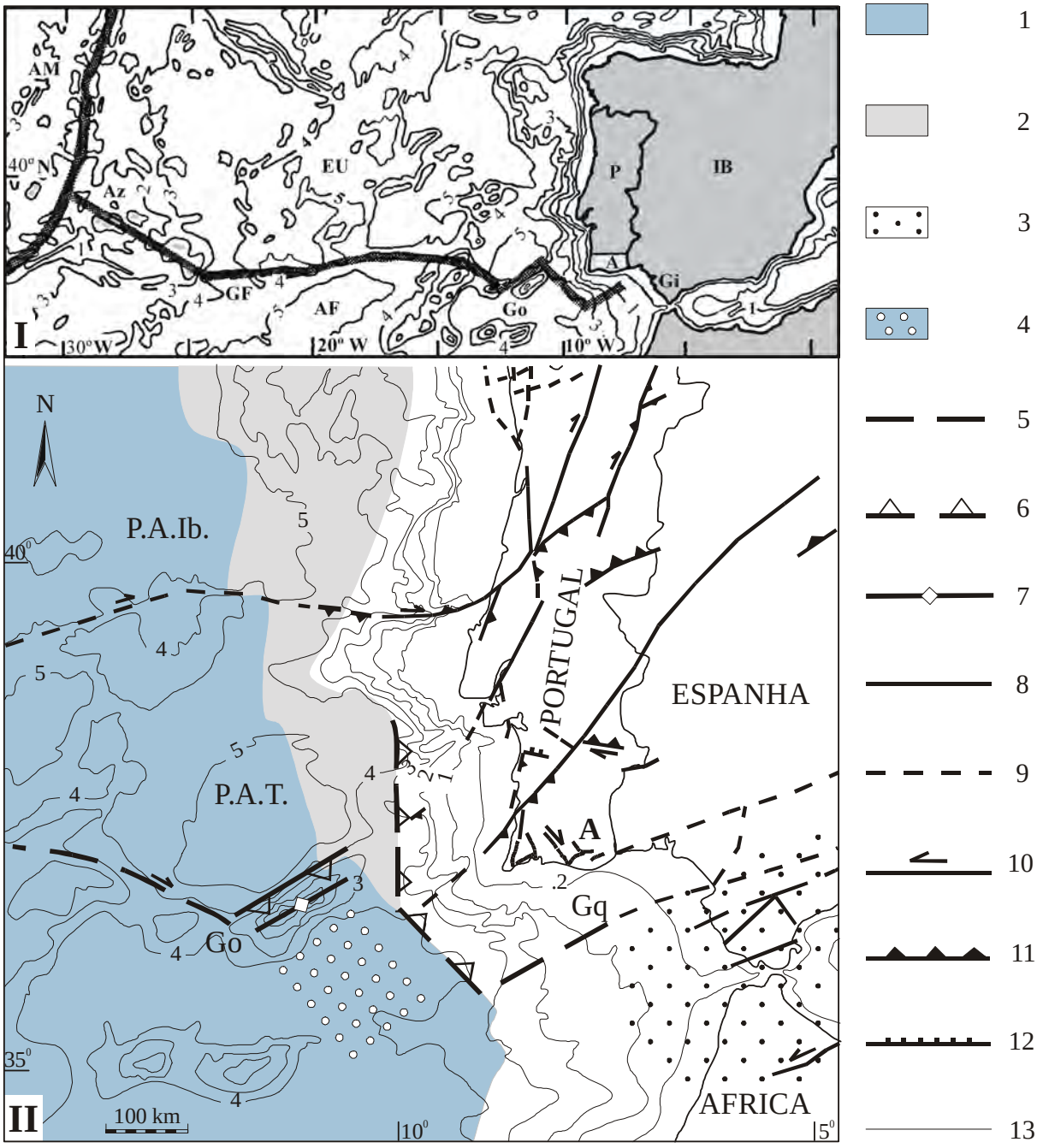


Fig. 1.2 - Enquadramento neotectónico de Portugal Continental (modificado de RIBEIRO *et al.*, 1996). I - disposição regional das placas litosféricas. II - sector oriental da placa Euro-Asiática (zona de fractura Açores-Gibraltar.1, crosta oceânica; 2, crosta continental adelgaçada; 3, colisão continental; 4, fronteira de placas difusa; 5, limite de placa (localização aproximada); 6, zona de subducção incipiente ao longo da margem continental SW Ibérica; 7, dobra antiforma activa; 8, falha activa; 9, falha activa provável; 10, falha de desligamento; 11, falha inversa; 12, falha normal; 13, batimetria em km; A, Algarve; AF, placa africana; AM, placa americana; Az, arquipélago dos Açores; E, Esporão da Estremadura; EU, placa europeia; Ga, banco da Galiza; GF, falha da Glória; Gi, Gibraltar; Go, banco de Gorringe; Gq, banco de Guadalquivir; IB, Península Ibérica; P, Portugal; P.A.Ib., planície abissal Ibérica; P.A.T., planície abissal do Tejo.

que se manifesta pela presença de deformações neotectónicas e por uma sismicidade significativa, fornecendo um cenário de importante potencial sismogenético (Fig. 1.3).

1.2. Conceito utilizado de Neotectónica

A Neotectónica foi inicialmente definida por V. A. Obruchev, em 1948, como um capítulo das Ciências da Terra aplicada ao estudo da evolução tectónica "recente" da crosta terrestre que ocorreu durante o Terciário superior e Quaternário (CABRAL, 1995). Deste modo, a Neotectónica foi considerada inicialmente com um carácter cronológico sendo necessário indicar o intervalo de tempo correspondente (MESHERIKOV, 1968; VITA-FINZI, 1986, entre outros).

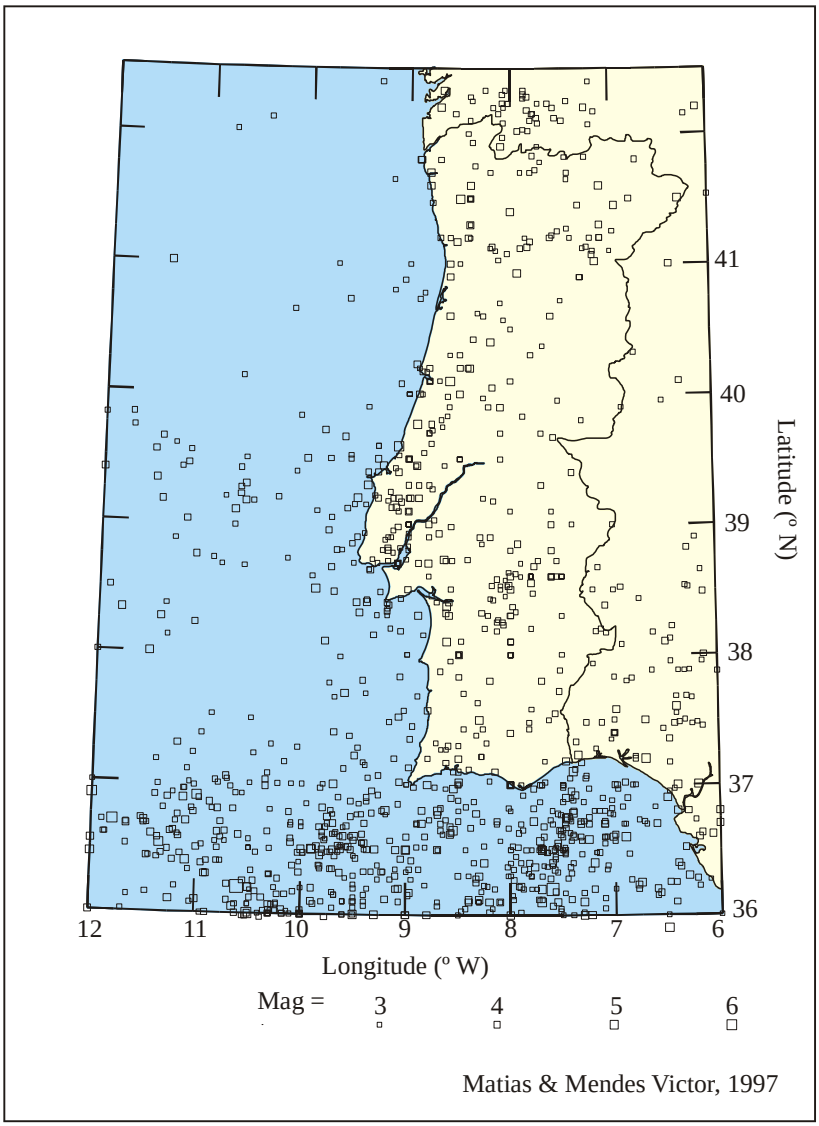


Fig. 1.3 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos históricos e instrumentais, magnitude superior ou igual a 3, no território de Portugal Continental e áreas adjacentes (período de 33 d.C. a 1997) (MATIAS e MENDES VICTOR, comunicação pessoal).

Na opinião de diversos autores (HANCOCK, 1986, *in* PAVLIDES, 1989; MORNER 1989a, b; PAVLIDES, 1989; CABRAL, 1995, entre outros) esta definição de Neotectónica não é eficaz do ponto de vista científico porque é independente do contexto tectónico regional. Consequentemente, propuseram outra definição para Neotectónica, considerando esta como o estudo dos movimentos tectónicos que ocorreram após a última reorganização significativa da tectónica regional. Deste modo, para se definir o período neotectónico de uma dada região, é necessário recuar no tempo até ao estabelecimento das condições tectónicas actuais, o que implica que o início do período neotectónico não seja o mesmo para as diferentes regiões do globo terrestre.

Em Portugal, os dados existentes sobre a evolução tectónica durante o Neogénico e o Quaternário indicam que, posteriormente ao Miocénico - caracterizado por uma actividade tectónica intensa em várias áreas - se seguiu um período de abrandamento da actividade tectónica, acentuando-se novamente no final do Pliocénico e prolongando-se pelo Quaternário (CABRAL, 1995).

Por este motivo, considera-se no presente trabalho que, para o território português, a Neotectónica é a actividade tectónica ocorrida desde o Pliocénico superior, isto é, aproximadamente durante os últimos 3 milhões de anos. Deste modo, consideraram-se activas todas as estruturas geológicas com evidências de deslocamento tectónico neste intervalo de tempo.

1.3. Objectivo

O enquadramento geodinâmico da região do Algarve, associado à presença de diversos acidentes tectónicos regionais de grande envergadura, com geometria e cinemática mal conhecida, que correspondem a potenciais fontes sismogenéticas, e a ocorrência de uma sismicidade significativa, demonstram cabalmente a utilidade dos estudos de neotectónica e sismotectónica nesta região, uma vez que:

- o estudo da Neotectónica fornece indicações essenciais para diversas actividades de impacto social, nomeadamente a previsão sísmica, a selecção de sítios e projectos anti-sísmicos de grandes obras de engenharia, estudos de microzonagem sísmica para ordenamento do território, etc.;
- o estudo da Sismotectónica estabelece as correlações entre parâmetros geológicos (tais como o comprimento de rotura e o rejeito médio numa falha ao gerar um sismo, a velocidade média de deslizamento das falhas) e parâmetros sismológicos (tais como a intensidade sísmica, a magnitude e a aceleração dos movimentos vibratórios), permitindo estimar o potencial sismogenético de estruturas conhecidas.

Embora existisse pouca informação no âmbito da neotectónica, para a região do Algarve, houve

diversos autores que, de uma forma ou outra, contribuíram para este conhecimento.

Assim, Choffat, em 1907, elaborou uma carta tectónica onde traçou um importante acidente, actualmente conhecido como falha de S. Marcos-Quarteira (Fig. 1.4) (CHOFFAT, 1907). Este acidente não foi representado na edição da Carta Geológica de Portugal à esc. 1:500 000 (1972). Encontra-se representado parcialmente (soco varisco) na Carta Geológica de Portugal - Folha 7 à esc. 1: 200 000 (1982), totalmente na última edição da Carta Geológica de Portugal à esc. 1:500 000 (1992), e na Carta Geológica da Região do Algarve, à esc. 1:100 000, Folha Ocidental.

Pereira de Sousa (1914, 1917) considera que no Algarve existem várias zonas de grande instabilidade sísmica que "parecem devidas aos movimentos epirogénicos", designadamente Albufeira - Vila Real de S. António, passando por Estoi e Tavira; Boliqueime-Loulé-Santa Catarina; Alte-Salir-Querença; Bordeira-Aljezur-Odeceixe; Senhora do Verde-Monchique.

Medeiros-Gouvêa (1938) identificou praias levantadas, cuja altitude varia entre os 80 e 100m, e reconheceu dobramentos de grande raio de curvatura a afectar o material antigo (soco hercínico) no pós-Pliocénico, com uma fase de dobramento de idade provável Moustierense. Traçou um mapa de fracturas com base nas linhas sísmicas de Pereira de Sousa (Fig. 1.5). Descreveu as principais falhas da região do Algarve e indicou o campo de tensão que as gerou: "a distribuição de todo o sistema de fracturas de que dou resumo, interceptando-se ortogonalmente, revela que as fôrças dominantes foram N.O.-S.E. e N.E.-S.O." e "durante o Quaternário houve movimentos importantes de compressão e disjunção atestados pela transgressão do tirreneano e pelo retôrno das águas no flandriano que se continua nos nossos dias".

Feio (1951) elaborou um importante trabalho intitulado "A Evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve" onde faz um estudo exaustivo sobre a morfologia do Algarve, descrevendo as diversas formas encontradas e a sua evolução cronológica. Faz uma síntese bibliográfica de todas as referências que contribuíram para a execução do seu trabalho (FEIO, *op. cit.*, p. 307- II- Contribuição da Bibliografia). Aponta o estilo tectónico da região do Algarve, coloca o problema das datações dos diversos elementos morfológicos e faz referência à grande importância da tectónica pliocénica, sugerindo três fases: Pliocénico inferior (deslocação do acidente S. Marcos-Mesquita), Pliocénico médio (primeiro movimento dos fossos litorais) e no Pliocénico superior (segundo movimento dos fossos litorais) (*op. cit.*). Indica, ainda, "movimentos posteriores à formação dos depósitos de raña, que correspondem, provavelmente, às derradeiras manifestações da última fase" (*op. cit.*). Ao longo deste trabalho iremos fazer várias referências ao trabalho de Feio, não só ao de 1951, mas também à sua contribuição (Geomorfologia) para a Notícia Explicativa da

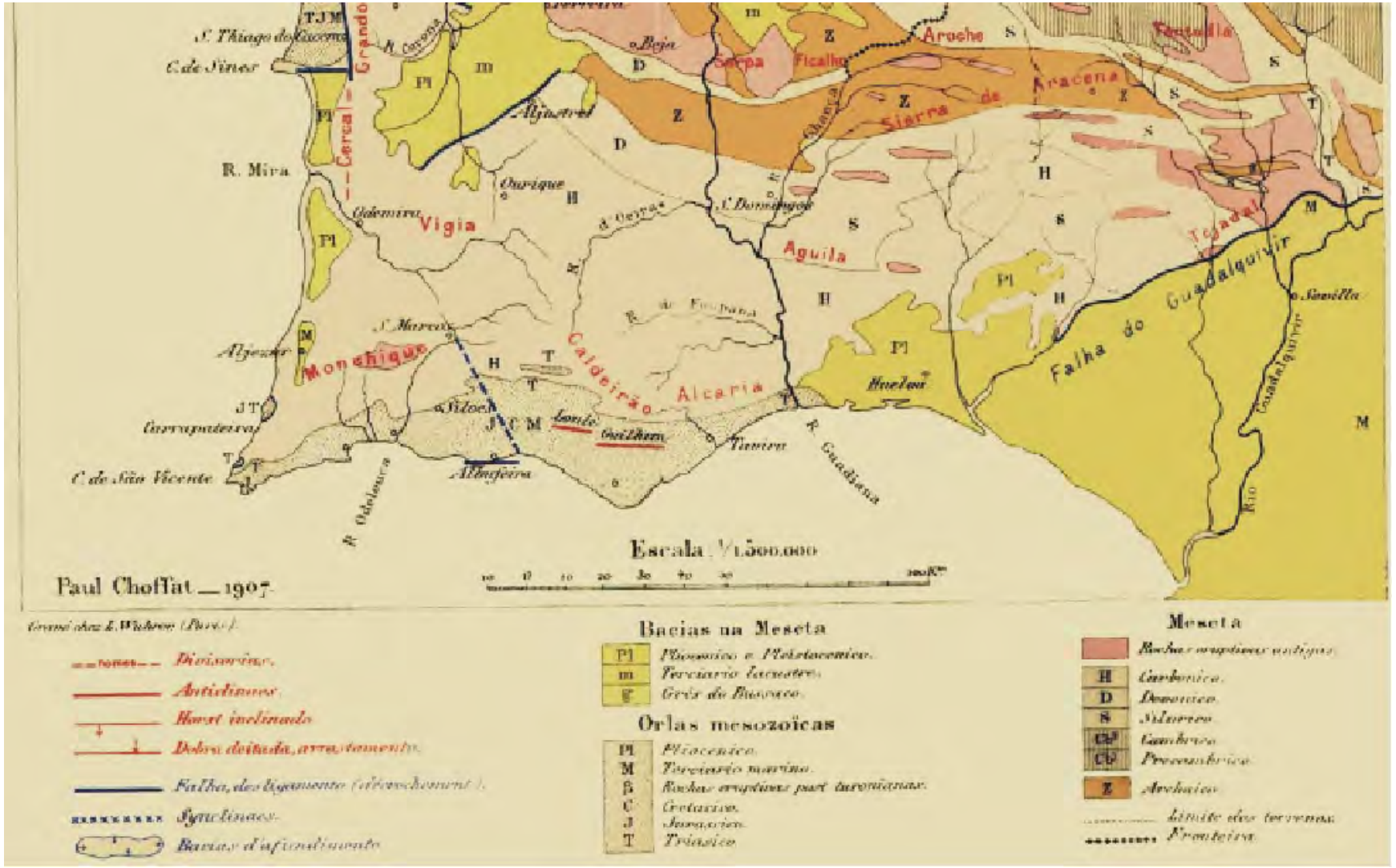


Fig. 1.4 - Extracto de "Esboço d'Uma Carta Tectónica de Portugal" do sul de Portugal e parte do sul de Espanha, onde está representada a Falha de S. Marcos-Quarteira (CHOFFAT, 1907).



Fig. 1.5 - Esquema sismo-tectónico do Algarve (segundo MEDEIROS-GOUVÊA, 1938).

Folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 dos Serviços Geológicos de Portugal (1992).

Ribeiro *et al.* (1984) referem a existência de falhas na orla litoral, de direcção NE-SW, paralelas à falha da Messejana, que afectam os sedimentos plio-quaternários, e de falhas de direcção N-S, que originaram o *graben* de Aljezur e Sinceira, que rejogam até à actualidade, sendo responsáveis pela existência de praias e terraços fluviais quaternários actualmente elevados várias dezenas de metros acima do nível do mar.

Manuppella e Pais (1986) indicam a existência de falhas normais de direcção dominante N-S que afectam o Quaternário, nomeadamente as falhas de Lagos e Portimão. Referem ainda que "ao longo da falha de Quarteira, depósitos modernos estão cavalgados por outros mais antigos, que demonstra a possibilidade destes acidentes se comportarem localmente como falhas inversas".

Manuppella (1987 - comunicação oral) faz referência a estruturas activas que afectam as Areias de Faro-Quarteira. Em 1988 admite que existem movimentos compressivos no Quaternário que provocaram o rejogo de falhas pré-existentes, nomeadamente, as falhas de Lagos, Portela, Quarteira e Vale Rabelho (Manuppella, 1988). Em 1992 publica a Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1:100 000, folhas oriental e ocidental, onde marca acidentes que afectam os depósitos plio-quaternários. Em colaboração com Dias (MANUPPELLA e DIAS, 1992), considera que as principais falhas do Algarve (Lagos, Portimão, Armação de Pêra, Albufeira, Faro, bem como a Flexura do Algibre a W de Algoz), têm movimentação no Quaternário. Neste trabalho (*op. cit.*) refere-se uma certa diferenciação a W (domínio de tectónica mais activa) e E da falha de Quarteira, e consideram este acidente uma "estrutura polifaseada (falha normal a N da Flexura do

Algibre, desligante direita quando corta o Jurássico, normal no Miocénico e cavalgante no Quaternário)" (*op. cit.*).

Cabral e Ribeiro (1988) elaboram a Carta de Neotectónica de Portugal Continental onde apresentam uma síntese das principais falhas activas da região do Algarve.

Pereira (1990) redige uma dissertação de doutoramento intitulada "A Plataforma Litoral do Alentejo e Algarve Ocidental" onde faz uma análise da morfologia da área litoral algarvia, definindo as várias etapas de evolução da faixa costeira ocidental e meridional, estuda os vários sedimentos existentes elaborando uma coluna litostratigráfica, e aponta diversas evidências de actividade neotectónica que serão referidas no decorrer do presente trabalho. Posteriormente, publica alguns trabalhos sobre a mesma temática (PEREIRA, 1994, PEREIRA,1995).

Terrinha *et al.* (1990) consideram que o diapiro de Loulé é uma estrutura activa e esteve sujeito a uma compressão de direcção N-S terciária e quaternária.

Kullberg *et al.* (1992) identificaram falhas de direcção N-S, que afectam o quaternário com componente de desligamento direito, e referem que a falha de S. Marcos-Quarteira, de direcção NW-SE, funciona, no Quaternário, como desligamento direito com componente inversa. Indicam uma fase tectónica compressiva de direcção N-S no mesmo período.

Cabral (1993) redige uma dissertação de doutoramento intitulada "Neotectónica em Portugal Continental" onde faz referências a actividade neotectónica na região do Algarve, nomeadamente na zona litoral ocidental onde caracteriza o alinhamento de fracturas S. Teotónio-Aljezur-Sinceira.

Terrinha (1998) elabora uma dissertação de doutoramento intitulada " Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal" onde faz referência à actividade neotectónica em diversas estruturas na região do Algarve, apontando exemplos de campo. Deduz também o campo de tensão para o Plio-Quaternário, sugerindo que este é constritivo.

Moura (1998) na sua dissertação de doutoramento intitulada " Litostratigrafia do Neogénico Terminal e Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve, evolução paleoambiental" aponta também algumas evidências de actividade neotectónica.

Para completar e sistematizar a informação existente, foi-nos proposto realizar a investigação neotectónica da região do Algarve, abrangendo uma área que é limitada a norte pelo paralelo de Odeceixe, a oeste e sul, pelo oceano Atlântico, e a leste pela fronteira com o território espanhol (Fig. 1.1 e 1.6). Os objectivos principais propostos consistiram em elaborar uma carta neotectónica regional, caracterizar a

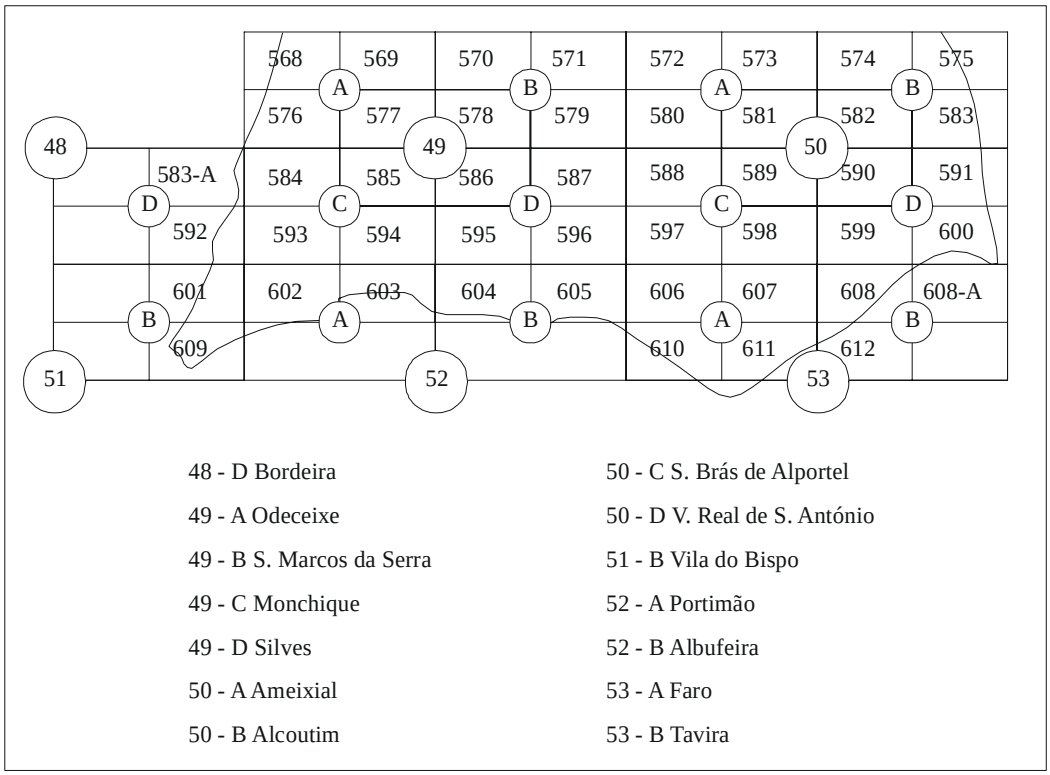


Fig. 1.6 - Mapa de localização das cartas topográficas, da região do Algarve, às escalas 1:25 000 (Carta Militar de Portugal publicada pelo Instituto Geográfico do Exército) e 1:50.000 (Carta Corográfica de Portugal publicada pelo Instituto Português de Cartografia e Cadastro).

região do ponto de vista sismotectónico, e enquadrar os resultados obtidos num modelo geodinâmico regional. Dos trabalhos realizados resultaram diversas comunicações e palestras, em colaboração com: G. Manuppella (1992, 1993); J. Cabral (1995a,b,c, 1997a,b, 1998a,b, 2000); P. Terrinha e J. Cabral (1999); P. Terrinha, J. Cabral e A. Ribeiro (1998, 2000); e F. Borges, J. Cabral, A. Fitas, P. T. Costa, A. Ribeiro, L. Matias, e P. Terrinha (1997).

Os dados geológicos relativos às estruturas activas, são correlacionados com a informação de índole geofísica disponível (sismicidade e outras), a fim de estimar o potencial sismogenético das estruturas activas e, consequentemente, avaliar a perigosidade sísmica regional.

A partir dos dados de neotectónica e de trajectórias da tensão obtidas, propõe-se um modelo geodinâmico regional, que é confrontado com os modelos actualmente propostos para o território de Portugal Continental e a região da fronteira de placas Açores - Gibraltar.

1.4. Metodologia

Para identificar as estruturas tectónicas activas na região do Algarve usaram-se critérios de índole estratigráfica, geomorfológica e fotogeológica, além de análise bibliográfica.

O critério estratigráfico consistiu na identificação de acidentes, às escalas macroscópica e mesoscópica, afectando formações geológicas de idade Plio-Quaternária, principalmente Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira, considerada, na Carta Geológica da Região do Algarve à escala 1:100 000, como pertencendo ao Plistocénico, bem como outros sedimentos mais recentes.

Os critérios geomorfológicos consistiram no reconhecimento de acidentes apresentando uma expressão topográfica mais ou menos nítida e/ou deformando superfícies de erosão plio-quaternárias.

O critério fotogeológico consistiu na identificação, em fotografia aérea e em imagens de satélite, de lineamentos geológicos provavelmente relacionados com falhas activas por cruzarem áreas de afloramento de "Areias de Faro-Quarteira" ou de outros sedimentos plio-quaternários.

Deste modo, o estudo efectuado na área abrangeu actividades de gabinete e de campo.

1.4.1. Actividade de gabinete

A actividade de gabinete consistiu em:

- consulta bibliográfica;
- análise das cartas geológicas disponíveis, publicadas pelos Serviços Geológicos de Portugal, nomeadamente, às escalas 1:50 000 (folhas 51 - B Vila do Bispo, 52 - A Portimão, 52 - B Albufeira, 53 - A Faro e 53 - B Tavira), 1:100 000 (Carta Geológica da Região do Algarve, folhas Ocidental e Oriental), 1:200 000 (folhas 7 e 8);
- análise morfológica com base em mapas topográficos a diversas escalas, com maior incidência na cartografia à escala 1:25 000, publicada pelo Instituto Geográfico do Exército (Fig. 1.6);
- foto-interpretação a partir de imagens de satélite e fotografias aéreas a diversas escalas, nomeadamente, 1:70 000, 1:50 000, 1:25 000 e 1:15 000 (em áreas de interesse preferencial);
- análise de dados recolhidos no campo, incluindo tratamento automático;
- análise de dados referentes às sismicidade histórica e instrumental;
- comparação dos dados geológicos com os dados sismológicos e outra informação de índole geofísica;
- elaboração e composição do presente trabalho com o seguinte *software*:
    - processamento de texto - *Word*;
    - desenhos – *Corel Draw* e *Microstation*;
    - desenhos rasterizados e tratamento de fotografias – *Corel Photo Paint*;
    - imagens de satélite – *ErMapper*;

- projecção estereográfica de dados geométricos e elaboração de diagramas de contorno de densidade de pólos – *Stereonet*;
- projecção estereográfica de planos de falha e estrias – programa RAC (elaborado por L. Matias);
- rosas de frequências – *Rockware*;
- composição *final* - *Page Maker 95*.

1.4.2. Actividade de campo

Com o objectivo de identificar e caracterizar as estruturas apresentando evidências de actividade neotectónica na região estudada, efectuou-se um reconhecimento geológico de campo de toda a área, com maior incidência nas zonas localizadas junto aos acidentes regionais já referenciados na bibliografia disponível, e em áreas onde estão cartografados sedimentos de idade Plio-Quaternária. Como base de apoio utilizou-se a cartografia geológica, à escala 1:25 000, realizada por G. Manuppella e seus colaboradores, no âmbito do projecto de publicação da carta geológica do Algarve à escala 1:100 000.

A actividade de campo consistiu em:

- estudos regionais, incluindo:
  - o reconhecimento de referências estratigráficas e geomorfológicas;
  - a identificação de deformações neotectónicas e o reconhecimento de estruturas activas, com especial incidência nas falhas activas, propensas a reactivação no regime tectónico actual e apresentando, assim, um elevado potencial sismogénico;
  - identificação e caracterização das deformações tectónicas ocorridas no período de tempo correspondente aproximadamente aos últimos 3 milhões de anos (Pliocénico superior a Quaternário; período neotectónico considerado);
- estudos locais, consistindo na realização de estudos de pormenor em áreas previamente seleccionadas a partir dos estudos de gabinete e dos estudos regionais de campo, onde se identificaram boas evidências de actividade neotectónica, incluindo:
  - cartografia de pormenor;
  - estudo pormenorizado de cortes geológicos, com a execução do seu levantamento expedito;
  - medição sistemática de estruturas, particularmente de deformação frágil (diaclases e falhas);

A actividade de campo foi executada entre 1992 e 1997, com ciclos de trabalho de uma a duas semanas por mês.

RESUMO

A região do Algarve está localizada na zona mais meridional do território português, junto de uma provável zona de subducção em desenvolvimento, situada ao longo da margem continental W Ibérica (Cabral, 1995; Ribeiro *et al.*, 1996), ou seja, junto ao cruzamento de uma margem continental, de direcção aproximada de N-S, provavelmente em transição de passiva para activa, com uma fronteira de placas disposta segundo uma direcção E-W, entre as placas euro-asiática e africana, conhecida como zona de fractura Açores-Gibraltar.

Este enquadramento geológico é responsável por uma actividade tectónica regional importante, que se manifesta pela presença de deformações neotectónicas e por sismicidade significativa, fornecendo um cenário de importante potencial sismogenético (Dias e Cabral, 1995a).

Com efeito, a região do Algarve tem sido afectada por uma sismicidade histórica e instrumental importante, com sismos históricos fortes que causaram danos avultados, dos quais se destacam sismos distantes, de tipo interplacas, gerados na área do banco submarino de Gorringe e/ou na zona de subducção W Ibérica, de que o sismo de 1755 é o evento melhor caracterizado. Registam-se ainda sismos próximos do tipo intraplaca como, por exemplo, os sismos ocorridos nas áreas de Portimão (1719, IMM max. IX), litoral de Tavira (1722, IMM max. X) e Loulé (1856, IMM max. VIII) (Carrilho *et al.*, 1997).

Contudo, a sismicidade não se propaga significativamente para o interior do território algarvio, o que sugere a existência de estruturas geológicas submarinas que absorvem uma parte importante da deformação interplacas e reduzem a importância da actividade intraplaca (Dias e Cabral 1995a). De facto, a região do Algarve, embora constitua uma fronteira que limita a sul uma área de sismicidade muito fraca, correspondente ao Baixo Alentejo, apresenta actividade sísmica que não se diferencia significativamente da de outras áreas de Portugal sismicamente activas, como sejam as regiões de Évora e da Estremadura (*op. cit.*).

A actividade neotectónica, entendida como as deformações tectónicas ocorridas desde o final do Pliocénico (≈ 2 Ma), é evidenciada por deslocamentos verticais da crosta, bem como pela presença de deformações frágeis, materializadas por uma grande abundância de fracturas (falhas e diaclases), e dúctil, testemunhada por dobramentos que afectam os sedimentos plio-quaternários aflorantes na região.

Os deslocamentos verticais da crosta são evidenciados por um longo empolamento de orientação geral E-W, que constitui a região da "serra algarvia", afectando a superfície de erosão poligénica da Meseta meridional, talhada em formações predominantemente constituídas por xistos e grauvaques do soco varisco, acima do qual sobressai o maciço intrusivo de Monchique, com 16 km/6 km, constituído por rochas ígneas do Cretácico Superior (Feio, 1951). Este empolamento é um doma assimétrico com o flanco meridional mais inclinado. É formado por dois núcleos de levantamento, um ocidental constituído pela serra de Monchique em sentido lato, que engloba as serras da Mesquita, Monchique e Espinhaço de Cão, culminando a 903 m na Foia, e outro oriental que corresponde à serra do Caldeirão, culminando a 589 m no vértice geodésico de Pelados. O empolamento atinge o litoral do SW algarvio, onde está

expresso em Torre de Aspa e Valinhos, deformando uma plataforma litoral de idade provável pliocénica superior. A continuação dos deslocamentos verticais posteriormente ao Pliocénico é evidenciada pela presença de praias quaternárias (?) levantadas e provavelmente balançadas (Dias e Cabral, 1997a,b). Na região central e oriental do Algarve o aspecto mais evoluído da morfologia, onde a acção da erosão é claramente muito pronunciada, com embutimento de formas, sugere diacronismo dos deslocamentos verticais, com um levantamento mais antigo (iniciado no Pliocénico Inferior?) da Serra do Caldeirão (*op. cit.*).

Na região do Algarve observaram-se numerosas evidências de deformações neotectónicas frágeis afectando os sedimentos plio-quaternários, que se caracterizam predominantemente por uma grande abundância de fracturas à escala mesoscópica. A identificação e caracterização das estruturas neotectónicas revelou-se por vezes difícil devido à ausência e/ou à deficiente caracterização lito- e cronostratigráfica das unidades sedimentares utilizadas como referência (Dias e Cabral, 2000). Contudo, identificaram-se numerosas falhas com orientações diversificadas e diversos estilos tectónicos (falhas inversas, normais e de desligamento). Embora possa haver alguma subvalorização da componente de desligamento em diversas estruturas por ausência de critérios cinemáticos (estrias), as falhas apresentam predominantemente geometria inversa.

Para além destas falhas, observou-se em diversas áreas uma fracturação intensa afectando os sedimentos plio-quaternários, de cinemática indeterminada, correspondendo provavelmente a diaclasamento. Estas fracturas apresentam-se geralmente subverticais mas com uma forte dispersão de orientações. A sua distribuição espacial nas manchas de sedimentos plio-quaternários é heterogénea, identificando-se zonas com uma concentração de fracturas bastante importante, e outras áreas onde esta fracturação é menos frequente e mais dispersa. Na maior parte dos casos não foi possível associar estas fracturas com as macro-estruturas regionais reconhecidas. Contudo, pode-se admitir que, nos locais onde a fracturação é concentrada e bastante intensa, esta reflicta a expressão superficial, na cobertura sedimentar cenozóica, de movimentação recente em acidentes tectónicos localizados no substrato mesozóico, sob a forma de diaclases e/ou falhas de direcções diversificadas, e que nos locais onde é mais dispersa e com orientações diversas esteja apenas relacionada com a evolução subterrânea da carsificação que afecta as formações carbonatadas miocénicas ou mesozóicas subjacentes aos sedimentos de cobertura (Dias e Cabral, 1995a,b, 1998a,b, submetido para publicação). Com efeito, nalgumas áreas onde se observou o carso preenchido por sedimentos plio-quaternários, foram identificadas falhas, de um modo geral enraizadas num material argiloso, muito deformado, que por vezes reveste as paredes das cavidades cársicas (*op. cit.*). Este nível argiloso acomoda deslocamentos resultantes de aprofundamento cársico, que se propagam para o interior da massa arenosa sob a forma de falhas, de um modo geral com geometria normal. Contudo, existem também falhas com geometria inversa (mais raras), provavelmente resultantes de uma rotação do plano de falha para o topo, em falhas com geometria normal, ou de propagação a partir de paredes muito inclinadas a subverticais. Também se formam falhas extencionais com geometria inversa por estiramento da estratificação que se alinha paralelamente às paredes da cavidade (*op. cit.*).

Além das estruturas frágeis referidas, identificaram-se deformações dúcteis afectando os sedimentos plio-quaternários, materializadas por dobramentos em sinforma e antiforma. Estes dobramentos, nalguns casos, tiveram uma génese tectónica sugerida por uma geometria cilíndrica e pela presença de uma fracturação intensa com orientaçãoaproximadamente perpendicular ao eixo do dobramento, e noutros, a sua génese é resultante de subsidência por evolução do criptocarso subjacente.

Identificaram-se ainda algumas estruturas relacionadas com liquefacção dos sedimentos, provavelmente em relação com actividade sísmica, constituindo paleosismitos, designadamente dobramento de níveis conglomeráticos, fracturas preenchidas por sedimentos colapsados por gravidade na sequência de abertura súbita (filões neptunianos), e sedimentos injectados da base para o topo (filões detríticos) (Rodríguez Pascua, 1998; Dias e Cabral, 2000).

Com base nos dados de campo elaborou-se um mapa de síntese com os principais acidentes tectónicos considerados activos – Mapa de Neotectónica da Região do Algarve (Fig. 4.128). Também se apresenta um mapa com a localização dos paleosismitos actualmente identificados na região do Algarve (Fig. 6.1).

A partir dos acidentes considerados activos e com base na Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1: 100 000, através de uma relação empírica entre a magnitude e o comprimento de ruptura, estimou-se o sismo máximo credível que estas estruturas podem gerar, cuja magnitude varia de 5,9 a 7,1 (Fig. 5.10).

A deficiente datação dos sedimentos plio-quaternários afectados pelas deformações não permite precisar a cronologia dos movimentos nas diversas estruturas estudadas, dificultando a identificação de deformações finitas a uma escala cronológica fina e, consequentemente, a definição eventual de diferentes regimes de deformação ao longo do tempo (Dias e Cabral, 2000).

A predominância de falhas inversas a afectar os depósitos plio-quaternários, com as direcções mais variadas, sugere um regime tectónico compressivo com a compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) a variar de N-S a E-W (Dias e Cabral 1995a,b, 2000; Terrinha 1998). Também os indicadores actuais da tensão na litosfera para a região do Algarve, nomeadamente ovalização de furos de sondagens e mecanismos focais de sismos (Ribeiro *et al.*, 1996; Borges, 1996; Dias *et al.*, 1997; Bezzeghoud *et al.*, 2000), indicam a acção de uma tensão compressiva horizontal máxima de orientação algo dispersa, embora com tendência para se dispor segundo uma direcção dominante NW-SE a WNW-ESE.

Estes dados reflectem a presença de uma fronteira de placas complexa a S, entre a Ibéria e África, e de uma zona de subducção incipiente a W, que está a nuclear-se num ponto triplo, a SW do Algarve (Fig. 1.2) (Cabral *et al.*, 1989; Cabral, 1995; Ribeiro *et al.*, 1996). Deste modo, concluímos que os dados obtidos na região do Algarve são compatíveis com o modelo de enquadramento geodinâmico regional que actualmente é proposto para Portugal Continental (Cabral *et al.*, 1989; Cabral, 1995; Ribeiro *et al.*, 1996).

ABSTRACT

Algarve, the southernmost area of the Portuguese mainland, is located in the Eurasian lithospheric plate, near the crossing of the N-S West-Iberia continental margin, that probably is in a transitional state to a convergent plate boundary (CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996), with the E-W Eurasia-Africa plate boundary, which extends from the Azores islands to Gibraltar along the Azores-Gibraltar fracture zone.

This tectonic setting is responsible for important regional neotectonic and seismic activities, that are evidenced by Pliocene to Pleistocene deformation and by a significant seismicity, presenting a scenario of important seismogenic potential (DIAS and CABRAL, 1999a).

In fact, the Algarve region has been affected by important historical and instrumental seismic events, being located at the northern edge of a wide belt of seismicity that extends approximately from the Gorringe submarine ridge (SW of Algarve) to the Straits of Gibraltar. Several large historical earthquakes that have caused substantial damage occurred in the area of the Gorringe ridge, as the 1755 Lisbon earthquake (estimated $M_L = 8.5$). Besides the important offshore historical seismicity, a local historical seismicity has also been experienced, whose epicentral areas were located onshore or near the littoral, as in Portimão (1719, IMM max. IX), Tavira (1722, IMM max. X) and Loulé (1856, IMM max. VIII) (CARRILHO *et al.*, 1997).

However, the earthquake activity does not propagate significantly inland (DIAS *et al.*, 1997), suggesting the presence of submarine geologic structures that absorb an important part of the Iberia-Africa interplate deformation (DIAS e CABRAL, 1995a). In fact, the Algarve region limits to the south an area of very weak seismicity that corresponds to the southern Portuguese province of the Baixo Alentejo, and presents a seismic activity that does not differentiate significantly from that of other areas of Portugal mainland as the regions of Évora and Estremadura (*op. cit.*).

The regional neotectonic activity is evidenced by vertical crustal movements, as well as by brittle deformation structures (comprising several macroscale and mesoscale active faults and a large number of joints), by ductile deformation structures (represented by folds), and by soft sediment deformation structures affecting the younger outcropping sedimentary units, mostly the Faro-Quarteira Pliocene to Quaternary sands.

The vertical crustal movements are evidenced by the presence an E-W elongated relief, 100 km long, ¾ the Algarve sierra — roughly designing an asymmetrical dome, steeper at its meridional flank, which decomposes into two bulges — the Monchique mountain, culminating at 903 m in the Foia, and the Caldeirão mountain, culminating at 589 m in Pelados, separated by a NW-SE elongated fault controlled depression (S. Marcos-Quarteira fault). This relief affects an uplifted poligenetic erosion surface cut mainly in the variscan basement that was last retouched in the (Upper?) Pliocene, at or near the contemporaneous sea level. The 16 km long and 6 km wide Monchique intrusive massif, consisting of igneous rocks of the Upper Cretaceous (Feio, 1951), raises as an *inselberg* above the uplifted regional erosion surface.

The transition from the Monchique uplifted Pliocene piedmont surface to the also levelled western littoral area is made continuously, in a ramp like manner reflecting a regional tilting, while the transition to the southern littoral area is made in a stepped way expressed by a staircase like morphology which seems fault controlled although affected by scarp backwearing (DIAS and CABRAL, 1997a,b).

In the central and eastern areas of the Algarve, where the Caldeirão mountain is located, the morphology is more complex than in western Algarve. The landscape evolution in those areas is not yet clearly understood, although the regional morphology suggests a more complex evolution and an older age for the main relief elements, as for the Caldeirão sierra (which probably started to raise in the Lower Pliocene) (*op. cit.*).

In the Algarve region, the numerous evidences of brittle neotectonic deformations that have been observed affecting the Pliocene to Quaternary cover sediments are characterised by a great number of fractures at the mesoscopic scale.

The recognition and characterisation of the neotectonic structures was often difficult due to the absence of reference horizons and/or to the deficient characterisation of the deformed sediments (DIAS and CABRAL, 2000). However, several faults have been identified with diversified orientations and tectonic styles (reverse, normal and strike-slip faults, although the reverse fault geometry is largely predominant).

In addition to these faults, an intense fracturing of indeterminate kinematics (probably corresponding mostly to joints) was observed affecting the Pliocene to Quaternary sediments in distinct areas. These fractures are generally nearly vertical, with a large dispersion in trend.

The spacial distribution of the fractures is heterogeneous. There are zones with an important concentration of fractures, and others where the fracturation is less frequent and more dispersed. In general it is not easy to relate these brittle structures with the major tectonic features in the underlying rocks. However, it can be admitted that in the areas where the fracturation is intense it may represent a distributed surface expression, on the Upper Cenozoic sediments, of recent movement in underlying main tectonic structures in the Mesozoic basement; and that in the areas where the fracturation shows larger scattering and smaller offsets it may be related with the evolution of the underlying cryptokarst developed on Miocene and Mesozoic limestone basement rocks (DIAS e CABRAL, 1995a,b, 1998a,b).

In fact, in some areas where the buried karst, filled with Pliocene to Quaternary sediments, outcrops, some of the faults affecting these deposits were seen to root at a residual clayey veneer or at a thinly laminated clayey silt that sometimes line the karst cavities. These materials accommodate displacements into the evolving karst cavities due to the progressive lowering of the limy cavity floor by solution.

The fracturing on the cover sediments that is triggered by the solution of underlying limestones often presents dip-slip normal fault geometry. However, many fractures with reverse fault geometry were also observed, that may be explained by several mechanisms as: fault plane rotation by the continuing sediments subsidence, imposed

geometric control by upwards fault propagation from nearly vertical to overhanging cavity walls, extensional faulting of thinned sedimentary layers that line sub-vertical cavity walls, and sediment failure in response to streching induced by the lowering of the cavity floor (DIAS e CABRAL, 1995a,b, 1998a,b).

Besides the brittle structures, ductile deformations affecting the Pliocene to Quaternary sediments have also been identified, evidenced by folds at the mesoscopic scale. Some of these folds probably have a tectonic origin, as suggested by the sub-cylindrical geometry and by the presence of fractures approximately perpendicular to the axial trace of the fold. However, in several other cases folding is considered of karstic origin, produced by subsidence of the cover sediments due to a progressive amplification, or sudden collapse, of karst wells and caves located in the underlying Miocene or Mesozoic limestones.

Collapse or fluid ejection structures due to soft sediment liquefaction resulting from paleo-seismic activity (paleoseismites) have also been identified in several areas, consisting in convolute folding of sand and gravel layers, fractures filled with collapsed sediments due sudden opening (neptunian dikes) and detrital dikes (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998; DIAS e CABRAL, 2000).

A neotectonic map showing the main regional active structures was constructed (Mapa de Neotectónica da Região do Algarve, Fig. 4.128) as well as a map showing the location of the paleoseismites identified in the study area (Fig. 6.1). Maximum credible earthquake magnitudes were estimated for the different active faults, based on a rupture length/magnitude empirical relationship, leading to values ranging from 5.9 to 7.1 (Fig. 5.10).

The deficient dating of the Pliocene to Quaternary sediments affected by the observed structures does not allow the recognition of distinct, incremental, deformation events during the concerned time period, and, consequently, the eventual definition of successive deformation regimes leading to the present regional finite strain pattern (DIAS e CABRAL, 2000).

The neotectonic evidence, including fault slip data and folding, and particularly the predominance of variably trending reverse faults, suggest the action of a compressive stress field that produced a regional constrictive finite strain in the last 2 My, although some (short ?) extensional (normal and strike-slip faulting) episodes were recognised in some locations.

Geological and geophysical indicators of the present stress field in the lithosphere for the Algarve region, namely borehole breakouts, and earthquake focal mechanisms (RIBEIRO *et al*., 1996; BORGES, 1996; DIAS *et al.*, 1997; BEZZEGHOUD *et al.*, 2000), indicate a variable trend of the maximum horizontal compressive stress (S_{Hmax}), although with a prevalence of a NW-SE to WNW-ESE direction.

This regional lithospheric stress/strain pattern reflects the interaction of Iberia and Africa along the complex eastern sector of the Azores-Gibraltar plate boundary and is compatible with the model postulated by Ribeiro *et al.* (1996), of nucleation of an incipient subduction zone W of Algarve, by activation of the West Iberian continental margin. Periodic and alternate stress/strain accumulation and releasing in the south and in the west of the studied region may explain the complex regional finite strain pattern (developed during the neotectonic period).

À memória de meu pai, Adelino
À minha mãe, Etelvina

À Tudinha
e
aos meus filhos, Filipa e Afonso

AGRADECIMENTOS

Para a realização e elaboração deste trabalho contribuíram numerosos colegas que, de uma forma ou de outra, com mais ou menos peso, contribuíram, desde a sua fase inicial até à redacção final, efectuando trabalho de campo, apresentado sugestões, criticando ideias, sugerindo soluções, corrigindo texto e figuras, caçando gralhas, etc., etc., às quais desde já deixamos o nosso reconhecimento.

Durante o período em que se realizou o trabalho de campo, com o objectivo de discutir os vários aspectos da geologia regional, no âmbito da Neotectónica, tivemos a visita à área em estudo, dos Profs. J. Cabral, A. Ribeiro, P. Terrinha e N. Pimentel da Universidade de Lisboa, Drs. G. Manuppella, P. Ferreira e Prof. Pena dos Reis do Instituto Geológico e Mineiro, Prof.ª D. Moura da Universidade de Faro, Drs. E. Clavijo e C. Branco bolseiros do projecto "Caracterização do potencial sismogenético de falhas na região do Algarve ocidental meridional (CAPSA)", financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, e as Dr.as P. Figueiredo e H. Amaro mestrandas do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

Agradecemos

Ao Instituto Geológico e Mineiro, na figura do seu Presidente, que permitiu a utilização dos dados obtidos, no decurso de projectos PIDDAC entre outros, para a elaboração deste trabalho, que irá ser apresentado sobre a forma de Dissertação à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica Interna.

Ao J. Cabral, amigo, orientador de longa data e companheiro de diversos trabalhos, que foi de uma disponibilidade extrema. Visitou a área com alguma assiduidade, com o objectivo de apreciar e complementar as interpretações já efectuadas, realizou trabalho de campo, nomeadamente, na análise de cortes, identificação e estudo de fracturas, na apreciação litológica e morfológica, discutiu veementemente no campo e no gabinete (fazendo por vezes de advogado do Diabo) os diferentes problemas com que nos íamos debatendo, surgindo daí ideias que estão expressas neste trabalho, e que de algum modo fomos disponibilizando à comunidade científica, criticou, apresentou sugestões e por vezes soluções, rectificou, corrigiu texto e figuras (com olho clínico), cedeu fotografias, etc., etc..

Ao A. Ribeiro amigo e também orientador desde os bancos da faculdade, pela sua disponibilidade e interesse com que sempre nos apoiou, transmitindo-nos os seus conhecimentos, discutindo e criticando algumas das ideias e contribuindo com algumas sugestões importantes.

Ao M. Ramalho, que sempre nos apoiou e que, como Director do Departamento de Geologia, nos propôs fazer o estudo da Neotectónica da Região do Algarve, já com o fim de poder vir a apresentar o relatório final, na forma de uma dissertação de doutoramento. Salientamos o interesse que sempre nos demonstrou, preocupando-se com o desenvolvimento do trabalho, fazendo assiduamente perguntas sobre o seu estado.

Ao G. Manuppella, amigo de longa data, que também foi de uma grande disponibilidade. Cedeu-nos as suas minutas de campo e dos seus colaboradores com a cartografia, à escala 1:25 000, de toda a Bacia Meso-cenozóica do Algarve, foi à área em estudo, com uma certa frequência, com o objectivo de discutir toda a problemática relacionada com os depósitos plio-quaternários, indicou-nos parte dos locais de interesse neotectónico, que tinham sido reconhecidos por ele e seus colaboradores, discutiu acaloradamente alguns dos problemas com que nos deparamos, cedeu fotografias, fez alguns petiscos fabulosos, dos quais destacamos as massas com fiambre de 5 mm de espessura.

À Delminda, que sempre se demonstrou interessada em discutir a problemática relacionada com as Areias e Cascalheira de Faro-Quarteira e neotectónica, mostrou-nos afloramentos tipo onde identificou as diferentes unidades litostratigráficas plio-quaternárias e definiu a suas colunas litostratigráficas, indicou-nos locais de interesse neotectónico e partilhou connosco a sua informação, sendo alguma inédita.

Ao P. Terrinha, que disponibilizou todas as figuras da sua tese em formato digital, para as poder incorporar neste trabalho, no campo apresentou sempre algumas sugestões para resolver problemas geológicos existentes e mostrou-se sempre disponível para discutir algumas das interpretações efectuadas, sugerindo, por vezes ideias novas, que também foram utilizadas neste trabalho.

Ao L. Matias, por algumas sugestões no âmbito da sismotectónica, e por ter discutido connosco alguns dos problemas relacionados com a sismicidade actual e as falhas que geram essa sismicidade.

À Teresa Cunha, grande amiga, que pacientemente e criteriosamente leu este trabalho, corrigindo um enorme número de gralhas, quer no texto, quer nas figuras, sugerindo algumas alterações pertinentes.

À Claudia, que na fase final do trabalho, de sorriso na cara conferiu página a página os diferentes índices, identificou alguns erros e verificou se os volumes (16) estavam com a paginação correcta e deu algumas sugestões na estética final do trabalho.

Aos colegas do Departamento de Geologia A. Carvalhosa, A. Pereira, A. Porteiro, A. Sequeira, A. Silva, B. Barbosa, C. Meireles, E. Pereira, J. Oliveira, J. Piçarra, J. Rebelo, J. Rodrigues, J. Romão, L. Duarte, N. Ferreira, P. Castro, P. Ferreira, R. Cruz, S. Machado, Z. Pereira, e colegas do projecto CAPSA Pena dos Reis, E. Clavijo e C. Moniz que de uma forma ou de outra contribuíram para a realização deste trabalho, discutindo alguns dos problemas geológicos presentes, sugerindo ideias, criticando figuras, apresentando sugestões, etc., etc..

Ao A. Serrano, que nos acompanhou e apoiou na primeira fase do trabalho de campo, durante aproximadamente dois anos.

Ao A. Rodrigues, A. Bartolomeu e F. Cardoso que também foram de uma ajuda preciosa nalgumas ocasiões do trabalho de campo.

À M. João pela sua disponibilidade e eficiência que sempre demonstrou.

À Tudinha e meus filhos Filipa e Afonso pelos incómodos, ausências, etc., que este trabalho provocou.

A todos que de algum modo contribuíram para a elaboração deste trabalho, e que não tenham sido citadas, desde já as minhas desculpas e a minha gratidão.

Este trabalho decorreu no âmbito:

dos projectos PIDACC do Instituto Geológico e Mineiro:

1.1.3 - Investigação da Neotectónica do País e Risco Sísmico

1.1.6. Investigação em Geologia Urbana, Neotectónica e Risco Sísmico

dos projectos PRAXIS financiados pela Fundação para a Ciência e Tecnologia

Elementos para caracterização do risco sísmico na região meridional do continente português (ECARISCOPO):

Geodynamical monitoring and seismic characterization of the Algarve Region

do projecto, no âmbito do programa de apoio à reforma dos Laboratórios do Estado, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia

Caracterização do potencial sismogenético de falhas na região do Algarve ocidental meridional (CAPSA)

ÍNDICE GERAL

RESUMO ..... *V*

ABSTRACT ..... *IX*

AGRADECIMENTOS ..... *XV*

ÍNDICE GERAL ..... *XIX*

ÍNDICE DE FIGURAS ..... *XXIII*

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS ..... *XXX*

ÍNDICE DE QUADROS ..... *XXXIV*

1. INTRODUÇÃO, OBJECTIVOS E METODOLOGIA

1.1. Enquadramento geodinâmico 3
1.2. Conceito utilizado de Neotectónica 5
1.3. Objectivo 6
1.4. Metodologia 11
1.4.1. Actividade de gabinete 12
1.4.2. Actividade de campo 13

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

2.1. Introdução 17
2.2. Maciço Antigo 17
2.2.1. Sector Sudoeste (Antiformas da Bordeira e de Aljezur) 17
2.2.1.1. Formação de Tercenas 18
2.2.1.2. Grupo da Carrapateira 19
2.2.2. Grupo do Flysch do Baixo Alentejo 20
2.3. Bordadura Meridional ou do Algarve 22
2.3.1. Estratigrafia 22
2.3.1.1. Mesozóico 22
2.3.1.2. Cenozóico 26
2.3.1.2.1. Paleogénico 26
2.3.1.2.2. Miocénico 26
2.3.1.2.3. Plio-Quaternário 33
2.3.2. Tectónica 41

3. PROBLEMAS NA INTERPRETAÇÃO CRONOLÓGICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS ACTIVAS

3.1. Introdução 51

3.2. A problemática dos depósitos de cobertura do Plio-Quaternário 53
3.3. O carso no Algarve e a sua relação com as estruturas que afectam os depósitos de cobertura plio-quaternários 57
3.3.1. O carso. Breves noções 57
3.3.2. O carso no Algarve 60
3.3.3. Estruturas relacionadas com o carso 62
3.3.3.1.Estratificação inclinada e dobramentos 62
3.3.3.2. Fracturação 65
3.3.3.3. Conclusão 70
3.4. Relação entre os grandes acidentes reconhecidos no Algarve e as mesoestruturas 72
3.5. Relação entre a morfologia e as estruturas activas 75

4. ESTRUTURAS TECTÓNICAS ACTIVAS IDENTIFICADAS E A SUA RELAÇÃO COM MACROESTRUTURAS RECONHECIDAS

4.1. Introdução 83
4.2. Litoral Ocidental 88
4.2.1. Introdução 88
4.2.2. Estratigrafia e Tectónica 89
4.2.3. Geomorfologia e Neotectónica 90
4.2.4. Descrição de afloramentos 99
4.2.4.1. Sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira - Ingrina 99
4.2.4.1.1. Fosso de S. Miguel 99
4.2.4.1.2. Fosso de Aljezur 102
4.2.4.1.3. Fosso de Pedralva 106
4.2.4.1.4. Fosso da Sinceira 106
4.2.4.1.5. Síntese 112
4.2.4.2. Praia do Castelejo 113
4.2.4.3. Região de Sagres 114
4.2.4.3.1. Praia do Telheiro 114
4.2.4.3.2. Vértice geodésico de Cabranosa 119
4.2.4.3.3. Praia do Tonel 119
4.2.4.3.4. Praia do Martinhal 123
4.2.4.3.5. Síntese 125
4.2.5. Conclusão 126
4.3. Região Ocidental da Orla Meridional Algarvia 128
4.3.1. Introdução 128
4.3.2. Estratigrafia e Tectónica 128
4.3.3. Geomorfologia e Neotectónica 131
4.3.3.1. Serra de Monchique 131
4.3.3.2. Bacia Meso-Cenozóica Algarvia - sector Ocidental 137
4.3.4. Descrição de afloramentos 142
4.3.4.1. Zona entre a falha da Sinceira e falha de Portimão 142
4.3.4.1.1. Falha do Barão de S. João 142
4.3.4.1.2. Falha de Espiche-Odiáxere 144

4.3.4.1.2.1. Sector sudoeste da falha de Espiche-Odiáxere 147
4.3.4.1.2.2. Sector nordeste da falha de Espiche-Odiáxere 151
4.3.4.1.3. Falha de Lagos 163
4.3.4.1.4. Falha do Alvor 165
4.3.4.1.5. Síntese 165
4.3.4.2. Zona de Portimão 166
4.3.4.2.1. Falha de Portimão 167
4.3.4.3. Sector de Ferragudo - Lagoa 180
4.3.4.4. Zona de Lagoa 186
4.3.4.5. Região entre Porches e Armação de Pêra 196
4.3.4.6. Zona de Albufeira 200
4.3.4.6.1. O diapiro de Albufeira 200
4.3.4.6.2. Zona a W do diapiro de Albufeira 201
4.3.4.6.2.1. Falha de Ribeira de Espiche 204
4.3.4.6.2.2. Falha da Baleeira 208
4.3.4.6.2.3. Falha de Montes Juntos 213
4.3.4.6.2.4. Falha de Vale Rabelho 215
4.3.4.6.2.5. Falha de Relvas 218
4.3.4.6.2.6. Falha de Albufeira 220
4.3.4.6.2.7. Falhas a NE de Arrifão 223
4.3.4.6.3. Zona a E do diapiro de Albufeira até Quarteira 223
4.3.4.6.3.1. Falha da Oura 225
4.3.4.6.3.2. Sector da arriba entre Albufeira e praia da Oura 225
4.3.4.6.3.3. Sector da arriba entre as praias da Balaia e Olhos de Água 234
4.3.4.6.3.4. Q.ta da Balaia – Olhos de Água 235
4.3.4.6.3.5. Sector da arriba entre Olhos de Água e Rib.a de Quarteira 239
4.3.4.6.3.6. Zona de Patã 242
4.3.4.6.3.7. Falha da Mosqueira 245
4.3.4.6.4. Síntese 246
4.3.4.7. Falha de S. Marcos - Quarteira 247
4.3.5. Conclusão 256
4.4. Sector Oriental da Orla Meridional Algarvia 259
4.4.1. Introdução 259
4.4.2. Estratigrafia e Tectónica 259
4.4.3. Geomorfologia e Neotectónica 261
4.4.3.1. Serra do Caldeirão 262
4.4.3.2. Sector oriental da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia 266
4.4.4. Descrição de afloramentos 269
4.4.4.1. Falha do Carcavai 269
4.4.4.1.1. Zona de Almansil 273
4.4.4.1.2. Zona do Morgadinho 274
4.4.4.1.3. Zona de Ferrarias 276
4.4.4.1.4. Zona de Quarteira 281
4.4.4.1.5. Zona de Vale de Lobo 284

4.4.4.1.6. Síntese 286
4.4.4.2. Falha de Loulé 287
4.4.4.3. Zona de Areias de Almansil 289
4.4.4.4. Zona da Torre 296
4.4.4.5. Zona de Faro 299
4.4.4.6. Falha de S. Estevão 305
4.4.4.6.1. Zona de Olhão 306
4.4.4.6.2. Zona entre Moncarapacho e S. Estevão 309
4.4.4.6.3. Zona de S. Estevão 310
4.4.4.6.4. Zona de Vila Real de S. António 312
4.4.4.6.5. Síntese 319
4.4.4.7. Zona da Fuzeta 319
4.4.4.8. Zona de Cacela 323
4.4.5. Conclusão 323

5. SISMOTECTÓNICA

5.1. Sismicidade 329
5.2. Relação sismicidade – estruturas geológicas activas 336
5.3. Potencial sismogenético das principais falhas activas na região do Algarve 340

6. SÍNTESE

6.1. Neotectónica 349
6.2. Modelo Geodinâmico 354

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ÍNDICE DE FIGURAS

1 - INTRODUÇÃO, OBJECTIVOS E METODOLOGIA

Fig. 1.1 - Localização da região estudada 3
Fig. 1.2 - Enquadramento neotectónico de Portugal Continental 4
Fig. 1.3 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos em Portugal Continental e áreas adjacentes 5
Fig. 1.4 - Extracto de "Esboço d'Uma Carta Tectónica de Portugal" do sul de Portugal e parte do sul de Espanha 8
Fig. 1.5 - Esquema sismo tectónico do Algarve 9
Fig. 1.6 - Mapa de localização dos mapas topográficas, da região do Algarve 11

2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Fig. 2.1 - Mapa geológico da Zona Sul Portuguesa 18
Fig. 2.2 - Mapa geológico da região do Algarve 21
Fig. 2.3 - Modelo esquemático mostrando a distribuição vertical e lateral das diferentes litofácies da Formação do Ludo, e a sua relação com o substracto Mesozóico e Miocénico 36
Fig. 2.4 - Evolução da Bacia Algarvia durante o Neogénico e o Quaternário 44
Fig. 2.5 - Mapa de síntese das principais estruturas do Neogénico da região emersa e imersa do Algarve 45
Fig. 2.6 - Modelo esquemático especulativo para a génese da Bacia Neogénica Algarvia 46

3 - PROBLEMAS NA INTERPRETAÇÃO CRONOLÓGICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS ACTIVAS

Fig. 3.1 - A formação do carso 58
Fig. 3.2 - Principais tipos de dolinas 59
Fig. 3.3 - Esboço morfológico da região do Algarve 61
Fig. 3.4 - Modelo esquemático mostrando a relação do carso, desenvolvido em rochas carbonatadas, com estratificação inclinada e dobramento dos depósitos plio-quaternários 64
Fig. 3.5 - Modelo esquemático mostrando diferentes processos para gerar falhas 67
Fig. 3.6 - Representação gráfica da fracturação medida nas Areias de Faro-Quarteira, 80m a SSE de Lombos (A40) 69
Fig. 3.7 - Mapa geológico esquemático, com adistribuição espacial das estações estudadas na região de Porches e rosas de frequência das fracturas medidas 71
Fig. 3.8 - Representação gráfica da fracturação medida em Areias de Faro-Quarteira, 250m a W do cruzamento Lagoa-Vale d'El Rei, na estrada Poço Partido-Salicos (A27) 74
Fig. 3.9- Representação gráfica da fracturação medida em Areias de Faro-Quarteira, na Praia do Forte Novo, Quarteira (F72) 74
Fig. 3.10- Representação gráfica da fracturação medida em Areias de Faro-Quarteira, 100 m a N da Q.ta do Pinheiro (A59) 75
Fig. 3.11- Representação gráfica da fracturação medida em Areias de Faro-Quarteira, num areeiro em Areias de Almansil (F4) 75
Fig. 3.12 - Mapa geológico da zona de Quarteira-Faro com a localização das sondagens geoléctricas e corte geológico onde se podem observar as diferentes zonas de falha entre Quarteira e Faro 76

4 - ESTRUTURAS TECTÓNICAS ACTIVAS IDENTIFICADAS EA SUA RELAÇÃO COM MACROESTRUTURAS RECONHECIDAS

Fig. 4.1 - Mapa de localização das estações estudadas 84
Fig. 4.2 - Mapa sintético com a localização das regiões Litoral Ocidental, Orla Meridional Ocidental e Orla Meridional Oriental 88
Fig. 4.3 - Cortes geológicos na zona de Sagres, evidenciando a morfologia do plataforma litoral deformada 91
Fig. 4.4 - Curvas de nível simplificadas, na região de Sagres, com os respectivos intervalos hipsométricos 93
Fig. 4.5 - Modelo esquemático que sintetiza as diversas fases de evolução da plataforma litoral 96
Fig. 4.6 - Modelo esquemático que sintetiza as diversas fases de evolução da plataforma litoral 97
Fig. 4.7 - Localização estimada da linha de costa durante a deposição da Formação de Lagos Portimão 98
Fig. 4.8 - Mapa geológico esquemático da região de Odeceixe - Aljezur 100
Fig. 4.9 - Projecção estereográfica dos planos de falha e respectivas estrias medidos no troço vestibular da ribeira de Aljezur (O12) 105
Fig. 4.10 - Mapa geológico esquemático da região de Sagres – Bordeira 107
Fig. 4.11 - Contacto anormal entre xistos e um depósito conglomerático heterométrico, 50 m a S da confluência Barranco do Beiçudo - Rib.ª da Carrapateira (Bo2) 108
Fig. 4.12 - Representação gráfica dos pólos e planos medidos na zona de contacto entre os xistos do Paleozóico e Areias de Faro-Quarteira, 50 m a oeste do Monte da Sinceira (B6) 109
Fig. 4.13 - Contacto por falha entre os xistos do Paleozóico e Areias de Faro-Quarteira, no caminho 400 m a W de Sinceirinha (B32) 110
Fig. 4.14 - Projecção estereográfica dos pólos dos planos de falha medidos em Arenitos de Silves (Triásico), na zona de Moita do Ganho (B1) 111
Fig. 4.15 - Representação gráfica dos pólos de falha medidos em rochas do Mesozóico, e o contacto tectónico entre rochas do Jurássico e a Formação de Lagos Portimão, na praia do Zavial (B17/19) 111
Fig. 4.16 - Exemplos de falhas que afectam os depósitos plio-quaternários, na Praia do Telheiro (B4) 118
Fig. 4.17 - Projecção estereográfica dos pólos dos planos de falha medidos em calcários dolomíticos do Jurássico, na Praia do Telheiro (B4) 119
Fig. 4.18 - Diagrama de contorno de densidades dos planos de fractura medidos, 750 m WNW do vértice geodésico da Cabranosa (B26) 119
Fig. 4.19 - Evolução esquemática da estrutura da Praia da Cilheta – Praia do Tonel 121
Fig. 4.20 - Representação gráfica dos planos e pólos de falha medidos que afectam as Areias de Faro-Quarteira, na praia do Tonel (B5) 122
Fig. 4.21 - Contacto por falha inversa entre calcários do Jurássico e ou um filão básico com Areias de Faro-Quarteira, na praia do Martinhal (B10) 124
Fig. 4.22 - Modelo proposto para explicar os movimentos verticais, na área de Monchique, desde o Miocénico até ao Quaternário 135
Fig. 4.23 - Mapa geológico esquemático da região a N de Bensafrim 136
Fig. 4.24 - Perfil morfológico mostrando a relação com os sedimentos cenozóicos aflorantes na zona de Torre de Cercas, a N de Poço Barreto 138
Fig. 4.25 - Modelo geológico esquemático mostrando a disposição dos depósitos plio-quaternários na zona de Montes Grandes 140
Fig. 4.26 - Lineamento da escarpa da falha de Barão de S. João observado em imagem de satélite 143

Fig. 4.27 - Corte geológico esquemático na zona de Lagos 145
Fig. 4.28 - Mapa geológico esquemático da região de Lagos 146
Fig. 4.29 - Representação gráfica dos pólos e planos de falha medidos nas Areias de Faro-Quarteira, na zona da Q.ta Matos Brancos (P48) 150
Fig. 4.30 - Representação gráfica dos planos de falha medidos nas Areias Faro-Quarteira, na estrada EN 125, cruzamento para Torre (P3) 151
Fig. 4.31 - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias, no caminho Torre - Odiáxere, a 50 m do cruzamento com a EN 125 (P4) 152
Fig. 4.32 - Corte geológico esquemático onde se observa a falha de Espiche-Odiáxere, em Odiáxere, (P8) ... 153
Fig. 4.33 - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias, em Odiáxere, aproximadamente 500 m a E do Pinheiral (M1) 154
Fig. 4.34 - Filão de silte injectado em Areias de Faro-Quarteira e representação dos planos de falha medidos e respectivas estrias, no canal de rega, a oeste de Odiáxere (M2) 155
Fig. 4.35 - Representação gráfica dos planos de falha e respectivas estrias medidos nas Areias de Faro-Quarteira, na estrada EN125, à entrada de Odiáxere (M3) 156
Fig. 4.36 - Diagrama de contornos de densidade dos pólos de falha medidos nas Areias de Faro-Quarteira, a SW da Meixelhoeira Grande (M14) 156
Fig. 4.37 - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias nas Areias de Faro-Quarteira, em Eiras Velhas (M15) 157
Fig. 4.38 - Dobra em depósitos plio-quaternários, 500 m a SW de Albardeira (E de Lagos) (P6) 159
Fig. 4.39 - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias, no caminho M.te de Espregueira - M.te Isabel, a W do vértice geodésico da Rocha (P20) 161
Fig. 4.40 - Projecção estereográfica dos planos de falha e respectivas estrias, medidos em Eiras Velhas, na estrada para Arão, 500 m a NE de Descampadinho (M4) 162
Fig. 4.41 - Corte geológico esquemático da estrutura em *ramp-valley*, na arriba da praia de Porto de Mós, a SSW de Lagos (P47) 164
Fig. 4.42 - Contacto por falha entre depósitos plio-quaternários, na Q.ta da Ameixeira (P55) 165
Fig. 4.43 - Representação gráfica dos planos de fractura medidos na zona da falha de Portimão, que afectam as Areias de Faro-Quarteira 167
Fig. 4.44 - Mapa estrutural da zona de falha de Portimão, parte emersa e imersa 168
Fig. 4.45 - Mapa geológico esquemático da região de Portimão com a localização dos afloramentos onde se identificaram fracturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, e com rosas de frequência das fracturas medidas 171
Fig. 4.46 - Mapa geológico esquemático da região de Portimão com a localização dos afloramentos onde se identificaram falhas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, projecção estereográfica dos planos medidos e respectivas estrias 172
Fig. 4.47 - Corte geológico esquemático, onde se observa o contacto por falha entre as Areias de Faro-Quarteira e a Formação de Lagos-Portimão, em Cabeço do Mocho (M6) 173
Fig. 4.48 - Representação gráfica dos planos de fractura observados em Cabeço do Mocho (M6/M7) 174
Fig. 4.49 - Falhas afectando Areias de Faro-Quarteira que preenchem o carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão, em Horta da Rainha (P24) 175
Fig. 4.50 - Falhas afectando as Areias de Faro-Quarteira que preenchem um carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão, em Vau da Rocha (P64) 177
Fig. 4.51 - Falhas a afectar depósitos plio-quaternários, na estrada Portimão - Prainha (P18), e representação estereográfica dos planos de fractura observados 178

Fig. 4.52 - Mapa geológico esquemático da região de Portimão, com a localização dos afloramentos onde se identificaram falhas que afectam o Miocénico, projecção estereográfica dos planos medidos e respectivas estrias 179
Fig. 4.53 - Lineamento de Ferragudo - Lagoa observado em imagem de satélite 181
Fig. 4.54 - Mapa geológico esquemático da região de Ferragudo- Lagoa com a distribuição espacial das estações onde se observaram fracturas (falha e diaclases) e respectivas rosas de frequência ... 182
Fig. 4.55 - Mapa geológico esquemático da região de Ferragudo- Lagoa com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias 183
Fig. 4.56 - Falhas a afectar depósitos plio-quaternários, em Quinta dos Poços, a NE de Ferragudo (P65) 185
Fig. 4.57 - Mapa geológico esquemático da região a SSE de Lagoa com adistribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias 188
Fig. 4.58 - Mapa geológico esquemático da região a SSE de Lagoa com a distribuição espacial das estações estudadas, onde se observaram fracturas sem movimentação aparente e respectivas rosas de frequência 189
Fig. 4.59 - Representação gráfica dos planos das fracturas medidos, que afectam as Areias de Faro-Quarteira na zona a SSE de Lagoa 192
Fig. 4.60 - Falhas a afectar os depósitos plio-quaternários, com geometria normal, em Vale de El-Rei, na estrada de Lagoa-Vale de El-Rei (A28) 194
Fig. 4.61 - Representação gráfica dos planos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, na zona a sul de Porches e oeste de Armação de Pêra 197
Fig. 4.62 - Representação gráfica dos planos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, 100 a N da Q.ta do Pinheiro, no caminho Vale de Lousas - Porches Velhos (A59) 198
Fig. 4.63 - Corte geológico esquemático onde se observa uma falha inversa afectando depósitos de cobertura do Plio-Quaternário, 100 m a N da Q.ta do Pinheiro (A59) 199
Fig. 4.64 - Mapa geológico esquemático da região a W de Albufeira com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias 203
Fig. 4.65 - Representação gráfica dos planos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, a E de Alcantarilha (A127, A134, A133, A132, A131) 204
Fig. 4.66 - Falhas com geometria inversa, que colocam em contacto sedimentos miocénicos com depósitos plio-quaternários, e respectiva representação gráfica, na zona da falha da Riba. de Espiche, 200 m a S de Vale Rabelho (A94) 205
Fig. 4.67 - Representação gráfica dos planos de falha e fracturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, na zona da falha da Riba. de Espiche, 200 m a S de Vale Rabelho (A94) 207
Fig. 4.68 - Cortes geológicos esquemáticos, na zona a W de Albufeira 209
Fig. 4.69 - Representação gráfica dos planos de falha e fracturas medidos que afectam os depósitos plio-quaternários, na estrada de Albufeira para Pêra, a sul de Patroves (A72) 211
Fig. 4.70 - Falha da Baleeira, na zona de Vale de Parra (A140) 213
Fig. 4.71 - Cavalgamento do Miocénico sobre as Areias Faro-Quarteira e falhas inversas nestes sedimentos, em Montes Juntos, na estrada Montes Juntos-Guia, a S do Barranco do Vale da Ursa (A74) 214
Fig. 4.72 - Diagramas de contornos de densidades de pólos das diaclases medidas, que afectam os depósitos plio-quaternários (A73, A128, A129, A96) 216
Fig. 4.73 - Diagrama de contornos de densidades de pólos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, 200 m a SE do vértice geodésico de Relvas (A69) 220

Fig. 4.74 - Mapa geológico esquemático da região de Tunes - S. Bartolomeu de Messines com a distribuição espacial das estações estudadas 222
Fig. 4.75 - Diagramas de contornos de densidades de pólos das fracturas medidas em depósitos plio-quaternários, nos taludes da linha de comboio junto à gare de Tunes (S35) 223
Fig. 4.76 - Mapa geológico esquemático da região a E de Albufeira com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias 224
Fig. 4.77 - Representação gráfica das falha medidas em depósitos plio-quaternários, na arriba da Praia da Oura, 200 m a W da Pedra dos Bicos (A86) 228
Fig. 4.78 - Falhas a afectar os depósitos plio-quaternários na praia da Oura (A86) 229
Fig. 4.79 - Falhas que afectam um arenito médio a fino, micáceo, na praia da Oura (A86) 232
Fig. 4.80 - Falhas inversas em depósitos plio-quaternários, em Vale Faro (A91) e respectiva representação gráfica 233
Fig. 4.81 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, 50 m a W do cruzamento para a Praia Maria Luísa (A123) 237
Fig. 4.82 - Falha inversa a afectar depósitos plio-quaternários, em Torre da Medronheira (A83) 238
Fig. 4.83 - Projecção estereográfica dos planos e pólos das falhas medidas em depósitos plio-quaternários na arriba entre as praias do Barranco e Alfa-Mar 241
Fig. 4.84 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos, em depósitos plio-quaternários, na zona de Patã 243
Fig. 4.85 - Falhas a afectar depósitos plio-quaternários, 900 m a SSW do vértice geodésico de Patã (A3) 244
Fig. 4.86 - Lineamento da falha de S. Marcos-Quarteira observado em imagem de satélite 248
Fig. 4.87 - Falha de S. Marcos-Quarteira, em S. Bartolomeu de Messines (S41) 250
Fig. 4.88 - Falha de S. Marcos-Quarteira afectando depósitos plio-quaternários, em Fonte de Boliqueime (A107) 251
Fig. 4.89 - Falhas normais a afectarem depósitos plio-quaternários, em Fonte de Boliqueime (A75) 252
Fig. 4.90 - Falhas com geometria normal em depósitos plio-quaternários, na zona de Boliqueime (A79) 255
Fig. 4.91 - Cortes geológicos esquemáticos mostrando a disposição dos afloramentos miocénicos e depósitos plio-quaternários na zona de Mem Moniz, Alfarrobeira e M.te Branco 265
Fig. 4.92 - Mapa geológico esquemático da região de Alte - Nave do Barão 267
Fig. 4.93 - Mapa geológico esquemático da região a E de Quarteira e S de Loulé com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias 270
Fig. 4.94 - Mapa geológico esquemático da região a E de Quarteira e S de Loulé com a distribuição espacial das estações estudadas onde se observaram fracturas (falhas e diaclases) e respectivas rosas de frequência 272
Fig. 4.95 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona da falha do Carcavai 273
Fig. 4.96 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona de Almansil (falha do Carcavai) 274
Fig. 4.97 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona do Morgadinho (falha do Carcavai) 275
Fig. 4.98 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona do Morgadinho (F81, F82, F83) 276
Fig. 4.99 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona de Ferrarias (falha do Carcavai) 277

Fig. 4.100 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, em Ferrarias, no caminho junto ao restaurante ERMITAGE (F56) 280
Fig. 4.101 - Representação gráfica das fracturas e planos de falha medidos em depósitos plio-quaternários, na zona de Quarteira (falha do Carcavai) 282
Fig. 4.102 - Representação gráfica das fracturas medidas em Areias de Faro-Quarteira, na arriba da praia do Trafal (F61) 283
Fig. 4.103 - Representação gráfica das fracturas medidas, na arriba da praia do Forte Novo (F72) 283
Fig. 4.104 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona de Quarteira (F20, F11, F72, F61) 284
Fig. 4.105 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos, em depósitos plio-quaternários, na zona de Vale de Lobo (falha do Carcavai) 285
Fig. 4.106 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona de Vale de Lobo (F86, F80, F69) 286
Fig. 4.107 - Falhas em depósitos plio-quaternários, na zona de falha de Loulé, observadas nos taludes de uma escavação para as fundações de um edifício na Rua Serpa Pinto (Loulé) (F3) 288
Fig. 4.108 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos, em depósitos plio-quaternários, na zona Areias de Almansil (falha de Areias de Almansil) 290
Fig. 4.109 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos, em depósitos plio-quaternários, num areeiro, próximo de Areias de Almansil (F4) 293
Fig. 4.110 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona de Areias de Almansil (F85, F77) 294
Fig. 4.111 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona da Torre (falha da Torre) 296
Fig. 4.112 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona da Torre (F62, F63, F64, F57, F58, F90, F27) 298
Fig. 4.113 - Mapa geológico esquemático da região de Olhão com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias 300
Fig. 4.114 - Representação gráfica de fracturas medidas a afectar Areias de Faro-Quarteira, no talude da estrada de Faro - S. Brás ao Km 736,9 (F25) 301
Fig. 4.115 - Mapa geológico esquemático da região de Olhão com a distribuição espacial das estações estudadas, onde se observaram fracturas (falhas e diaclases) e respectivas rosas de frequência 303
Fig. 4.116 - Diagrama de contornos de densidade dos pólos das fracturas medidas, a afectar Areias de Faro-Quarteira, 300m a SE do marco geodésico de S. António (F89) 304
Fig. 4.117 - Representação gráfica de fracturas medidas a afectar Areias de Faro-Quarteira, a E de Faro, na zona do Brejo (F29, F28, F30) 304
Fig. 4.118 - Representação gráfica de fracturas medidas a afectar Areias de Faro-Quarteira, na zona de Olhão (F31, F33, F34, F37, F45, F38, F44, F42, F47, F51) 308
Fig. 4.119 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona de Olhão (F34, F37, F40, F44) 308
Fig. 4.120 - Mapa geológico esquemático da região de Fuzeta, S. Estevão, Tavira com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias 310

Fig. 4.121 - Mapa geológico esquemático da região de Fuzeta, S. Estevão, Tavira com a distribuição espacial das estações estudadas, onde se observaram fracturas (falhas e diaclases) e respectivas rosas de frequência 311
Fig. 4.122 - Mapa geológico esquemático da região de Cacela - Vila Real de S. António com a distribuição espacial das estações estudadas 313
Fig. 4.123 - Representação gráfica das fracturas medidas, em Areias de Faro-Quarteira, 400 m WSW de Alcaria, na estrada Alcaria-Portela (An8) 315
Fig. 4.124 - Representação gráfica das fracturas medidas, em Areias de Faro-Quarteira, na zona da Fonte (An13, An14, An15) 317
Fig. 4.125 - Representação gráfica das fracturas medidas, que afectam os depósitos plio-quaternários e a Formação de Cacela do Miocénico superior, na estrada En125, junto ao cruzamento para a praia Verde (An17) 318
Fig. 4.126 - Representação gráfica das microfalhas medidas em depósitos plio-quaternários, 100 m a N de Forte das Bias, no caminho Fuzeta-Bias do Sul (T2) 322
Fig. 4.127 - Representação gráfica das fracturas medidas em depósitos plio-quaternários, na zona da Fuzeta (T1, T3, T4, T9) 322
Fig. 4.128 - Mapa sintético das principais falhas activas identificadas na região do Algarve. 325

5 - SISMOTECTÓNICA

Fig. 5.1 - Mapa de isossistas do sismo de 27 de Dezembro de 1722 na região de Tavira 330
Fig. 5.2 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos históricos na zona Algarvia e Atlântica adjacente com as principais falhas activas recentemente conhecidas na região do Algarve 330
Fig. 5.3 - Mapa de isossistas do sismo de 1 de Novembro de 1755 331
Fig. 5.4 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos, na região do Algarve e áreas adjacentes, localizados pelo Instituto de Meteorologia em 1996 333
Fig. 5.5 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos, na região do Algarve e áreas adjacentes, localizados pelo Instituto de Meteorologia no período de 1958 - 1998 334
Fig. 5.6 - Mecanismos focais recentemente calculados de sismos localizados na região Sul de Portugal e zona Atlântica adjacente 335
Fig. 5.7 - Mapa de distribuição de hipocentros de sismos ("Boletins Sismológicos preliminares do Continente e Madeira" do Instituto de Meteorologia, Janeiro de 1995 a Dezembro de 1998) e das principais falhas activas conhecidas na região do Algarve 337
Fig. 5.8 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos, na região do Algarve e áreas adjacentes, localizados pelo Instituto de Meteorologia no período de 1958 - 1998 e das principais falhas activas recentemente conhecidas na região do Algarve 339
Fig. 5.9 - Relação tempo versus deslocamento em acidentes, mostrando que o deslocamento não é estacionário no tempo 342
Fig. 5.10 - Relação empírica entre a magnitude e o comprimento de ruptura 345

6 - SÍNTESE

Fig. 6.1 - Mapa com a localização dos paleosismitos actualmente identificados, na região do Algarve 350
Fig. 6.2 - Mapa síntese da orientação da tensão máxima horizontal. obtidos para a zona Sul de Portugal e região Atlântica adjacente 356

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

3 - PROBLEMAS NA INTERPRETAÇÃO CRONOLÓGICA E INEMÁTICA DAS ESTRUTURAS ACTIVAS

Foto 3.1 - Aspecto semelhante das Areias de Faro-Quarteira em dois locais diferentes:
A - estrada Lagoa - Caramujeira, 500 m SW Poço dos Lombos (A48) 52
B - arriba de Vale de lobo (F70) 52
Foto 3.2 - Fracturas em Areias de Faro-Quarteira, na arriba, 300 m a ESE do Corte do Pito (F71) 53
Foto 3.3 - Carso desenvolvido na Formação de Lagos Portimão preenchido por siltes e arenitos do Miocénico superior e depósitos plio-quaternários, na praia da Rocha (W de Portimão) 54
Foto 3.4 - Aspecto das Areias de Faro-Quarteira:
A - 500 m a SW de Albardaria (P6) 55
B - 650 m a SSW da Igreja de S. Lourenço (F62) 55
C - 400 m a WSW de Alcaria (An8) 55
Foto 3.5 - Depressão cársica desenvolvida na Formação de Lagos Portimão, preenchida por depósitos siliciclásticos, localizada na praia dos Castelos (P21) 63
Foto 3.6 - Exemplo de uma dobra em Areias de Faro-Quarteira, que preenchem uma cavidade cársica, desenvolvida em rochas carbonatadas da Formação de Lagos Portimão localizado na praia da Coelha (A93) 63
Foto 3.7 - Exemplo de dobramento em Areias de Faro-Quarteira, que moldam uma cavidade cársica desenvolvida em rochas carbonatadas da Formação de Lagos Portimão, na arriba a W da Praia dos Olhos de Água 65
Foto 3.8 - Exemplo de dobramento em Areias de Faro-Quarteira, 400 m a SE do vértice geodésico de Areias (T5) 66
Foto 3.9 - Carso desenvolvido na Formação de Lagos Portimão preenchido por depósitosplio-quaternários afectadas por falhas, provavelmente de origem cársica:
A - falhas com geometria de falha normal, na praia da Galé (A104) 68
C - falhas com geometria de falha inversa, na praia dos Castelos (P21) 68
Foto 3.10 - Areias de Faro-Quarteira que preenchem um carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, afectadas por um padrão de fracturação complexo, na praia do Tonel (B5) 69
Foto 3.11 - Areias de Faro-Quarteira afectadas por uma fracturação intensa, na praia de S. Rafael (A96) 73
Foto 3.12 - Superfície de Fonte Santa onde assentam depósitos areníticos encouraçados do Pliocénico 77
Foto 3.13 - Carso desenvolvido na Formação de Lagos Portimão, preenchido por depósitos areníticos de cor vermelha semelhantes as Areias de Faro-Quarteira, em Corte Pere Jaques (M18) 78
Foto 3.14 - Depósitos de praia elevada (80/85m), com calhaus rolados de xisto e grauvaque, a N da praia do Telheiro (Ponta Ruiva) 78
Foto 3.15 - Escarpa da Mesquita de direcção NW-SE, vista do Purgatório (ESE de S. Teotónio) 79

4 - ESTRUTURAS TECTÓNICAS ACTIVAS DE INTIFICADAS E A SUA RELAÇÃO COM MACROESTRUTURAS RECONHECIDAS

Foto 4.1 - Deformação em depósito conglomerático apresentando níveis dobrados, em Eiras Velhas (M4) 86
Foto 4.2 - Aspecto das fracturas preenchidas por depósitos – filões neptunianos, na estrada para a Praia da Falésia (A101) 86

Foto 4.3 - Filão de material silto-argiloso com grãos de quartzo, que corta as Areias Faro-Quarteira, em Aldeia das Sobredas, na estrada Alvor - S. Sebastião (P28) 87
Foto 4.4 - Contacto por falha entre os xistos do Paleozóico e o Arenito de Bugalheira (?) no talude de um caminho de acesso da E.N. 120 ao sítio de Gralheiras (O9) 101
Foto 4.5 - Contacto por falha entre os xistos do Paleozóico um depósito conglomerático, em Aljezur, a sul do caminho de acesso da E.N. 120 ao campo de Futebol de Aljezur (M19) 103
Foto 4.6 - Contacto por falha entre xistos do Paleozóico e as Areias de Faro-Quarteira, 50 m a oeste do Monte da Sinceira (B6) 109
Foto 4.7 - Aspecto do Arenito Superior do Telheiro, na praia do Telheiro (B4) 116
Foto 4.8 - Falha a afectar o Arenito Inferior do Telheiro, na praia do Telheiro (B4) 117
Foto 4.9 - Exemplos do carso, desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, preenchido por Areias de Faro-Quarteira, na praia do Tonel (B5) 120
Foto 4.10 - Aspecto do preenchimento por Areias de Faro-Quarteira, do carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, na praia do Tonel (B5) 120
Foto 4.11 - Falhas inversas afectando as Areias de Faro-Quarteira no interior de uma depressão cársica, na praia do Tonel (B5) 122
Foto 4.12 - Fracturação intensa, nas Areias de Faro-Quarteira, materializada por planos endurecidos e lexiviados, na praia do Tonel (B14) 123
Foto 4.13 - Estrias nas Areias de Faro-Quarteira no plano de falha entre filão básico e as Areias de Faro-Quarteira, na praia do Martinhal (B10) 125
Foto 4.14 - Seixos rolados na base das areias pliocénicas no vértice geodésico de Fonte Santa 133
Foto 4.15 - Aspecto do encouraçamento das areias pliocénicas em Fonte Santa 134
Foto 4.16 - Escarpa de Barão de S. João vista de Q.ta do Morgado 144
Foto 4.17 - Falha de Espiche-Odiáxere, em Salema (P46) 149
Foto 4.18 - Pormenor do depósito conglomerático deformado, mostrando os calhaus partidos evidenciando fracturação hidráulica, em Eiras Velhas, 500 m NE de Descampadinho (M4) 162
Foto 4.19 - Plano de movimento, em Areias de Faro-Quarteira, 500 m a N de Torre dos Castelos (P22) 170
Foto 4.20 - Plano de movimento inverso, em Areias de Faro-Quarteira, na Quinta de Tróia (P29) 170
Foto 4.21 - Contacto por falha entre calcários calichificados do Jurássico (?) e um depósito conglomerático do Quaternário (?), em Q.ta das Bouças, 2,5 km a WSW de Poço Barreto 186
Foto 4.22 - Falhas a afectar as Areias de Faro-Quarteira, em Vale de El-Rei (A20) 187
Foto 4.23 - Diaclases em Areias de Faro-Quarteira, na zona de Vale de El-Rei (A33) 190
Foto 4.24 - Cruzamento de diaclases em forma X, em Areias de Faro-Quarteira, na Caramujeira (A48) 190
Foto 4.25 - Padrão de fracturação complexo em Areias de Faro-Quarteira, 300 m a W do vértice geodésico de Caramujeira (A44) 191
Foto 4.26 - Fractura em Areias de Faro-Quarteira, 500 m SW Poço dos Lombos (A48) 191
Foto 4.27 - Falha normal em Areias de Faro-Quarteira, com preenchimento de argila, 900 m a NNW do vértice geodésico de Vale de El-Rei (A24) 193
Foto 4.28 - Falhas sub-horizontais cortando as Areias de Faro-Quarteira, em Vale de El-Rei (A28) 195
Foto 4.29 - Falhas com geometria inversa, que colocam em contacto o Miocénico com depósitos plio-quaternários, na zona da falha da Riba. de Espiche, 200 m a S de Vale Rabelho (A94) 206
Foto 4.30 - Falha em depósitos plio-quaternários, na zona da falha da Riba. de Espiche, 200 m a S de Vale Rabelho (A94) 208
Foto 4.31 - Falha inversa, em Areias de Faro-Quarteira, na zona da Falha de Vale Rabelho, em Vale Rabelho (A73) 215

Foto 4.32 - Falhas a afectar os depósitos plio-quaternários, 450 m a WNW de Ponta Grande (A126) 217
Foto 4.33 - Aspecto da deformação que afecta as Areias de Faro-Quarteira, na praia de S. Rafael (A96) 218
Foto 4.34 - Cruzamento de fracturas, na praia de S. Rafael (A96):
A - em forma de cruz 219
B - em forma de X 219
Foto 4.35 - Contacto tectónico por falha inversa entre sedimentos do Miocénico (?) e as Areias de Faro-Quarteira, junto ao vértice geodésico de Relvas (A68) 220
Foto 4.36 - Falha em depósitos plio-quaternários, a E de Leixão dos Alhos (A119) 227
Foto 4.37 - Vários aspectos de falhas inversas que se observam a afectar os depósitos plio-quaternários, na arriba da praia da Oura, 200 m a W da Pedra dos Bicos (A86) 230
Foto 4.38 - Falha inversa, em depósitos plio-quaternários, na rotunda que dá acesso às estradas de Oura, Areias de S. João, Albufeira e Montechoro (A90) 234
Foto 4.39 - Leito de calhaus desnivelado, sem rotura, ao longo de uma faixa de cisalhamento, na ponta W da Praia dos Olhos de Água (A109) 235
Foto 4.40 - Falha em depósitos plio-quaternários a S da estrada N.º 1287 (troço Torre da Medronheira - S.ta Eulália), a N da praia da Balaia (A125) 236
Foto 4.41 - Falhas inversas em depósitos plio-quaternários, em Olhos de Água (A82) 239
Foto 4.42 - Falhas inversas nas Areias dos Olhos de Água, na praia do Barranco (A108) 240
Foto 4.43 - Filão neptuniano no talude da estrada para a Praia da Falésia (A101) 242
Foto 4.44 - Falhas em Areias de Faro-Quarteira, 500 m a S de Enxertia, em Vale Navio (A80) 244
Foto 4.45 - Filão de silte cortando as Areias de Faro-Quarteira, 500 m a S de Enxertia (A80) 245
Foto 4.46 - Falhas normais afectando os depósitos plio-quaternários em Fonte de Boliqueime (A75) 253
Foto 4.47 - Escarpa de Alportel, vista da zona de S. Bárbara de Nexe, a SW de S. Brás de Alportel 262
Foto 4.48 - Escarpa da Eira de Agosto, vista da estrada na zona da Quintã 263
Foto 4.49 - Nave do Barão, vista da estrada a N da Lagoa do Barão 268
Foto 4.50 - Filão detrítico a cortar as Areias de Faro-Quarteira, 1,4 km a ENE do vértice geodésico de Ferrarias, no caminho de Ferrarias para o vértice (F79) 278
Foto 4.51 - Falhas inversas em depósitos plio-quaternários, 850 m a NE do vértice geodésico de Ferrarias, no caminho de Ferrarias para o vértice (F68) 279
Foto 4.52 - Filão detrítico cortando as Areias de Faro-Quarteira, 850 m a NE do vértice geodésico de Ferrarias, no caminho de Ferrarias para o vértice (F68) 279
Foto 4.53 - Faixa de deformação em filão detrítico cortando as Areias de Faro-Quarteira em Ferrarias, no caminho junto ao restaurante ERMITAGE (F56) 280
Foto 4.54 - Faixa de deformação em filão detrítico cortando as Areias de Faro-Quarteira, num areeiro, 600 m a NNE deste vértice (F67) 281
Foto 4.55 - Estrias num plano de falha em depósitos plio-quaternários (falha de Loulé), na fundação de um edifício na Rua Serpa Pinto em Loulé (F3) 289
Foto 4.56 - Falha normal em depósitos plio-quaternários, na Rua Humberto Pacheco, em Loulé (F92) 289
Foto 4.57 - Falhas inversas em Areias de Faro-Quarteira, 800m ESE de Areias de Almansil (F73) 291
Foto 4.58 - Falha normal, em Areias de Faro-Quarteira, 800m ESE de Areias de Almansil (F73) 292
Foto 4.59 - Dobramento em antiforma em Areias de Faro-Quarteira, 800m ESE de Areias de Almansil (F73) 292
Foto 4.60 - Filão neptuniano em Areias de Faro-Quarteira, 400 m a NW do vértice geodésico de Valverde (F76) 295

Foto 4.61 - Filão neptuniano em Areias de Faro-Quarteira, próximo de Areias de Almansil (F4) 295
Foto 4.62 - Falhas em Areias de Faro-Quarteira, na zona da falha de Faro, no talude da estrada Faro-S. Brás, km 736,9 (F25) 301
Foto 4.63 - Estruturas em chama em Areias de Faro-Quarteira, em Areal Gordo, a E de Faro (F26) 305
Foto 4.64 - Intrusões de siltes em sedimentos laminados de areia, em Areal Gordo, a E de Faro (F26) 306
Foto 4.65 - Aspecto do preenchimento cársico, desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, por Areias de Faro-Quarteira, na Portela, no talude do caminho de ferro (An7) 314
Foto 4.66 - Aspecto das fracturas afectando as Areias de Faro-Quarteira, 400 m WSW de Alcaria (An 8) 315
Foto 4.67 - Aspecto do preenchimento por Areias de Faro-Quarteira, do carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, na estrada que da acesso à Via do Infante, 800 m a NNW do vértice geodésico de Cabeço (An9) 316
Foto 4.68 - Falha inversa, a afectar depósitos plio-quaternários, na zona da Fuzeta (T2) 321

ÍNDICE DE QUADROS

2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Quadro 2.1 - Quadro de síntese da estratigrafia do Paleozóico, da região estudada 19
Quadro 2.2 - Quadro síntese da estratigrafia do Mesozóico na região estudada 24
Quadro 2.3 - Quadro síntese, comparativo, do Neogénico do Algarve, onde se apresentam os modelos propostos por diversos autores. 28
Quadro 2.4 - Síntese das propostas de enquadramento estratigráfico para as areias Plio - Quaternárias. 29
Quadro 2.5 - Proposta apresentada no V Congresso Nacional de Geologia (1998), de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal) 32
Quadro 2.6 - Quadro sinóptico do posicionamento da Formação de Cacela 34
Quadro 2.7 - A evolução da peneplanície e a individualização da plataforma litoral meridional 38

5 - SISMOTECTÓNICA

Quadro 5.1 - Síntese das principais falhas activas identificadas, respectivamente com a sua caracterização e avaliação do potencial sismogenético 344

CAPÍTULO - 1

INTRODUÇÃO, OBJECTIVOS

E METODOLOGIA

1. INTRODUÇÃO, OBJECTIVOS E METODOLOGIA

1.1. Enquadramento geodinâmico

A região estudada corresponde, de uma forma geral, à província do Algarve que se situa no extremo meridional do território continental português, limitada a S e a W pelo Oceano Atlântico e a E pelo rio Guadiana que faz fronteira com Espanha (Fig. 1.1).

Está localizada na placa euroasiática, junto ao cruzamento de uma margem continental de direcção aproximada de N-S, relacionada com a abertura do Atlântico Norte, tradicionalmente considerada passiva, mas que se encontra em transição para uma margem activa convergente, com uma fronteira de placas disposta segundo uma direcção E-W, entre a placa euroasiática e africana, conhecida como Zona de Fractura Açores-Gibraltar (Fig. 1.2).

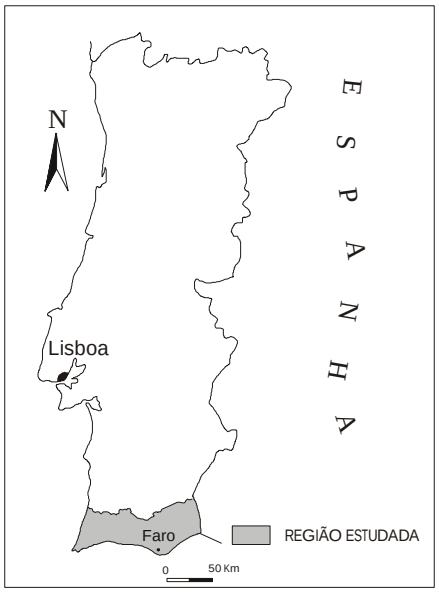


Fig. 1.1 - Localização da região estudada.

A geometria e cinemática da fronteira de placas no seu segmento oriental (E da falha da Glória) ainda está mal definida, havendo vários autores (GRIMISON e CHEN, 1986, 1988; CHEN e GRIMISON, 1989; SARTORI *et al.*, 1994) que defendem a transição progressiva de um regime de desligamento puro direito na falha transformante de Glória, para uma fronteira de placas difusa, em que a convergência entre as placas euroasiática e africana é lenta (<1cm/ano), dá-se segundo uma direcção NNW-SSE a NW-SE, e é acomodada por deformação distribuída numa faixa litosférica predominantemente oceânica. Segundo a opinião de outros autores (ARGUS *et al.*, 1989; SRIVASTAVA *et al.*, 1990; CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996; TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1998), esta convergência é acomodada sobretudo em estruturas que definem uma fronteira de placas discreta, embora geometricamente e cinematicamente complexa, sendo também parcialmente absorvida por algum encurtamento nas margens das placas litosféricas (CABRAL, em publicação).

Como se referiu, a margem continental oeste ibérica está em transição de passiva para activa, com nucleação de uma zona de subducção incipiente a sul, que se encontra em processo de propagação para norte (CABRAL e RIBEIRO, 1989; CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996) (Fig. 1.2).

Este enquadramento geodinâmico é responsável por uma actividade tectónica regional importante,

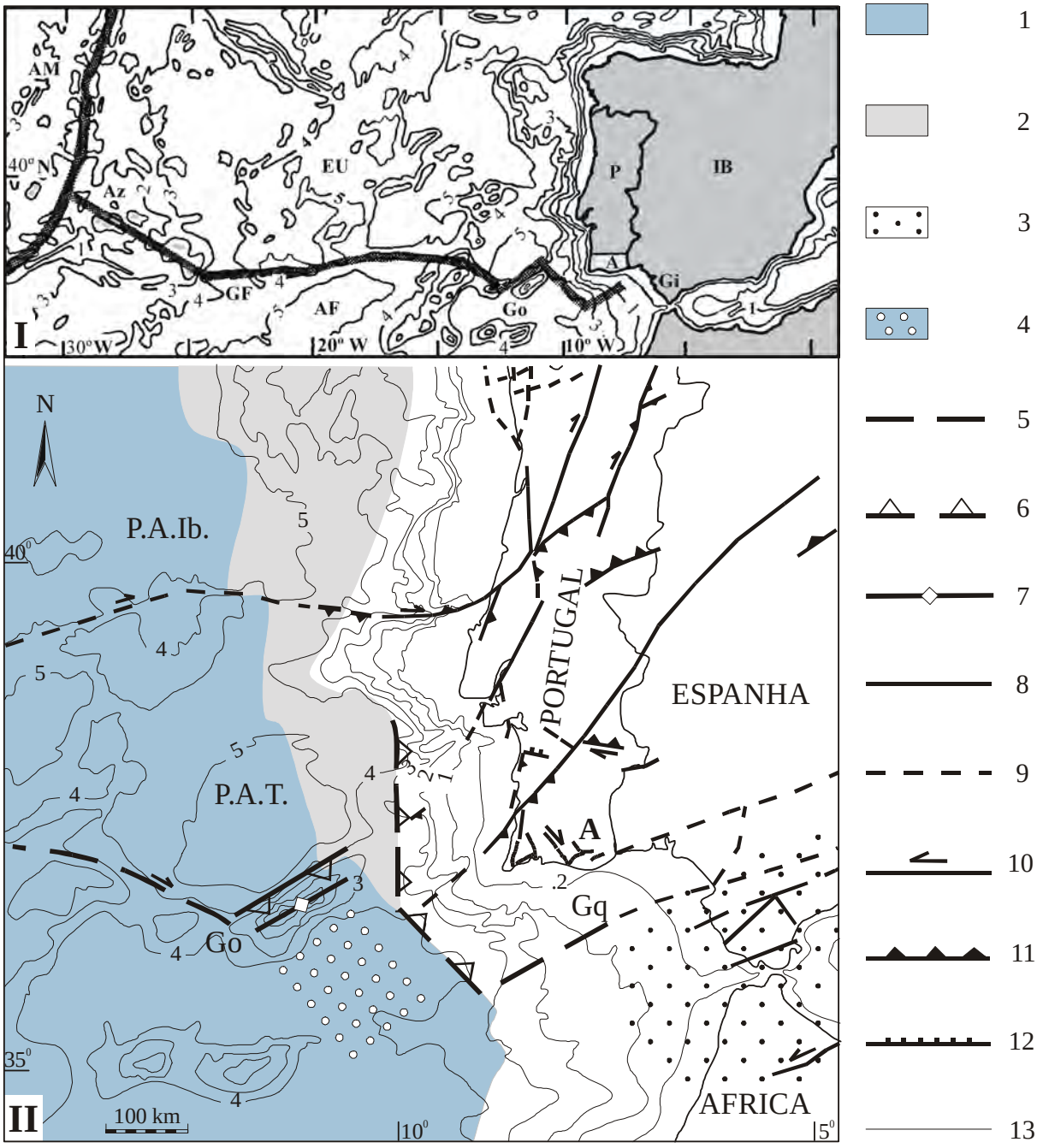


Fig. 1.2 - Enquadramento neotectónico de Portugal Continental (modificado de RIBEIRO *et al.*, 1996). I - disposição regional das placas litosféricas. II - sector oriental da placa Euro-Asiática (zona de fractura Açores-Gibraltar.1, crosta oceânica; 2, crosta continental adelgaçada; 3, colisão continental; 4, fronteira de placas difusa; 5, limite de placa (localização aproximada); 6, zona de subducção incipiente ao longo da margem continental SW Ibérica; 7, dobra antiforma activa; 8, falha activa; 9, falha activa provável; 10, falha de desligamento; 11, falha inversa; 12, falha normal; 13, batimetria em km; A, Algarve; AF, placa africana; AM, placa americana; Az, arquipélago dos Açores; E, Esporão da Estremadura; EU, placa europeia; Ga, banco da Galiza; GF, falha da Glória; Gi, Gibraltar; Go, banco de Gorringe; Gq, banco de Guadalquivir; IB, Península Ibérica; P, Portugal; P.A.Ib., planície abissal Ibérica; P.A.T., planície abissal do Tejo.

que se manifesta pela presença de deformações neotectónicas e por uma sismicidade significativa, fornecendo um cenário de importante potencial sismogenético (Fig. 1.3).

1.2. Conceito utilizado de Neotectónica

A Neotectónica foi inicialmente definida por V. A. Obruchev, em 1948, como um capítulo das Ciências da Terra aplicada ao estudo da evolução tectónica "recente" da crosta terrestre que ocorreu durante o Terciário superior e Quaternário (CABRAL, 1995). Deste modo, a Neotectónica foi considerada inicialmente com um carácter cronológico sendo necessário indicar o intervalo de tempo correspondente (MESHERIKOV, 1968; VITA-FINZI, 1986, entre outros).

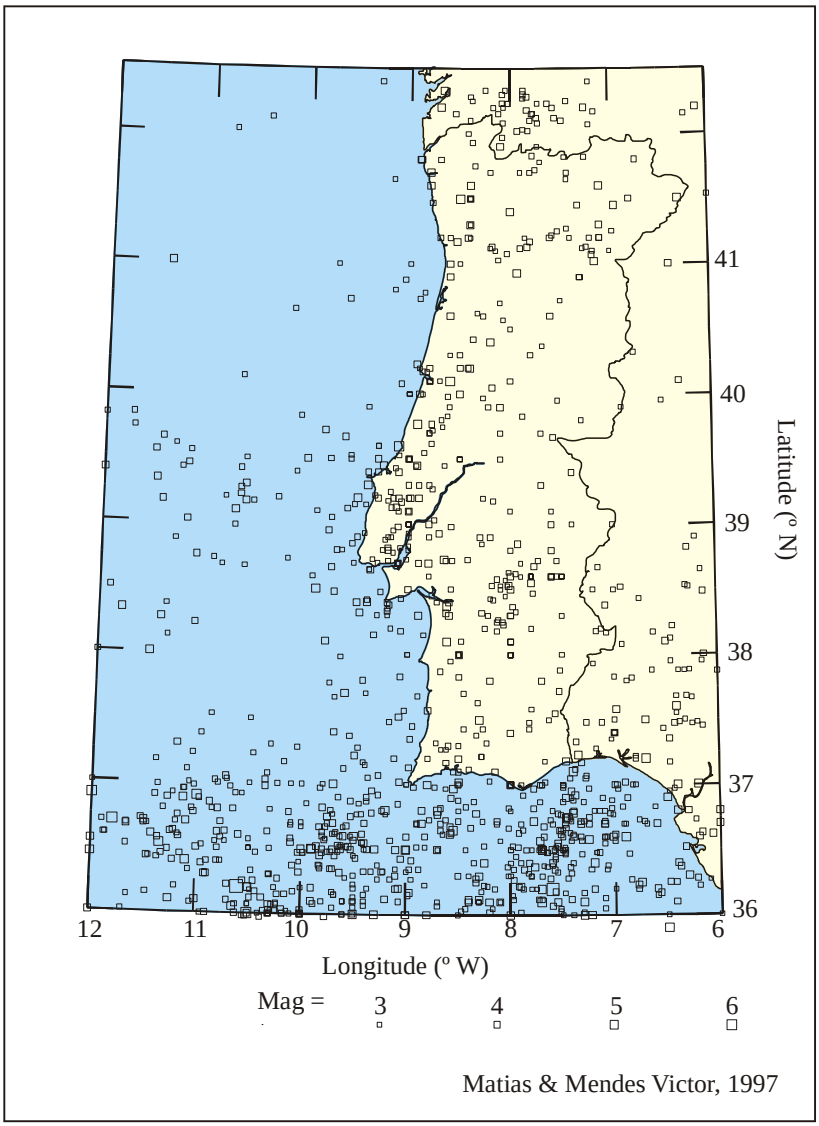


Fig. 1.3 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos históricos e instrumentais, magnitude superior ou igual a 3, no território de Portugal Continental e áreas adjacentes (período de 33 d.C. a 1997) (MATIAS e MENDES VICTOR, comunicação pessoal).

Na opinião de diversos autores (HANCOCK, 1986, *in* PAVLIDES, 1989; MORNER 1989a, b; PAVLIDES, 1989; CABRAL, 1995, entre outros) esta definição de Neotectónica não é eficaz do ponto de vista científico porque é independente do contexto tectónico regional. Consequentemente, propuseram outra definição para Neotectónica, considerando esta como o estudo dos movimentos tectónicos que ocorreram após a última reorganização significativa da tectónica regional. Deste modo, para se definir o período neotectónico de uma dada região, é necessário recuar no tempo até ao estabelecimento das condições tectónicas actuais, o que implica que o início do período neotectónico não seja o mesmo para as diferentes regiões do globo terrestre.

Em Portugal, os dados existentes sobre a evolução tectónica durante o Neogénico e o Quaternário indicam que, posteriormente ao Miocénico - caracterizado por uma actividade tectónica intensa em várias áreas - se seguiu um período de abrandamento da actividade tectónica, acentuando-se novamente no final do Pliocénico e prolongando-se pelo Quaternário (CABRAL, 1995).

Por este motivo, considera-se no presente trabalho que, para o território português, a Neotectónica é a actividade tectónica ocorrida desde o Pliocénico superior, isto é, aproximadamente durante os últimos 3 milhões de anos. Deste modo, consideraram-se activas todas as estruturas geológicas com evidências de deslocamento tectónico neste intervalo de tempo.

1.3. Objectivo

O enquadramento geodinâmico da região do Algarve, associado à presença de diversos acidentes tectónicos regionais de grande envergadura, com geometria e cinemática mal conhecida, que correspondem a potenciais fontes sismogenéticas, e a ocorrência de uma sismicidade significativa, demonstram cabalmente a utilidade dos estudos de neotectónica e sismotectónica nesta região, uma vez que:

- o estudo da Neotectónica fornece indicações essenciais para diversas actividades de impacto social, nomeadamente a previsão sísmica, a selecção de sítios e projectos anti-sísmicos de grandes obras de engenharia, estudos de microzonagem sísmica para ordenamento do território, etc.;
- o estudo da Sismotectónica estabelece as correlações entre parâmetros geológicos (tais como o comprimento de rotura e o rejeito médio numa falha ao gerar um sismo, a velocidade média de deslizamento das falhas) e parâmetros sismológicos (tais como a intensidade sísmica, a magnitude e a aceleração dos movimentos vibratórios), permitindo estimar o potencial sismogenético de estruturas conhecidas.

Embora existisse pouca informação no âmbito da neotectónica, para a região do Algarve, houve

diversos autores que, de uma forma ou outra, contribuíram para este conhecimento.

Assim, Choffat, em 1907, elaborou uma carta tectónica onde traçou um importante acidente, actualmente conhecido como falha de S. Marcos-Quarteira (Fig. 1.4) (CHOFFAT, 1907). Este acidente não foi representado na edição da Carta Geológica de Portugal à esc. 1:500 000 (1972). Encontra-se representado parcialmente (soco varisco) na Carta Geológica de Portugal - Folha 7 à esc. 1: 200 000 (1982), totalmente na última edição da Carta Geológica de Portugal à esc. 1:500 000 (1992), e na Carta Geológica da Região do Algarve, à esc. 1:100 000, Folha Ocidental.

Pereira de Sousa (1914, 1917) considera que no Algarve existem várias zonas de grande instabilidade sísmica que "parecem devidas aos movimentos epirogénicos", designadamente Albufeira - Vila Real de S. António, passando por Estoi e Tavira; Boliqueime-Loulé-Santa Catarina; Alte-Salir-Querença; Bordeira-Aljezur-Odeceixe; Senhora do Verde-Monchique.

Medeiros-Gouvêa (1938) identificou praias levantadas, cuja altitude varia entre os 80 e 100m, e reconheceu dobramentos de grande raio de curvatura a afectar o material antigo (soco hercínico) no pós-Pliocénico, com uma fase de dobramento de idade provável Moustierense. Traçou um mapa de fracturas com base nas linhas sísmicas de Pereira de Sousa (Fig. 1.5). Descreveu as principais falhas da região do Algarve e indicou o campo de tensão que as gerou: "a distribuição de todo o sistema de fracturas de que dou resumo, interceptando-se ortogonalmente, revela que as fôrças dominantes foram N.O.-S.E. e N.E.-S.O." e "durante o Quaternário houve movimentos importantes de compressão e disjunção atestados pela transgressão do tirreneano e pelo retôrno das águas no flandriano que se continua nos nossos dias".

Feio (1951) elaborou um importante trabalho intitulado "A Evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve" onde faz um estudo exaustivo sobre a morfologia do Algarve, descrevendo as diversas formas encontradas e a sua evolução cronológica. Faz uma síntese bibliográfica de todas as referências que contribuíram para a execução do seu trabalho (FEIO, *op. cit.*, p. 307- II- Contribuição da Bibliografia). Aponta o estilo tectónico da região do Algarve, coloca o problema das datações dos diversos elementos morfológicos e faz referência à grande importância da tectónica pliocénica, sugerindo três fases: Pliocénico inferior (deslocação do acidente S. Marcos-Mesquita), Pliocénico médio (primeiro movimento dos fossos litorais) e no Pliocénico superior (segundo movimento dos fossos litorais) (*op. cit.*). Indica, ainda, "movimentos posteriores à formação dos depósitos de raña, que correspondem, provavelmente, às derradeiras manifestações da última fase" (*op. cit.*). Ao longo deste trabalho iremos fazer várias referências ao trabalho de Feio, não só ao de 1951, mas também à sua contribuição (Geomorfologia) para a Notícia Explicativa da

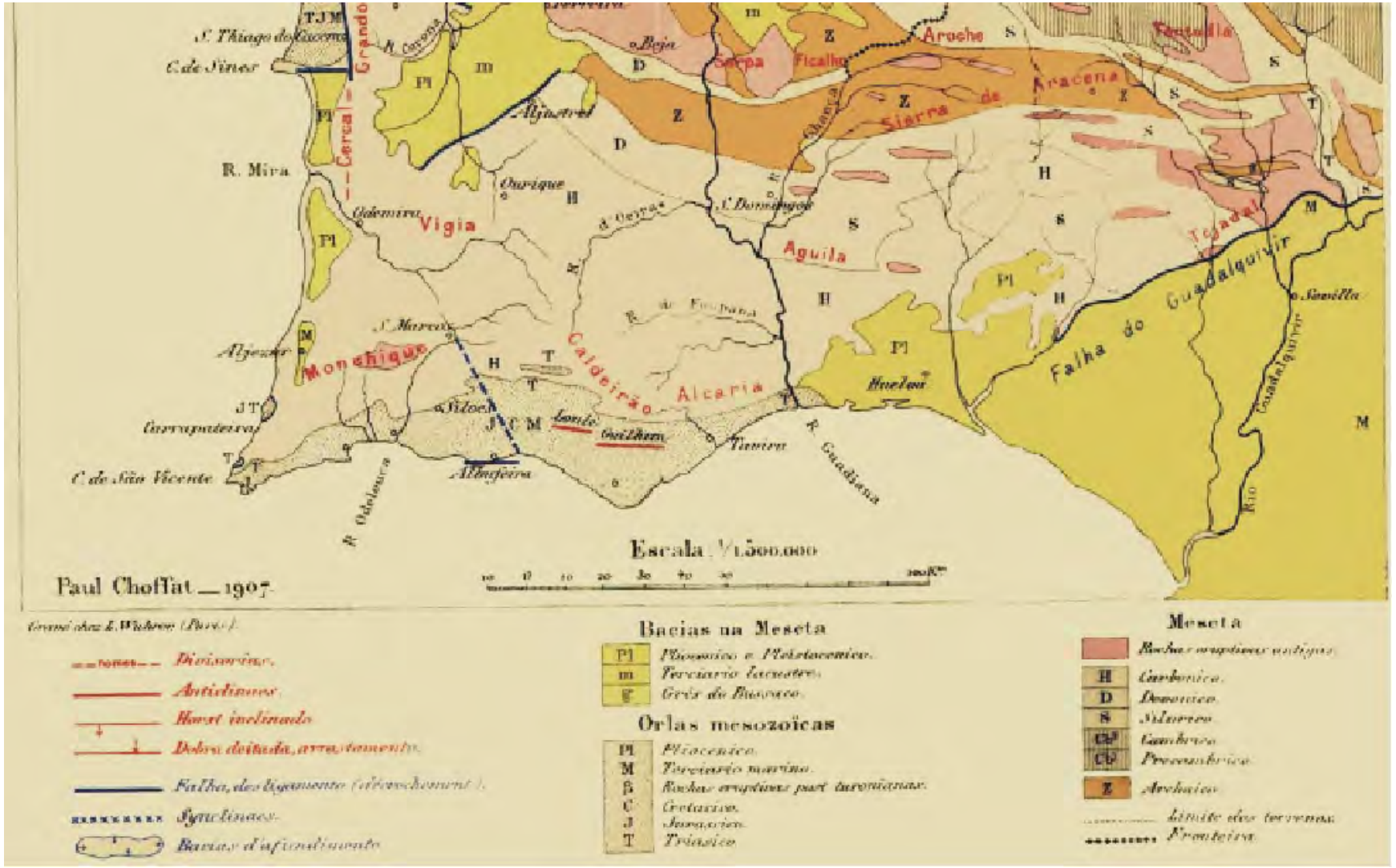


Fig. 1.4 - Extracto de "Esboço d'Uma Carta Tectónica de Portugal" do sul de Portugal e parte do sul de Espanha, onde está representada a Falha de S. Marcos-Quarteira (CHOFFAT, 1907).



Fig. 1.5 - Esquema sismo-tectónico do Algarve (segundo MEDEIROS-GOUVÊA, 1938).

Folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 dos Serviços Geológicos de Portugal (1992).

Ribeiro *et al.* (1984) referem a existência de falhas na orla litoral, de direcção NE-SW, paralelas à falha da Messejana, que afectam os sedimentos plio-quaternários, e de falhas de direcção N-S, que originaram o *graben* de Aljezur e Sinceira, que rejogam até à actualidade, sendo responsáveis pela existência de praias e terraços fluviais quaternários actualmente elevados várias dezenas de metros acima do nível do mar.

Manuppella e Pais (1986) indicam a existência de falhas normais de direcção dominante N-S que afectam o Quaternário, nomeadamente as falhas de Lagos e Portimão. Referem ainda que "ao longo da falha de Quarteira, depósitos modernos estão cavalgados por outros mais antigos, que demonstra a possibilidade destes acidentes se comportarem localmente como falhas inversas".

Manuppella (1987 - comunicação oral) faz referência a estruturas activas que afectam as Areias de Faro-Quarteira. Em 1988 admite que existem movimentos compressivos no Quaternário que provocaram o rejogo de falhas pré-existentes, nomeadamente, as falhas de Lagos, Portela, Quarteira e Vale Rabelho (Manuppella, 1988). Em 1992 publica a Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1:100 000, folhas oriental e ocidental, onde marca acidentes que afectam os depósitos plio-quaternários. Em colaboração com Dias (MANUPPELLA e DIAS, 1992), considera que as principais falhas do Algarve (Lagos, Portimão, Armação de Pêra, Albufeira, Faro, bem como a Flexura do Algibre a W de Algoz), têm movimentação no Quaternário. Neste trabalho (*op. cit.*) refere-se uma certa diferenciação a W (domínio de tectónica mais activa) e E da falha de Quarteira, e consideram este acidente uma "estrutura polifaseada (falha normal a N da Flexura do

Algibre, desligante direita quando corta o Jurássico, normal no Miocénico e cavalgante no Quaternário)" (*op. cit.*).

Cabral e Ribeiro (1988) elaboram a Carta de Neotectónica de Portugal Continental onde apresentam uma síntese das principais falhas activas da região do Algarve.

Pereira (1990) redige uma dissertação de doutoramento intitulada "A Plataforma Litoral do Alentejo e Algarve Ocidental" onde faz uma análise da morfologia da área litoral algarvia, definindo as várias etapas de evolução da faixa costeira ocidental e meridional, estuda os vários sedimentos existentes elaborando uma coluna litostratigráfica, e aponta diversas evidências de actividade neotectónica que serão referidas no decorrer do presente trabalho. Posteriormente, publica alguns trabalhos sobre a mesma temática (PEREIRA, 1994, PEREIRA,1995).

Terrinha *et al.* (1990) consideram que o diapiro de Loulé é uma estrutura activa e esteve sujeito a uma compressão de direcção N-S terciária e quaternária.

Kullberg *et al.* (1992) identificaram falhas de direcção N-S, que afectam o quaternário com componente de desligamento direito, e referem que a falha de S. Marcos-Quarteira, de direcção NW-SE, funciona, no Quaternário, como desligamento direito com componente inversa. Indicam uma fase tectónica compressiva de direcção N-S no mesmo período.

Cabral (1993) redige uma dissertação de doutoramento intitulada "Neotectónica em Portugal Continental" onde faz referências a actividade neotectónica na região do Algarve, nomeadamente na zona litoral ocidental onde caracteriza o alinhamento de fracturas S. Teotónio-Aljezur-Sinceira.

Terrinha (1998) elabora uma dissertação de doutoramento intitulada " Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal" onde faz referência à actividade neotectónica em diversas estruturas na região do Algarve, apontando exemplos de campo. Deduz também o campo de tensão para o Plio-Quaternário, sugerindo que este é constritivo.

Moura (1998) na sua dissertação de doutoramento intitulada " Litostratigrafia do Neogénico Terminal e Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve, evolução paleoambiental" aponta também algumas evidências de actividade neotectónica.

Para completar e sistematizar a informação existente, foi-nos proposto realizar a investigação neotectónica da região do Algarve, abrangendo uma área que é limitada a norte pelo paralelo de Odeceixe, a oeste e sul, pelo oceano Atlântico, e a leste pela fronteira com o território espanhol (Fig. 1.1 e 1.6). Os objectivos principais propostos consistiram em elaborar uma carta neotectónica regional, caracterizar a

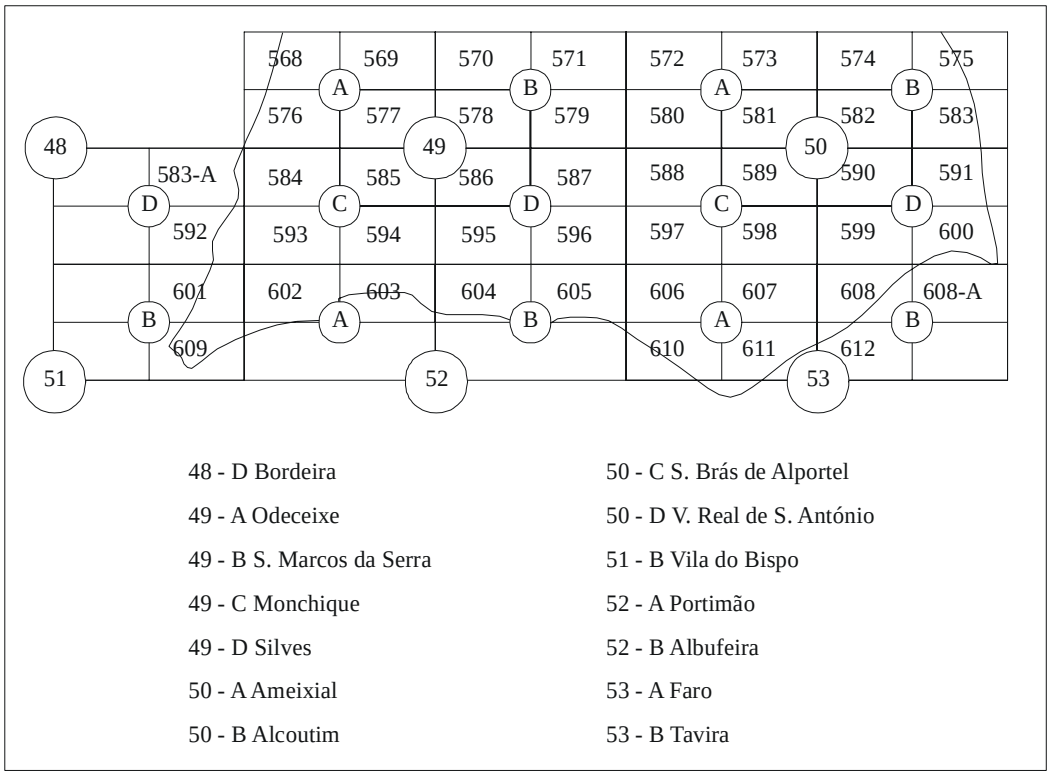


Fig. 1.6 - Mapa de localização das cartas topográficas, da região do Algarve, às escalas 1:25 000 (Carta Militar de Portugal publicada pelo Instituto Geográfico do Exército) e 1:50.000 (Carta Corográfica de Portugal publicada pelo Instituto Português de Cartografia e Cadastro).

região do ponto de vista sismotectónico, e enquadrar os resultados obtidos num modelo geodinâmico regional. Dos trabalhos realizados resultaram diversas comunicações e palestras, em colaboração com: G. Manuppella (1992, 1993); J. Cabral (1995a,b,c, 1997a,b, 1998a,b, 2000); P. Terrinha e J. Cabral (1999); P. Terrinha, J. Cabral e A. Ribeiro (1998, 2000); e F. Borges, J. Cabral, A. Fitas, P. T. Costa, A. Ribeiro, L. Matias, e P. Terrinha (1997).

Os dados geológicos relativos às estruturas activas, são correlacionados com a informação de índole geofísica disponível (sismicidade e outras), a fim de estimar o potencial sismogenético das estruturas activas e, consequentemente, avaliar a perigosidade sísmica regional.

A partir dos dados de neotectónica e de trajectórias da tensão obtidas, propõe-se um modelo geodinâmico regional, que é confrontado com os modelos actualmente propostos para o território de Portugal Continental e a região da fronteira de placas Açores - Gibraltar.

1.4. Metodologia

Para identificar as estruturas tectónicas activas na região do Algarve usaram-se critérios de índole estratigráfica, geomorfológica e fotogeológica, além de análise bibliográfica.

O critério estratigráfico consistiu na identificação de acidentes, às escalas macroscópica e mesoscópica, afectando formações geológicas de idade Plio-Quaternária, principalmente Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira, considerada, na Carta Geológica da Região do Algarve à escala 1:100 000, como pertencendo ao Plistocénico, bem como outros sedimentos mais recentes.

Os critérios geomorfológicos consistiram no reconhecimento de acidentes apresentando uma expressão topográfica mais ou menos nítida e/ou deformando superfícies de erosão plio-quaternárias.

O critério fotogeológico consistiu na identificação, em fotografia aérea e em imagens de satélite, de lineamentos geológicos provavelmente relacionados com falhas activas por cruzarem áreas de afloramento de "Areias de Faro-Quarteira" ou de outros sedimentos plio-quaternários.

Deste modo, o estudo efectuado na área abrangeu actividades de gabinete e de campo.

1.4.1. Actividade de gabinete

A actividade de gabinete consistiu em:

- consulta bibliográfica;
- análise das cartas geológicas disponíveis, publicadas pelos Serviços Geológicos de Portugal, nomeadamente, às escalas 1:50 000 (folhas 51 - B Vila do Bispo, 52 - A Portimão, 52 - B Albufeira, 53 - A Faro e 53 - B Tavira), 1:100 000 (Carta Geológica da Região do Algarve, folhas Ocidental e Oriental), 1:200 000 (folhas 7 e 8);
- análise morfológica com base em mapas topográficos a diversas escalas, com maior incidência na cartografia à escala 1:25 000, publicada pelo Instituto Geográfico do Exército (Fig. 1.6);
- foto-interpretação a partir de imagens de satélite e fotografias aéreas a diversas escalas, nomeadamente, 1:70 000, 1:50 000, 1:25 000 e 1:15 000 (em áreas de interesse preferencial);
- análise de dados recolhidos no campo, incluindo tratamento automático;
- análise de dados referentes às sismicidade histórica e instrumental;
- comparação dos dados geológicos com os dados sismológicos e outra informação de índole geofísica;
- elaboração e composição do presente trabalho com o seguinte *software*:
    - processamento de texto - *Word*;
    - desenhos – *Corel Draw* e *Microstation*;
    - desenhos rasterizados e tratamento de fotografias – *Corel Photo Paint*;
    - imagens de satélite – *ErMapper*;

- projecção estereográfica de dados geométricos e elaboração de diagramas de contorno de densidade de pólos – *Stereonet*;
- projecção estereográfica de planos de falha e estrias – programa RAC (elaborado por L. Matias);
- rosas de frequências – *Rockware*;
- composição *final* - *Page Maker 95*.

1.4.2. Actividade de campo

Com o objectivo de identificar e caracterizar as estruturas apresentando evidências de actividade neotectónica na região estudada, efectuou-se um reconhecimento geológico de campo de toda a área, com maior incidência nas zonas localizadas junto aos acidentes regionais já referenciados na bibliografia disponível, e em áreas onde estão cartografados sedimentos de idade Plio-Quaternária. Como base de apoio utilizou-se a cartografia geológica, à escala 1:25 000, realizada por G. Manuppella e seus colaboradores, no âmbito do projecto de publicação da carta geológica do Algarve à escala 1:100 000.

A actividade de campo consistiu em:

- estudos regionais, incluindo:
  - o reconhecimento de referências estratigráficas e geomorfológicas;
  - a identificação de deformações neotectónicas e o reconhecimento de estruturas activas, com especial incidência nas falhas activas, propensas a reactivação no regime tectónico actual e apresentando, assim, um elevado potencial sismogénico;
  - identificação e caracterização das deformações tectónicas ocorridas no período de tempo correspondente aproximadamente aos últimos 3 milhões de anos (Pliocénico superior a Quaternário; período neotectónico considerado);
- estudos locais, consistindo na realização de estudos de pormenor em áreas previamente seleccionadas a partir dos estudos de gabinete e dos estudos regionais de campo, onde se identificaram boas evidências de actividade neotectónica, incluindo:
  - cartografia de pormenor;
  - estudo pormenorizado de cortes geológicos, com a execução do seu levantamento expedito;
  - medição sistemática de estruturas, particularmente de deformação frágil (diaclases e falhas);

A actividade de campo foi executada entre 1992 e 1997, com ciclos de trabalho de uma a duas semanas por mês.

CAPÍTULO - 2

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

2.1. Introdução

A região do Algarve é constituída por dois grandes conjuntos morfoestruturais: o Maciço Antigo e a Orla Sedimentar Meridional (PEREIRA, 1990). O Maciço Antigo faz parte da grande unidade geotectónica denominada como Maciço Hespérico, pertencendo à Zona Sul Portuguesa (RIBEIRO *et al.*, 1979), e mais em particular, na região do Algarve, aos sectores da Faixa Piritosa, Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo e o Sector Sudoeste (Antiformas de Aljezur e Bordeira) (OLIVEIRA *et al*., 1992), enquanto que a Orla Sedimentar Meridional corresponde à unidade geotectónica denominada Bordadura Meso-Cenozóica Meridional ou do Algarve (RIBEIRO *et al.*, 1979) (Fig. 2.1).

2.2. Maciço Antigo

O Maciço Antigo faz parte da Zona Sul Portuguesa, que corresponde a um prisma acrecionário que evoluiu para um complexo de carreamentos imbricados, com deslocamento de sedimentos do Carbónico superior a Fameniano sobre uma sequência sedimentar do Paleozóico anterior ao Fameniano e possivelmente não deformada, que por sua vez assenta sobre um soco pré-câmbrico (RIBEIRO e SILVA, 1983; SILVA, 1992). É caracterizada estruturalmente por uma vergência do dobramento para SW e por uma diminuição geral da intensidade da deformação na mesma direcção (RIBEIRO, 1983; SILVA *et al.*, 1990). É constituída pelos seguintes domínios estruturais principais: Complexo Máfico - Ultramáfico de Beja - Acebuches (Ofiolito de Beja - Acebuches), Antiforma do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa, Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo e Sector Sudoeste de Portugal (SILVA *et al.*, 1990).

Na região estudada, apenas estão representados o Sector Sudoeste (Antiformas de Aljezur e Bordeira) e o Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo, variando a idade das rochas desde o Devónico superior, apenas representado nas áreas de Bordeira e Aljezur, ao Carbónico superior (Quadro 2.1).

2.2.1. Sector Sudoeste (Antiformas da Bordeira e de Aljezur)

O Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa é dominado pelas estruturas em antiforma de Bordeira e Aljezur, apresentando uma sequência litostratigráfica semelhante (SILVA *et al.*, 1990), onde se observa, da base para o topo: a Formação de Tercenas, do Devónico superior, o Grupo da Carrapateira, constituído pelas formações de Bordalete, de Murração e de Quebradas, do Carbónico inferior, e a Formação de Brejeira, já do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, de idade Carbónico superior.

2.2.1.1. Formação de Tercenas

A Formação de Tercenas, com uma espessura superior a 100 m, data do Estruniano superior ao Tournaisiano basal (Devónico superior) (PEREIRA, 1997, 1999) (Quadro 2.1). Aparece no núcleo do Antiforma de Aljezur e em vários locais do Antiforma da Bordeira (Fig. 2.2). É constituída por uma alternância rítmica de xistos cinzentos, siltitos e arenitos bioturbados e, localmente, apresenta uma brecha sedimentar ferruginosa no topo. Nas bancadas detríticas observam-se frequentemente estruturas sedimentares (estratificação

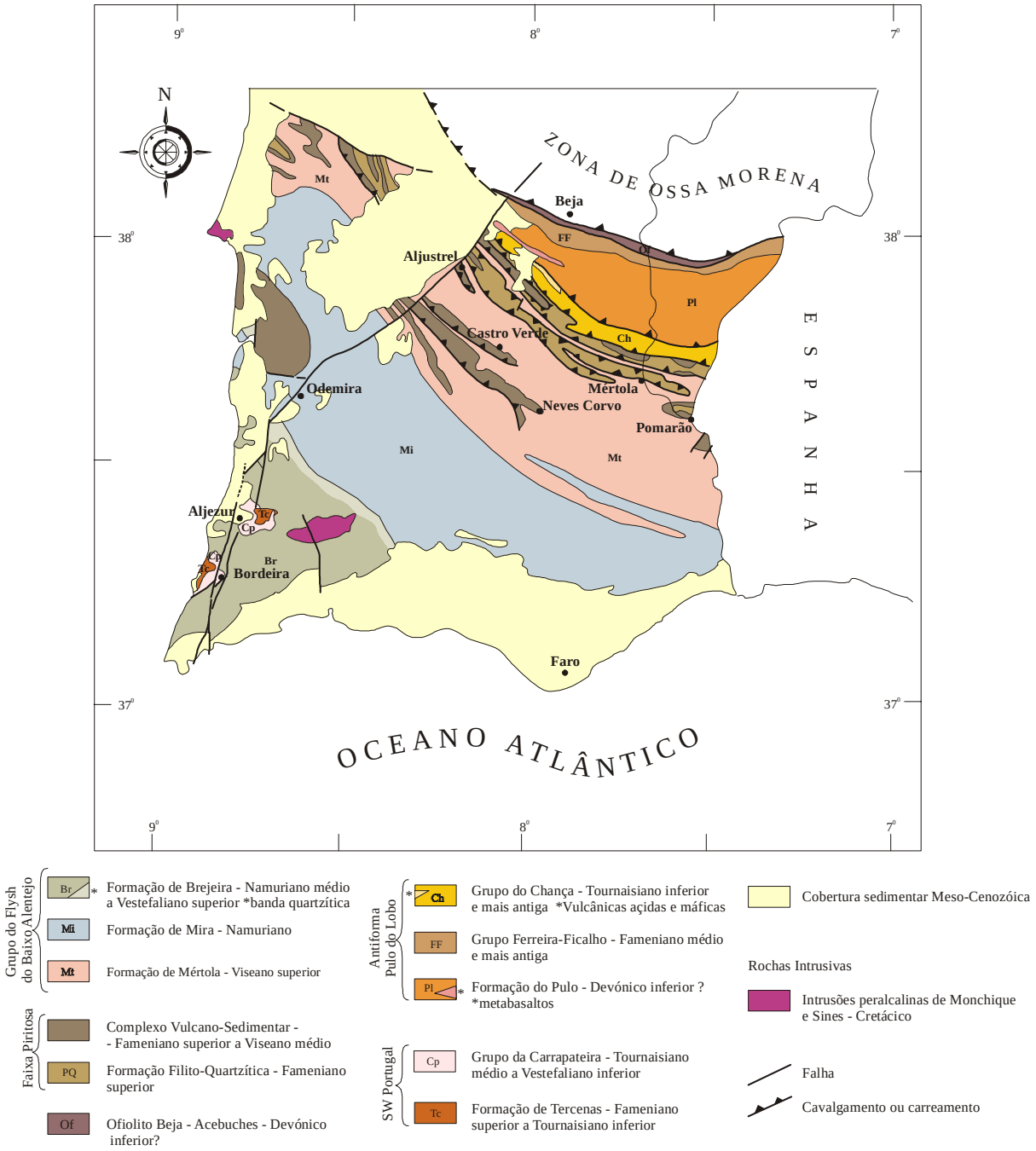


Fig. 2.1 - Mapa geológico da Zona Sul Portuguesa (adaptado de OLIVEIRA, 1991).

gradada, estratificação entrecruzada, dobras sinsedimentares, etc.). As características sedimentológicas apontam para uma deposição em ambiente de águas relativamente profundas a passar gradualmente a ambientes mais superficiais (OLIVEIRA, 1984, 1990).

Quadro 2.1 - Quadro de síntese da estratigrafia do Paleozóico, da região estudada (adaptado da Carta Geológica da região do Algarve, à escala 1:100 000, MANUPPELLA, 1992, e modificado segundo PEREIRA *et al.*, 1996; PEREIRA; 1997, 1999).

<table>
<tr><td></td><td></td><td></td><td>ANTIFORMAS DE ALJEZUR E BORDEIRA</td><td colspan="2">FAIXA PIRITOSA</td></tr>
<tr><td rowspan="7">CARBÓNICO</td><td rowspan="5">SUPERIOR</td><td rowspan="2">VESTEFALIANO</td><td rowspan="2">Formação de Brejeira: turbiditos (xistos e grauvaques) com intercalações de conglomerados e faixa a NE com quartzovaques e quartzitos</td><td colspan="2" rowspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">NAMURIANO</td></tr>
<tr><td rowspan="4">INFERIOR</td><td>Formação de Quebradas: xistos negros com intercalações de calcários detríticos e horizontes com nódulos fosfatados no topo</td><td rowspan="3">GRUPO DO FLYSH DO BAIXO ALENTEJO</td><td>Formação de Mira: turbiditos (xistos e grauvaques)</td></tr>
<tr><td>Lacuna ?</td><td>Formação de Mértola: turbiditos (xistos e grauvaques)</td></tr>
<tr><td>VISEANO</td><td>Formação de Murração: calcários dolomíticos, margas, xistos negros e calcários detríticos biogénicos</td><td rowspan="3">COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR</td><td rowspan="3">- xistos argilosos escuros, micáceos
- xistos siliciosos, tufitos e felsitos
- xistos "borra de vinho"
- xistos escuros com lentículas de óxidos de manganês</td></tr>
<tr><td rowspan="2">TOURNAISIANO</td><td>Lacuna</td></tr>
<tr><td>Formação de Bordalete: xistos e psamitos com intercalações de nódulos e lentículas calcisilitícas</td></tr>
<tr><td>DEVÓNICO</td><td>SUPERIOR</td><td>FAMENIANO</td><td>Formação de Tercenas: xistos, siltitos e quartzítos</td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

2.2.1.2. Grupo da Carrapateira

Como se referiu, o Grupo da Carrapateira inclui várias formações metasedimentares, de baixo grau de metamorfismo, que descrevemos resumidamente.

A Formação de Bordalete tem uma espessura da ordem dos 200 m e data do Tournaisiano (PEREIRA, 1997, 1999) (Quadro 2.1) (Fig. 2.2). É uma sequência terrígena constituída por xistos cinzentos escuros com laminações sedimentares de siltitos e lentículas e nódulos siliciosos com pirite, de dimensões centimétricas a métricas (OLIVEIRA, 1990). Localmente observam-se auréolas de sombras de pressão em volta da pirite, por efeito de pressão tectónica. As características litológicas e sedimentares apontam para um ambiente de deposição em águas calmas, em parte redutoras, que poderá reflectir a estabilidade tectónica.

A Formação de Murração tem uma espessura da ordem dos 50 m e é de idade Viseano (PEREIRA,

1997, 1999) (Quadro 2.1) (Fig. 2.2). É bastante heterogénea, sendo constituída, no bordo sul do Antiforma da Bordeira, por xistos escuros com lentículas carbonatadas na base, passando a alternância de calcários margosos, calcários siliciosos dolomíticos e xistos negros piritosos com maior predominância de xistos negros para o topo; enquanto que no bordo nordeste do Antiforma da Bordeira e no bordo oriental do Antiforma de Aljezur, os calcários tornam-se mais raros, sendo a unidade predominantemente pelítica. Esta heterogeneidade sugere o aprofundamento do meio de deposição para leste (OLIVEIRA, 1984).

A Formação de Quebradas é de idade Namuriano médio a Vestefaliano inferior (PEREIRA, 1997, 1999) (Quadro 2.1). Aparece nos dois antiformas (Fig. 2.2), sendo constituída por xistos negros piritosos com intercalações de calcários siliciosos, bancadas e nódulos ferro-manganesíferas, lentículas siliciosas, siltitos e horizontes com nódulos fosfatados no topo. Devido a alteração meteórica, os xistos tornam-se esbranquiçados ou avermelhados devido à presença, respectivamente, de carbonato ou ferro e manganês. As suas características litológicas e sedimentológicas apontam para um ambiente de deposição calmo, redutor e de águas pouco profundas (OLIVEIRA, 1984).

Neste sector estão representadas as três fases de deformação varisca. A fase de deformação principal, F_1, é responsável por dobras com eixos orientados NW-SE e planos axiais a inclinar para NE, com uma clivagem xistenta de plano axial ou em leque de intensidade variável. A segunda fase, F_2, redobra as estruturas anteriores, com eixos NW-SE e planos axiais sub-verticais. A terceira fase, F_3, é responsável pela geração do Antiforma da Bordeira, de direcção NNE-SSW, com perfil em caixa e flancos cortados por falhas normais (RIBEIRO, 1983a, b; RIBEIRO *et al.*,1987).

2.2.2. Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo

O Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo é constituído por três unidades litostratigráficas principais, designadamente as formações de Mértola, Mira e Brejeira, e corresponde a uma sequência turbidítica, com uma espessura superior a 5000 m (OLIVEIRA, 1992) (Fig. 2.1).

A Formação de Mértola é de idade Viseano superior (Quadro 2.1). Consiste numa sequência turbidítica constituída por uma alternância de grauvaques com bancadas de espessura centimétrica a métrica, siltitos, pelitos e intercalações de conglomerados com calhaus dispersos em matriz grauvacóide ou, localmente, com calhaus desorganizados em matriz argilo-grauvacóide, tendo características de um depósito do tipo *flysch*. As características sedimentológicas apontam para um ambiente de deposição em zonas relativamente proximais da bacia de sedimentação submarina (OLIVEIRA, 1984, 1992). Aflora no sector mais a nordeste da área de trabalho (Fig. 2.2).

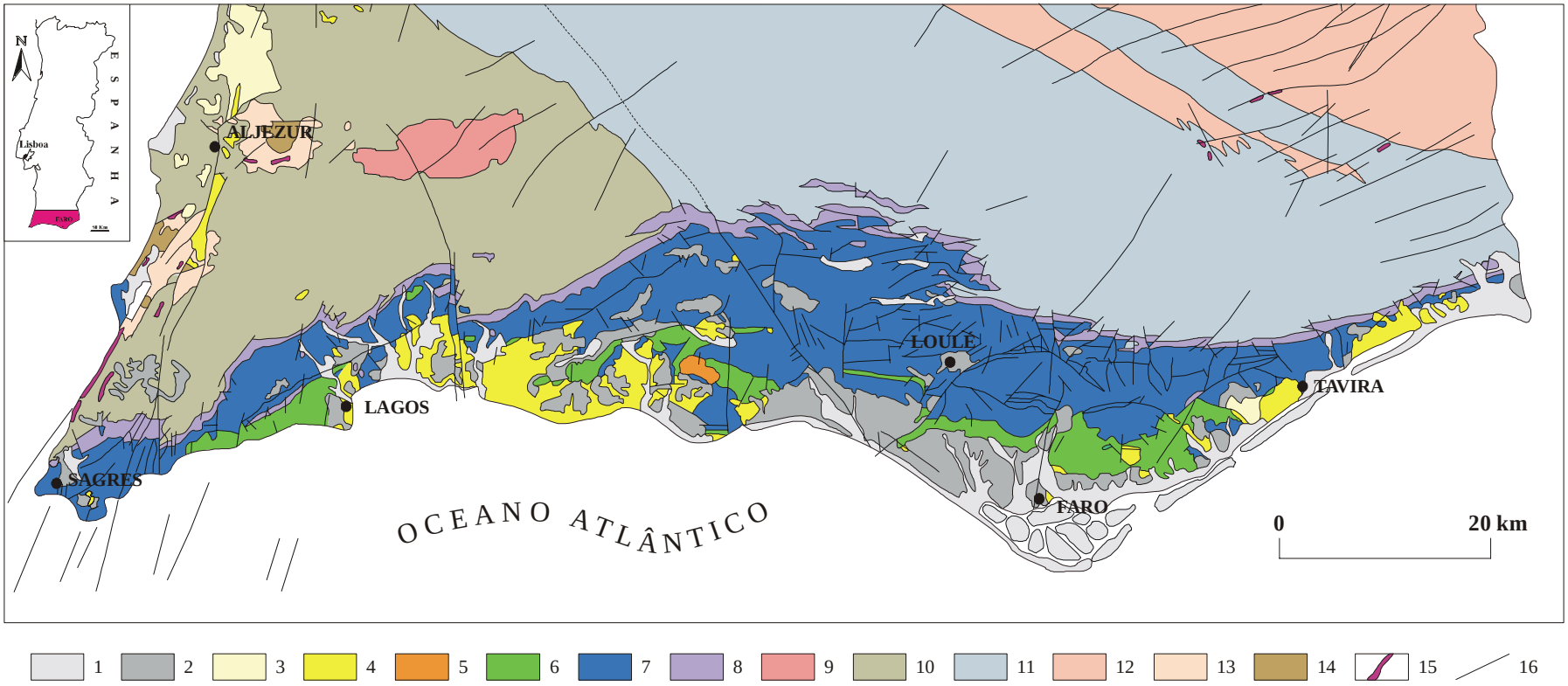


Fig 2.2 - Mapa geológico da região do Algarve. 1, Holocénico; 2, Pleistocénico; 3, Pliocénico; 4, Miocénico; 5, Paleogénico; 6, Cretácico; 7, Jurássico; 8, Jurássico inferior - Triásico superior; 9, Maciço intrusivo de Monchique; 10, Vestefaliano, 11, Namuriano, 12, Viseano; 13, Tournaisiano; 14, Fameniano, 15, filões, 16, falha (adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000, 1992).

A Formação de Mira data do Namuriano (Quadro 2.1). É uma sequência turbidítica, com características sedimentológicas semelhantes à Formação de Mértola, mas com maior escassez de conglomerados e outras fácies proximais. As características sedimentológicas apontam para um ambiente de deposição em zonas externas infra-basinais da área de sedimentação (OLIVEIRA, 1984, 1992). Aflora no sector central da área de trabalho (Fig. 2.2).

A Formação de Brejeira data do Namuriano superior ao Vestefaliano inferior (PEREIRA, 1997, 1999) (Quadro 2.1). Corresponde a uma sequência turbidítica com características sedimentológicas que variam de nordeste para sudoeste. É constituída no bordo Norte por arenitos maturos, alternando com xistos argilosos cinzento-azulados. Para sudoeste, os xistos tornam-se progressivamente mais importantes do que os grauvaques (OLIVEIRA, 1992). Aflora no sector Sudoeste da área de trabalho (Fig. 2.2).

O Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo foi deformado pela fase de deformação F_{1b}, (SILVA *et al.*, 1990) gerando-se dobras, com clivagem associada, com vergência para SW, a que se associam cavalgamentos e carreamentos. Posteriormente formou-se um vasto conjunto de falhas, associadas à compressão final da Orogenia Varisca, com direcções NE-SW, N-S e NNW-SSE, além de estruturas do tipo *kink band*, com orientações NE-SW e NW-SE (OLIVEIRA *et al.*, 1992; OLIVEIRA ,1992). Alguns destes acidentes, como a falha da Messejana, foram preenchidos por fluidos mineralizados, conduzindo à formação de filões de quartzo, por vezes com cobre, chumbo e barite (SILVA *et al.*, 1990; OLIVEIRA *et al.*, 1992).

2.3. Bordadura Meridional ou do Algarve

A Bordadura Meridional ou do Algarve é constituída por uma bacia sedimentar de direcção aproximada ENE-WSW, de idade Meso - Cenozóica, que se estende na parte emersa desde o cabo de S. Vicente a Vila Real de S. António. As formações sedimentares que constituem esta bacia assentam em discordância sobre o soco paleozóico, e estão afectadas tectonicamente por diferentes fases de deformação, compressivas e distensivas, apresentando também deformações associadas à instalação de estruturas diapíricas salíferas (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

2.3.1. Estratigrafia

2.3.1.1. Mesozóico

No Algarve, a unidade mais antiga do Mesozóico assenta em discordância angular sobre metassedimentos do Paleozóico, sendo designada por Choffat (1887) como Complexo do Grés de Silves, e posteriormente subdivididas em diversas sub-unidades, por Manuppella *et al.* (1992), nomeadamente o

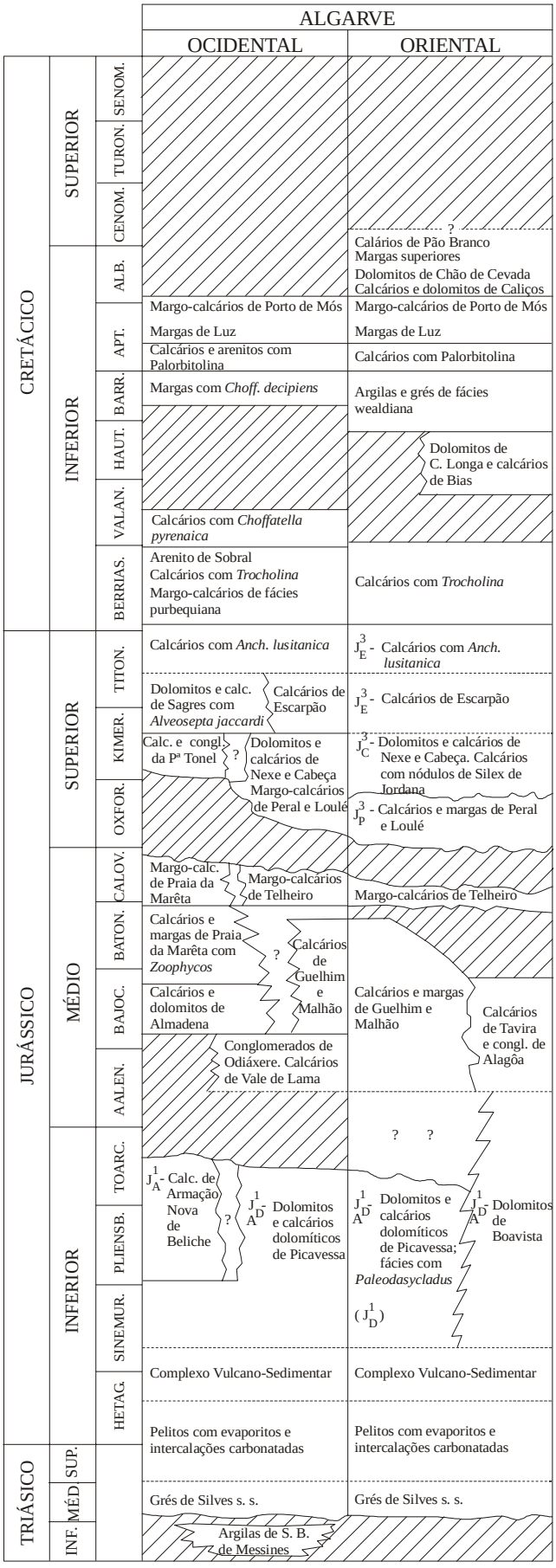
Arenito de Silves, o Complexo Pelítico Carbonatado-Evaporítico de Silves e o Complexo Vulcano Sedimentar e Dolomitos em Plaquetas. Estas unidades apresentam, no seu conjunto, uniformidade de fácies em toda a bacia. Iniciam-se com fácies continentais (*red beds*) – o Arenito de Silves, consistindo em sequências positivas de conglomerados, microconglomerados, arenitos e argilitos, sedimentados em regiões semi-áridas. A cor predominante é o vermelho ou o violáceo. Os sedimentos desta unidade passam a topo a uma fácies de transição, com pelitos, carbonatos e evaporitos constituindo o Complexo Pelítico, Carbonatado-Evaporítico de Silves (fase pré-*rifting*), sem discordância aparente. A litofácies dominante corresponde a pelitos com cerca de 5 a 10% de alcalino-terrosos, em bancadas espessas, com intercalações de arenitos finos, siltitos e dolomitos. A cor dominante é o vermelho. O ciclo sedimentar termina com o Complexo Vulcano Sedimentar e Dolomitos em Plaquetas (fase inicial do *rifting*), representado por basaltos toleíticos, brechas vulcânicas, tufos e dolomitos (*op. cit.*). Estes sedimentos, particularmente os do Complexo Pelítico, Carbonatado-Evaporítico de Silves, devido ao seu comportamento plástico têm uma grande importância na estruturação posterior da bacia, com a criação de horizontes de descolamento e produção de uma tectónica salífera com a geração de diapiros (TERRINHA, 1998).

Durante o Jurássico, dá-se a deposição de rochas carbonatadas mais ou menos margosas consoante os diferentes ambientes sedimentares (Quadro 2.2), com manifestações tectónicas distensivas manifestadas pela presença de conglomerados intercalados nas megasequências do Lias, Dogger e Malm, além de superfícies de discontinuidade, em diferentes níveis, com oólitos ferruginosos, grãos de glauconite e fosfatos (MANUPPELLA *et al.*, 1987a).

A partir do Lias inferior dá-se a evolução da Bacia Algarvia por estiramento da litosfera em regime transtensivo associado a uma disposição em *pull-apart*, na dependência do movimento sinistrógero entre a África e a Ibéria (integrada na Eurásia) (TERRINHA, 1998, p. 377), diferenciando-se em três domínios tectono-sedimentares: sub-bacia ocidental, a oeste do acidente da Sinceira, alto fundo de Budens-Lagoa, e sub-bacia oriental, entre Lagoa e Tavira (MANUPPELLA *et al.*, 1987a; MANUPPELLA *et al.*, 1992).

Durante o Lias (Quadro 2.2) dá-se a deposição de sedimentos francamente marinhos, fundamentalmente representados por sequências margo-carbonatadas, separadas por discontinuidades secundárias, com ambiente de deposição predominante hemipelágico na sub-bacia ocidental, de plataforma interna, por vezes confinada, que se estende durante todo o Jurássico no alto fundo de Budens-Lagoa e de plataforma interna confinada, com marcada subsidência, na sub-bacia oriental (*op. cit.*).

No Dogger (Quadro 2.2) continua a sedimentação em ambiente hemipelágico, com a deposição de



Quadro 2.2 - Quadro síntese da estratigrafia do Mesozóico na região estudada (retirado da Carta Geológica de Portugal, escala 1: 500 000, 1992).

unidades argilo-carbonatadas na sub-bacia ocidental, enquanto que na sub-bacia oriental se observa uma variação nos ambientes sedimentares, com ambiente de deposição ora de plataforma interna ora hemipelágico, com variações do nível do mar, sendo a sua litologia caracterizada por calcários oolíticos, calcários margosos e margas (MANUPPELLA *et al*., 1992).

No Malm (Quadro 2.2) a sedimentação, na sub-bacia ocidental, é representada por sedimentos de plataforma interna, por vezes confinada, embora com ligação ao mar (RAMALHO, 1985), sendo a sua litologia caracterizada por calcários e dolomitos. Na Carrapateira aparecem rochas vulcânicas que podem estar relacionadas com uma segunda fase de *rifting* no Kimeridgiano (RAMALHO e RIBEIRO, 1985). Na sub-bacia oriental as variações de fácies acentuam-se devido a uma segunda fase de *rifiting*.

A sequência sedimentar corresponde a uma sedimentação de plataforma carbonatada terrígena. A partir do Kimeridgiano superior o ambiente sedimentar passa a ser de plataforma interna uniforme, com desenvolvimento de espessas séries carbonatadas francamente regressivas, atingindo-se o máximo da regressão durante o Titoniano-Cretácico (MANUPPELLA *et al.*, 1992).

Durante o Cretácico (Quadro 2.2) dá-se a sucessão de 3 ciclos megasequenciais cada um com tendência regressiva e depois transgressiva, separados por duas discontinuidades maiores: a "descontinuidade valanginiana", sublinhada por lacunas importantes, que coloca em contacto formações do Berraisiano médio a Valanginiano basal, com formações do Hauteriviano ao Barremiano, acompanhada de movimentos orogénicos em zonas diapíricas; e a "descontinuidade beduliana", que se traduz por uma transgressão marinha generalizada (REY, 1983).

Devido à fase distensiva neocimérica existem variações de fácies importantes e diversas lacunas estratigráficas durante o Cretácico basal. A sedimentação, no Hauteriviano e no Barremiano, está mais centralizada no Algarve oriental e tem características marinhas e fluviais. Com a transgressão do Aptiano inferior e o aumento da subsidência, principalmente após o Gargasiano, devido ao começo da expansão do Atlântico Norte (REY, 1983), dá-se a uniformização das fácies, depositando-se, em todo o Algarve, os "Calcários com Palobirtolinas", seguidos das "Margas de Luz" e "Margo-calcários de Porto de Mós" *(op. cit.*). O Cretácico superior apenas é conhecido no Algarve oriental (REY, 1983; MANUPPELLA, 1992). Durante este período ocorre a intrusão do Maciço de Monchique com todo o seu cortejo filoniano e de chaminés ígneas.

O Maciço de Monchique é formado essencialmente por sienitos nefelínicos (foiaítos), com as zonas marginais constituídas por sienitos com alguma nefelina, do tipo pulaskito. Encontram-se ainda formações brechóides e encraves dispersos, rochas básicas alcalinas (essexitos - teralitos) em pequenas jazidas e filões

alcalinos (lamprófiros e félsicos) (CARVALHOSA, 1976). As rochas encaixantes do soco paleozóico estão metamorfizadas.

2.3.1.2. Cenozóico

O Cenozóico da região do Algarve é constituído por sedimentos do Paleogénico, Miocénico, Pliocénico e Quaternário (Fig. 2.2).

2.3.1.2.1. Paleogénico

A transição do Mesozóico para o Terciário é marcada por uma superfície de discordância generalizada correspondente a uma vasta superfície de erosão sub-aérea desenvolvida na sequência de importantes movimentos epirogénicos positivos. Deste modo, em território emerso, o Paleogénico está apenas representado pela "Formação da Guia" (Fig. 2.2), que é constituída por intercalações de níveis conglomeráticos contendo essencialmente calhaus de calcário rolados, ligados por um cimento calcário, com calcretos e argilas vermelhas (MANUPPELLA, 1988). Contudo a idade destes depósitos é controversa, tendo-lhes sido atribuídas diferentes idades, nomeadamente, cretácica, por Marques e Rocha (1981), paleogénica, por Antunes e Pais (1992) e miocénica por Cachão (1995a). Cachão considera este depósito como um conglomerado de base, proximal, desenvolvido a partir de um relevo estrutural mesozóico, durante a fase de entalhe da plataforma de abrasão que antecedeu imediatamente a deposição do Biocalcarenito de Lagos (CACHÃO, 1995a).

2.3.1.2.2. Miocénico

O Miocénico está bem representado ao longo da faixa litoral do Sul de Portugal (Fig. 2.2), nomeadamente na zona de Aljezur, na zona de Sagres, entre a praia de Porto de Mós (Lagos) e Olhos de Água, constituindo as arribas costeiras, entre Faro e Monte Gordo; e em pequenos retalhos distribuídos pelo interior, designadamente em Mem Moniz (a sul de S. Bartolomeu de Messines) e na zona de Bensafrim (a norte de Lagos).

O Miocénico do Algarve tem sido, desde meados do século XIX, objecto de numerosos estudos, existindo várias sínteses sobre a evolução do conhecimento, das quais se destacam as resenhas históricas apresentadas por Pais (1982) no ensaio de síntese sobre o "Miocénico do Litoral Sul Português", por Cachão (1995a) em dissertação de doutoramento e por Moura (1998) também em tese de doutoramento.

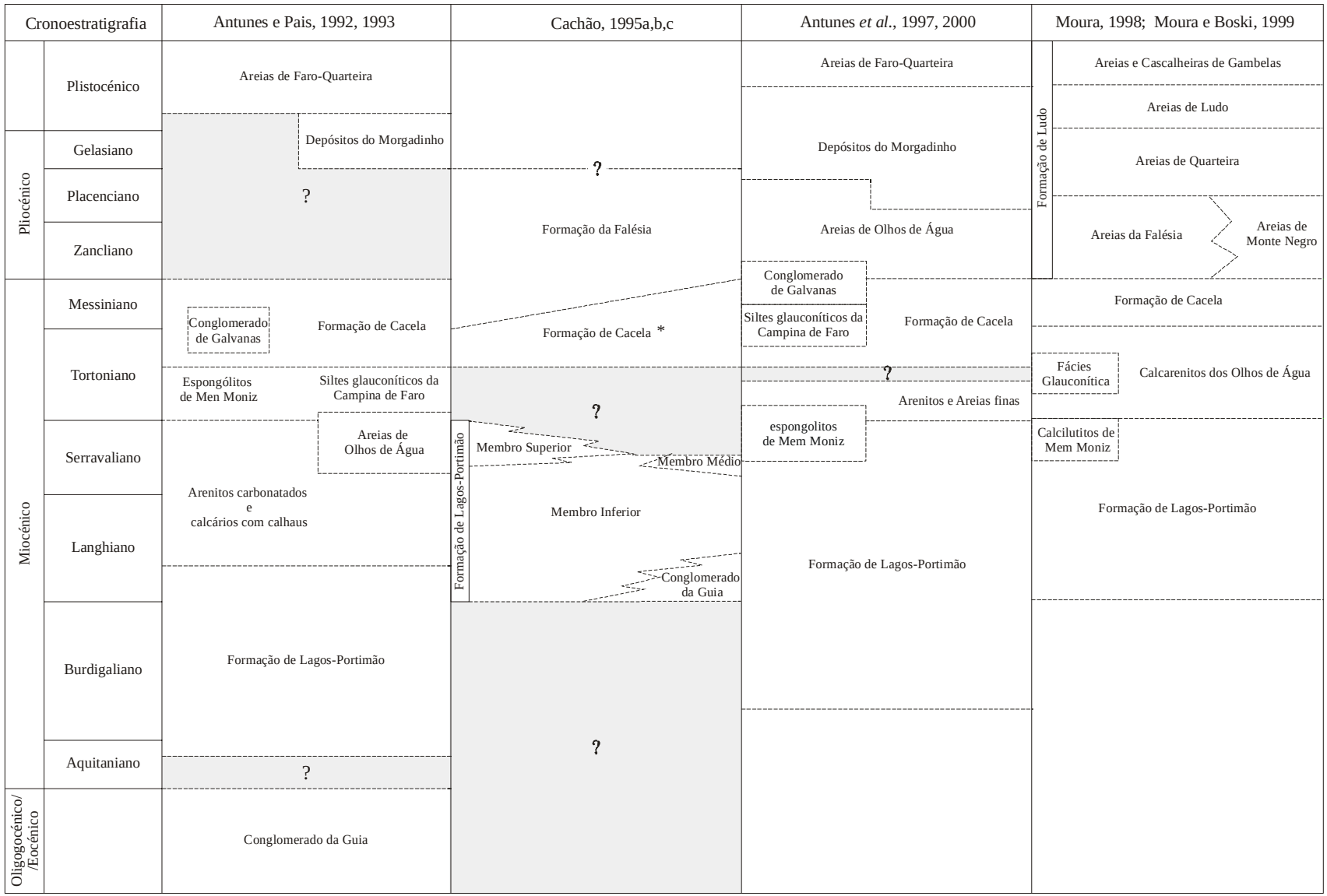
A realização de numerosos trabalhos sobre o Neogénico do Algarve, que têm sido efectuados por diferentes investigadores, e a ausência de uma política de articulação entre estes, conduziu a uma grande discrepância no que respeita ao nome das unidades definidas e às suas idades. Esta divergência pode ser observada nos quadros 2.3 e 2.4.

No V Congresso Nacional de Geologia (1998) foi apresentada uma proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (CACHÃO *et al.*, 1998), na sequência de um encontro promovido pela Universidade do Algarve (1º *Workshop* sobre o Neogénico da Margem Continental Sul Ibérica), numa tentativa de uniformizar critérios de definição de unidades litostratigráficas para o Neogénico e Quaternário do Algarve (Quadro 2.5).

Deste modo, considera-se a seguinte organização dos sedimentos neogénicos, da base para o topo (Quadro 2.5):

- a Formação de Lagos Portimão (Fig. 2.2), de idade controversa, com um intervalo de idades que varia desde o Aquitaniano ao Serravaliano, conforme os diversos autores (ANTUNES e PAIS, 1992, 1993; CACHÃO, 1995a, b; ANTUNES *et al.* 1997, 2000; MOURA, 1998; MOURA e BOSKI, 2000) (Quadro 2.3), subdivide-se em:
  - Membro "Biocalcarenito de Lagos", equivalente à Formação de Lagos Portimão de Antunes e Pais (ANTUNES *et al.*, 1992, 1993, 1997, 2000) (Quadro 2.3 e 2.5). Está bem representado no Algarve ocidental, a W da falha de S. Marcos-Quarteira, assentando indiferentemente em discordância sobre xistos e grauvaques do Carbónico e sobre rochas do Jurássico e Cretácico (MANUPPELLA e*t al.*, 1992). Corresponde a depósitos sedimentares de tipo "plataforma carbonatada temperada" (ANTUNES *et al.*, 2000);
  - Membro "Calcários e Margas de Côrte do Bispo", equivalente ao membro médio de Lagos-Portimão de Cachão (1995a, b), do Serravaliano (Quadro 2.3 e 2.5), está actualmente reduzido a depósitos isolados sobre o substrato Paleozóico e Mesozóico, nomeadamente:
    - na região de Aljezur, constituídos da base para o topo por conglomerados, areias médias a finas que passam lateralmente a argilitos de fácies lacustre e margas de fácies salobras, onde assentam biocalcarenitos (CACHÃO, 1995a; PIMENTEL e AMARO, 2000);
    - na região de Côrte do Bispo (N de Bensafrim), constituídos por argilitos de fácies lacustre e margas de fácies salobras onde assentam biocalcarenitos (CACHÃO, 1995a);
    - calcarenitos de Moinho do Rebolo, de S.ta Rita e Pocinho (CACHÃO, 1995a);
    - em Mem Moniz, consistindo numa alternância de níveis decimétricos silicificados, nodulares, de tom cinzento esverdeado, com bancadas mais espessas de carbonatos micríticos, friáveis, de tom esbranquiçado (CACHÃO, 1995a). Este depósito tem uma denominação controversa, variando de designação conforme os autores que os

Quadro 2.3 - Quadro síntese, comparativo, do Neogénico do Algarve, onde se apresentam os modelos propostos por diversos autores.



* ver quadro 2.6

Quadro 2.4 - Síntese das propostas de enquadramento estratigráfico para as areias plio-quaternárias

	Delgado e Choffat, 1899	**Gouvêa, 1938**	**Bourcart e Zbyszewski, 1940**	**Choffat, 1950**	**Feio, 1951**	**Rocha, 1970**	**Teixeira, 1972**	**Zbyszewski, 1979**[1]	**Teixeira *et al.*, 1980**
Holocénico						Areias de praia, aluviões, depósitos de Fundo de Vale		Areias e cascalheira de praia, aluviões e areias de duna	
Plistocénico				Areias de cobertura (?)	Raña	Depósitos de		Depósitos de antigas praias e	Depósitos de areias amareladas, areias
Plio-Plistocénico							Plio-Plistocénico indiferenciado		
Pliocénico	Depósitos representados como "P" na carta geológica	Areias avermelhadas	Areias avermelhadas	Areias de cobertura	Areias marinhas pliocénicas, depósitos de calhaus mal	Depósitos de areias e cascalheira de		Depósitos do Pliocénico	Areias avermelhadas com arenitos ferruginosos alióticos na parte
Miocénico									

(continua)

Quadro 2.4 - Síntese das propostas de enquadramento estratigráfico para as areias plio-quaternárias (continuação).

	Antunes, 1981[2]	**Antunes, 1983**[3]	**Antunes, 1984**[4]	**Antunes e Pais, 1987b**[5]	**Antunes e Pais, 1987c**[6]	**Antunes, e Pais, 1988**	**Antunes e Pais, 1989**[7]
Holocénico	Areias de duna, areias de praia, aluviões	Aluviões e areias de praia	Aluviões, areias e lodos, dunas, areias de duna e de praia	Aluviões e areias de duna	Cascalheiras e terraços, tufos calcários de Loulé, areias de duna, areias de praia, aluviões e sapais	Aluviões e areias dunares, terraços e tufos calcários	Areias de duna, areias de praia e aluviões
Plistocénico	Duna consolidada, depósitos de praia antigas e de terraços fluviais	Depósitos de praias antigas e de terraços	Terraços fluviais e depósitos de praia antigas,	Siltes finos micáceos e areias finas, areias e cascalheiras	Areias de Faro-Quarteira	Areias de Faro-Quarteira, siltes, calcários margosos, lignitos com vertebrados de Morgadinho e Algoz	Depósitos de praia antigas e de terraços fluviais e duna consolidada. Areias de Faro-Quarteira
Plio-Plistocénico		Plio-Plistocénico indiferenciado	Cascalheiras, areias e argilas, areias geralmente rubeficadas e cascalheiras				
Pliocénico		Areias vermelhas		Areias, margas, argilas lignitosas, calcários margosos e siltes do Morgadinho		Margas, areias	
Miocénico	Areias e siltes da Praia da Falésia, conglomerado fossilífero de Olhos de Água, areias feldespáticas dos Olhos de Água		Areias feldespáticas de Olhos de Água			Areias dos Olhos de Água	

(continua)

Quadro 2.4 - Síntese das propostas de enquadramento estratigráfico para as areias plio-quaternárias (continuação).

	Pereira, 1990	**Antunes, 1992**[8]	**Antunes, 1992**[8]	**Antunes e Pais, 1992, 1993**	**Chester *et al*,. 1995**	**Cachão, 1995**	**Antunes *et al.*, 1997, 2000**	**Moura e Boski, 1994;Moura, 1998**	**Moura e Boski, 1999**
Holocénico	Planície aluvial, terraços mais recentes	Aluviões, duna, areias de duna e areias de praia, tufos calcários	Aluviões e sapais; duna, areias de duna e areias de praia; cascalheiras, terraços e tufos calcários	Aluviões, areias de duna, terraços, tufos calcários,	Areias e cascalheiras		Aluviões, areias de duna, terraços, brechas cársicas		
Plistocénico	Arenito dunar de Aivados; Formação de Monte da Figueira; Formação de Aivados - Bugalheira	Terraços, brechas cársicas, Areias de Faro-Quarteira	Areias e cascalheiras de Faro-Quarteira	Areias de Faro-Quarteira, siltes, calcários margosos, lignitos com vertebrados de Morgadinho e Algoz	Areias de Faro-Quarteira		Areias de Faro-Quarteira	Areias de Gambelas	Areias de Gambelas
Plio-Plistocénico	Leques aluviais inferiores e conglomerado de M.te da Grelha, sedimentação de praia restrita e pequenas angras	Depósitos de Morgadinho			Depósitos de Morgadinho e Algoz		Depósitos de Morgadinho	Areias do Ludo	Areias do Ludo
Pliocénico	Formação de Charneca do Farol e Formação de Pena Furada		Depósitos de Morgadinho e Algoz; areias, arenitos e cascalheira do litoral do Baixo Alentejo			Formação de Praia da Falésia	Areias dos Olhos de Água	Areias de Faro-Quarteira Areias da Falésia/ Areias de Monte Negro	Areias de Quarteira Areias da Falésia/ Areias de Monte Negro
Miocénico		Areias dos Olhos de Água	Areias dos Olhos de Água	Areias dos Olhos de Água					

1, *in* "Rocha *et al.* (1979)"; 2, *in* "Rocha (coord., 1981)"; 3, *in* "Rocha *et al.* (1983)"; 4, *in* Oliveira (1984); 5, *in* " Mannuppella *et al.* (1987b)"; 6, *in* "Mannuppella *et al.* (1987c)"; 7, *in* "Rocha *et al.* (1989)"; 8, *in* "Oliveira (coord., 1992)"; 9, *in* "Mannuppella (coord., 1992)".

Quadro 2.5 - Proposta apresentada no V Congresso Nacional de Geologia (1998), de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal) (CACHÃO *et al.*, 1998), na sequência de um encontro promovido pela Universidade do Algarve (1º *Workshop* sobre o Neogénico da Margem Continental Sul Ibérica), numa tentativa de uniformizar critérios de definição de unidades litostratigráficas para o Neogénico e Quaternário do Algarve.

Formação de Ludo	(*sensu* MOURA & BOSKI, 1994)	Membro "Areias e cascalheiras de Gambelas"	(*sensu* MOURA & BOSKI, 1994)
		Membro "Areias de Faro-Quarteira"	(*sensu* MOURA & BOSKI, 1994; inclui a unidade genética "Areias do Ludo" *in* MOURA *et al.*, 1998)
		Membro "Areias fossilíferas de Monte Negro - Praia da Falésia"	(equivalente ao Membro " Areias de Monte Negro" *sensu* MOURA & BOSKI, 1994 que inclui o conjunto das unidades genéticas " Areias de Monte Negro" e "Areias da Falésia" *in* MOURA *et al.* 1998; equivalente a Formação da Praia da Falésia *in* CACHÃO, 1995c)
Formação de Cacela	(*in* ANTUNES *et al.*, 1981; PAIS, 1982, redefinida por CACHÃO, 1995c)	Membro "Areolas e arenitos grosseiros de Galé-Oura"	(equivalente ao Membro Inferior da Formação de Cacela *sensu* CACHÃO, 1995b); corte tipo definido na região de Galé-Oura (CACHÃO, 1995b)
		Membro "Areolas e argilitos de Cacela Fábrica"	(equivalente ao Membro Inferior da Formação de Cacela *in* ANTUNES *et al.*, 1981; PAIS, 1982; redefinida por CACHÃO, 1995c)
		Membro "Conglomerados e areolas fossilíferas de Ribeira de Cacela"	(equivalente ao Membro Inferior da Formação de Cacela *in* ANTUNES *et al.*, 1981; PAIS, 1982)
Formação de Lagos-Portimão	(*in* ANTUNES *et al.*, 1981; PAIS, 1982, redefinida por CACHÃO, 1995c)	Membro "Arenito carbonatado dos Olhos de Água"	(equivalente ao Membro Superior de Lagos-Portimão *sensu* CACHÃO, 1995c)
		Membro "Calcários e Margas de Côrte do Bispo"	(equivalente ao Membro Médio de Lagos-Portimão *sensu* CACHÃO, 1995b); corte tipo definido na região de Côrte do Bispo (CACHÃO, 1995b)
		Membro "Biocalcarenito de Lagos"	(*sensu* CACHÃO, 1995c)

estudaram, nomeadamente: espongólitos e diatomitos (PAIS, 1982); espongólitos de Mem Moniz (ANTUNES e PAIS, 1988, 1992, 1993, 1997; ANTUNES *et al.*, 2000); margas de Mem Moniz (Cachão, 1995a); e calcilutitos de Mem Moniz (MOURA, 1998);

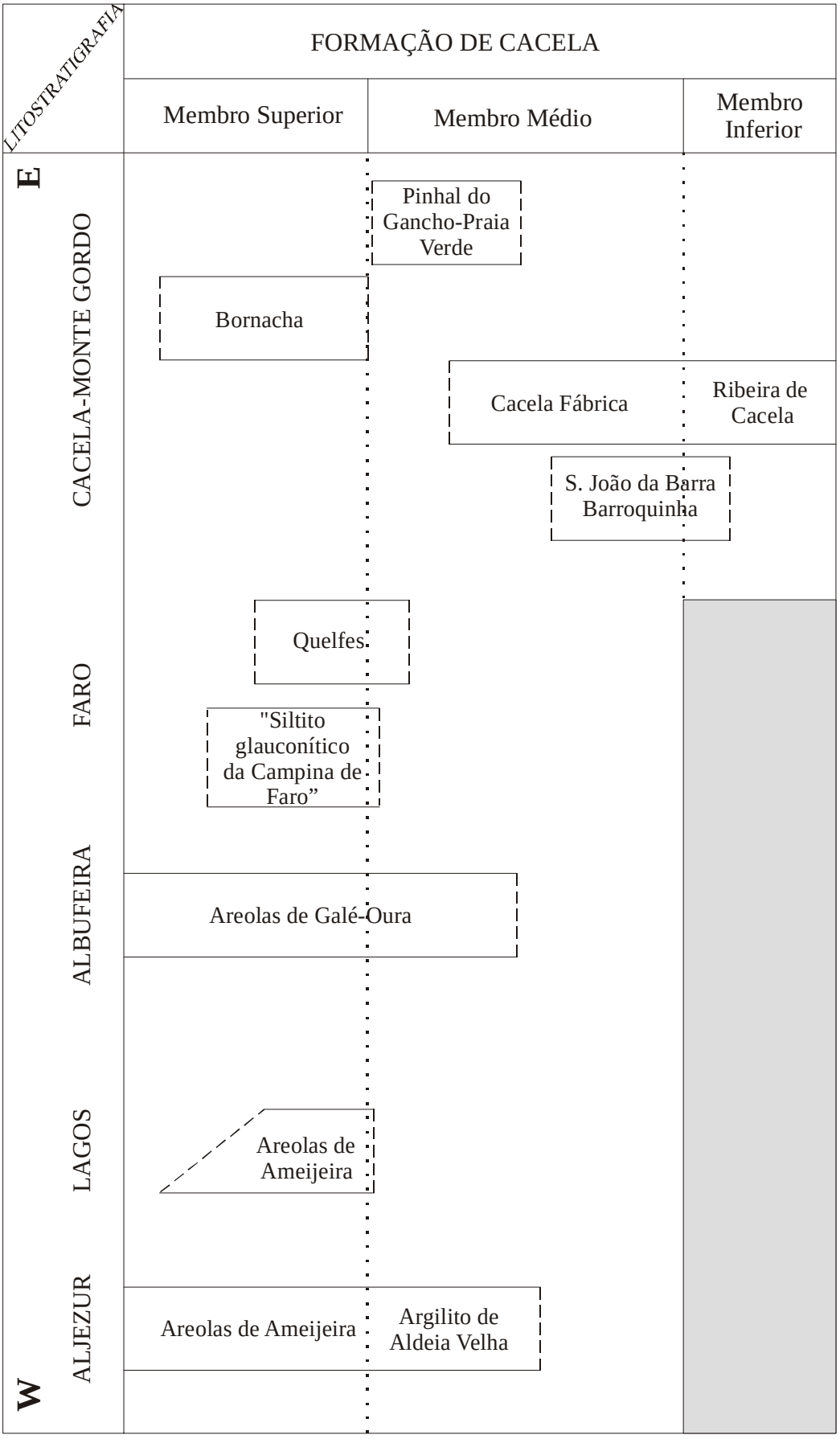
- Membro "Arenito Carbonatado dos Olhos de Água", equivalente ao membro superior da Formação de Lagos-Portimão de Cachão (1995a, b), do Serravaliano (Quadro 2.3 e 2.5), consistindo numa unidade detrítica carbonatada, constituída na base por calcários gresosos e no topo por calcários muito fossilíferos, ricos em seixos (ANTUNES *et al.*, 1992);

- a Formação de Cacela (Quadro 2.6), bem representada a E da falha de S. Marcos-Quarteira, na parte oriental do Algarve, sendo a sua presença a ocidente apenas vestigial e esporádica, recobrindo algumas depressões cársicas (Fig. 2.2) (CACHÃO, 1995a), de idade Tortoniano-Messiniano (Quadro 2.3). Assenta numa plataforma de abrasão marinha desenvolvida quer sobre o Mesozóico, quer sobre a Formação de Lagos-Portimão, preenchendo, por vezes, uma morfologia cársica desenvolvida nos sedimentos carbonatados da Formação de Lagos-Portimão (CACHÃO, 1995a). É constituída por depósitos siliciclásticos (PAIS, 1982; ANTUNES *et al.*, 1992; CACHÃO, 1995a; ANTUNES *et al.*, 2000), consistindo, de um modo geral, em areias finas e/ou siltes de cor amarelada, alaranjada e esverdeada, intercalados por níveis com maior componente pelítica, de tom acinzentado, com excepção do Conglomerado de Galvanas, formado por níveis grosseiros, conglomeráticos, em alternância com níveis arenosos. Subdivide-se em diversos membros, nomeadamente: o membro "Conglomerados e areolas fossilíferas de Ribeira de Cacela", o membro "Areolas e argilitos de Cacela Fábrica", e o membro "Areolas e arenitos grosseiros de Galé-Oura" (Quadro 2.3 e 2.5).

2.3.1.2.3. Plio-Quaternário

Na Carta Geológica da Região do Algarve, à escala 1:100 000, estão marcadas duas grandes manchas cartográficas de depósitos plio-quaternários:

- **Areias, Arenitos e Cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo**, atribuídas ao Pliocénico, no litoral ocidental (entre Odeceixe e Bordeira) (Folha Ocidental) (MANUPPELLA *et al.*, 1992) (Fig. 2.2). Assentam de um modo geral em rochas do Paleozóico, com excepção de alguns fossos tectónicos onde assentam, nalguns locais, em formações do Miocénico, e da zona do Pontal, onde preenchem o carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico;



Quadro 2.6 - Quadro sinóptico do posicionamento da Formação de Cacela (adaptado de CACHÃO, 1995).

- **Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira**, atribuídas ao Plistocénico (Fig. 2.2), embora consideradas de idade pliocénica por diversos autores (Quadro 2.4), no litoral meridional (Orla Meridional Algarvia, entre Sagres e Vila Real de S. António) (folhas Ocidental e Oriental) (MANUPPELLA *et al.*, 1992) (Fig. 2.2). Assentam de um modo geral sobre um substracto Mesozóico, ou Miocénico, com excepção da zona compreendida entre Torre de Aspa e Mosqueiro, onde assentam em metassedimentos do soco varisco.

Para além destas áreas principais de afloramento, existem ainda pequenos retalhos de depósitos individualizados, tais como:

- **Areias dos Olhos de Água** (arriba a E dos Olhos de Água) atribuídas ao (Quadro 2.3):
  - Miocénico médio a superior, nomeadamente por Antunes (1979), Pais (1982), Antunes *et al.* (1992, 1993) e na Carta Geológica de Portugal à escala 1: 50 000 (Folha 52-B Albufeira), 1981, Carta Geológica de Portugal à escala 1: 200 000 (Folha 7), 1982-1983, Carta Geológica da Região do Algarve à escala 1: 100 000 (Folha Ocidental), 1992;
  - Miocénico superior (Messiniano) - Pliocénico por Cachão (1995a,b,c), sob a denominação de **Formação de Praia da Falésia,** considerando que esta formação equivale a espessas séries areníticas que afloram nas arribas costeiras da praia da Falésia - Açoteias, e se distribui quer para leste, até próximo de Monte Gordo, quer para oeste, até pelo menos à plataforma de Sagres - Vila do Bispo, o que de um modo geral corresponde à área de afloramento das Areias de Faro-Quarteira, representada na Carta Geológica da Região do Algarve à esc. 1:100 000;
  - Pliocénico inferior a médio por Boski *et al.* (1995), Moura (1998), e Moura e Boski (2000), sob a denominação de:
    - **Areias da Falésia**, que assentam em descontinuidade erosiva sobre o membro superior da Formação de Cacela, constituído por siltes e siltes arenosos (CACHÃO 1995a,b,c; MOURA e BOSKI, 2000) (Fig. 2.3). Compreendem espessas séries areníticas, feldspáticas, de tom esbranquiçado a avermelhado, de granularidade média a grosseira, com níveis de seixos bem rolados e diversas figuras sedimentares que indicam migração lateral para E dos corpos arenosos depositados em ambiente marinho litoral (MOURA *et al.*, 1998). Evoluem, em perfil vertical, de areia muito grosseira, na base, para areia fina, no topo, terminando num conjunto de camadas métricas onde existem intercaladas argilas, areias finas por vezes bioturbadas e arenitos fossilíferos (MOURA, 1998).

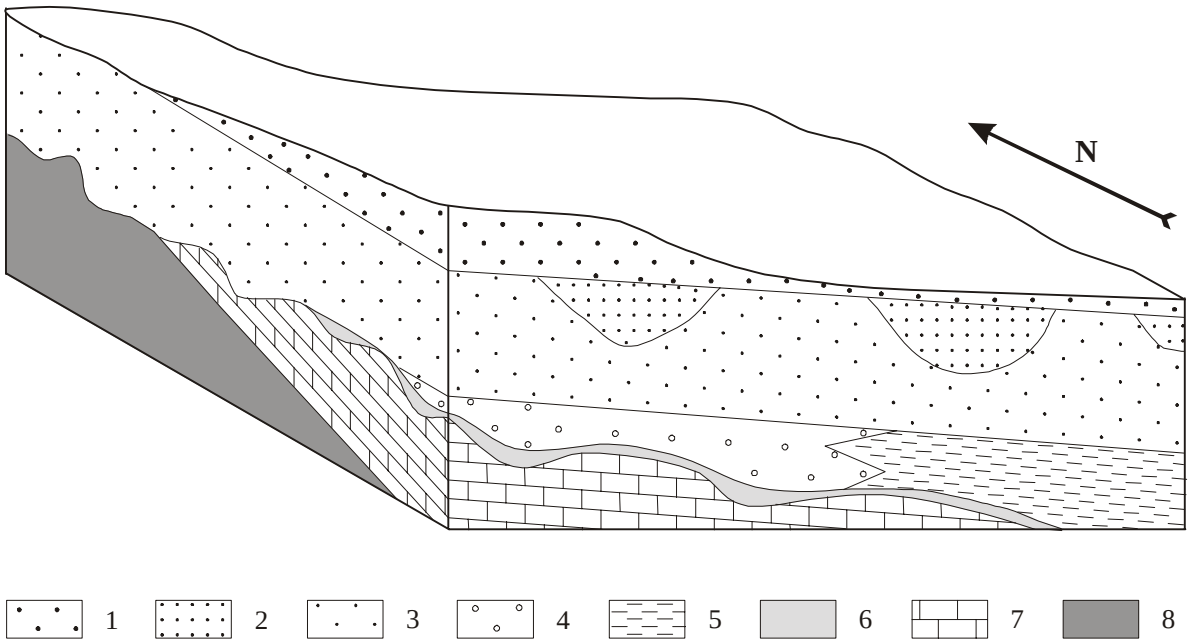


Fig. 2.3 - Modelo esquemático mostrando a distribuição vertical e lateral das diferentes litofácies da Formação do Ludo, e a sua relação com o substracto Mesozóico e Miocénico (adaptado de MOURA *et al.*, 1998). 1, Areias e Cascalheiras de Gambelas" (Pleistocénico médio a superior); 2, Areias do Ludo (Plio-Pleistocénico); 3, Areias de Quarteira (Pliocénico superior); 4, Areias da Falésia (Pliocénico inferior); 5, Areias de Monte Negro (Pliocénico inferior); 6, Formação de Cacela (Miocénico superior); 7, Formação de Lagos Portimão 8, Mesozóico.

Depositadas em ambiente marinho restrito, "marcam o final de uma etapa evolutiva da bacia durante o Pliocénico inferior, determinada por um movimento eustático positivo" (MOURA *et al.*, 1998);

- **Areias de Monte Negro**, que são equivalentes laterais das Areias da Falésia (MOURA, 1998; MOURA *et al.* 1998; MOURA e BOSKI, 2000), assentam sobre os sedimentos miocénicos (Fig. 2.3). São constituídas por areias médias ou finas, micáceas, de estratificação centimétrica horizontal ou sub-horizontal, intensamente bioturbadas, de fácies marinha de domínio infralitoral (MOURA, 1998; MOURA *et al.* 1998);

- Pliocénico inferior a médio por Antunes *et al.* (1997, 2000);

- **Camadas do Morgadinho ou Depósitos de Morgadinho e Algoz** (ANTUNES *et al.*, 1992, 1993) (Quadro 2.3), atribuídas ao Pliocénico superior a Plistocénico médio (ANTUNES *et al.*, 1986, 1992) a partir de fósseis encontrados em poços para captação de água, quer na região do Morgadinho quer na região de Algoz (pequenos mamíferos, peixes, gastrópodes, ostracodes, pólens e esporos). Consistem em sedimentos continentais formados por depósitos areníticos em associação com siltes, margas, argilas lignitosas, calcários lacustres e crostas carbonatadas;

- **cascalheiras, terraços, tufos calcários, areias de duna, areias de praia, aluviões e sapais**, do Holocénico.

Na zona da plataforma litoral ocidental, as **Areias, Arenitos e Cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo** foram objecto de investigação por Pereira (1990), definindo da base para o topo:

- **depósitos de *sheetflood*** muito grosseiros, heterométricos, constituídos por blocos e calhaus de grauvaque e quartzito, com matriz silto-argilosa, localmente com carapaça ferruginosa, do Miocénico (?);
- **Formação da Ameijeira** constituída por arenito fino moscovítico, localmente com bolsadas de areão rolado, do Pliocénico inferior (Quadro 2.7). Contudo, Cachão (1995a,c) considera que a Formação de Ameijeira não apresenta expressão cartográfica, requisito necessário para ser considerada formação, e atribui-lhe o nome de **Areolas de Ameijeira**, que correlaciona com outras sub-unidades do membro superior da Formação de Cacela, do Miocénico superior (Quadro 2.3 e 2.5);
- **Formação de Pena Furada** de ambiente litoral caracterizada por um arenito médio a grosseiro, por vezes com seixos de quartzo e quartzito em forma de amêndoa ou acharutados, com carapaça ferruginosa, do Pliocénico médio a superior (Quadro 2.7);
- **leques aluviais inferiores** (*raña*), de ambiente continental, constituídos por calhaus heterométricos de quartzito, grauvaque e quartzo, angulosos, ou boleados, com matriz argilosa, correspondendo às ranãs de planície alentejanas, tal como foram definidas por Feio e Ribeiro (1950); datam provavelmente do Pliocénico superior (Quadro 2.7);
- **Formação de Aivados-Bugalheira**, de ambiente marinho, é constituída por areia, com a fácies de Aivados a apresentar intercalações de calhaus de quartzito e grauvaque rolados, leitos de minerais pesados e fragmentos de conchas, e a fácies da Bugalheira apenas com seixos rolados de quartzo, em forma de amêndoa ou esféricos, na base. A autora (*op. cit.*) atribui-lhes uma idade do Plistocénico inferior;
- **Cascalheira da Murração,** constituída por calhaus rolados, do Quaternário;
- **Arenito do Pontal**, de ambiente marinho, é constituído por areia quartzosa de grãos rolados, bem calibrada, do Quaternário.

Como já foi referido, as **Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira** correspondem a uma extensa mancha representada na Carta Geológica da Região do Algarve, à escala 1:100 000, desde Sagres a Vila

Quadro 2.7 - A evolução da peneplanície e a individualização da plataforma litoral meridional (PEREIRA, 1990, Quadro XXXIV, p. 389).

Paroxismo tectónico responsável pela criação da plataforma litoral ocidental, pelo levantamento da Serra do Cercal e do alinhamento de relevos de Carregoussal S. Teotónio (incluindo Arrifoias); da plataforma litoral meridional pelo jogo das flexuras de M.ª Ruiva e de Barões; leques aluviais inferiores e conglomerado de M.te da Grelha; sedimentação de praia restrita a pequenas angras (Telheiro); Balançamento para NW da plataforma litoral ocidental. Emersão definitiva da plataforma litoral meridional (exceptuando o patamar de Sagres).	ambiente semi-árido quente	Vilafranquiano	Quaternário
Plataforma litoral ocidental: Sector de V. N. Milfontes — Formação Vermelha: marinha ou de praia / de planura litoral / de laguna litoral (fosso de Arrifoias); Sector de Arrifana — Formação de Pena Furada: de praia / de planura litoral; Plataforma litoral meridional — Formação da Charneca do Farol: de praia	acentuação das condições de aridez	Pliocénico	Terciário
Formação de Ameijeira (no Sector de Arrifana e na plataforma litoral meridional) litoral abrigado (?)	tendência para clima com estações contrastadas		
Formação Margo-carbonatada de Lagos-Portimão (na plataforma litoral meridional e nos fossos de Aljezur e de R.ª de Alfambras). ambiente costeiro pouco profundo	clima mais quente que o actual e húmido	Miocénico	
PENEPLANÍCIE ALENTEJANA	aridez marcada	Paleogénico	

Real de S. António (Fig.2.2), tendo-lhes sido atribuída uma idade pliocénica a plistócenica (Quadro 2.4), consoante os diferentes autores que as estudaram. Definidas por Antunes e Pais (*in* MANUPPELLA *et al.*, 1987b,c), que as atribuem ao Plistocénico, são constituídas por arenitos de grão médio a grosseiro de cor geralmente vermelha, feldespáticos, com quantidades variáveis de argila, por vezes com níveis intercalados mais grosseiros. Enquanto nalguns locais se observam figuras sedimentares, tais como paleocanais, estratificação entrecruzada, etc., noutros locais as areias apresentam-se em séries monótonas, sem quaisquer figuras sedimentares. O seu ambiente de deposição é provavelmente de transição de fluvial a marinho. As

Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira foram objecto de estudos pormenorizados:

- no sector da faixa litoral meridional (região entre Sagres e Lagos), por Pereira (1990), que as denominou como **Formação de Charneca do Farol**, considerando que esta formação é correlativa da **Formação de Pena Furada** (Pliocénico médio a superior) e suprajacente à **Formação de Ameijeira**, já anteriormente referidas (*op. cit.*) (Quadro 2.7). Segundo esta autora, a **Formação de Charneca do Farol** é constituída por arenito médio a grosseiro de grão rolado, com pequenos seixos de quartzo dispersos, de cor vermelha e manchas cinzentas, estando conservada em depressões cársicas. Ainda segundo esta autora (*op. cit.*), a esta formação sobrepõe-se estratigraficamente o **Arenito inferior do Telheiro**, constituído por arenito médio a grosseiro, de coloração variada, com raros leitos conglomeráticos de elementos rolados e folhetos carbonatados, dispostos geralmente na horizontal. Assentando neste por abarrancamento ocorre o **Arenito superior do Telheiro**, constituído por arenito argiloso, com pequenos seixos rolados, apresentando folhetos calcários verticais;
- na zona central do Algarve, por Moura e Boski (1994, 1999), Boski *et al.* (1995); Cachão *et al.* (1998), Moura (1998) e Moura *et al.* (1998), que lhes atribuíram o nome de Formação do Ludo constituída por diversas unidades litostratigráficas, nomeadamente (Quadro 2.3, 2.5) (Fig. 2.3):
  - **Areias da Falésia**, já anteriormente referidas;
  - **Areias de Monte Negro**, já anteriormente referidas;
  - **Areias de Faro-Quarteira** posteriormente denominadas por **Areias de Quarteira** por Moura e Boski (1999). São atribuídas ao Pliocénico superior com base em foraminíferos bentónicos, nomeadamente *Globigerinoides obliquos extremus* do Pliocénico, colhidos a S de Loulé (Goncinha) em camadas argilosas interestratificadas com os depósitos arenosos (*op. cit.*). As **Areias de Quarteira** assentam, quer sobre as Areias da Falésia e Areias de Monte Negro, quer sobre uma superfície carsificada desenvolvida no substracto Miocénico e Mesozóico, quer sobre o soco Paleozóico (Fig. 2.3). São constituídas por areias médias, bem calibradas, por vezes grosseiras, de cor alaranjada a rosada, com grãos de quartzo sub-angulosos e de feldspato, ricas em goetite, e contêm quantidades vestigiais de hematite, que lhe conferem a cor alaranjada (Boski *et al.*, 1995; Moura, 1998; Moura *et al.*, 1998). Geralmente maciças, apresentam por vezes estratificação oblíqua (Moura e Boski, 2000). Geneticamente são areias de plataforma de abrasão, extensa e pouco profunda (Moura, 1998; Moura *et al.*, 1998).
  - **Areias do Ludo** atribuídas ao Plio-Plistocénico (Moura e Boski, 1999), assentam nas Areias

de Quarteira por uma descontinuidade erosiva (Fig. 2.3). São representadas, na base, por areias médias de cor branca-acinzentada, passando para o topo, por descontinuidade erosiva, a areias grosseiras de cor branca amarelada. São constituídas por grãos de quartzo, com raros grãos de feldspato (percentagem muito inferior à das Areias de Quarteira). Apresentam por vezes estratificação entrecruzada e organizam-se em corpos canalizados sugerindo um ambiente de deposição fluvial (MOURA e BOSKI, 1999).

- **Areias e Cascalheiras de Gambelas**, atribuídas ao Plistocénico médio a superior, com base em indústria lítica identificada nestes depósitos por Feio (1946) e Viana e Zbyszewski (1949) (*in* MOURA e BOSKI, 1999). Segundo Moura (1998) e Moura e Boski (1999) estes depósitos antecedem a instalação da rede hidrográfica actual (Fig. 2.3), sendo constituídos por litótipos distintos, designadamente (*op. cit.*):
  - siltes pedolizados, de cor amarela-torrada com manchas avermelhadas, que assentam em descontinuidade erosiva sobre as unidades subjacentes, podendo estar ausentes;
  - areias grosseiras a muito grosseiras, de cor vermelha, mal calibradas, com matriz argilosa, por vezes com seixos de quartzo e quartzito, rolados. Apresentam estratificação oblíqua planar ou encurvada e cruzada;
  - níveis de calhaus de quartzito, grauvaques e, em menor quantidade, de xisto, por vezes muito alterados, com capas concêntricas de ferro e manganês.

  Estes depósitos são característicos de sistemas fluviais de canais entrançados com elevada capacidade de migração lateral em condições climáticas semiáridas (*op. cit.*).

Na zona de Odiáxere existe ainda um depósito grosseiro de cor avermelhada – **Cascalheira de Odiáxere** (equivalentes às Areias e Cascalheiras de Gambelas (?) de Moura e Boski, 1999), que está embutido num depósito arenítico, feldspático, de cor vermelha (Areias de Quarteira (?) de Moura e Boski, 1999). O depósito apresenta alternâncias de níveis conglomeráticos e areníticos com intercalações de níveis siltíticos. O depósito conglomerático é constituído por calhaus de grauvaque e alguns de quartzo, sub-rolados, com orla de lexiviação. Para o topo, o depósito encontra-se alterado, passando a apresentar cor amarelada, com calhaus de grauvaque e quartzo disseminados e nódulos esferóides de grauvaque ferruginizado. Os calhaus apresentam-se imbricados, com estruturação indicando que é um depósito fluvial.

Ao Quaternário são atribuídas, de um modo geral por todos os autores, as aluviões actuais, as areias de duna e areias de praia actuais, cascalheiras, terraços fluviais, alguns tufos calcários, areias de duna consolidada e depósitos de praias antigas (Quadro 2.4).

2.3.2. Tectónica

A estruturação da Bacia Algarvia iniciou-se no Triásico em regime distensivo de direcção NW-SE a N-S na fachada meridional e E-W a WNW-ESE na fachada ocidental, relacionado com a abertura do mar de Tétis e do Atlântico Norte. Esta evolução relaciona-se com um movimento transtensivo esquerdo entre as placas Africana e Ibérica, ao longo de uma zona transformante de direcção E-W (DEWEY *et al.*, 1989; SRIVASTAVA *et al.*, 1990) durante o Jurássico e o Cretácico inferior, dando-se estiramento da crosta e reactivação das falhas tardi-variscas de direcção NE-SW como falhas extensionais (TERRINHA, 1998). Geram-se flexuras de direcção aproximada E-W, das quais se destacam a Flexura do Algibre (estendendo-se desde Vila Real de S. António a Portimão com prolongamento para oeste ao longo da falha Mexilhoeira Grande - Espiche), a Flexura de S. Estevão - Monte Figo - Vale de Judeu e a Flexura de Bernadinheiro - Galvanas (MANUPPELLA *et al.*, 1992). Estas flexuras estão cortadas por acidentes N-S, como por exemplo a falha de Portimão, que funcionaram provavelmente como zonas de transferência.

As falhas de direcção NE-SW, cuja movimentação se iniciou como falhas normais, muda gradualmente para movimentação oblíqua direita, com a rotação destas para NNE-SSW devido ao aumento da deformação cisalhante horizontal na zona de cisalhamento esquerda de Gibraltar durante e extensão Mesozóica (TERRINHA, 1998). Durante este período, existem diversas evidências, a várias escalas, de episódios curtos de inversão tectónica, nomeadamente no Jurássico inferior, no Caloviano superior - Oxfordiano inferior, no Portlandiano – Cretácico inferior, bem como outros de idade mesozóica indeterminada, sugerindo períodos de levantamento do continente relacionados com breves episódios compressivos (*op. cit.*).

No Cretácico inferior (Hauteriviano) já ocorre expansão oceânica em toda a fachada ocidental e inicia-se a rotação sinistrógira da Península Ibérica por expansão oceânica no Golfo da Biscaia. Segundo Srivastava *et al.* (1990) até ao início da abertura do Golfo da Gasconha (anomalia magnética Mo ≈ 118 Ma), a Ibéria moveu-se como uma microplaca independente relativamente à Eurásia – com extensão oblíqua e desligamento esquerdo na sua fronteira setentrional, passando a ocorrer convergência na zona dos Perinéus já no Cretácico inferior – bem como relativamente à África, tendo ocorrido essencialmente um deslocamento relativo esquerdo ao longo de uma fronteira de placas limitando a Ibéria a S, como referimos acima.

Quando ocorre a abertura do Golfo da Biscaia, a Ibéria passa a movimentar-se solidariamente com a África – a fronteira de placas, aproximadamente E-W, ligando a dorsal média atlântica (em propagação para NNW) ao Golfo da Biscaia, transforma-se, assim, na fronteira principal entre a África e a Ibéria solidárias, e a Eurásia.

Srivastava *et al.* (1990) referem que, desde a sua separação inicial do continente americano, a África desloca-se segundo uma trajectória relativamente uniforme para SE relativamente à Europa, aproximadamente até à idade da anomalia magnética 31 (69 Ma, Campaniano superior), altura em que se iniciaram modificações no movimento relativo Eurásia-África.

Este movimento modificou-se acentuadamente por altura da anomalia 25 (59 Ma, Paleocénico), transformando-se em convergência próxima de N-S e desencadeando o tectonismo alpino. Segundo os mesmos autores (*op. cit.*), esta convergência terá tido inicialmente efeitos reduzidos na região entre a Ibéria e a África porque elas moviam-se solidariamente, como uma única placa, neste período. Dewey *et al.* (1989), noutra reconstituição da trajectória de deslocamento da África relativamente à Europa, consideram uma modificação importante no movimento relativo há cerca de 92 Ma (limite Cenomaniano-Turoniano), recuando um pouco no tempo o início da tendência de deslocamento convergente.

Segundo a reconstituição de Srivastava *et al.* (*op. cit.*), há cerca de 45 Ma (Eocénico médio) dá-se uma nova modificação no movimento relativo e na distribuição regional das fronteiras de placas: a Ibéria volta a movimentar-se provavelmente como uma microplaca independente, limitada por uma fronteira a N, que a separa da Eurásia, e outra a S, convergente, localizada na actual Zona de Fractura Açores-Gibraltar, separando-a da África. Também Mougenot (1989) refere que a intensidade das deformações tectónicas no Sul da placa Ibérica mostra que a convergência Ibéria-África estava activa desde, pelo menos, o Eocénico, com funcionamento de uma zona de subducção.

A modificação do regime tectónico que começa a esboçar-se no Cretácico superior, devido à mudança do movimento relativo entre a África e a Ibéria, e que se torna francamente convergente no Paleogénico segundo Srivastava *et al.* (1990) (ou já antes, no final do Cenomaniano, segundo Dewey *et al.*, 1989) reflectiu-se no desenvolvimento de uma tectónica compressiva regional que, como referimos, corresponde ao início do Ciclo Orogénico Alpino.

Durante esta primeira fase tectónica compressiva, e anteriormente à deposição de sedimentos eocénicos, geraram-se dobramentos e cavalgamentos, simultaneamente com levantamento regional da crosta, sendo aquelas estruturas tectónicas resultantes da inversão de falhas extencionais mesozóicas que posteriormente colapsaram durante a deposição dos sedimentos eocénicos (Terrinha, 1998). Posteriormente à deposição destes sedimentos e anteriormente à sedimentação do Miocénico (Eocénico superior – Oligocénico) ocorreu novamente um período de inversão tectónica (inversão pré-Miocénica), responsável pela discontinuidade erosiva M que se pode ver na figura 2.4 (*op. cit.*). A direcção da compressão varia de N-S a NNW-SSE, com o encurtamento da Bacia a ser principalmente acomodado pela inversão de estruturas

extencionais pré-existentes ou pela geração de falhas inversas neoformadas no bloco inferior de falhas normais (Fig. 2.4) (*op. cit.*).

A Bacia Neogénica Algarvia forma-se entre duas importante estruturas tectónicas, o Banco de Gorringe e o Orógeno Bético, gerados por um campo de tensão compressivo, com a compressão máxima orientada N-S a NW-SE (TERRINHA, 1988).

Terrinha (*op. cit.*) e Terrinha *et al.* (1998) consideram que a Bacia Neogénica e Quaternária Algarvia:

- é flexural, devido à presença de consideráveis espessuras de sedimentos cenozóicos, dispostos em *onlap* tanto para N, no sentido da plataforma continental actual, como para S, no sentido do Banco do Guadalquivir;
- não é uma bacia de antepaís relativamente ao orógeno bético, devido à sua geometria, orientação das principais estruturas e a migração do depocentro com o tempo, (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1998).

Na região algarvia, segundo aqueles autores (*op. cit.*), as deformações compressivas que afectam a discordância miocénica imersa e depósitos posteriores (Neogénico e Quaternário) (Fig. 2.4) são muito menos importantes comparadas com as estruturas de deformação resultantes de episódios tectónicos anteriores; a ausência de estruturas compressivas neogénicas importantes, designadamente cavalgamentos e dobras, na região do Algarve, presentes nos outros dois domínios, bem como na Bacia Lusitaniana e na parte central de Portugal; e a existência de uma subsidência importante durante o Neogénico e o Quaternário (Fig. 2.4 e 2.5), que produz duas bacias, no Golfo de Cádis, separadas pelo Banco do Guadalquivir; sugerem que:

- o Orógeno Bético-Rifenho acomodou a maior parte da colisão das placas africana e ibérica, e o bloco Bético Interno funcionou como um promontório ou um bloco rígido entre as duas placas (*op. cit.*);
- as trajectórias da tensão compressiva máxima eram, nas zonas deformadas da Ibéria, paralelas à trajectória do movimento da placa africana em relação à placa europeia, enquanto que na margem ibérica meridional as trajectórias da tensão eram controladas pela indentação do bloco rígido Bético Interno e pela formação do Arco Bético-Rifenho, o que gerou um padrão radial da tensão compressiva máxima em torno da área de Gibraltar, funcionando a falha do Guadiana como uma fronteira de deformação (Fig. 2.6) (*op. cit.*);
- as falhas extensionais NE-SW a ENE-WSW, que limitam o Banco do Guadalquivir (paralelas aos cavalgamentos situados a N) (Fig. 2.5) são provavelmente causadas ou por extensão secundária associada com a compressão radial em torno de Gibraltar (Fig. 2.6), ou têm uma origem litosférica

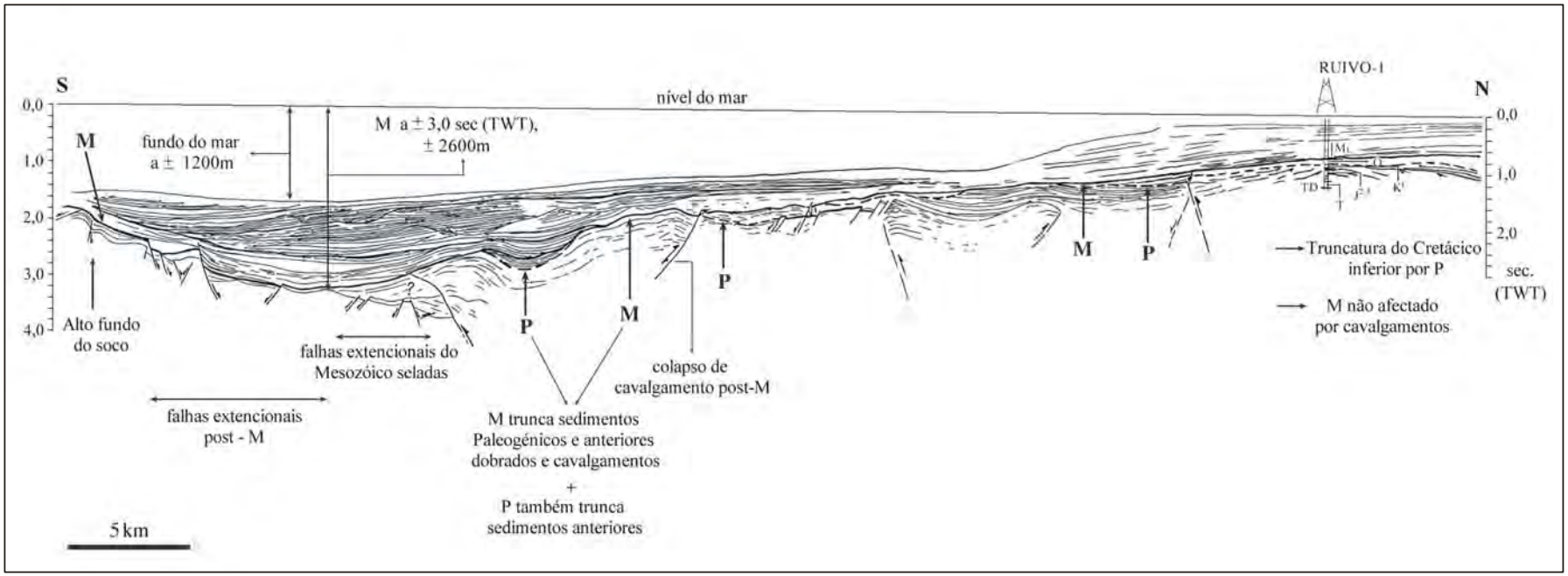


Fig. 2.4 - Evolução da Bacia Algarvia durante o Neogénico e o Quaternário (adaptado de TERRINHA, 1998 Fig. IX.3.1, p. 392). P, descontinuidade da base do Paleogénico (provavelmente do Eocénico); M, descontinuidade da base do Miocénico (*op. cit.*).

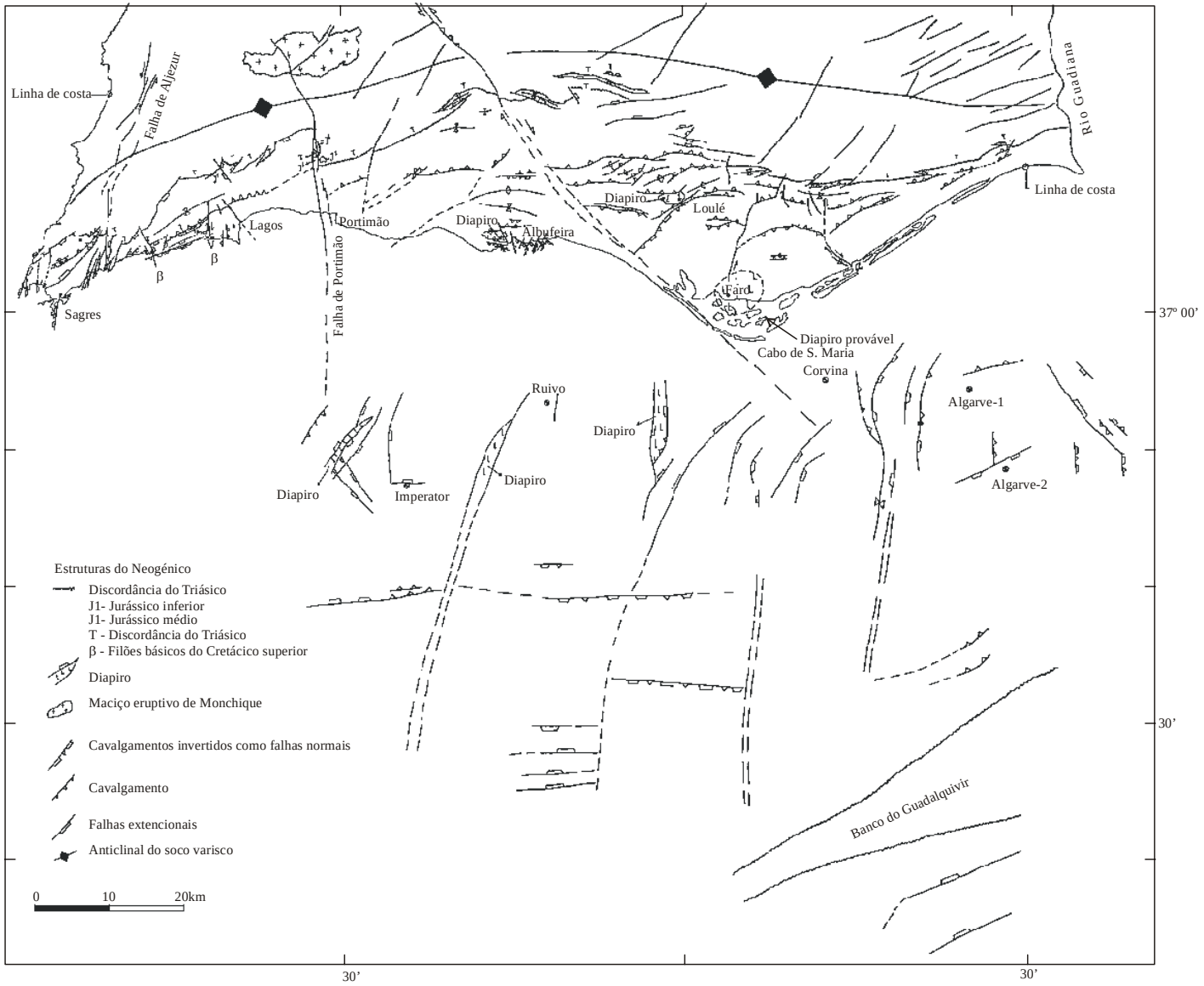


Fig. 2.5 - Mapa de síntese das principais estruturas do Neogénico da região emersa e imersa do Algarve, segundo TERRINHA (1998, Fig. IX.1.1b, p. 372).

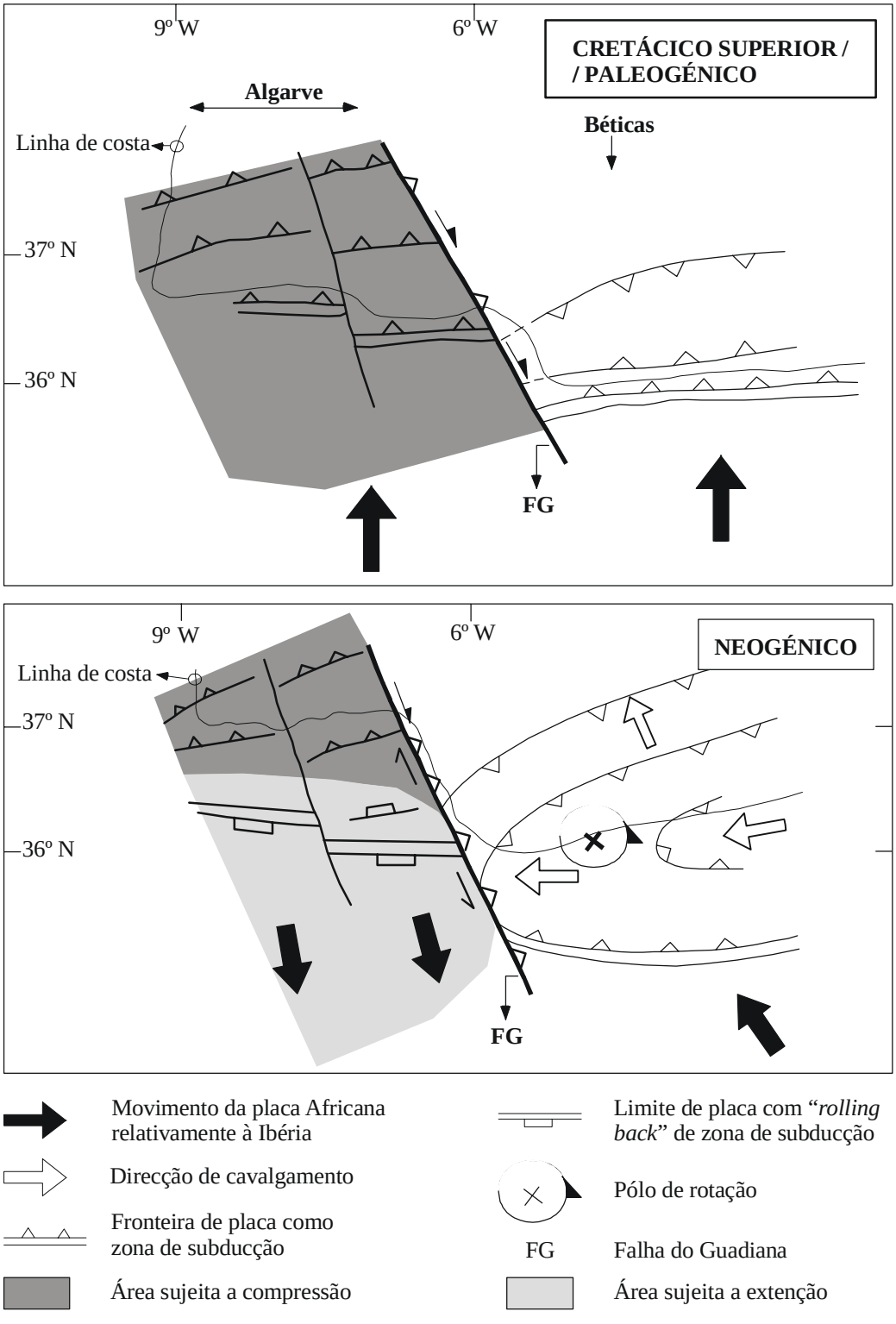


Fig. 2.6 - Modelo esquemático especulativo para a génese da Bacia Neogénica Algarvia, segundo Terrinha (1998, p. 407, fig. IX.4. 2.).

profunda, tal como a extensão e subsidência da Bacia de Alborán (*op. cit.*).

Deste modo, Terrinha (1998) propõe para a formação da Bacia Neogénica Algarvia uma génese por tracção secundária no contexto da evolução do Arco Bético-Rifenho, em relação com a expulsão para W e indentação do bloco rígido bético interno, considerando que a falha do Guadiana estabelece uma fronteira de deformação relativamente à compressão bético-rifenha, separando-a do domínio distensivo a W (Fig. 2.6).

Após a deposição da Formação de Lagos-Portimão ocorre uma fase distensiva testemunhada pela existência de falhas normais que afectam esta formação, com a compressão mínima (σ_3) de direcção NE-SW (TERRINHA, 1998). Esta fase distensiva que, segundo a opinião de Terrinha (*op. cit.*) e Terrinha *et al.* (em preparação), é limitada ao Tortoniano, pode eventualmente chegar até ao Pliocénico inferior, levando em linha de conta a existência de falhas normais (raras) que afectam a Formação de Cacela, nomeadamente na zona de Cacela (Miocénico superior) e a Formação da Falésia (Areias de Olhos de Água) (Pliocénico inferior), designadamente na arriba a E dos Olhos de Água. Contudo, estas falhas normais podem apenas ser resultantes de extensão secundária perpendicular à compressão máxima.

Durante o Plio-Quaternário a Bacia Algarvia encontra-se sujeita a um regime tectónico compressivo (MANUPPELLA *et al.* 1987b; MANUPPELLA, 1988; TERRINHA *et al.*, 1990; MANUPPELLA e DIAS, 1992, 1993; KULLBERG *et al.* 1992; TERRINHA, 1998; DIAS e CABRAL 1995a,b,c, 1997a,b, 1998a,b, 2000), testemunhado pela existência de falhas inversas afectando os sedimentos plio-quaternários, de direcção que varia de N-S a E-W. Este regime tectónico resulta provavelmente da localização do Algarve na placa euroasiática, próximo da fronteira com a placa africana, conhecida como zona de fractura Açores-Gibraltar, e junto a uma zona de subducção provável em desenvolvimento ao longo da margem continental W Ibérica (CABRAL, 1995, RIBEIRO *et al.*, 1996) (Fig. 1.2).

Como já foi referido, e também como se irá constatar no desenvolvimento deste trabalho, a existência de múltiplas falhas inversas com as mais diversas orientações afectando os depósitos plio-quaternários, aponta para um regime tectónico compressivo caracterizado por uma alternância da direcção da compressão máxima ou de um campo de tensão constritivo, já anteriormente sugerido por Dias e Cabral (1995a,b,c; 1997a,b), Dias *et al.*, (1997), Terrinha (1998); Terrinha *et al.*, (1998).

A presença de algumas falhas normais (raras) nos sedimentos plio-quaternários sugere que o estado de tensão a que os depósitos estiveram sujeitos é caracterizado por uma tensão diferencial pequena, de modo a facilitar a permuta entre os principais eixos da tensão (TERRINHA *et al.*, 1999; TERRINHA *et al.*, em preparação).

Início

Capítulo 1

Capítulo 3

CAPÍTULO - 3

PROBLEMAS NA INTERPRETAÇÃO CRONOLÓGICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS ACTIVAS

3. PROBLEMAS NA INTERPRETAÇÃO CRONOLÓGICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS ACTIVAS

3.1. Introdução

Na região do Algarve observaram-se diversas manifestações de actividade neotectónica, materializadas por estruturas de diversos tipos, que afectam os depósitos de cobertura do Pliocénico ao Quaternário (a nossa referência estratigráfica principal). Este intervalo cronológico corresponde ao período correlativo da última reorganização significativa da tectónica regional para o território português (CABRAL, 1995).

Com efeito, segundo a opinião de diversos autores (MOUGENOT, 1983; LEPVRIER e MOUGENOT, 1984; RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1988; CABRAL, 1995, entre outros), posteriormente ao Miocénico, caracterizado por actividade tectónica intensa em diversas áreas do território português, seguiu-se um período de relativa acalmia tectónica no início do Pliocénico. Esta actividade acentua-se novamente ainda no Pliocénico e prolonga-se até a actualidade, testemunhada actualmente por uma sismicidade significativa (Fig. 1.3) (CABRAL, 1995).

A mudança de regime tectónico pode estar relacionada com uma aceleração da velocidade de convergência das placas africana e eurasiática, ou a um bloqueio da sua convergência (BOUSQUET e PHILIP, 1981, 1986; CABRAL, 1995), e, como já foi referido, ao desenvolvimento, ao longo da margem continental W Ibérica, de uma zona de subducção, com um ponto triplo em nucleação a SW do Cabo de S. Vicente (RIBEIRO e CABRAL, 1987; CABRAL e RIBEIRO, 1989; CABRAL, 1993, 1995; DIAS *et al.*, 1997).

A idade dos depósitos de cobertura da região do Algarve atribuídos ao Plio-Quaternário é bastante controversa (Quadro 2.4). De facto, com excepção dos depósitos mais recentes, do Holocénico (aluviões fluviais, areias de duna e areias de praia), o limite inferior dos depósitos mais antigos é atribuído, pelos diversos autores, quer ao Pliocénico, quer ao Plio-Quaternário, quer ao Pleistocénico (Quadro 2.4).

Além do problema relativo à idade dos depósitos de cobertura, existem, ainda, outros tipos de problemas na interpretação estrutural e geodinâmica das estruturas activas, que passamos a referir:

- a semelhança litológica e de coloração de parte dos depósitos de cobertura plio-quaternários existentes na região do Algarve, dificulta o estabelecimento de critérios que permitam a sua separação e diferenciação na representação cartográfica, impedindo deste modo que se estabeleça uma relação clara entre as estruturas tectónicas identificadas nas diferentes áreas (Foto 3.1);
- a presença de séries de areias monótonas, sem quaisquer figuras sedimentares ou níveis de



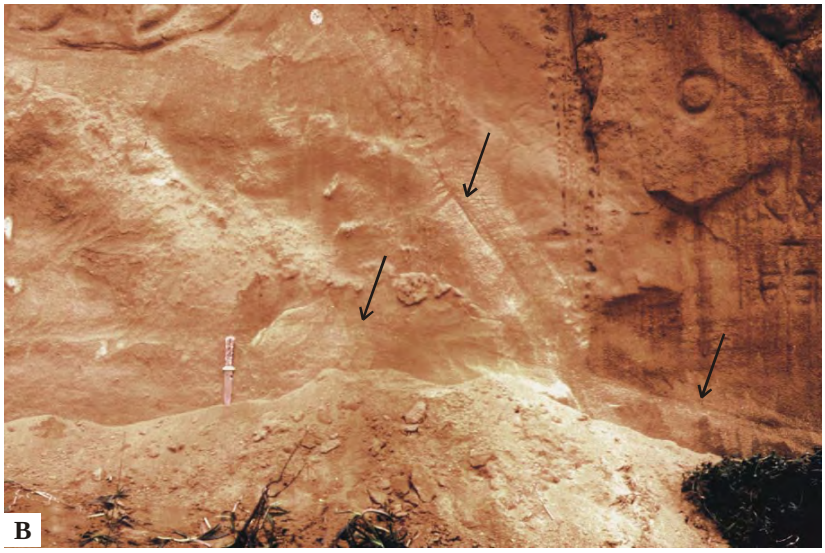


Foto 3.1 - Aspecto semelhante das Areias de Faro-Quarteira em dois locais diferentes. As setas indicam a localização das fracturas. A - estrada Lagoa - Caramujeira, 500 m SW Poço dos Lombos (A48, Fig. 4.57). Areias de Faro-Quarteira com uma fractura de orientação (N66ºW, 90º), materializada por um plano endurecido, com patine de cor amarela. B - arriba de Vale de lobo. Areias de Faro-Quarteira afectadas por fracturas (falhas e diaclases) (F70, Fig. 4.93).

referência, dificulta ou torna impossível a análise cinemática e a caracterização geodinâmica das fracturas que afectam estas areias (Foto 3.2);

- a deficiente cronologia dos diferentes depósitos afectados por estruturas activas não permite diferenciar ou ordenar cronologicamente os diversos eventos tectónicos, nem consequentemente, os diferentes campos de tensão a que estas estrutura estiveram sujeitas;
- a presença de um carso, desenvolvido nas rochas carbonatadas do Mesozóico e Miocénico, preenchido pelos depósitos de cobertura plio-quaternários, que por sua vez estão afectados por estruturas dúcteis e frágeis, com geometria, orientação e cinemática diversificadas, por vezes de

difícil interpretação estrutural. A origem destas estruturas pode não estar relacionada com mecanismos tectónicos, mas sim com a evolução do carso em profundidade, nas formações carbonatadas subjacentes (Foto 3.3) (DIAS e CABRAL, 1998a,b);

- a grande dificuldade de correlação das fracturas observadas à escala mesoscópica com as macro - estruturas regionais reconhecidas não permite estabelecer uma relação clara entre elas. Contudo, admitimos que, pelo menos em parte, essas fracturas podem ser a expressão superficial, na cobertura sedimentar cenozóica, dos acidentes tectónicos principais, localizados no substrato mesozóico e miocénico, sob a forma de uma deformação muito distribuída;
- a ausência de uma relação clara entre as estruturas identificadas afectando os depósitos de cobertura plio-quaternários, e a morfologia.

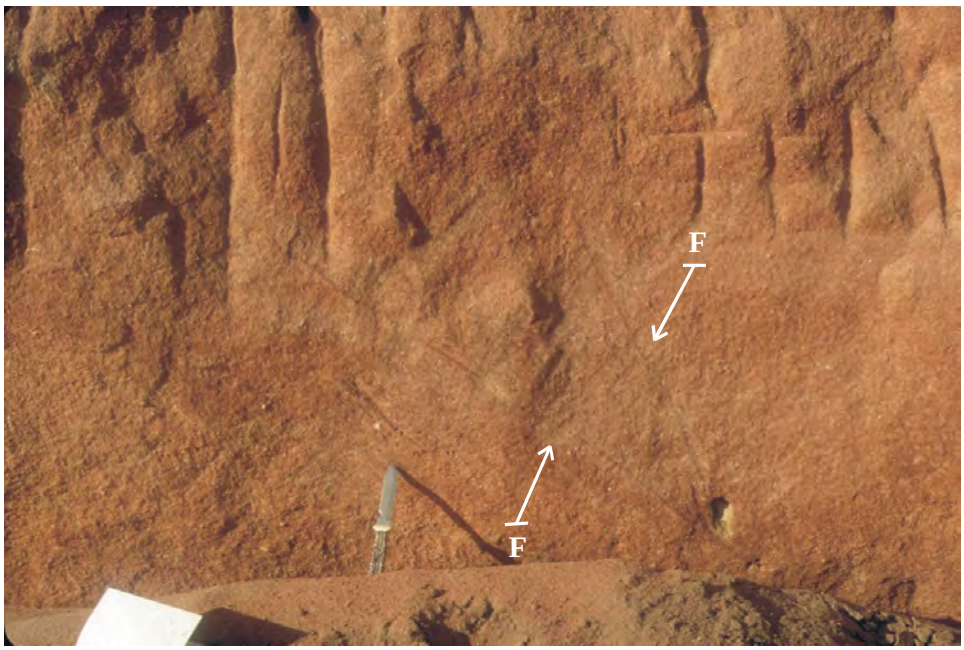


Foto 3.2 - Fracturas (**F**) em Areias de Faro-Quarteira, na arriba, 300 m a ESE do Corte do Pito e a SE da linha de água Corgo do Pito (F71, Fig. 4.93).

3.2. A problemática dos depósitos de cobertura do Plio-Quaternário

O estudo litostratigráfico dos depósitos de cobertura plio-quaternários, embora por nós considerados como referência estratigráfica principal, não foi efectuado com grande detalhe, pois não constituí o objectivo deste trabalho. Este estudo baseou-se em consulta bibliográfica de diversos trabalhos realizados no Algarve sobre estes depósitos, em observações de campo pontuais, designadamente em locais onde foram identificadas deformações tectónicas, e ainda em discussões de campo com diversos especialistas.

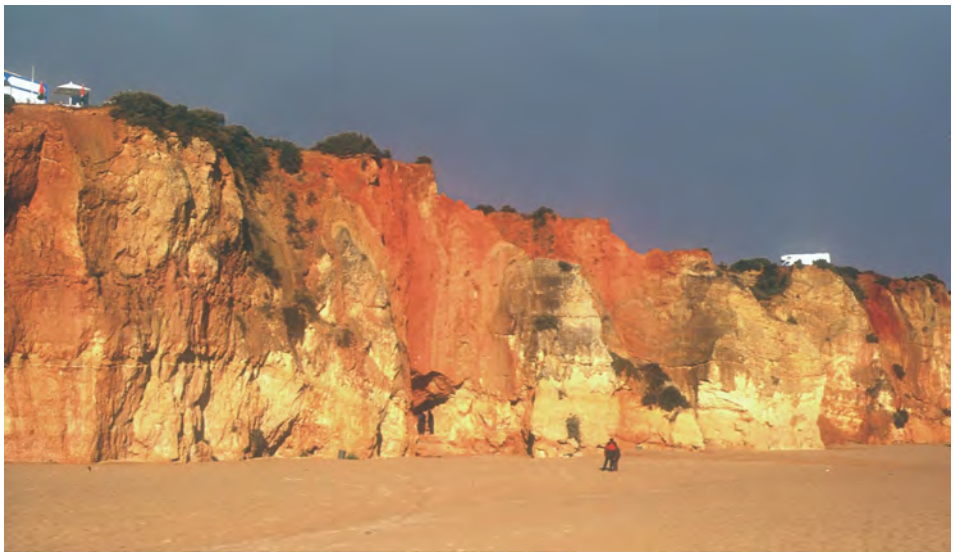


Foto 3.3 - Carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão preenchido por siltes e arenitos do Miocénico superior (Formação de Cacela) e depósitos plio-quaternários, na praia da Rocha (W de Portimão).

Como já foi referido, na Carta Geológica da Região do Algarve, à escala 1:100 000, estão marcadas duas grandes manchas cartográficas de depósitos plio-quaternários:

- "Areias, Arenitos e Cascalheiras do Litoral do Baixo Alentejo", atribuídas ao Pliocénico, no litoral ocidental (entre Odeceixe e Bordeira), que assentam nas rochas do Paleozóico, com excepção de alguns fossos tectónicos onde assentam, nalguns locais, em formações do Miocénico, e da zona do Pontal, onde preenchem o carso desenvolvido nas rochas carbonatadas do Jurássico;
- "Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira", atribuídas ao Quaternário, no litoral meridional (orla meridional Algarvia, entre Sagres e Vila Real de S. António), que assentam de um modo geral sobre um substracto Mesozóico, ou Miocénico, com excepção da zona compreendida entre Torre de Aspa e Mosqueiro onde, assentam em metassedimentos do soco varisco.

Como se pode verificar pela designação dada aos depósitos plio-quaternários ("Areias, Arenitos e Cascalheiras do Litoral do Baixo Alentejo" e "Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira"), estes abrangem um leque variado de depósitos, desde areias a cascalheiras (Foto 3.4), por vezes litologicamente diferentes. Também algumas das datações efectuadas nalguns locais, principalmente nos depósitos denominados como "Areais e Cascalheiras de Faro-Quarteira", indicam idades bastante diferentes para depósitos semelhantes, o que explica a discrepância de idades atribuída aos depósitos de cobertura plio-quaternários (Areias de Faro-Quarteira) assinalada no quadro 2.4.

A diferente composição granulométrica e litológica dos sedimentos de cobertura, bem como as

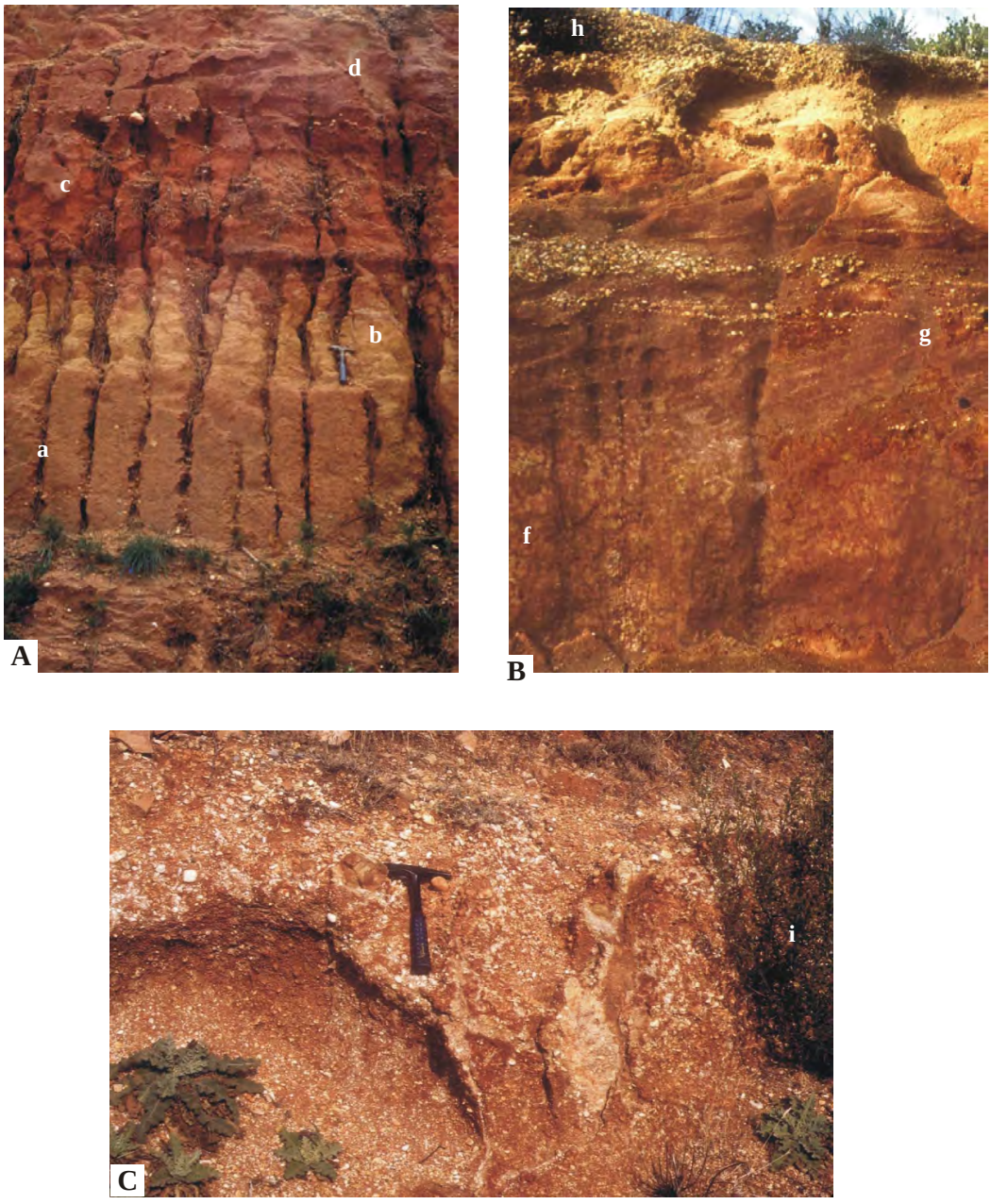


Foto 3.4 - Aspecto das Areias de Faro-Quarteira. A - 500 m a SW de Albardaria (P6, Fig. 4.28). a, arenito de cor branca – amarelada, constituído por grãos de quartzo e alguns de feldspato, com seixos dispersos de quartzo sub-rolados a sub-angulosos. Tem pequenos calhaus de quartzo e grauvaque, rolados a sub-rolados quer em níveis intercalados, quer em bolsadas, por vezes com estratificação entrecruzada; b, silte de cor amarela esverdeada, com grãos de quartzo. Passa por vezes a arenito fino; c, arenito de cor vermelha-alaranjada, constituído por grãos de quartzo, alguns de moscovite e raros de feldspato. Na base aparece por vezes um nível manganesífero; d, arenito de cor alaranjada, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo e feldspato, com intercalações de leitos de calhaus a marcar estratificação oblíqua. Na base tem um nível conglomerático, heterométrico, constituído por calhaus de quartzo e grauvaque sub-rolados a rolados; B - 650 m a SSW da Igreja de S. Lourenço (F62, Fig. 4.93). f, arenito de cor amarela, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo sub-rolados, feldspato, mica e alguns minerais negros, com matriz siltítica; g, arenito de cor vermelha-alaranjada, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo e feldspato sub-rolados a rolados, com seixos e calhaus de quartzo e quartzito dispersos e/ou em níveis, estratificação sub-horizontal; h, depósito constituído por restos de couraça aglutinada; C - 400 m a WSW de Alcaria (An8, Fig. 4.122). i, arenito de cor vermelha-alaranjada, mal calibrado, com intercalações de níveis e/ou bolsadas conglomeráticas de matriz arenosa e níveis de arenito fino, constituído por grãos de quartzo sub-rolados a rolados, grãos de feldspato e moscovite. Os calhaus, sub-rolados a rolados, são de quartzo, alguns de quartzito e raros de grauvaque.

diferentes idades obtidas, sugerem que estes compreendem diversas formações e/ou membros de idades distintas. Contudo, o seu aspecto, por vezes semelhante, aponta para que alguns dos depósitos mais modernos tenham tido origem nos depósitos mais antigos, por processos de erosão destes (desmantelamento) e re-sedimentação.

Pereira (1990) efectuou um trabalho de investigação na plataforma litoral do Alentejo e Algarve Ocidental, desde Sines a Lagos, no âmbito da geomorfologia, onde dedicou grande parte do seu estudo aos depósitos atrás referidos ("Areias, Arenitos e Cascalheiras do Litoral do Baixo Alentejo", no litoral ocidental e "Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira", na orla meridional algarvia). Esta autora definiu uma coluna litostratigráfica para os diversos depósitos já descrita no capítulo 2, que se pode ver no quadro 2.7.

Como se verifica, Pereira (*op. cit.*) faz uma correlação entre a Formação de Pena Furada, que existe aproximadamente a N de Torre de Aspa, até Odeceixe, com a Formação de Charneca do Farol, na plataforma litoral meridional, que por sua vez está representada na Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, escala 1:100 000 (1992), como "Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira".

Moura (1998), na sua dissertação de doutoramento, apresenta um mapa de litofácies do Neogénico e Quaternário do Algarve Central (publicado em Moura e Boski, 1999), onde representa as diferentes unidades da Formação do Ludo (Quadro 2.3, Fig. 2.3), já descritas no capítulo 2, que estavam representadas na Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1: 100 000 (1992), como "Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira".

Numa análise ao mapa de Moura (Moura, 1998; Moura e Boski, 1999), constata-se que, na Formação do Ludo, a unidade litostratigráfica de maior extensão cartográfica é a das "Areias de Quarteira", seguindo-se-lhe a unidade das "Areias e Cascalheiras de Gambelas", com as restantes unidades sem representação cartográfica, por estarem cobertas.

Embora Pereira (1990) e Moura (1998) tenham apresentado colunas litostratigráficas para cada uma das respectivas áreas, ainda não foi possível estabelecer uma correlação entre as diferentes unidades definidas por cada uma destas autoras, porque existe uma zona entre as áreas por elas estudadas (aproximadamente entre Lagos e Pêra) onde não se efectuaram estudo detalhados.

Com vista a suprimir esta lacuna, iniciou-se recentemente um estudo detalhado dos depósitos de cobertura na zona compreendida entre Lagos e Pêra, no âmbito do projecto de investigação "Caracterização do potencial sismogenético de falhas na região do Algarve ocidental meridional", financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia.

Além desta área, é também necessário efectuar estudos detalhados dos depósitos representados como Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira na Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Oriental, escala 1:100 000 (1992), a oriente de Faro até Vila Real de S. António.

Atendendo a que:

- a área em estudo no presente trabalho se estende de Odeceixe a Vila Real de S. António, não existindo estudos detalhados dos depósitos abrangendo toda esta região;
- não existe correlação entre os depósitos estudados por Pereira (1990) na plataforma litoral do Alentejo e Algarve Ocidental, e por Moura (1998) e Moura e Boski (1999), no Algarve Central;
- o trabalho de campo foi efectuado com base na cartografia à escala 1:25 000 disponibilizada por Manuppella e seus colaboradores, publicada na Carta Geológica da Região do Algarve (folhas ocidental e oriental), na escala 1:100 000;

na elaboração do presente trabalho optou-se por utilizar a designação genérica de "**Areias de Faro-Quarteira**" para referenciar os depósitos de cobertura plio-quaternários, salvo em situações particulares onde uma descrição mais pormenorizada não levantasse dúvidas. Assim, para as áreas estudadas por Pereira (1990) (plataforma litoral do Alentejo e Algarve Ocidental), e Moura (1998) e Moura e Boski (1999) (Algarve Central), faremos, sempre que possível, referência às formações e/ou unidades definidas por estes autores.

3.3. O carso no Algarve e a sua relação com as estruturas que afectam os depósitos de cobertura plio-quaternários

3.3.1. O carso. Breves noções

O carso é um termo que foi aplicado pela primeira vez numa área chamada *Kras* ou *Karst* na Eslovénia (DUCKECK, 1997). Desde então todas as regiões com aspecto similar são chamadas zonas cársicas. O carso ocorre em regiões calcárias e evaporíticas. É caracterizado por uma paisagem bastante particular, de um modo geral com drenagem superficial rara ou ausente, uma cobertura de solo descontinua ou fina, depressões fechadas abundantes, uma rede de drenagem subterrânea bem desenvolvida, cavernas, sumidouros e nascentes raras mas de grande caudal (exsurgências) (Fig.3.1).

Embora os processos fluviais tenham alguma importância na formação da paisagem cársica, é principalmente a alteração o factor que mais contribui para o seu crescimento: De facto as zonas onde existe um desenvolvimento mais intenso do carso são as zonas onde os calcários são relativamente puros (mais de 80% de $CaCO_3$), bastante espessos, mecanicamente fortes e intensamente fracturados (permitindo que o fluxo de água passe através do corpo rochoso). A formação do carso depende ainda do clima, nomeadamente

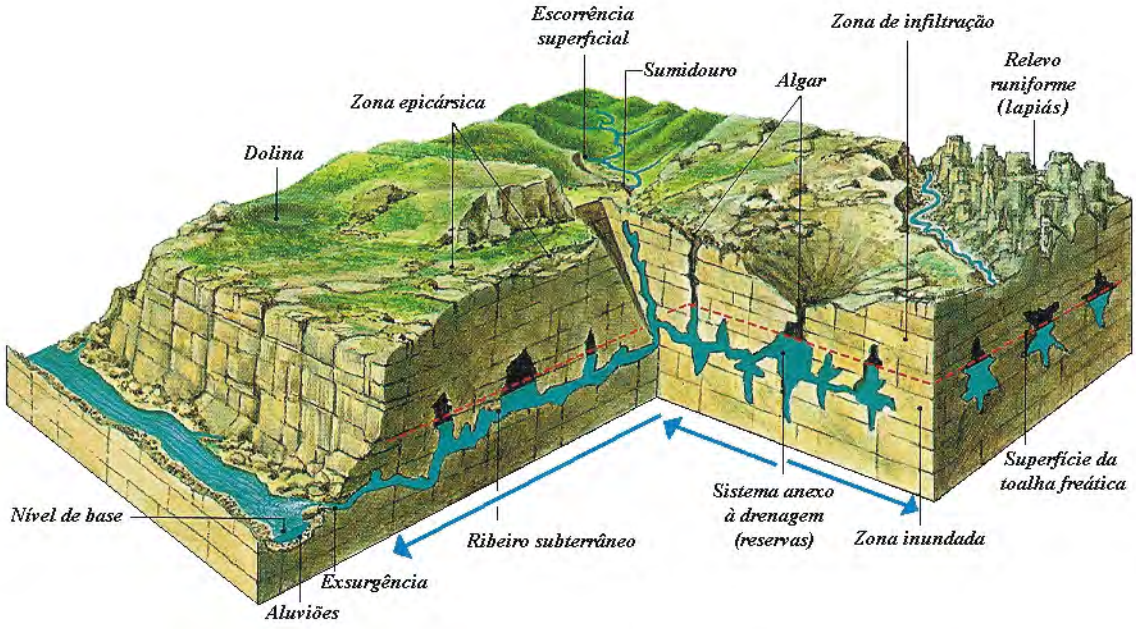


Fig. 3.1 - A formação do carso (retirado de BAKALOWICZ, 1994, *in* "Terra Planeta Espectacular").

de parâmetros como a temperatura e a pluviosidade, e da vegetação existente.

Os calcários, ainda que fissurados e por vezes porosos são pouco permeáveis. Mas a água que se infiltra ao longo dos planos de estratificação e fracturas existentes (falhas e diaclases), enriquecida em dióxido de carbono produzido nos solos pela vegetação, a partir do qual se forma o ácido carbónico, provoca uma intensa dissolução nos calcários. É a partir desta dissolução que se formam as cavidades e as condutas, em profundidade, por onde circula a água. Estas cavidades e condutas (autênticos ribeiros em profundidade) são cada vez mais alargadas se a água que circula for sendo renovada e os elementos dissolvidos forem evacuados. As cavidades acabam por constituir uma rede - rede de drenagem criptorreica- pois as águas são drenadas a partir dos sumidouros e algares em direcção a uma nascente, denominada exsurgência (Fig.3.1).

À superfície também existe dissolução nos calcários com a consequente formação de depressões fechadas- as dolinas e os poljes - e outras formas de relevo cársico, como os lapiás.

O carso é muito sensível a todas as variações geológicas ou climáticas. Estas traduzem-se, por vezes na criação de novas drenagens criptorreicas, após o abandono das antigas. Com efeito, o fluxo de água pode perder a capacidade de evacuar as aluviões que transporta (argilas, siltes, areias e cascalheiras), quer por razões tectónicas (levantamento relativo do continente), quer por razões climáticas, com os sedimentos a depositarem-se no interior das cavidades originando o preenchimento destas.

Uma das características mais típicas da morfologia cársica consiste na presença de depressões fechadas

de que as dolinas são o exemplo mais frequente. Estas correspondem a depressões de forma oval ou circular que variam em diâmetro (dezenas a centenas de metros) e profundidade (algumas dezenas de metros). Existem vários tipos de dolinas consoante a sua formação (Fig. 3.2), nomeadamente (SUMMERFIELD, 1991):

- dolinas de colapso - resultam geralmente do colapso de uma cavidade produzida por dissolução subterrânea. Têm paredes abruptas que rapidamente se degradam através dos processos de alteração, tornando-se semelhantes às dolinas de dissolução (Fig. 3.2 A);
- dolinas de dissolução - são geralmente de forma cónica e formam-se normalmente quando a dissolução é concentrada na intersecção de fracturas. O desenvolvimento inicial conduz a uma captura de mais água superficial com o progressivo alargamento da depressão (Fig. 3.2 B);
- dolinas de subsidência - formam-se quando o carso está coberto por um depósito superficial, que colapsa subitamente ou progressivamente para o interior de uma cavidade nas rochas carbonatadas (Fig. 3.2 C,D);

As uvalas são depressões fechadas complexas que resultam da coalescência de várias dolinas de dissolução. Quando esta dissolução é controlada por sistemas de fracturas as uvalas tomam formas alongadas, no caso de não existir este controle, as uvalas têm formas bastante irregulares.

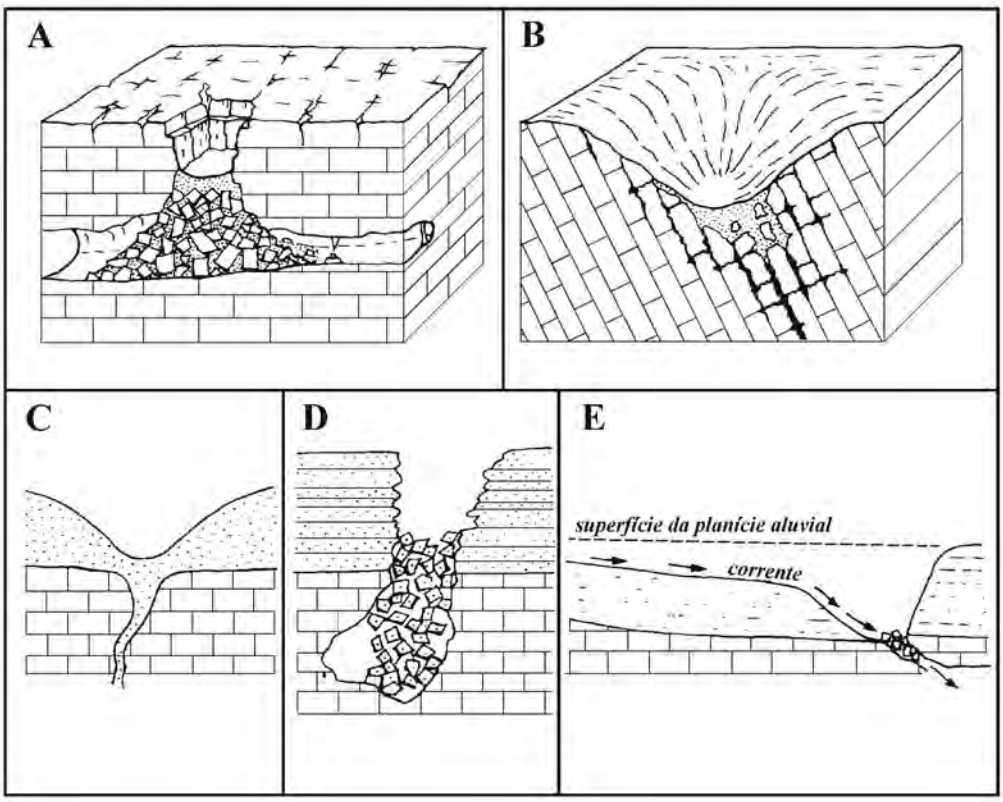


Fig. 3.2 - Principais tipos de dolinas. A - dolinas de colapso; B - dolinas de dissolução; C, D - dolinas de subsidência; E- dolinas de origem aluvionar (adaptado de JENNINGS, 1985, *in* SUMMERFIELD, 1991).

Os poljes são depressões fechadas de maiores dimensões (centenas de metros a quilómetros), com fundo plano coberto por aluviões, e com uma ou mais paredes com mais de 30^0 de inclinação (*op. cit.*). São formados geralmente por controlo estrutural, estando alinhados segundo a direcção dos eixos de dobras, de falhas, ou no contacto geológico entre rochas calcárias e não calcárias.

3.3.2. O carso no Algarve

Uma parte significativa da região do Algarve é constituída por rochas carbonatadas mesozóicas e cenozóicas, que apresentam uma deformação apreciável, traduzida pela existência de dobras, falhas e diaclases, geradas nas diversas fases de deformação a que a Bacia Meso-Cenozóica Algarvia esteve sujeita (ver Capítulo 2). Estes factores, conjugados com o clima, permitiram o desenvolvimento de um carso, tanto superficial como subterrâneo, durante diferentes períodos, na região. Embora a evolução do carso possa ser contínua no tempo, existem períodos de intensificação da dissolução, com aumento do desenvolvimento cársico em profundidade e geração de formas cársicas superficiais, provavelmente, devido a causas climáticas (clima quente e húmido) e/ou aumento da instabilidade tectónica. Nos períodos de menor actividade cársica dá-se a degradação das formas cársicas superficiais e o preenchimento das cavidades, por sedimentos que as fossilizam.

Diversos autores fazem referência ao carso no Algarve (LAUTENSACH, 1928; GOUVÊA, 1938; FEIO, 1951; ALVES, 1982, entre outros). Embora Gouvêa (1938) refira que "Um carso verdadeiro implica ausência de drenagem superficial, o que não sucede no Algarve Calcáreo", e Feio (1951) considere que "Apesar das grandes extensões de rochas calcárias da orla algarvia, as formas *kársticas* não são típicas nem muito desenvolvidas. Mesmo nos maciços calcários existe quase sempre drenagem superficial organizada."; estes autores fazem alusão aos lapiás, numerosas grutas, pequenas dolinas, drenagem subterrânea fóssil e poljes, nomeadamente o da Nave do Barão, existentes na região. No que respeita à Nave do Barão e aos diversos vales alargados alinhados para oeste, Feio (*op. cit.*) admite que estas depressões tenham funcionado exclusivamente como formas cársicas durante as fases de clima seco do Quaternário, enquanto que nas fases de precipitação abundante a drenagem superficial seria a mais importante (*op. cit.*).

Alves (1982) estudou e descreveu diversos exemplos de paisagem cársica no Algarve. Este autor relaciona diferentes superfícies de aplanação que identifica com a erosão cársica e a erosão normal. Contudo, admite, tal como outros autores, que os níveis de erosão abaixo dos 160 m – 180 m correspondem de um modo geral a antigas plataformas de abrasão marinhas, como é testemunhado pela presença de depósitos marinhos e por uma arriba fóssil no sopé dos relevos calcários que de E para W são: Cabeça, S. Miguel,

Azinheiro, Malhão, Nexe, e Cabeço da Câmara (ALVES, 1982) (Fig. 3.3).

No litoral algarvio grande parte dos algares e dolinas estão fossilizadas pelos depósitos de cobertura plio-quaternários, apresentando-se por vezes exumados, sendo o aparecimento de grande parte destes à superfície devido a processos de abatimento ou erosão superficial (ALVES, 1982).

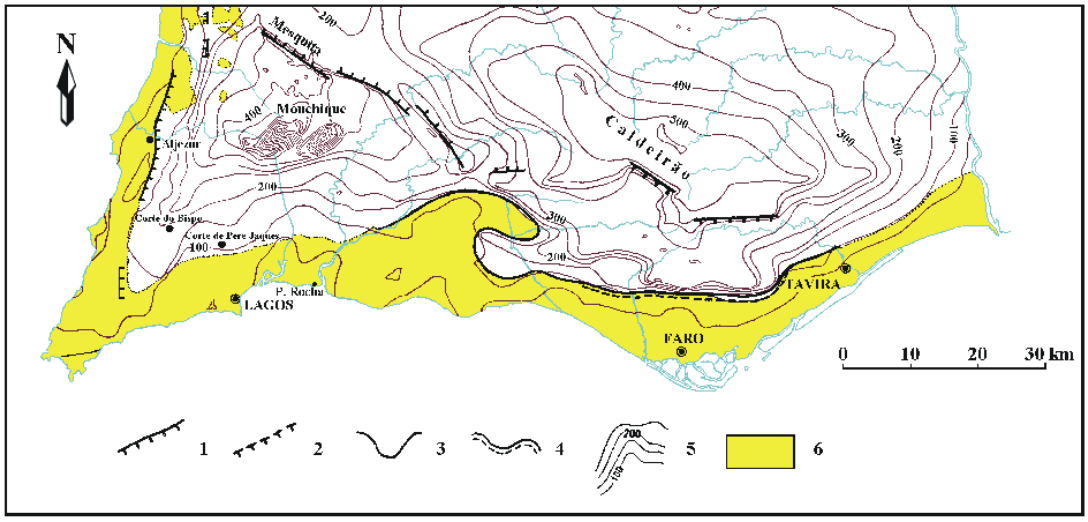


Fig. 3.3 - Esboço morfológico da região do Algarve (retirado de FEIO, 1951). 1, escarpa de falha; 2, escarpa de falha provável; 3, bordo de erosão; 4, arriba antiga; 5, curvas de nível da envolvente do relevo (equidistância 50 m); 6, planície litoral e Bacia do Sado.

Cachão (1995) refere a existência de duas fases importantes de carsificação, seguidas pelo preenchimento com sedimentos:

- A primeira, após a deposição da Formação de Lagos-Portimão, durante o Tortoniano (base do Miocénico superior), com o preenchimento do carso por arenitos finos micáceos (Areolas de Ameijeira – membro superior da Formação de Cacela (Quadro 2.6), do Messiniano, segundo Cachão (1995), ou Formação de Ameijeira, do Pliocénico (Quadro 2.7), segundo Pereira (1990)). Boski *et al.* (1994) também sugerem que o fim da sedimentação carbonatada se deu no Tortoniano médio a superior, e que é durante o Messiniano que se dá a emersão da plataforma, com a consequente carsificação e encaixe dos vales;
- a segunda, no Pliocénico, é posterior à sedimentação das Areolas da Ameijeira e anterior à sedimentação dos depósitos de cobertura plio-quaternários - Areias de Faro Quarteira (Formação da Falésia *in* CACHÃO, 1995) - que preencheram o carso desenvolvido nas rochas carbonatadas do Mesozóico e Miocénico.

Já Gouvêa (1938) se referia à fossilização do carso, escrevendo "Sôbre as arribas da secção que fica

entre Quarteira e Pôrto de Moz, os depósitos de saibro e areias avermelhadas e alaranjadas do Pliocénico fossilizam um carso esculpido nos calcáreos do Helveciano, de rara beleza".

3.3.3. Estruturas relacionadas com o carso

No Algarve identificou-se um grande número de estruturas afectando os depósitos detríticos de cobertura plio-quaternários, que estão eventualmente relacionadas com um comportamento plástico ou frágil da cobertura sedimentar em resposta à subsidência progressiva ou ao colapso súbito, no substrato carsificado, de dolinas de subsidência e dolinas de colapso (DIAS e CABRAL, 1998a,b). Estas estruturas incluem:

- inclinação acentuada da estratificação, por vezes, próxima da vertical;
- dobramentos à escala mesoscópica;
- fracturas, quer falhas normais e mais raramente inversas, quer fracturas sem cisalhamento observável em afloramento (diaclases em sentido lato).

3.3.3.1. Estratificação inclinada e dobramentos

Os depósitos de cobertura apresentam a estratificação bastante inclinada, por vezes próxima da vertical, como por exemplo na praia da Rocha, onde é visível a estratificação das areias plio-quaternárias quase vertical (Fotos 3.5, 3.6). Esta deformação muito pronunciada é gerada, de um modo geral, por subsidência progressiva com comportamento plástico dos sedimentos, no interior de uma cavidade, devido a dissolução do calcário na sua base - dolinas de subsidência.

A inclinação da estratificação é mais acentuada junto às paredes da cavidade, tendendo a atenuar-se para o centro da cavidade até se horizontalizar no eixo das depressões. A espessura das camadas aumenta do bordo para o centro das cavidades, sugerindo que a subsidência progressiva é acompanhada por cisalhamento simples das areias paralelamente aos bordos da depressão, com fluxo intergranular. A atenuação progressiva da deformação para o topo, que frequentemente se observa, é interpretada, na generalidade dos casos, como um efeito de acomodação plástica e não reflecte um fenómeno sin-sedimentar (Fig. 3.4 A) (*op. cit.*).

Por vezes, entre os depósitos e a rocha carbonatada forma-se uma camada de argila de descalcificação, que na maior parte dos casos se apresenta deformada.

A geração de dobras pode ser produzida por dois mecanismos diferentes:

- por dissolução progressiva com comportamento plástico (semelhante ao referido acima) - quando a superfície das rochas carbonatadas é bastante irregular, com cavidades sucessivas de paredes pouco inclinadas e a sua base irregular, os sedimentos, ainda embebidos em água, acompanham



Foto 3.5 - Depressão cársica desenvolvida na Formação de Lagos-Portimão, preenchida por depósitos siliciclásticos, localizada na praia dos Castelos, no prolongamento para oeste da praia da Rocha (P21, Fig. 4.45). Observa-se a estratificação (E) muito inclinada, aproximadamente paralela à parede da cavidade cársica. a, Formação de Cacela (?); b, Areias de Faro-Quarteira, c, Formação de Lagos-Portimão.



Foto 3.6 - Exemplo de uma dobra em Areias de Faro-Quarteira, que preenchem uma cavidade cársica, desenvolvida em rochas carbonatadas da Formação de Lagos-Portimão. Deformação resultante de dissolução progressiva, com comportamento plástico. Afloramento localizado na praia da Coelha (A93, Fig. 4.64). Como se pode observar a estratificação está mais inclinada junto às paredes da cavidade cársica, tendendo a reduzir a sua inclinação para o centro da cavidade até se horizontalizar no eixo desta.

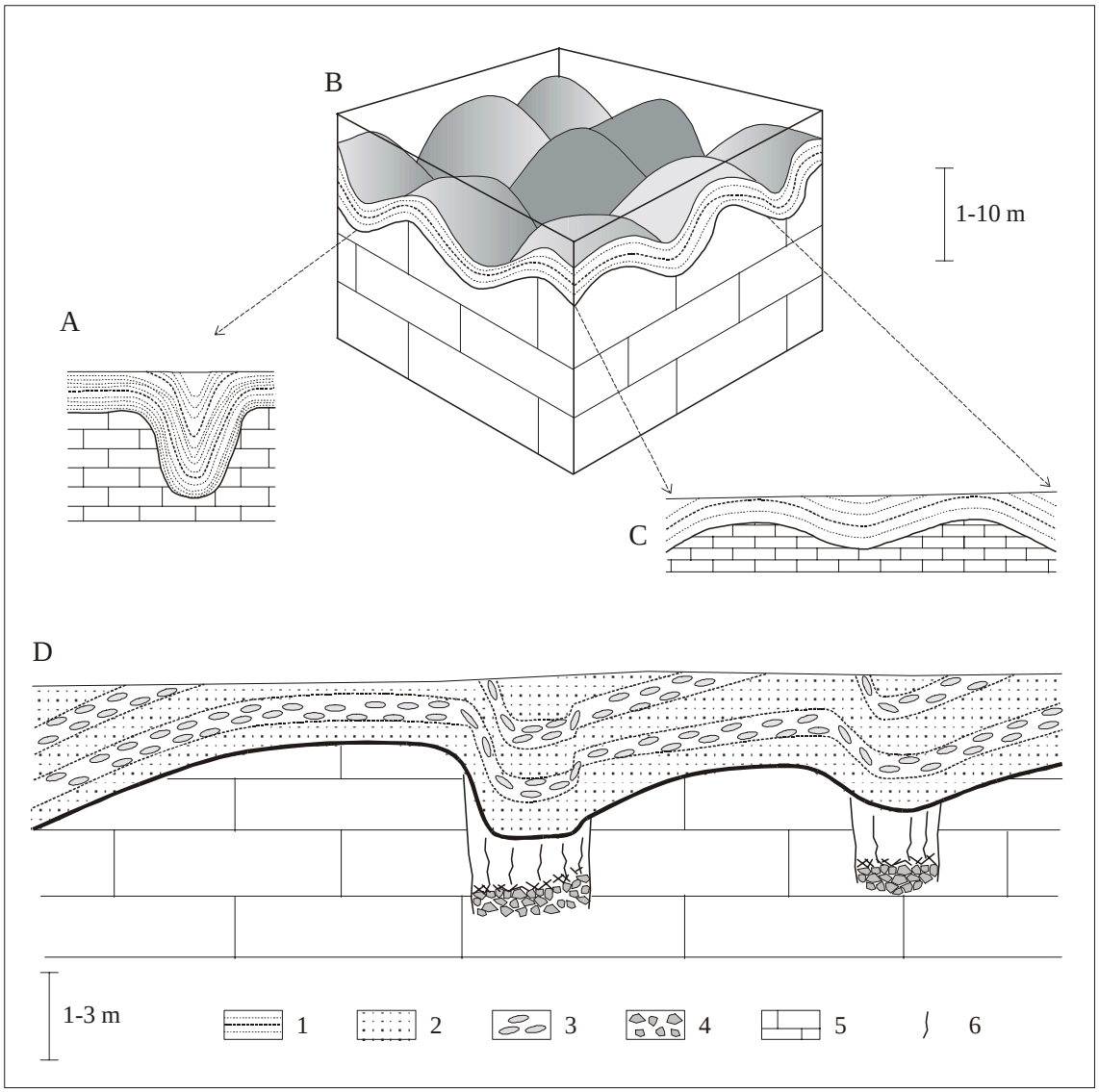


Fig. 3.4 - Modelo esquemático mostrando a relação do carso, desenvolvido em rochas carbonatadas, com estratificação inclinada e dobramento dos depósitos plio-quaternários, gerados por evolução cársica. A - inclinação da estratificação associada a subsidência progressiva por afundamento da cavidade cársica; B - modelo com a geometria em 3D de domas e bacias; C - antiforma e sinforma observado em secção; D - dobras com zonas de cisalhamento estreitas, muito inclinadas, onde as camadas se apresentam estiradas, geradas por comportamento plástico em resposta a colapso súbito de cavidades cársicas. 1, superfície de referência dos depósitos arenosos; 2, camada arenosa; 3, nível conglomerático; 4, brecha de colapso; 5, rochas carbonatadas; 6, fractura.

a evolução progressiva do carso coberto, moldando-se às paredes cársicas, por um mecanismo de deformação hidroplástica. Deste modo, formam-se domas e bacias que, observados em secção, se assemelham a dobras antiformas e sinformas, sem adelgaçamento perceptível nos flancos, se a subsidência for pequena, ou com adelgaçamento, se a subsidência for acentuada (Fig. 3.4 B, C). Podem observar-se exemplos deste tipo de dobras em diversos locais, como por exemplo na arriba entre a praia da Oura e a praia dos Olhos de Água (Foto 3.7);

- por colapso súbito, com comportamento plástico - quando existe subsidência rápida de sedimentos, ainda embebidos em água, para o interior de uma cavidade cársica subjacente devido ao colapso súbito do seu tecto, tendem a gerar-se, nos depósitos, zonas de cisalhamento estreitas, dúcteis ou dúcteis-frágeis, muito inclinadas, onde as camadas se apresentam acentuadamente estiradas, embora não interrompidas, desenhando, em corte, dobramentos de flancos muito adelgaçados (Fig. 3.4 D; Foto 3.8).

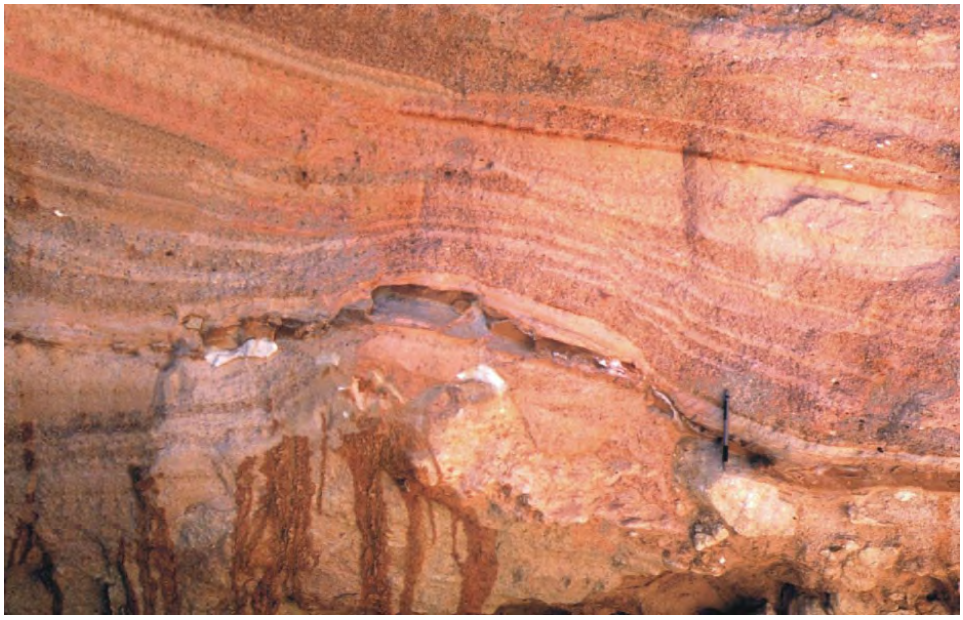


Foto 3.7 - Exemplo de dobramento em Areias de Faro-Quarteira, que moldam uma cavidade cársica desenvolvida em rochas carbonatadas da Formação de Lagos-Portimão, na arriba a W da Praia dos Olhos de Água.

3.3.3.2. Fracturação

A existência de fracturas nos depósitos de cobertura plio-quaternários, na dependência da evolução de um carso subterrâneo, implica que estes depósitos tenham um comportamento frágil que poderá advir de consolidação do material, indicando uma deformação mais tardia (subsidência progressiva com comportamento frágil), ou resultar de velocidades de deformação elevadas associadas a colapso súbito subterrâneo (colapso súbito com comportamento frágil) (DIAS e CABRAL, 1998a,b).

Na área em estudo, foram identificadas numerosas falhas que deslocam os sedimentos detríticos de cobertura, mas que se enraízam num material argiloso, muito deformado, que por vezes reveste as paredes das cavidades cársicas (Fig. 3.5). Este nível argiloso acomoda deslocamentos resultantes de compactação diferencial ou de aprofundamento cársico, que se podem propagar para o interior da massa arenosa sob a forma de falhas, de um modo geral, com geometria de falha normal (Foto 3.9, Fig. 3.5 A - F1 e F2). Contudo,

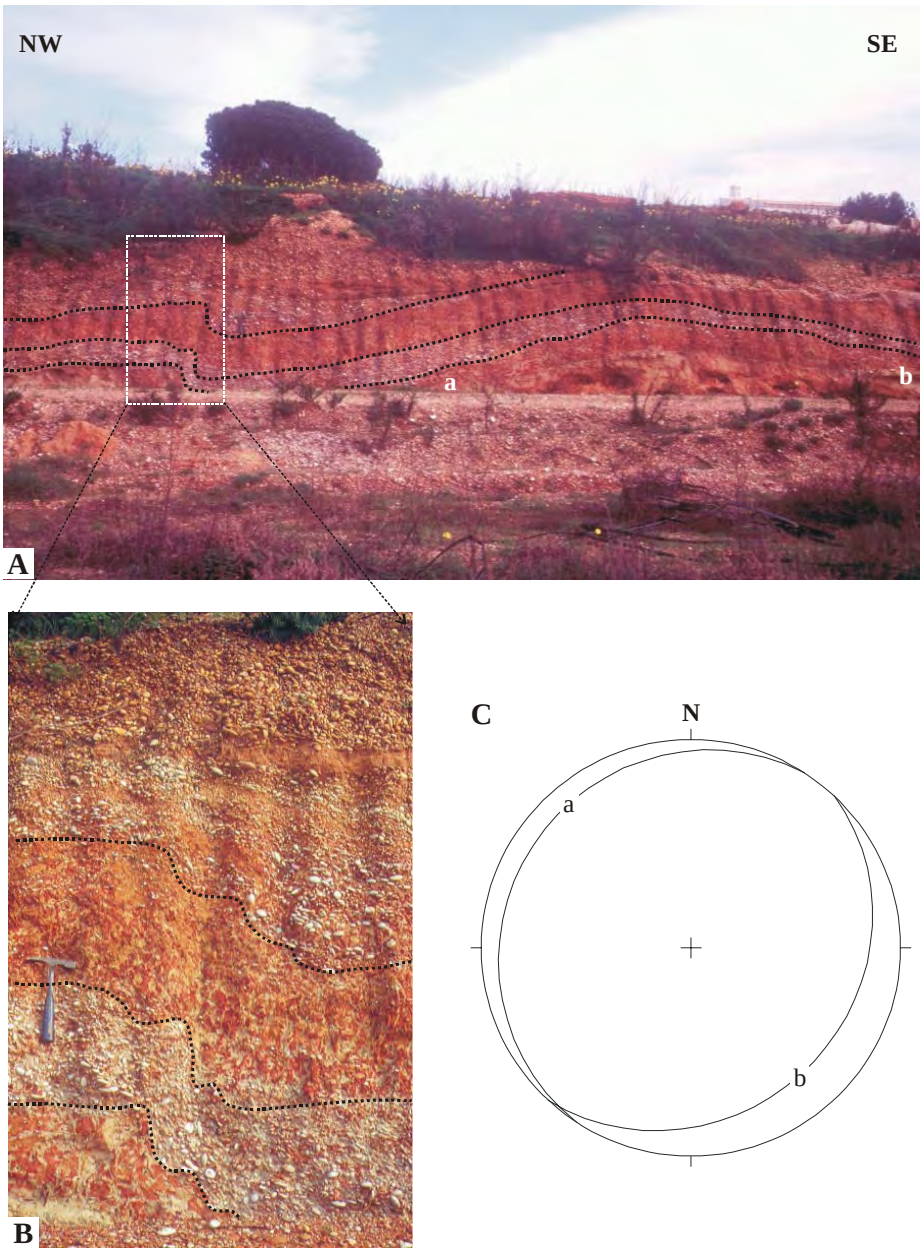


Foto 3.8 - Exemplo de dobramento em Areias de Faro-Quarteira resultante, provavelmente, de colapso súbito, 400 m a SE do vértice geodésico de Areias (T5, Fig. 4.121). A estratificação tem orientação a, (N33ºE, 11ºNW) e b, (N43ºE, 21ºSE), respectivamente nos flancos NW e SE do antiforma. A - observa-se o dobramento geral; B - pormenor do flanco curto adelgaçado; C - projecção estereográfica dos planos de estratificação que indicam um eixo de dobramento de orientação 2º, S39ºW (rede de *Schmidt* hemisfério inferior).

existem também falhas com geometria de falha inversa (mais raras), provavelmente resultantes de uma rotação do plano de falha para o topo, em falhas com geometria normal, ou de propagação a partir de paredes muito inclinadas a subverticais (Fig. 3.5 A - F3) (DIAS e CABRAL, em publicação). Também se formam falhas extencionais com geometria inversa por estiramento da estratificação que se alinha paralelamente às paredes da cavidade (Fig. 3.5, F4, Foto 3.9 C, D), para além de poder ocorrer falhamento no interior do

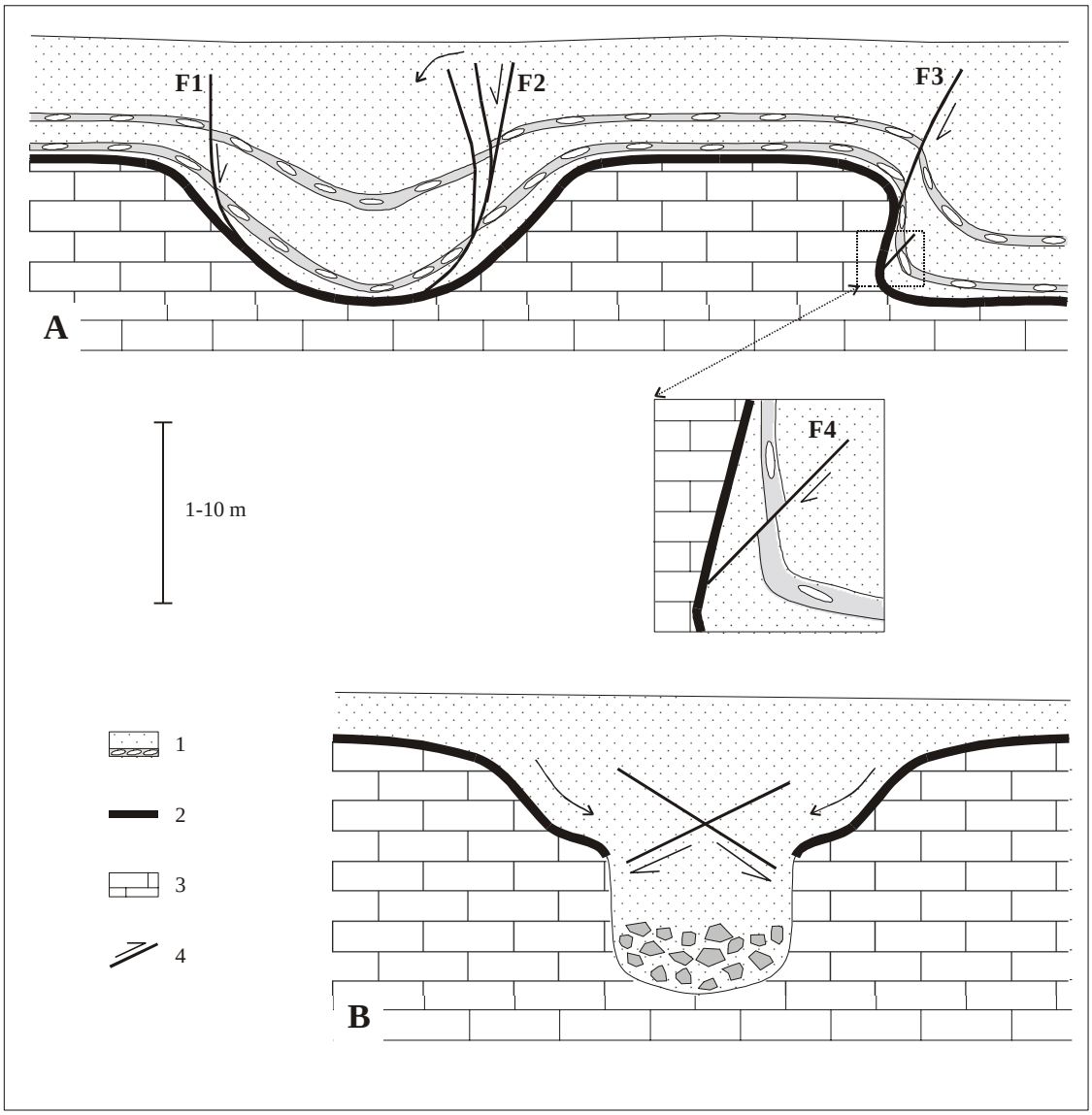


Fig. 3.5 - Modelo esquemático mostrando diferentes processos para gerar falhas de geometria quer normal, quer inversa, relacionadas com a evolução de um carso coberto. A - desenvolvimento de falhas associadas com alargamento e afundamento da cavidade cársica; B - falhas geradas em resposta ao colapso súbito de cavidades. 1, depósitos plio-quaternários; 2, nível residual argiloso; 3, rochas carbonatadas; 4, falha com o movimento relativo indicado pela seta.

preenchimento sedimentar em resposta à tensão a que está sujeito (Fig. 3.5 B) (*op. cit.*).

Por vezes, as fracturas geradas precocemente são rodadas com o evoluir do aprofundamento cársico, passando progressivamente a orientar-se desfavoravelmente em relação à evolução da deformação e desactivando-se, desenvolvendo-se então novas fracturas que recortam as anteriores, podendo criar-se assim padrões de fracturação complexos (Foto 3.10) (*op. cit.*).

Existe também uma fracturação sem cisalhamento visível à escala do afloramento (diaclases), frequentemente com uma grande dispersão de orientação, que reflecte provavelmente deslocamentos incipientes no substrato carsificado ou representa a manifestação superficial de deslocamentos maiores e

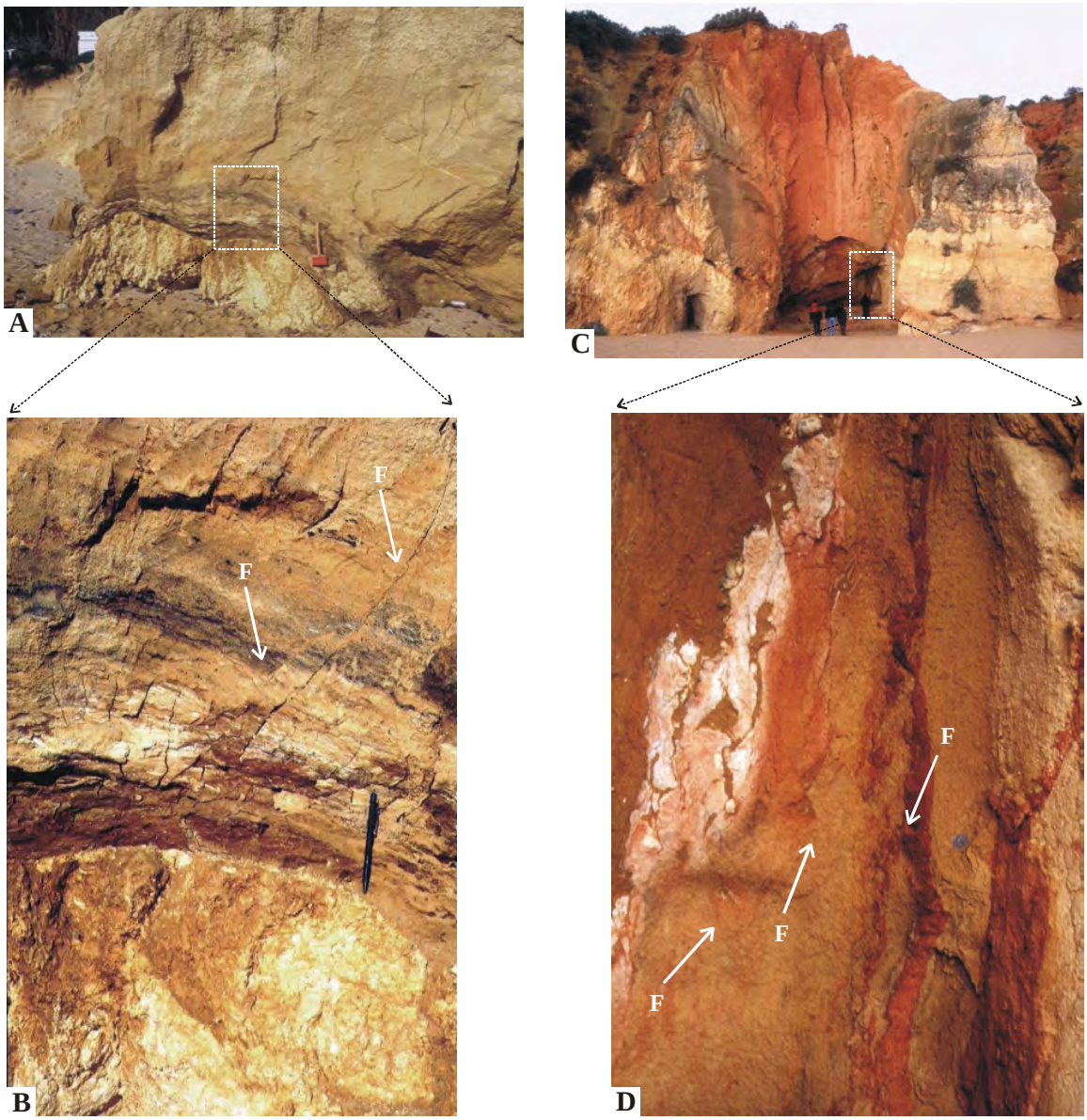


Foto 3.9 - Carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão preenchido por depósitos plio-quaternários afectados por falhas quer com geometria normal, quer inversa, provavelmente de origem cársica. A - falhas com geometria de falha normal, nos depósitos plio-quaternários, enraizadas no nível argiloso que reveste a cavidade cársica, na praia da Galé (A104, Fig. 4.64); B - pormenor de A; C - falhas com geometria de falha inversa a afectar os depósitos plio-quaternários, na praia dos Castelos (prolongamento W da praia da Rocha) (P21, Fig. 4.45); D - pormenor de C.

mais profundos que se amortecem para a superfície (*op. cit.*). As diaclases também podem ser geradas por colapso do carso em consequência do abatimento do tecto das cavernas e ou galerias, criadas por dissolução das rochas carbonatadas, devido ao peso dos depósitos de cobertura plio-quaternários. As fracturas, deste modo geradas, dispõem-se segundo uma orientação, aproximadamente, radial. Exemplo deste tipo de fracturas é o que se pode observar na zona de Lombos (a SE de Lagoa) (Fig. 3.6).

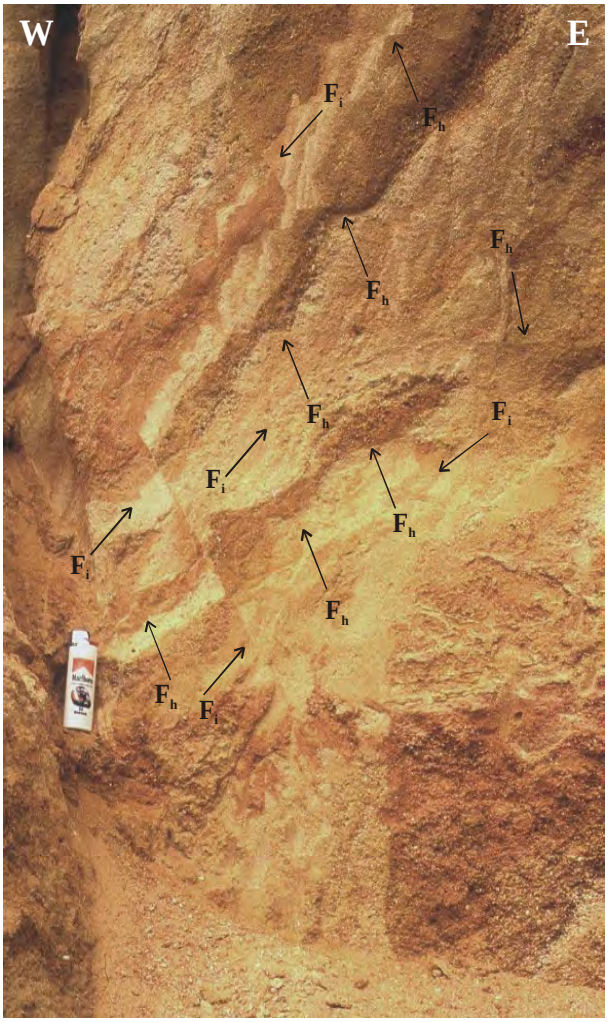


Foto 3.10 - Areias de Faro-Quarteira que preenchem um carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, afectadas por um padrão de fracturação complexo, na praia do Tonel (B5, Fig. 4.10). São visíveis falhas inversas inclinadas (F_i) a recortar falhas sub-horizontais (F_h), que correspondem a falhas extensionais rodadas pelo evoluir do aprofundamento cársico, ou que consistem em *riedels*.

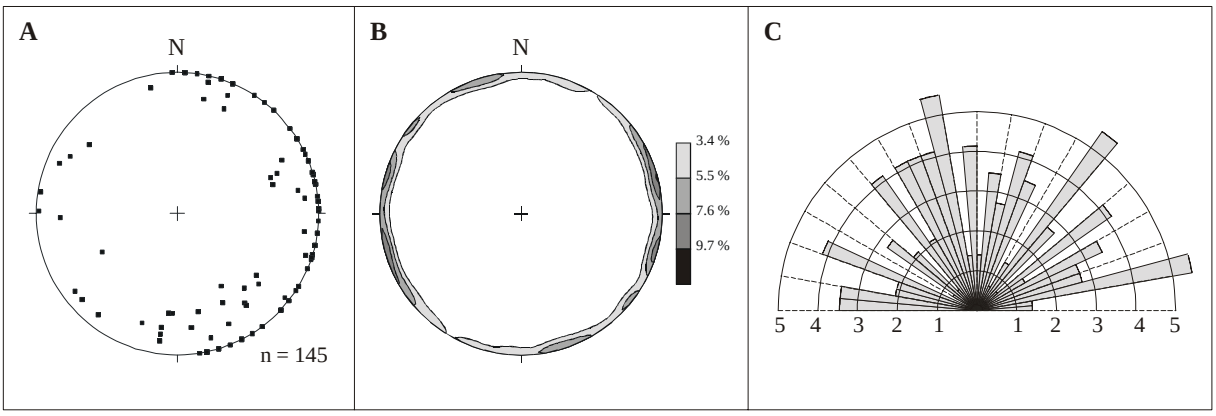


Fig. 3.6 - Representação gráfica da fracturação medida nas Areias de Faro-Quarteira, 80m a SSE de Lombos (e a 100m do vértice geodésico de Caramujeira) (A40, Fig.4.59) (rede de *Schmidt* hemisfério inferior). A – projecção estereográfica dos pólos de fractura medidos (145 medições); B - diagrama de contorno de densidade de pólos de fracturas; C - rosa de frequência das fracturas com intervalos de 5º.

3.3.3.3. Conclusão

Em síntese conclui-se que existem dificuldades na interpretação geodinâmica das estruturas observadas nos depósitos de cobertura plio-quaternários, na região do Algarve, podendo cometer-se erros grosseiros se não forem visíveis as relações das estruturas identificadas nos depósitos com o substrato carbonatado. Com efeito, pode-se:

- interpretar como tectónicas estruturas que, de facto, resultam de evolução cársica subterrânea;
- considerar uma geometria para a falha identificada à superfície, que pode não corresponder à sua geometria em profundidade (falha curva), com todas as consequências que daí advêm na elaboração de um modelo de geodinâmica regional.

Conquanto se mostre difícil separar as fracturas de origem tectónica das originadas pela evolução cársica, utilizaram-se alguns critérios para a sua diferenciação, tomando-se como característica diagnóstica de carsificação:

- dispersão geográfica das fracturas, sem relação evidente com macroestruturas reconhecidas (Fig. 3.7 A);
- a diversificação na orientação das estruturas, embora o enquadramento geodinâmico que se admite para a região do Algarve preveja a geração de fracturas tectónicas com orientações muito diversas (Fig. 3.6 e 3.7 B);
- relação geométrica directa da fracturação com o substrato carbonatado carsificado (Fig. 3.5).

Contudo, a evolução do carso nas formações carbonatadas está frequentemente condicionada pela geometria de estruturas tectónicas que as afectam, podendo esta geometria reflectir-se de forma indirecta nas estruturas desenvolvidas nas areias suprajacentes em resultado da evolução cársica, ou seja, a fracturação de origem cársica pode mimetizar a geometria de estruturas tectónicas presentes no substrato carbonatado, mas que são inactivas.

A origem de fracturas com geometria e cinemática de falha normal, que se verticalizam ao aproximarem-se da superfície topográfica, pode ser explicado pelo afundamento progressivo da cavidade cársica, com as areias a sofrerem ruptura por acção do seu peso, que actua como tensão principal compressiva máxima, σ_1, vertical. A fractura, que se enraíza no revestimento argiloso da parede da cavidade cársica, gera-se com uma geometria lístrica resultante provavelmente de um comportamento mecânico caracterizado por uma envolvente de ruptura curva (DIAS e CABRAL, 1998a,b) (Fig. 3.5 A - F1).

Como referimos, a geração de estruturas com geometria de falha inversa, pode ser explicada quer

por rotação de uma falha com geometria normal (Fig. 3.5 A - F2), quer por um constrangimento geométrico inicial, imposto pela atitude da parede da cavidade cársica onde a fractura se enraíza (subvertical ou ultrapassando a vertical) (Fig. 3.5 A - F3), e/ou por colapso súbito da base da cavidade gerando uma tensão compressiva mínima, σ_3, vertical (Fig. 3.5 B). Neste caso, a direcção das fracturas que se geram no interior do preenchimento detrítico poderá estar condicionada pela orientação de uma tensão tectónica compressiva regional. Admitimos, assim, que algumas das fracturas com geometria de falha inversa identificadas nos depósitos de cobertura plio-quaternários, na região do Algarve, embora possam nuclear-se em relação com o aprofundamento de um carso subterrâneo, poderão estar controladas dinâmicamente pelo campo da tensão regional e, portanto, ser passíveis de uma interpretação geodinâmica (*op. cit.*).

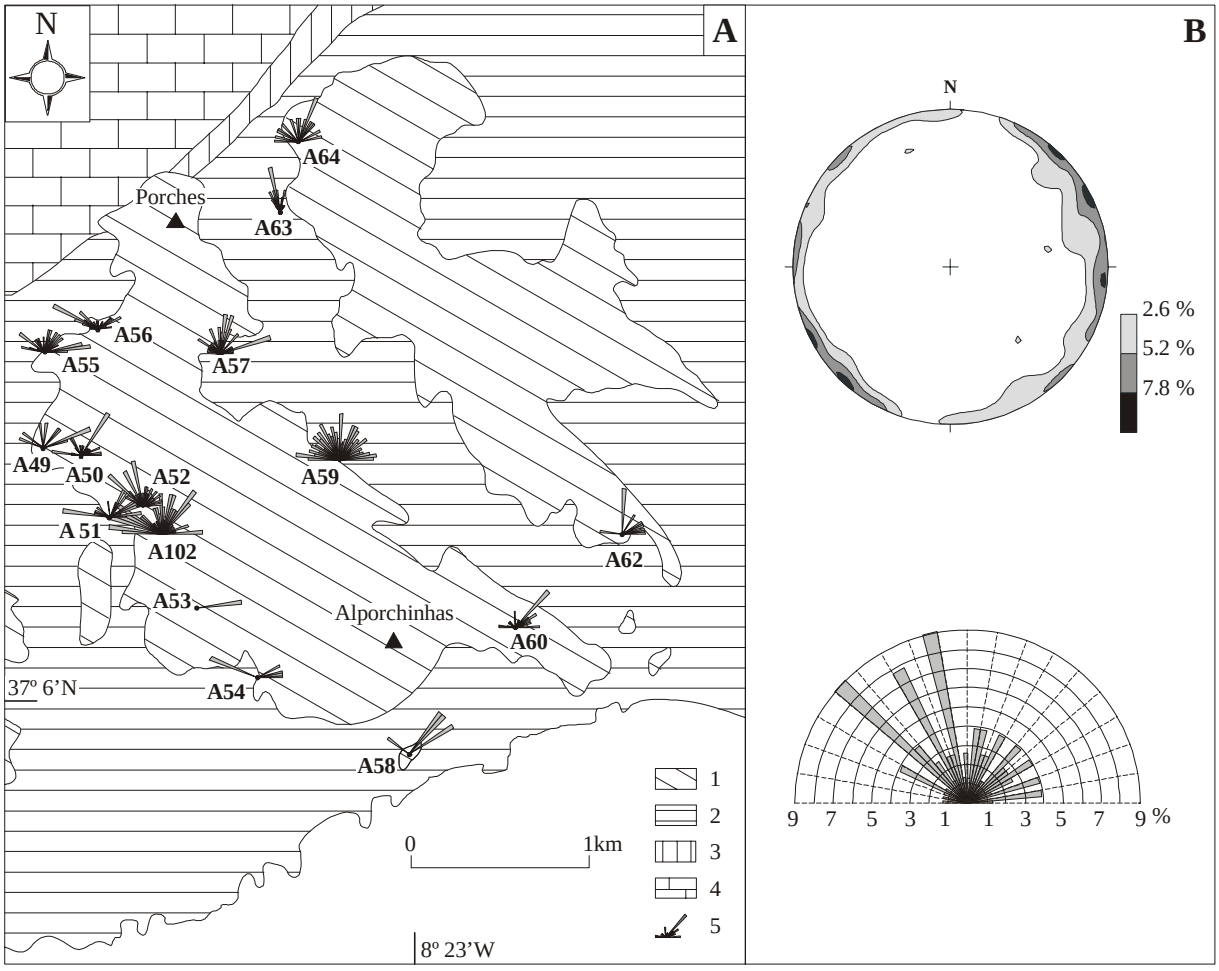


Fig. 3.7 - A - Mapa geológico esquemático, com a distribuição espacial das estações estudadas na região de Porches e rosas de frequência das fracturas medidas, com intervalos de 5º. (adaptado de ROCHA *et al.* 1981); B - representação gráfica da atitude da fracturação medida nas Areias de Faro-Quarteira, no caminho Porches Velhos-Areias das Almas, 250 m S Casa Agrícola Solear (A52) (142 medições); 1, Plio-Quaternário (Areias de Faro-Quarteira); 2, Miocénico (Formação de Lagos-Portimão); 3, Cretácico; 4, Jurássico; 5, rosa de frequência (Folha 52 - B Albufeira).

Em conclusão, podemos reconhecer a interferência da tectónica regional nas estruturas identificadas, quando:

- existe uma relação clara destas estruturas com as falhas identificadas no substrato, o que implica propagação, para os sedimentos superficiais, de falhas activas no substrato (ruptura superficial);
- a fracturação resulta de evolução cársica, mas tem a sua geometria e cinemática controladas pela tensão tectónica regional o que implica, de um modo geral, falhas inversas que mantêm baixa inclinação até à superfície topográfica, e se dispõem segundo sistemas coerentes de estruturas conjugadas.

3.4. Relação entre os grandes acidentes reconhecidos no Algarve e as mesoestruturas

Na Carta Geológica da Região do Algarve à escala 1:100 000 estão representados diversos acidentes tectónicos de grande envergadura, dos quais se destacam, de oeste para este, o sistema de falhas S. Teotónio – Aljezur – Sinceira – Ingrina e as falhas de Barão de S. João, Lagos, Espiche – Odiáxere, Portimão, Baleeira, Albufeira, S. Marcos – Quarteira, Carcavai, Loulé, Faro, Eira, S. Brás de Alportel e S. Estevão (entre outras de menor importância) (Fig. 4.128). Alguns destes acidentes foram considerados activos por diversos autores (Manuppella *et. al.* 1987b; Manuppella, 1988; Terrinha *et al.*, 1990; Manuppella e Dias, 1992, 1993; Kullberg *et al.* 1992; Terrinha, 1998; Dias e Cabral 1995a,b,c, 1997a,b, 1998a,b, 2000).

Estes acidentes principais foram objecto de um estudo mais detalhado, porque, devido à sua dimensão à escala regional, são as estruturas que poderão gerar sismos de maior magnitude. Estão representados nas diversas cartas geológicas, referentes à região do Algarve, e são identificados no terreno principalmente por:

- relações geométricas entre as diferentes unidades (Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico);
- existência de elementos geomorfológicos associados, nomeadamente escarpas de falha, embora algumas recuadas;
- presença de brecha ao longo da zona de falha.

A escassez de afloramentos ao longo do traçado destas macro - estruturas regionais dificultou o estudo do seu comportamento geodinâmico, principalmente durante o período considerado (Plio-Quaternário), tornando particularmente difícil a caracterização da sua actividade neotectónica.

A correlação destas macro-estruturas com a intensa fracturação que afecta os depósitos plio-quaternários, observada à escala mesoscópica, na sua zona de influência, também se mostrou difícil (Foto 3.11).



Foto 3.11 - Areias de Faro-Quarteira (Areias de Quarteira *in* MOURA e BOSKI, 1994) afectadas por uma fracturação intensa, de um modo geral, evidenciada por planos endurecidos com pátina, na praia de S. Rafael (A96, Fig. 4.64). Alguns dos planos têm estrias, o que indica movimento. Esta fracturação poderá ou não estar relacionada com a falha de Vale Rabelho.

Como já foi referido, a existência de um carso bastante desenvolvido no substrato carbonatado subjacente que gera fracturas (falhas e diaclases) na cobertura sedimentar plio-quaternária devido à sua evolução em profundidade (Foto 3.9, 3.10), e simultaneamente, a presença de acidentes à escala regional, leva-nos a colocar duas hipóteses para a génese das fracturas observadas à escala mesoscópica:

- as fracturas são a expressão superficial, sob a forma de uma deformação muito distribuída, na cobertura sedimentar plio-quaternária, de acidentes tectónicos principais localizados no substrato mesozóico, podendo, neste caso, considerar-se estas macro - estruturas como activas;
- as fracturas estão relacionadas com a evolução subterrânea de um carso coberto, não tendo qualquer relação com a actividade tectónica das macro – estruturas.

Como já foi referido, utilizaram-se alguns critérios numa tentativa de separação das estruturas originadas pela actividade tectónica e pela evolução cársica. No entanto, embora existam locais onde é claramente possível identificar as fracturas de origem cársica, quer devido a sua distribuição espacial, como por exemplo na zona a S de Porches (Fig. 3.7 A), quer devido à dispersão na sua orientação, como por exemplo na zona de Salicos (S de Lagoa) (Fig. 3.8), há zonas onde a fracturação parece estar condicionada pelas macro-estruturas regionais reconhecidas. Um exemplo é a fracturação que se observa na arriba da praia do Forte (Quarteira), onde foram medidas 211 fracturas, cuja direcção está concentrada segundo N-S a NNE-SSW (Fig. 3.9), semelhante à direcção da falha do Carcavai, sugerindo que as fracturas estão

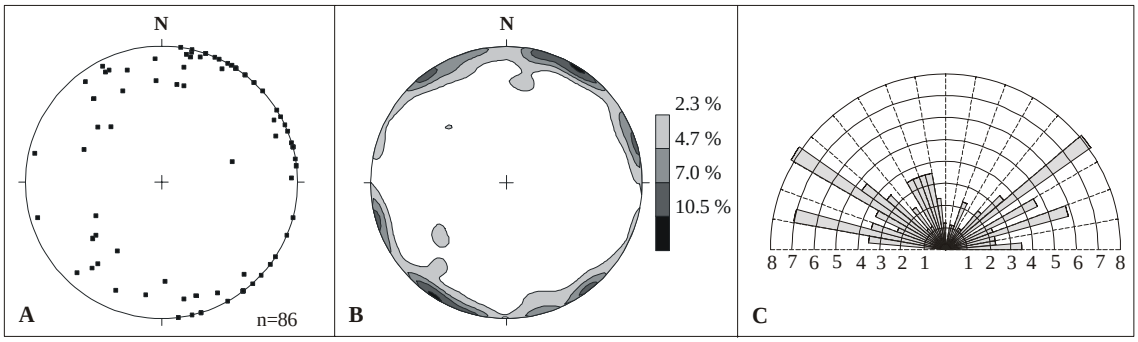


Fig. 3.8 - Representação gráfica da fracturação medida em Areias de Faro-Quarteira, 250m a W do cruzamento Lagoa-Vale d'El Rei, na estrada Poço Partido-Salicos (A27, Fig. 4.58) (rede de *Schmidt* hemisfério inferior). A – projecção estereográfica dos pólos de fractura medidos; B – diagrama de contorno de densidade de pólos de fracturas; C – rosa de frequência das fracturas com intervalos de 5º.

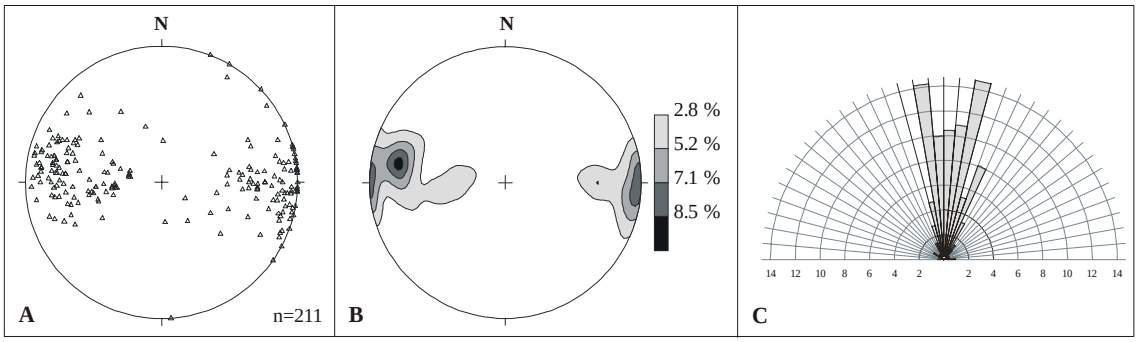


Fig. 3.9 - Representação gráfica da fracturação medida em Areias de Faro-Quarteira, na Praia do Forte Novo (Quarteira), (F72, Fig. 4.54) (rede de *Schmidt* hemisfério inferior). A – projecção estereográfica dos pólos de fractura medidos; B – diagrama de contorno de densidade de pólos de fracturas; C – rosa de frequência das fracturas com intervalos de 5º.

relacionadas com actividade neotectónica nesta macro-estrutura.

Existem ainda áreas onde o controlo tectónico e cársico são difíceis de diferenciar, como por exemplo:

- na zona de Q.ta do Pinheiro, a SE de Porches (A59, Fig. 3.7), onde foram identificadas 327 diaclases e algumas falhas que podem ter origem cársica ou tectónica (Fig. 3.10 A, B). Neste local, além de algumas falhas com geometria de falha normal de direcção dispersa, existe uma falha a afectar as Areias de Faro-Quarteira, de orientação (N35ºW,75ºW), com separação vertical inversa de 1,30 m, paralela ao contacto, aproximadamente rectilíneo, entre estas e o Miocénico (Fig. 3.7 A), sugerindo que esta falha resulta de movimentação num acidente em profundidade, com a mesma direcção;
- em Areias de Almansil (F4, Fig. 4.94), onde foram identificadas numerosas fracturas que não estão relacionadas com nenhum acidente regional reconhecido à superfície. Enquanto as falhas, predominantemente inversas, têm uma direcção próximas de N-S, as diaclases apresentam grande dispersão na direcção (Fig. 3.11). Contudo, a partir de um perfil geo-eléctrico (Fig. 3.12)

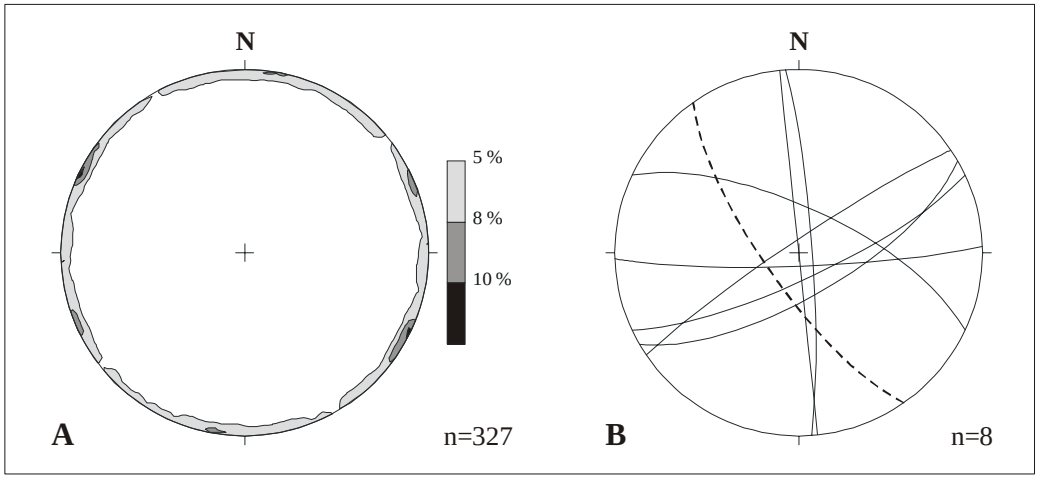


Fig. 3.10 - Representação gráfica da fracturação medida em Areias de Faro-Quarteira, 100 m a N da Q.ta do Pinheiro, no caminho Vale de Lousas - Porches Velhos (A59, Fig. 3.7) (rede de *Schmidt* hemisfério inferior). A – diagrama de contorno de densidade de pólos de diaclases; B – projecção estereográfica dos planos de falha. O plano a tracejado tem orientação de (N35ºW, 75ºW) e separação vertical inversa de 1,30 m.

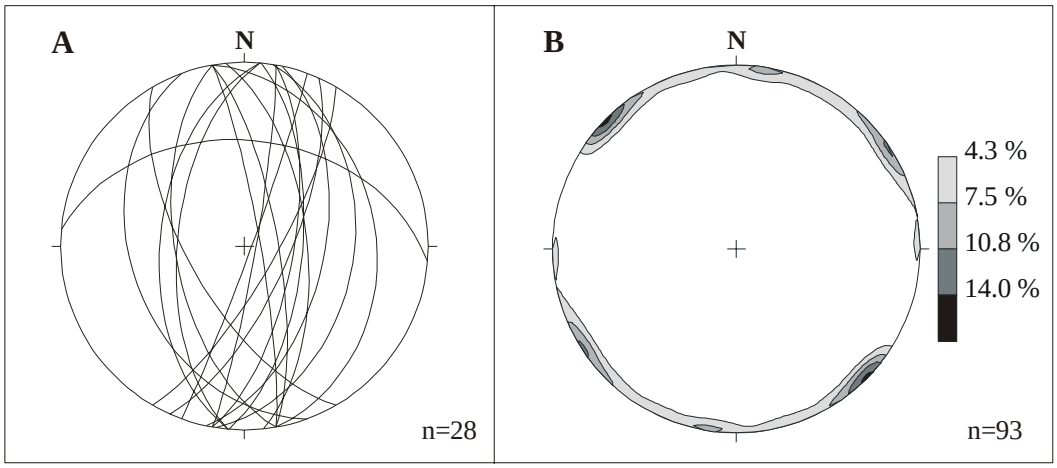


Fig. 3.11 - Representação gráfica da fracturação medida em Areias de Faro-Quarteira (Formação do Ludo), num areeiro em Areias de Almansil (F4, Fig. 4.54) (rede de *Schmidt* hemisfério inferior). A – projecção estereográfica dos planos de falha; B – diagrama de contorno de densidade de pólos de diaclases.

(GEIRNAERT *et al.*, 1982), foi identificado nesta zona um acidente em profundidade (falha de Areias de Almansil) (Fig. 4.128), com uma separação vertical no Cretácico de aproximadamente 150 m, provavelmente responsável pela deformação nos depósitos plio-quaternários.

3.5. Relação entre a morfologia e as estruturas activas

Como referimos, o Algarve está situado numa zona geodinâmica particular, com uma actividade sísmica significativa, principalmente a oeste da falha de S. Marcos – Quarteira, e uma actividade neotectónica importante, evidenciada por numerosas fracturas que afectam os depósitos plio-quaternários. Também existem movimentações verticais pós-pliocénicas, traduzidas por um levantamento do continente (DIAS e

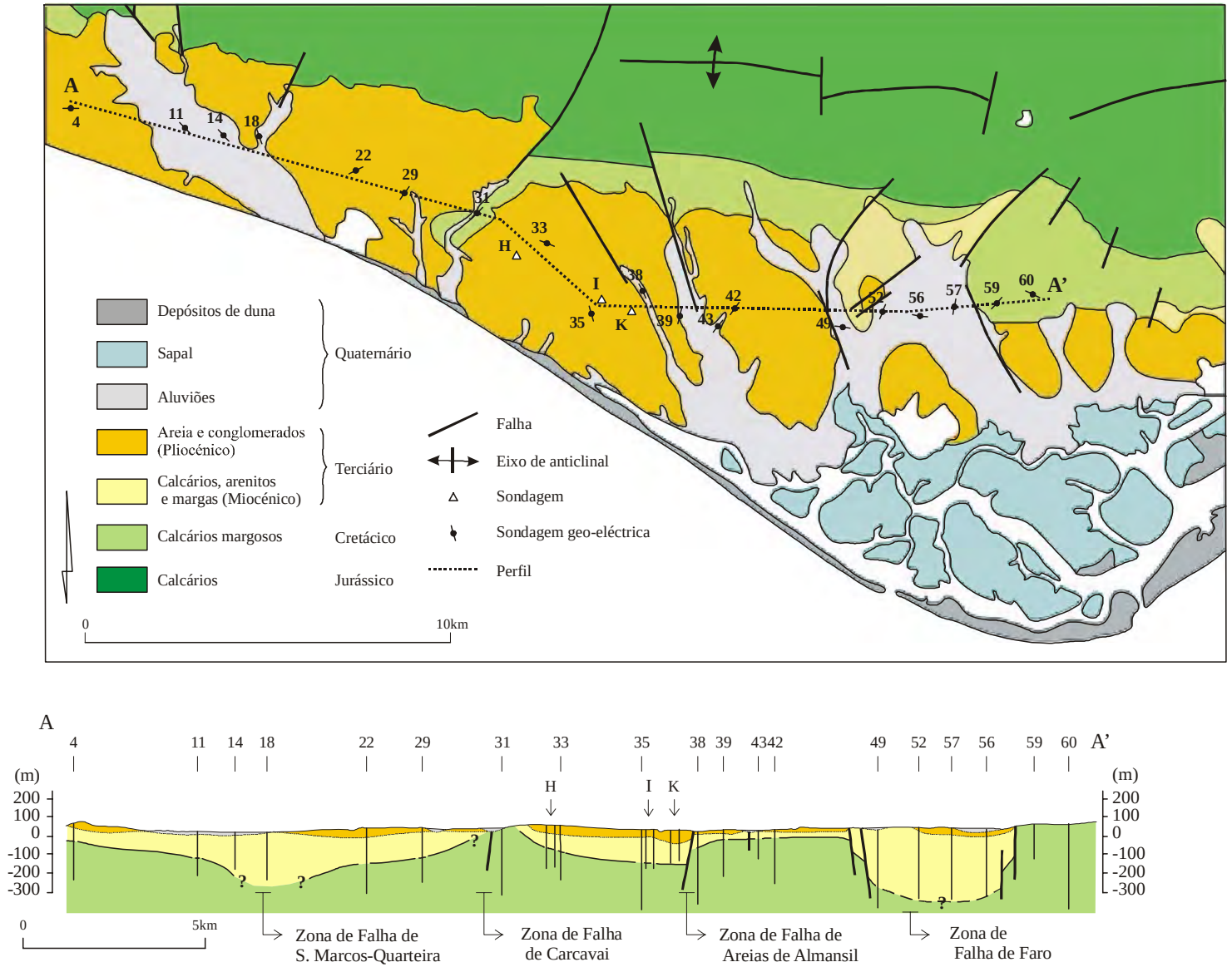


Fig. 3.12 - Mapa geológico da zona de Quarteira-Faro com a localização das sondagens geo-eléctricas e corte geológico onde se podem observar as diferentes zonas de falha entre Quarteira e Faro (adaptado de GEIRNAERT *et al.*, 1982).

CABRAL 1997a,b), que é testemunhado:

- pela presença de depósitos pliocénicos, provavelmente marinhos, a cotas elevadas, nomeadamente no vértice geodésico de Fonte Santa (a NW da Serra de Monchique), onde aqueles sedimentos afloram sobre o substrato paleozóico, à cota de 346m (FEIO, 1951) (Foto 3.12);



Foto 3.12 - Superfície de Fonte Santa (vértice geodésico de Fonte Santa à cota de 346 m) onde assentam depósitos areníticos encouraçados do Pliocénico (Folha 49 - A Odeceixe).

- pela preservação de um carso desenvolvido em carbonatos miocénicos, em Corte Pere Jaques, à cota de 190 m, preenchido por depósitos areníticos de cor vermelha (Foto 3.13) semelhantes aos que existem noutros pontos da Bacia Algarvia a cotas muito inferiores, mesmo ao nível do mar;
- pela existência de praias quaternárias (?) elevadas, provavelmente balançadas, na área litoral SW (Foto 3.14) (DIAS e CABRAL 1997a,b).

Contudo, o aspecto evoluído da morfologia em toda a região central e oriental do Algarve constitui uma característica intrigante, se atendermos a todos os factores expostos. Deste modo, foi difícil definir uma relação inequívoca entre a morfologia e os acidentes activos principais, já para não falar dos numerosos acidentes secundários que afectam os depósitos plio-quaternários.

Mesmo nalguns dos aspectos morfológicos mais marcantes, que existem na região do Algarve, como por exemplo escarpas, nomeadamente as escarpas da Mesquita, Eira, S. Brás de Alportel e S. Estevão (Foto 3.15), não existe uma relação clara entre elas e os acidentes que provavelmente as geraram, possivelmente



Foto 3.13 - Carso desenvolvido na Formação de Lagos Portimão, preenchido por depósitos areníticos de cor vermelha semelhantes as Areias de Faro-Quarteira, em Corte Pere Jaques (Folha 49 - C Monchique) (M18, Fig. 4.23).

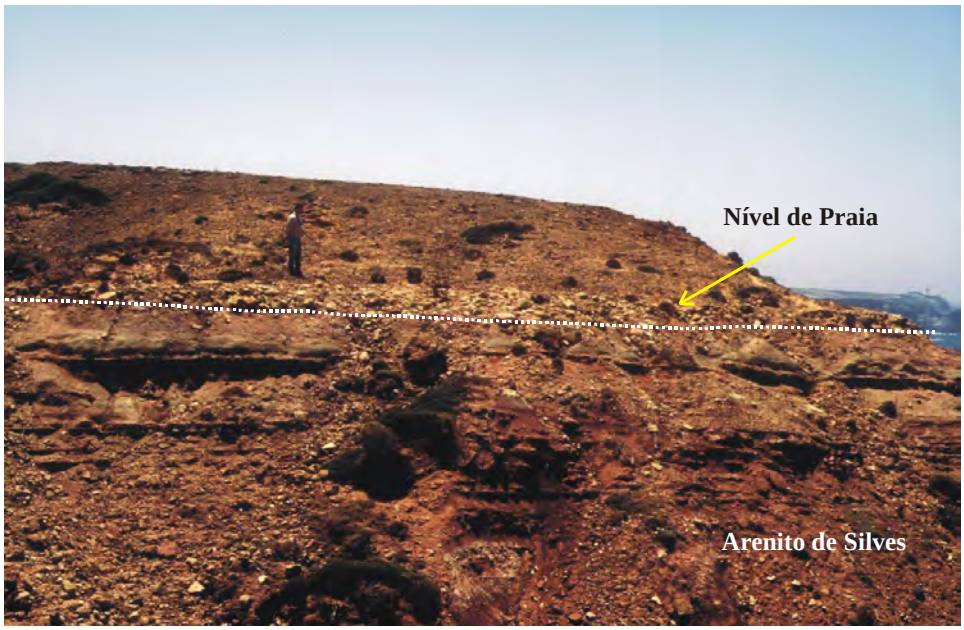


Foto 3.14 - Depósitos de praia elevada (80/85m), com calhaus rolados de xisto e grauvaque, a N da praia do Telheiro (Ponta Ruiva) (Folha 51-B Vila do Bispo).

porque existe um recuo mais ou menos acentuado das escarpas em relação a estes acidentes.

O facto de haver uma morfologia evoluída, com fraca relação directa com os acidentes activos identificados, leva-nos a colocar duas hipóteses:

- estabilidade tectónica no Quaternário, com a modelação das formas pela erosão - não está de acordo com o enquadramento geológico, proliferação de estruturas activas a afectar os depósitos

plio-quaternários, e actividade sísmica actual importante;

- instabilidade tectónica no Quaternário, a que se conjugam vários factores, nomeadamente, o levantamento do continente, que provocou um encaixe e uma erosão vertical importante, a presença de litologias favoráveis a taxas de erosão elevadas, como são as rochas carbonatadas, que constituem grande parte do território algarvio, e uma localização geográfica, que confere características mediterrâneas ao clima, bastante agressivo, implicando que a taxa de erosão se sobreponha à taxa de actividade neotectónica.

Tomando como certa a segunda hipótese que, pelos factos apresentados, parece a mais credível, então temos que admitir que a morfologia, embora não exprima perfeitamente a actividade tectónica, é uma consequência da actividade tectónica recente, mas com um retoque acentuado da erosão no Quaternário.



Foto 3.15 - Escarpa da Mesquita de direcção NW-SE, vista do Purgatório (ESE de S. Teotónio) (Folha 49-A Odeceixe).

Início

Capítulo 2

Capítulo 4

CAPÍTULO - 4

ESTRUTURAS TECTÓNICAS ACTIVAS IDENTIFICADAS E A SUA RELAÇÃO COM MACROESTRUTURAS RECONHECIDAS

4. ESTRUTURAS TECTÓNICAS ACTIVAS IDENTIFICADAS E A SUA RELAÇÃO COM MACROESTRUTURAS RECONHECIDAS

4.1. Introdução

A região do Algarve corresponde a uma vasta área, coberta por 2 cartas geológicas à escala 1:100 000, respectivamente do Barlavento e do Sotavento algarvio, que equivalem a 14 cartas topográficas à escala 1:50 000. Foram efectuadas observações no âmbito da neotectónica, praticamente em toda a região com especial incidência na orla meridional algarvia, porque:

- a costa ocidental, onde existem depósitos de cobertura plio-quaternários (nossa referência estratigráfica principal), foi objecto de estudo por Pereira (PEREIRA, 1990), no âmbito da geomorfologia, onde faz referência a deformações neotectónicas, definindo e estudando várias superfícies morfológicas, os fossos de S. Miguel, Aljezur, Rib.ª de Alfambras, Pedralva e Sinceira, etc.;
- com excepção da costa ocidental, os depósitos de cobertura plio-quaternários, de um modo geral, apenas existem na orla meridional algarvia.

Nas zonas com depósitos de cobertura plio-quaternários, estudaram-se numerosos afloramentos, onde foram identificadas e estudadas numerosas evidências de deformações neotectónicas frágeis e dúcteis. Os afloramentos distribuem-se pela área quer com uma certa dispersão geográfica, quer concentrados (Fig. 4.1), podendo corresponder a zonas com uma actividade neotectónica mais ou menos intensa ou a zonas com maior ou menor quantidade de afloramentos.

As deformações frágeis são materializadas por uma grande abundância de fracturas (falhas e diaclases), de direcção dispersa, com uma cinemática complexa, com a presença de todos os estilos tectónicos, por vezes sem qualquer relação com as macro-estruturas regionais reconhecidas, sugerindo que:

- parte das fracturas são o reflexo da expressão superficial, na cobertura sedimentar cenozóica, de acidentes tectónicos principais localizados no substrato mesozóico, sob a forma de uma deformação distribuída;
- algumas das fracturas, principalmente as que apresentam maior dispersão, estão relacionadas com a evolução subterrânea da carsificação que afecta as formações calcárias miocénicas ou mesozóicas subjacentes aos depósitos plio-quaternários, e que estes preenchem (DIAS e CABRAL, 1995a,b, 1998a,b).

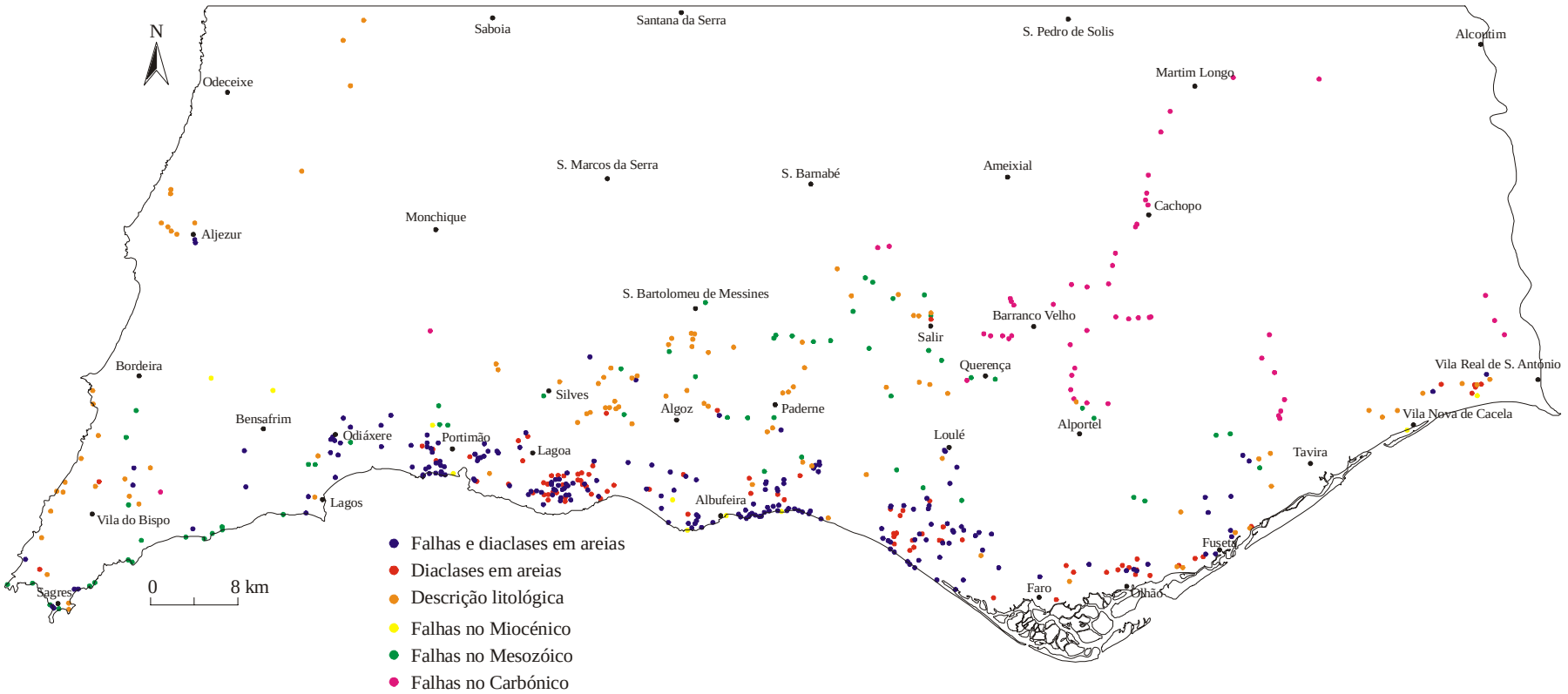


Fig. 4.1 - Mapa de localização das estações estudadas.

O estudo da fracturação revelou-se por vezes difícil devido à frequente ausência de horizontes de referência. Contudo, identificaram-se numerosas falhas com orientações diversificadas e diversos estilos tectónicos, designadamente:

- falhas com componente de movimentação vertical inversa dominante, de direcção diversificada, distribuídas, por toda a área estudada, especialmente, para oeste da zona de Faro;
- falhas com componente de movimentação horizontal, quer esquerda (falha de Aljezur), quer direita (falha de Odiáxere e falha de S. Marcos - Quarteira);
- falhas com componente de movimentação normal, de um modo geral com duas direcções preferenciais, ENE-WSW e NNW-SSE;
- falhas com a superfície próxima da vertical, distribuídas por toda a área estudada;
- falhas de movimentação indeterminada.

As deformações dúcteis são materializadas por dobras mesoscópicas desenvolvidas, nos depósitos plio-quaternários, de origem tectónica (sugerida pela presença de fracturação intensa compatível com o dobramento, geometria cilíndrica, consistência na orientação dos eixos) e cársica (resultante de um efeito de afundamento progressivo associado à evolução de um carso subterrâneo) (DIAS e CABRAL, 1995a,b, 1998a,b,) (Foto 3.7) (Fig. 3.5).

Existem ainda estruturas relacionadas com liquefacção dos sedimentos, provavelmente em relação com actividade sísmica, constituindo paleosismitos (DIAS e CABRAL, 2000), designadamente: dobramentos convolutos de níveis conglomeráticos (Foto 4.1), fracturas preenchidas por material detrítico, devido a colapso de sedimentos saturados em água, incoerentes, na dependência de fracturas que terão sofrido abertura súbita – filões neptunianos (MONTENAT *et al.*, 1991; RODRÍGUEZ PASCUA, 1998) (Foto 4.2), ou injectados da base para o topo – filões detríticos (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998) (Foto 4.3).

Os dobramentos convolutos de depósitos grosseiros são interpretados como resultantes de liquefacção nos sedimentos grosseiros saturados de água, e em níveis mais finos subjacentes, por efeito de movimentos vibratórios associados a eventos sísmicos de magnitude elevada ($M \approx 7,5$, segundo RODRÍGUEZ PASCUA, 1998).

Os filões neptunianos estão preenchidos por sedimentos circundantes e, em secção, têm forma aproximada em cunha, com um dos vértices virado para a base, prolongando-se por uma fractura. Os níveis de sedimentos encontram-se dobrados para o interior da estrutura, sem qualquer rotura, estando próximo da vertical junto às paredes da fractura e horizontalizando-se para o seu interior. Estas estruturas podem ter uma forma em funil, se a abertura se deu no cruzamento de duas fracturas, ou forma tabular, se a abertura ocorreu ao longo de uma fractura. Segundo Montenat *et al.* (1991) são geradas em regime distensivo logo

após a movimentação de falhas ou tardiamente devido ao relaxamento de escarpas. De um modo geral, são paralelas às falhas, podendo ter outras direcções devido ao aproveitamento de fracturas pré-existentes (*op. cit.*). Também se pode colocar a hipótese destas fracturas serem geradas em regime tectónico de desligamento sendo, neste caso, fendas de tracção oblíquas ao acidente principal.

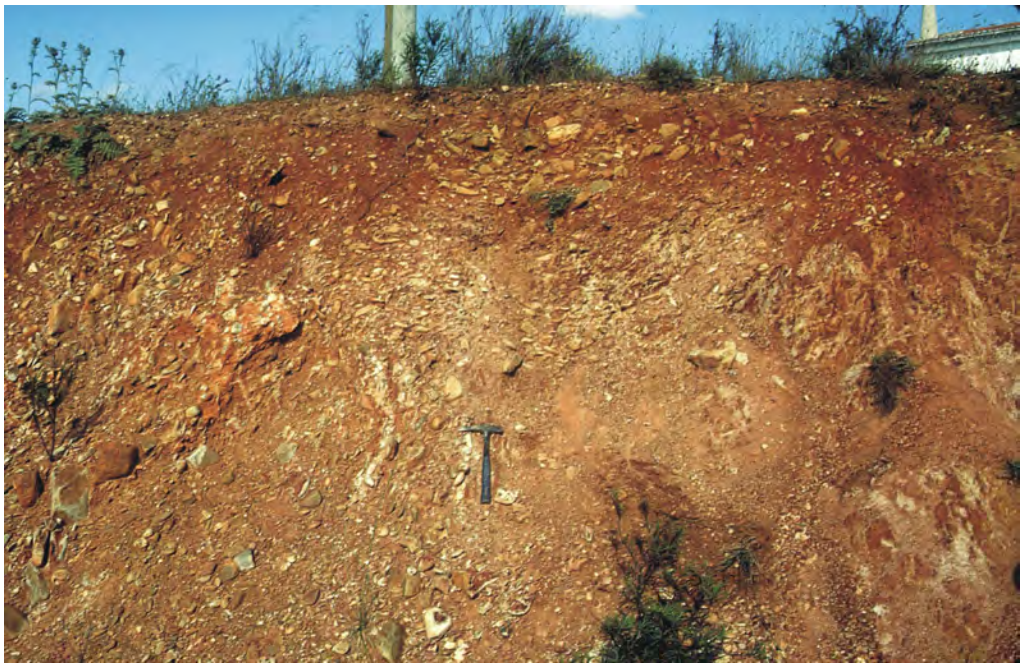


Foto 4.1 - Deformação em depósito conglomerático apresentando níveis dobrados, em Eiras Velhas, 500 m NE de Descampadinho, na estrada para Arão (M4, Fig. 4.28).





Foto 4.2 - Aspecto das fracturas preenchidas por depósitos devido a colapso de sedimentos saturados em água, incoerentes, na dependência de fracturas que terão sofrido abertura súbita – filões neptunianos, na estrada para a Praia da Falésia (A101, Fig. 4.76). A - filão neptuniano; B - pormenor.



Foto 4.3 - Filão de material silto-argiloso com grãos de quartzo, de direcção NNW-SSE, cortando um arenito fino a médio de cor vermelha que passa lateralmente a um arenito grosseiro (Areias Faro-Quarteira), em Aldeia das Sobredas, na estrada Alvor - S. Sebastião, junto ao caminho para Vale de França (P28, Fig. 4.46).

A presença, nas Areias de Faro-Quarteira, de filões constituídos por material detrítico fino silto-argiloso, não é conclusiva quanto à evidência de antigos sismos, pois esses filões podem ser resultantes, por exemplo, do preenchimento de fendas devido à passagem de torrentes de água carregadas de sedimentos (KELLER e PINTER, 1996). Contudo o aumento que se observa, na maior parte dos casos, na espessura dos preenchimentos finos do topo para a base, e a existência de planos estriados, tanto nas paredes dos filões, como no interior do material de preenchimento, sugere que estes materiais detríticos foram injectados no sentido ascendente através de uma fenda pré-existente, após terem sofrido liquefacção durante um sismo, constituindo paleossismitos (DIAS e CABRAL, 2000).

O limite de magnitude sísmica mínima para ocorrer liquefacção em sedimentos detríticos é de cerca de grau 5 na escala de *Richter*. Com um sismo desta magnitude podem produzir-se filões injectados de areia em depósitos finos e impermeáveis, em meios aquáticos pouco profundos (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998). Para o caso de liquefacção em cascalheiras e injecção de depósitos finos em materiais mais grosseiros, também em meios aquáticos pouco profundos, é necessário um sismo próximo com uma magnitude mínima de 7,5, segundo Rodríguez Pascua (*op. cit.*).

Devido à vasta região estudada e à grande dispersão das estruturas atrás referidas, por vezes a coexistirem na mesma zona e até no mesmo afloramento, optou-se por apresentar os dados obtidos, por áreas delimitadas por acidentes tectónicos principais, à escala regional, que afectam o Algarve.

Por maior comodidade, e para o leitor estar localizado, far-se-á a apresentação dos dados obtidos de norte para sul e de oeste para este, por quatro regiões: Litoral Ocidental, Orla Meridional Ocidental, Orla Meridional Oriental e Interior Algarvio (Fig. 4.2). Como síntese, serão elaborados mapas com as diferentes estruturas estudadas.

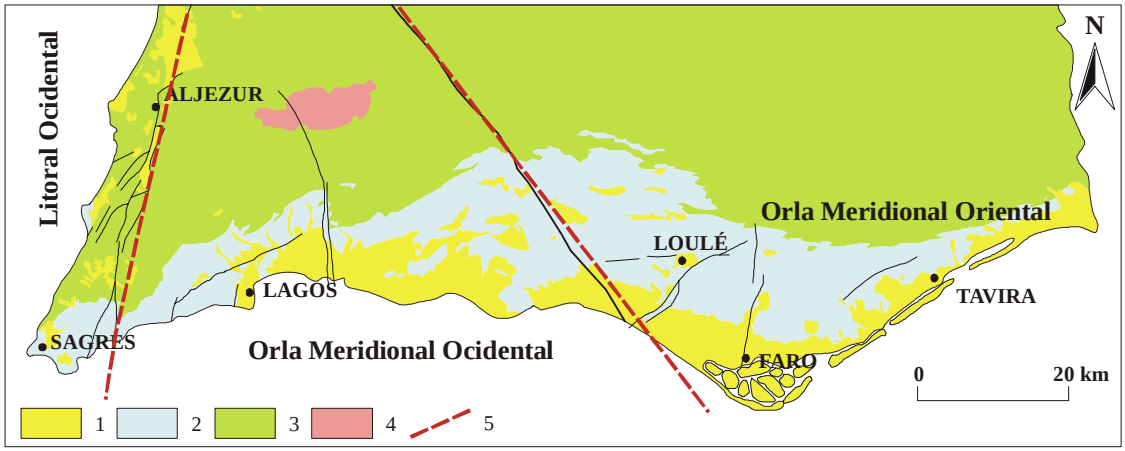


Fig. 4.2 - Mapa sintético com a localização das regiões Litoral Ocidental, Orla Meridional Ocidental e Orla Meridional Oriental; 1, Cenozóico; 2, Mesozóico; 3, Paleozóico; 4, maciço intrusivo de Monchique; 5, limite entre as zonas.

4.2. Litoral Ocidental

4.2.1. Introdução

No âmbito deste trabalho, a região Litoral Ocidental estende-se desde a zona de Odeceixe a norte até à região de Sagres a sul, sendo limitada a este pelo sistema de falhas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira - Ingrina (Fig. 4.2). Esta área foi anteriormente objecto de estudos por Pereira, no âmbito da Geomorfologia (Pereira, 1990). No seu estudo, esta autora, além de fazer uma descrição pormenorizada das diferentes superfícies morfológicas existentes e diferenciar diversas formações na cobertura sedimentar plio-quaternária, também reconheceu em afloramento, acidentes tectónicos, que afectam estes depósitos, tendo sido alguns já anteriormente descritos por (Feio, 1951). Posteriormente, Cabral, nos seus estudos sobre a Neotectónica de Portugal Continental (Cabral, 1993, 1995), também faz referência a falhas que afectam os depósitos plio-quaternários, nesta região. Assim, e de um modo geral, apenas se efectuaram reconhecimentos, nesta

área, em afloramentos já anteriormente descritos, com o objectivo de:

- comparar os depósitos de cobertura plio-quaternários existentes no litoral ocidental com os da orla meridional algarvia, e observar "*in loco*" as descrições dos diferentes depósitos efectuadas por Pereira (*op. cit.*);
- observar os afloramentos referenciados por Feio, Pereira e Cabral (*op. cit.*), que apresentam evidências de actividade neotectónica;

Também se efectuaram alguns reconhecimentos aos aspectos geomorfológicos descritos por Feio e Pereira (FEIO, 1951, PEREIRA, 1990), com especial atenção para as diversas superfícies que se encontram preservadas nesta área, e estudaram-se algumas falhas que afectam o soco paleozóico, que podem estar relacionadas com os diferentes fossos tectónicos identificados.

4.2.2. Estratigrafia e Tectónica

A região do Litoral Ocidental é constituída essencialmente por xistos e grauvaques do Paleozóico, com excepção da zona do Pontal (Carrapateira) e da região a sul de uma linha definida pela praia do Telheiro, Vila do Bispo e Raposeira, que são constituídas por formações do Mesozóico.

A intruírem estas formações existem filões de composição basáltica (filão da Messejana), do Hetangiano-Sinemuriano, associados a um primeiro episódio de *rifting* na passagem do Triásico-Liásico (MARTINS, 1991), e filões alcalinos, do Valanginiano-Aptiano, associados a um terceiro episódio de *rifting*, do qual resultou a separação entre a Ibéria e os *Grand Banks* (NE América), conjugado com a abertura do Golfo da Gasconha e a rotação da Península Ibérica (MARTINS, 1991, p. 255).

Existem ainda sedimentos miocénicos preservados, de um modo geral, nas depressões tectónicas existentes. Os depósitos plio-quaternários cobrem, de um modo geral, parte da superfície de erosão talhada no substrato paleozóico (plataforma litoral Pliocénica), ou estão preservados nas depressões tectónicas existentes, ou preenchem o carso desenvolvido nas rochas carbonatadas do Mesozóico. Existem ainda dunas consolidadas preservadas nalguns locais junto à costa.

Do ponto de vista tectónico, esta área foi afectada por movimentos tectónicos de idade varisca que deformaram o substracto paleozóico, que se encontra dobrado e fracturado, destacando-se o carreamento da Carrapateira. Esta zona foi também afectada por movimentos tectónicos de idade meso-cenozóica que geraram estruturas na cobertura meso-cenozóica e reactivaram alguns dos acidentes variscos (RIBEIRO, 1983). Encontram-se diversas estruturas distensivas no Mesozóico, que ocorreram durante o Hetangiano, Bajociano, Caloviano e Kimeridgiano - Portlandiano, nomeadamente a interferência de dois conjuntos principais de

falhas de orientação N-S a NNE-SSW e NE-SW a E-W, provavelmente relacionados com a pré-abertura do Oceano Atlântico e do Mar *Tethys*. Existem ainda estruturas compressivas de idade intra-jurássica, pré- e pós-Miocénica (TERRINHA 1998).

4.2.3. Geomorfologia e Neotectónica

Do ponto de vista geomorfológico, a região Litoral Ocidental caracteriza-se essencialmente por uma superfície de erosão, deslocada pelo alinhamento de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira - Ingrina, de direcção NNE-SSE. A superfície tem uma cobertura descontínua e pelicular de depósitos plio-quaternários e foi subdividida por Pereira (PEREIRA, 1990) em:

- plataforma litoral ocidental - sector de Arrifana, constituída por:
  - patamar baixo à cota de 50-60 m, praticamente horizontal, que bordeja a linha de costa, com largura variável, estreitando-se para sul até desaparecer em Monte Clérigo (PEREIRA, 1990, p. 208), correlativa do retoque marinho contemporâneo da Formação de Aivados-Bugalheira, do Plistocénico (PEREIRA, 1990);
  - rampa, entre os 100 e 180 m, de inclinação relativamente forte, até 7º (PEREIRA, 1990, p. 208);
  - rampa a sul de Monte Clérigo, entre os 120 e 140 m, com declive em geral mais fraco (PEREIRA, 1990, p. 208);
  - retalhos planos, entre os 60 e 100 m, de pequena dimensão, desprovidos de depósitos, possuindo apenas uma película de areia fina, com excepção do elemento plano dos 100 m de Murração, onde existe uma cascalheira de seixos rolados de quartzito geralmente achatados (PEREIRA,1990, p. 216);
  - nível de Pontal-Carrapateira a 40-50 m, talhado em rochas do Mesozóico, carsificadas e cobertas por um depósito de praia constituído por areia média a grosseira, com alguns leitos e seixos rolados em forma de amêndoa;
- plataforma litoral meridional - sub-sector da Charneca do Farol, entre a linha de costa e Ribeira de Maria Ruiva, levemente inclinada para SSE, entre os 90 e 50 m, e sub-sector oriental, para a oriente da Ribeira de Maria Ruiva até Lagos, muito degradada (PEREIRA, 1990).

A superfície de erosão culminante a sul de Torre de Aspa está ligeiramente basculada para sul em direcção à zona de Sagres, com o patamar de Sagres ligeiramente basculado para norte (Fig. 4.3). Este basculamento e/ou o rebaixamento do nível do mar foram responsáveis pela origem de diversas superfícies

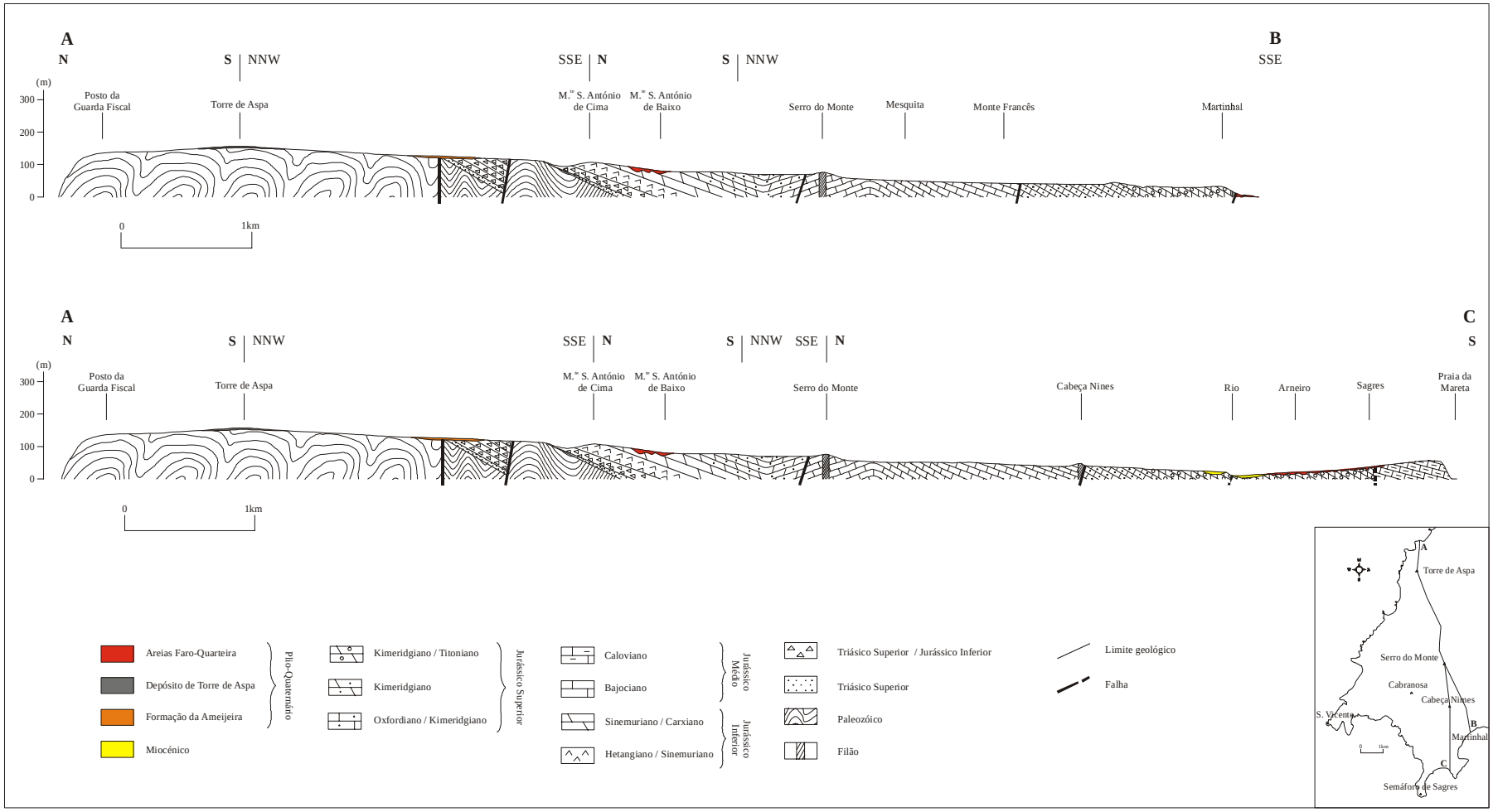


Fig. 4.3 - Cortes geológicos (sobrelevação de 4 vezes) na zona de Sagres, evidenciando a morfologia da plataforma litoral deformada, designadamente o empolamento de Torre de Aspa, o basculamento da superfície para sul e o basculamento do patamar de Sagres para norte, provavelmente provocado pela Falha do Martinhal. Também se observa a relação desta superfície com os depósitos plio-quaternários e verifica-se que as pequenas elevações correspondem a mudanças litológicas. Entre estas elevações existem superfícies embutidas.

embutidas, das quais se destacam:

- uma superfície à cota de 100-110 m onde assentam as Areias de Faro-Quarteira (Formação da Charneca do Farol) (Fig. 4.4);
- um nível de praia à cota de 70 m, a norte da praia do Telheiro, testemunhada por um nível de calhaus rolados, coberto por um depósito arenítico;
- um nível de praia à cota de 60 m, na zona da praia do Telheiro, constituído por um arenito de cor branca, com calhaus rolados e restos de conchas;
- patamar de Sagres à cota de cerca de 40 m, talhado em rochas do Mesozóico, carsificadas, coberto por areia média, rolada, com grãos brilhantes, quase sem matriz argilosa (PEREIRA, 1990).

Na zona do vértice geodésico de Torre de Aspa, no substrato paleozóico, a superfície de erosão culminante mostra uma ligeira elevação atingindo a cota de 157 m (Fig. 4.3 e 4.4). Esta elevação pode ser devida a erosão diferencial ou corresponder a um empolamento tectónico, por efeito de:

- movimentação numa falha na plataforma litoral a W, pertencente ao sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira – Ingrina;
- movimentação numa falha inversa, a sul, provavelmente no *offshore*, também responsável pelo basculamento da superfície de erosão para S; com efeito, existem falhas a afectar os depósitos plio-quaternários, nomeadamente na praia do Tonel e praia de Martinhal, que podem ser a expressão na cobertura sedimentar de um acidente mais profundo que provocaria o empolamento da Torre de Aspa (Fig. 4.3).

Segundo Feio e Pereira (FEIO, 1951; PEREIRA, 1990), na passagem da plataforma litoral ocidental para a plataforma meridional, entre a costa ocidental e o acidente de Sinceira - Ingrina, "existe um pequeno degrau de forma simples ou compósita, de vigor variável, no conjunto, com declive que pode variar entre os 10º e 40º e que pode ocorrer no Maciço Antigo ou no contacto deste com a orla sedimentar, adquirindo então mais vigor" (PEREIRA, 1990, p. 294) - flexura de M.te da Ruiva de direcção WSW-ENE. No sopé da ruptura de declive, junto ao contacto entre o Maciço Antigo e a Orla Meso-Cenozóica, estão conservados blocos arredondados de quartzito e grauvaque (25 cm) e fragmentos de um conglomerado ferruginoso, constituído por arenito médio a grosseiro, com seixos rolados em forma de amêndoa e fragmentos de xisto (PEREIRA, 1990, p. 265).

Embora Pereira admita, apesar das suas análises de campo, que este rebordo não é nítido e que o seu traçado suscita algumas dúvidas, considera que:

- a "geomorfologia deste rebordo sugere uma deformação em flexura de grande raio de curvatura,

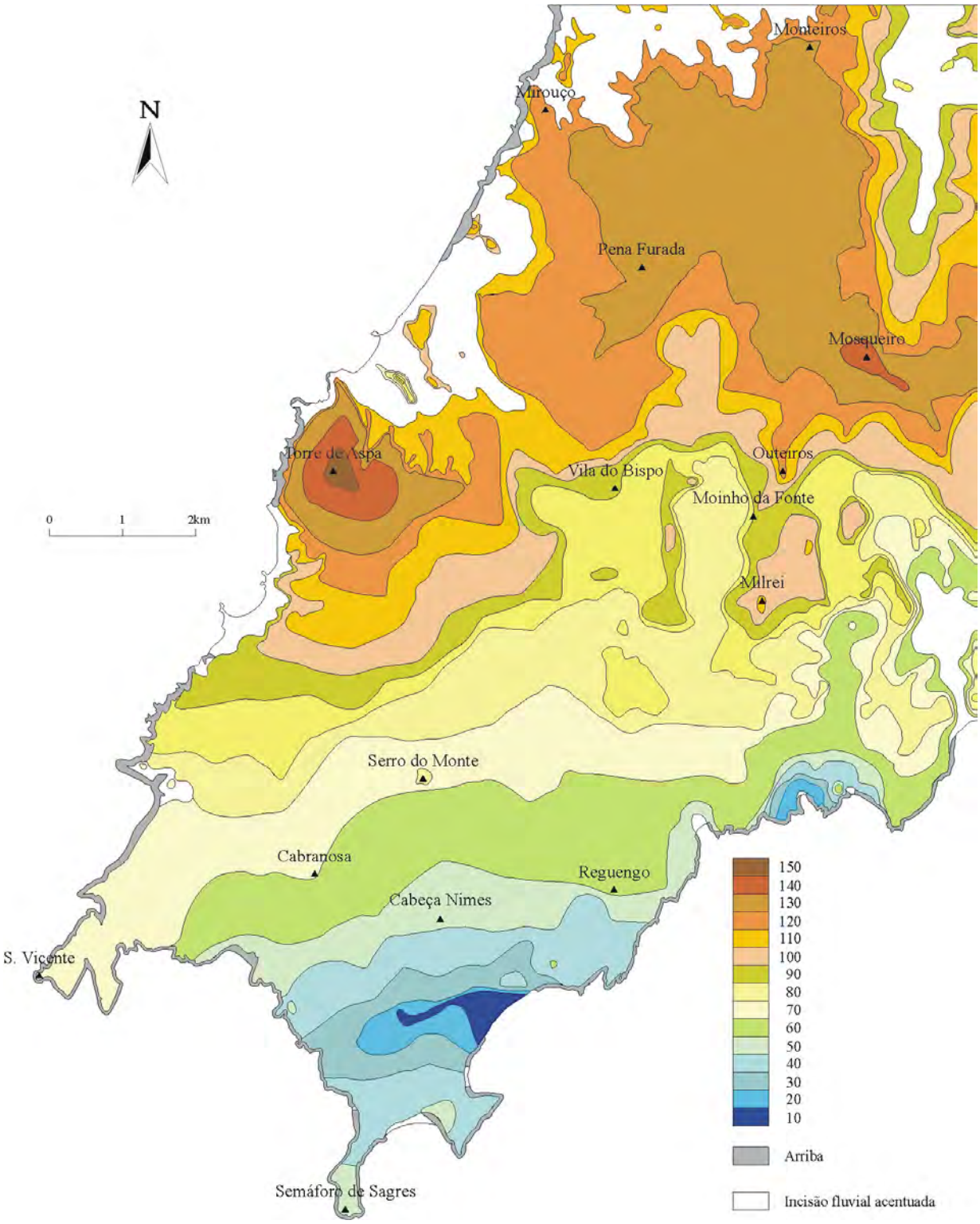


Fig. 4.4 - Curvas de nível simplificadas, na região de Sagres, com os respectivos intervalos hipsométricos.

complexa, a que se associam uma série de pequenas falhas, no Maciço antigo e na Orla, onde a erosão diferencial cria as escarpas de linha de falha" (PEREIRA,1990, p. 296);

- esta flexura é responsável pela emersão da Formação da Charneca do Farol a que atribui uma idade pliocénica, e anterior à deposição do Arenito Inferior do Telheiro, do Vilafranquiano (PEREIRA, 1990, p. 302).

Pelas nossas observações de campo e análise das cartas topográficas concluímos que a superfície erosiva desce em rampa com uma ligeira concavidade, existindo, apenas, localmente, um pequeno degrau (rebordo de erosão ?), que pode ser explicado por erosão diferencial, além de alguns níveis embutidos (100 m e 80 m) como se depreende pela análise das curvas de nível (Fig. 4.3 e 4.4).

De facto, o comportamento face à erosão das rochas carbonatadas que fazem parte do cortejo das formações do Mesozóico nesta área é diferente da resposta das formações do soco, com as rochas carbonatadas a ter uma apetência para sofrer uma erosão vertical mais importante do que os xistos e grauvaques do Paleozóico, devido à erosão cársica. Não é por acaso que as superfícies mais baixas nesta área, de um modo geral, estão desenvolvidas nas rochas do Mesozóico, nomeadamente no vértice geodésico do Pontal, em Ponta Ruiva, na praia do Telheiro, na plataforma de Sagres, etc.. Também se observa, nos cortes geológicos efectuados nesta área, que os locais onde existem ligeiras elevações correspondem a zonas onde afloram, de um modo geral, rochas não carbonatadas, como por exemplo no Serro do Monte e em Cabeça de Nimes onde afloram rochas filoneanas (Fig. 4.3).

O rebordo de erosão também pode corresponder a uma antiga arriba, originada pelo rebaixamento relativo do nível do mar devido aos sucessivos levantamentos tectónicos a que esta área esteve sujeita, como o testemunham os depósitos, no sopé da ruptura de declive, junto ao contacto entre o Maciço Antigo e a Orla Meso-Cenozóica, referidos por Pereira (PEREIRA, 1990, p. 265).

O sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira - Ingrina, de direcção NNE-SSW, tardi-variscas (RIBEIRO *et al.*, 1987), corresponde provavelmente a uma ramificação da falha da Messejana, com uma zona de deformação que se estende ao longo de 50 km em terreno emerso, de S. Teotónio até à praia do Zavial (Este de Sagres) (Fig. 4.128). Além de deslocar a plataforma litoral e os depósitos de cobertura correlativos, é responsável pela origem de diversas depressões tectónicas, respectivamente, de norte para sul, os fossos de S. Miguel, Aljezur, Ribeira de Alfambras, Pedralva e Sinceira (FEIO, 1951; PEREIRA, 1990; CABRAL, 1993, 1995). No interior dos fossos estão preservados sedimentos, quer do Miocénico (Formação de Lagos-Portimão), quer depósitos do Plio-Quaternário, que nalguns casos estão afectados por falhas que indicam actividade neotectónica no alinhamento S. Teotónio - Aljezur - Sinceira - Ingrina.

Observam-se também algumas falhas afectando os depósitos de cobertura plio-quaternários, nas praias do Telheiro, Tonel e Martinhal.

Em conclusão, e de uma forma sucinta, pode considerar-se que a evolução da plataforma litoral, na zona de Sagres, teve os seguintes episódios (Fig. 4.5 e 4.6):

- formação da peneplanície alentejana (Paleogénico) (Fig. 4.5 A e 4.6 A) (FEIO, 1951; GAIDA 1984; PEREIRA, 1990);
- sedimentação da Formação de Lagos-Portimão (Miocénico médio) na dependência de um nível relativo alto do mar (CACHÃO, 1995) (Fig. 4.5 B, 4.6 B e 4.7);
- fragmentação da plataforma litoral, com o desenvolvimento dos *graben* submeridianos, como o da Sinceira, durante uma fase transtensiva no Miocénico médio a superior (?) (Fig. 4.6 C);
- erosão da Formação de Lagos-Portimão e carsificação (Miocénico superior/Pliocénico inferior) (PEREIRA, 1990; CACHÃO, 1995; BOSKI *et al.*, 1995) (Fig. 4.5 C e 4.6 D);
- subida relativa do mar e sedimentação da Formação de Ameijeira (arenito fino moscovítico) (Pliocénico inferior) (PEREIRA, 1990) (Fig. 4.5 D e 4.6 E);
- basculamento tectónico da superfície para sul, empolamento da Torre de Aspa e movimentação tectónica no sistema de falhas da Sinceira, com abatimento do interior dos *graben* (Pliocénico inferior) (Fig. 4.5 E e 4.6 F) (PEREIRA, 1990);
- as deformações tectónicas, como o empolamento da zona de Torre de Aspa, geram depósitos correlativos, como o depósito conglomerático de Torre de Aspa (Pliocénico);
- erosão parcial da Formação de Ameijeira e carsificação das rochas carbonatadas, com origem de condutas subterrâneas mais ou menos desenvolvidas (Pliocénico) (Fig. 4.5 F, G e 4.6 G) (CACHÃO, 1995);
- subida relativa do mar e sedimentação das Areias de Faro-Quarteira (Formação de Charneca do Farol, Formação de Pena Furada e Formação Vermelha, de PEREIRA, 1990), com o preenchimento do carso, quer sub-aéreo, quer subterrâneo, e colmatação dos *graben* da Sinceira (Pliocénico superior/Quaternário inferior) (Fig. 4.5 H e 4.6 H);
- levantamento do continente, aproximadamente 100 m (DIAS e CABRAL, 1997a,b); movimentação tectónica no sistema de falhas da Sinceira, em regime de desligamento, e posteriormente em regime transpressivo; basculamento para norte do patamar de Sagres devido a movimentação na falha do Martinhal; formação das várias superfícies embutidas referidas por Pereira (PEREIRA, 1990) (Quaternário) (Fig. 4.5 I, 4.6 I e J).

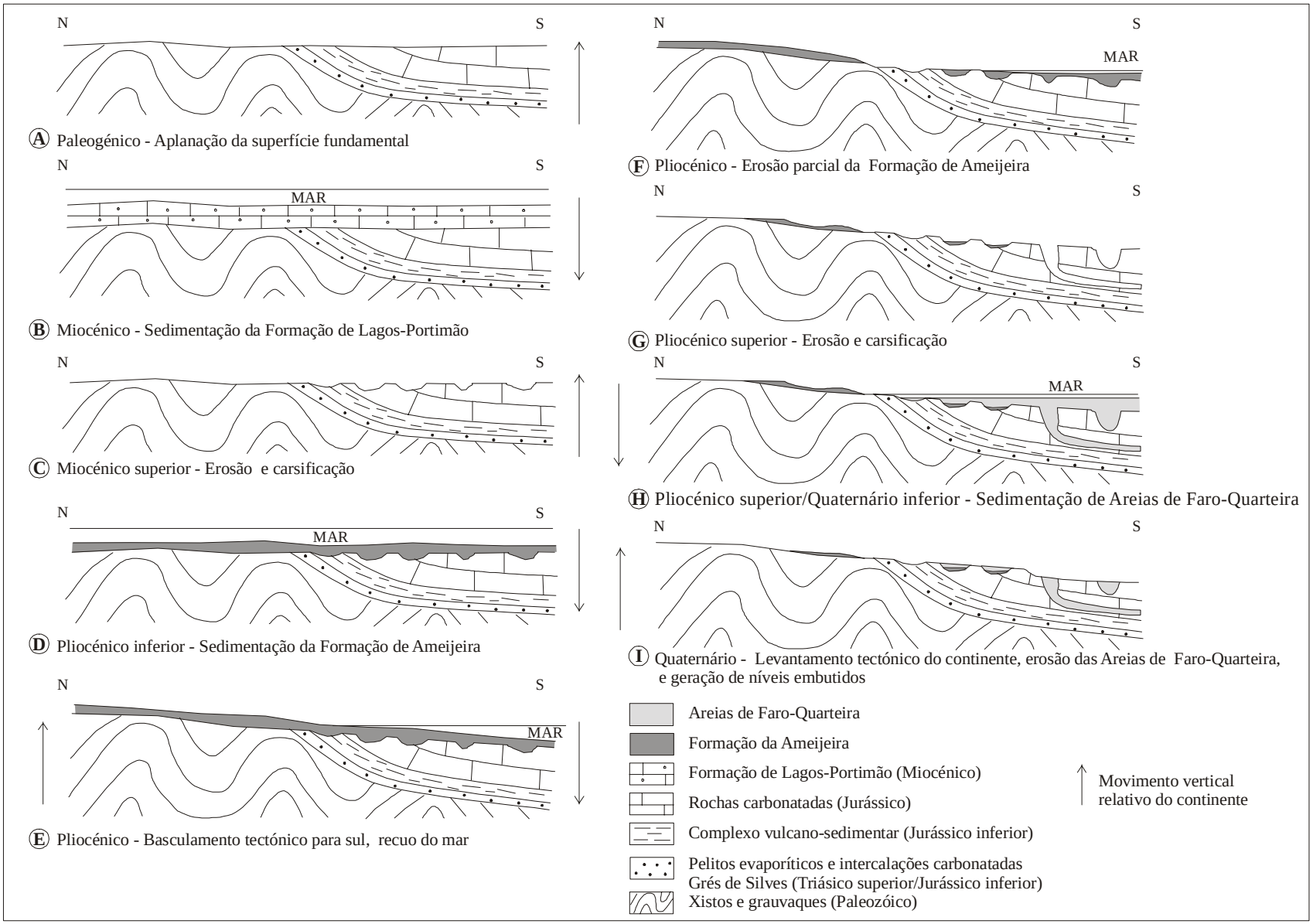


Fig. 4.5 - Modelo esquemático que sintetiza as diversas fases de evolução da plataforma litoral, na zona do *graben* da Sinceira, desde o Paleogénico ao Quaternário.

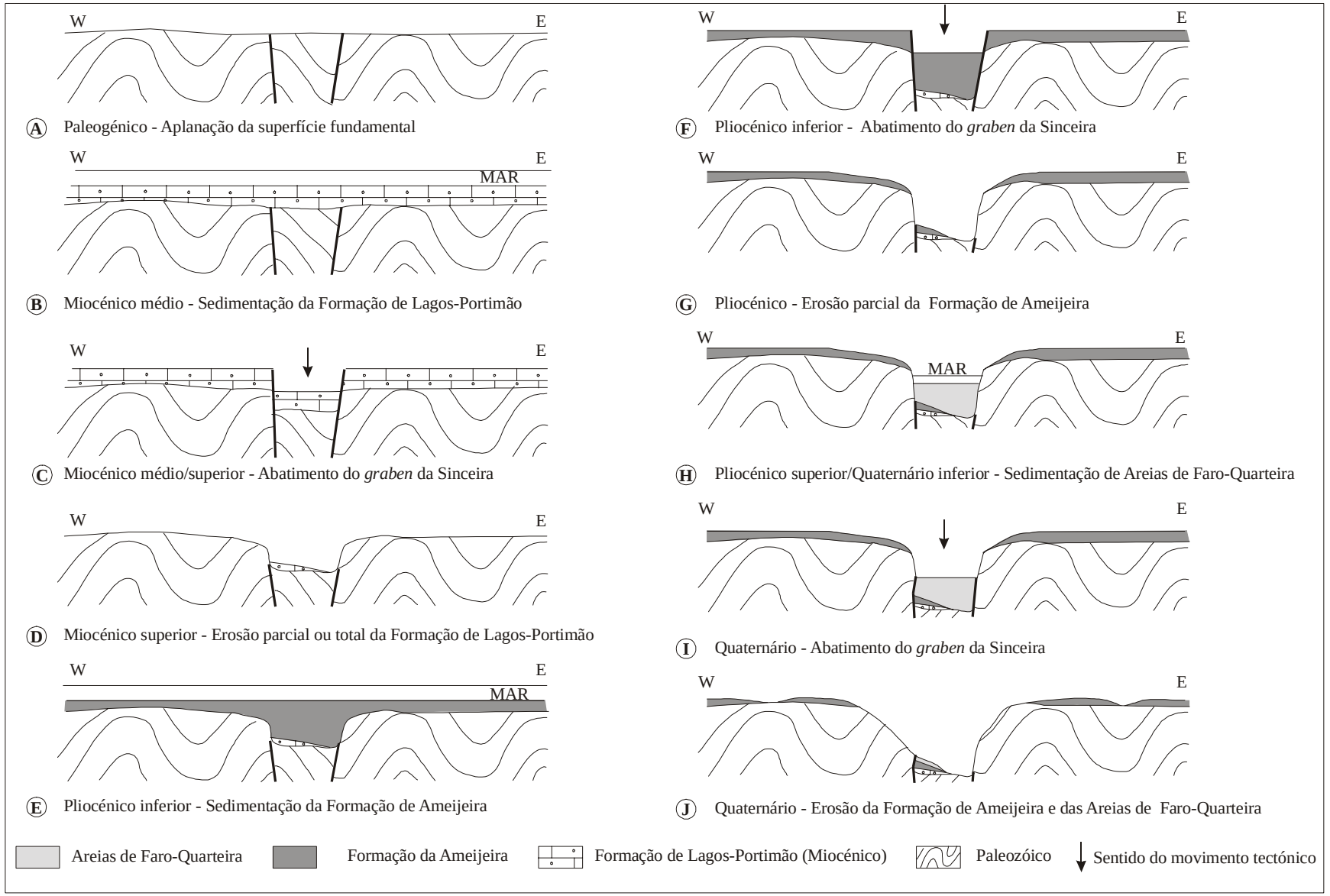


Fig. 4.6 - Modelo esquemático que sintetiza as diversas fases de evolução da plataforma litoral, na zona do *graben* da Sinceira, desde o Paleogénico ao Quaternário.

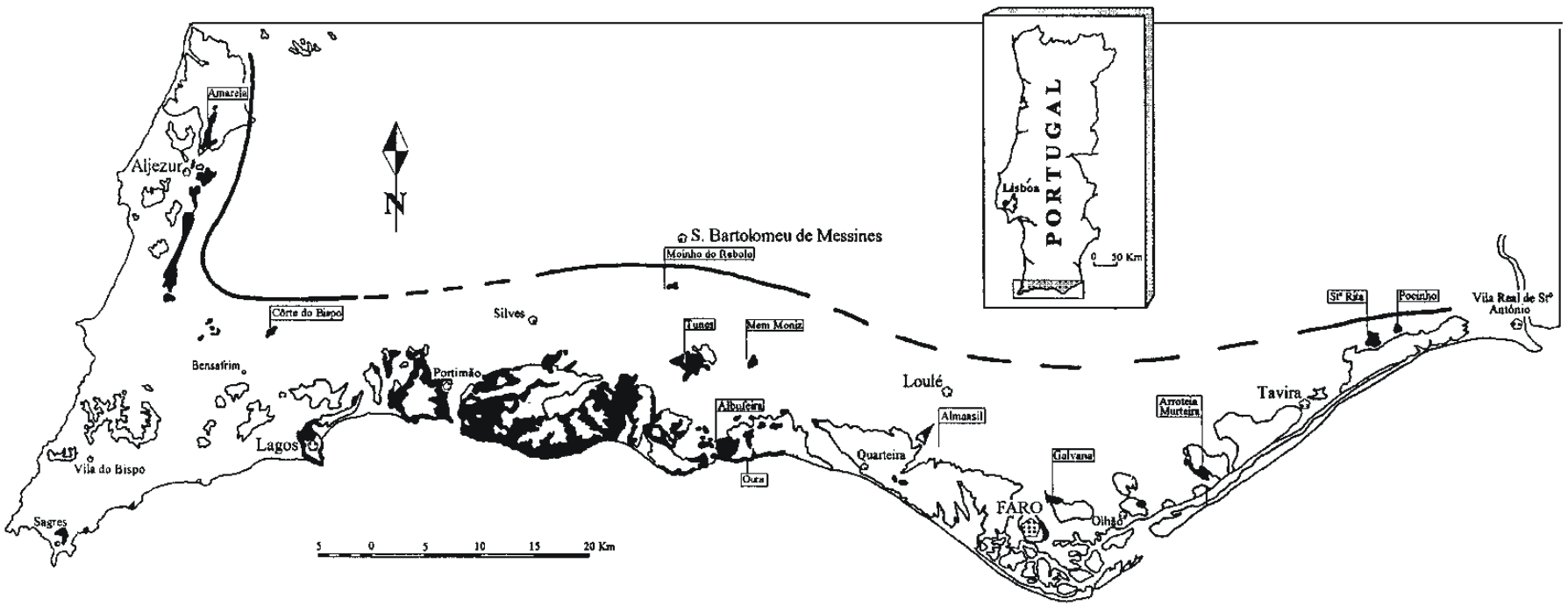


Fig. 4.7 - Localização estimada da linha de costa durante a deposição da Formação de Lagos-Portimão. As manchas a negro representam a Formação de Lagos-Portimão (retirado de CACHÃO, 1995, p. 74, fig. I-33).

4.2.4. Descrição de afloramentos

4.2.4.1. Sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira - Ingrina

4.2.4.1.1. Fosso de S. Miguel

A depressão de S. Miguel tem uma direcção aproximada de NNE-SSW, é limitada a oriente pela falha do Sobralinho e a ocidente pela falha de Baiona - Gralheiras, correspondendo a uma zona abatida, basculada para sueste (PEREIRA, 1990, p. 230). Segundo Pereira (PEREIRA, 1990, p. 236), a sucessão de depósitos que preenchem o fosso de S. Miguel é:

- Arenito de Ameijeira;
- *debris flow* grosseiro, que abarranca o arenito ou assenta no substrato;
- Formação Vermelha;
- Leques Aluviais Inferiores que abarrancam a Formação Vermelha;
- Arenito de Bugalheira.

A falha de Baiona - Gralheiras, representada na Carta Geológica à escala 1:500 000 (TEIXEIRA, 1972), assim designada por Pereira (PEREIRA, 1990) e anteriormente reconhecida por Feio (FEIO, 1951), de direcção aproximada NNE-SSW, limita o fosso de S. Miguel (Odeceixe) no bordo ocidental, desnivelando a plataforma litoral em cerca de 40 m (PEREIRA, 1990, p. 232), com abatimento relativo do lábio oriental, mas com movimento dominante de desligamento esquerdo (CABRAL, 1993, 1995). O acidente foi reconhecido em dois afloramentos, referenciados por Pereira e Cabral (PEREIRA, 1990, pp. 231-232, fig. 41 e CABRAL, 1995, pp. 165, 166, fig. 36), onde se pode observar o substrato paleozóico em contacto tectónico com depósitos de cobertura do Plio-Quaternário. Os aforamentos estão localizados:

- no talude da Estrada Nacional 120, km 120, a norte de Baiona (O10, Fig. 4.8) (Folha 49 - A Odeceixe), onde se observa o contacto por falha entre xistos do soco e um depósito conglomerático, heterométrico, com calhaus de quartzito sub-angulosos, matriz silto-argilosa (Leques Aluviais Inferiores de PEREIRA), ferruginizado junto ao contacto e inclinando 25º a 30º para sueste (PEREIRA, 1990, p. 232, fig. 41-B). Segundo Cabral (1995), o contacto tem uma direcção de (N5ºE, 90º). Este autor também identificou um plano no interior dos xistos, a 20 cm do contacto, de direcção (N8ºE, 90º), com estrias a inclinar 8º a 12º para sul (CABRAL, 1995, p. 166), que indicam movimento horizontal esquerdo, para o acidente.
- 30 m a sul do corte anterior, no talude do caminho de acesso a Gralheiras (O9, Fig. 4.8) (Folha 49 - A Odeceixe) (PEREIRA, 1990, p. 232, fig. 41-C), observa-se o contacto por falha entre xistos

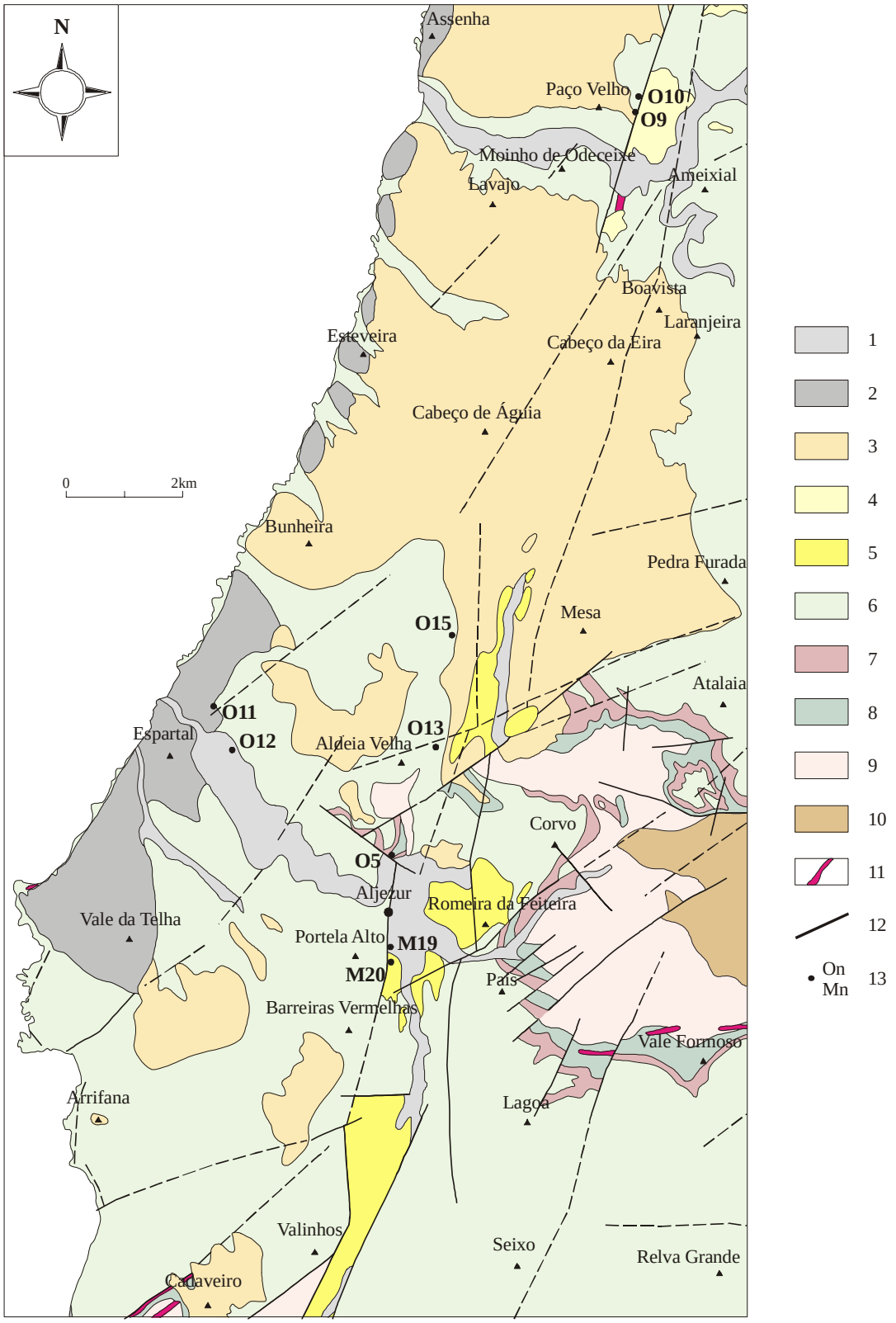


Fig. 4.8 - Mapa geológico esquemático da região de Odeceixe - Aljezur (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a localização dos afloramentos onde se identificaram falhas que afectam os depósitos plio-quaternários. 1, aluviões; 2, areias de duna; 3, areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo; 4 e 5, Miocénico; 6 a 10, Paleozóico; 11, filão dolerítico do Alentejo e outras rochas máficas; 12, falha; 13, N.º da estação estudada (On - Folha 49 - A Odeceixe; Mn - Folha 49 - C Monchique).

do substrato e areias - arenito de Bugalheira de Pereira (PEREIRA, 1990, p. 232, fig. 41-C), de orientação (N10ºE, 90º) (Foto 4.4). Junto ao contacto, as areias têm um nível de seixos rolados, verticalizados, e os xistos estão deformados, com um arraste que indica uma componente de movimentação horizontal esquerda (CABRAL, 1995, p. 166, fig. 36).

No interior do fosso de S. Miguel, junto ao barranco do Sobralinho, observa-se um depósito arenítico (Arenito de Bugalheira), intensamente fracturado por um sistema de fracturas sub-verticais de orientação aproximada N30º-35ºW (PEREIRA, 1990; CABRAL 1995, p. 166). As fracturas são, provavelmente, a resposta na cobertura sedimentar da movimentação em profundidade da falha de Sobralinho.



Foto 4.4 - Contacto por falha entre os xistos do Paleozóico, a oeste, e o Arenito de Bugalheira (?), a este, de orientação (N10ºE, 90º), no talude de um caminho de acesso da E.N. 120 ao sítio de Gralheiras (O9, Fig. 4.8).

Em conclusão, pode considerar-se que a falha de Baiona - Gralheiras é um acidente com movimento principal de desligamento esquerdo, apresenta actividade neotectónica, pois afecta depósitos que são considerados do Pliocénico superior (Leques Aluviais Inferiores) e Quaternário (Arenito de Bugalheira), além de apresentar evidências geomorfológicas. A actividade neotectónica no interior do fosso pode ser testemunhada pela fracturação que afecta o Arenito de Bugalheira.

As estruturas observadas na área são compatíveis com um campo de tensão, onde a compressão máxima (σ_1) tem uma direcção NNW-SSE a NW-SE.

4.2.4.1.2. Fosso de Aljezur

O fosso de Aljezur, de direcção aproximada NNE-SSW, é limitado a ocidente por um rebordo rectilíneo de direcção NNE-SSW a N-S e, a oriente, por um rebordo recortado por uma sucessão de falhas NE-SW. Tem cerca de 3 km de comprimento e uma largura que não excede os 1500 m (PEREIRA, 1990). Segundo Pimentel e Amaro (2000) o fosso não é morfologicamente contínuo de N para S. Estes autores consideram que existe um sector setentrional mais elevado (30-80 m) e um sector meridional mais baixo (10-70 m), separados por uma área a cotas superiores a 80 m (PIMENTEL e AMARO, 2000).

No interior da depressão estão preservados sedimentos do Miocénico com níveis carbonatados e fossilíferos e sedimentos plio-quaternários (FEIO, 1951; CACHÃO, 1995; PEREIRA, 1990; PIMENTEL e AMARO, 2000).

No sector setentrional do fosso, o bordo ocidental é limitado pela falha de Novas Castelãs, que é constituída por diversos troços sucessivos de direcção NNE-SSW, deslocados por falhas de transferência, com salto esquerdo (PIMENTEL e AMARO, 2000). Em Nova Castelãs (O15, Fig. 4.8) (Folha 49 - A Odeceixe) observou-se o contacto por falha entre o soco varisco e os depósitos plio-quaternários com orientação (N20ºE, 80ºW) (*op. cit.*). Junto ao contacto observou-se um plano nos xistos de atitude (N7ºE, 48ºW) com estrias de *pitch* 10ºN, o que indica movimentação esquerda, com uma componente de movimentação inversa. O bordo oriental é mais complexo, com falhas de direcção NE-SW (falhas de Abris e de Cerca), ligadas por acidente de direcção NW-SE (falhas de Quintas Verdes e Monte da Cruz) (*op. cit.*).

No sector meridional do fosso, o bordo ocidental é limitado pela falha de Aljezur que constitui o prolongamento para S da falha de Novas Castelãs (*op. cit.*). Está já representada na Carta Geológica à escala 1:500 000 (TEIXEIRA, 1972) e foi recentemente estudada por Pereira (PEREIRA, 1990) e Cabral (CABRAL, 1993, 1995).

O acidente tem direcção NNE-SSW e desnivela a plataforma litoral em cerca de 100 m (PEREIRA, 1990, fig. 44), com abatimento relativo do bloco oriental, embora o movimento dominante seja de desligamento esquerdo (CABRAL, 1993, 1995). Foi reconhecido em afloramento, referenciado por Pereira e Cabral (PEREIRA, 1990, pp. 243-244, fig. 44 e CABRAL, 1995, pp. 166, 167, fig. 37), a sul de Aljezur, no talude de um caminho de acesso da E.N. 120 ao campo de futebol de Aljezur (M19, Fig. 4.8) (Folha 49 - C Monchique). Neste local observa-se o contacto por falha entre os xistos do Paleozóico a oeste e um depósito conglomerático, a este, de cor ocre - avermelhada, heterométrico, constituído por calhaus de quartzito, quartzo e grauvaque sub-rolados, calhaus de sienito muito alterados, numa matriz silto-argilosa, com leitos de arenito

médio intercalados (Leques Aluviais Inferiores de PEREIRA ?). O depósito tem uma inclinação geral de 20º para sul. Assenta sobre um arenito fino de cor vermelha alaranjada com manchas cinzentas amareladas, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo sub-angulosos a sub-rolados, matriz silto-argilosa, com bolsadas e/ou calhaus dispersos de quartzo sub-rolados e, em menor quantidade, de quartzito e grauvaque sub-rolados (Formação Vermelha de PEREIRA ?).

A zona de falha, com cerca de 1,5 m a 2 m de largura, é constituída por brecha de xisto envolta numa argila (*fault gouge*) com alguma ferruginização (CABRAL, 1993, fot. 57 e 1995, p. 166, fig. 37). Segundo as medições efectuadas por Cabral (1993) em dois pontos do contacto entre o xisto e o depósito, o plano tem orientações respectivamente de (N10ºE, 88ºSE) e (N15ºE, 87ºNW), com estrias pouco nítidas, inclinando 7ºS (CABRAL, 1995, p. 166-167). Pelos critérios observados por este autor, a falha teve movimentação oblíqua com descida relativa do lábio oriental e deslocamento horizontal esquerdo. A sul, no talude de um caminho, aproximadamente 10 m abaixo do afloramento anterior (Foto 4.5), também se observou o contacto entre os xistos e o depósito grosseiro, com uma atitude de (N10ºE, 70ºW), estrias sub-horizontais, pouco nítidas, a inclinar, quer para norte, quer para sul, que podem indicar dois períodos de movimento diferentes, respectivamente movimentação direita e esquerda ou pequenos ajustamentos locais que produziram os dois tipos de estrias.

A ausência de uma expressão morfológica no contacto indica um retoque erosivo posterior à última



Foto 4.5 - Contacto por falha entre os xistos do Paleozóico, a W, e um depósito conglomerático - (Leques Aluviais Inferiores de PEREIRA ?), a E, em Aljezur, a sul do caminho de acesso da E.N. 120 ao campo de Futebol de Aljezur (M19, Fig. 4.8). O contacto tem orientação (N10ºE, 70ºW).

movimentação da falha, que nivelou o substrato paleozóico e o depósito Plio-Quaternário (PEREIRA, 1990, p. 244, fig. 44 - D). Este retoque erosivo poderá ter recuado a escarpa de falha, não sendo necessário colocar um segundo acidente paralelo à falha de Aljezur, localizado a W.

Na estrada para a praia da Amoreira, 200 m a WNW do cruzamento da estrada Aljezur - Lagos, 200 m a S do corte anterior (M20, Fig. 4.8) (Folha 49 - C Monchique), também se observou o contacto por falha entre os xistos do Paleozóico e o arenito fino a médio de cor vermelha alaranjada com manchas cinzentas, mal calibrado, constituído essencialmente por grãos de quartzo sub-angulosos a sub-rolados e matriz silto-argilosa (Formação Vermelha de PEREIRA ?). O plano no contacto tem uma atitude de (N25ºE, 65ºW).

Além dos afloramentos atrás referidos, onde se pode observar a falha de Aljezur, foram referenciados por Pereira e Cabral outros locais na área, onde, segundo estes autores, existem também manifestações de actividade neotectónica, nomeadamente:

- no troço vestibular da ribeira de Aljezur, no talude da estrada para a praia, junto a Amoreira (O11, Fig. 4.8) (Folha 49 - A Odeceixe), onde se observa um filão dolerítico intruído nos xistos, de orientação ENE-WSW e uma zona de falha sub-vertical que afecta o xisto, com 90 cm de largura, em que o xisto se apresenta cisalhado, com diversas superfícies de movimento estriadas, de orientação aproximada N60ºE - N70ºE, sub-verticais, e estrias com um *pitch* geralmente elevado (CABRAL, 1995, p. 167). Segundo estes autores, a falha, no seu prolongamento para o topo do talude, passa a fazer o contacto entre os xistos e "um "prisma" de material de natureza incerta, que não nos foi possível confirmar por dificuldade de acesso à área superior do afloramento, mas que parece corresponder a uma acumulação sedimentar coluvial" (CABRAL, 1995, p.167). Embora estes autores já coloquem a possibilidade deste "prisma" de material ser apenas uma variação litológica, ou alteração dos xistos, concluem que o acidente foi reactivado durante o Quaternário, na hipótese do material ser uma acumulação sedimentar coluvial (PEREIRA, 1990; CABRAL, 1993, 1995). Recentemente, visitámos este local, com Cabral e verificamos, devido a uma melhor exposição do talude, que o tal "prisma" é constituído por xisto, não indicando, assim, actividade neotectónica;
- no troço vestibular da ribeira de Aljezur, no talude da estrada para a praia da Amoreira, no lugar do Malhão (O12, Fig. 4.8) (Folha 49 - A Odeceixe), observou-se o contacto de xistos do Paleozóico com um depósito grosseiro, heterométrico, com calhaus de xisto angulosos e seixos de quartzo

rolados (depósito de vertente). A superfície de contacto é pouco inclinada, planar e é assinalada por uma fina película de material esbranquiçado, onde se visualizam estrias (PEREIRA, 1990; CABRAL, 1993, 1995). Cabral apresenta várias medições do plano e respectivas estrias que definem um plano médio com atitude de (N70ºE, 30ºS) e estrias de *pitch* 59ºSW (CABRAL, 1995, p. 168) (Fig. 4.9). Embora com algumas reticências, estes autores, a partir de critérios cinemáticos, consideram que o acidente tem movimentação vertical inversa, uma ligeira componente de movimentação horizontal direita, com as rochas do soco a cavalgar o depósito, provavelmente do Quaternário, portanto com actividade neotectónica, em regime compressivo.

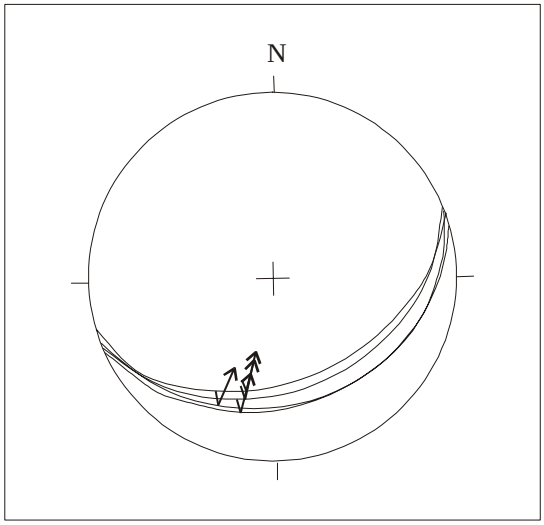


Fig. 4.9 - Projecção estereográfica dos planos de falha e respectivas estrias medidos por Cabral (CABRAL 1995, p. 168, anexo 2, diagrama 24/2b), correspondentes à falha do Malhão, no troço vestibular da ribeira de Aljezur, no talude da estrada para a praia da Amoreira, no lugar do Malhão (O12, Fig. 4.8) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

- junto ao terraço de S. Pedro (O5, Fig. 4.8) (PEREIRA, 1990, p. 324) (Folha 49 - A Odeceixe) observou-se uma falha no xisto de direcção aproximada N20ºE, que afecta o substrato. Embora este acidente, não afecte depósitos recentes, esta autora atribui-lhe algumas evidências geomorfológicas. Por outro lado, também parece estar no prolongamento da falha de Aljezur, podendo assim concluir-se que faz parte deste sistema de falhas.
- 500 m a ENE do vértice geodésico Aldeia Velha, a W da Estrada Nacional 120, km 140,2, no caminho em direcção à linha de água, (O13, Fig. 4.8) (Folha 49 - A Odeceixe), observa-se o contacto anormal entre os xistos do Paleozóico e um depósito arenítico (Formação Vermelha de PEREIRA), com uma direcção aproximada de N20ºE, sub-vertical. Embora não fosse possível confirmar se o contacto é por falha, por dificuldade de acesso, este afloramento está localizado no prolongamento norte do sistema de falhas de Aljezur.

Em conclusão, pode considerar-se que:

- as falhas de Novas Castelãs e Aljezur apresentam actividade neotectónica, pois apresentam evidências geomorfológicas e afectam depósitos plio-quaternários;

- a falha de Novas Castelãs jogou como desligamento esquerdo, com uma componente de movimentação inversa;
- a falha de Aljezur jogou essencialmente como desligamento esquerdo, podendo eventualmente ter rejogado como desligamento direito;
- existem estruturas activas secundárias que indicam actividade neotectónica na área.

As estruturas observadas na área são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção próxima de N-S (N-S a NNW-SSE).

4.2.4.1.3. Fosso de Pedralva

O fosso de Pedralva é uma depressão tectónica assimétrica de direcção NE-SW, e estende-se desde Pedralva ao vale transversal da Rib.ª da Carrapateira (Pereira, 1990, p. 251). É limitado a oriente por uma vertente de direcção NE-SW, bastante degradada, que, conforme Pereira (*op. cit.*), pode não corresponder a uma escarpa de falha, pois não encontrou nenhum contacto anormal, e a ocidente pela falha de Vilarinha, de direcção aproximada de NE-SW, que produz uma escarpa que desnivela a plataforma litoral de 20-30 m, com o bloco abatido basculado para SSE (Pereira, 1990, p. 251).

Pereira faz referência a um afloramento no talude da estrada Carrapateira - Vilarinha, 50 m a S da confluência Barranco do Beiçudo - Rib.ª da Carrapateira (Bo2, Fig. 4.10) (Folha 48 - D Bordeira), onde se observa um contacto anormal - falha de Vilarinha (Pereira, 1990, p. 251), entre xistos do soco e um depósito de cor vermelha, heterométrico, caótico, com blocos e calhaus de grauvaque e xisto angulosos, matriz argilosa, abarrancado por um depósito de cor vermelha, heterométrico, com calhaus de grauvaque e xisto angulosos a sub-angulosos, matriz argilosa e estratificação sub-horizontal (Fig. 4.11). Embora junto ao contacto entre os xistos e depósito exista uma superfície estriada de atitude (N12ºE, 40ºE), de estrias com um *pitch* cerca de 90º, com abatimento do depósito, não é completamente claro que este seja um contacto por falha, porque não existe deformação junto ao contacto, quer nos xistos quer no depósito, e no talude oposto, embora muito danificado, não se observa o prolongamento do acidente.

Deste modo, pode-se colocar a hipótese do depósito caótico ser resultado da fracturação dos xistos e o depósito com estratificação sub-horizontal ser apenas um depósito de vertente. Sendo assim, a superfície de separação entre os xistos e o depósito não é um contacto por falha, mas sim uma discordância.

4.2.4.1.4. Fosso da Sinceira

O fosso da Sinceira é uma depressão tectónica definida por vertentes íngremes de orientação N-S a NNE-SSW. Estende-se desde o vértice geodésico de Mosqueiro a Pedralva, tem aproximadamente 5 km de

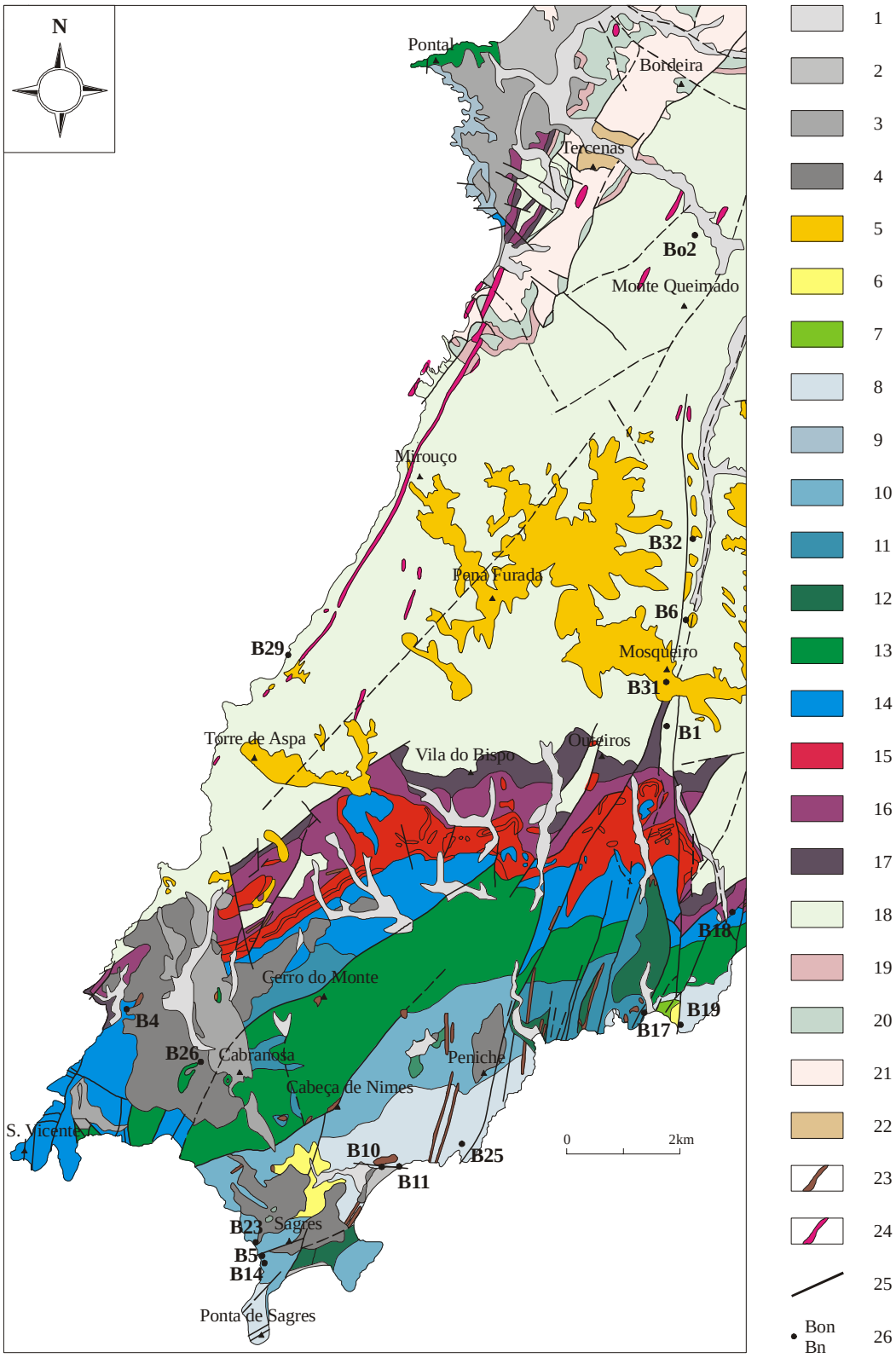


Fig. 4.10 - Mapa geológico esquemático da região de Sagres – Bordeira (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a localização dos afloramentos onde se identificaram falhas que afectam os depósitos plio-quaternários. 1, aluviões; 2, areias de praia; 3, areias de duna; 4, cascalheiras e terraços; 5, Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira; 6, Miocénico; 7, Cretácico; 8 a 11, Jurássico superior; 12 a 13, Jurássico médio; 14 a 16, Jurássico inferior; 17, Triásico; 18 a 22, Paleozóico; 23 e 24, rochas intrusivas; 25, falha; 26, N.º da estação estudada (Bon - Folha 48 - D Bordeira; Bn - Folha 51 - B Vila do Bispo).

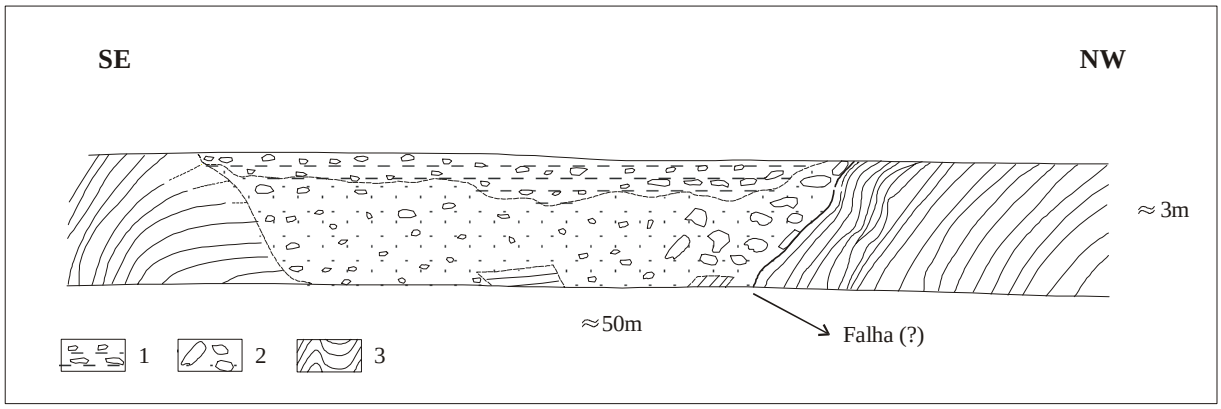


Fig. 4.11 - Contacto anormal (tectónico ou sedimentar ?) com orientação (N12ºE, 40ºE) entre xistos e um depósito conglomerático heterométrico, no talude da estrada Carrapateira - Vilarinha, 50 m a S da confluência Barranco do Beiçudo - Rib.ª da Carrapateira (Bo2, Fig. 4.10). 1, depósito de cor vermelha, heterométrico, caótico, com blocos e calhaus de grauvaque e xisto angulosos, matriz argilosa; 2, depósito de cor vermelha, heterométrico, com calhaus de grauvaque e xisto angulosos a sub-angulosos, matriz argilosa e estratificação sub-horizontal; 3, xistos e grauvaques do Paleozóico.

comprimento e um máximo de largura de 1 km. O bordo ocidental é limitado pela falha da Sinceira que desloca a plataforma litoral de cerca de 50 m (Feio, 1951; Pereira, 1990). O bordo oriental é limitado por uma escarpa que, segundo Pereira, tem uma forma simples, rectilínea, e um comando aproximadamente de 100 m no extremo setentrional (Pereira, 1990, pp. 249 - 250). O fundo da depressão está ligeiramente basculado para norte (Pereira, 1990, p. 249).

A falha da Sinceira foi reconhecida por diversos autores e vem representada na Carta Geológica de Portugal escala 1:50 000, Folha 51 - B Vila do Bispo (Manuppella *et al.*, 1972). Tem direcção geral NNE-SSW, na continuação do sistema de falhas que gerou as depressões acima descritas, prolongando-se até ao litoral meridional, ramificando-se a partir do vértice geodésico de Mosqueiro, o que origina um vasto leque de falhas que se estende desde a Ponta dos Caminhos, a oeste, até à Ponta da Torre a este.

Foi reconhecida em afloramento por Feio (1951), 50 m a oeste do Monte da Sinceira, no talude do caminho de Mosqueiro para o Monte da Sinceira (B6, Fig. 4.10) (Folha 51 - B Vila do Bispo). Este afloramento é posteriormente referenciado por Pereira (Pereira, 1990, p. 248) e estudado por Cabral (Cabral, 1995, p.168). Neste local, observa-se o contacto por falha entre xistos do soco, a ocidente, e um arenito arcósico grosseiro de cor vermelha, com manchas cinzentas, constituído por grãos de quartzo e feldspato, numa matriz siltítica, a oriente - Areias de Faro-Quarteira (Formação de Pena Furada de Pereira ?) (Foto 4.6). Junto ao contacto o arenito apresenta-se ferruginizado e os xistos deformados e alterados. A caixa de falha é constituída por *fault gouge* com aproximadamente 70 cm de largura. O contacto tem uma atitude de (N11ºE, 80ºE) com estrias a inclinar 12º S e 64ºS (?). Cabral identificou num plano, no contacto,



Foto 4.6 - Contacto por falha entre xistos do Paleozóico, a W, e um arenito arcósico grosseiro de cor vermelha (Areias de Faro-Quarteira), a E, no talude do caminho de Mosqueiro para o Monte da Sinceira, 50 m a oeste do Monte da Sinceira (B6, Fig. 4.10). O plano tem orientação de (N11ºE, 80ºE).

com atitude de (N18ºE, 88º-90ºE), estrias, pouco nítidas, inclinando 27ºS e 20ºN (CABRAL, 1995, p.168). Foram ainda medidos dois planos secundários, no interior da caixa de falha e nas areias, a 2 m do contacto, com orientação respectivamente de (N2ºE, 75ºE), com estrias a inclinar 14ºS, e (N72ºW, 85ºW), com estrias a inclinar 13ºS (Fig. 4.12).

No caminho 400 m a W de Sinceirinha, 200 m a E de Vale de Besteiros (B32, Fig. 4.10) (Folha 51 - B Vila do Bispo), também se observou um contacto por falha entre os xistos do soco, a ocidente, e um arenito médio, com intercalações de arenito grosseiro, de cor vermelha-alaranjada, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo sub-rolados, alguns de feldspato, agregados por um cimento vermelho, semelhante ao arenito do afloramento anterior – Areias de Faro-Quarteira (Formação de Pena Furada de PEREIRA ?), a oriente. O arenito junto ao contacto apresenta-

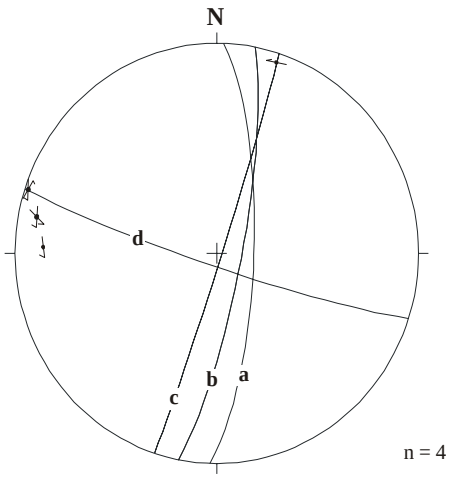


Fig. 4.12 - Representação gráfica dos pólos e planos medidos na zona de contacto entre os xistos do Paleozóico e Areias de Faro-Quarteira (Formação de Pena Furada de PEREIRA ?), 50 m a oeste do Monte da Sinceira, no talude do caminho de Mosqueiro para o Monte da Sinceira (B6, Fig. 4.10) (rede de *Schmidt,* hemisfério inferior). a e b, planos no contacto; c, plano no interior da caixa de falha; d, plano nas Areias de Faro-Quarteira.

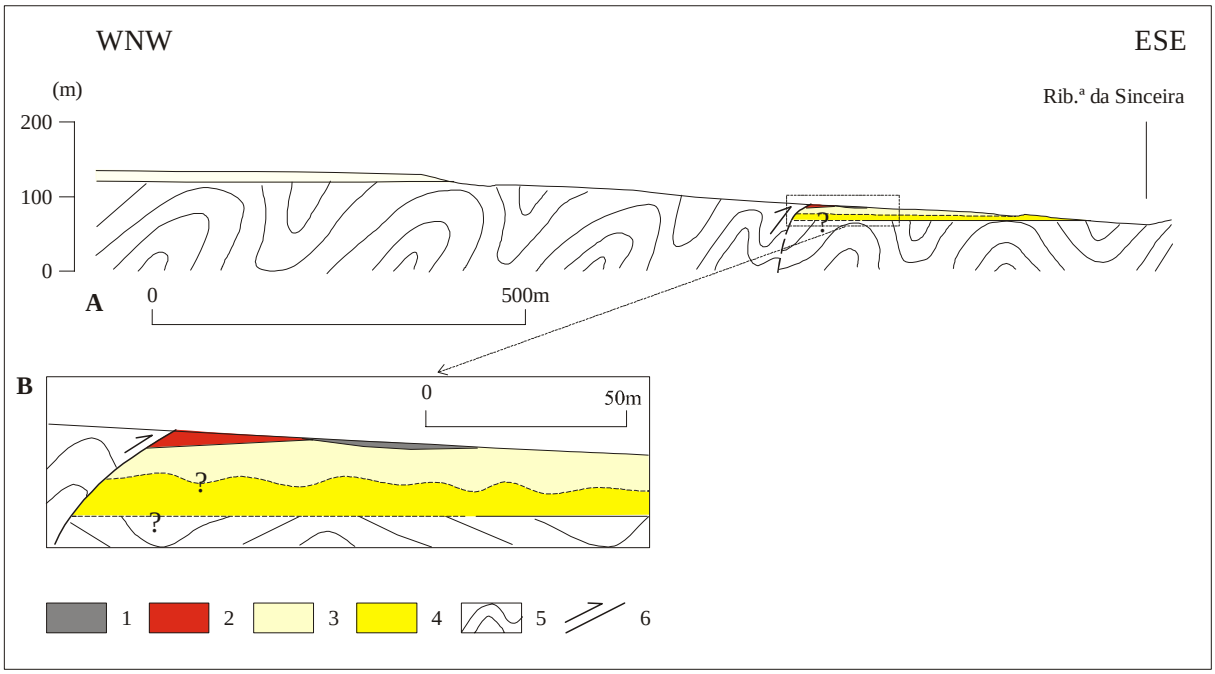


Fig. 4.13 - Contacto por falha entre os xistos do Paleozóico, a W, e Areias de Faro-Quarteira (Formação de Pena Furada), a E, no caminho 400 m a W de Sinceirinha, 200 m a E de Vale de Besteiros (B32, Fig. 4.10). O plano tem orientação (N14ºE, 34ºW). A - corte geológico sintético entre a Lagoa Funda e a Ribeira da Sinceira, onde se observa a relação entre os vários depósitos plio-quaternários com a falha da Sinceira; B - pormenor; C, - afloramento; 1, depósito de vertente de xisto; 2, Areias de Faro-Quarteira; 3, Formação de Ameijeira; 4, Miocénico; 5, Paleozóico; 6, falha com a seta a indicar a componente de movimentação segundo a inclinação.

se ferruginizado e os xistos deformados. A atitude do plano de contacto é (N14ºE, 34ºW) colocando os xistos sobre os sedimentos (Fig. 4.13 C). A preencher o vale, neste local, existe um arenito com características litológicas muito semelhantes à Formação de Ameijeira. Embora não se observe o contacto entre os dois tipos de depósito, é credível que o depósito que se observa a preencher o vale esteja estratigraficamente por baixo. Neste caso podemos estabelecer a relação destes depósitos no interior do *graben* da Sinceira (Fig. 4.13).

A passagem da falha na zona do vértice geodésico de Mosqueiro não é clara, pois não parece afectar as areias de cobertura plio-quaternárias da plataforma (Formação de Ameijeira de Pereira, 1990), que se observam, em corte, aproximadamente 200 m a sul deste vértice (B31, Fig. 4.10) (Folha 51 - B Vila do Bispo), junto ao traçado provável do acidente, e onde não é visível macroscopicamente qualquer tipo de deformação. É provável que o acidente passe ligeiramente a este deste afloramento, estando mascarado pelas areias de cobertura actuais. Cerca de 1km a sul do vértice geodésico de Mosqueiro, no caminho a oeste da Moita do Ganho (B1, Fig. 4.10) (Folha 51 - B Vila do Bispo), observa-se um contacto linear ao longo de várias dezenas de metros, entre as areias de cobertura e os xistos do soco. Embora não se tivesse identificado qual a natureza deste contacto, devido à ausência de cortes, suspeita-se que este possa ser por

falha. Próximo deste contacto afloram Arenitos de Silves, do Triásico, afectados por falhas com direcção geral NNE - SSW, com planos de movimento estriados que indicam movimentação vertical normal e movimentação horizontal, quer direita, quer esquerda, indicando várias fases de movimento na falha (Fig. 4.14).

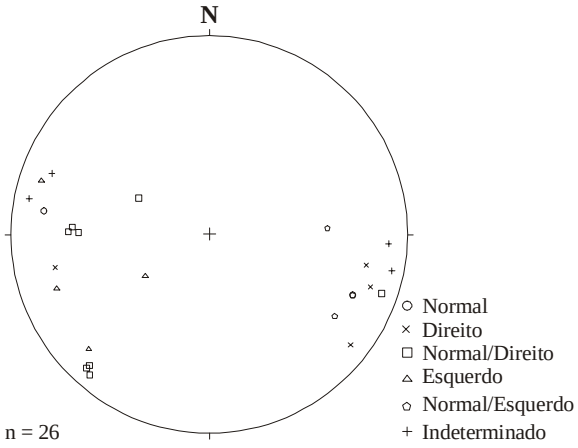


Fig. 4.14 - Projecção estereográfica dos pólos dos planos de falha medidos em Arenitos de Silves (Triásico), na zona de Moita do Ganho (B1, Fig. 4.10) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

No litoral, na praia do Zavial (B17/B19, Fig. 4.10) (Folha 51 - B Vila do Bispo), observa-se um conjunto de falhas que afectam o Mesozóico, de direcção geral N-S a NNE-SSW, inclinando quer para oeste, quer para este (Fig. 4.15), de um modo geral normais, com ligeira componente de movimentação horizontal, geralmente, direita. A este da praia, na Ponta da Torre, existe um contacto por falha entre calcários do Jurássico e calcarenitos do Miocénico de orientação (N2ºW, 58ºW), estrias com um *pitch* de 85ºN, que indica movimento vertical normal com uma ligeira componente de movimento horizontal direita.

Na Laje do Pau (B25, Fig. 4.10) (Folha 51 - B Vila do Bispo) também se observaram espelhos de falha que afectam o Jurássico, com direcção NNE-SSW. Nesta área existem Areias de Faro-Quarteira

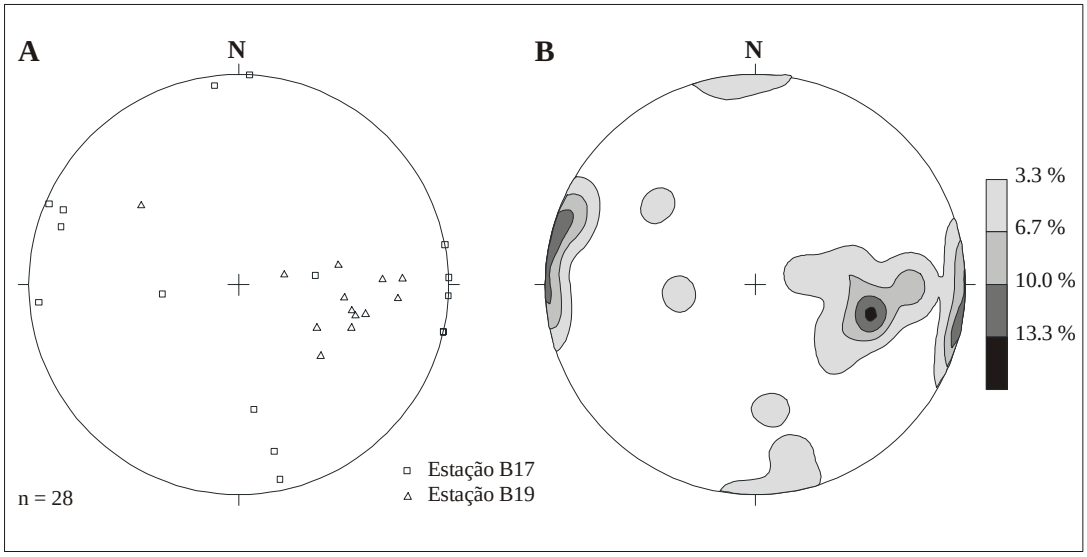


Fig. 4.15 - Representação gráfica dos pólos de falha medidos em rochas do Mesozóico, e o contacto tectónico entre rochas do Jurássico e a Formação de Lagos Portimão de atitude (N2ºW, 58ºW), na praia do Zavial (B17/19, Fig. 4.10) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das falhas; diagrama de contornos de densidades dos pólos das falhas.

(Formação da Charneca do Farol de PEREIRA, 1990), com fracturas, a preencher o carso desenvolvido nas rochas carbonatadas do Jurássico.

Em conclusão, pode-se considerar que a falha da Sinceira é um acidente que teve vários comportamentos geodinâmicos no Plio-Quaternário, funcionando, ora como desligamento esquerdo, ora como direito com uma componente de movimentação inversa. Posteriormente à deposição das Areias de Faro-Quarteira (Formação de Pena Furada de PEREIRA ?), que constituem o preenchimento do *graben* da Sinceira, a falha rejogou essencialmente em regime de desligamento com uma componente de movimentação vertical inversa, com indicadores cinemáticos (estrias) evidenciando movimentação quer esquerda, quer direita.

O acidente da Sinceira apresenta actividade neotectónica pois afecta depósitos que são considerados do Pliocénico superior (Formação de Pena Furada), além de apresentar evidências geomorfológicas, pois desloca a plataforma litoral em cerca de 50 m (FEIO, 1951a, pp. 440-441; CABRAL, 1995, p. 169).

As estruturas observadas na área são compatíveis com um regime tectónico compressivo com a compressão máxima (σ_1) a variar entre uma direcção NW-SE e NE - SW.

4.2.4.1.5. Síntese

Como se pode inferir pelo estudo dos diversos afloramentos ao longo do traçado do sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira – Ingrina, o comportamento geodinâmico desta estrutura variou durante o Plio-Quaternário.

A norte do fosso de Pedralva, no troço de Aljezur, o acidente comporta-se como um desligamento esquerdo com componente de movimentação inversa, compatível com uma compressão máxima (σ_1) de direcção NW-SE, enquanto que a sul deste fosso, principalmente no troço da Sinceira, o acidente tem planos estriados que indicam movimentação horizontal, quer direita, quer esquerda, com uma componente de movimentação inversa e que são compatíveis com uma compressão máxima (σ_1) variando de NW-SE a NE-SW.

O movimento inverso numa falha pode ser produzido em regime tectónico de desligamento, bastando para isso uma pequena rotação local do campo de tensões ou uma rotação do plano de falha. Contudo, o plano medido em Sinceirinha, cuja atitude é muito semelhante ao traçado geral da falha, com uma inclinação baixa (34ºW), sugere uma componente de movimentação vertical inversa importante, implicando um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção WNW-ESE a NW-SE.

Pelo exposto verificamos que a compressão máxima (σ_1), a que o sistema de fracturas S. Teotónio

- Aljezur - Sinceira – Ingrina, variou de WNW-ESE a NE-SW, após a deposição das Areias de Faro-Quarteira.

A deficiente datação das unidades sedimentares de referência afectadas pelas deformações, não permite precisar a cronologia dos movimentos nas diversas estruturas, dificultando a identificação de deformações finitas a uma escala cronológica mais fina e, consequentemente, a definição dos campos da tensão correlativos (DIAS e CABRAL, 1995b).

Contudo, poderemos considerar três campos compressivos distintos, reflectindo uma modificação progressiva da trajectória da tensão, com a tensão compressiva máxima horizontal orientada aproximadamente:

- NNW-SSE a NW-SE, tendo o acidente funcionado como desligamento esquerdo;
- WNW-ESE a NW-SE, com o acidente a ser reactivado, nalguns troços, com uma componente de movimentação inversa importante;
- NE-SW, com o acidente a ser reactivado apenas na sua parte mais meridional, a sul do fosso de Pedralva, como desligamento direito (este último episódio está apenas fundamentado pelas estrias que se observaram na Sinceira).

O empolamento da superfície da plataforma litoral, na zona do vértice geodésico de Torre de Aspa, é interpretado como deformação associada à movimentação de falhas activas localizadas na plataforma litoral a S ou a W, em resposta ao regime tectónico compressivo regional.

A oeste do fosso de Alfambras, na zona do vértice geodésico de Valinhos, a superfície planáltica litoral atinge os 182 m. Este empolamento pode corresponder a um *push-up* resultante de uma curvatura restritiva da falha de Aljezur, que roda de NNE-SSW para N-S, inflectindo novamente para NE-SW, em relação com desligamento esquerdo no acidente tectónico. No troço do acidente de direcção N-S a escarpa é rectilínea e está bem conservada e no troço de direcção NE-SW a escarpa é complexa, apresentando um patamar intermédio (PEREIRA, 1990, p. 243).

4.2.4.2. Praia do Castelejo

Na praia do Castelejo observa-se uma duna consolidada, designada por Ilhéu do Castelejo (PEREIRA, 1990, p. 335) (B29, Fig. 4.10) (Folha 51 - B Vila do Bispo). Apresenta estratificação entrecruzada, cujas lâminas de inclinação variam entre os 2º e 16ºW, com intercalações de um depósito conglomerático de cor castanha- avermelhada, heterométrico, constituído por calhaus de grauvaque angulosos a sub-angulosos, numa matriz silto-argilosa. Assenta num depósito conglomerático de cor cinzenta acastanhada, heterométrico,

constituído por calhaus de grauvaque, calcário e alguns de quartzo e grés rolados, com matriz arenosa, compreendendo um depósito de praia, que por sua vez assenta em xistos da plataforma litoral actual. A orientação da estratificação deste último depósito é (N38ºE, 22ºNW) sugerindo o basculamento da plataforma após a deposição deste, para NW. Neste caso, a idade da duna pode testemunhar o limite superior deste basculamento.

No barranco que dá acesso à praia (Barranco do A. de Marinho), junto ao parque de estacionamento, observam-se fracturas na duna consolidada materializadas por planos de dureza, com uma direcção geral aproximada de E-W.

Na praia da Cordoama observou-se uma falha que afecta os xistos paleozóicos, selada por um depósito conglomerático, grosseiro, heterométrico, constituído por calhaus de xisto e grauvaque sub-angulosos a angulosos, com matriz argilosa, correspondendo provavelmente a um depósito de vertente, com alguma fracturação. Sobre este depósito assentam areias de duna consolidadas com a estratificação a inclinar para sudoeste.

4.2.4.3. Região de Sagres

A região de Sagres (Folha 51 - B Vila do Bispo) é a zona que está localizada mais próxima das estruturas activas recentemente identificadas a E do banco de Gorringe, nomeadamente a falha do Marquês de Pombal (Zitellini *et al.*, 1999, 2000).

Nesta região, os depósitos de cobertura plio-quaternários assentam, quer no substrato paleozóico, como por exemplo, no vértice geodésico de Torre de Aspa, quer preenchendo um carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, que apresentam uma deformação considerável, evidenciada por dobramentos, falhas (normais e inversas) e diaclasamento, bem visíveis nas diferentes praias.

Nesta área identificaram-se e estudaram-se diversas manifestações de actividade neotectónica, que se traduzem por fracturas (diaclases e/ou falhas) afectando os depósitos plio-quaternários, nomeadamente nas praias do Telheiro, Tonel e Martinhal.

4.2.4.3.1. Praia do Telheiro

Na zona da praia do Telheiro (B4, Fig. 4.10) ocorrem vários tipos de depósitos areníticos, alguns deles afectados por fracturas (diaclases e/ou falhas), que aparentemente não estão relacionados entre si, designadamente:

- a preencher cavidades cársicas aflora um arenito que Pereira (1990) subdividiu em:
  - Arenito Inferior do Telheiro – arenito médio a grosseiro, de cor variada, com raros leitos

conglomeráticos de calhaus rolados, e um leito compacto ferruginizado. É constituído por grãos de quartzo sub-angulosos e sub-rolados, com mica relativamente abundante. Tem folhetos carbonatados, de um modo geral, horizontais (PEREIRA, p. 266, 1990);

- Arenito superior do Telheiro – arenito argiloso, com alternância de leitos de granularidade diferente, alguns com fragmentos de concha. É constituído por grãos de quartzo angulosos e sub-angulosos, sem mica, com pequenos seixos de quartzo e calcário rolados dispersos, e um leito de clastos de arenito ferruginizado (restos de couraça) intercalado. Tem folhetos de calcário verticais e uma espessura máxima observada de 2,5 m. Assenta por abarrancamento no anterior (PEREIRA, p. 266, 269, 1990);

- na arriba, a norte da praia do Telheiro, à cota de aproximadamente 60 m, existe um arenito grosseiro de cor esbranquiçada, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo sub-rolados, com calhaus de calcário rolados (dimensão máxima observada 10 cm) e restos de conchas dispersos – depósito de praia;
- no topo da arriba, a norte da praia do Telheiro, à cota de aproximadamente 70 m, aflora da base para o topo:
  - depósito conglomerático, heterométrico, constituído por calhaus de grauvaque, raros clastos de Arenito de Silves e calhaus de calcário, rolados, que assenta no substrato – depósito de praia;
  - arenito médio a grosseiro de cor alaranjada, constituído por grãos de quartzo e alguns de feldspato, sem mica com níveis ferruginosos – Areias de Faro-Quarteira (Formação da Charneca do Farol de PEREIRA);
  - areias de duna consolidadas.

Embora Pereira considere que o Arenito Inferior do Telheiro seja posterior à Formação da Charneca do Farol, devido à sua posição topográfica, assim como à morfoscopia dos grãos (PEREIRA, 1990), pensamos, pelo contrário, que o Arenito Inferior do Telheiro, devido à presença abundante de mica, característica da Formação de Ameijeira, pode corresponder a esta, neste caso, preservada no interior de uma cavidade cársica.

Com efeito, segundo a síntese apresentada anteriormente, para a evolução da plataforma litoral, na zona de Sagres (sub-capítulo 4.1.3), consideramos, de acordo com os vários autores (CACHÃO, 1995; BOSKI *et al.*, 1995), um período de erosão e carsificação anterior à deposição da Formação de Ameijeira (Fig. 4.5 C, D). Esta formação preencheu as cavidades cársicas existentes. Embora numa fase de erosão posterior,

mas anterior à sedimentação de Areias de Faro-Quarteira (Formação da Charneca do Farol) (Fig. 4.5 F, G, H), a Formação de Ameijeira tenha sido parcialmente erodida, com o esvaziamento de grande parte das cavidades cársicas, ficando no entanto alguns testemunhos preservados, observáveis nalguns locais, dos quais o Arenito Inferior do Telheiro pode ser um exemplo.

Quanto ao Arenito superior do Telheiro, estamos de acordo com a interpretação dada por Pereira, que considera que este arenito se formou a expensas da Formação da Charneca do Farol, justificada pela semelhança litológica, mas com um grau de rolamento que o distingue desta formação, além da presença de fragmentos de conchas e de restos de couraça (Foto 4.7).



Foto 4.7 - Aspecto do Arenito Superior do Telheiro, na praia do Telheiro (B4, Fig. 4.10). Note-se a forte inclinação dos folhetos de calcário que, por vezes, estão próximos da vertical.

Em síntese, e segundo o nosso ponto de vista, consideramos que a posição cronológica dos depósitos areníticos que se observam nesta área é, da base para o topo:

- Arenito Inferior do Telheiro (Formação de Ameijeira);
- Areias de Faro-Quarteira (Formação da Charneca do Farol);
- Arenito superior do Telheiro e o depósito de praia (à cota de 60 m) com fragmentos de conchas;
- dunas consolidadas.

Como já foi referido, existem evidências de actividade neotectónica nalguns destes depósitos areníticos, materializadas por fracturas (diaclases e/ou falhas) (Foto 4.8). As falhas têm inclinações próximas da vertical e apresentam duas orientações preferenciais, de direcção NNW-SSE e WNW-SSE (Fig. 4.16 A). As

separações verticais, quer inversas, quer normais, variam entre os 7 e os 35 cm. As diaclases também definem dois conjuntos principais, cuja direcção é NNE-SSW e WNW-SSE.

As diaclases afectam, de um modo geral, todos os depósitos.

As falhas apenas foram observadas a afectar o Arenito Inferior do Telheiro, nomeadamente (Fig. 4.16 A):

- no areeiro 400 m a oeste da praia mediram-se falhas com as seguintes atitudes: (N25ºW, 68ºE), separação vertical inversa de 7 cm; (N22ºW, 85ºW), separação vertical de 25 cm; (N87ºW, 88ºS); (N84ºW, 82ºS), separação vertical inversa de15 cm (Fig. 4.16 B) (Foto 4. 7); (N62ºW, 68ºS), separação vertical normal de 12cm; (N83ºW, 81ºN), separação vertical normal de15 cm;



Foto 4.8 - Falha a afectar o Arenito Inferior do Telheiro, na praia do Telheiro (B4, Fig. 4.10 e 4.16 B). O acidente tem orientação de (N84ºW, 82ºS), separação vertical inversa de 15 cm, com subida do bloco sul.

- na linha de água, 300 m a oeste da praia, mediram-se falhas com as seguintes atitudes: (N22ºE, 73ºE) inversa; (N12ºW, 61ºE), separação vertical inversa de 8 cm;
- em corte a 250 m a oeste da praia mediram-se falhas com as seguintes atitudes: (N82ºW, 86ºN), direita, com estrias a inclinar 28ºE; (N87ºW, 76ºS); (N83ºE, 75ºS); (N16ºW, 65ºE), separação vertical normal de 16 cm e estrias de orientação (25º, N13ºE) que indicam movimento esquerdo; (N57ºW, 90º), separação horizontal direita de 3 mm medida num calhau partido; (N2ºW, 90º), separação vertical de 35 cm, abatimento de este; (N11ºW, 85ºS) separação vertical inversa de 3 cm; (N3ºE, 80ºE), separação vertical normal de 5 cm; (N12ºW, 85ºE), separação vertical inversa de 16 cm (Fig. 4.16 C). Na base do depósito, no substrato calcário do Jurássico, observaram-se diversos planos de falha, com diversas orientações (Fig. 4.17). O acidente principal tem orientação

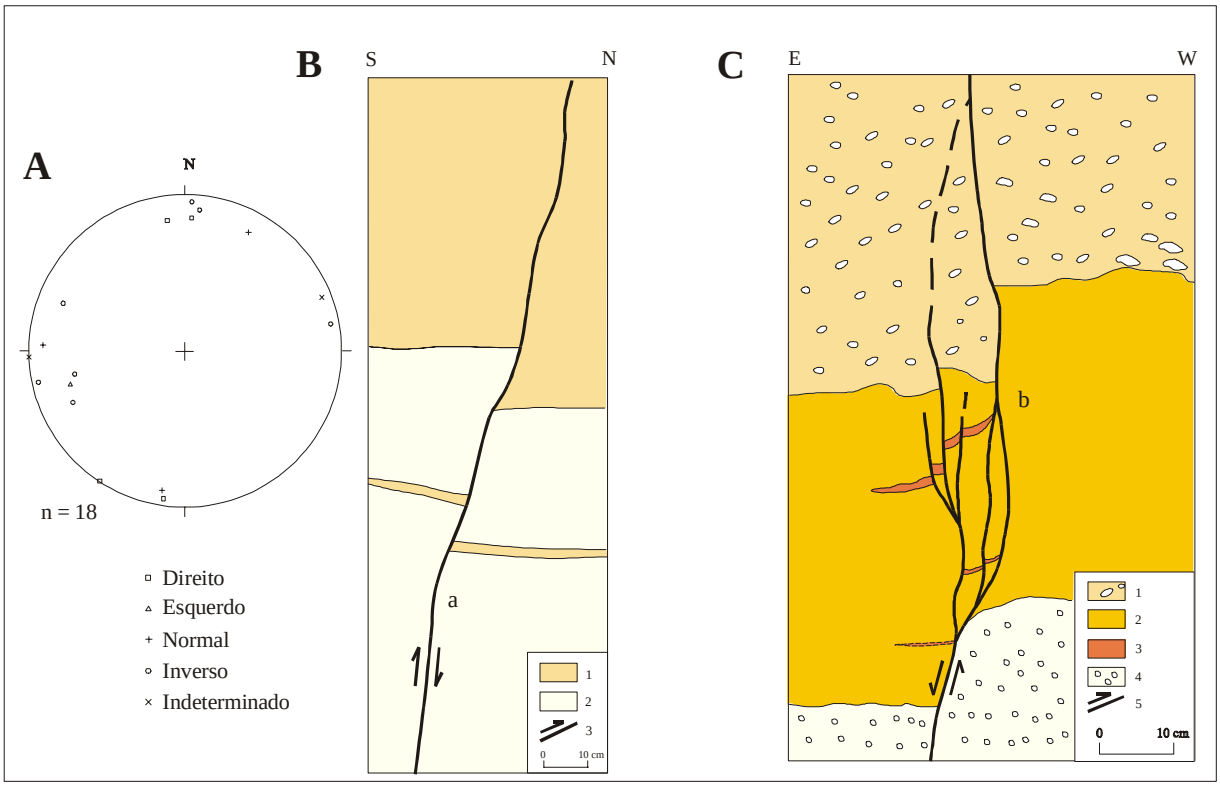


Fig. 4.16 - Exemplos de falhas que afectam os depósitos plio-quaternários, na Praia do Telheiro (B4, Fig. 4.10). A - projecção estereográfica dos pólos dos planos de falha medidos no Arenito Inferior do Telheiro (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); B - 1, arenito grosseiro; 2, arenito médio a fino; 3, falha com sentido de movimento; a, (N84ºW, 82ºS). C - 1, arenito grosseiro com pequenos seixos de quartzo e sem matriz; 2, arenito fino a silte; 3, nível argiloso; 4, arenito grosseiro com matriz; 5, falha com sentido de movimento; b, (N12ºW, 85ºE).

(N14ºW, 85ºE) com movimentação horizontal esquerda.

A sul da praia do Telheiro, entre o Cabo de S. Vicente e a praia do Telheiro existem numerosos acidentes, que afectam o substrato Jurássico, de direcção NNW-SSE a N-S.

Em conclusão, podemos admitir que:

- embora as falhas que afectam os depósitos plio-quaternários tenham aparentemente um comportamento variado, com a presença de falhas com geometria normal e inversa, existe uma predominância de falhas com geometria inversa;
- o facto das falhas terem uma inclinação vertical a sub-vertical, pode explicar a existência de algumas falhas com geometria de falha normal, pois pequenas oscilações na inclinação do plano podem produzir efeitos geométricos diferentes (Fig. 4.16 C);
- embora, na maior parte dos casos, não se observe o enraizamento das falhas, a presença de vários acidentes no substrato sugere que as estruturas que afectam os depósitos areníticos são resultantes da movimentação destes.

Deste modo, consideramos provável um acidente activo – falha do Telheiro, de direcção NNW-SSE,

com movimentação horizontal esquerda, que passa pela praia do Telheiro e a oeste da praia de Beliche, responsável pela geração das falhas que afectam o Arenito Inferior do Telheiro. A movimentação horizontal esquerda deste acidente e a geometria e orientação das falhas, são compatíveis com um campo de tensão com a compressão máxima (σ_1) de direcção NW-SE.

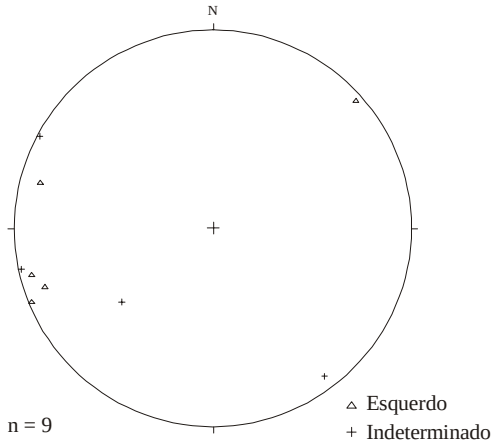


Fig. 4.17 - Projecção estereográfica dos pólos dos planos de falha medidos em calcários dolomíticos do Jurássico, na Praia do Telheiro (B4, Fig. 4.10) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

4.2.4.3.2. Vértice geodésico de Cabranosa

Num areeiro junto ao caminho Vale Santo Beliche, 750 m WNW do vértice geodésico da Cabranosa (B26, Fig. 4.10), observou-se a afectar as Areias de Faro-Quarteira (Formação da Charneca do Farol), um conjunto de fracturas verticais que definem três conjuntos de direcção N-S, NE-SW e ENE-WSW. Algumas das fracturas podem corresponder a falhas, mas devido à ausência de horizontes de referência, não foi possível identificá-las (Fig. 4.18).

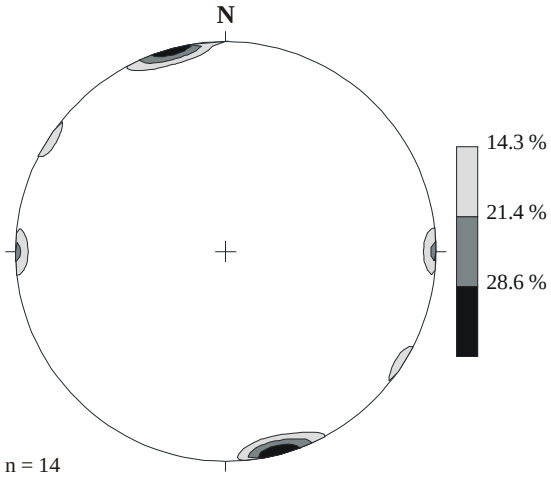


Fig. 4.18 - Diagrama de contorno de densidades dos planos de fractura medidos, 750 m WNW do vértice geodésico da Cabranosa (B26, Fig. 4.10) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

4.2.4.3.3. Praia do Tonel

Na praia do Tonel (B5, Fig. 4.10) as Areias de Faro-Quarteira (Formação de Charneca do Farol) preenchem o carso, desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico (Foto 4.9 e 4.10), cujas paredes se apresentam, por vezes, revestidas por argila de cor castanha, intensamente deformada. As areias estão localmente afectadas por uma deformação intensa, materializada por inclinações fortes, falhas e diaclases.

A norte, na praia da Cilheta (B23) (Fig. 4.10) identificou-se uma estrutura nos calcários jurássicos interpretada como um pequeno *graben* que sofreu dois episódios de inversão, um durante o Oxfordiano inferior e o outro no Quaternário (Fig. 4.19) (TERRINHA, 1998). Este último episódio é testemunhado pelas fracturas (falhas e diaclases) que afectam as Areias de Faro-Quarteira, na praia do Tonel (DIAS e CABRAL, 1995), imediatamente a S.



Foto 4.9 - Exemplos do carso, desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, preenchido por Areias de Faro-Quarteira, na praia do Tonel (B5, Fig. 4.10).

Na praia do Tonel também se observaram planos de falha afectando o Jurássico, de direcção ENE-WSW, inclinando para N, e comportamento inverso. Um plano medido nos calcários oolítitos do Jurássico tem orientação (N75ºE, 75ºN), com estrias com um *pitch* de 75ºE, indicando movimentação inversa e uma ligeira componente de desligamento esquerdo.

As falhas que afectam as areias têm, de um modo geral, geometria de falha inversa e, a orientação dos planos medidos, definem, aproximadamente três conjuntos de direcções ENE-WSW, o mais representativo, NW-SE e NNE-SSW (Fig. 4.20). Estas aparecem quer:

- junto às paredes, revestidas por argila, das depressões cársicas,



Foto 4.10 - Aspecto do preenchimento por Areias de Faro-Quarteira, do carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, na praia do Tonel (B5, Fig. 4.10).

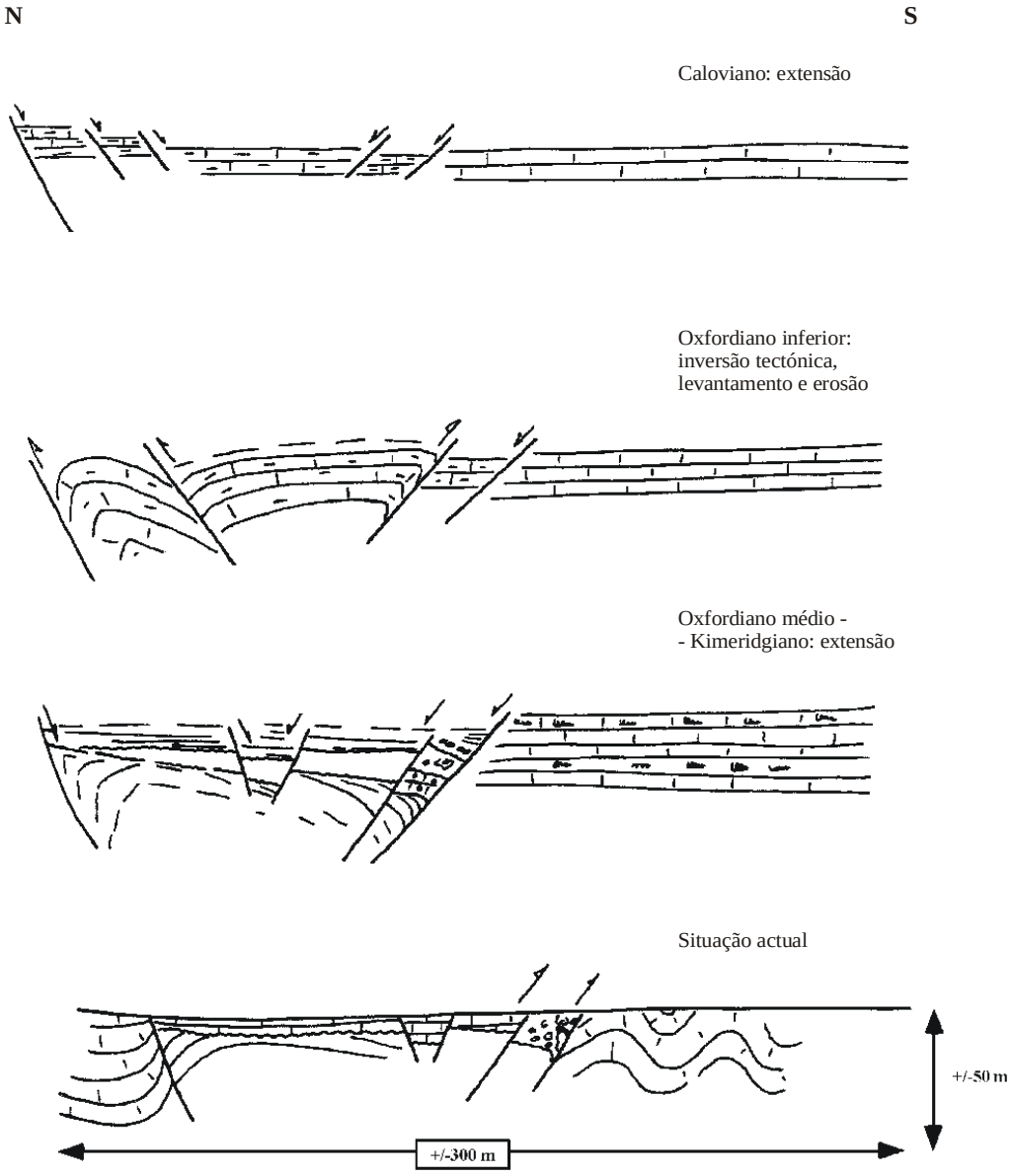


Fig. 4.19 - Evolução esquemática da estrutura da Praia da Cilheta – Praia do Tonel (adaptado de TERRINHA, 1998, Fig. V.3.10, p. 261).

aparentemente enraizadas na capa argilosa, formando, por vezes, padrões de fracturação complexos, com falhas sub-horizontais, recortadas por falhas mais inclinadas, sugerindo deformação progressiva, provavelmente por afundamento do carso (Foto 3.10);

- no interior das depressões cársicas (Foto 4.11).

Foram efectuadas medições em dois locais diferentes, sendo um deles junto à entrada da praia do Tonel (local 1) e o outro 150 m a sul, numa linha de água (local 2), designadamente:

- local 1 (B5, Fig. 4.10), observaram-se falhas de um modo geral inversas, de direcção ENE-WSW

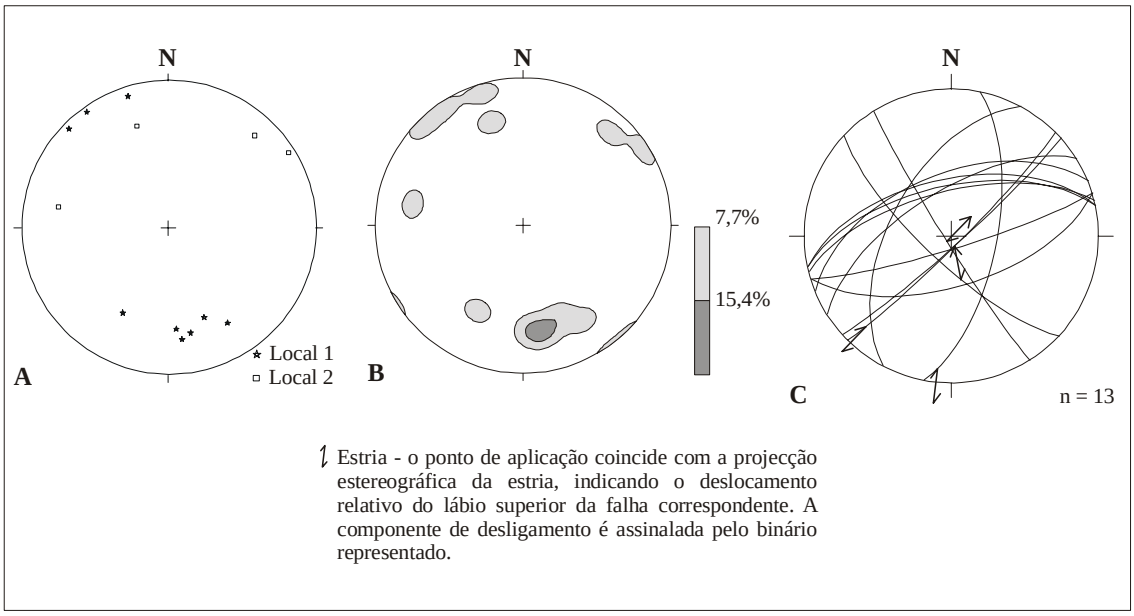


Fig. 4.20 - Representação gráfica dos planos e pólos de falha medidos que afectam as Areias de Faro-Quarteira, na praia do Tonel (B5, Fig. 4.10) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos dos planos de falha; B - diagrama de contornos de densidades dos pólos de falha; C - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias.

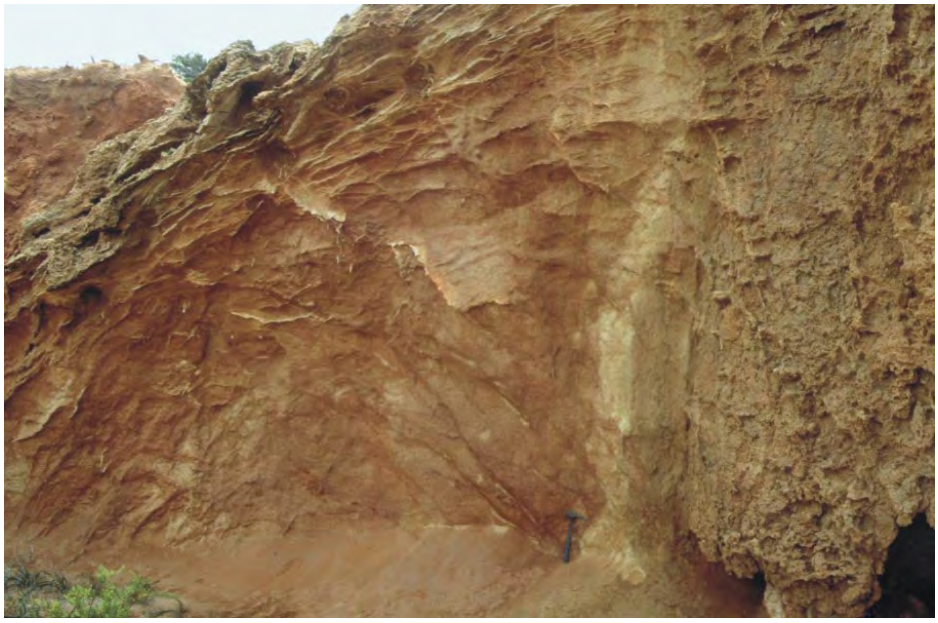


Foto 4.11 - Falhas inversas afectando as Areias de Faro-Quarteira no interior de uma depressão cársica, na praia do Tonel (B5, Fig. 4.10). O plano, junto ao martelo, tem atitude (N58ºE, 65ºN), separação vertical inversa de 40 cm e parece afectar a parede da depressão.

e inclinação para norte, com excepção de dois planos sub-verticais que inclinam para sul e têm movimentação horizontal direita (Fig. 4.20 A). As separações verticais inversas medidas variam entre 9 cm e 50 cm. Neste local observou-se um plano de orientação (N58ºE, 65ºN), com separação vertical inversa de 40 cm, que provavelmente afecta o Jurássico (Foto 4.11).

- local 2 (B14, Fig. 4.10), observou-se uma fracturação intensa, com as fracturas materializadas por planos endurecidos e esbranquiçados, quer sub-horizontais, quer ligeiramente inclinados (Foto 4.12). Observaram-se também algumas falhas, de um modo geral inversas, que inclinam para sul, mas com uma certa dispersão na sua orientação. As separações verticais inversas variam de 65 cm a 10 cm (Fig. 4.20 A).

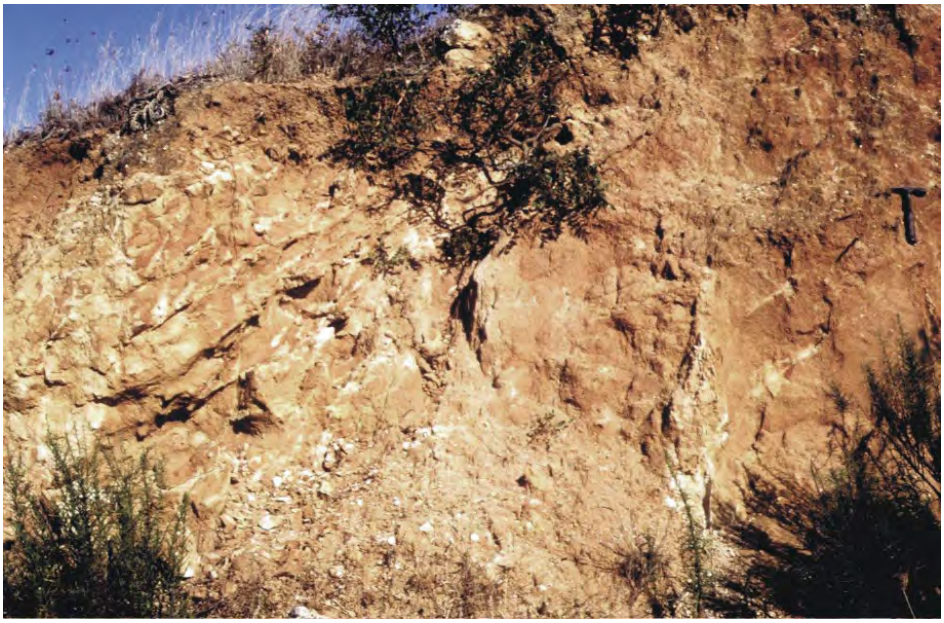


Foto 4.12 - Fracturação intensa, nas Areias de Faro-Quarteira, materializada por planos endurecidos e lixiviados, na praia do Tonel (B14, Fig. 4.10).

Embora algumas das falhas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira possam estar relacionadas com deformação progressiva, resultante da evolução do carso em profundidade, grande parte destas estão provavelmente relacionadas com a movimentação do ramo sul da estrutura da Cilheta, que foi denominado cavalgamento da Cilheta por Terrinha (TERRINHA, 1998). Esta estrutura é um acidente inverso, tem direcção ENE-WSW e inclina para norte, semelhante a grande parte das falhas nas Areias de Faro-Quarteira.

Deste modo, podemos admitir que o cavalgamento da Cilheta pode ser responsável pela geração das falhas nas areias, sugerindo que é uma estrutura activa.

A maior parte das falhas nas Areias de Faro-Quarteira são compatíveis com um campo de tensão onde a compressão máxima (σ_1) tem uma direcção de NNW-SSE a NE-SW.

4.2.4.3.4. Praia do Martinhal

Num areeiro junto à praia do Martinhal (B10, Fig. 4.10) observou-se um contacto por falha inversa

entre calcários do Jurássico e/ou um filão básico, a norte, com um arenito fino a médio de cor branca acinzentada com manchas vermelhas – Areias de Faro-Quarteira, a sul – falha do Martinhal (Fig. 4.21, 4.128). O plano de contacto tem direcção WNW-ESE, inclina para norte, e tem estrias a indicar movimentação vertical inversa com uma ligeira componente de movimentação horizontal direita. Foram efectuadas várias medições no plano de contacto, representadas graficamente na figura 4.21 B, com as respectivas estrias. Como exemplo, indicamos a atitude de um plano medido, de orientação (N82ºW, 62ºN), com estrias de direcção (S40ºE) (Foto 4.13), indicativo de movimentação vertical inversa com uma componente de movimentação direita (Fig. 4.21) (Dias e Cabral, 1995c).

Nas areias foram identificados dois planos de falha com atitudes (N68ºE, 42ºS) e (N77ºW, 46ºN) com estrias de direcção (N50ºW), que indicam movimentação vertical inversa e horizontal direita.

Na arriba da praia (B11) (Fig. 4.10) as Areias de Faro-Quarteira preenchem o carso

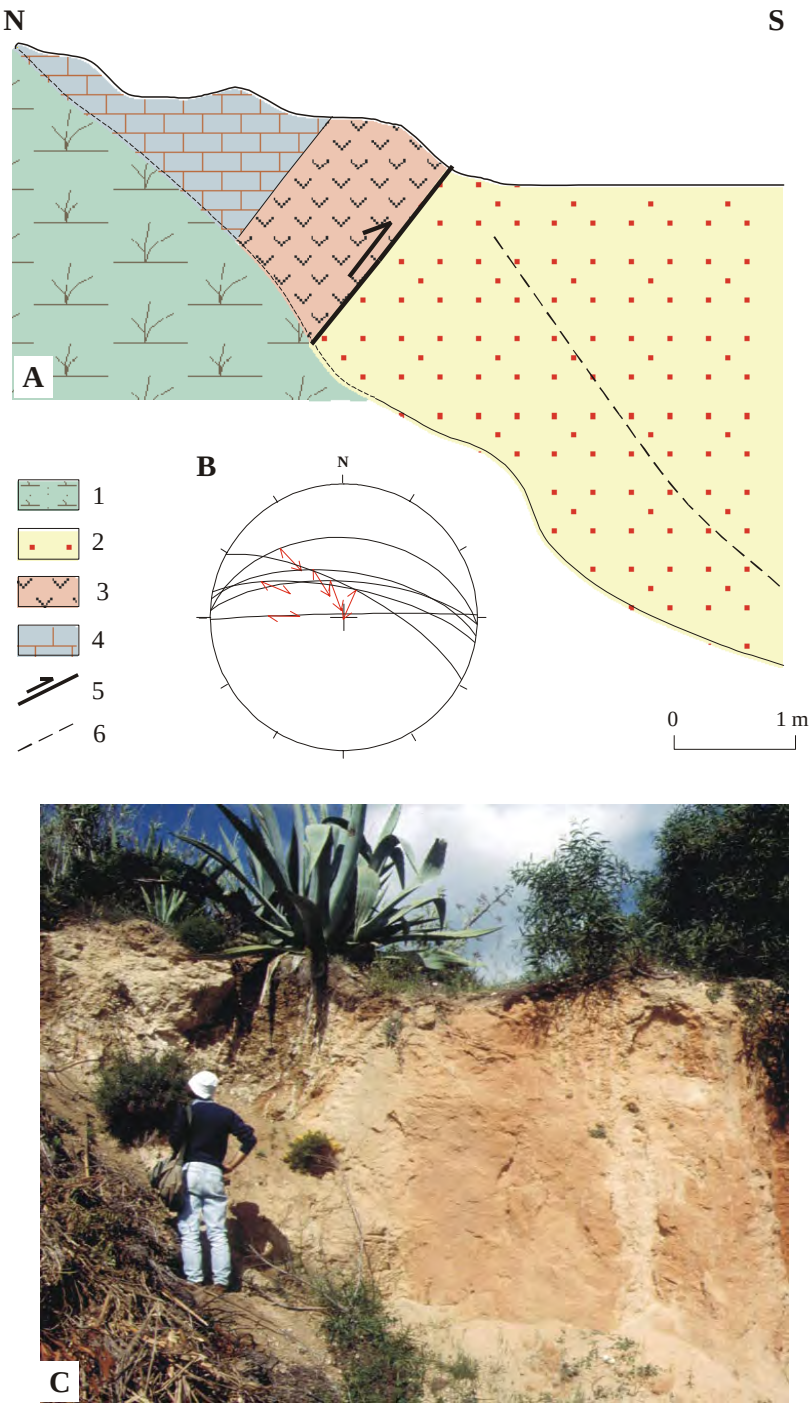


Fig. 4.21 - Contacto por falha inversa entre calcários do Jurássico e ou um filão básico, a norte, com Areias de Faro-Quarteira, a sul - falha de Martinhal, na praia do Martinhal (B10, Fig. 4.10). A - corte esquemático da falha do Martinhal, cuja direcção geral é ENE-WSW, com inclinação para norte. 1, vegetação; 2, Areias de Faro-Quarteira (Plio-Quaternário); 3, filão básico; 4, calcários (Jurássico superior); 5, falha; 6, fractura; B - projecção estereográfica de planos medidos no contacto e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C - afloramento.

desenvolvido nas rochas carbonatadas do Jurássico. Nesta arriba, no alinhamento para este da direcção da falha do Martinhal, também se observa o contacto por falha inversa entre os calcários do Jurássico, a norte e um arenito fino a médio de cor branca acinzentada, com manchas vermelhas – Areias de Faro-Quarteira, a sul. A superfície de contacto estabelece-se numa faixa argilosa (*fault gauge*), tem uma direcção ENE-WSW, ligeiramente rodada em relação ao afloramento anterior, inclina para norte, e evidencia movimentação inversa com uma ligeira componente de movimentação horizontal direita. Foram efectuadas duas medições no plano, cuja orientação é de (N53ºE, 70ºN) com estrias com um *pitch* de 80ºW e (N78ºE, 60ºN), com estrias de atitudes diferentes, distribuídas em dois conjuntos – um cuja inclinação varia entre 30º e 45ºW e o outro com *pitch* de 70ºW a 85ºW.



Foto 4.13 - Estrias (E) nas Areias de Faro-Quarteira no plano de falha entre filão básico, a norte e as Areias de Faro-Quarteira, a sul, com orientação de (S33ºE), na praia do Martinhal (B10, Fig. 4.10). A atitude do plano é (N82ºE, 62ºN).

Em conclusão, consideramos que a falha do Martinhal é um acidente activo no Quaternário, pois afecta as Areias de Faro-Quarteira. Tem uma direcção aproximadamente E-W, inclina para norte, e apresenta um comportamento de falha inversa com uma pequena componente de movimentação horizontal direita. Este comportamento geodinâmico é compatível com um campo de tensão onde a compressão máxima (σ_1) tem uma direcção de NNW-SSE.

4.2.4.3.5. Síntese

Como se pode constatar pelos estudos efectuados na região de Sagres, foram identificados vários acidentes que afectam as Areias de Faro-Quarteira (Formação da Charneca do Farol), excepto na zona da praia do Telheiro onde afectam o Arenito Inferior do Telheiro (Formação de Ameijeira ?), provavelmente mais antigo. Este facto, implica que a actividade tectónica que afecta os depósitos areníticos, nesta área, é posterior à deposição das Areias de Faro-Quarteira.

Pela análise estrutural efectuada nos diversos afloramentos, conclui-se que o campo de tensão que

gerou as estruturas estudadas é compressivo, variando consideravelmente, com a compressão máxima (σ_1) oscilando de NNW-SSE a NE- SW.

4.2.5. Conclusão

Em conclusão podemos referir que na região Litoral Ocidental existem testemunhos de actividade neotectónica manifestadas por:

- evidências geomorfológicas, como por exemplo:
  - arribas íngremes, praias levantadas e diversas superfícies embutidas, das quais se destaca a superfície a 100-110 m;
  - depressões tectónicas (*graben*) associadas ao sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira – Ingrina. Este sistema de fracturas desloca a plataforma litoral de aproximadamente 50 m;
  - empolamento da superfície de erosão culminante nas zonas dos vértices geodésicos de Torre de Aspa (157 m) e Valinhos (182 m);
  - basculamento da superfície de Aspa–Sagres para sul e do patamar de Sagres para norte;
- evidências estruturais, testemunhadas pela presença de fracturas (falhas e diaclases), que afectam os depósitos plio-quaternários.

De um modo geral, as falhas que afectam os depósitos plio-quaternários não têm expressão morfológica significativa, com excepção do sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira – Ingrina, que tem depressões tectónicas associadas. Esta ausência de expressão morfológica é possivelmente devida a uma erosão vertical intensa a que esta área esteve sujeita, devido, quer ao levantamento relativo do continente, aproximadamente 100 m posteriormente à deposição das Areias de Faro-Quarteira (Dias e Cabral, 1997a,b), quer ao cortejo litológico presente, em grande parte constituído por rochas carbonatadas do Mesozóico que, devido à erosão cársica, estão sujeitas a uma erosão vertical importante, quer à sua localização perto do mar.

Nesta região, os principais acidentes reconhecidos que têm actividade neotectónica associada são, de N para S, o sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira – Ingrina, e as falhas do Telheiro, da Cilheta e do Martinhal.

A cinemática que foi possível inferir para as estruturas regionais reconhecidas no Plio-Quaternário foi:

- sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira – Ingrina, de direcção geral NNE-SSW

(diferentes segmentos):

- falha de Nova Castelãs – movimento horizontal esquerdo e vertical inverso;
- falha de Aljezur – movimento horizontal esquerdo;
- falha de Sinceira – movimento horizontal esquerdo (direito ?) e vertical inverso;
- falha do Telheiro, de direcção geral NNW-SSE – movimento horizontal esquerdo;
- falha da Cilheta, de direcção geral ENE-WSW – movimento vertical inverso;
- falha do Martinhal, de direcção geral WNW-ESE – movimento vertical inverso e pequena componente de movimentação horizontal direita.

Como se verifica, as estruturas tectónicas estudadas, com direcções que variam aproximadamente de N-S a E-W, apresentam, de um modo geral, cinemática inversa e de desligamento quer esquerdo, quer direito, sugerindo a presença de um regime tectónico compressivo e/ou de desligamento, com a compressão máxima horizontal a variar de WNW-ESE a NE- SW.

Esta disposição estrutural diversificada indica um enquadramento dinâmico complexo que será objecto de análise no capítulo 6.

4.3. Região Ocidental da Orla Meridional Algarvia

4.3.1. Introdução

A região ocidental da Orla Meridional Algarvia foi por nós considerada como a faixa correspondente à zona entre o sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira - Ingrina e a falha de S. Marcos - Quarteira (Fig. 4.2). É composta, a norte, por parte do Maciço Hercínico e a sul por parte da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia, cujo contacto com o soco varisco é feito, de um modo geral, por discordância, com excepção de alguns locais onde este contacto é por falha, como por exemplo na zona entre Budens e Barão de S. João.

Foi na área ocidental da Bacia Meso-Cenozóica algarvia onde se desenvolveu a maior parte do trabalho de campo, devido quer à presença de acidentes tectónicos importantes, com a sua geometria e comportamento geodinâmico mal conhecidos, como por exemplo as falhas de Portimão e S. Marcos - Quarteira, quer à existência de grandes manchas de depósitos considerados plio-quaternários, que constituem a referência estratigráfica principal utilizada.

Nesta área, efectuaram-se:

- análises geomorfológicas;
- estudos de pormenor nas zonas onde passa o traçado dos acidentes tectónicos principais reconhecidos;
- reconhecimentos na generalidade das manchas que vêm representadas como depósitos do Plio-Quaternário na Carta Geológica da Região do Algarve à escala 1:100 000 (MANUPPELLA, 1992), com o objectivo de identificar estruturas tectónicas que os afectam;
- estudos detalhados de cortes onde existem evidências de actividade neotectónica.

4.3.2. Estratigrafia e tectónica

Na região estudada o Maciço Hercínico (Fig. 2.2) é constituído na sua quase totalidade pela Formação da Brejeira, do Namuriano superior ao Vestefaliano inferior (PEREIRA, 1997, 1999), de que fazem parte turbiditos (xistos e grauvaques) com intercalações de conglomerados e uma faixa de quartzovaques e quartzitos (Quadro 2.1). A leste de Aljezur estão ainda representadas as seguintes unidades (Quadro 2.1):

- Formação de Quebradas, Namuriano médio ao Vestefaliano inferior (*op. cit.*) – xistos negros, com intercalações de calcários detríticos e horizonte com nódulos fosfatados no topo;
- Formação de Murração, do Viseano (*op. cit.*) – calcários dolomíticos, margas, xistos negros e calcários detríticos biogénicos;

- Formação de Bordalete, Tournaisiano (*op. cit.*) – xistos e psamitos com intercalações de nódulos e lentículas calcisilíticas;
- Formação de Tercenas, Estruniano superior ao Tournaisiano basal (*op. cit.*) – xistos, siltitos e quartzitos.

A intuírem estas formações existe:

- um cortejo filoneano de composição basáltica associado a um primeiro episódio de *rifting* atlântico na passagem Triásico-Liásico (MARTINS, 1991);
- um cortejo de filões alcalinos, datados do Valanginiano-Aptiano, associados a um terceiro episódio de *rifting* atlântico (*op. cit.*);
- o maciço intrusivo de Monchique composto dominantemente por sienitos nefelínicos, datado do Cretácico superior.

Assentando em discordância directamente sobre as formações paleozóicas do soco varisco ocorrem pequenos retalhos da Formação de Lagos-Portimão, de idade miocénica, nomeadamente em Charrascosa, Corte do Bispo, Corte Cardeiras, Corte Medronheira e Corte de Pere Jaques. Existem ainda depósitos areníticos plio-quaternários, quer assentes nas formações do Paleozóico, como por exemplo junto ao vértice geodésico de Fonte de Santa (7 km a NNW de Marmelete), e 500 m a W do vértice geodésico do Seixo (6 km a S de Aljezur), bem como numa zona entre Vale Marreiros e Zambujal (E da falha da Sinceira), quer a preencher depressões cársicas desenvolvidas nas rochas carbonatadas da Formação de Lagos-Portimão, na zona de Corte de Pere Jaques (Fig. 2.2).

A Orla Meso-Cenozóica corresponde a uma bacia sedimentar onde se depositaram sedimentos desde o Triásico superior até ao Quaternário, com alguns hiatos de sedimentação intercalados (Fig. 2.2).

Assente em discordância sobre o soco paleozóico aparece o Grés de Silves, constituído pelas seguintes sub-unidades: Arenitos de Silves, Complexo Pelítico Carbonatado-Evaporítico, Complexo Vulcano-Sedimentar e Dolomitos em Plaquetas, do Triásico superior - Jurássico inferior. Por cima destes existem rochas carbonatadas e margas do Jurássico inferior, médio e superior. Em discordância sobre o Jurássico ocorrem rochas carbonatadas, margas e arenitos do Cretácico, bem como, por vezes, rochas carbonatadas e arenitos do Miocénico que também assentam em discordância e/ou paraconformidade sobre o Cretácico (MANUPPELLA, 1992). Sobre todas estas unidades assentam depósitos predominantemente areníticos plio-quaternários - atribuídos à Formação do Ludo (MOURA e BOSKI, 1994, 1999; MOURA, 1998), que consistem frequentemente em areias feldspáticas constituintes do membro médio daquela formação, designadas por "Areias de Quarteira", ou correspondem a depósitos vermelhos mais recentes ("Areias e Cascalheiras de

Gambelas", membro superior da Formação do Ludo, segundo os autores referidos). Estes depósitos fossilizam uma superfície irregular de carsificação, desenvolvida nas rochas carbonatadas do Jurássico, Cretácico e Miocénico, preenchendo cavidades, como dolinas e algares, e colmatando subterraneamente condutas e galerias.

A Orla Meridional Algarvia foi afectada por movimentos tectónicos de idade Meso-Cenozóica que geraram estruturas no enchimento sedimentar e reactivaram alguns acidentes variscos (RIBEIRO, 1983).

Nesta área identificam-se estruturas distensivas, associadas ao período de abertura atlântica e rotação da Península Ibérica (TERRINHA, 1998). Estas estruturas estão materializadas por *half-graben* de idade indeterminada, pequenas falhas preservadas no Cretácico inferior que indicam distensão N-S a NW-SE. Existem também falhas normais que afectam o Miocénico e que podem estar relacionadas com uma distensão secundária de direcção NE-SW, associada a fase compressiva NW-SE miocénica, ou associadas a colapso ou deslizamentos gravitacionais relacionadas com actividade diapírica, como por exemplo na zona de Albufeira (*op. cit.*).

Com efeito, esta região foi afectada por dois episódios de inversão tectónica, com o primeiro, mais importante, mal constrangido cronologicamente, a ocorrer no período entre o Aptiano e o Miocénico médio, com a direcção de compressão a variar entre N-S e NNW-SSE (TERRINHA, 1998), materializado por dobras e cavalgamentos com vergência para sul, e o segundo no Miocénico médio a superior, com o campo de tensão a rodar de NW-SE para N-S (*op. cit.*).

Como se concluirá adiante, durante o Pliocénico superior – Quaternário o campo de tensão é compressivo, evidenciado por um predomínio de falhas inversas que afectam os depósitos plio-quaternários, de direcção diversa, indicando que a compressão máxima (σ_1) tem orientação variável no plano horizontal.

Na sequência do presente trabalho, identificaram-se nesta zona as seguintes estruturas principais com evidências de actividade neotectónica (de oeste para este): falha de Barão de S. João, falha de Espiche-Odiáxere, falha de Lagos, dobra de Lagos, falha de Portimão, falha de Ribeira de Espiche, falha de Vale Rabelho, falha da Baleeira, falha de Montes Juntos, diapiro de Albufeira, falha do Algibre, falha de Albufeira, falha da Oura, falha dos Olhos de Água e falha de S. Marcos - Quarteira. Além destas estruturas, existem ainda outra zonas onde se observam os depósitos plio-quaternários deformados. Admitimos que, nalguns casos, esta deformação à escala mesoscópica, que é materializada por fracturas (falhas e diaclases) e por dobras, pode ser a consequência, na cobertura sedimentar, da movimentação de acidentes em profundidade, e noutros casos, que é resultante de evolução cársica subterrânea.

4.3.3. Geomorfologia e Neotectónica

A morfologia da região algarvia ocidental caracteriza-se por uma aplanação regional, fortemente dissecada pela rede de drenagem actual, derivando de uma superfície de erosão poligénica (FEIO, 1951; GAIDA, 1984; PEREIRA, 1990; PIMENTEL, 1989). Esta superfície, que se desenvolveu no soco paleozóico e nas rochas da Bacia Mesozóica Algarvia fundamentalmente durante o Paleogénico, foi sucessivamente retocada, quer durante o Miocénico, quer durante o Plio-Plistocénico, cujos sedimentos truncam parcial ou completamente as unidades miocénicas.

No Maciço Hercínico a superfície de erosão está conservada no topo dos interflúvios, deformada e levantada até à altitude máxima de cerca de 400 m, donde sobressaem alguns relevos residuais que constituem as serras de Monchique (culminando a 902 m na Foia) e da Mesquita.

A análise de lineamentos efectuada através da interpretação de fotografias aéreas à escala 1:75 000, indica aproximadamente três conjuntos de lineamentos de direcções preferenciais NE-SW a ENE-WSW, E-W e N-S a NW-SE (MANUPPELLA, 1992), com o primeiro conjunto, que é aproximadamente perpendicular à estrutura regional varisca (de direcção NW-SE), a ser o mais representativo.

A passagem do Maciço Hercínico para a Bacia Meso-Cenozóica faz-se por um ressalto morfológico que, nalgumas áreas, coincide com acidentes tectónicos, constituindo escarpas de linha de falha ou escarpas de falha directas, nomeadamente na zona entre Budens e Bensafrim, onde se destaca a escarpa de falha do Barão de S. João (flexura do Barão *in* PEREIRA, 1990).

Na Bacia Meso-Cenozóica, os traços mais importantes da morfologia são:

- retalhos de uma superfície mais alta à cota de aproximadamente 120 m (superfície da Formação de Ameijeira no litoral ocidental), que se eleva suavemente para leste, em direcção à falha de S. Marcos - Quarteira, sugerindo que este acidente seja responsável pelo levantamento;
- superfície aos 100 m (plataforma litoral meridional *in* PEREIRA, 1990), muito degradada, que está embutida na superfície anterior e que passa, nalguns locais, para o soco varisco, nomeadamente na zona do Barão de S. João;

4.3.3.1. Serra de Monchique

A serra de Monchique destaca-se acima de um conjunto de cabeços arredondados que se nivelam à cota de 300-400 m (*Gipfelfluhr*), talhados em xistos e grauvaques do Paleozóico. Coincide aproximadamente com a área de afloramento do maciço intrusivo de Monchique, datado do Cretácico superior, atingindo a cota máxima de 902 m no vértice geodésico da Foia (FEIO, 1951).

O maciço ígneo é constituído por três unidades principais: Picos, Foia e Picota, que formam um conjunto alongado, de direcção E-W, com cerca de 15 km de comprimento por 5 km de largura máxima, com a Foia e a Picota separados por uma depressão de orientação NE-SW (Fig. 3.3) (CARVALHOSA, 1976).

O maciço é composto dominantemente por sienitos nefelínicos (foiaítos), com as zonas marginais constituídas por sienitos com alguma nefelina, do tipo pulaskito. Encontram-se ainda formações brechóides e encraves dispersos, rochas básicas alcalinas (essexitos - teralitos) em pequenas jazidas, e filões alcalinos (lamprófiros e félsicos) (*op. cit.*). As rochas encaixantes encontram-se metamorfizadas e são atravessadas por diversos filões.

Para norte (Fig. 3.3), a superfície de erosão poligénica, fortemente dissecada pela rede de drenagem actual, está conservada no topo dos interflúvios, levantada até a altitude máxima de 400 m, acima da qual existem alguns relevos residuais com cota próxima ou superior a 500 m, pertencentes na sua maioria a uma crista quartzítica de direcção NW-SE, que constitui a serra da Mesquita, atingindo a cota de 517 m no vértice geodésico da Mesquita. Tem um comprimento total de 38 km, estendendo-se desde Purgatório (ESE de S. Teotónio), a norte, até S. Bartolomeu de Messines, a sul (Foto 3.15). A leste dos relevos quartzíticos da serra da Mesquita, a superfície de erosão regional encontra-se mais baixa, apresentando cotas próximas dos 200 m, traduzindo-se por um perfil transversal acentuadamente assimétrico. Segundo a opinião de Feio (1951), a vertente oriental da serra da Mesquita, de comando muito superior ao da vertente ocidental, constituindo um imponente ressalto morfológico, corresponde a uma escarpa de falha de idade Pliocénico inferior a médio. Segundo este autor (*op. cit.*, p. 456), a idade dos deslocamentos é testemunhada pela presença de depósitos conglomeráticos quartzíticos (Formação de "calhaus mal rolados" de Feio), correlativos do soerguimento da serra da Mesquita, subjacentes às areias da plataforma litoral, de idade pliocénica superior, nas áreas de Odeceixe, S. Teotónio e Arrifoias. Contudo, a subida da plataforma em rampa, com restos de areias pliocénicas, a W, desniveladas das areias, provavelmente da mesma idade, que cobrem os depósitos conglomeráticos de Goias, a leste, mostram que a idade deste deslocamento é, pelo menos, posterior à idade de deposição destas areias, portanto pós-Pliocénico superior.

Para oeste e sudoeste do *inselberg* de Monchique (Fig. 3.3), a superfície de erosão desce, de modo mais ou menos contínuo, em rampa suavemente inclinada, até ao litoral, onde ocorre a cotas que variam dos 156 m (Torre de Aspa) a 120 m, terminando em arribas abruptas (DIAS e CABRAL, 1997a,b). Esta superfície, junto ao litoral, no soco varisco, está coberta por depósitos arenosos, encouraçados por uma couraça ferruginosa, atribuídos ao Pliocénico inferior (Formação de Ameijeira, segundo PEREIRA, 1990),

correlativos de um retoque marinho da superfície de erosão. Esta superfície, que se encontra ligeiramente basculada para W, atinge a cota máxima de 186 m no vértice geodésico de Pedra Furada.

Na zona do vértice geodésico de Fonte Santa, a 347 m, aflora também um depósito arenítico, a que Feio (1991) faz referência, constituído por areias finas, com escassos seixos rolados na base, sugerindo que este sedimento teve origem marinha. As areias apresentam-se encouraçadas por uma espessa couraça ferruginosa (Foto 4.14, 4.15).



Foto 4.14 - Seixos rolados na base das areias pliocénicas no vértice geodésico de Fonte Santa (374 m) (Folha 49 - A Odeceixe).

Ambos os depósitos, embora deslocados verticalmente de 161 m, foram considerados correlativos por Feio (*op. cit.*). Deste modo, tanto a superfície junto ao litoral, como a superfície de Fonte Santa corresponderiam à mesma plataforma de abrasão pliocénica deformada, actualmente elevada, balançada e dissecada pela erosão fluvial (FEIO, 1951; DIAS e CABRAL, 1997a,b).

Como não existe nenhum relevo significativo entre Fonte Santa e o maciço intrusivo de Monchique que pudesse ter limitado a sedimentação marinha ou a sedimentação de planície litoral, esta deve ter chegado à base do maciço, constituindo, assim, uma aplanação de toda a área a ocidente do *inselberg* correspondente à área do afloramento do maciço intrusivo (FEIO, 1951). O balançamento da superfície ter-se-á dado posteriormente à deposição da Formação de Ameijeira, de idade provável pliocénica inferior, e anteriormente à sedimentação das Areias de Faro-Quarteira (Formação da Charneca do Farol) do Plio-



Foto 4.15 - Aspecto do encouraçamento das areias pliocénicas em Fonte Santa (Folha 49 - A Odeceixe).

Quaternário, pois as Areias de Faro-Quarteira estão sobre uma superfície que já está embutida na superfície de erosão pliocénica (Fig. 4.22).

Além do basculamento, a superfície de erosão, em conjunto com os sedimentos correlativos, está deformada por um conjunto de falhas de direcção N-S que produzem um alinhamento de *horst* e *graben*, constituindo o sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira – Ingrina, a que já fizemos referência.

Para sul (Fig. 3.3), a morfologia planáltica, que se encontra representada por uma superfície de erosão, à cota de 300 m na base do relevo residual de Monchique, desce em direcção ao litoral por patamares dispostos em escadaria, separados por degraus morfológicos mais ou menos sinuosos (DIAS e CABRAL, 1997a,b).

Embora as características desta morfologia planáltica esteja mascarada pela incisão fluvial actual, que gera uma paisagem de cabeços arredondados (*gipfelflur*), o reconhecimento de várias superfícies a diferentes cotas – principalmente a 100-120 m, 200-220 m e 300-330 m – poderia sugerir que a região aplanada sofreu um levantamento progressivo, mas descontínuo, com períodos de relativa estabilidade tectónica, permitindo o desenvolvimento de diferentes níveis de erosão durante os períodos estáveis, numa sequência morfológica policíclica (DIAS e CABRAL, 1997a,b).

Contudo, a presença de pequenos afloramentos da Formação de Lagos-Portimão preservados numa paleotopografia anterior à deposição dos sedimentos neogénicos, ou em zonas tectonicamente deprimidas

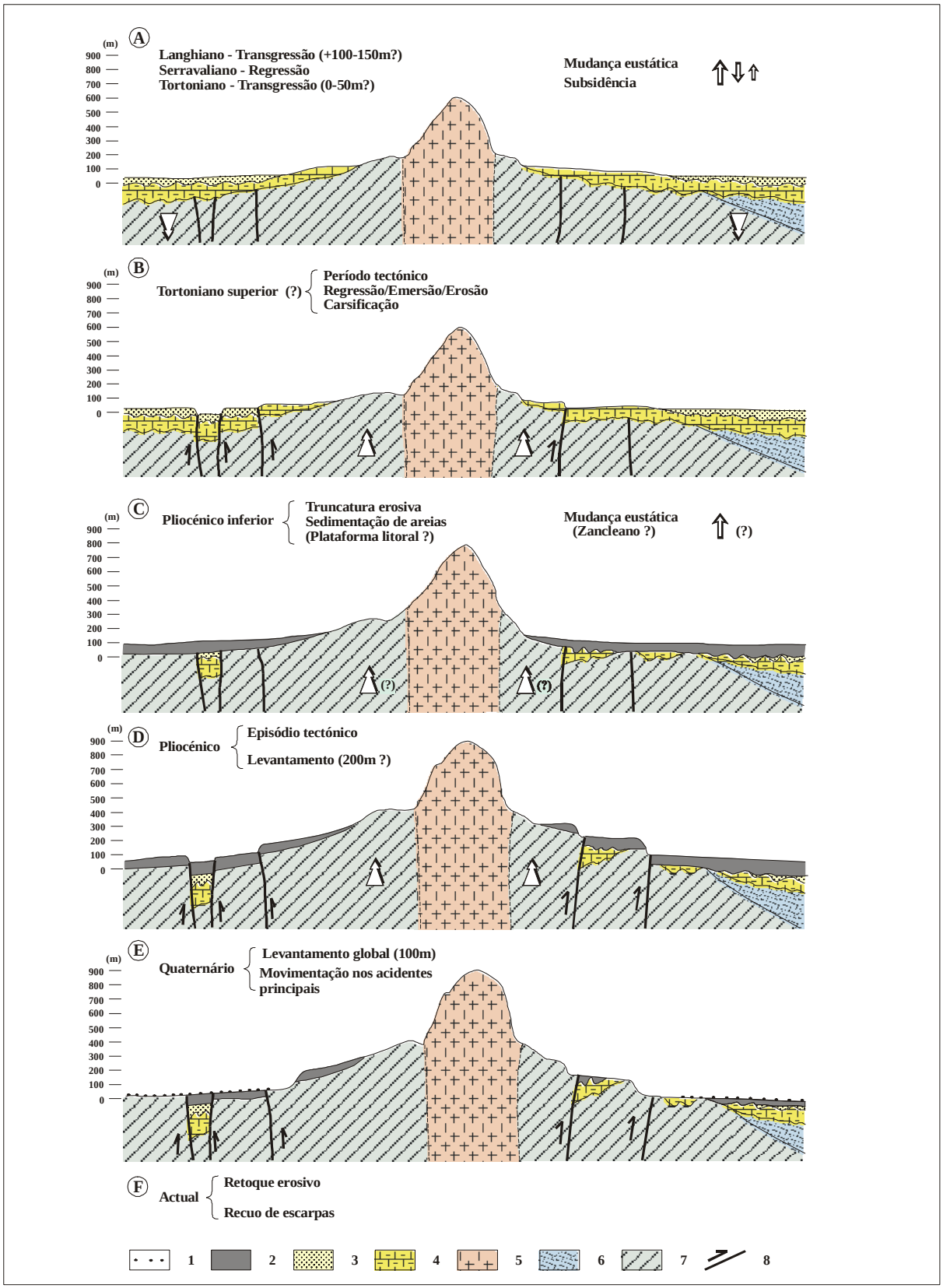


Fig. 4.22 - Modelo proposto para explicar os movimentos verticais, na área de Monchique, desde o Miocénico até ao Quaternário. 1, Quaternário; 2, Plio-Quaternário; 3, Langhiano; 4, Serravaliano; 5, batólito de Monchique; 6, Mesozóico; 7, Paleozóico; 8, falha (adaptado de DIAS e CABRAL, 1997a,b).

sobre o soco varisco a diferentes altitudes, nomeadamente em Charrascosa, a norte de Bensafrim (99 m), Corte do Bispo (100 m), Corte Medronheira (157 m), Corte de Cardeiras (186 m), Caeiros (190 m) e Corte de Pere Jaques (187 m) (Fig. 4.23), e de sedimentos plio-quaternários (semelhantes às Areias de Faro-Quarteira), nomeadamente em Corte de Pere Jaques (187 m), preenchendo um carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão, mostra que o levantamento da superfície para norte se deu também por deslocamento em falhas (Fig. 4.22). Devido à sinuosidade dos limites entre as diferentes superfícies reconhecidas, acentuada pelo recuo das escarpas, admitimos que este levantamento foi controlado por acidentes de diferentes orientações, cujas direcções principais são NE-SW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE. Embora no soco varisco seja difícil identificar estas falhas, devido ao recuo das escarpas

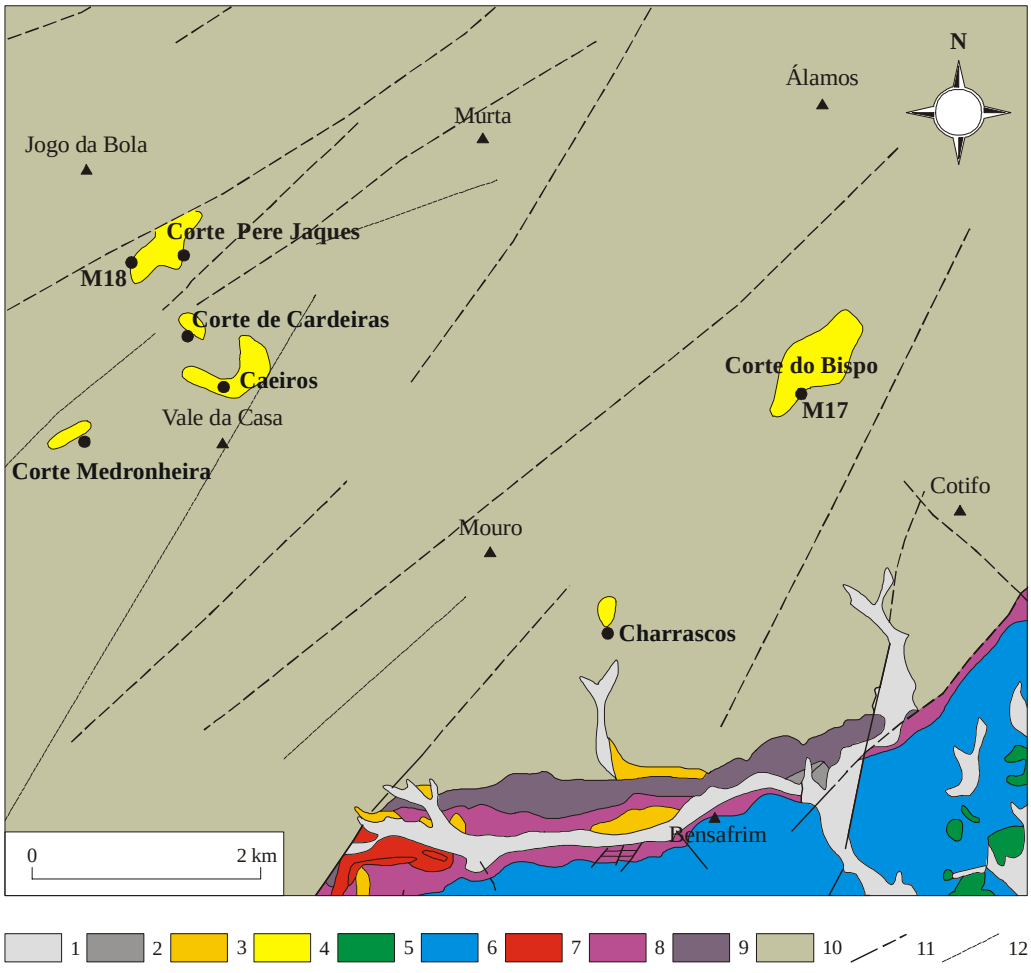


Fig. 4.23 - Mapa geológico esquemático da região a N de Bensafrim (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial dos afloramentos da Formação de Lagos-Portimão preservados numa paleotopografia anterior à deposição dos sedimentos neogénicos ou em zonas tectonicamente deprimidas, sobre o soco varisco a diferentes altitudes, nomeadamente em Charrascosa, a norte de Bensafrim (99 m), Corte do Bispo (100 m), Corte Medronheira (157 m), Corte de Cardeiras (186 m), Caeiros (190 m) e Corte de Pere Jaques (187 m). 1, aluviões; 2, terraços; 3, Areias de Faro-Quarteira; 4; Formação de Lagos-Portimão; 5, Jurássico médio; 6, 7, 8, Jurássico inferior; 9, Triásico superior; 10, Paleozóico; 11, falha e falha provável; 12, lineamento.

relativamente ao traço dos acidentes tectónicos, à profusão de falhas antigas que o cortam e à quase ausência de sedimentos de cobertura relacionados com falhas, foram identificados acidentes de direcção NNE-SSW que afectam sedimentos miocénicos em Corte do Bispo (M17, Fig. 4.23), e um contacto por falha de direcção NE-SW entre o soco varisco e depósitos miocénicos, em Corte Pere Jaques (M18, Fig. 4.23) (DIAS e CABRAL, 1997a,b).

4.3.3.2. Bacia Meso-Cenozóica Algarvia - sector Ocidental

A passagem do Maciço Hercínico para a Bacia Meso-Cenozóica Algarvia é marcada por um ressalto morfológico que, de um modo geral, resulta da diferenciação litológica entre o soco paleozóico e os Arenitos de Silves e/ou o Complexo Vulcano-Sedimentar, cujo contacto, regra geral, é por discordância, com excepção das zonas entre Budens e Bensafrim, Portela do Padrão, a ENE de Bensafrim, e do Malhão, a NNW de Portimão, em que este ressalto coincide com acidentes tectónicos.

Na Bacia Meso-Cenozóica Algarvia, para sul do ressalto morfológico que marca o seu limite, existem testemunhos de uma superfície aproximadamente à cota de 100 m, afectada pela incisão fluvial actual e por deformações tectónicas menores, como é o caso da flexura de Lagos. Esta superfície, que no litoral ocidental (Fig. 4.4), como já foi referido, está ligeiramente basculada para sul, até à cota de aproximadamente 40 m, está embutida na superfície de erosão pliocénica e trunca as Areias de Faro-Quarteira (Formação de Charneca do Farol) (Fig. 4.3).

Esta superfície penetra claramente na morfologia planáltica situada a norte, ao longo dos principais canais de drenagem, como por exemplo:

- na zona da falha de Barão de S. João, em que a superfície inferior arrasa parte da escarpa de falha, penetrando para norte ao longo das ribeiras de Lagos e Selões, até Vinha Velha, embutindo-se na superfície pliocénica que se eleva aos 178 m no vértice geodésico de Pedra Branca;
- na zona a norte de Bensafrim, onde a superfície inferior penetra até à zona da Barragem de Odiáxere, já bem no interior do soco paleozóico.

Esta morfologia sugere que a superfície a cerca de 100 m de cota se desenvolveu provavelmente no Plistocénico inferior, posteriormente à deposição das Areias de Faro Quarteira, já que as trunca, durante um período sem actividade tectónica importante e de relativa estabilidade do nível de base, que permitiu o desenvolvimento de corredores de erosão ao longo da rede de drenagem. Posteriormente a esta fase de relativa calmia, seguiu-se incisão fluvial em resposta a um levantamento regional, que estimamos de cerca de 100 m desde este período até a actualidade, também testemunhado pela erosão vertical de espessuras

significativas de depósitos do Mesozóico e Cenozóico nalgumas áreas (DIAS e CABRAL, 1997a,b), nomeadamente na zona de Oliveirinha - Torre de Cercas, a E de Silves.

Nesta área, entre os vértices geodésicos de Oliveirinha (122 m) e de Torre de Cercas (120 m), fossilizando uma superfície desenvolvida em dolomitos do Jurássico (Fig. 4.24), aflora um depósito conglomerático, heterométrico, constituído por calhaus de quartzo, grauvaque e litoclastos de Arenito de Silves, de grandes dimensões ($\phi max \approx 30$ cm), de uma forma geral sub-rolados a rolados, com pátina castanha-avermelhada. Tem uma matriz silto-argilosa, apresenta uma disposição caótica na base e imbricação para o topo, assemelhando-se a um depósito de planalto de tipo *rañ*a.

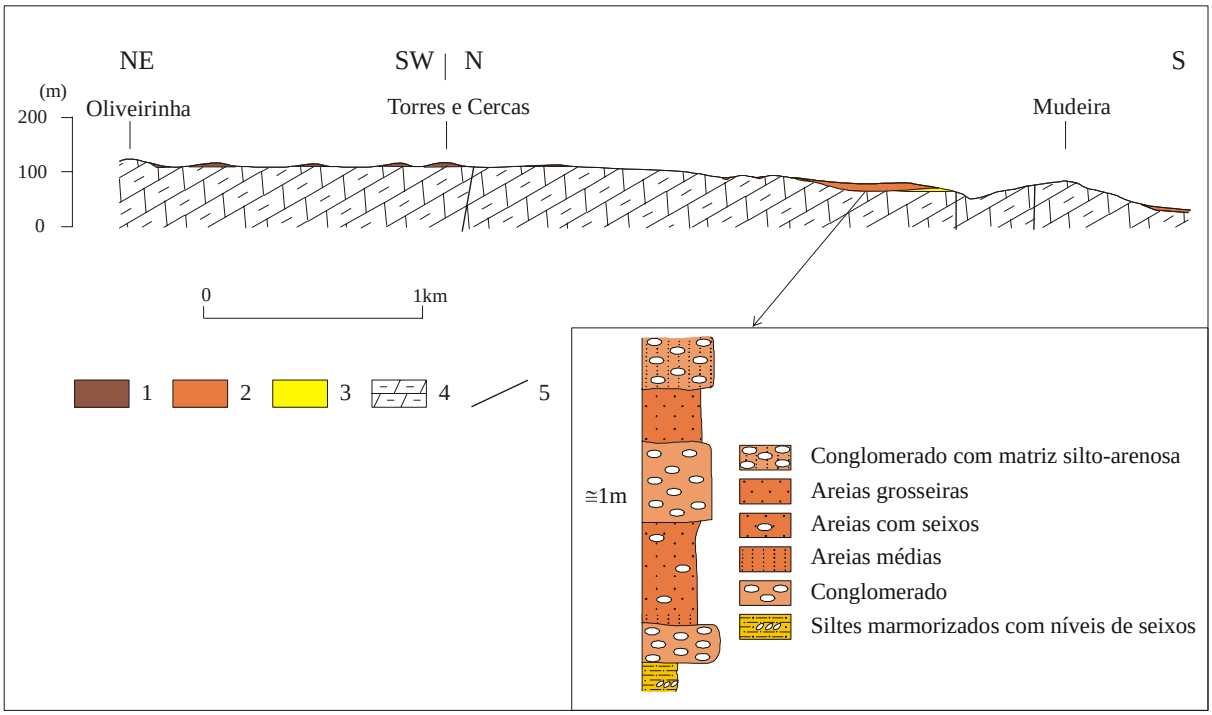


Fig. 4.24 - Perfil morfológico mostrando a relação com os sedimentos cenozóicos aflorantes na zona de Torre de Cercas, a N de Poço Barreto (Folha 49 - D Silves). 1, depósitos de planalto (*rañas* ?); 2, Areias de Faro Quarteira (?); 3, Miocénico; 4, Jurássico; 5, falha.

Embora actualmente este depósito esteja separado cerca de 2,5 km dos afloramentos de soco paleozóico situados a norte, pelo vale da Rib.ª de Arade que corre à cota de 20 m, deve corresponder a um leque aluvial cuja zona de cabeceira estaria no soco paleozóico, como é testemunhado pela presença abundante de clastos de quartzo e grauvaque, implicando que:

- anteriormente à sua deposição existia uma superfície mais ou menos aplanada que penetrava no soco paleozóico, e um relevo que forneceu sedimentos;

- posteriormente à deposição, a incisão fluvial foi de cerca de 100 m, que corresponderá aproximadamente ao valor do levantamento regional.

A sul existem depósitos truncados a cotas inferiores constituídos por alternância de níveis conglomeráticos e areníticos (Fig. 4.24), que podem ser correlativos das Areias de Faro-Quarteira. Em corte observa-se da base para o topo:

– 350 m a NNE de Poço da Velha (Fig. 4.24):

- dolomitos do Jurássico;
- siltito de cor vermelha-alaranjada, com pequenos grãos dispersos de quartzo e intercalações de níveis conglomeráticos, heterométricos, constituídos por calhaus sub-angulosos a sub-rolados de grauvaque e quartzo, matriz silto-argilosa, sem estrutura sedimentar;
- depósito conglomerático de cor vermelha, heterométrico, constituído por calhaus (ϕmax = 30 cm) sub-rolados de grauvaque e quartzo, com matriz silto-arenosa;
- arenito médio a fino de cor vermelha com manchas alaranjadas (aspecto marmorizado), mal calibrado, com raros calhaus dispersos de quartzo;
- depósito conglomerático de cor vermelha, heterométrico, constituído por calhaus sub-rolados de quartzo e grauvaque, quase sem matriz (arenosa) (*clast supported*). Os calhaus têm pátina avermelhada e estão imbricados para W;
- arenito médio a grosseiro de cor vermelha, constituído por grãos de quartzo, com alguns calhaus sub-rolados dispersos de quartzo leitoso e raros calhaus rolados de grauvaque (por vezes totalmente alterado). A estratificação inclina suavemente para W;
- depósito conglomerático semelhante ao anterior, mas com os calhaus mais pequenos e com mais matriz arenosa.

- Em Montes Grandes, entre a cota de 80-40 m (Fig. 4.25):

- rochas carbonatadas do Miocénico;
- siltito de cor amarela a alaranjada e manchas avermelhadas, com grãos de quartzo e alguns de mica;
- arenito médio de cor rosa-alaranjada e manchas avermelhadas, com bolsadas de arenito grosseiro, constituído por grãos de quartzo e alguns de mica;
- arenito grosseiro de cor vermelha-alaranjada, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo, com seixos de quartzo rolados dispersos. Tem bolsadas de arenito fino, de grãos de quartzo

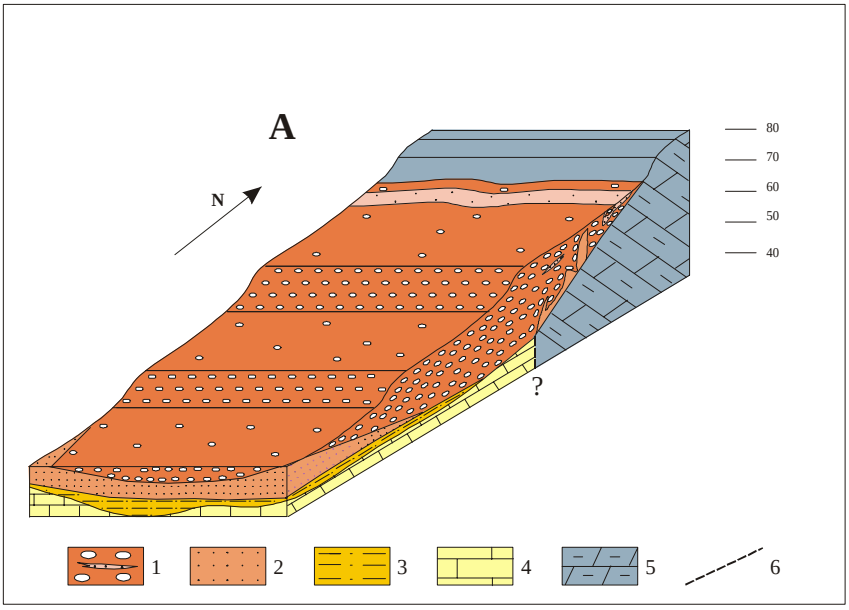


Fig. 4.25 - Modelo geológico esquemático mostrando a disposição dos depósitos plio-quaternários na zona de Montes Grandes (Folha 49 - D Silves). 1, depósito conglomerático, de cor vermelha, com intercalações de arenito fino a médio; 2, arenito grosseiro, de cor vermelha alaranjada, com seixos dispersos de quartzo e grauvaque rolados; 3, siltito de cor amarela a alaranjada com manchas avermelhadas (Formação de Ameijeira ?); 4, Formação de Lagos-Portimão, do Miocénico; 5, Jurássico; 6, falha provável.

e alguma mica. Passa lateralmente a um depósito silto-arenoso de cor alaranjada com manchas amarelas, com seixos rolados dispersos de quartzo e grauvaque;

- depósito conglomerático de cor vermelha, heterométrico, constituído por calhaus (ϕmax = 15 cm) de quartzo e grauvaque, com pátina castanha, sub-rolados a rolados, e matriz silto-arenosa de cor vermelha. Tem intercalações de arenito fino a médio de cor vermelha, constituído por grãos de quartzo e feldspato.

- A sul de Poço Barreto, à cota aproximada de 20 m, 500 m a NW de Q.ta das Bouças:

  - dolomitos do Jurássico;
  - siltito de cor castanha-avermelhada e manchas acinzentadas, com grande quantidade de seixos e grãos dispersos de quartzo e grauvaque, sub-rolados a sub-angulosos;
  - depósito conglomerático, heterométrico, de cor castanha - avermelhada, constituído por calhaus (ϕmax = 7 cm) e seixos de quartzo, grauvaque e Grés de Silves, sub-rolados, com pátina avermelhada, dispostos em leitos, numa matriz (escassa) silto-argilosa. Tem intercalações de arenito de cor castanha-avermelhada, constituído por grãos de quartzo, com seixos dispersos de quartzo e grauvaque.

Como se pode verificar pela discrição dos vários cortes, existe uma diferenciação nestes sedimentos,

de norte para sul, desde Oliveirinha-Torre de Cercas até Q.ta das Bouças, quer na sua organização, quer no tamanho dos calhaus. Enquanto a norte o depósito se apresenta de uma forma geral caótico, com calhaus de grandes dimensões, para sul torna-se mais organizado, com alternância de níveis conglomeráticos e de arenitos, com o tamanho dos calhaus a diminuir para sul.

Os arenitos finos a siltes, micáceos, que se observam na base, em contacto com a Formação de Lagos-Portimão, em Montes Grandes (Fig. 4.25), foram considerados por Terrinha (1998), num corte interpretativo localizado em Poço Barreto, como pertencentes à Unidade de Siltes de Oura (Areolas de Galé-Oura – membro superior de Cacela de CACHÃO, 1995), de idade pós Serravaliano a Tortoniano superior (CACHÃO, *op. cit.*), correlativos da Formação de Ameijeira de Pereira (1990), atribuídos por esta autora ao Pliocénico inferior.

Deste modo, se admitirmos que:

- os arenitos micáceos são do Miocénico superior ou Pliocénico inferior, correlativos da superfície de aplanação que se encontra na área costeira ocidental à cota de aproximadamente 120 m, embora existam depósitos deste tipo a cotas inferiores, como por exemplo o Arenito Inferior do Telheiro, aproximadamente à cota de 40 m;
- os arenitos e conglomerados que estão por cima são correlativos das Areias de Faro-Quarteira, do Pliocénico superior – Quaternário inferior, com os calhaus a diminuírem de tamanho de norte para sul;
- o depósito de Torre de Cercas pode corresponder ao topo de enchimento das Areias de Faro-Quarteira, culminando uma fase de agradação, ou pode truncar estas formações, assentando numa superfície de erosão posterior;

podemos concluir que:

- ou existia um paleo-relevo quando se depositou o arenito micáceo, ou este arenito encontra-se deslocado tectonicamente, pela falha do Algibre, com uma movimentação vertical da ordem dos 80 m;
- posteriormente à sedimentação do arenito micáceo, houve levantamento regional, o que permitiu o desaparecimento de grande parte deste arenito e geração de uma superfície carsificada nos dolomitos do Jurássico;
- preenchimento da superfície carsificada pelos conglomerados e arenitos, fossilizando a vertente, que poderá ter correspondido a uma escarpa de falha produzida pela movimentação na falha do Algibre;

- sedimentação do depósito existente em Torre de Cercas, se admitirmos que este depósito corresponde ao topo de enchimento das Areias de Faro-Quarteira;
- descida relativa do nível de base (levantamento regional de aproximadamente 100 m ?), incisão fluvial, destruição do depósito e instalação da rede de drenagem actual.

No sector ocidental da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia identificaram-se numerosas manifestações de actividade neotectónica que afectam os depósitos plio-quaternários aflorantes na área, evidenciadas, quer por deformações frágeis, quer por deformações dúcteis.

As deformações frágeis traduzem-se por uma grande abundância de fracturas (falhas e diaclases), de direcção dispersa, com uma cinemática complexa, com a presença de todos os estilos tectónicos, por vezes sem qualquer relação com as macro-estruturas regionais reconhecidas.

As deformações dúcteis correspondem a dobras mesoscópicas desenvolvidas nos depósitos plio-quaternários, e a perturbações co-sísmicas, designadamente dobramentos convolutos de níveis conglomeráticos, injecções de sedimentos finos em depósitos arenosos, e filões neptunianos.

4.3.4. Descrição de afloramentos

4.3.4.1. Zona entre a falha da Sinceira e falha de Portimão

Na zona entre a falha da Sinceira e a falha de Portimão existem acidentes à escala regional que apresentam actividade neotectónica, dos quais se destacam as falhas do Barão de S. João, Espiche-Odiáxere, Lagos e Alvor (Fig. 4.128), além de numerosas outras estruturas resultantes de deformação dúctil (dobras) e deformação frágil (falhas e diaclases) que afectam os depósitos plio-quaternários. Embora em muitos casos os critérios cinemáticos sejam de difícil aplicação, devido à ausência de níveis de referência e, por vezes, à presença de estrias de origem duvidosa, chegou-se à conclusão que os depósitos plio-quaternários estiveram sujeitos a vários regimes tectónicos de deformação (desligamento normal, desligamento inverso e de falha inversa), segundo a nomenclatura de Guiraud (GUIRAUD *et al.*, 1989), com a compressão máxima (σ_1) dispondo-se segundo três direcções preferenciais: ENE-WSW a WNW-ESE (justificada pelo maior número de estruturas), NWW-SSE a N-S e NE-SW (menos representativa).

4.3.4.1.1. Falha do Barão de S. João

A falha do Barão de S. João (Fig. 4.128), com direcção NE-SW, estende-se desde Candeeira (N de Bensafrim), a norte, e Ponte da Torre, a sul, numa distância de aproximadamente 17 km. Mostra um traçado evidente, quer em imagens de satélite (Fig. 4.26), quer em fotografia aérea. Contudo, a sul de



Fig. 4.26 - Lineamento da escarpa da falha de Barão de S. João, de direcção NE-SW, observado em imagem de satélite, bandas - 7, 5, 4 (Imagem *Landsat* TM, P203/R34, cedida pelo CNIG ao abrigo do protocolo DEMETER). As setas indicam o traçado do lineamento.

Budens apresenta um traçado complexo, com numerosas falhas afectando o Mesozóico, de direcção diversificada, que podem estar eventualmente relacionadas com este acidente.

Entre Barão de S. Miguel e Barão de S. João, o acidente associa-se a uma escarpa (Foto 4.16), com a falha, na base desta, a colocar em contacto tectónico, por falha normal, o soco paleozóico e o Complexo Vulcano-Sedimentar do Hetangiano (Fig. 4.27). Este contacto, observa-se em afloramento, 1,5 km a NW de Barão de S. João (M25, Fig. 4.28) (Folha 49 - C Monchique), com orientação de (N31ºE, 55ºS).

Na arriba, entre a Ponte da Torre e a praia da Salema, existem numerosos planos de falha a afectar o Mesozóico, de direcção N-S a NE-SW, que provavelmente fazem parte de um sistema de falhas associado ao acidente de Barão de S. João. Na Ponte da Torre, a E da praia, aflora um contacto por falha, entre calcários do Jurássico e calcarenitos do Miocénico, de orientação (N2ºW, 58ºW), que anteriormente tínhamos relacionado com o sistema de falhas da Sinceira. Este acidente, em termos cartográficos, encontra-se



Foto 4.16 - Escarpa de Barão de S. João vista de Q.ta do Morgado (Folha 52-A Portimão).

rejeitado por um acidente de direcção NNE-SSW que corresponde, provavelmente, ao sector sul da falha do Barão de S. João. Com efeito, no local de M.te de Azureque, a S da Barradinha (B18, Fig. 4.10) (Folha 51 - B Vila do Bispo), observa-se, em calcários dolomíticos do Jurássico, um espelho de falha na arriba, com aproximadamente 5 m de altura, que se prolonga para sul, sendo visível na zona do Zambujal. O acidente tem orientação (N31ºE, 84ºNW), com estrias a inclinar 10ºS e 22ºSW, que indicam movimentação esquerda, podendo corresponder ao sistema de falhas do Barão de S. João.

Embora a escarpa do Barão de S. João seja evidente na morfologia actual, a superfície que trunca as Areias de Faro-Quarteira (superfície plistocénica) penetra claramente para o interior do soco varisco ao longo dos principais canais de drenagem, arrasando parte da escarpa, contornando a superfície pliocénica que se eleva aos 178 m (vértice geodésico de Pedra Branca), implicando que o acidente não teve actividade posteriormente à formação da superfície plistocénica.

Deste modo, podemos concluir que a falha do Barão de S. João é um acidente com movimentação horizontal esquerda e vertical normal, em resposta a uma compressão máxima (σ_1) segundo uma direcção N-S a NNE-SSW, e que não tem, aparentemente, actividade tectónica desde o Plistocénico inferior.

4.3.4.1.2. Falha de Espiche-Odiáxere

A falha de Espiche-Odiáxere (Fig. 4.128) é considerada por diversos autores como o prolongamento oeste da falha do Algibre, separada desta, pela falha de Portimão (Terrinha, 1998). O acidente tem uma direcção ENE-WSW, estendendo-se desde a praia da Salema até à falha de Portimão, numa extensão de cerca de 26 km. Tem um traçado complexo, sendo cortada por várias falhas de direcção N-S, designadamente no sector sudoeste, entre a praia da Salema e o vértice geodésico do Burgau, onde a segmentação, não permite definir o seu traçado com rigor.

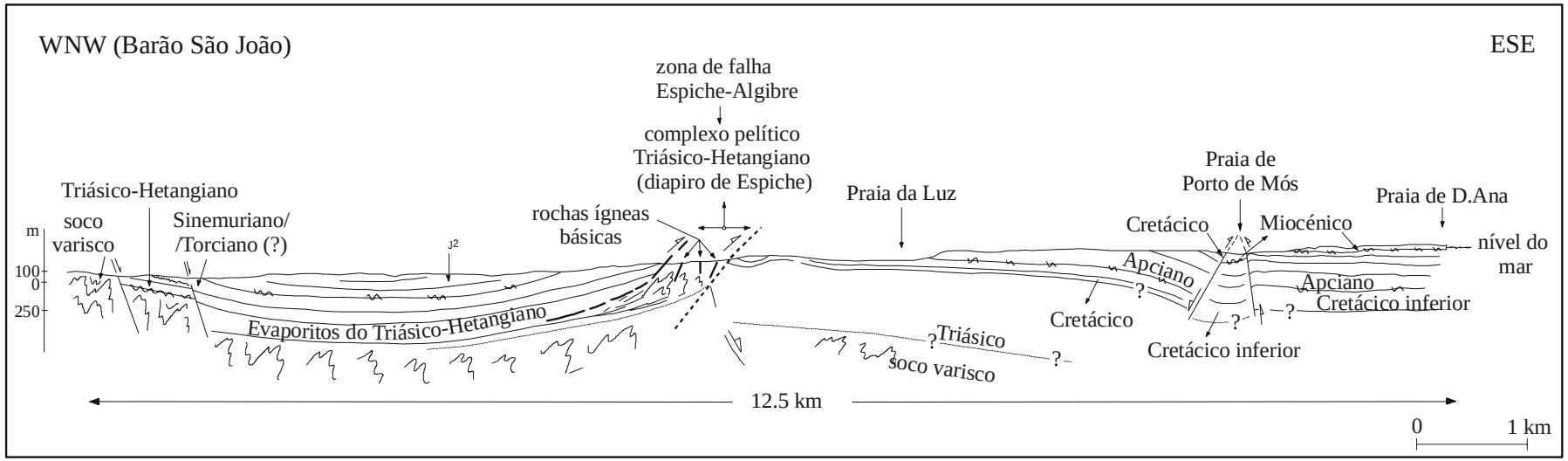


Fig. 4.27 - Corte geológico esquemático na zona de Lagos (adaptado de TERRINHA, 1995, Fig. V.4.1, p. 269).

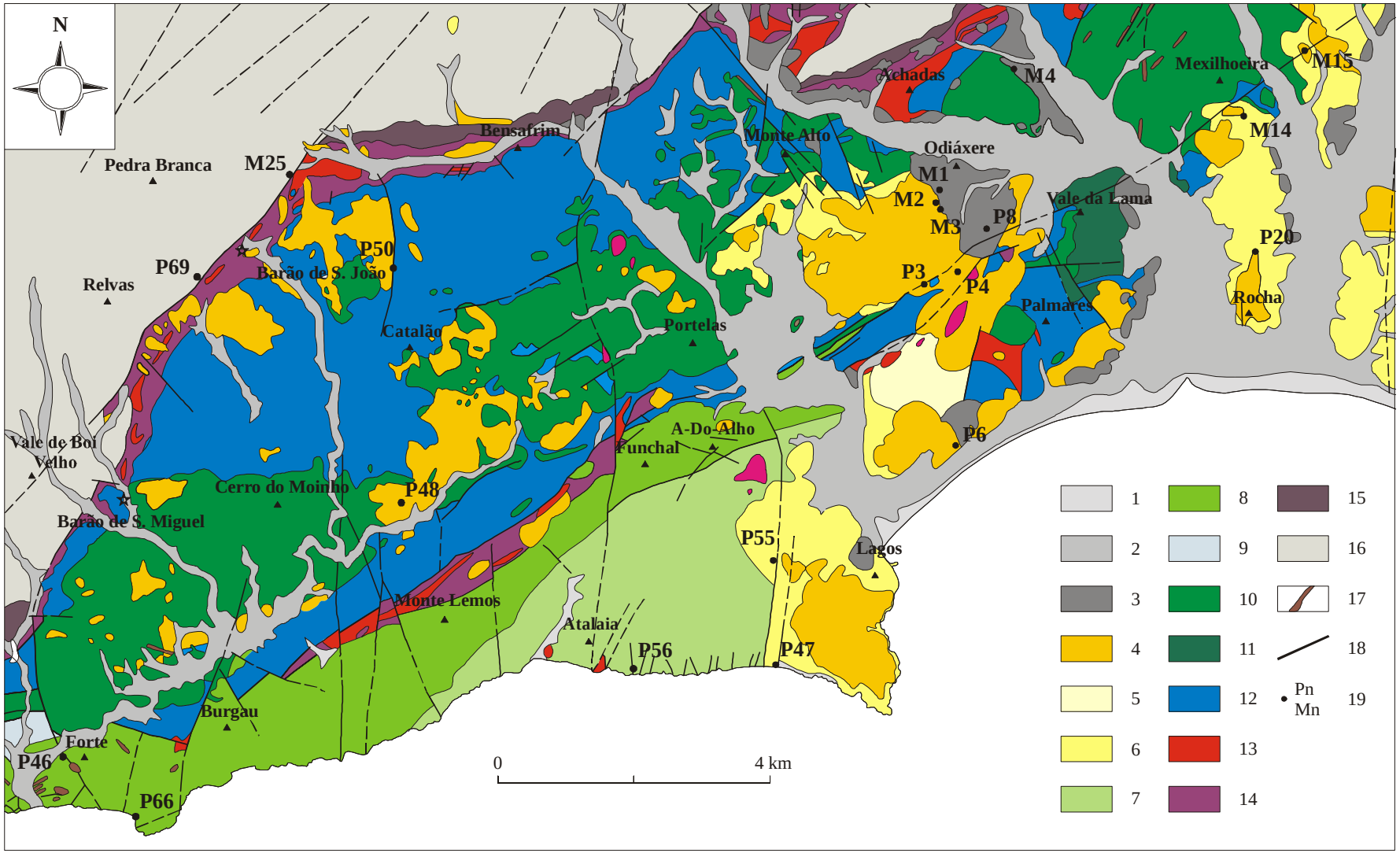


Fig. 4.28 - Mapa geológico esquemático da região de Lagos (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas. 1, areias de praia e areias de duna; 2, aluviões; 3, cascalheiras e terraços; 4, Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira; 5 e 6, Miocénico; 7 e 8, Cretácico; 9 a 14, Jurássico; 15, Triásico; 16, Paleozóico; 17, rochas intrusivas; 18, falha; 19, N.º da estação estudada (Pn - Folha 52 - A Portimão; Mn - Folha 49 - C Monchique).

O acidente, que inicialmente teria sido uma falha normal com inclinação para sul, foi posteriormente cortado por um cavalgamento inclinado para norte, durante o principal episódio de inversão tectónica da bacia, que terá ocorrido depois da deposição do Cretácico superior, deformado pela compressão, e antes da deposição da Formação de Lagos-Portimão, que não tem estruturas compressivas importantes associadas (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1999).

A falha está injectada por pelitos e evaporitos do Hetangiano que actuaram como horizonte de descolamento durante a fase de inversão tectónica, com cavalgamento do Triásico e/ou Jurássico inferior e médio sobre o Cretácico inferior (TERRINHA, 1998).

Embora não existam grandes evidências de reactivação da falha durante o Miocénico, há algumas estruturas, provavelmente relacionadas com a falha de Espiche, que afectam sedimentos plio-quaternários, indicando actividade neotectónica, com movimentação horizontal direita e vertical normal. Esta actividade é mais evidente a nordeste de Lagos (sector nordeste da falha de Espiche-Odiáxere), do que a sudoeste de Lagos (sector sudoeste da falha de Espiche-Odiáxere), ambos separados pela falha de Lagos (falha de Porto de Mós *in* TERRINHA, 1998), de direcção N-S.

4.3.4.1.2.1. Sector sudoeste da falha de Espiche-Odiáxere

O sector sudoeste da falha de Espiche-Odiáxere (flexura de Lagos *in* PEREIRA, 1990), tem uma direcção WSW-ENE e uma extensão de aproximadamente 12 km. Prolonga-se desde a zona da praia da Salema até à falha de Lagos, sendo cortada por diversos acidentes de direcção N-S, que a retalham em vários segmentos.

Neste sector há poucas evidências de actividade neotectónica, o que pode atribuir-se, quer à baixa actividade tectónica na falha, quer à escassez de afloramentos de depósitos plio-quaternários ao longo do seu traçado. Com efeito, os afloramentos de depósitos plio-quaternários aparecem, de um modo geral, a norte do acidente tectónico, com excepção da zona de Lagos, onde existem testemunhos destes depósitos a sul. Pereira (*op. cit.*) considerou que a actividade tectónica deste sector (flexura de lagos), em conjugação com a falha do Barão de S. João, condicionou a deposição da Formação da Charneca do Farol e da Formação de Ameijeira, sendo responsável pela variação lateral de fácies na Formação da Charneca do Farol e pelos indícios de actividade neotectónica que afectam estes depósitos (*op. cit.*).

Na zona da falha reconheceram-se algumas estruturas tectónicas que afectam os depósitos plio-quaternários, nomeadamente:

- na Salema, 250 W do vértice geodésico de M.te Rio Forte (zona SW da falha de Espiche-Odiáxere)

(P46, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão), onde se observa, aproximadamente concordante com a orientação da vertente, uma superfície carbonatada calicheficada, com caneluras e estrias (?), que pode corresponder a um espelho de falha, ou a uma superfície de deslizamento. Esta superfície, de orientação (N50ºE, 30ºNW) e com estrias com *pitch* de 90º, faz o contacto entre calcários do Cretácico inferior, a SE, e um depósito de vertente constituído por calhaus de calcários e matriz margosa, de idade desconhecida, mas presumivelmente do Quaternário, a NW (Foto 4.17). A observação de calhaus estriados indica que a superfície é provavelmente um plano de falha, correspondendo, deste modo, ao prolongamento SW da falha de Espiche-Odiáxere, implicando actividade neotectónica no acidente, com comportamento, neste local, em falha normal, com subida do bloco sul;

- na praia de Almádena (zona SW da falha de Espiche-Odiáxere) (P66, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão) existe um acidente de orientação (N65ºE, 90º) que coloca em contacto tectónico calcários do Jurássico superior com um depósito siliciclástico, o qual preenche uma cavidade cársica em calcários do Cretácico inferior. Este sedimento tem idade desconhecida, que pode ser pré-miocénica ou plio-quaternária (TERRINHA, 1998). Como já foi referido, admitiram-se, para a região do Algarve, dois episódios de carsificação, um anterior à deposição da Formação da Ameijeira, do Pliocénico inferior, e o outro anterior à deposição das Areias de Faro-Quarteira, do Pliocénico superior/Quaternário inferior (CACHÃO, 1995), o que mostra que a hipótese que Terrinha (1998) coloca, de o depósito ser plio-quaternário, é bastante verosímil. Neste caso, temos evidências de actividade neotectónica da falha de Espiche-Odiáxere neste sector, com subida do bloco Sul.

Existem ainda na área pequenas estruturas que afectam os depósitos plio-quaternários, provavelmente relacionadas com a actividade neotectónica deste acidente, observando-se em afloramento:

- na Charneca da Corte (E de Barão de S. João) (P50, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão), onde se reconheceu uma falha inversa que coloca em contacto tectónico dolomitos do Jurássico com depósitos plio-quaternários, cujos calhaus, junto ao contacto, se verticalizam. O plano de falha tem orientação de (N67ºW, 67ºN), estrias com um *pitch* de 80ºS, que indicam movimento inverso esquerdo. Esta movimentação é compatível com um regime tectónico de desligamento oblíquo inverso, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada NE-SW, a compressão intermédia (σ_2) de direcção NW-SE semelhante à compressão mínima (σ_3) que é vertical;
- na Q.ta Matos Brancos (P48, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão), em corte na estrada Espiche -





Foto 4.17 - Falha de Espiche-Odiáxere, em Salema, 250 m a W do vértice geodésico de M.te Rio Forte (P46, Fig. 4.28). A - superfície carbonatada e calicheficada de orientação (N50ºE, 30ºNW), que faz o contacto entre calcários do Cretácico inferior, a SE, e um depósito de vertente constituído por calhaus de calcários e matriz margosa, a NW (Quaternário ?). B - pormenor do plano de falha provável, onde se observam estrias e caneluras com um *pitch* de 90º.

Barão de S. João (E de Barão de S. Miguel), existe um depósito de cor roxa com manchas cinzentas esverdeadas, que apresenta alternância de níveis silto-argilosos e areníticos, com seixos dispersos, de quartzo e quartzito sub-rolados. Os níveis de arenito são constituídos por grãos de quartzo sub-rolados a sub-angulosos, por vezes, transparentes e brilhantes, com matriz siltítica.

Este depósito encontra-se deformado por fracturas que apresentam planos estriados. Estas fracturas agrupam-se em três conjuntos de direcção NNE, NNW e NW a WNW (Fig. 4.29), sendo o terceiro conjunto o mais representativo. Embora a cinemática desta estruturas seja complexa (Fig. 4.29), de um modo geral sobressaem os planos que indicam movimentação horizontal direita e vertical normal. Deste modo, podemos concluir que a estrutura responsável pela origem destas fracturas é essencialmente um desligamento direito de direcção NW-SE, compatível com um regime tectónico de desligamento oblíquo normal, com a compressão mínima (σ_3) de direcção ENE-WSW e a compressão máxima (σ_1) de direcção NNW-SSE semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical.

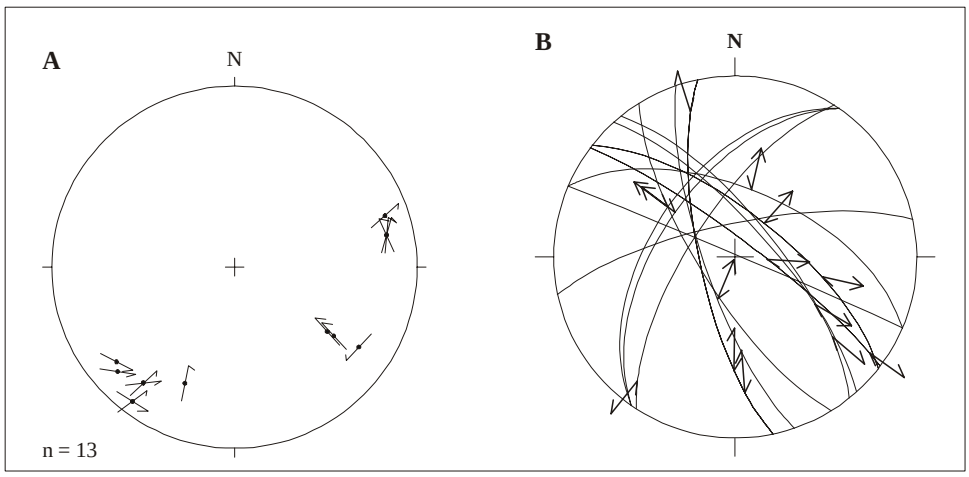


Fig. 4.29 - Representação gráfica dos pólos e planos de falha medidos nas Areias de Faro-Quarteira, na zona da Q.ta Matos Brancos (P48, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos com as estrias projectadas nos pólos orientados segundo os planos de movimento (diagrama *slip-linear*); B - projecção estereográfica dos planos de falha com as estrias projectadas nos planos.

Embora ambas as estrutura tenham uma direcção semelhante, o seu comportamento geodinâmico é diferente. Com efeito, enquanto que a falha de Charneca da Corte é essencialmente uma estrutura inversa, com uma componente de desligamento esquerdo, a falha da Q.ta Matos Brancos é essencialmente um desligamento direito, com uma componente de movimentação normal. Esta diferenciação no comportamento dos acidentes implica que a actividade tectónica das estruturas não tenha sido contemporânea, sendo geradas em regimes tectónicos diferentes. No estado actual do conhecimento, não é possível atribuir uma cronologia aos diferentes regimes de tensão, devido à ausência de correlação estratigráfica entre os dois depósitos afectados.

4.3.4.1.2.2. Sector nordeste da falha de Espiche-Odiáxere

O sector nordeste da falha de Espiche-Odiáxere tem uma direcção WSW-ENE, prolongando-se desde a falha de Lagos até à falha de Portimão, numa extensão de aproximadamente 14 km. É cortado no seu extremo oriental pela falha do Alvor, de direcção N-S, que a subdivide em dois segmentos, com aproximadamente 11 km e 3 km, de ocidente para oriente.

Neste sector da falha há evidências de actividade neotectónica, manifestada pela presença de fracturas (falhas e/ou diaclases) que afectam as Areias de Faro-Quarteira ao longo da zona do seu traçado, nomeadamente:

- junto ao cruzamento da estrada ENE 125 com a estrada para a Torre (P3, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão) observa-se um arenito de cor alaranjada com manchas cinzento esverdeadas (Areias de Faro-Quarteira), com encouraçamento para o topo de cerca 1 m de espessura. Neste arenito existem numerosas fracturas materializadas por planos de endurecimento, por vezes com estrias (falhas), cuja orientação é definida por dois conjuntos de direcção NW-SE e NNE-SSW (Fig. 4.30). Embora não haja níveis de referência, o que dificulta a análise cinemática das falhas, constatamos que as estruturas, de um modo geral, têm comportamento de falha normal, tendo as falhas de direcção NW-SE comportamento de desligamento direito e as de direcção NNE-SSW comportamento de desligamento esquerdo (Fig. 4.30 C). Esta movimentação é compatível com um regime tectónico de desligamento oblíquo normal, com a compressão mínima (σ_3) de direcção ENE-WSW, e a compressão máxima (σ_1) de direcção NNW-SSE semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical;

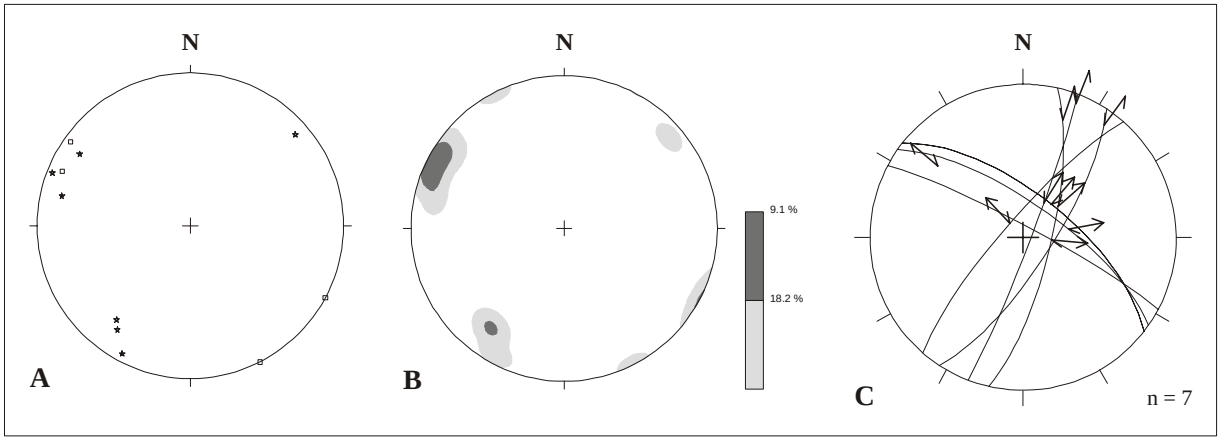


Fig. 4.30 - Representação gráfica dos planos de falha medidos nas Areias Faro-Quarteira, na estrada EN 125, à saída de Lagos, no cruzamento para Torre (P3, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos; B - diagrama de contorno de densidades de pólos; C - projecção estereográfica dos planos de falha e respectivas estrias.

- no caminho de Torre para Odiáxere, a 250 m do cruzamento deste com a EN 125 (P4, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão), as Areias de Faro-Quarteira estão afectadas por falhas, de um modo geral inversas, cuja orientação é definida por dois conjuntos de direcção WNW-ESE a NW-SE e NNE-SSW a ENE-WSW, sendo este menos representativo (Fig. 4.31**)**. Como no caso anterior, também não existem níveis de referência o que dificultou a análise cinemática das falhas. Contudo, pelo estudo dos planos estriados, conseguiu-se deduzir uma componente de desligamento esquerdo para o primeiro conjunto e uma componente de desligamento direito para o segundo (Fig. 4.31). Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico de desligamento inverso, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada E-W, a compressão intermédia (σ_2) de direcção N-S semelhante à compressão mínima (σ_3) que é vertical;

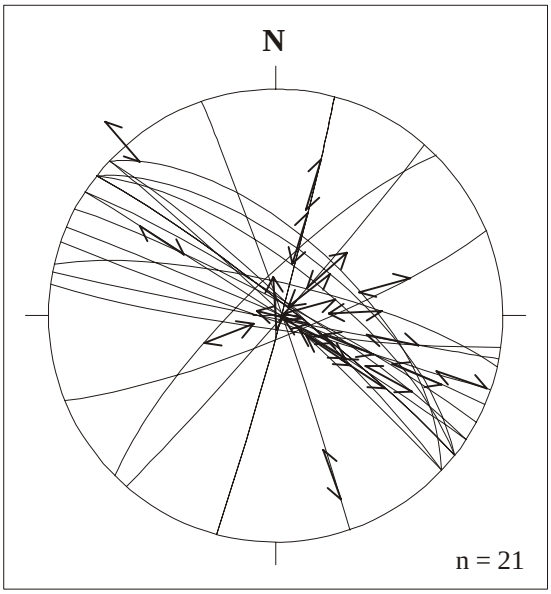


Fig. 4.31 - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias, no caminho Torre - Odiáxere, a 50 m do cruzamento com a EN 125 (P4, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

- em Escalhos, na estrada N.º 510 a sul de Odiáxere (P8, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão), observam-se falhas num depósito de cor vermelha, que assenta por abarracamento nas Areias de Faro-Quarteira, constituído por alternância de níveis conglomeráticos e areníticos, com intercalações de níveis siltíticos, provavelmente correspondentes a um leque fluvial - Cascalheira de Odiáxere (Fig. 4.32). Os níveis conglomeráticos são constituídos por calhaus de grauvaque e alguns de quartzo sub-rolados, com orla de lixiviação, apresentando imbricação. Para o topo, o depósito encontra-se alterado, passando a apresentar cor amarelada, com calhaus de grauvaque, quartzo e nódulos ferruginosos dispersos na matriz. À superfície aparecem restos de couraça. As falhas têm geometria de falha normal e apresentam as seguintes atitudes : (N33ºE, 70ºN), separação normal de 13 cm, estrias a inclinar 20ºN, com algumas menos evidentes de *pitch* de 80ºN, indicando movimentação normal direita, tendo ainda estrias pouco perceptíveis a inclinar 15ºS; (N53ºE, 46ºN); (N55ºE, 74ºN); (N38ºE, 75ºN); e (N12ºW, 83ºE), separação normal de 8 cm e

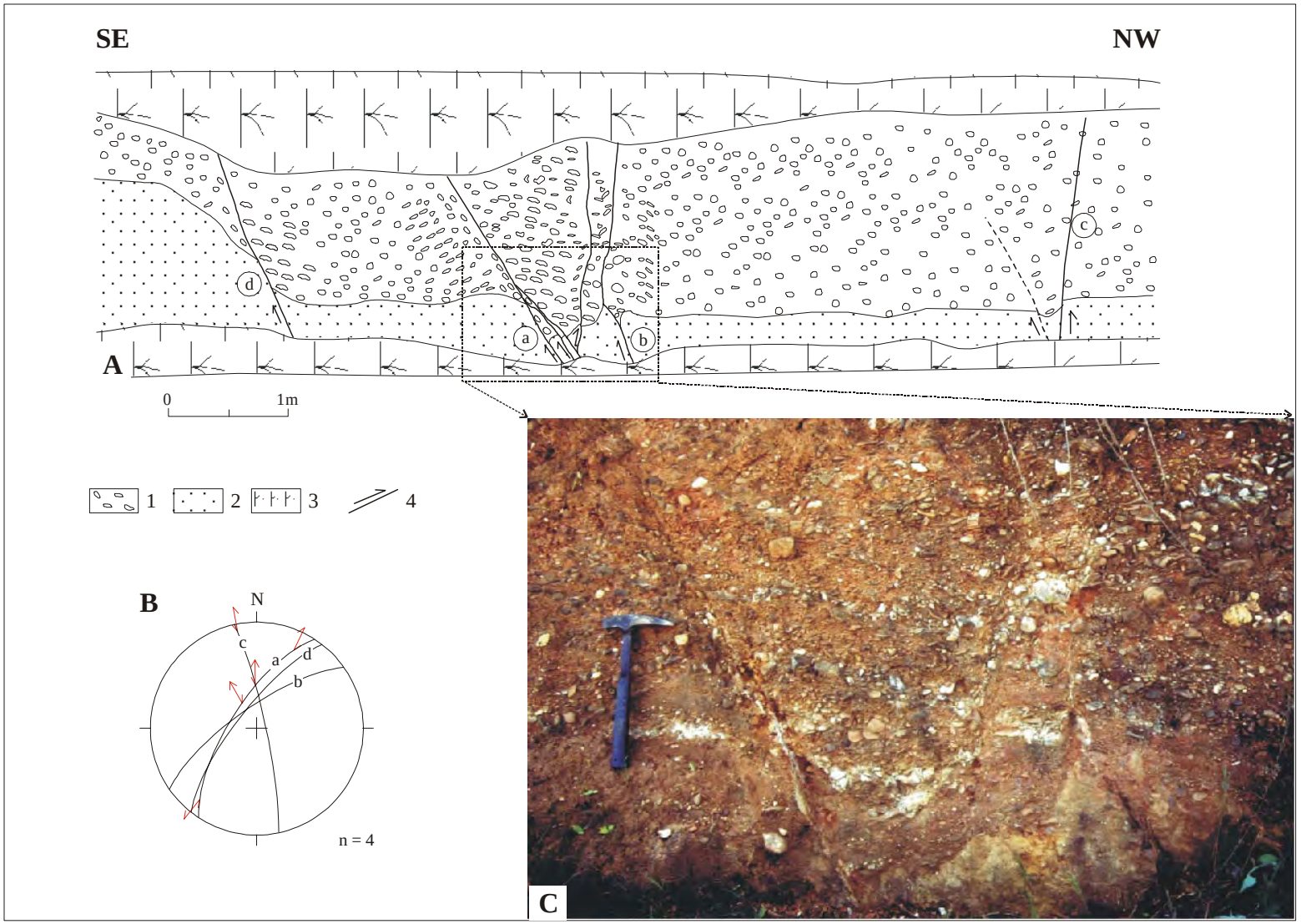


Fig. 4.32 - Corte geológico esquemático onde se observa a falha de Espiche-Odiáxere em afloramento, em Odiáxere, (P8, Fig. 4.28). A - corte geológico; 1, depósito conglomerático (Cascalheira de Odiáxere); 2, arenito fino a silte (Areias de Faro-Quarteira); 3, aterro e vegetação; 4, falha; B - projecção estereográfica dos planos de falha observados e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); (a, b, c, d), planos de falha; C - aspecto do afloramento.

estrias a inclinar 7ºN e 56ºN, indicando movimentação normal esquerda (Fig. 4.32). Estas falhas reflectem provavelmente ruptura superficial na falha de Espiche-Odiáxere, indicando que esta estrutura terá um comportamento de desligamento direito, com uma componente de movimentação normal e é compatível com um regime tectónico de desligamento normal, com a compressão mínima (σ_3) de direcção N-S, e a compressão máxima (σ_1) de direcção E-W semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical;

- 500 m a E do Pinheiral, a oeste de Odiáxere (M1, Fig. 4.28) (Folha 49 - C Monchique), existem falhas a afectar a Cascalheira de Odiáxere, que assenta por abarrancamento num depósito silto-argiloso de cor vermelha acastanhada, com seixos e grãos de quartzo rolados, quer dispersos, quer formando pequenos níveis. As falhas têm direcção NE-SW e comportamento com componente de movimentação vertical normal e horizontal direita (Fig. 4.33);

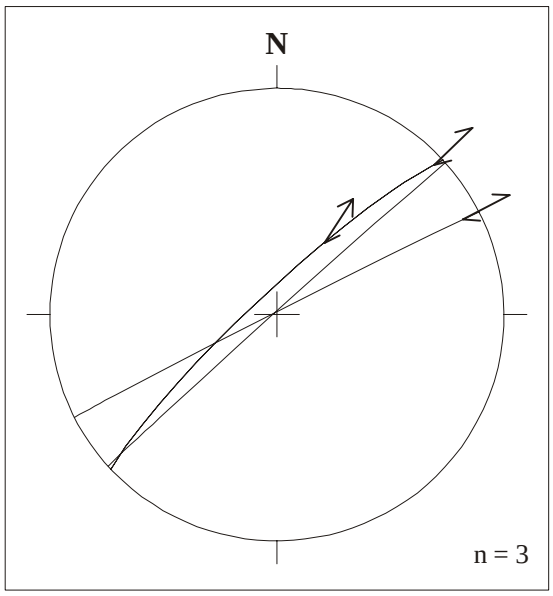


Fig. 4.33 - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias, em Odiáxere, aproximadamente 500 m a E do Pinheiral (M1, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

- no canal de rega junto à estrada EN125 a oeste de Odiáxere (M2, Fig. 4.28) (Folha 49 - C Monchique) aparecem falhas afectando a cascalheira de Odiáxere que assenta por abarrancamento num arenito médio, com intercalações de níveis finos, de cor vermelha com laivos cinzentos esverdeados - Areias de Faro-Quarteira. As falhas têm direcção NW-SE, componente de movimentação vertical inversa e horizontal esquerda (Fig. 4.34). Existe também um filão de siltito a intruir as Areias de Faro-Quarteira, com espessura de 16 cm, de orientação (N67ºW, 75ºS). Nas paredes do filão observam-se estrias com *pitch* de 90º e estrias a inclinar 16ºNW sugerindo que os sedimentos finos foram injectados através da fractura, após terem sofrido liquefacção durante um evento sísmico cuja magnitude se estima ser superior a 5,5 (Rodríguez Pascua, 1998) (Fig. 4.34);
- na estrada EN125, à entrada de Odiáxere (M3, Fig. 4.28) (Folha 49 - C Monchique), observa-se um depósito arenítico (Areias de Faro-Quarteira ?) abarrancado por um nível de cascalheira

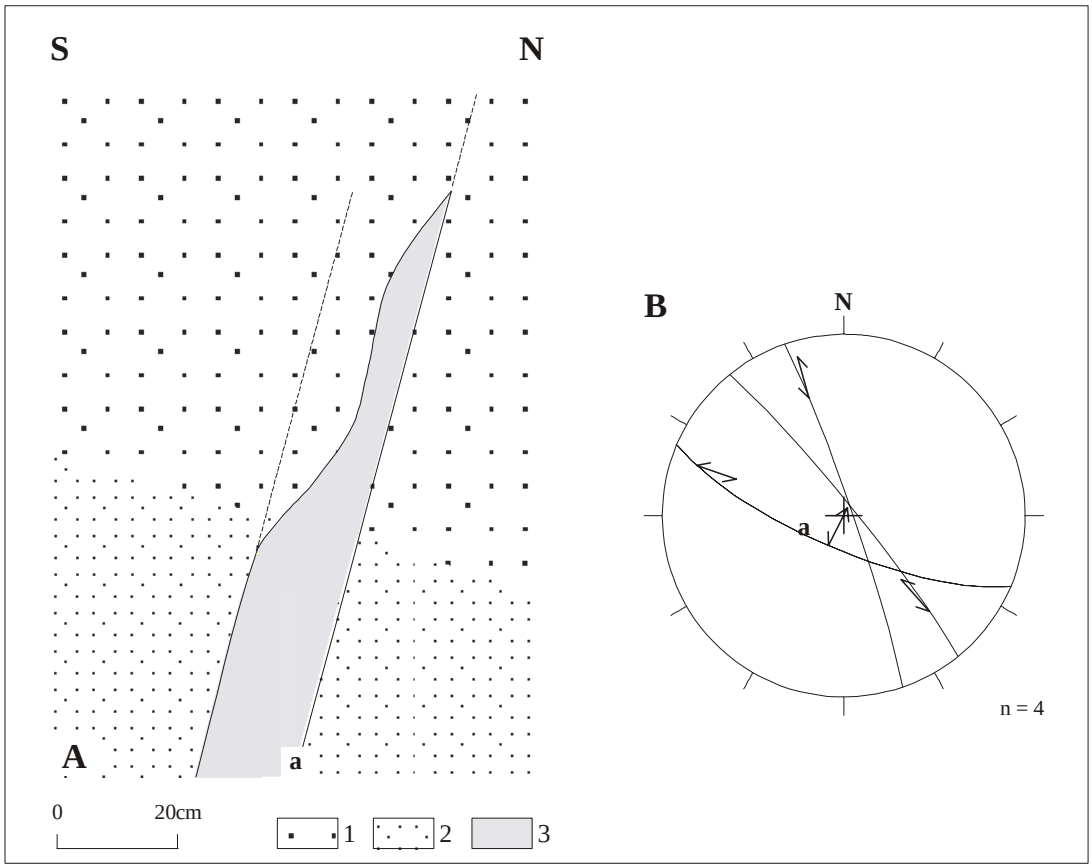


Fig. 4.34 - Filão de silte injectado em Areias de Faro-Quarteira e representação dos planos de falha medidos e respectivas estrias, no canal de rega junto à estrada EN125, a oeste de Odiáxere (M2, Fig. 4.28). A - corte geológico esquemático; 1, arenito médio; 2, arenito fino; 3, silte; B - projecção estereográfica (rede de *Schmidt*, no hemisfério inferior).

(Cascalheira de Odiáxere). O depósito arenítico está afectado por numerosas fracturas de direcção aproximada NW-SE e inclinação próxima da vertical (Fig. 4.35) que não afectam o nível de cascalheira, indicando que a actividade tectónica no acidente, que gerou esta fracturação, foi anterior à deposição da Cascalheira de Odiáxere. Grande parte destas fracturas têm estrias que indicam movimentação horizontal esquerda, com excepção de quatro planos que indicam movimentação direita, mas cujas estrias são duvidosas (Fig. 4.35). O plano principal tem orientação (N42ºW, 80ºW), separação vertical normal de 15 cm, estrias que inclinam 4ºS e 10ºS, indicando um comportamento de falha de desligamento esquerdo com uma componente normal. Observou-se ainda um bloco de arenito cortado por um plano de orientação (N49ºW, 90º), com abatimento do bloco a SW, de cerca de 4 cm, com estrias a inclinar 12ºS indicando movimentação esquerda, e um calhau partido num plano de orientação (N37ºW, 80ºW) com estrias a inclinar 2ºS indicando também movimentação esquerda. Deste modo, parece-nos estar, na zona de Odiáxere, em presença de um acidente em profundidade de direcção NW-SE, oblíquo à falha de Espiche-Odiáxere, com

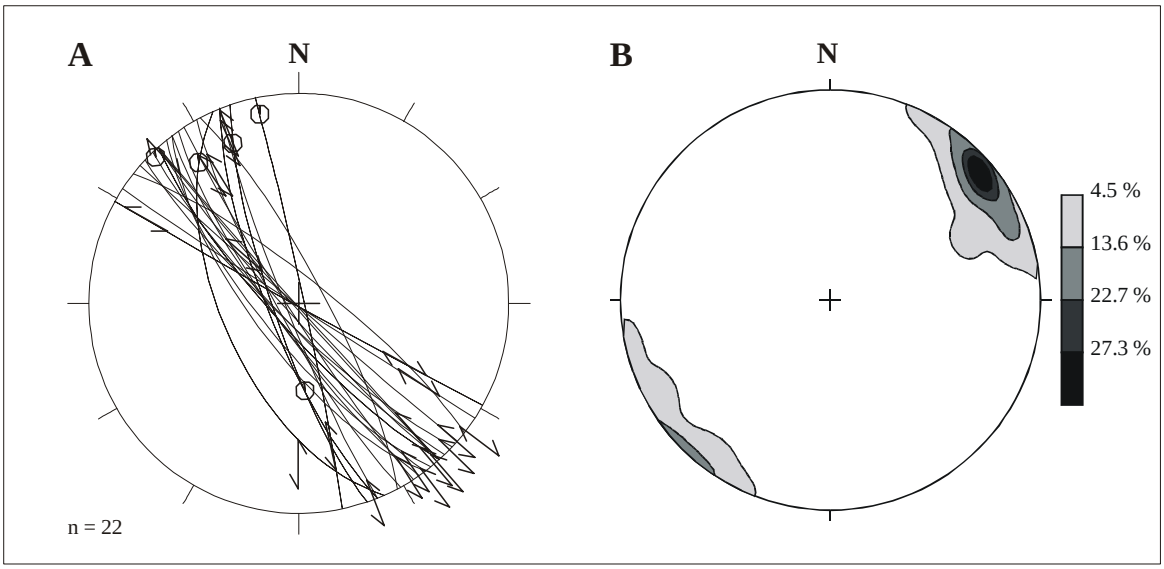


Fig. 4.35 - Representação gráfica dos planos de falha e respectivas estrias medidos nas Areias de Faro-Quarteira, na estrada EN125, à entrada de Odiáxere (M3, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica; B - diagrama de contornos de densidade dos pólos de falha.

movimentação oblíqua esquerda normal que é compatível com um regime tectónico de desligamento normal, com a compressão mínima (σ_3) de direcção N-S, e a compressão máxima (σ_1) de direcção E-W semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical;

- a SW da Meixelhoeira Grande, no caminho de maquedame que circunda a vila (M14, Fig. 4.28) (Folha 49 - C Monchique), observa-se, intensamente deformado por fracturas de direcção diversificada, um depósito arenítico de cor vermelha constituído por uma alternância de arenitos grosseiros e arenitos finos com bolsadas de arenito grosseiro (Areias Faro-Quarteira) (Fig. 4.36). As fracturas, que estão materializadas, de um modo geral, por planos com uma capa argilosa estriada (*slickensides*) recortam-se, deixando um padrão de fracturação complexo. A partir da análise geométrica e cinemática dos planos estriados não foi possível definir um regime tectónico, quer devido à diversificação na direcção das fracturas, quer devido aos vários estilos tectónico

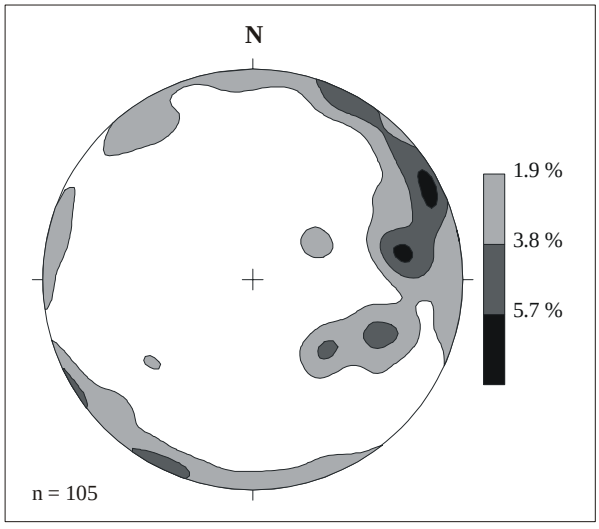


Fig. 4.36 - Diagrama de contornos de densidade dos pólos de falha medidos nas Areias de Faro-Quarteira, a SW da Meixelhoeira Grande, no caminho de maquedame que circunda a vila (M14, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

presentes, com planos paralelos e movimentação diferente. Isto implica que a origem destes planos tenha sido complexa. A génese destas superfícies estriadas pode ser resultante de movimentação de uma falha em profundidade (falha de Espiche-Odiáxere?), ou resultar de compactação dos sedimentos ou de subsidência cársica. Embora a dispersão na direcção das fracturas seja grande, e não seja fácil separá-las das de origem tectónica, já que o seu aspecto é semelhante neste tipo de sedimentos, foi possível definir duas estruturas principais, uma de direcção NW-SE com movimentação horizontal esquerda e uma outra, provavelmente conjugada, de direcção NE-SW, com componente de movimentação vertical normal e horizontal direita (direcção da falha de Espiche-Odiáxere) (Fig. 4.36). Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico de desligamento normal, com a compressão mínima (σ_3) de direcção N-S, e a compressão máxima (σ_1) de direcção E-W semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical;

- em Eiras Velhas, entre Vale da Muda - Vale da Pega (M15, Fig. 4.28) (Folha 49 - C Monchique), existe um depósito arenítico de cor vermelha, com grande quantidade de calhaus dispersos de quartzo rolados, com pátina negra. Este depósito está afectado por algumas falhas, junto das quais os calhaus estão verticalizados e, por vezes, partidos. As falhas apresentam uma componente de movimentação horizontal, quer direita, quer esquerda, com um conjunto bem definido de direcção NE-SW (Fig. 4.37) que corresponde à direcção da falha de Espiche-Odiáxere. As falhas são compatíveis com um regime tectónico de desligamento normal, com a compressão mínima (σ_3) de direcção E-W, e a compressão máxima (σ_1) de direcção N-S semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical.

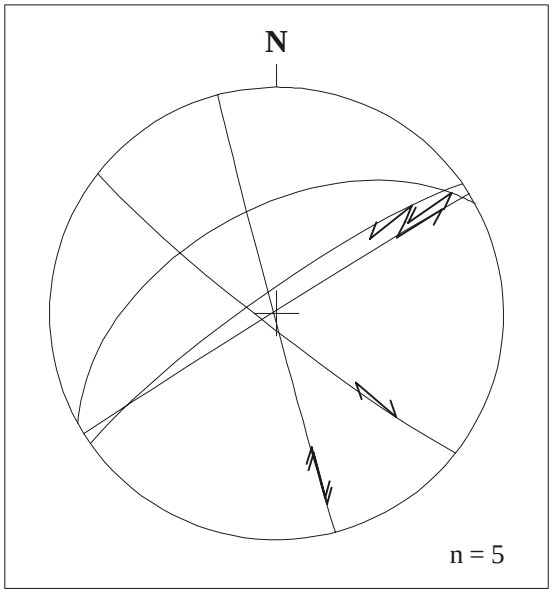


Fig. 4.37 - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias nas Areias de Faro-Quarteira, em Eiras Velhas, entre Vale da Muda - Vale da Pega (M15, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

Em síntese podemos admitir que, de um modo geral, as estruturas indicam que a falha de Espiche-Odiáxere, no Quaternário, é recortada por diversas falhas de direcção N-S e NW-SE com características de desligamento esquerdo, conferindo-lhe um traçado complexo.

Na zona de Odiáxere identificaram-se, em vários afloramentos, fracturas de direcção NW-SE que devem corresponder a um acidente com esta direcção e que se estende desde a Herdade do Mendes, a S do vértice geodésico de Palmares, até ao vértice geodésico do Cotifo, numa extensão de 8 km a que chamaremos falha da Rib.ª de Odiáxere (Fig. 4.128), com características de desligamento esquerdo.

A análise cinemática das fracturas sugere que, em grande parte dos locais observados, as fracturas são compatíveis com um campo de tensão cuja compressão máxima (σ_1) se orienta aproximadamente E-W e a compressão mínima (σ_3) N-S. No caso da estação P3 e M15 esta análise indica que as fracturas são compatíveis com um campo de tensão em que a direcção da compressão máxima (σ_1) é NNW a N-S e a da compressão mínima (σ_3) é ENE a E-W. Deste modo, pode-se admitir que a falha de Espiche-Odiáxere esteve sujeita, no Quaternário, a um regime tectónico de desligamento, com dois campos de tensão diferentes, em que o primeiro terá sido o campo de tensão com a compressão máxima (σ_1) de direcção NNW a N-S. De facto, as fracturas resultantes do campo de tensão com a compressão máxima (σ_1) de direcção E-W afectam a Cascalheira de Odiáxere (depósito mais recente na área), enquanto que as fracturas compatíveis com o campo de tensão com a compressão máxima (σ_1) de direcção NNW a N-S não afectam a Cascalheira de Odiáxere.

Existem ainda, na área deste sector da falha de Espiche-Odiáxere, outras estruturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira e que podem estar ou não relacionadas com este acidente, evidenciadas, quer por deformação frágil, materializada por fracturas (falhas e/ou diaclases), quer por deformação dúctil, materializada por dobramentos, nomeadamente:

- na estrada Meia Praia - Albardeira, 500 m SW de Albardeira (E de Lagos) (P6, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão), observa-se um dobramento em sinforma seguido de antiforma, de comprimento de onda decamétrico e eixo sub-horizontal com orientação N20º-25ºE (Fig. 4.38) (DIAS e CABRAL, 1995a,b), a afectar os sedimentos plio-quaternários que são constituídos, da base para o topo por:
- arenito médio a fino com alternância de níveis grosseiros e finos, de cor branca amarelada com manchas alaranjadas, constituído essencialmente por grãos de quartzo leitoso e hialino, alguns de feldspato, mica e grãos negros, em matriz silto-arenosa de quartzo. Os níveis mais grosseiros têm seixos de quartzo rolados;
- arenito médio a grosseiro de cor branca, com manchas amarelas, constituído essencialmente por grãos de quartzo, alguns de feldspato, sem matriz (*grain supported*);

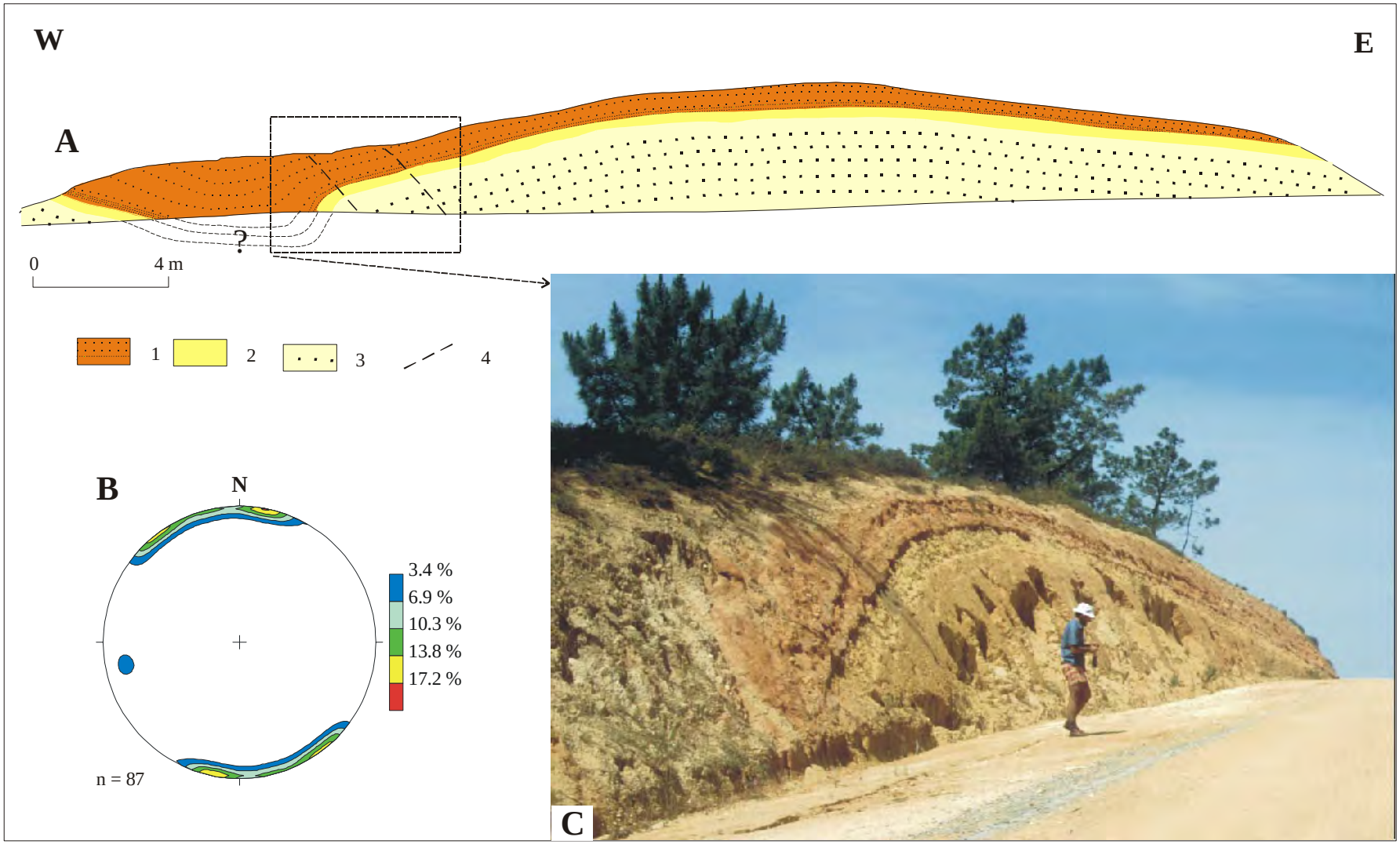


Fig. 4.38 - Dobra em depósitos plio-quaternários (Areias de Faro-Quarteira), na estrada Meia Praia - Albardeira, 500 m a SW de Albardeira (E de Lagos) (P6, Fig. 4.28). A direcção do eixo da dobra é (N20º-25ºE). A - corte geológico esquemático; 1, areias vermelhas; 2, siltes de cor amarela; 3, areias brancas; 4, fractura; B - diagrama de contornos de densidade dos pólos de fracturas medidos nas Areias de Faro-Quarteira quer na dobra, quer na zona circundante (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C - aspecto do afloramento.

- depósito siltítico moscovítico de cor amarelo torrado a castanho, com grãos dispersos de quartzo e moscovite;
- arenito fino a médio de cor amarelada com níveis alaranjados, constituído essencialmente por grãos de quartzo, alguns de feldspato, mica e grãos negros;
- nível conglomerático de cor alaranjada, heterométrico, de 20 cm de espessura, constituído por calhaus e seixos de quartzo e alguns de grauvaque rolados. O nível aumenta de espessura lateralmente;
- arenito médio a grosseiro de cor branca-amarelada, essencialmente constituído por grãos de quartzo e alguns de feldspato, com seixos dispersos de quartzo sub-rolados a sub-angulosos e níveis e/ou bolsadas de pequenos calhaus de quartzo e grauvaque, rolados a sub-rolados. Estratificação entrecruzada;
- silte de cor amarela esverdeada com manchas acinzentadas, com grãos de quartzo. Passa por vezes a arenito fino;
- arenito médio na base a fino para o topo, de cor vermelha-alaranjada com manchas amareladas, constituído por grãos de quartzo, alguns de moscovite e raros de feldspato. Na base aparece por vezes um nível manganesífero;
- arenito médio de cor alaranjada, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo e feldspato, com intercalações de leitos de calhaus a marcar estratificação oblíqua. Na base tem um nível conglomerático, heterométrico, constituído por calhaus de quartzo e grauvaque sub-rolados a rolados (Areias de Faro-Quarteira).

  No antiforma identificou-se uma falha de orientação (N8ºE, 80ºSW) com separação vertical normal de 9 cm, e diaclases perpendiculares à estratificação. Existe ainda, na área do dobramento, um numeroso conjunto de diaclases, também aproximadamente perpendiculares ao eixo da dobra, materializadas por planos de endurecimento (Fig. 4.38), que são compatíveis com o campo de tensão que terá sido responsável pelo geração do dobramento, com a compressão máxima (σ_1) de direcção próxima de WNW-ESE;
- no caminho M.^{te} de Espregueira - M.^{te} Isabel, a W do vértice geodésico da Rocha (P20, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão), existem fracturas de direcção diversificada, com alguns planos estriados, a afectar um arenito (Areias de Faro-Quarteira) que assenta num siltito de cor vermelha (Fig. 4.39). Embora exista alguma dispersão na orientação das fracturas, podem-se definir dois

conjuntos principais, um de direcção E-W com comportamento de desligamento direito, e outro N-S com comportamento de desligamento esquerdo. Por vezes, o contacto entre o silte e as areias é brusco, sendo materializado por planos de fractura, dos quais se destaca um, cuja orientação é de (N89ºW, 85ºN) e estrias a inclinar 15ºW, indicando movimento de desligamento direito. Embora estas fracturas possam ter origem no desenvolvimento do carso em profundidade, também podem ser o reflexo na cobertura sedimentar de um acidente de direcção NNW, que se observa na arriba, a S do vértice geodésico da Rocha, afectando a Formação de Lagos-Portimão, com abatimento normal do bloco E. Neste caso, o conjunto das estruturas é compatível com um regime tectónico de desligamento normal, com a compressão mínima (σ_3) de direcção NE-SW, e a compressão máxima (σ_1) de direcção NW-SE semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical.

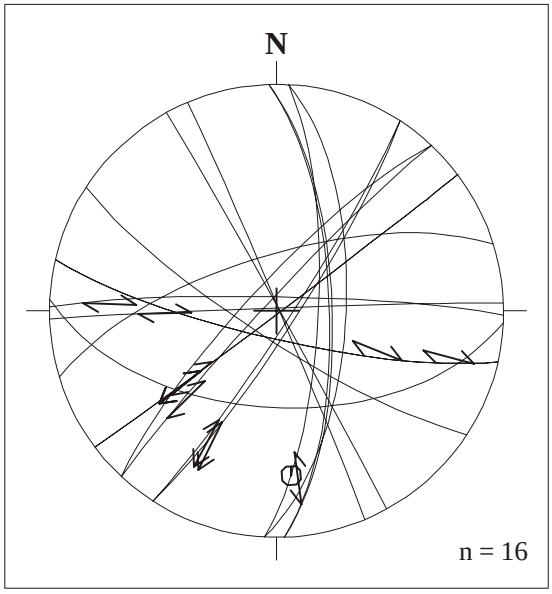


Fig. 4.39 - Projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias, no caminho M.te de Espregueira - M.te Isabel, a W do vértice geodésico da Rocha (P20, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

- em Eiras Velhas, na estrada para Arão, 500 m NE de Descampadinho (M4, Fig. 4.28) (Folha 49 - C Monchique), observa-se uma deformação intensa, evidenciada por dobramentos e por fracturas (Foto 4.1) num depósito (semelhante à Cascalheira de Odiáxere) que é constituído por:
  - siltito de cor alaranjada com manchas cinzentas e vermelhas, com grãos de quartzo e alguns calhaus dispersos de grauvaque;
  - depósito conglomerático, heterométrico, de cor vermelha escura com manchas cinzentas, constituído por calhaus de quartzo, grauvaque e quartzito sub-rolados (ϕmax = 40 cm), com rara matriz areno - siltítica.

O siltito está cortado por numerosas fracturas, materializadas por couraças, provavelmente ferruginosas, com preenchimento de silte cisalhado. Mediram-se alguns planos estriados no interior do preenchimento siltoso, cuja direcção é aproximadamente E-W, com as estrias a indicar movimentação normal e de certo modo radial (Fig. 4.40). No depósito conglomerático existem

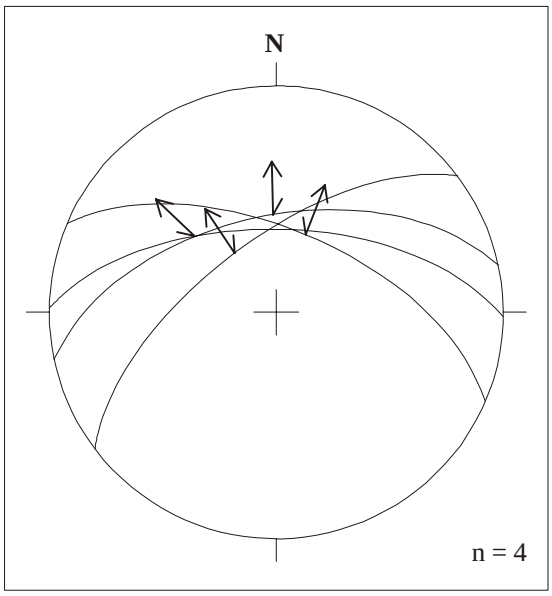


Fig. 4.40 - Projecção estereográfica dos planos de falha e respectivas estrias, medidos em Eiras Velhas, na estrada para Arão, 500 m a NE de Descampadinho (M4, Fig. 4.28) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

níveis de calhaus dobrados (Foto 4.1), com os calhaus verticalizados junto ao contacto entre os dois depósitos. Observam-se também calhaus partidos evidenciando fracturação hidráulica (Foto 4.18). As dobras no depósito conglomerático devem estar relacionadas com liquefacção, como consequência de um evento sísmico de magnitude elevada (M≥7,5) (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998), provavelmente gerado por um dos acidentes deste sector da falha de Espiche-Odiáxere, quer pela própria falha de Espiche-Odiáxere, quer por uma das estruturas NNW-SSE.



Foto 4.18 - Pormenor do depósito conglomerático deformado, mostrando os calhaus partidos que evidenciam fracturação hidráulica, em Eiras Velhas, 500 m NE de Descampadinho, na estrada para Arão (M4, Fig. 4.28).

4.3.4.1.3. Falha de Lagos

A zona de falha de Lagos (Fig. 4.128) (falha de Porto de Mós *in* TERRINHA, 1998) aflora na praia de Porto de Mós, a SSW de Lagos (P47, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão) sob a forma de uma estrutura em *ramp valley* de direcção N-S (DIAS e CABRAL, 1995b; TERRINHA, 1998). Trata-se de um acidente tectónico que rejeita a falha de Espiche-Odiáxere, segmentando-a em dois sectores, indicando que é mais recente do que esta. O seu traçado segue-se ao longo de aproximadamente 8 km, estendendo-se desde a praia de Porto de Mós até às Portelas. O acidente funcionou como falha normal durante o Cretácico, à semelhança de vários outros acidentes na mesma zona, de direcção semelhante, que afectam o Cretácico com geometria de falha normal, mas que não foram reactivados.

A falha de Lagos foi reactivada como falha inversa durante o Quaternário, pois afecta os depósitos plio-quaternários (Areias de Faro-Quarteira).

Como foi referido, observa-se na arriba da praia de Porto de Mós, com o ramo ocidental, de direcção N-S, a colocar em contacto tectónico por cavalgamento calcários e margas do Cretácico com calcários lumachélicos do Miocénico (Formação de Lagos-Portimão), e o ramo oriental, de orientação (N0º, 85ºE), estabelecendo o contacto tectónico por falha inversa entre calcários e margas do Cretácico e as Areais de Faro-Quarteira (DIAS e CABRAL, 1995b) (Fig. 4.41). Embora o contacto mecânico entre o Cretácico e as Areias de Faro-Quarteira seja complexo, com vários planos de direcção mais ou menos constantes mas inclinação diferente, no cômputo geral a inclinação é próxima da vertical (Fig 4.41 - I). Mediu-se um plano junto ao contacto de atitude (N12ºW, 43ºE) com estrias com um *pitch* de 90º que indica movimentação inversa. Este indicador cinemático, a geometria da estrutura em *ramp valley* e as dobras de arraste, sugerem uma movimentação inversa pura, o que implica um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção E-W (DIAS e CABRAL, 1995b; TERRINHA, 1998) e a compressão mínima (σ_3) vertical. Existem ainda, a afectar os calcários e margas do Cretácico, falhas normais que não foram reactivadas, e um sistema de fracturas conjugadas preenchidas por calcite, indicando uma fase compressiva pré-Miocénica, com uma compressão máxima (σ_1) de direcção NNW-SSE (TERRINHA, 1998). Na Formação de Lagos-Portimão existe também um sistema de falhas normais de direcção NNW-SSE (predominante) e NE-SW (Fig 4.41 - II), com separações verticais entre os 4 cm e 30 cm, que sugerem a acção de uma fase tectónica distensiva anteriormente à deposição das Areias de Faro-Quarteira.

No prolongamento para N, na Q.ta da Ameixeira, na estrada de Lagos para o vértice geodésico de Atalaia (P55, Fig. 4.28) (Folha 52 - A Portimão), observou-se um contacto por falha inversa entre um arenito de cor vermelha, que tem intercalações de níveis finos e grosseiros e calhaus dispersos de quartzo,

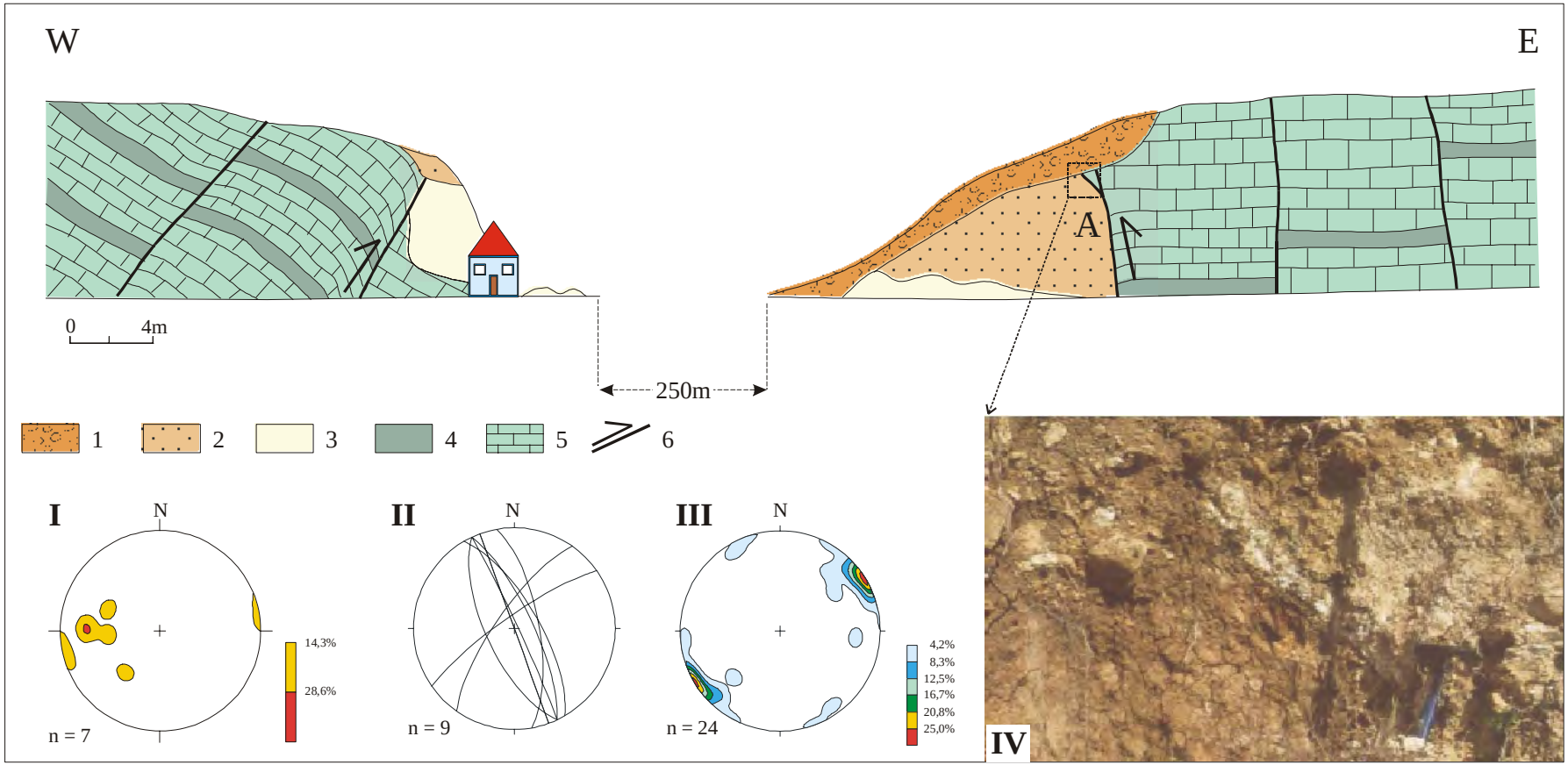


Fig. 4.41 - Corte geológico esquemático da estrutura em *ramp-valley*, na arriba da praia de Porto de Mós, a SSW de Lagos (P47, Fig. 4.28), e representação dos planos de fractura medidos (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, depósito de vertente; 2, Areias de Faro-Quarteira (Plio-Quaternário); 3, Formação de Lagos-Portimão (Miocénico); 4, margas (Cretácico); 5, calcários (Cretácico); 6, falha; A - (N0ºS, 85ºE); I, diagrama de contorno de densidades de pólos dos planos de falha medidos nas Areias Faro-Quarteira, na zona do contacto com o Cretácico; II, projecção estereográfica dos planos de falha com movimentação normal, medidos na Formação de Lagos-Portimão; III, diagrama de contorno de densidades de pólos das diaclases medidas na Formação de Lagos-Portimão; IV, pormenor do contacto entre o Cretácico e as Areias de Faro-Quarteira.

quartzito e alguns de grauvaque, rolados a sub-rolados (Areias de Faro-Quarteira), e um depósito conglomerático, heterométrico, essencialmente constituído por litoclastos e blocos (ϕmax ≈ 60 cm) de couraça ferruginosa sub-angulosos e calhaus de quartzo e grauvaque sub-rolados. O acidente tem uma atitude (N19ºW 80ºW) e estrias duvidosas a inclinar 30ºS, que apontam para uma movimentação inversa com desligamento direito (Fig. 4.42).

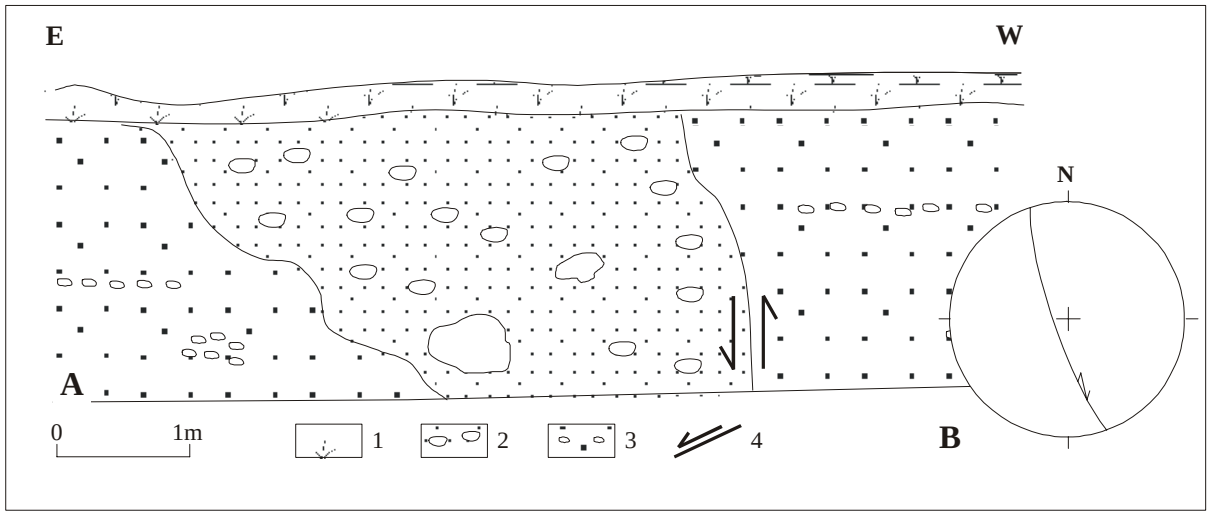


Fig. 4.42 - Contacto por falha entre depósitos plio-quaternários, na Q.ta da Ameixeira, na estrada de Lagos para o vértice geodésico de Atalaia (P55, Fig. 428). A - corte geológico esquemático; 1, solo; 2, depósito conglomerático; 3, Areias de Faro-Quarteira; 4, falha; B - projecção estereográfica do plano de movimento e respectiva estria (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

4.3.4.1.4. Falha do Alvor

A falha do Alvor é uma estrutura provável de direcção N-S, que se estende desde a praia do Alvor até à zona do vértice geodésico da Sé, numa extensão de aproximadamente 10 km (Fig. 4.128). Embora não tenham sido encontradas evidências deste acidente afectar os depósitos plio-quaternários, possivelmente devido à ausência de afloramentos na área do seu traçado, este acidente é considerado uma falha com actividade neotectónica porque corta a falha de Espiche-Odiáxere, que foi por nós considerada como falha activa.

4.3.4.1.5. Síntese

Embora com todos os constrangimentos já anteriormente referidos, como por exemplo a ausência frequente de referências estratigráficas, o que dificulta a análise cinemática e geométrica das falhas, e a dificuldade na separação das fracturas de origem tectónica, resultantes da movimentação nos acidentes tectónicos principais, das que têm origem cársica, podemos concluir que na zona entre a falha da Sinceira

e a falha de Portimão:

- os principais acidentes regionais têm actividade neotectónica, sendo responsáveis pelo aparecimento das diversas estruturas que afectam os depósitos plio-quaternários, e portanto são passíveis de gerar sismos;
- a falha do Barão de S. João é um desligamento esquerdo com componente de movimentação normal;
- a actividade neotectónica no sector sudoeste da falha de Espiche-Odiáxere é menor que no sector nordeste;
- a falha de Espiche-Odiáxere é um desligamento direito, com uma componente de movimentação normal;
- existem falhas de direcção NW-SE com movimento de desligamento esquerdo, como por exemplo a falha da Rib.ª de Odiáxere, que é anterior à movimentação na falha de Espiche-Odiáxere, pois não parece afectar a Cascalheira de Odiáxere;
- as estruturas de direcção N-S cortam o acidente principal desta área (falha de Espiche-Odiáxere), sendo neste caso posteriores, como por exemplo a falha de Lagos, que tem movimento inverso;
- ocorreu deformação dúctil, após a deposição das Areias de Faro-Quarteira, como por exemplo a dobra de Lagos;
- que a área, durante o período de tempo considerado (Pliocénico superior - Quaternário), esteve sujeita a um regime de deformação de desligamento, estando actualmente sujeita a um regime de tensão compressivo, que é testemunhado pela falha de Lagos (corta a falha de Espiche-Odiáxere) e pela dobra de Lagos;
- que a direcção da compressão máxima (σ_1) a que as estruturas estiveram sujeitas variou, podendo definir-se aproximadamente três direcções preferenciais: NNW-SSE a N-S, NE-SW e ENE-WSW a ESE-WNW, sendo esta última a mais representativa.

4.3.4.2. Zona de Portimão

Na zona de Portimão existem numerosos acidentes, de direcção variada, que afectam o Meso-Cenozóico. Contudo, a estrutura mais importante é o sistema de falhas N-S que corresponde à falha de Portimão.

Os depósitos plio-quaternários (Areias de Faro-Quarteira) existentes nesta área, que preenchem o carso desenvolvido nas rochas carbonatadas da Formação de Lagos-Portimão, estão intensamente

deformados, quer por deformação frágil, materializada pela existência de fracturas (falhas e diaclases) de direcções muito diversificadas (Fig. 4.43), quer por deformação dúctil, salientada por estratificações por vezes muito inclinadas e por dobras, e ainda pela presença de filões de depósitos finos (silte e/ou argila) injectados em areias. Esta deformação pode ser de origem tectónica relacionada com movimentação da falha de Portimão ou de outros acidentes em profundidade não reconhecidos à superfície, ou ser de origem cársica, controlada ou não pelo campo de tensão regional, o que, conjuntamente com a ausência, na maior parte dos casos, de níveis estratigráficos de referência, dificultou a análise geométrica e cinemática das estruturas presentes.

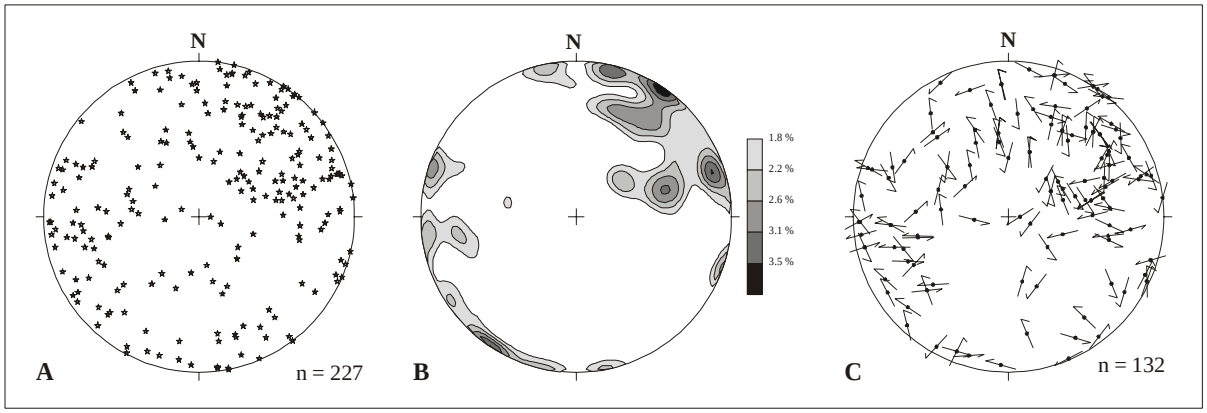


Fig. 4.43 - Representação gráfica dos planos de fractura medidos na zona da falha de Portimão, que afectam as Areias de Faro-Quarteira (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos; B - diagrama de contornos de densidade dos pólos; C - projecção estereográfica dos pólos com as estrias projectadas nos pólos orientados segundo os planos de movimento (diagrama *slip-linear*) (adaptado de TERRINHA *et al*., 1999).

4.3.4.2.1. Falha de Portimão

A falha de Portimão, de direcção aproximadamente N-S, tem uma extensão cartográfica de cerca de 11 km, estendendo-se desde a zona de Guenos (N de Portimão), onde ocorre o contacto entre a Bacia Meso-Cenozóica Algarvia e o soco varisco, provável local da terminação deste acidente (*tip point*), até à praia da Rocha (S de Portimão), e prolongando-se para o mar (Fig. 4.44 e 4.128). Separa cartograficamente o bordo setentrional da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia, com separação direita de cerca de 5 km. Todavia esta separação não corresponde à movimentação da falha, mas sim a um efeito geométrico, já que a falha de Portimão é essencialmente um acidente com movimentação vertical (Fig. 4.44) (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1999).

Embora não esteja totalmente esclarecida a origem da falha de Portimão, esta foi interpretada por alguns autores (RIBEIRO *et al*., 1979) como sendo um segmento de uma grande estrutura em profundidade que permitiu a intrusão dos maciços ígneos alcalinos de Sintra, Sines e Monchique, relacionados com a

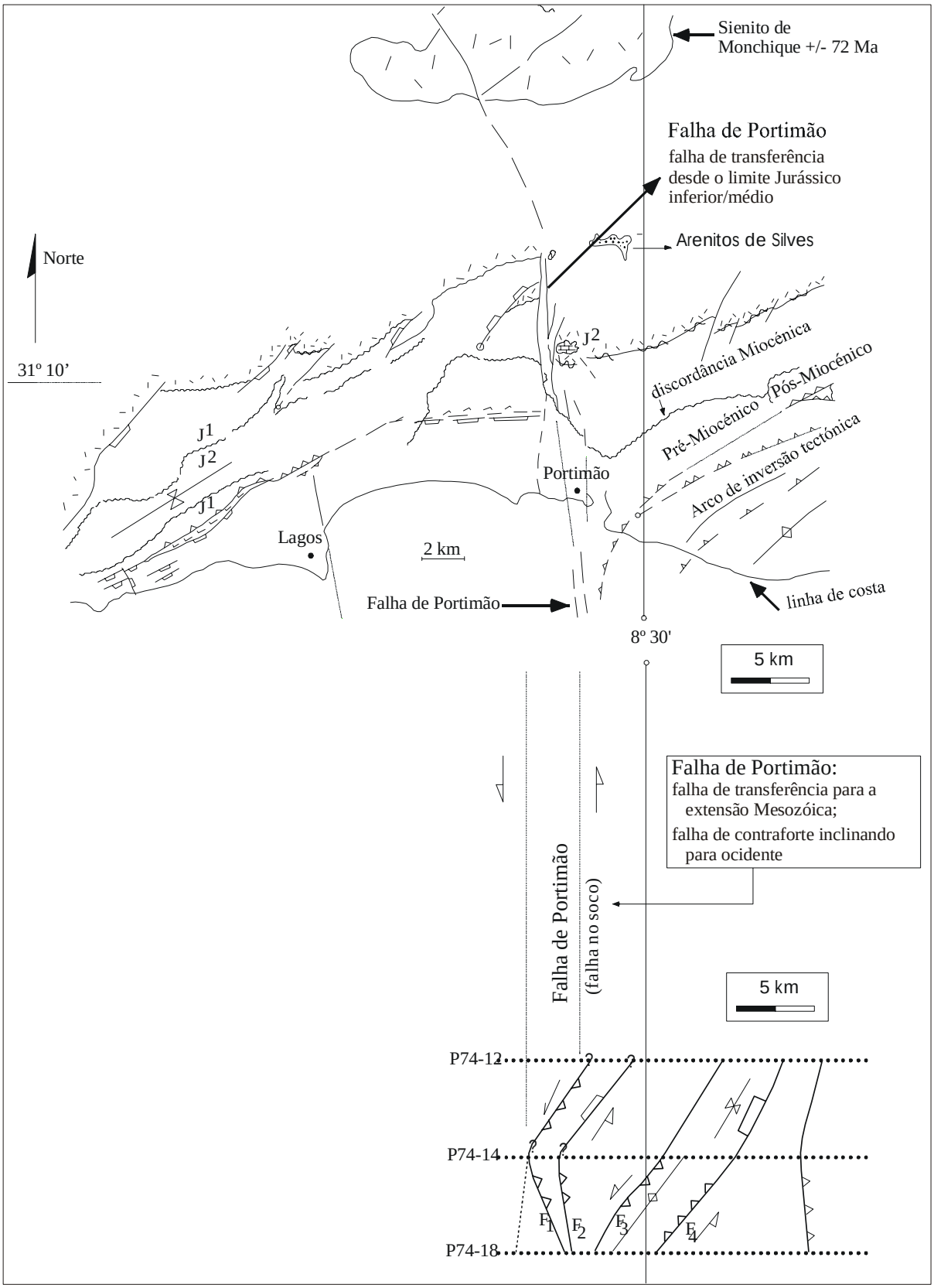


Fig. 4.44 - Mapa estrutural da zona de falha de Portimão, parte emersa e imersa (adaptado de TERRINHA *et al.*, 1999, Fig. 3, p. 110). P74-12, P74-12e P74-12 linhas de reflexão sísmica.

rotação da Ibéria no Cretácico. Posteriormente, foi proposto (RIBEIRO *et al.*, 1997) que esta estrutura se integra numa grande zona de fractura à escala litosférica, que se estende desde o Monte de Tor até ao Monte do Guadalquivir (SILVA e MIRANDA, 1994), gerada provavelmente por impacto de um meteorito.

Dados posteriores (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1999) sugerem que a falha de Portimão é um desligamento direito tardi-varisco, provavelmente reactivado desde o Triásico, como falha de transferência durante os períodos tectónicos distensivo e de inversão da Bacia do Algarve, e como desligamento direito, durante o Cretácico final, relacionado com a rotação da Ibéria (TERRINHA *et al.*, 1999). Durante um episódio compressivo no Miocénico médio, testemunhado por dobras, falhas inversas e cisalhamento intenso que se observam na praia da Rocha, a falha comportou-se como desligamento esquerdo, com uma compressão máxima orientada NW-SE, comportando-se como um contraforte (*buttress*) à deformação tectónica que diminui para ocidente do Orógeno Bético, como é evidenciado pela presença de estruturas, a E da falha de Portimão, que mostram a existência de uma estrutura em arco (*op. cit.*).

A Formação de Lagos-Portimão também está afectada por alguns acidentes com geometria de falha normal, como se pode observar na arriba da praia da Rocha, que evidenciam uma fase tectónica distensiva posterior ao Miocénico médio.

Durante o Pliocénico superior - Quaternário, a falha de Portimão foi reactivada, provavelmente, em regime tectónico de desligamento, sendo responsável por inúmeras fracturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira. Com efeito, na zona de interferência da falha de Portimão, numa área de 4x4 km^2, os depósitos plio-quaternários encontram-se intensamente deformados, afectados por falhas (reconhecidas pela existência de deslocamentos e/ou planos estriados) (Foto 4.19, 4.20), estruturas de cinemática desconhecida, diaclases (Fig. 4.45) e filões detríticos (*op. cit.*). Estas manifestações de actividade neotectónica foram identificadas em diversos locais, como se pode ver na figura 4.45, dos quais referimos como exemplo, alguns casos particulares, nomeadamente as estações estudadas:

- em Cabeço do Mocho, num corte da estrada Sesmarias-Cabeço do Mocho (M6, Fig. 4.46) (Folha 49 - C Monchique), onde se observa o carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão preenchido por Areias de Faro-Quarteira. Estas areias, junto a uma das paredes do carso, estão afectadas por falhas com geometria de falha inversa (Fig. 4.47), que poderiam estar eventualmente relacionadas com a evolução deste. Contudo:
  - a existência de falhas inversas a afectar estas areias, com uma atitude de (N23ºE, 70ºSE) e estrias a inclinar 55ºS, paralelas à parede do carso que tem uma orientação de (N23ºE, 75ºSE), além de falhas com uma direcção de aproximadamente N-S (Fig. 4.48 C);



Foto 4.19 - Plano de movimento, em Areias de Faro-Quarteira, de orientação (N63ºE, 80ºS) e estrias com *pitch* de 80ºE, 500 m a N de Torre dos Castelos (P22, Fig. 4.46). O alongamento da borracha indica a inclinação das estrias.

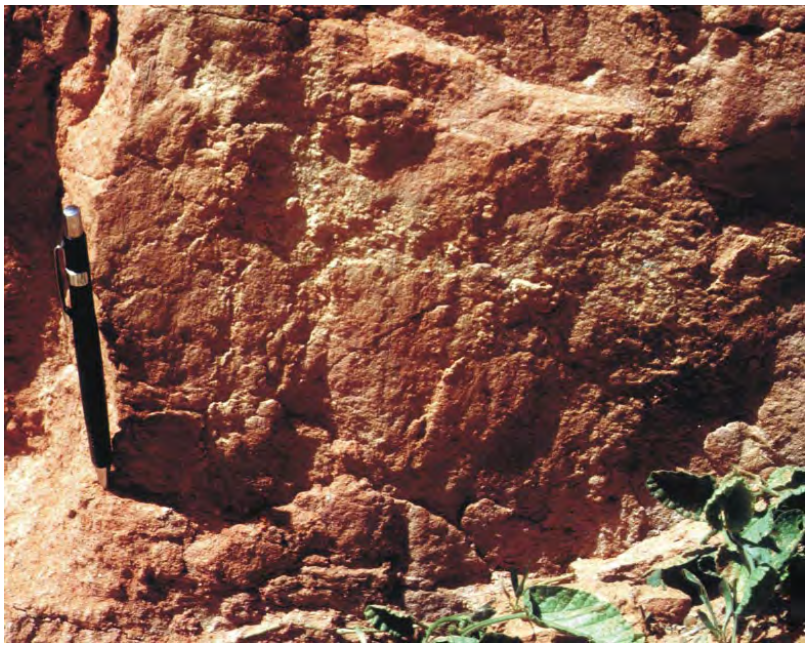


Foto 4.20 - Plano de movimento inverso, em Areias de Faro-Quarteira, de orientação (N61ºW 85ºN) com estrias com um *picth* ≈ 90º, na Quinta de Tróia, a NW do Campo de Futebol (P29, Fig. 4.46). A caneta indica a atitude das estrias.

- a presença de uma falha que afecta a Formação de Lagos-Portimão, muito próximo deste local, com a mesma direcção e no prolongamento das falhas atrás referidas;
- a existência de uma fracturação intensa que afecta as Areias de Faro-Quarteira, 50 m a W, com planos de deslizamento a indicar, de um modo geral, movimentação inversa (Fig. 4.48 B), e cujas direcções preferenciais são de NW-SE e N-S (Fig. 4.48 D);

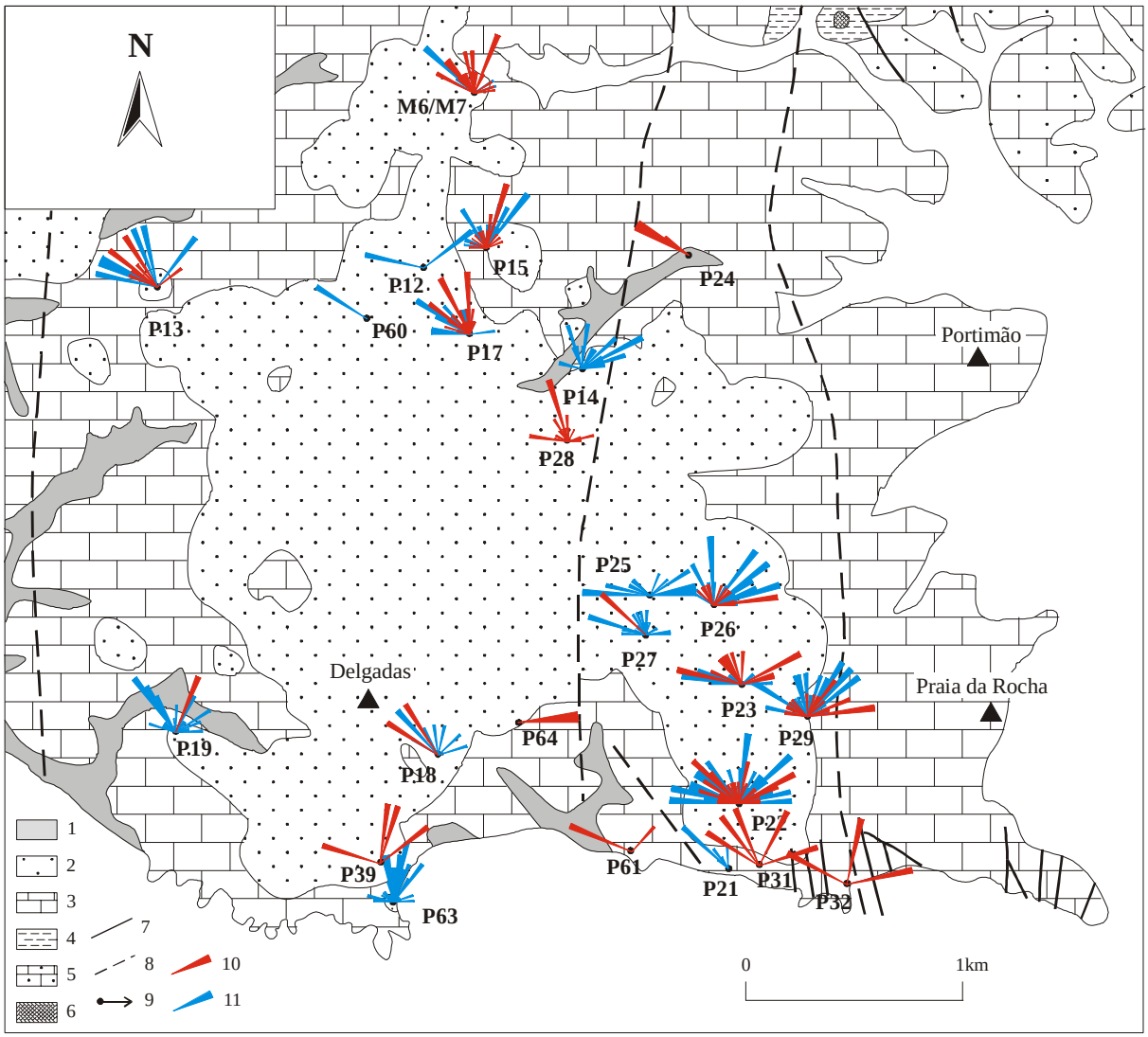


Fig. 4.45 - Mapa geológico esquemático da região de Portimão (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a localização dos afloramentos onde se identificaram fracturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, e com rosas de frequência das fracturas medidas. 1, aluviões e depósitos de praia; 2, Areias de Faro-Quarteira; 3, Formação de Lagos-Portimão (Miocénico); 4, Cretácico; 5, Jurássico; 6, intrusões basálticas; 7, falha; 8, falha provável; 9, localização dos afloramentos (Pn - Folha 52 - A Portimão; Mn - Folha 49 - C Monchique); 10, falhas; 11, fracturas (diaclases e/ou falhas com movimento desconhecido).

leva-nos a concluir que as falhas são de origem tectónica e que a parede observada corresponde a um acidente que coloca em contacto tectónico por falha inversa as Areias de Faro-Quarteira, a leste, com a Formação de Lagos-Portimão, a oeste. A maior parte das estruturas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada E-W;

- 250 m a SE de Alto do Poço Novo, num corte da estrada Alto do Poço Novo - Alagoas (P13, Fig. 4.46) (Folha 52 - A Portimão), onde se observa uma fracturação intensa, de direcção geral NW-SE, que afecta as Areias de Faro-Quarteira. Algumas das fracturas têm estrias, que indicam

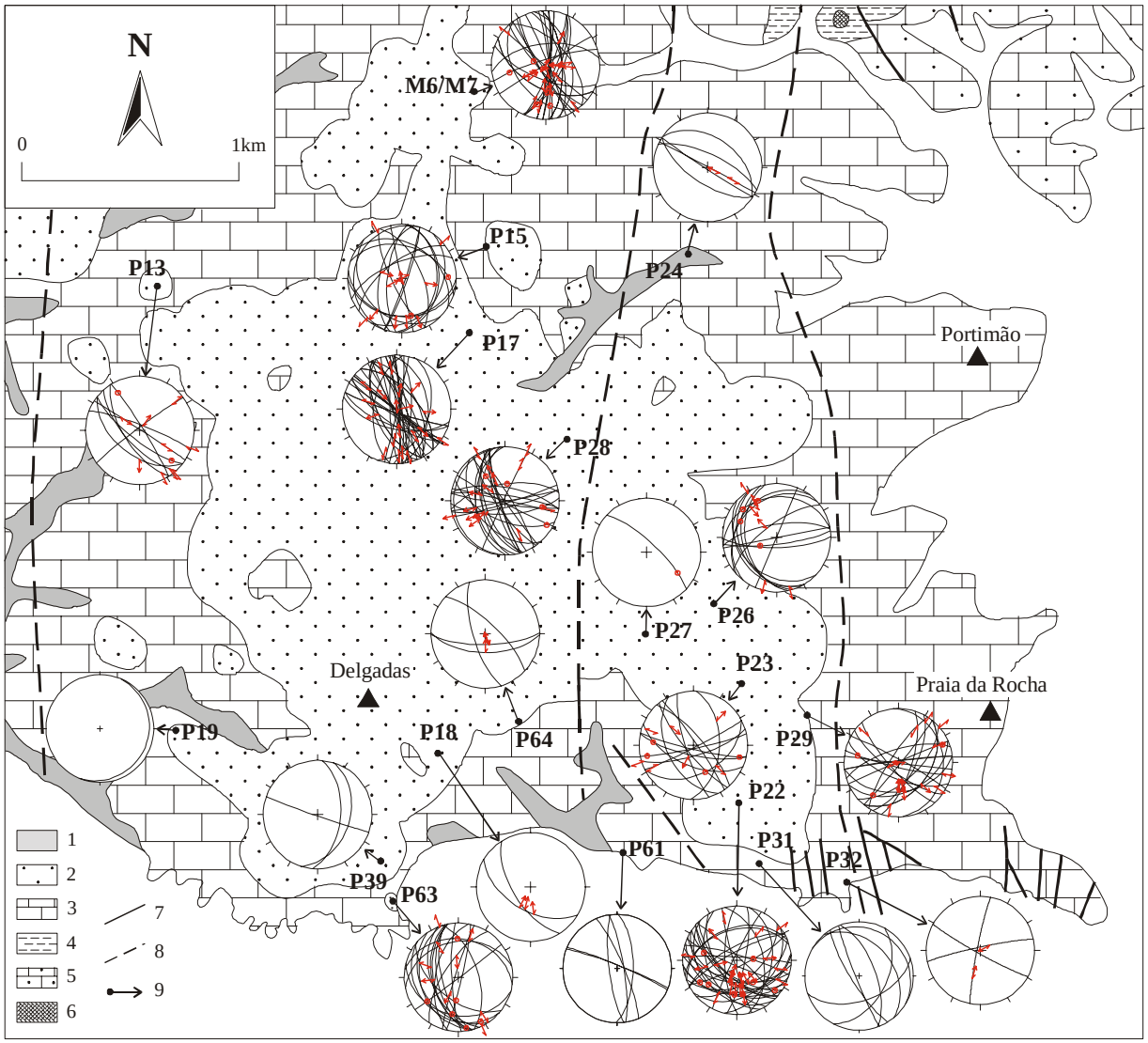


Fig. 4.46 - Mapa geológico esquemático da região de Portimão (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a localização dos afloramentos onde se identificaram falhas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, projecção estereográfica dos planos medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões e depósitos de praia; 2, Areias de Faro-Quarteira; 3, Formação de Lagos-Portimão (Miocénico); 4, Cretácico; 5, Jurássico; 6, intrusões basálticas; 7, falha; 8, falha provável; 9, localização dos afloramentos (Pn - Folha 52 - A Portimão; Mn - Folha 49 - C Monchique).

movimentação, de um modo geral, de desligamento esquerdo com componente normal, sendo compatíveis com um regime tectónico de desligamento normal, com a compressão mínima (σ_3) de direcção N-S, e a compressão máxima (σ_1) de direcção E-W semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical;

- 300 m ENE do vértice geodésico da Bemposta (P15, Fig. 4.46) (Folha 52 - A Portimão), onde se observaram numerosas fracturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, com uma grande dispersão na direcção. Embora alguma das fracturas tenham estrias, atribuímos-lhe uma origem cársica, devido a sua disposição radial;

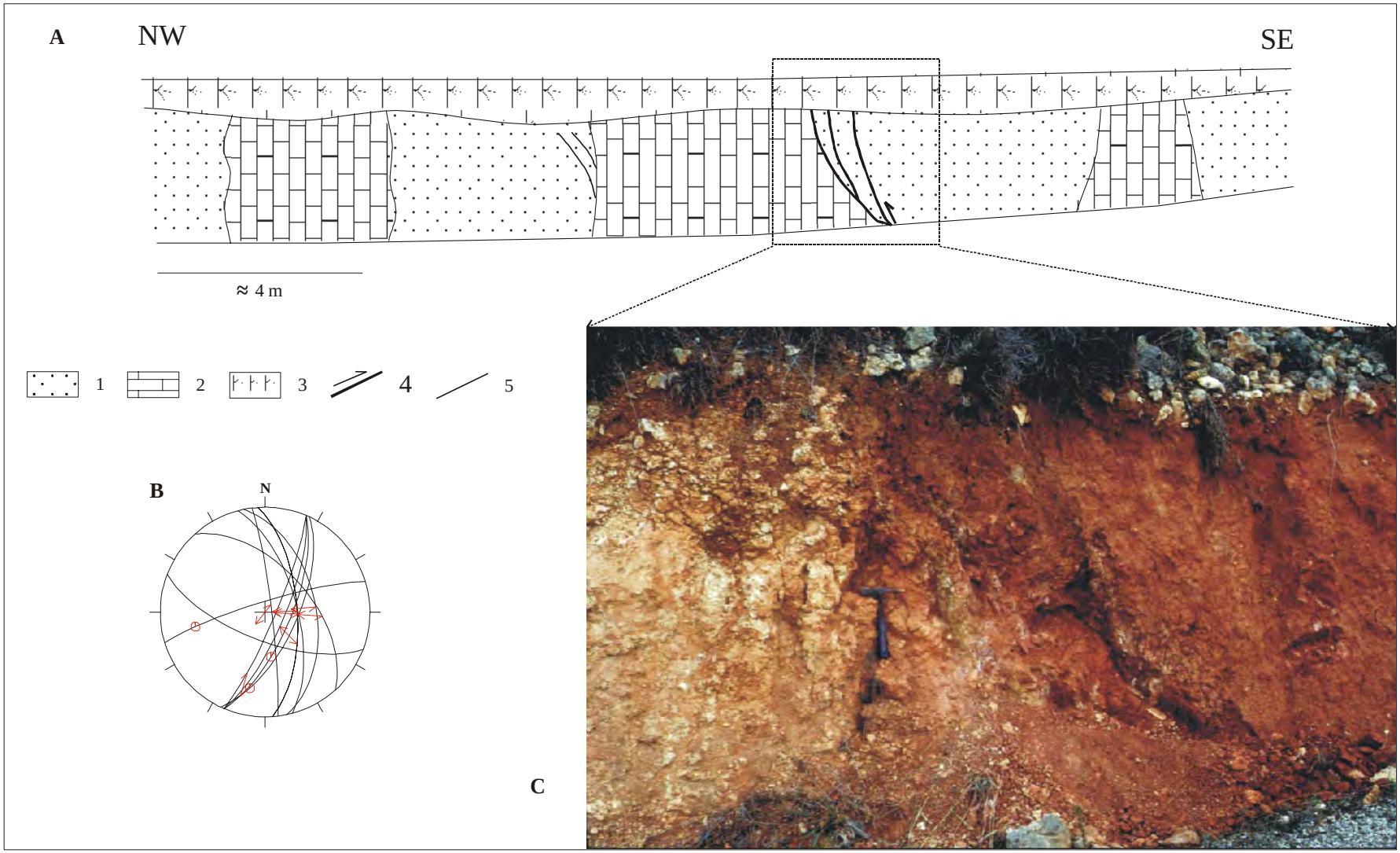


Fig. 4.47 - Corte geológico esquemático (A), onde se observa o contacto por falha entre as Areias de Faro-Quarteira e a Formação de Lagos-Portimão, em Cabeço do Mocho (M6, Fig. 4.46). 1, Formação de Lagos-Portimão; 2, Areias de Faro-Quarteira; 3, solo; 4, falha com a seta a indicar o sentido de movimento; 5, fractura; B - projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C - pormenor do afloramento.

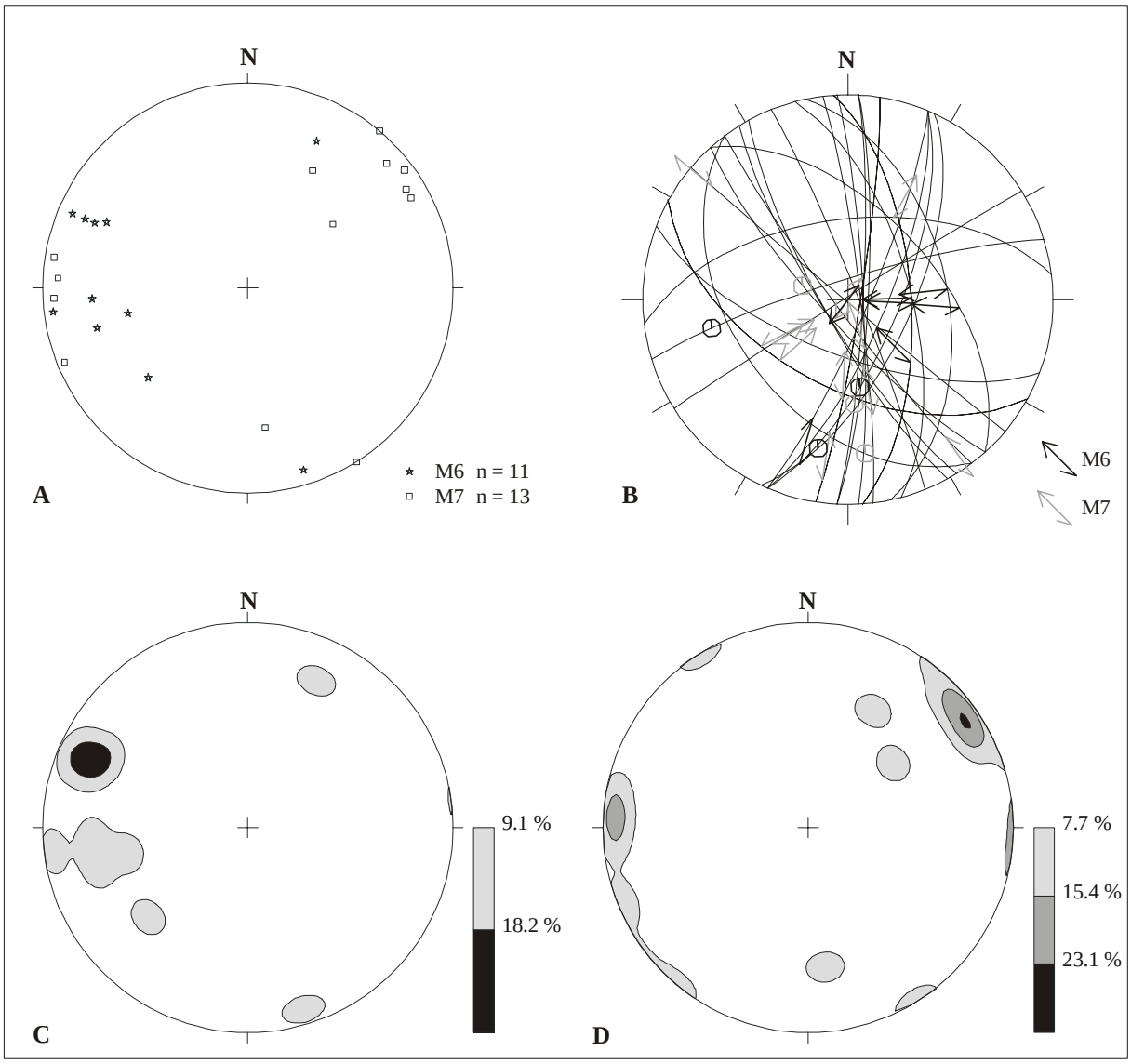


Fig. 4.48 - Representação gráfica dos planos de fractura observados em Cabeço do Mocho (M6/M7, Fig. 4.46) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos dos planos de falha medidos nas duas estações; B - projecção estereográfica dos planos de falha medidos nas duas estações e respectivas estrias; C - diagrama de contornos de densidade dos pólos das fracturas medidas na estação M6; D - diagrama de contornos de densidade dos pólos das fracturas medidas na estação M7.

- na Horta da Rainha, a 100 m do cruzamento da estrada Portimão - praia da Rocha (P24, Fig. 4.46) (Folha 52 - A Portimão), onde as Areias de Faro-Quarteira, que fossilizam o carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão, estão afectadas por falhas de direcção aproximada WNW-ESE, cujo plano principal tem orientação (N62ºW, 89ºN), com subida do bloco NE, e com estrias de *pitch* 35ºE e 70ºE indicando movimentação esquerda (Fig. 4.49). Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico de desligamento esquerdo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção E-W. Neste local, existem também diversos acidentes que afectam a Formação de Lagos-Portimão, de direcção N-S e NW-SE a WNW-ESE.

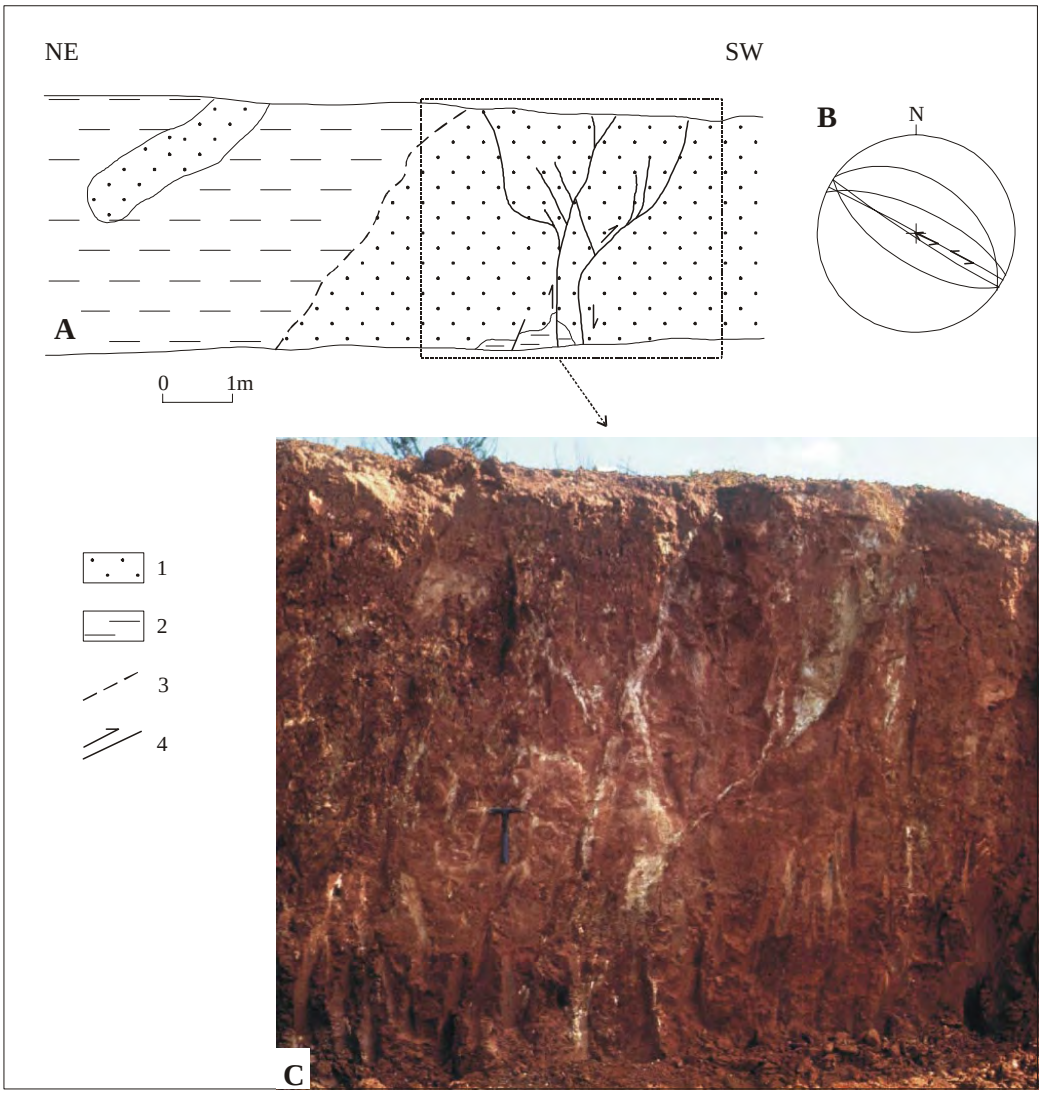


Fig. 4.49 - Falhas afectando Areias de Faro-Quarteira que preenchem o carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão, em Horta da Rainha (P24, Fig. 4.46). A - corte geológico esquemático; 1, Areias de Faro-Quarteira; 2, material silto-argiloso; 3, limite difuso entre as areias e o material silto-argiloso; 4, falha com sentido de movimento; B - projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C - aspecto do afloramento.

- em Aldeia das Sobredas, na estrada Alvor - S. Sebastião, junto ao caminho para Vale de França (P28, Fig. 4.46) (Folha 52 - A Portimão), onde existem estruturas com geometria de filão, que atingem a superfície topográfica, preenchidas por um material silto-argiloso com grãos de quartzo, de direcção NNW-SSE (Foto 4.3). Estes filões cortam um arenito fino a médio de cor vermelha que passa lateralmente a um arenito grosseiro (Areias de Faro-Quarteira). A presença de planos estriados, tanto nas paredes dos filões, como no interior do depósito de preenchimento, sugere que os sedimentos finos foram injectados através de uma fenda, após terem sofrido liquefacção durante uma crise sísmica, implicando um sismo com magnitude superior a 5,5 (RODRÍGUEZ

PASCUA, 1998). Além dos filões, existem também numerosas falhas que afectam as areias, cujos planos se podem agrupar aproximadamente em dois conjuntos, sendo um de direcção NNW-SSE, de um modo geral com movimentação normal, e outro de orientação E-W, com movimentação de desligamento esquerdo (Fig. 4.46). Esta cinemática não é compatível apenas com um campo de tensão, já que o conjunto de fracturas NNW-SSE, de movimentação normal, pressupõe um campo de tensão com a compressão mínima (σ_3) de direcção ENE-WSW, e o conjunto de direcção E-W, com movimentação de desligamento esquerdo, pressupõe um campo de tensão com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada ENE-WSW. Devido à presença de várias falhas com cinemática de desligamento, quer direita quer esquerda, em ambos os conjuntos, teremos de admitir que estas foram geradas em regime tectónico de desligamento, embora em campos de tensão diferentes.

- em Vau da Rocha, 250 m a N da praia do Vau (P64, Fig. 4.46) (Folha 52 - A Portimão), onde existe um acidente que coloca em contacto tectónico por falha inversa a Formação de Lagos-Portimão com as Areias de Faro-Quarteira, de orientação (N89ºW, 62ºS), estrias com *pitch* de 90º, e separação vertical de aproximadamente 80 cm (Fig. 4.50). Nas areias observou-se ainda uma outra falha com orientação (N87ºW, 74ºS) e estrias com *pitch* de 85ºE (Fig. 4.50). Neste caso, as estruturas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) horizontal, de direcção N-S, e a compressão mínima (σ_3), vertical. Também se observaram falhas afectando apenas a Formação de Lagos-Portimão, com atitudes (N47ºW, 73ºNE) e (N17ºW, 72ºSW).
- na Estrada Portimão - Prainha, a W do cruzamento para Quatro Estradas (P18, Fig. 4.46) (Folha 52 - A Portimão), onde se observaram fracturas (falhas e diaclases) de direcção dispersa a afectar os sedimentos plio-quaternários (Fig. 4.51). Foram medidos dois planos de falha que apresentam atitudes de (N32ºW, 64ºW), com estrias de direcção (N13ºE) e separação vertical inversa de 16 cm, e (N59ºW, 55ºW), com estrias de direcção (N29ºE) e (N7ºW) (Fig. 4.51). Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) horizontal, de direcção aproximada N-S, e a compressão mínima (σ_3) vertical.
- na arriba, entre a praia do Vau e praia da Rocha (Folha 52 - A Portimão) (Fig. 4.46), onde se observa o carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão preenchido pelas Areias de Faro-Quarteira, afloram numerosas falhas que afectam o substrato miocénico. Os acidentes têm direcção

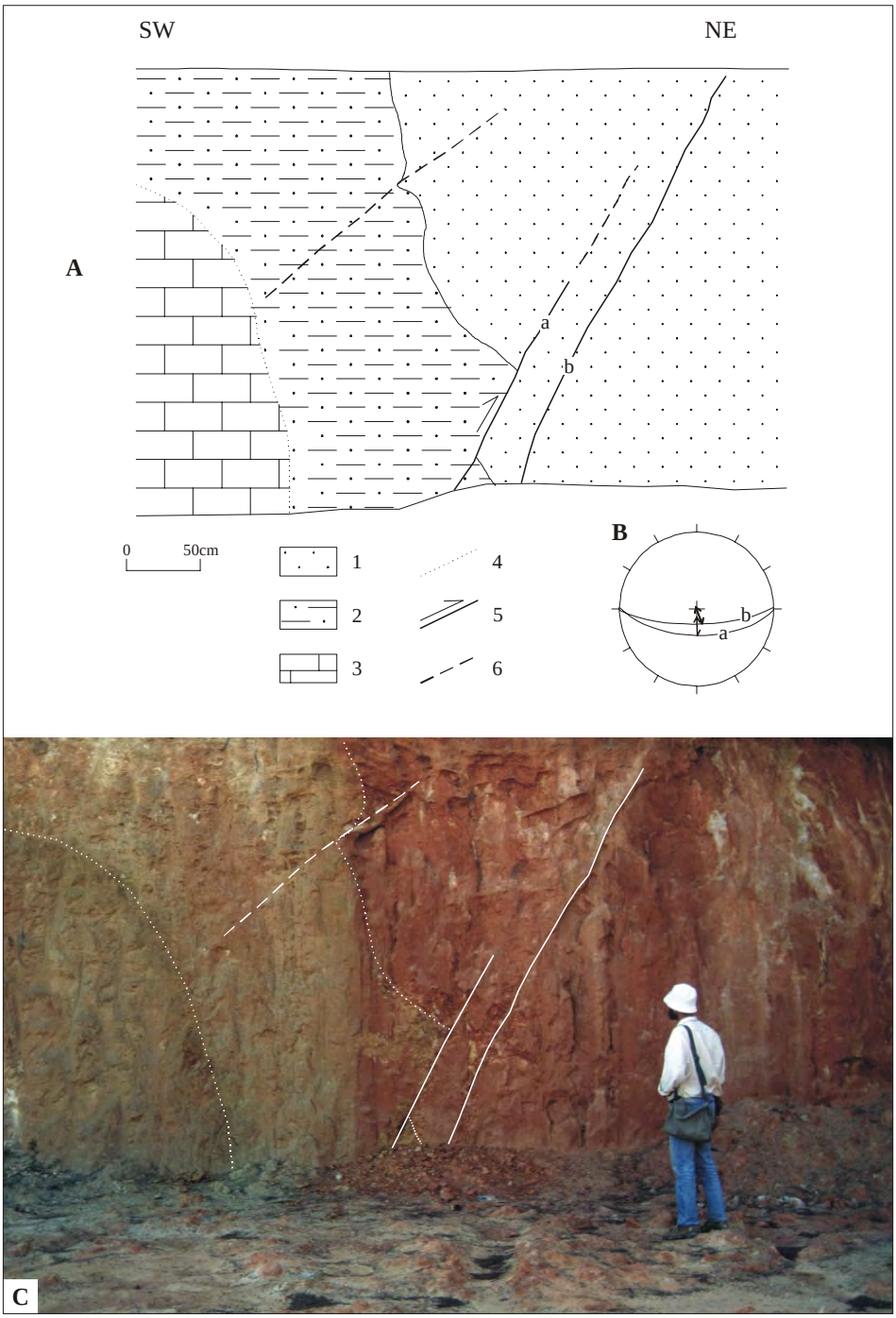


Fig. 4.50 - Falhas afectando as Areias de Faro-Quarteira que preenchem um carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão, em Vau da Rocha (P64, Fig. 4.46). A - corte geológico esquemático; 1, Areias de Faro-Quarteira; 2, depósito silto-argiloso resultante da descarbonatização das rochas carbonatadas da Formação de Lagos-Portimão; 3, Formação de Lagos-Portimão; 4, limite difuso; 5, falha com sentido de movimento; 6, falha provável; B - projecção estereográfica dos planos medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C - aspecto do afloramento.

e cinemática variadas, ocorrendo falhas normais e inversas, independentemente da direcção. Várias das estruturas com geometria inversa em sedimentos miocénicos inclinados correspondem a falhas extencionais relativamente à estratificação (falhas normais basculadas ?) (Fig. 4.52).

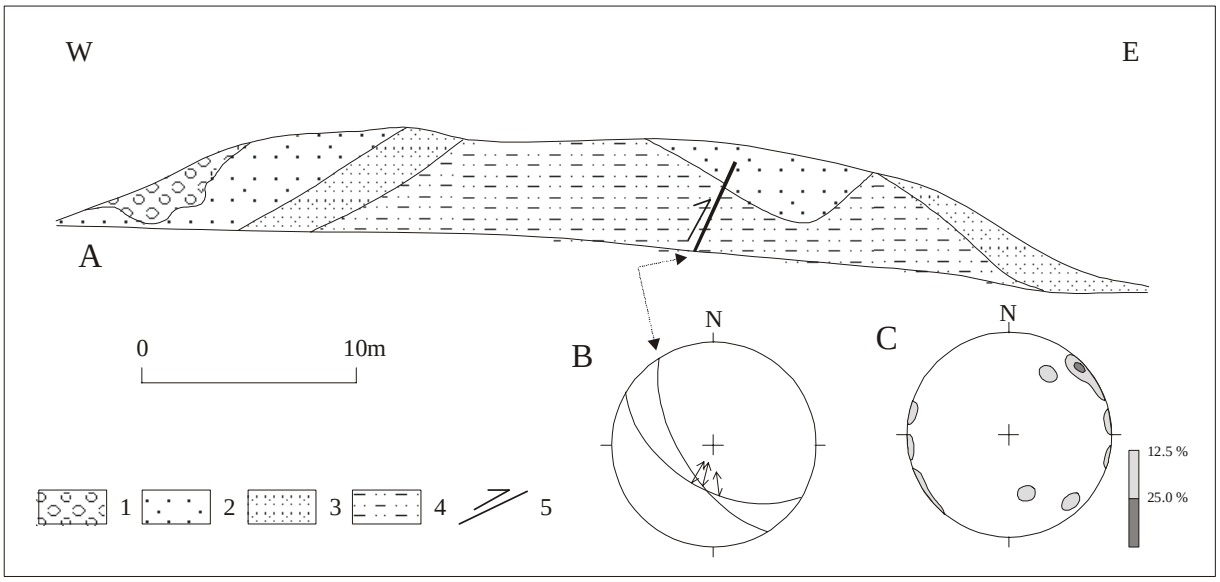


Fig. 4.51 - Falhas a afectar depósitos plio-quaternários, na estrada Portimão - Prainha, (P18, Fig. 4.46), e representação estereográfica dos planos de fractura observados (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - corte geológico esquemático; 1, arenito grosseiro de cor vermelha, com seixos de quartzo e quartzito, sub-rolados a rolados, e fragmentos de couraça ferruginosa sub-angulosos a sub-rolados; 2, arenito grosseiro de cor vermelha; 3, arenito médio, de cor alaranjada, com pequenos fragmentos dispersos de couraça ferruginosa, sub-angulosos a sub-rolados; 4, arenito fino a siltito de cor vermelha com alguns níveis de arenito grosseiro; 5, falha; B - projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (o plano indicado tem separação vertical de 16 cm); C - diagrama de contorno de densidades dos pólos das fracturas medidas na área.

Nalguns locais, estas falhas prolongam-se para o interior das Areias de Faro-Quarteira, indicando que as falhas foram reactivadas posteriormente à deposição das areias, como por exemplo na praia dos Castelos (P61) e praia da Rocha (P31 e P32) (Fig. 4.52). Na estação P61, as falhas que afectam as areias definem dois conjuntos, um de direcção WNW-ESE, com comportamento de falha normal, e outro de orientação NNW-SSE, com comportamento de falha inversa. Na estação P31, as falhas que afectam as areias também se agrupam aproximadamente em dois conjuntos de direcção NW-SE a NNW-SSE e NE-SW a ENE-WSW, muito semelhante à direcção dos acidentes no Miocénico. Neste local mediram-se duas falhas inversas a afectar as areias, de atitudes (N20ºW, 65ºE) e de (N40ºW, 37ºE), com separação vertical respectivamente de 14 cm e 0,5 cm, e uma falha normal de orientação (N59ºW, 12ºN), com separação vertical de 12 cm. Na estação P32 observaram-se diversos acidentes que afectam o substracto miocénico, de direcção dispersa e cinemática variada (Fig. 4.52). Além destes, há a destacar um contacto por falha entre o Miocénico e as Areias de Faro-Quarteira, de orientação (N11ºE, 85ºW), com estrias a inclinar 45ºS, que indica movimento horizontal esquerdo e vertical inverso, e um outro contacto por falha inversa, com atitude (N60ºW, 57ºSE), entre a Formação de Lagos-Portimão e um depósito siltítico

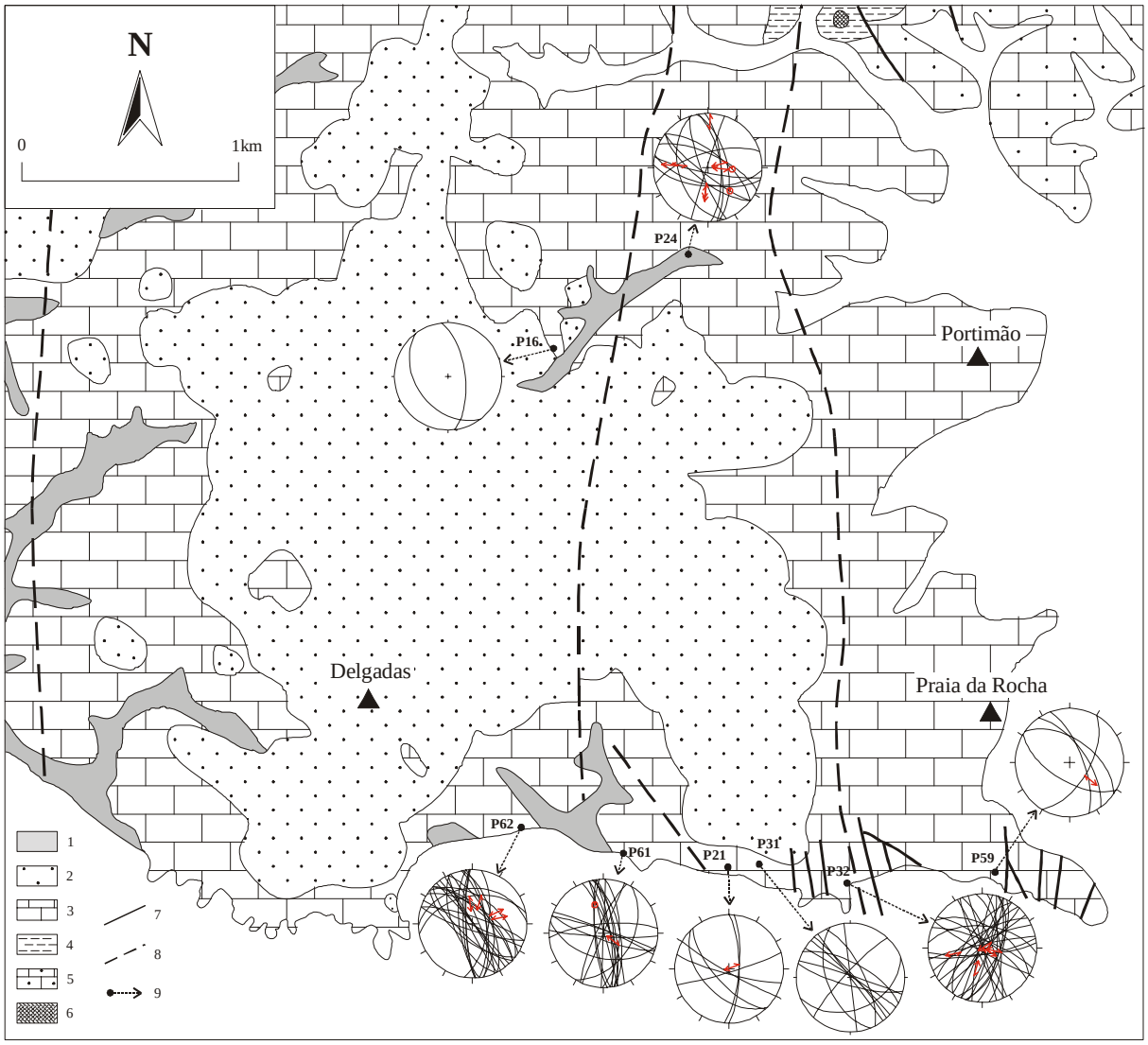


Fig. 4.52 - Mapa geológico esquemático da região de Portimão (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992), com a localização dos afloramentos onde se identificaram falhas que afectam o Miocénico, projecção estereográfica dos planos medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões e depósitos de praia; 2, Areias de Faro-Quarteira; 3, Formação de Lagos-Portimão (Miocénico); 4, Cretácico; 5, Jurássico; 6, intrusões basálticas; 7, falha; 8, falha provável; 9, localização dos afloramentos (Pn - Folha 52 - A Portimão; Mn - Folha 49 - C Monchique).

de cor esverdeada (Areolas de Ameijeira *in* CACHÃO, 1995). Este depósito assenta discordantemente nas rochas carbonatadas miocénicas, o que indica pelo menos dois episódios de deformação, sendo o primeiro anterior à deposição do silte e o segundo posterior a esta. Existem ainda duas falhas que afectam as areias, cujos planos têm atitude (N78ºE, 85ºN), com estrias a inclinar 75ºE, que indicam movimento inverso, e (N61ºW, 85ºS).

Os acidentes que afectam as areias são compatíveis com um regime tectónico de desligamento oblíquo inverso, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada NE-SW, a compressão mínima (σ_3) de direcção NW-SW, semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical;

Em síntese, verificamos que:

- existe uma grande dispersão na direcção das fracturas que afectam as areias;
- as falhas têm uma cinemática complexa, com a coexistência de falhas com a mesma direcção mas de cinemática diferente;
- o regime tectónico de desligamento normal ou inverso é compatível com a maior parte das fracturas;
- a presença de injecções de material fino em depósitos mais grosseiros sugere a ocorrência de sismos com magnitude superior a 5,5.

A dispersão na direcção das fracturas, bem como os diferentes tipos de falhas presentes podem ser explicados, quer pela existência de um estado de tensão que é caracterizado por uma pequena tensão diferencial e que, ao sofrer pequenas variações na orientação da compressão máxima, origina aquela variação, como foi sugerido por Terrinha *et al.* (1999), quer por deformação associada à evolução de um carso em profundidade.

Como já foi referido, existe também uma grande dispersão na direcção das falhas que afectam o Miocénico, tal como na sua geometria, como se pode observar na arriba entre a praia do Vau e a praia da Rocha (Fig. 4.52), que não se pode atribuir a uma origem cársica, mas sim a uma origem tectónica. Também dados recentes de mecanismos focais situados no mar, na continuação da zona de falha de Portimão, mostram que actualmente existe a mesma variação, quer na direcção, quer na cinemática das falhas (TERRINHA, *et al.*, 1999).

Deste modo, temos de admitir que, embora algumas das fracturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira tenham origem cársica, como por exemplo na estação P15, parte das fracturas teve origem tectónica, provavelmente devido a um regime tectónico de desligamento, com a direcção da compressão máxima (σ_1) e compressão mínima (σ_3) a variar de N-S a E-W.

4.3.4.3. Sector de Ferragudo - Lagoa

Entre Ferragudo e Lagoa existe um lineamento importante, visível em imagem de satélite (Fig. 4.53), em rochas da Formação de Lagos-Portimão, evidenciado por um vale, de direcção ENE-WSW. Este lineamento prolonga-se para leste, passando por Poço Barreto até à zona de Tunes, estando, neste caso, materializado por uma depressão cársica preenchida por depósitos plio-quaternários.

A norte do lineamento, entre Ferragudo e Lagoa, a superfície topográfica é mais baixa, atingindo a altitude de 60 m (vértice geodésico do Cotovio), enquanto que a sul atinge uma altitude de 78 m (vértice

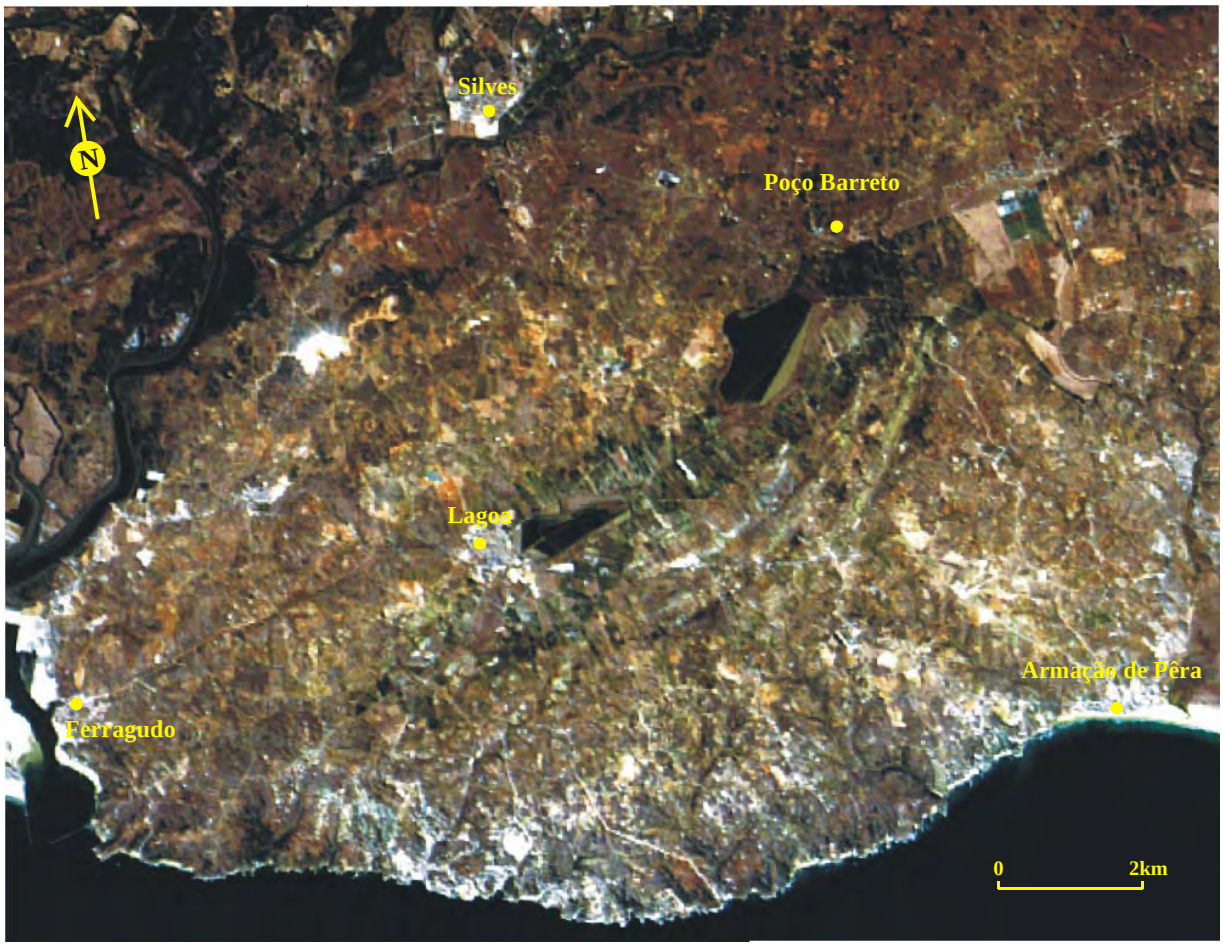


Fig. 4.53 - Lineamento de Ferragudo - Lagoa, de direcção ENE-WSW, observado em imagem de satélite, bandas - 7, 5, 4 (Imagem *Landsat* TM, P203/R34, cedida pelo CNIG ao abrigo do protocolo DEMETER).

geodésico de Boa Nova) e 85 m (vértice geodésico de Pias).

No traçado do lineamento, entre Ferragudo e Lagoa, não se identificaram planos de falha no substrato miocénico, embora este apresente alguma fracturação. Contudo, tanto a norte como a sul do lineamento, numa faixa paralela a este, existem deformações neotectónicas que afectam os depósitos de cobertura plio-quaternários, traduzidas pelo aparecimento de falhas e diaclases, sendo estas deformações mais intensas a norte do que a sul do lineamento. Embora exista alguma dispersão na direcção das estruturas identificadas, há numerosas fracturas com a mesma direcção do lineamento (Fig. 4.54).

Tal como noutras áreas, também nesta zona a cinemática é complexa, com a coexistência de falhas de geometria diferente.

A nordeste de Ferragudo, as falhas afectam depósitos conglomeráticos que estão assentes em disconformidade nas Areias de Faro-Quarteira, nomeadamente:

- em Poço Calvário, junto ao cruzamento da estrada de Portimão para Estombar (P45, Fig. 4.55)

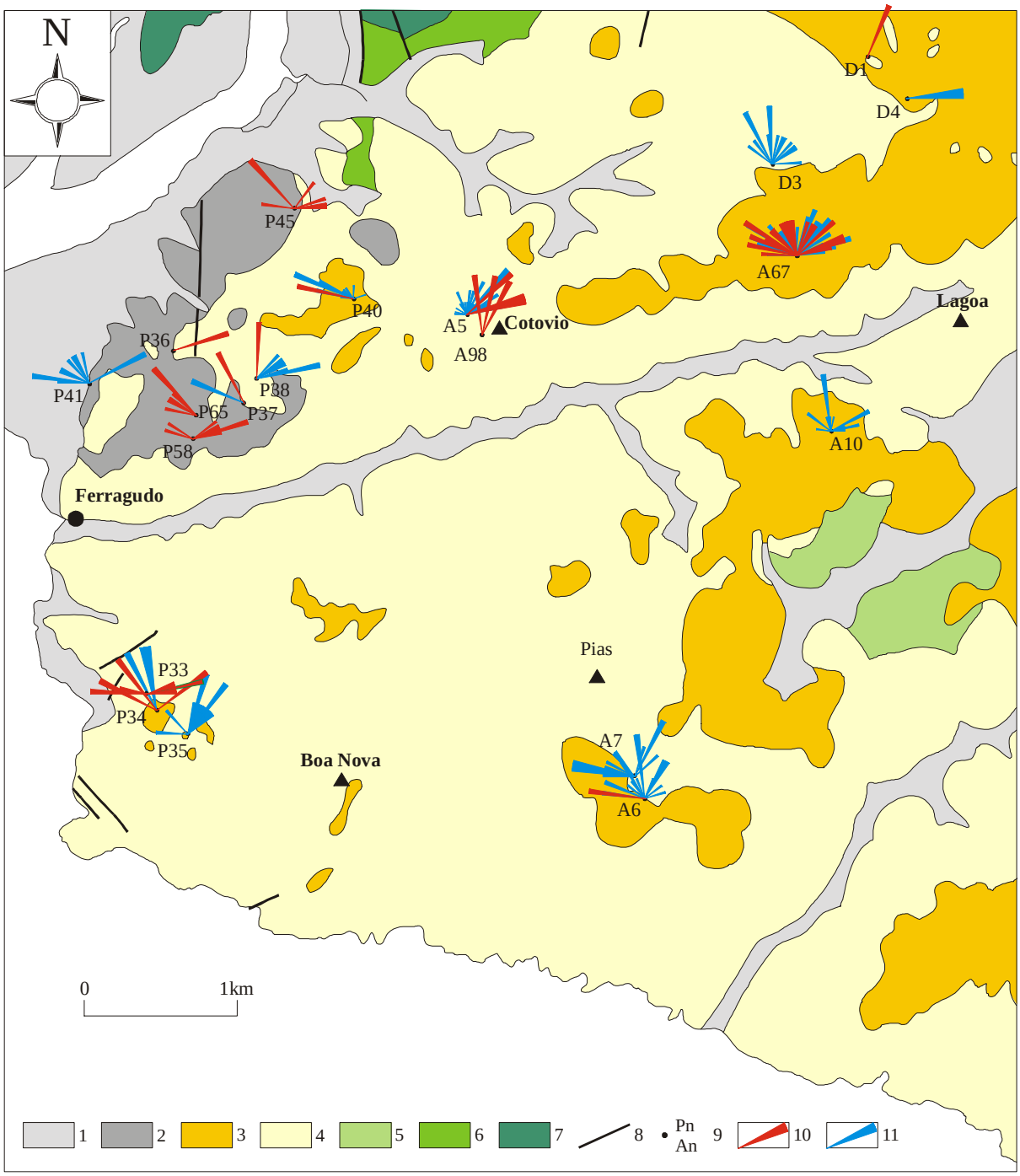


Fig. 4.54 - Mapa geológico esquemático da região de Ferragudo - Lagoa (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações onde se observaram fracturas (falha e diaclases) e respectivas rosas de frequência, com intervalos de 5º. 1, sapais, aluviões, areias de praia e areias de duna; 2 , cascalheiras e terraços; 3, Areias de Faro-Quarteira; 4, Miocénico; 5, Cretácico (Aptiano); 6, Cretácico (Berriasiano-Barremiano); 7, Jurássico; 8, falha; 9, N.º da estação estudada (Pn - Folha 52 - A Portimão; An - Folha 52 - B Albufeira); 10, falhas, 11, fracturas (diaclases e/ou falhas com movimento desconhecido).

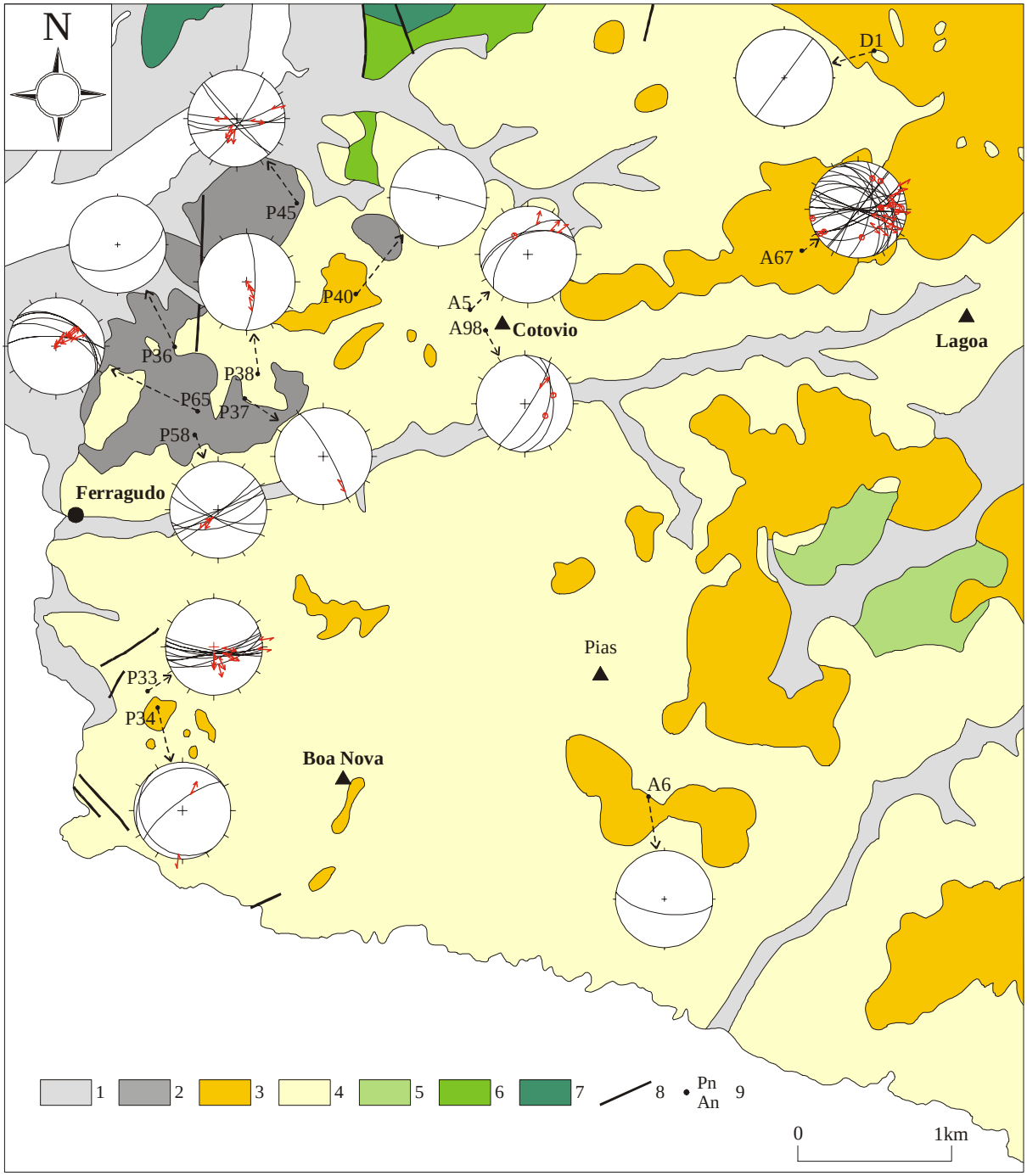


Fig. 4.55 - Mapa geológico esquemático da região de Ferragudo - Lagoa (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, sapais, aluviões, areias de praia e areias de duna; 2, cascalheiras e terraços; 3, Areias de Faro-Quarteira; 4, Miocénico; 5, Cretácico (Aptiano); 6, Cretácico (Berriasiano-Barremiano); 7, Jurássico; 8, falha; 9, N.º da estação estudada (Pn - Folha 52 - A Portimão; An - Folha 52 - B Albufeira).

(Folha 52 - A Portimão), observou-se um contacto por falha entre um siltito de cor amarela - Areolas de Ameijeira (CACHÃO, 1995), e um depósito conglomerático de cor vermelha, constituído por calhaus de quartzo e grauvaque, sub-rolados, que assenta por ravinamento num arenito fino a silte, de cor vermelha com manchas amareladas e cinzento-esbranquiçadas (Areias de Faro-Quarteira). O plano tem uma atitude (N42ºW, 90º). Junto ao plano os calhaus do depósito conglomerático encontra-se verticalizados. Existem ainda outras falhas, com geometria de falha normal, que afectam apenas as Areias de Faro-Quarteira, de direcção NNE-SSW, NW-SE, e E-W (o mais representativo) (Fig. 4.55);

- na Q.ta dos Poços, a NE de Ferragudo (P58 e P65, Fig. 4.55) (Folha 52 - A Portimão), onde se observaram falhas a afectar um depósito conglomerático de cor castanha avermelhada, constituído por calhaus de quartzo e grauvaque, sub-rolados, com pátina castanha, e matriz arenítica, que assenta por abarrancamento num arenito fino a silte, de cor avermelhada, constituído por grãos de quartzo sub-rolados a rolados, com pátina vermelha, e alguns de feldspato (Areias de Faro-Quarteira), que, por sua vez, preenche o carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Miocénico. Na estação P58 observaram-se falhas de direcção WNW-ESE e ENE-WSW, com geometria de falha, quer inversa, quer normal, com os calhaus do depósito conglomerático, verticalizados junto aos planos de falha. **N**a estação P65 (Fig. 4.55) as falhas têm direcção NW-SE e comportamento de falha inversa (Fig. 4.56). O acidente principal, que coloca em contacto por falha inversa as Areias de Faro-Quarteira com o depósito conglomerático, tem uma orientação (N62ºW, 46ºN), com estrias a inclinar 50ºE, e separação vertical inversa de aproximadamente 80 cm, que indicam movimentação inversa/esquerda (Fig. 4.56). Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico de desligamento com a compressão máxima (σ_1) de direcção de ENE-WSW, a compressão mínima (σ_3) de direcção NNW-SSE e a compressão intermédia (σ_2) vertical;
- 100 m a W do vértice geodésico do Cotovio, no caminho Q.ta de S. Pedro - Estombar (A98, Fig 4.55) (Folha 52 - B Albufeira), observaram-se algumas fracturas que afectam um depósito conglomerático semelhante ao da estação P65, que assenta por abarrancamento em Areias de Faro-Quarteira. O plano principal tem uma atitude (N32ºE, 82ºS), com estrias a inclinar 50ºE, que indicam movimentação normal/esquerda (Fig. 4.55). Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico de desligamento com a compressão máxima (σ_1) de direcção N-S, a compressão mínima (σ_3) de direcção E-W e a compressão intermédia (σ_2) vertical.

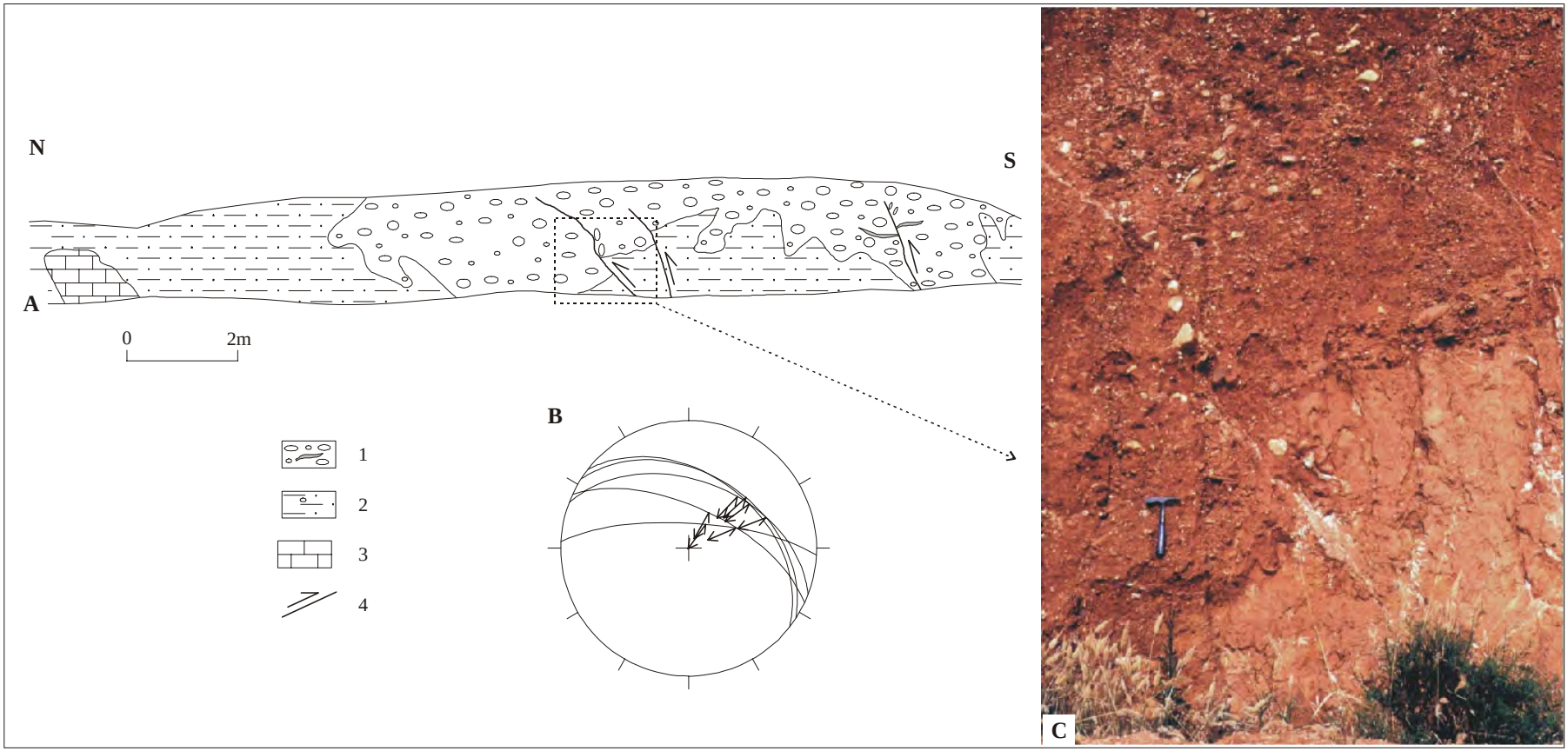


Fig. 4.56 - Falhas a afectar depósitos plio-quaternários, em Quinta dos Poços, a NE de Ferragudo (P65, Fig. 4.46). A - corte geológico esquemático; 1, depósito conglomerático de cor castanha avermelhada, constituído por calhaus de quartzo e grauvaque, sub-rolados, com pátina castanha, e com matriz arenítica de cor castanha avermelhada, por vezes com níveis mais finos; 2, arenito fino a silte, de cor avermelhada, constituído por grãos de quartzo, sub-rolados a rolados, com pátina vermelha, e alguns grãos de feldspato; 3, Formação de Lagos-Portimão; 4, falha com sentido de movimento. B - projecção estereográfica dos planos medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). C - aspecto do afloramento.

Na continuação do lineamento para leste, em Q.ta das Bouças, 2,5 km a WSW de Poço Barreto, no interior de uma depressão cársica (Folha 49 - D Silves), observou-se o contacto por falha entre calcários calichificados do Jurássico (?) e um depósito conglomerático do Quaternário (?). O acidente tem uma direcção ENE-WSW, inclina aproximadamente 90º e produz uma separação vertical de cerca de 50 cm, com subida do bloco a sul (MANUPPELLA, comunicação oral) (Foto 4.21).



Foto 4.21 - Contacto por falha entre calcários calichificados do Jurássico (?) e um depósito conglomerático do Quaternário (?), em Q.ta das Bouças 2,5 km a WSW de Poço Barreto. O acidente tem uma direcção de ENE-WSW, inclina aproximadamente 90º e tem uma separação vertical, de cerca de, 50 cm.

Em síntese, podemos considerar que as fracturas que afectam os depósitos plio-quaternários (Areias de Faro-Quarteira e o depósito conglomerático suprajacente) são a resposta, na cobertura sedimentar, da movimentação de um acidente em profundidade, com direcção ENE-WSW, provavelmente com componente de movimentação horizontal esquerda e vertical inversa – a falha de Ferragudo (Fig.4.128). Este acidente também será responsável pelo levantamento relativo da parte sul, facilitando a erosão segundo uma direcção preferencial, originando deste modo o lineamento.

4.3.4.4. Zona de Lagoa

Na zona a sul e sueste de Lagoa, embora estejam identificadas alguns falhas que afectam a cobertura mezo-cenozóica, não existe nenhum acidente regional importante reconhecido. Contudo, numa área trapezoidal com os vértices em Poço Partido (NW), Carvoeiro (SW), vértice geodésico de Cabeças (NE) e vértice geodésico de Caramujeira (SE), observou-se uma deformação intensa afectando as Areias de Faro-Quarteira, materializada por fracturas, quer falhas - reconhecidas pela existência de deslocamentos (Foto 4.22) e/ou planos estriados, quer estruturas de cinemática desconhecida (Fig. 4.57), ou ainda diaclases (Fig. 4.58) (Foto 4.23). Nalguns locais, existe um grande número de diaclases, que se recortam entre si,



Foto 4.22 - Falhas a afectar as Areias de Faro-Quarteira, em Vale de El-Rei, no caminho Vale de El-Rei - Alfanzino, 800 m a NW do vértice geodésico de Vale de El-Rei (A20, Fig. 4.57).

originando padrões de fracturação complexos (Foto 4.24 e 4.25). Muitas destas fracturas que atingem comprimentos da ordem dos 5 m, estão materializadas por superfícies endurecidas de cor clara, provavelmente devido à circulação de água e lixiviação e/ou redução do ferro (Foto 4.26). Algumas das fracturas têm preenchimento de argila de cor castanha.

De um modo geral, estas fracturas apresentam uma grande dispersão na sua direcção, estando representadas em todos os quadrantes. Contudo, para as diaclases é possível definir dois conjuntos de direcção aproximadamente NW-SE a NNE-SSW, com um máximo a NNW-SSE, e NE-SW a E-W, com um máximo a ENE, e três conjuntos para as falhas, de direcção NNW-SSE a NW-SE, NNE-SSW a NE-SW e WNW-SSE a ENE-WSW (Fig. 4.59). Além desta dispersão na direcção, as falhas têm também uma cinemática complexa, com geometria normal e inversa e, nalguns casos, com uma componente de movimentação de desligamento, como por exemplo:

- em Vale d'El Rei, 800 m a NW do vértice geodésico de Vale d'El Rei, no caminho Vale d'El Rei-Alfanzino e próximo deste (A20, Fig. 4.57) (Folha 52 - B Albufeira), observou-se uma deformação intensa que produz padrões de fracturação complexos. Também foram identificadas algumas falhas de direcção variada, em dois afloramentos distintos, com o primeiro 100 m a E do segundo. No primeiro, observou-se uma falha de atitude (N26ºW, 46ºW), com separação vertical normal de 2 cm, que corta um conjunto de falhas de direcção WNW-SSE, e inclinação de aproximadamente

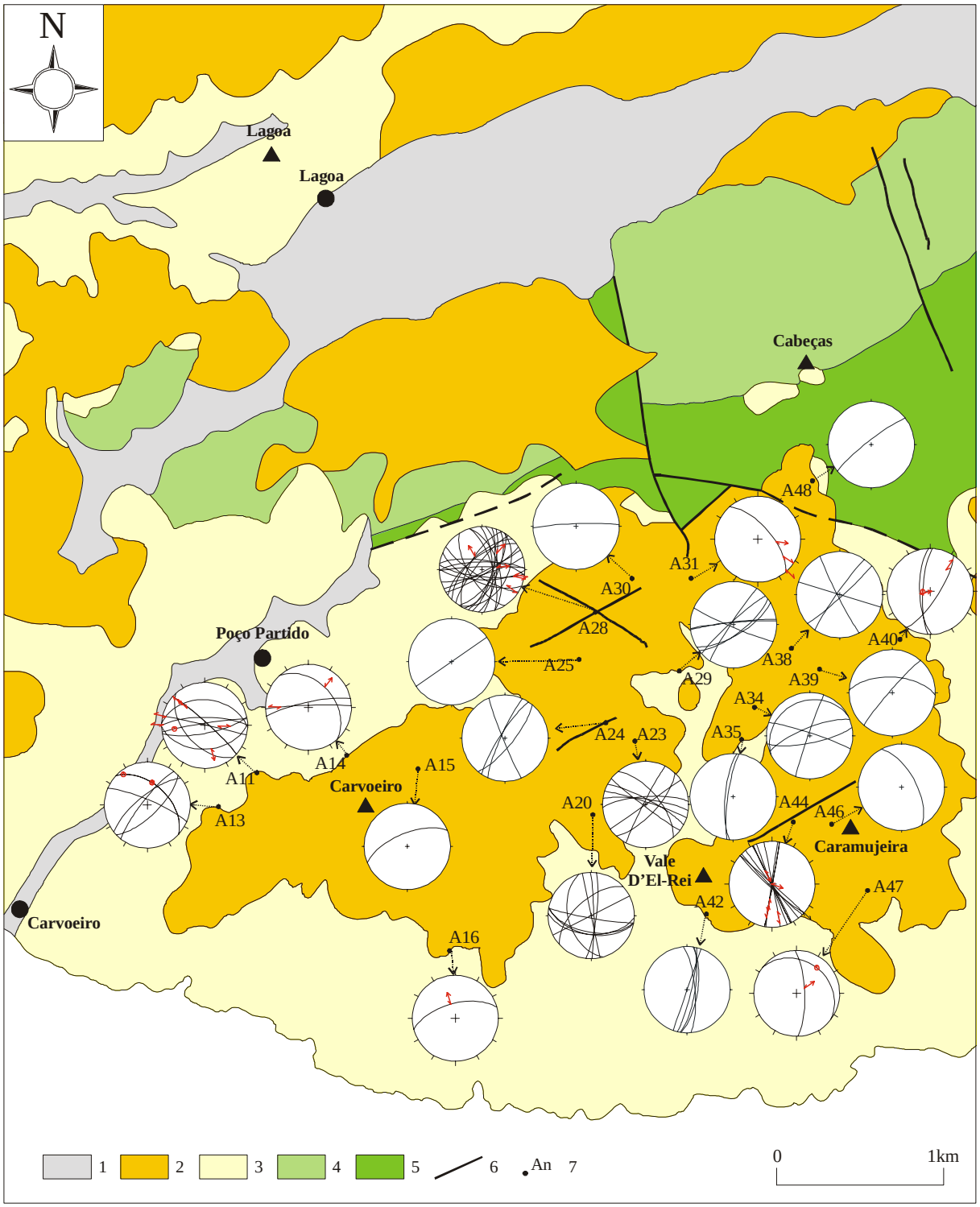


Fig. 4.57 - Mapa geológico esquemático da região a SSE de Lagoa (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões; 2, Areias de Faro-Quarteira; 3, Miocénico; 4, Cretácico (Aptiano); 5, Cretácico (Berriasiano-Barremiano); 6, falha; 7, N.º da estação estudada (An - Folha 52 - B Albufeira).

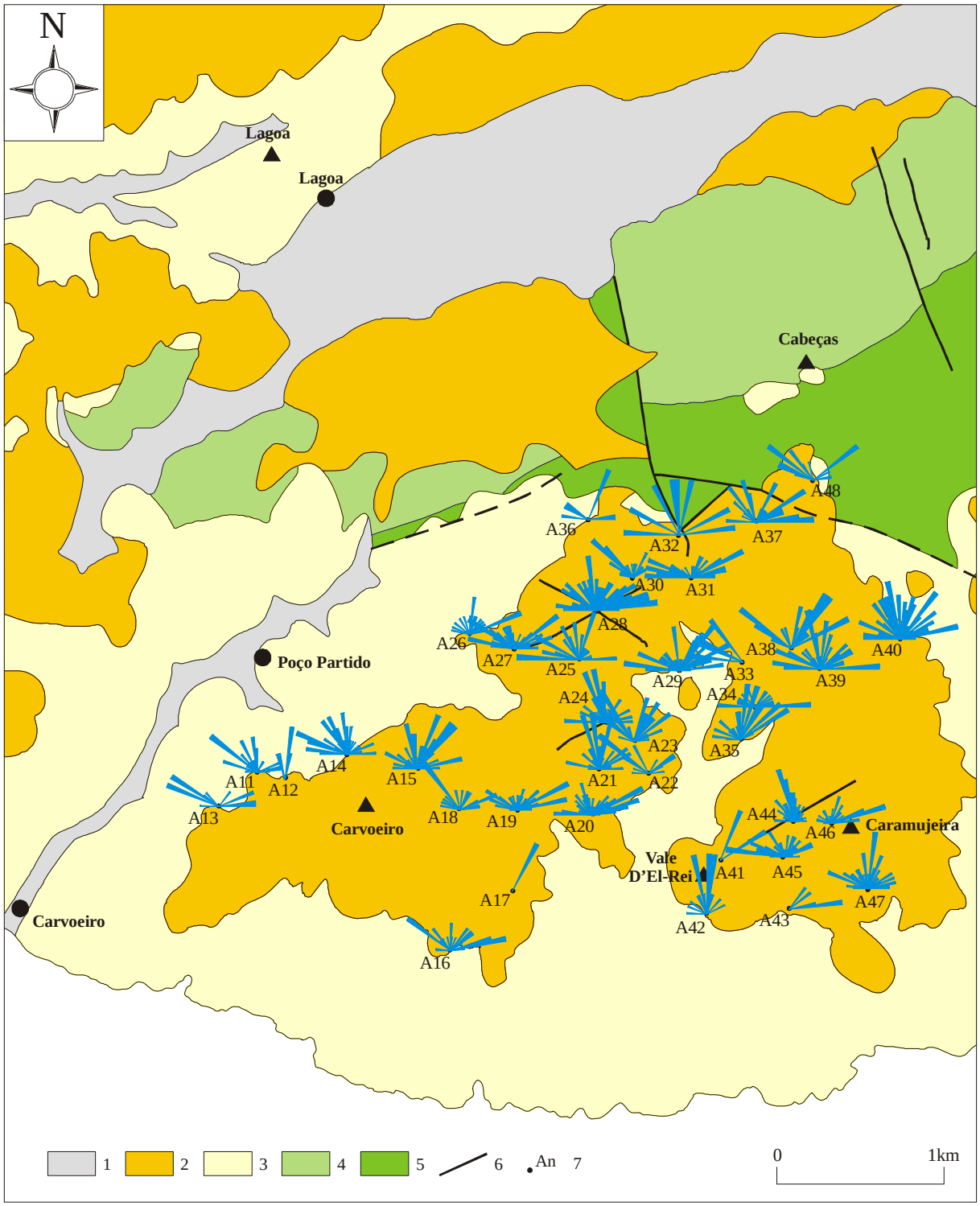


Fig. 4.58 - Mapa geológico esquemático da região a SSE de Lagoa (adaptado da Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA,1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, onde se observaram fracturas sem movimentação aparente e respectivas rosas de frequência, com intervalos de 5º. 1, aluviões, 2, Areias de Faro-Quarteira; 3, Miocénico; 4, Cretácico (Aptiano); 5, Cretácico (Berriasiano-Barremiano); 6, falha; 7, N.º da estação estudada (An - Folha 52 - B Albufeira).

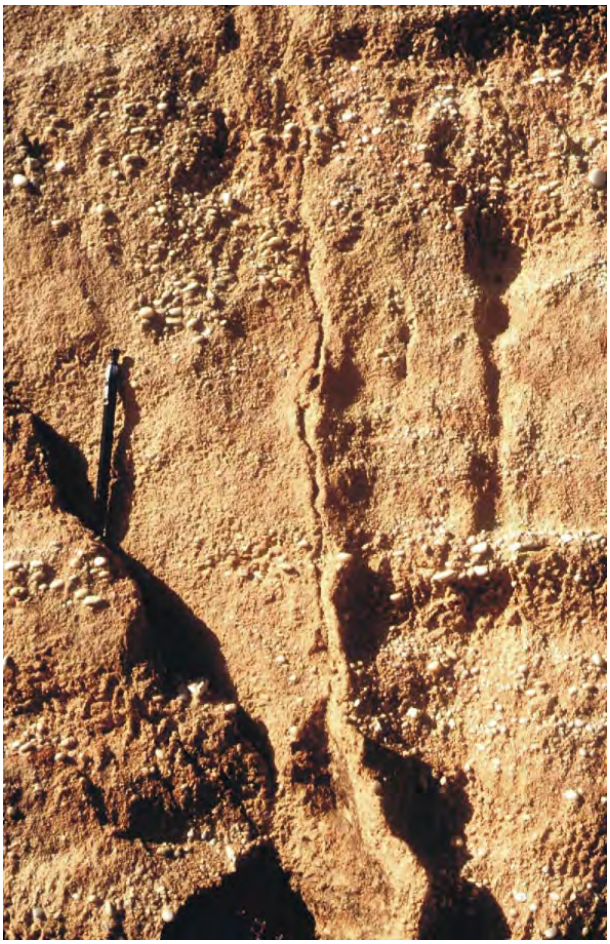


Foto 4.23 - Diaclases em Areias de Faro-Quarteira, na zona de Vale de El-Rei, 1250 m a NNE do vértice geodésico de Vale de El-Rei e 1000 m a NNW do vértice geodésico de Caramujeira (A33, Fig. 4.58). Como se pode observar a fractura não rejeita os níveis de referência.

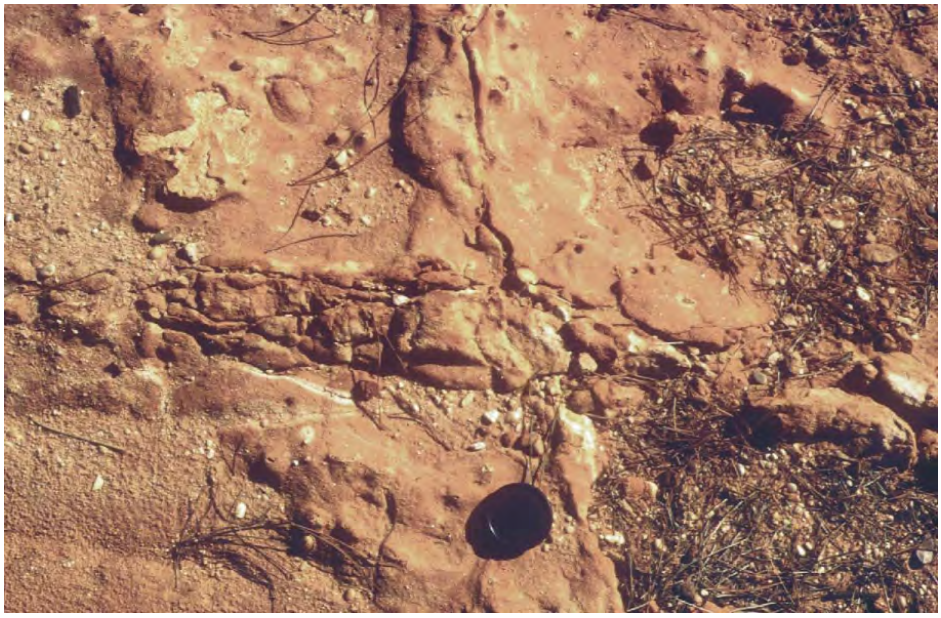


Foto 4.24 - Cruzamento de diaclases em forma de X, em Areias de Faro-Quarteira, na Caramujeira, 500 m a SW Poço dos Lombos, na estrada Lagoa - Caramujeira (A48, Fig. 4.58).



Foto 4.25 - Padrão de fracturação complexo em Areias de Faro-Quarteira, com diaclases que se recortam entre si, materializadas por superfícies de endurecimento com pátina branca amarelada, 300 m a W do vértice geodésico de Caramujeira, no caminho Vale de El-Rei - Caramujeira (A44, Fig. 4.58).



Foto 4.26 - Fractura em Areias de Faro-Quarteira apresentando uma superfície de endurecimento com pátina branca amarelada, na Caramujeira, 500 m SW Poço dos Lombos, na estrada Lagoa - Caramujeira (A48, Fig. 4.58).

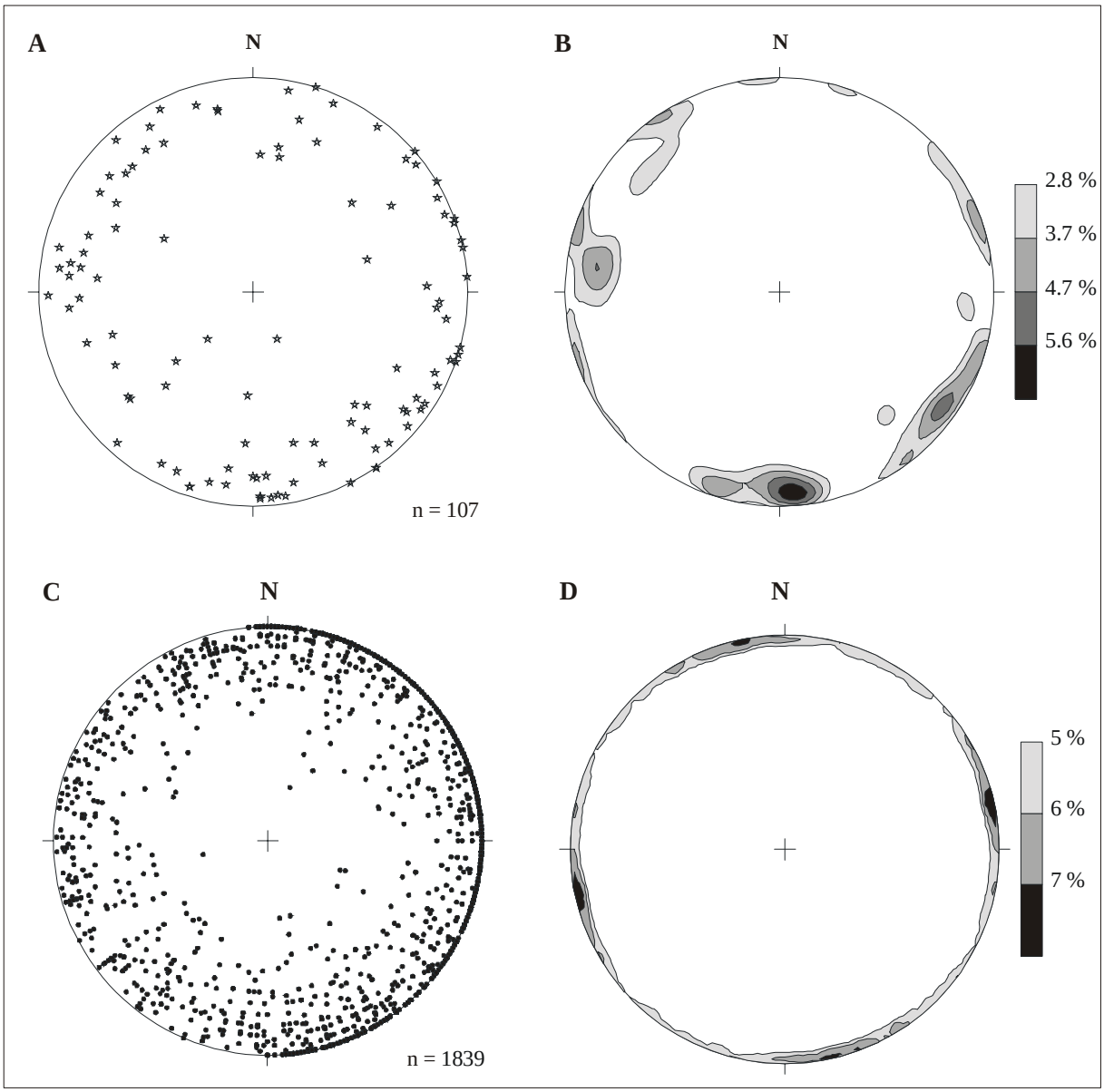


Fig. 4.59 - Representação gráfica dos planos das fracturas medidos, que afectam as Areias de Faro-Quarteira na zona a SSE de Lagoa, num total de 107 falhas e 1839 diaclases (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das falhas; B - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; C - projecção estereográfica dos pólos das diaclases; D - diagrama de contorno de densidades dos pólos das diaclases.

50ºS, das quais se destaca uma com orientação (N80ºW, 58ºS) e separação vertical inversa de 9 cm (Foto 4.22). No segundo, identificou-se um contacto por falha com orientação (N1ºW, 85ºE), produzindo abatimento a E, entre um arenito grosseiro a médio, de cor avermelhada, com manchas esbranquiçadas, constituído por grãos de quartzo, com seixos de quartzo e grauvaque rolados, dispersos e/ou em pequenos leitos (10-15 cm de espessura), por vezes, dispostos em laminação oblíqua (Areias de Faro-Quarteira), a NW, e um arenito fino a siltito de cor castanha com manchas esbranquiçadas, com concreções e clastos alterados, a SE. Nesta área, observa-se ainda

uma fractura, com plano endurecido, de direcção que varia de NW-SE para WNW-SSE, inclinando 60ºN e com um comprimento visível de 5 m.

- em Vale d'El Rei, 1 km a NNW do vértice geodésico de Vale d'El Rei (A23, Fig. 4.57) (Folha 52 - B Albufeira), observaram-se algumas falhas com geometria inversa, com direcção de WNW-SSE a E-W e inclinação entre 75ºN a 85ºN, e duas falhas com geometria normal, que colocam em contacto um arenito fino com um arenito grosseiro, com atitudes (N43ºE, 70ºW) e (N27ºE, 86ºW). Nesta última observou-se o arraste de grãos de quartzo. Identificou-se ainda um conjunto de fracturas de direcção variada, materializadas por superfícies de endurecimento e por vezes com preenchimento de argila castanha (Fig. 4.58).
- em Vale d'El Rei, 900 m a NNW do vértice geodésico de Vale d'El Rei (A24, Fig. 4.57) (Folha 52 - B Albufeira), foram identificas duas falhas com geometria normal, com atitudes de (N47ºE, 80ºW), separação vertical de 2 cm, e (N53ºE, 75ºS), separação vertical de 60 cm e preenchimento de argila (Foto 4.27). Existe ainda uma falha inversa com orientação (N22ºW, 86ºW) e separação vertical de 2 cm.
- na estrada de Lagoa-Vale de El-Rei, a N de Vale de El-Rei (A28, Fig. 4.57) (Folha 52 - B Albufeira), observaram-se falhas em três taludes, com o primeiro à entrada da povoação de Vale de El-Rei, no lado este da estrada, o segundo 150 m a norte, no lado oeste e o terceiro 50 m a

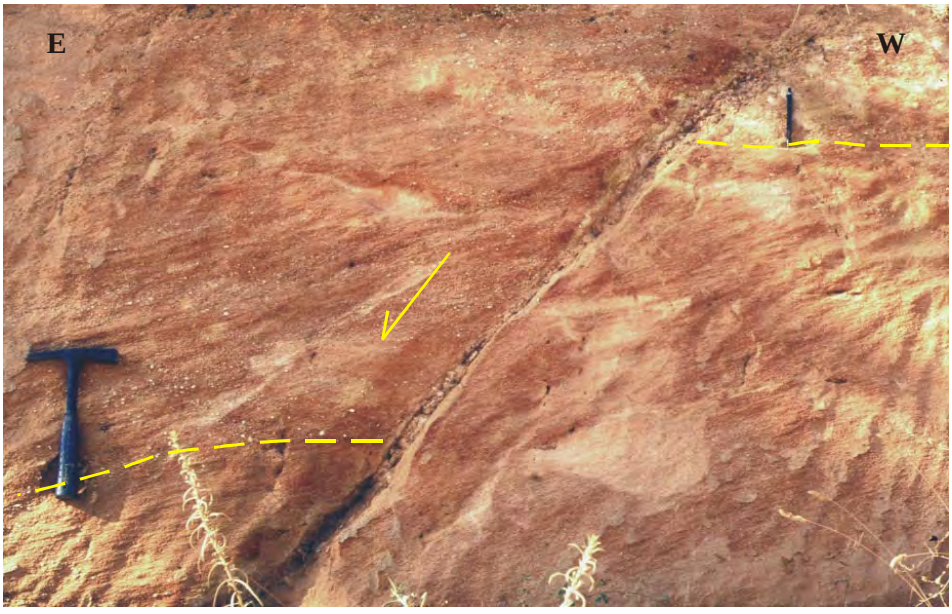


Foto 4.27 - Falha normal em Areias de Faro-Quarteira, com preenchimento de argila (*fault gauge* ?), orientação (N53ºE, 75ºS), separação vertical de 60 cm, com abatimento de E, em Vale d' El Rei, 900 m a NNW do vértice geodésico de Vale de El-Rei (A24, Fig. 4.57). Os segmentos a tracejado indicam a separação entre um arenito fino a médio de um arenito médio a grosseiro.

norte, no lado este da estrada. No primeiro talude identificou-se um conjunto de falhas com geometria normal, de direcção WNW-ESE a E-W e a inclinar para S. O plano aparentemente principal produz uma separação normal de 20 cm, e atitude que varia de (N82ºW, 70ºS) a (N77ºW, 76ºS), com estrias a inclinar, respectivamente, 21ºE e 25ºSE, que indicam movimento normal esquerdo. Existe uma falha com geometria inversa, com atitude (N17ºW, 58ºE) e separação vertical de 0,5 cm (Fig. 4.60). No segundo talude observou-se um conjunto de falhas com geometria inversa, com atitudes de (N72ºE, 80ºS) e (N77ºE, 85ºSE), separando arenito grosseiro de arenito

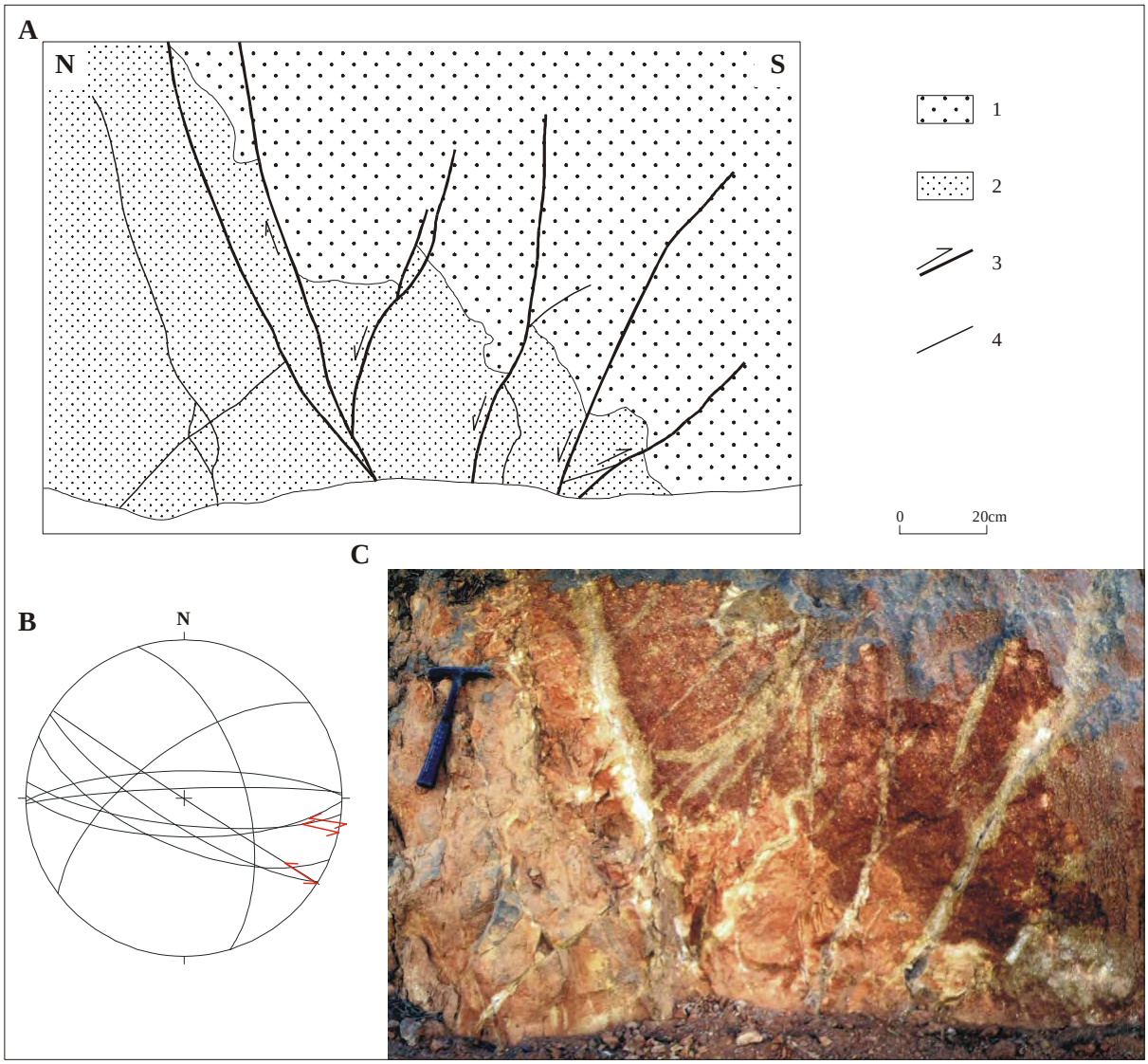


Fig. 4.60 - Falhas a afectar os depósitos plio-quaternários, com geometria normal, em Vale de El-Rei, na estrada de Lagoa-Vale de El-Rei (A28, Fig. 4.57). A - corte geológico esquemático; 1, arenito grosseiro, de cor vermelho-alaranjado, constituído por grãos de quartzo, com alguns seixos dispersos de quartzo, por vezes, apresentando estratificação entrecruzada (Areias de Faro-Quarteira); 2, arenito fino a silte, de cor alaranjada com manchas esbranquiçadas, constituído por grãos de quartzo, feldspato e mica, com seixos dispersos de quartzo, rolados, e bolsadas de arenito mais grosseiro (Formação de Ameijeira); 3, falha com sentido de movimento; 4, fracturas; B - projecção estereográfica dos planos medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C - aspecto do afloramento.

fino, com grãos verticalizados junto ao plano de falha; (N57ºE, 64ºNW), com separação vertical inversa de 5 cm; e (N82ºW, 72ºN), com arraste nos grãos de quartzo. No terceiro talude observou-se uma falha inversa que coloca em contacto um depósito silto-argiloso, de cor amarela (Formação de Lagos-Portimão descalcificada), a leste, com Areias de Faro-Quarteira, a oeste. O acidente principal tem uma atitude de (N27ºE, 70ºE) e separação vertical inversa de 80 cm. No mesmo local, identificaram-se ainda duas falhas sub-horizontais que cortam as Areias de Faro-Quarteira (Foto 4.28).



Foto 4.28 - Falhas sub-horizontais que cortam Areias de Faro-Quarteira, em Vale de El-Rei, na estrada de Lagoa-Vale de El-Rei (A28, Fig. 4.57).

- em Vale D'El Rei, 875 m a NW do vértice geodésico da Caramujeira (A34, Fig. 4.57) (Folha 52 - B Albufeira), observaram-se duas falhas, afectando as Areias de Faro-Quarteira, com atitudes (N63ºE, 20ºN) e separação vertical inversa de 20 cm, e (N79ºE, 76ºS) que roda para o topo para (N68ºE, 75ºN), produzindo uma separação vertical de 30 cm num nível grosseiro, com subida do lado N. Neste caso a falha passa de uma geometria normal para uma falha de geometria inversa, sugerindo que é de origem cársica. Ocorre ainda uma fractura preenchida por um silte argiloso, de cor cinzento esverdeado com manchas vermelhas, por vezes, com material mais grosseiro semelhante ao depósito circundante, com uma espessura de 25 cm, consistindo num filão detrítico que indica actividade sísmica na área. As paredes têm atitudes (N87ºW, 75ºS) e (N67ºW, 80ºS).

No interior do preenchimento mediram-se planos de movimento de orientação (N72ºW, 85ºN), com estrias a inclinar 25ºE e *pitch* 80ºE, e (N19ºE, 87ºW) com estrias a inclinar 40ºN.

Como se pode verificar pelos exemplos apresentados, além de uma certa dispersão na direcção das falhas, existem falhas com geometria normal e inversa a coexistirem nas mesmas áreas, e por vezes até com a mesma direcção.

A dispersão na direcção das fracturas e a sua complexidade cinemática podem ter origem:

- cársica, nomeadamente junto ao contacto entre o Miocénico e as Areias de Faro-Quarteira (Fig. 4.57 e 4.58);
- tectónica, quer devido à movimentação, em profundidade, de falhas desconhecidas, quer por actividade em falhas reconhecidas na área, como por exemplo, a falha da Sr.ª do Carmo (E de Lagoa) (Fig. 4.57 e 4.128). Este acidente, que afecta o Cretácico e o Miocénico, tem uma direcção NNW-SSE e um comprimento reconhecido de 1,8 km, cujo prolongamento para sul está mascarado pelas Areias de Faro-Quarteira.

Deste modo, podemos concluir que:

- a existência de filões de detríticos a cortar as Areias de Faro-Quarteira sugere a ocorrência de sismos com magnitude igual ou superior a 5,5 (Rodríguez Pascua, 1998);
- algumas das fracturas são de origem tectónica, sugerindo que exista um regime tectónico de desligamento, com a compressão máxima (σ_1) e mínima (σ_3) a variarem de direcção, quer por rotação do campo da tensão, quer por permuta entre a compressão máxima (σ_1) e mínima (σ_3).
- parte das fracturas são de origem cársica, principalmente as fracturas que estão localizadas junto ao contacto Miocénico - Areias de Faro-Quarteira.

4.3.4.5. Região entre Porches e Armação de Pêra

Na região a S de Porches e W de Armação de Pêra, não existe nenhum acidente tectónico importante reconhecido, embora se tenha identificado alguma deformação a afectar as Areias de Faro-Quarteira, que preenchem o carso desenvolvido nas rochas carbonatadas do Miocénico. Esta diminui drasticamente em relação à deformação observada na zona de Lagoa, anteriormente descrita. Com efeito, nesta área, foram apenas identificadas fracturas a afectar as Areias de Faro-Quarteira nas zonas junto ao contacto com o Miocénico (Fig. 3.7). Estas têm uma grande dispersão na direcção, com fracturas em todos os quadrantes, embora seja possível definir aproximadamente três conjuntos de direcção NNE-SSW a NE-SW, ENE-WSW a E-W e WNW-ESE (Fig. 4.61). Estes factos sugerem que grande parte desta fracturas estejam

relacionadas com a evolução do carso em profundidade, originadas, quer por colapso, quer por subsidência lenta.

Muitas das fracturas estão materializadas por superfícies de endurecimento, encontram-se lixiviadas e/ou com pátina branca amarelada, devido provavelmente à circulação de água, e atingem comprimentos da ordem do metro, como por exemplo na estação A55 (Fig. 4.61), onde se observou uma diaclase de atitude (N16ºW, 75ºN), com uma extensão de 5 m.

Algumas das fracturas têm preenchimento argiloso, por vezes deformado, o que implica algum movimento. Na estrada Porches-Armação de Pêra, 750 m W do vértice geodésico de Alporchinhos (A60, Fig. 3.7), observou-se uma fractura preenchida por silte com 10 cm de espessura, de direcção NNE-SSW, correspondendo a um filão detrítico injectado.

Na área foram também identificadas algumas falhas a afectar as Areias de Faro-Quarteira,

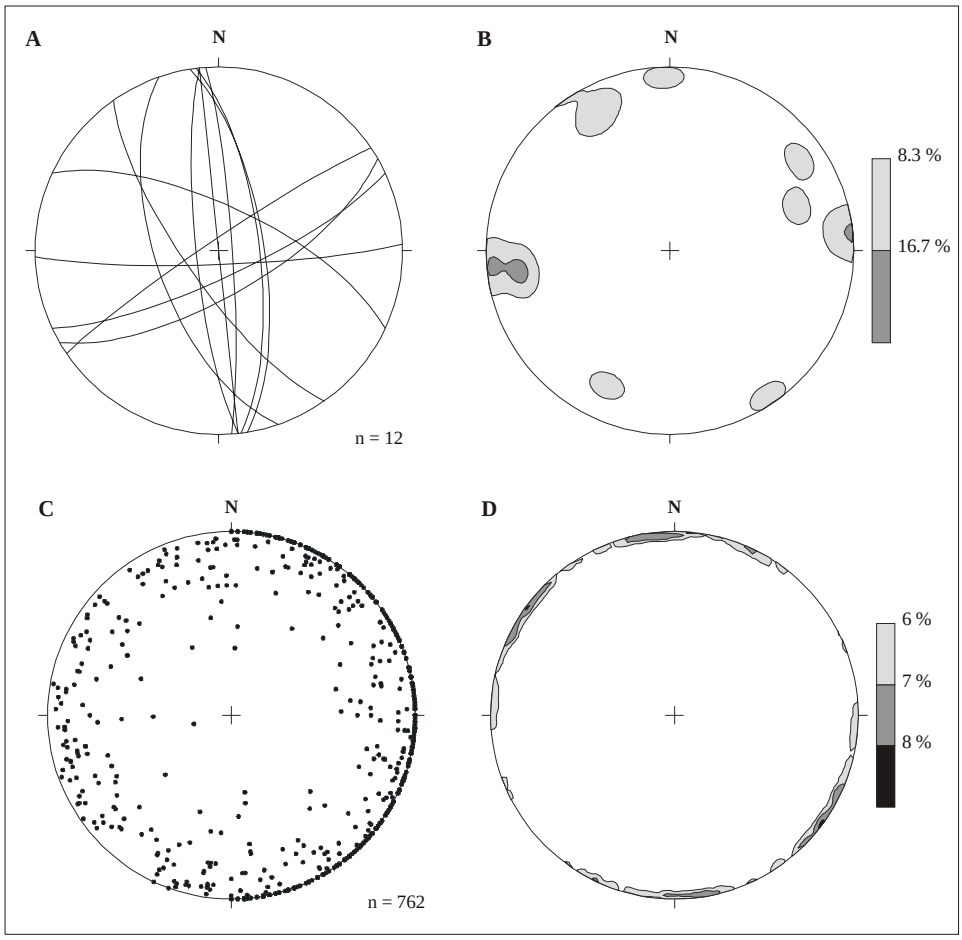


Fig. 4.61 - Representação gráfica dos planos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, na zona a sul de Porches e oeste de Armação de Pêra (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos das falhas; B - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; C - projecção estereográfica dos pólos das diaclases; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das diaclases.

nomeadamente:

- 250 m a S da Casa Agrícola Solear, no caminho Porches Velhos-Areias das Almas (A52, Fig. 3.7) (Folha 52 - B Albufeira), onde se observaram algumas fracturas, das quais três têm, aparentemente, movimento associado, levando-nos a considerá-las como falhas, embora muito duvidosas. Estas têm atitude (N26ºW, 62ºW), (N14ºW, 72ºE) e (N16ºW, 70ºE) com separação vertical normal de 6 cm (?). Estas falhas são provavelmente de origem cársica;
- 100 m a N da Q.ta do Pinheiro, no caminho Vale de Lousas - Porches Velhos (A59, Fig. 3.7) (Folha 52 - B Albufeira), onde se observaram falhas com geometria inversa e normal, que, em conjunto com uma fracturação intensa, afectam a cobertura sedimentar plio-quaternária (Fig. 4.62) que preenche uma superfície irregular desenvolvida num depósito siltítico de cor amarela acastanhada. A falha com geometria inversa tem uma atitude (N42ºW, 75ºW) e separação vertical inversa de 1,30 m (Fig. 4.63). Esta falha é paralela ao contacto entre o depósito plio-quaternário

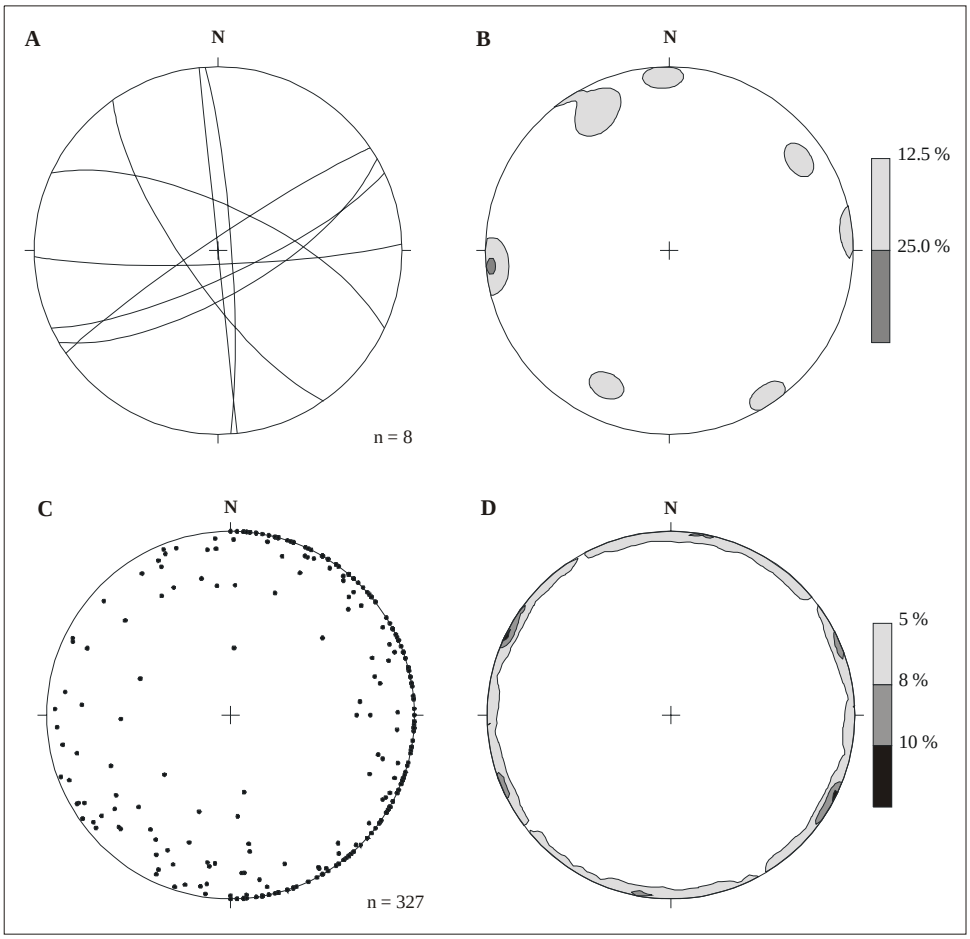


Fig. 4.62 - Representação gráfica dos planos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, 100 a N da Q.ta do Pinheiro, no caminho Vale de Lousas - Porches Velhos (A59, Fig. 3.7) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior) A - projecção estereográfica dos planos das falhas; B - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; C - projecção estereográfica dos pólos das diaclases; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das diaclases.

e o Miocénico, que é aproximadamente rectilíneo (Fig. 3.7), sugerindo que esteve sujeito a um controlo tectónico por um acidente em profundidade com esta direcção – a falha de Porches. Existem ainda falhas normais com direcção ENE-WSW e inclinação próxima da vertical. As fracturas apresentam uma grande dispersão na direcção, com diaclases em todos os quadrantes, sendo contudo possível definir três conjuntos de direcção NNW-SSE, NNE-SSW a NE-SW e WNW-ESE (Fig. 4.62). Estão materializadas, em grande parte, por superfícies de endurecimento, lixiviadas, com pátina branca amarelada. Algumas das fracturas atingem comprimentos da ordem do metro, num extensão máxima de 4 m, representada por uma diaclase de atitude (N22ºW, 90º). Também existem fracturas com preenchimento de silte (espessura máxima de 5 cm), por vezes deformado;

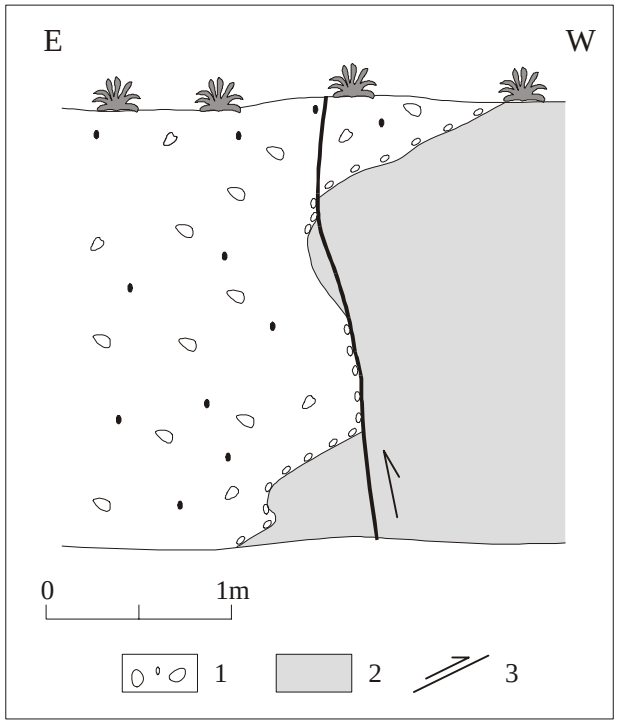


Fig. 4.63 - Corte geológico esquemático onde se observa uma falha inversa afectando depósitos de cobertura do Plio-Quaternário, de orientação (N42ºW, 75ºW), com separação vertical de 1,30 m, 100 m a N da Q.ta do Pinheiro, no caminho Vale de Lousas - Porches Velhos (A59, Fig. 3.7). 1, arenito fino de cor alaranjada, com seixos dispersos de quartzo e grauvaque sub-angulosos e restos de couraça ferruginosa; 2, arenito de cor vermelha, composto por alternância de areias médias a grosseiras, essencialmente constituídas por grãos de quartzo e alguns de feldspato (Areias de Faro-Quarteira); 3, falha com sentido de movimento.

- 750 m a NE do vértice geodésico de Porches, no caminho Porches-Vale de Lousas (A64, Fig. 3.7) (Folha 52 - B Albufeira), onde existe um contacto rectilíneo entre um arenito fino a silte, a NE, e arenito médio, a SW, com orientação (N13ºW, 80ºW).

Em síntese podemos admitir que:

- a maior parte das fracturas observadas nesta área é de origem cársica;
- a presença de fracturas com preenchimento silto-argiloso, implica actividade sísmica na área, com sismos de magnitude igual ou superior a 5,5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998);
- a falha inversa observada na estação A59 é de origem tectónica, sendo compatível com um campo de tensão com a compressão máxima (σ_1) de direcção de NE-SW.

4.3.4.6. Zona de Albufeira

Na zona de Albufeira existem várias estruturas tectónicas importantes reconhecidas que afectam o substrato meso-cenozóico, das quais se destacam (Fig. 2.2):

- a W de Albufeira – o diapiro de Albufeira, a falha de Albufeira de direcção N-S, e a falha da Baleeira, de direcção WNW-ESE;
- a E de Albufeira – a falha da Oura, de direcção N-S, a falha de Mosqueira, um sistema de falhas normais de direcção WNW-ESE, que afectam o Miocénico, entre a praia de Albufeira e a praia da Oura, basculando as camadas do Miocénico para SW, e um sistema de falhas de transferência, de direcção NNE-SSE, que corta o anterior (TERRINHA, 1998).

Nesta área, a Formação do Ludo, que preenche o carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Mesozóico e Miocénico, está afectada por fracturas (falhas e /ou diaclases), quer directamente relacionadas com movimentos recentes nas estruturas principais reconhecidas, quer dispersas. Estas últimas, podem estar associadas com a movimentação em profundidade de acidentes desconhecidos, ou com a evolução do carso subterrâneo, como por exemplo as estruturas observadas na praia da Galé (Foto 3.9).

Independentemente da direcção, a maior parte das falhas identificadas apresentam cinemática de falha inversa, indicando, para esta zona, um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção quer N-S, quer E-W, também já sugerida por Terrinha, (*op. cit.*).

4.3.4.6.1. O diapiro de Albufeira

O diapiro de Albufeira está localizado a W desta localidade, correspondendo o seu núcleo a uma depressão morfológica (vale tifónico) coberta por uma crosta calcária conglomerática, provavelmente de idade quaternária (TERRINHA, 1998). Formou-se na intersecção de dois acidentes principais, a falha de Albufeira, a E, e a falha da Baleeira, a S, que controlaram a sua forma triangular (TERRINHA, *op. cit.*). O diapiro contacta a sul com formações do Dogger e a norte e leste com formações do Malm.

Segundo Terrinha (*op. cit.*), os evaporitos do Hetangiano, as rochas do Jurássico superior, Cretácico inferior, Miocénico médio e o depósito calcário conglomerático do Quaternário, localizados na área circundante do diapiro, encontram-se deformados com vários graus de intensidade. Enquanto que os evaporitos estão extremamente deformados, as rochas carbonatadas do Jurássico superior e do Cretácico inferior estão dobradas e afectadas por falhas inversas. Os sedimentos miocénicos apresentam-se muito menos deformados, apenas afectados predominantemente por falhas normais, e os depósitos quaternários afectados por falhas cujas estrias indicam desligamento. Estes factos indicam, segundo aquele autor, que

o diapiro evoluiu desde o Jurássico até ao Quaternário. Sinteticamente, as principais fases de evolução do diapiro são:

- pós-Albiano – ante-Miocénico médio, com extrusão diapírica, durante um regime compressivo associado à fase principal de inversão da Bacia Algarvia, com uma direcção de encurtamento NNE-SSW, gerando-se dobras e falhas inversas nas rochas carbonatadas do Jurássico superior e Cretácico inferior;
- pós-Miocénico médio, em regime distensivo, com a compressão mínima (σ_3) de direcção NE-SW e a tensão compressiva máxima horizontal de direcção NW-SE, testemunhado pela presença de falhas normais de direcção WNW-ESE ligadas por desligamentos oblíquos NNE-SSW, na zona entre as praias de Albufeira e da Oura;
- durante o Quaternário, em regime tectónico compressivo, com um campo de tensão constritivo, com a compressão máxima (σ_1) a variar entre N-S e E-W, testemunhado por falhas que afectam, quer o depósito calcário conglomerático que assenta sobre o diapiro, quer a Formação do Ludo na zona da praia da Galé, a W do diapiro, e na praia da Oura, a E (TERRINHA, 1998).

4.3.4.6.2. Zona a W do diapiro de Albufeira

Como já foi referido, foram identificadas, nesta zona, numerosas fracturas (falhas e/ou diaclases), afectando a cobertura sedimentar plio-quaternária, que parecem estar directamente relacionadas com as principais estruturas da área, embora existam algumas excepções.

As fracturas têm uma direcção dispersa e estão, de um modo geral, materializadas por planos de endurecimento. Estas apresentam-se, por vezes, lixiviadas e com pátina de cor branca, cinzenta ou amarelada. Embora algumas das fracturas tenham superfícies irregulares, existem outras que apresentam comprimentos de extensão considerável, como por exemplo na praia de S. Rafael, onde se observou uma fractura de orientação (N58ºW, 90º), com 10 m de extensão visível e uma faixa de deformação associada de 10 cm. Algumas das fracturas têm um preenchimento fino silto-argiloso, com uma espessura máxima visível de 0,5 cm.

As falhas identificadas nesta zona mostram, de um modo geral, separações indicando uma cinemática de falha inversa. Com efeito, as falhas reconhecidas com cinemática de falha normal são raras, por vezes duvidosas, podendo ser atribuídas, em grande parte, a uma origem cársica, como por exemplo, as falhas observadas:

- a E de Alcantarilha, nas estações A127 (550 m a S do vértice geodésico de Areias, no caminho

Areias – Boavista), A134 (1,4 km a W do vértice geodésico de Cova da Areia), A132 (Q.ta do Moinho, 500 m a S do vértice geodésico de Cova da Areia), e A131 (na estrada Guia – Albufeira, em Vale da Urra, 1,2 km a SE do vértice geodésico de Cova da Areia) (Fig. 4.64). Nestas estações observaram-se também numerosas fracturas sem separação reconhecível (diaclases?), de direcção dispersa, com duas zonas de concentração máxima, de direcção NNW-SSE a N-S e NNE-SSW a NE-SW (Fig. 4.65);

- na praia da Galé (A104, Fig. 4.64), onde se observou um conjunto de falhas que deslocam os depósitos plio-quaternários, de um modo geral com cinemática de falha normal, embora existam algumas com cinemática de falha inversa. Estas falhas enraízam-se num material argiloso, muito deformado, que frequentemente reveste as paredes das cavidades cársicas desenvolvidas nas rochas carbonatadas do Miocénico (DIAS e CABRAL, 1998a,b) (Foto 3.9). Como já foi referido, este nível argiloso acomoda deslocamentos para o interior das cavidades, resultantes de compactação diferencial ou de aprofundamento cársico, tendo-se verificado a propagação de cisalhamentos a partir do nível argiloso para o interior da massa arenosa, sob a forma de falhas normais. Podem também apresentar geometria de falha inversa por rotação do plano de falha para o topo, ou por propagação a partir de paredes muito inclinadas a sub-verticais (DIAS e CABRAL, 1998a,b). Deste modo, conclui-se que estas falhas são de origem cársica, embora na zona existam acidentes que afectam o Miocénico, com cinemática de falha normal.

Em Sesmarias, a SW de Cerro da Águia, na zona de terminação ocidental do diapiro, (A103, Fig. 4.64) também se observaram falhas com separações normais, que afectam um depósito areno-conglomerático atribuído à unidade estratigráfica das Areias dos Olhos de Água (?) (Pliocénico inferior). As falhas medidas distribuem-se por dois conjuntos de direcção NNW-SSE e WNW-ESE (Fig. 4.64). Duas das fracturas, orientadas (N25ºW, 76ºE) e (N30ºW, 82ºW), têm separação vertical normal, respectivamente de 1,5 m (acumulado) e 20 cm. Estas falhas são de origem provavelmente tectónica e poderão eventualmente testemunhar uma deformação local relacionada com halocinése quaternária e, como tal, não podem ser directamente explicadas em termos de um campo de tensão regional. Contudo, o campo de tensão que Terrinha (1998) propõe, correspondente à fase distensiva pós-miocénico médio, com a compressão mínima (σ_3) de direcção NE-SW e a compressão máxima horizontal (σ_1 ou σ_2) de direcção NW-SE, é compatível com as estruturas identificadas neste local.

Como se referiu, regionalmente observaram-se numerosos acidentes tectónicos inversos afectando

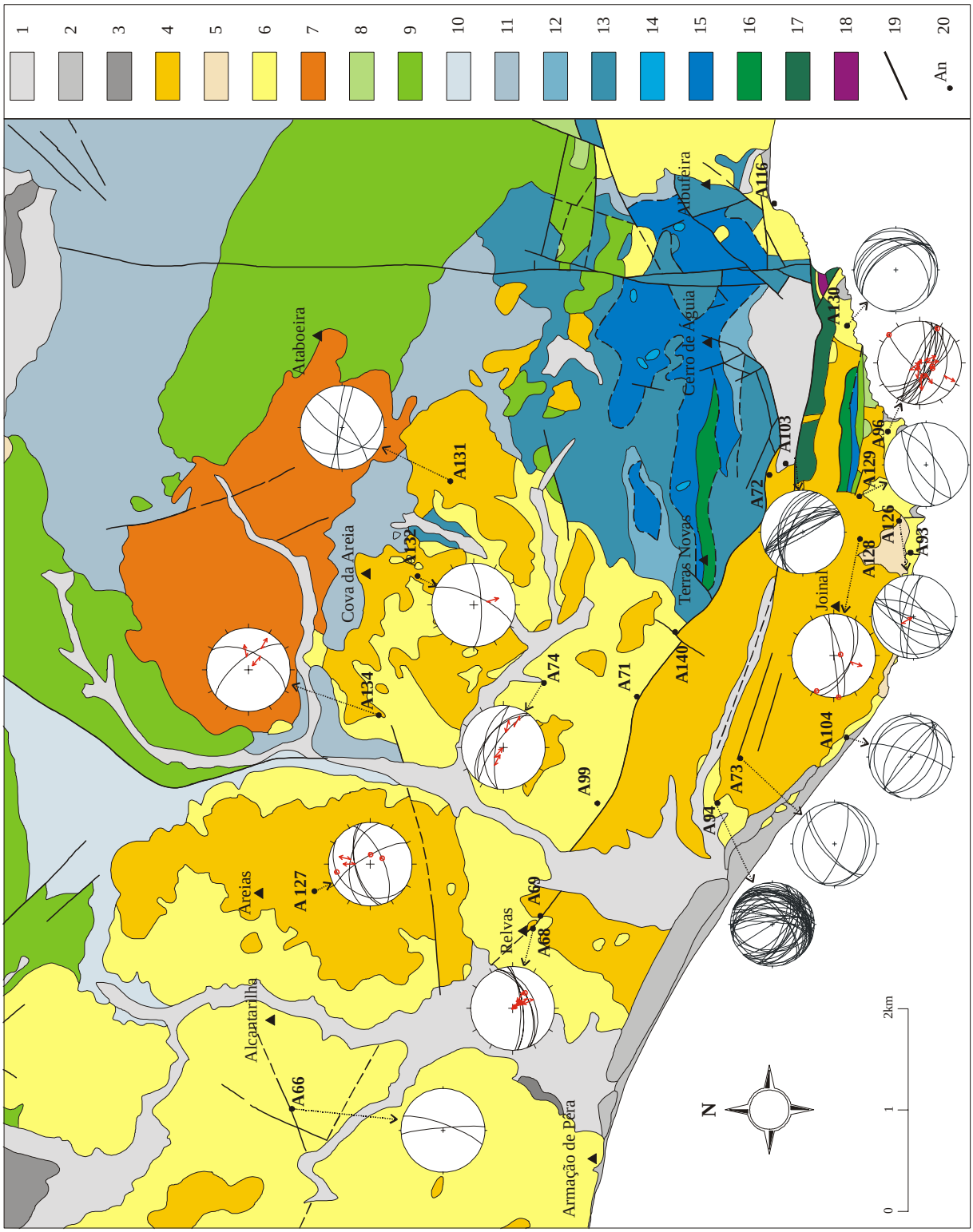


Fig. 4.64 - Mapa geológico esquemático da região a W de Albufeira (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões e sapais; 2, areias de praia e areias de duna; 3, cascalheiras e terraços; 4, Areias de Faro-Quarteira; 5 a 6, Miocénico; 7, Eocénico; 8 a 9,Cretácico; 10 a 17, Jurássico; 18, Hetangiano; 19, falha; 20, N.º da estação estudada (An - Folha 52 - B Albufeira).

os depósitos plio-quaternários, nomeadamente falhas inversas que podem estar ou não relacionadas com as principais estruturas reconhecidas na área, e contactos tectónicos, por cavalgamento, entre sedimentos miocénicos da Formação de Lagos-Portimão e os sedimentos de cobertura (DIAS E CABRAL, 1995a,b; TERRINHA, 1998), que passaremos a descrever.

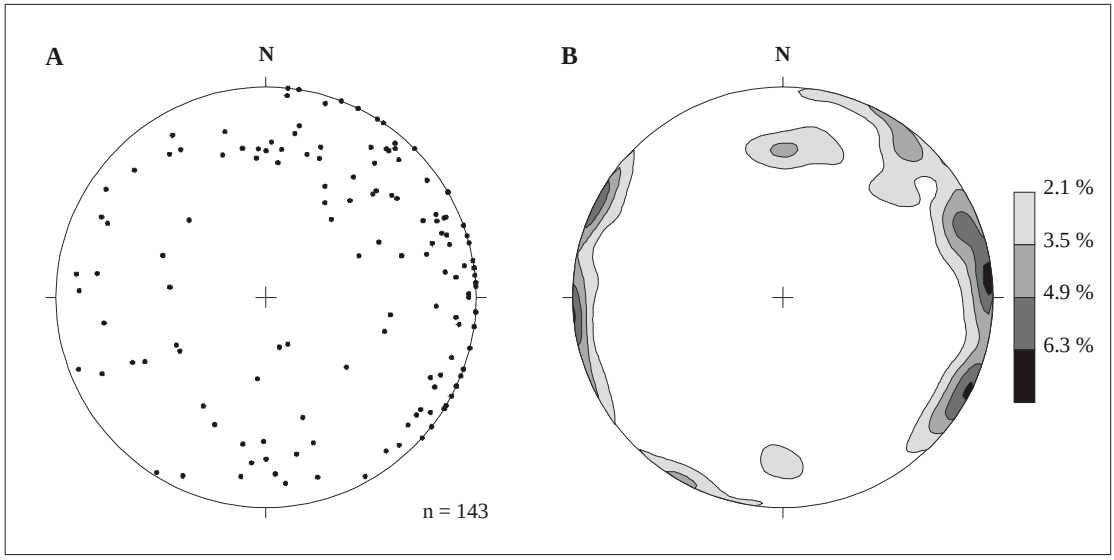


Fig. 4.65 - Representação gráfica dos planos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, a E de Alcantarilha, na zona aproximadamente entre os vértices geodésicos de Areias e Ataboeira (A127, A134, A133, A132 e A131) (Fig. 4.64) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das diaclases observadas; B - diagrama de contorno de densidades de pólos das diaclases observadas.

4.3.4.6.2.1. Falha de Ribeira de Espiche

A falha de Ribeira de Espiche (Fig. 4.128) não está relacionada com qualquer acidente tectónico importante reconhecido, correspondendo provavelmente a uma falha em profundidade, com direcção NNW-SSE e componente de deslocamento vertical inversa e horizontal direita (DIAS E CABRAL, 1995a,b). Observaram-se evidências da sua presença em afloramento num areeiro localizado 200 m a S de Vale Rabelho (A94, Fig. 4.64), onde existem falhas com cinemática inversa colocando em contacto tectónico formações miocénicas com depósitos plio-quaternários (Fig. 4.66, Foto 4.29).

O Miocénico é constituído por um depósito arenítico fino a siltítico de cor amarela, com grãos de quartzo sub-rolados, alguma mica e feldspato, e com alguns níveis intercalados de arenito grosseiro, com seixos e pequenos calhaus de quartzo. Os depósitos plio-quaternários apresentam níveis areníticos desde finos a grosseiros, geralmente feldspáticos, por vezes micáceos, com algumas intercalações conglomeráticas.

O contacto das formações miocénicas com os depósitos plio-quaternários faz-se por diversas falhas

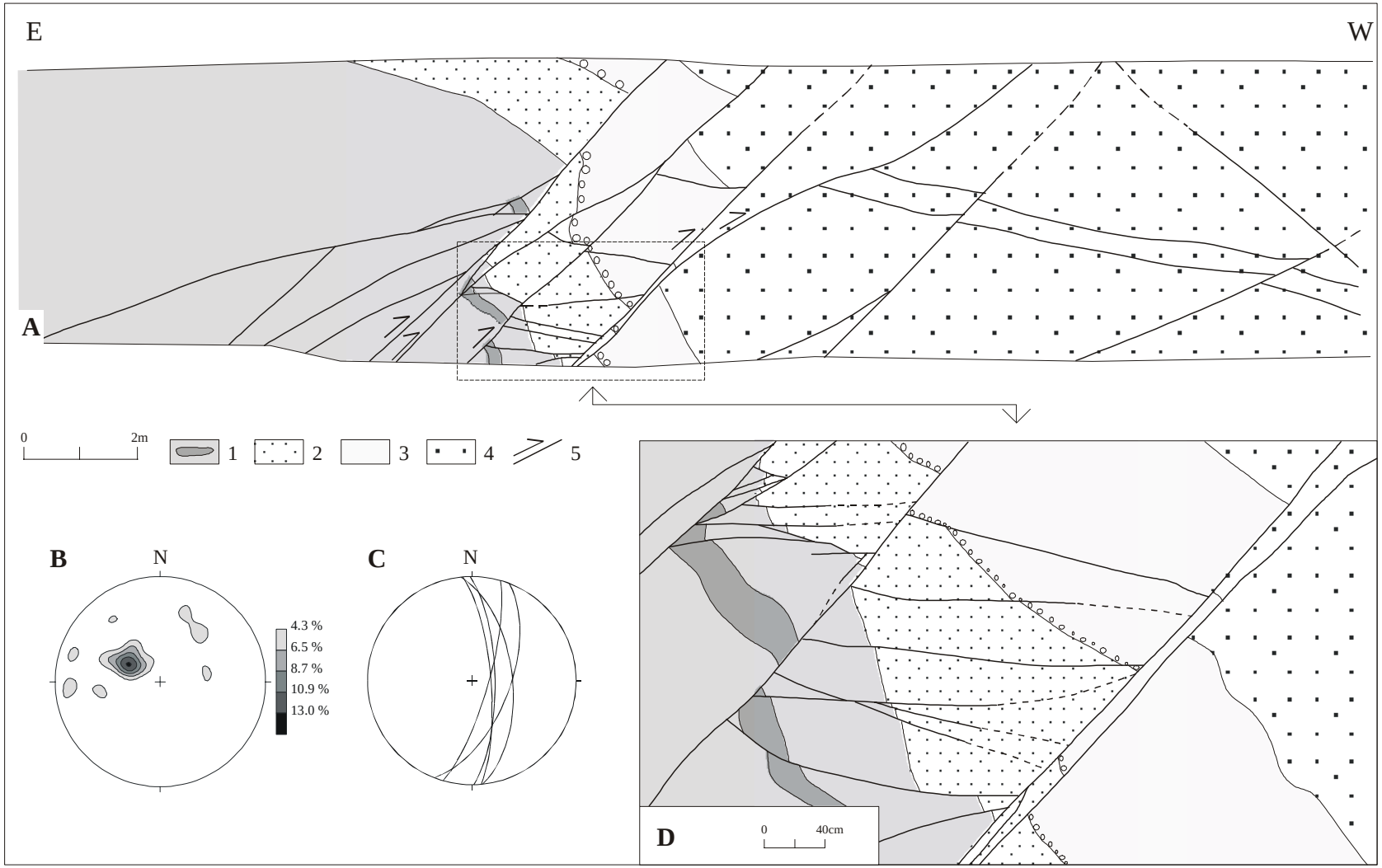


Fig. 4.66 - Falhas com geometria inversa, que colocam em contacto sedimentos miocénicos com depósitos plio-quaternários, e respectiva representação gráfica, na zona da falha da Ribª. de Espiche, 200 m a S de Vale Rabelho (A94, Fig. 4.64) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - corte esquemático. 1, arenito fino com níveis de arenito grosseiro e calhaus dispersos (Miocénico); 2, arenito grosseiro; 3, arenito fino; 4, Areias de Faro-Quarteira; 5, falha; B - diagrama de contorno de densidades de pólos de falhas medidas; C - projecção dos planos das falhas com maior separação vertical inversa (assinaladas com setas, no corte esquemático); D - pormenor evidenciando o padrão de fracturação complexo (adaptado de Dias *et al.*, 1997c).

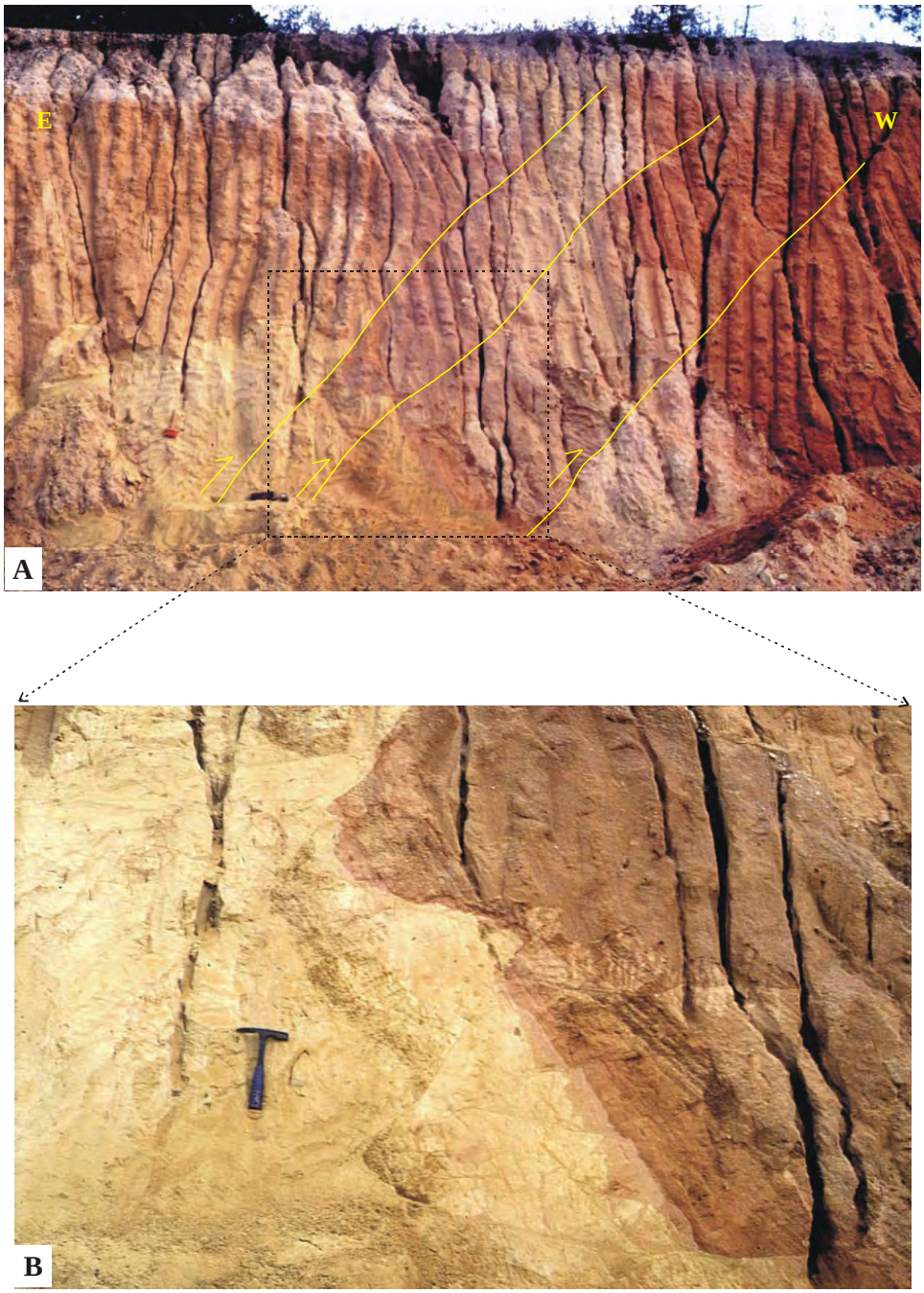


Foto 4.29 - Falhas com geometria inversa, que colocam em contacto o Miocénico com depósitos plio-quaternários, na zona da falha da Ribª. de Espiche, 200 m a S de Vale Rabelho (A94, Fig. 4.64). A esquematização das diversas estruturas está na figura 4.66. A - afloramento onde se observam as principais estruturas; B - pormenor onde se evidencia o padrão de fracturação complexo.

com componente de movimentação inversa importante, de direcção NNWSSE a N-S e NNE-SSW e cavalgantes para W (Fig. 4.67 A), originando uma separação inversa acumulada superior a 3,5 m. Estas falhas deslocam uma estratificação acentuadamente basculada, de orientação geral (N32ºW, 40ºSW). A atitude dos planos com maior separação vertical é a seguinte: (N15ºW, 47ºE) (≈ 45 cm), (N6ºW, 58ºE)

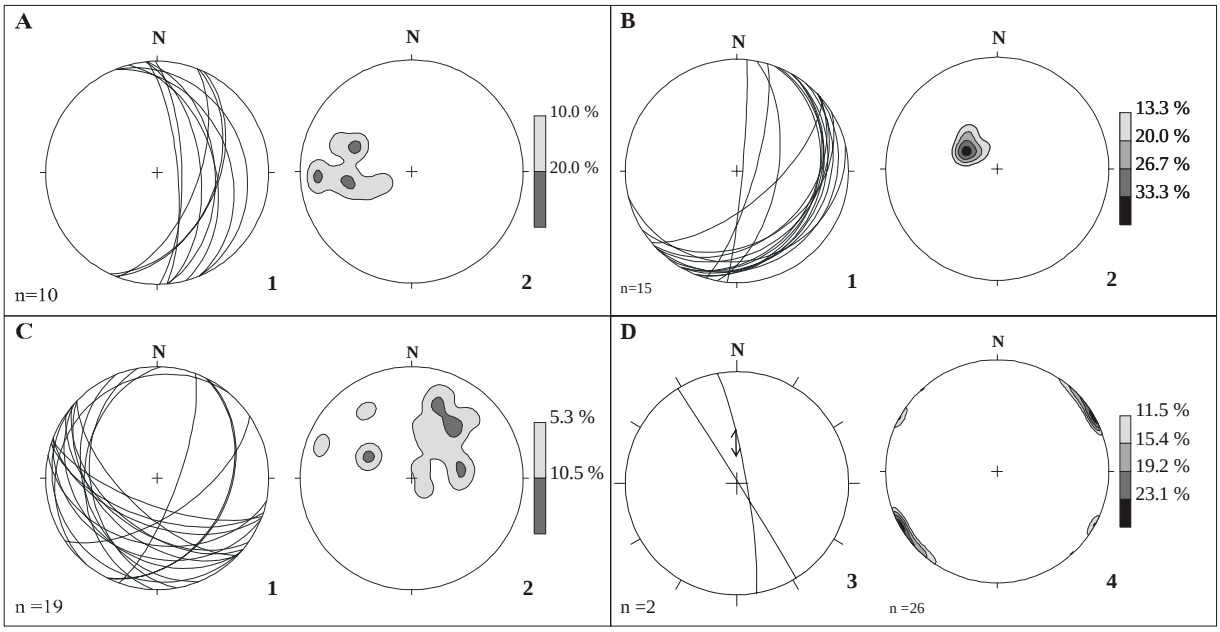


Fig. 4.67 - Representação gráfica dos planos de falha e fracturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, na zona da falha da Rib^{a}. de Espiche, 200 m a S de Vale Rabelho (A94, Fig. 4.64) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A- falhas medidas na zona de contacto; B - conjunto de falhas cortadas pelas anteriores; C - falhas nas Areias de Faro-Quarteira; D - falhas e fracturas medidas, noutro local do areeiro, 50 m a W do contacto principal. 1, projecção estereográfica dos planos de falha; 2, diagrama de contorno de densidades de pólos dos planos de falha; 3, projecção estereográfica dos planos de falha e respectivas estrias; 4, diagrama de contorno de densidades de pólos dos planos de fractura.

(≈ 50 cm), (N1ºW, 72ºE) (≈ 28 cm), (N5ºW, 47ºE) (≈ 7 cm), (N5ºW, 75ºE) (≈ 20 cm), e (N21ºE, 60ºE) (≈ 30 cm) (Fig. 4.66 A; Foto 4.29 A). Estas falhas cortam um outro conjunto de falhas de direcção aproximada NE-SW, pouco inclinadas para SE (Fig. 4.67 B), que produzem um padrão de fracturação complexo (Fig. 4.66 D; Foto 4.29 B), sugerindo duas fases de reactivação da falha de Ribeira de Espiche. As separações estratigráficas observadas neste segundo conjunto oscilam entre 1 cm e 70 cm, destacando-se dois acidentes de orientação (N38ºE, 20ºS) e (N16ºE, 77ºS) com separações respectivamente de cerca de 45 cm e 70 cm.

Se admitirmos que o primeiro conjunto de falhas descrito produziu rotação tanto na estratificação, que inclina 40ºSW, como no segundo grupo de falhas que corta, então, ao rodarmos a estratificação para a horizontal, observamos que estas falhas têm geometria de falha normal, sugerindo que o acidente funcionou como falha normal, provavelmente durante a fase distensiva pós-miocénica, sendo reactivado posteriormente como falha inversa, na fase compressiva do Quaternário.

A W da zona de contacto, observou-se um conjunto de falhas que afectam os depósito plio-quaternários, com direcção mais dispersa, embora se identifiquem três agrupamentos de direcção WNW-ESE (dominante), NNE-SSE, e próximo de N-S (Fig. 4.67 C). Devido à ausência de níveis de referência, apenas se identificaram três planos com separação inversa orientados (N46ºW, 45ºS) (≈ 5 cm), (N78ºW, 40ºS) (≈ 4 cm) e (N55ºW, 50ºSW) (≈ 4 cm).

No mesmo areeiro, 50 m a W do contacto por falha entre o Miocénico e os sedimentos plio-quaternários, observaram-se numerosas fracturas que se agrupam em dois conjuntos de direcção NNW-SSE a NW-SE, largamente dominantes, e NNE-SSW (Fig. 4.67 D), materializadas, de um modo geral, por superfícies de endurecimento. Neste local foram ainda identificadas duas falhas de atitude (N32ºW, 90º), com abatimento do lábio oriental de cerca de 1 m, e (N10ºW, 83ºE), com estrias a inclinar 50ºN, produzindo uma separação horizontal de 45 cm, indicando movimentação vertical inversa e horizontal direita (Foto 4.30).

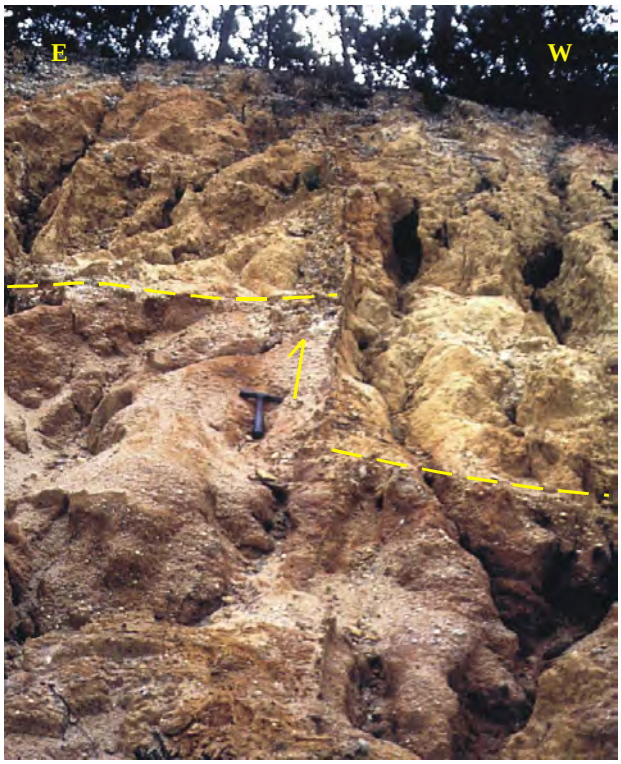


Foto 4.30 - Falha em depósitos plio-quaternários, na zona da falha da Ribª. de Espiche, 200 m a S de Vale Rabelho (A94, Fig. 4.64). Os segmentos a tracejado indicam a separação entre um arenito grosseiro, arcósico de cor cinzento acastanhado e um arenito fino de cor amarelalada. A falha tem orientação (N10ºW, 83ºE), estrias a inclinar 50ºN, com separação horizontal de 45 cm, indicando movimentação vertical inversa e horizontal direita.

A S e SSE deste afloramento, em vários locais localizados ao longo do traçado provável da falha de Ribeira de Espiche, observou-se uma fracturação intensa afectando os depósitos plio-quaternários, materializada por superfícies de endurecimento.

Em síntese podemos concluir que a falha de Ribeira de Espiche:

- teve pelo menos duas fases de reactivação, primeiro como falha normal e depois como falha inversa;
- foi reactivada no Quaternário como falha inversa, provavelmente com uma componente de desligamento direita;
- as estruturas observadas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) orientada E-W a ENE-WSW.

4.3.4.6.2.2. Falha da Baleeira

A falha da Baleeira (falha de Vale de Parra-Sesmarias *in* DIAS e CABRAL, 1995a,b) é uma estrutura complexa, com uma escarpa de falha associada, que se estende desde a falha de Albufeira a E, até à Q.ta da Piedade, a NW (Fig. 4.68 e 4.128).

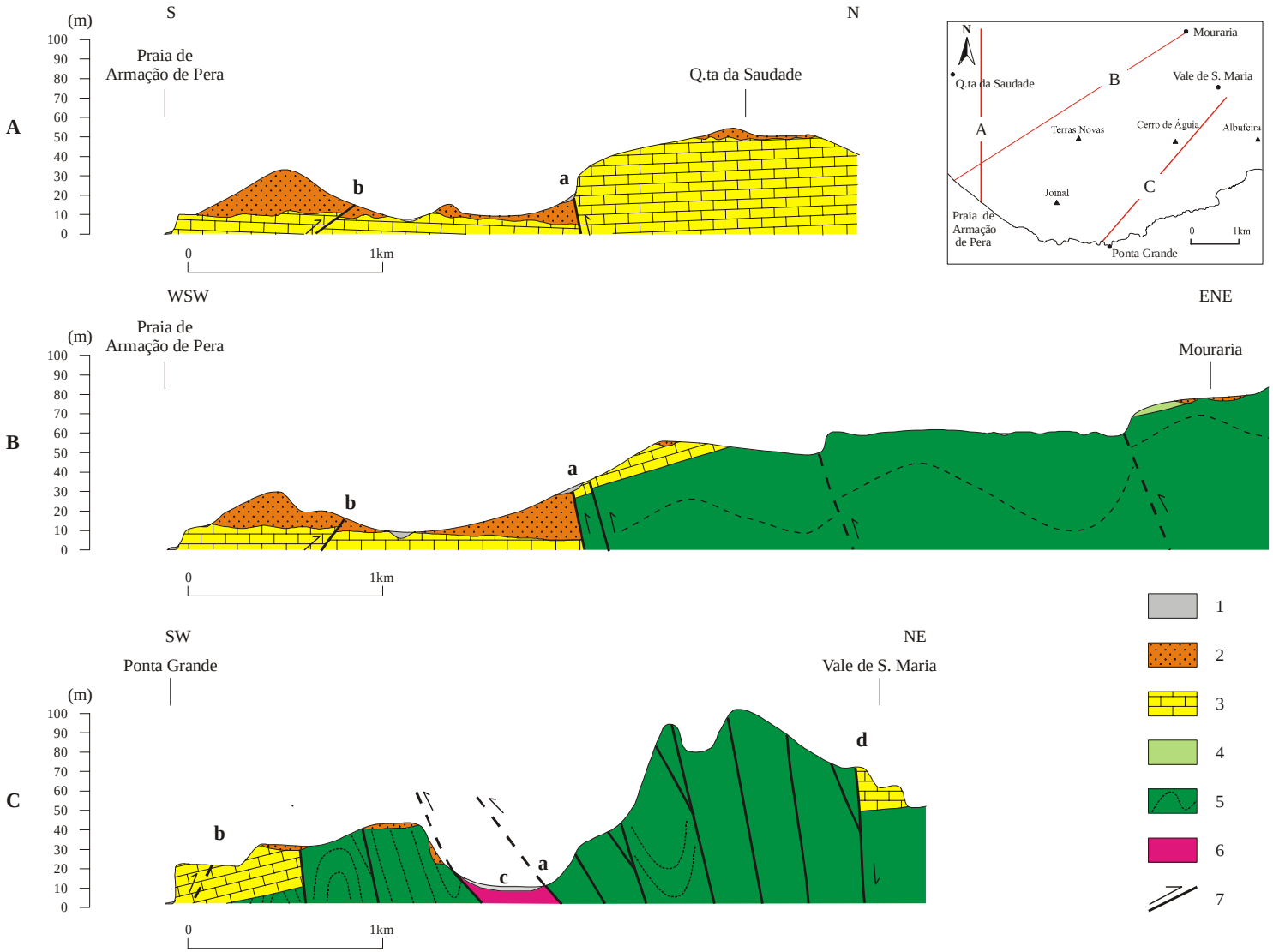


Fig. 4.68 - Cortes geológicos esquemáticos, na zona a W de Albufeira (sobrelvação 4x), evidenciando o levantamento da superfície infra-miocénica a N da falha da Baleeira, bem como a compartimentação desta superfície e ligeiro levantamento relacionado com a falha de Vale Rabelho, gerando um *ramp valley*. 1, aluviões, areias de praia e crosta calcária, 2, Areias de Faro-Quarteira; 3, Formação de Lagos-Portimão (Miocénico); 4, Cretácico; 5, Jurássico indiferenciado; 6, pelitos, calcários, evaporitos de Silves (Triásico superior - Jurássico inferior) 7, falha com sentido de movimento; a, falha da Baleeira; b, falha de Vale Rabelho; c, diapiro de Albufeira; d, falha de Albufeira.

Ramifica-se na sua parte oriental, a partir da Q.ta da Orada, em dois segmentos, por onde o diapiro de Albufeira intruiu (TERRINHA, 1998):

- segmento N, de direcção ENE (contacto N do diapiro), com uma extensão de 2 km;
- segmento S, de direcção WNW, que se estende até à praia da Baleeira (contacto S do diapiro), numa extensão de 2 km.

Da Q.ta da Orada até à Q.ta da Saudade tem direcção WNW-SSE a NW-SE, numa extensão de 4 km. Prolonga-se, provavelmente, para NW até ao vértice geodésico do Sobral (E de Lagoa), numa extensão de 8 km, embora separada pela falha de Ribeira de Espiche, com separação horizontal direita, o que perfaz, deste modo, um comprimento total de 14 km.

A falha da Baleeira, inicialmente com geometria normal, foi reactivada como falha inversa durante o regime compressivo associado à fase principal de inversão da Bacia Algarvia, com extrusão do diapiro de Albufeira, e posteriormente reactivada, provavelmente como falha inversa, no Miocénico e no Plio-Quaternário (Fig. 4.68) (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, em preparação).

Segundo Terrinha (1998), a discordância infra-miocénica que está preservada no lábio inferior do acidente não tem equivalente no lábio superior, sugerindo que este se levantou relativamente ao lábio inferior, depois da deposição da Formação de Lagos-Portimão, o que explica também a ausência de sedimentos do Miocénico no topo do diapiro, tendo sido estes depositados, e posteriormente exumados durante a nova fase de extrusão salina, induzida pela compressão do diapiro (TERRINHA, *op. cit.*).

A ausência de sedimentos miocénicos no lábio superior do acidente, na zona do vértice geodésico de Cerro da Águia (cota de 116 m) (W da falha de Albufeira) até a zona do vértice geodésico de Terras Novas (cota de 74 m), sugere um levantamento deste bloco com basculamento para ocidente, posteriormente à deposição da Formação de Lagos-Portimão, provocado pela movimentação das falhas de Albufeira e da Baleeira. A superfície topográfica foi posteriormente retocada, carsificada e preenchida pelos depósitos plio-quaternários.

No lábio N da falha da Baleeira, a superfície da base dos depósitos plio-quaternários está ligeiramente ondulada, com uma ligeira descida para W, variando entre os 80 m, em Mouraria, 50 m em Vale da Ursa, 50 m em Vale de Parra e 40 m na Q.ta da Saudade, o que sugere um ligeiro basculamento para W. No lábio S do acidente, a superfície da base dos depósitos plio-quaternários está à cota de 10 m. (Fig. 4.68). Deste modo, a separação da base dos depósitos indica um deslocamento no acidente de 70 m, a E, e de 30 m, a W, sugerindo que o movimento foi superior a E do que a W, provavelmente condicionado pela falha de Albufeira que, neste caso, teve também uma ligeira subida do lábio W em relação ao lábio E.

O traçado do acidente entre Cerro da Piedade e Q.ta da Piedade corresponde ao limite geológico entre o substrato Jurássico e/ou Miocénico e a Formação do Ludo, embora o contacto esteja mascarado por um depósito de vertente, não permitindo precisar a sua natureza tectónica.

Contudo, num corte da estrada de Albufeira para Pêra, a sul de Patroves (A72, Fig. 4.64), numa zona de inflexão do acidente, foram identificadas numerosas fracturas afectando as Areias de Faro-Quarteira junto ao contacto com as rochas jurássicas. As fracturas apresentam alguma dispersão na direcção, podendo, contudo, definir-se dois conjuntos de direcção NE-SW (dominante) e NNW-SSE, com este último conjunto próximo da direcção do acidente neste local (Fig. 4.69), sugerindo que os sedimentos plio-quaternários estão afectadas pela falha. Observou-se ainda uma fractura, evidenciada por uma faixa de deformação com um plano de movimento no seu interior, de atitude (N68ºW, 90º) e estrias a inclinar 60ºS, indicando movimento oblíquo direito. Junto ao contacto, que está mascarado por depósito de vertente, existe, em dolomitos do Jurássico, um espelho de falha complexo, com aproximadamente 10 m de altura e cerca de 200 m de comprimento, de direcção ENE-WSW e inclinação para N. No espelho de falha mediu-se um plano de movimento com orientação (N72ºE, 75ºN) e estrias com *pitch* de 84ºE, a indicar movimento inverso, cortado por um plano secundário de atitude (N47ºW, 82ºS) e estrias a inclinar 66ºS, indicando movimentação normal direita (Fig. 4.69).

Para oeste, na continuação da escarpa de falha da Baleeira, observaram-se planos de falha no Miocénico, de direcção WNW-ESE, junto ao contacto com os depósitos plio-quaternários, que está mascarado por depósitos de vertente. De uma forma geral, os planos apresentam-se sub-verticais, quer

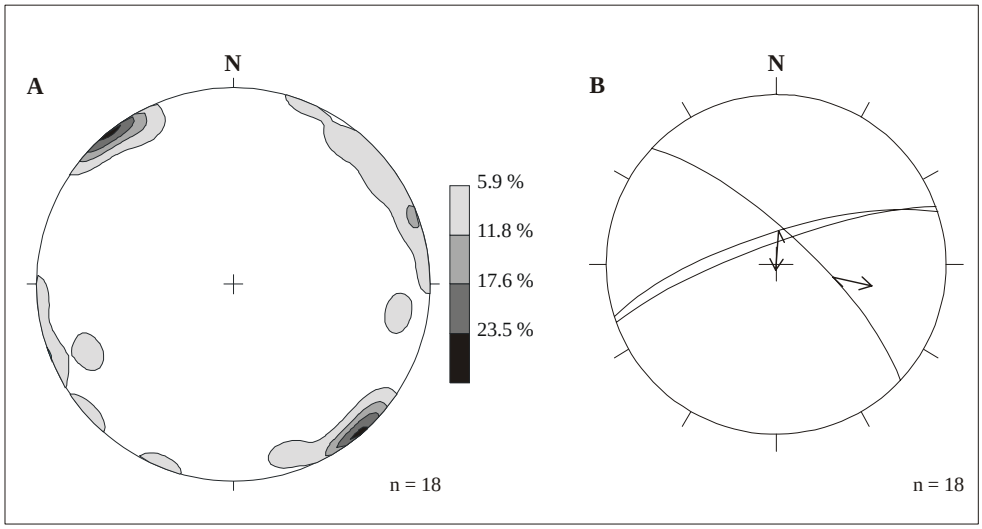


Fig. 4.69 - Representação gráfica dos planos de falha e fracturas medidos, que afectam os depósitos plio-quaternários, na estrada de Albufeira para Pêra, a sul de Patroves (A72, Fig. 4.64) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira; B - projecção estereográfica dos planos de falha medidos nos dolomitos do Jurássico e respectivas estrias.

inclinando para S, quer para N, conduzindo a uma classificação cinemática ambígua, isto é, quando os planos inclinam para S o acidente tem geometria de falha normal, e quando inclinam para N, o acidente tem geometria de falha inversa, como por exemplo:

- a W da estrada de Vale de Parra para Montes Juntos, 50 m a N do cruzamento com a estrada Albufeira-Pêra (A71, Fig. 4.64) identificaram-se planos de falha de direcção WNW-ESE, quer a inclinar para N, quer a inclinar para S. Contudo, os planos com inclinação para S, que apontam para uma cinemática de falha normal são, de um modo geral, cortados pelos planos que inclinam para N e que apresentam cinemática de falha inversa;
- num caminho 300 m a S de Q.ta da Saudade (A99, Fig. 4.64), observaram-se planos de falha no Miocénico com orientação (N67ºW, 76ºS) e (N65ºW, 82ºS), apresentando estrias com *pitch* respectivamente de 90º e 80º E, com subida do lábio N. Os planos, localmente, tendem a verticalizar-se.

Contudo, na vizinhança de Vale de Parra foi reconhecido por Terrinha (1998) um cavalgamento entre o Miocénico e Areias de Faro-Quarteira, de direcção WNW-ESE, com inclinação para N (Fig. 4.70 A), indicando que a falha da Baleeira foi reactivada, posteriormente à deposição dos sedimentos plio-quaternários, como um acidente inverso. Este autor identificou também, na mesma zona, falhas inversas na Formação de Lagos-Portimão, de direcção N-S, inclinando para W, que afectam uma crosta calcária formada por epigenização, que considera provavelmente quaternária *(op. cit.*) (Fig. 4.70 C).

O prolongamento do acidente para NW, desde Q.ta da Saudade até ao vértice geodésico de Sobral, apresenta-se deslocado pela falha de Ribeira de Espiche. Neste troço não tem uma escarpa associada e afecta o substrato meso-cenozóico. A sua representação cartográfica é feita por pequenos segmentos, cuja continuidade está mascarada por depósitos aluvionares.

Em síntese, podemos admitir que:

- a falha da Baleeira rejogou como falha inversa no Miocénico e depois da deposição das Areias de Faro-Quarteira, com abatimento do bloco a S;
- é um acidente activo, com uma componente vertical de deslocamento variando entre 70 e 30 m;
- o segmento com maior actividade é o sector entre a Q.ta da Saudade, a W, e a falha de Albufeira a E;
- as estruturas identificadas nesta zona são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) variando de direcção entre NNE-SSW e E-W, como anteriormente sugerido por Terrinha (1998).

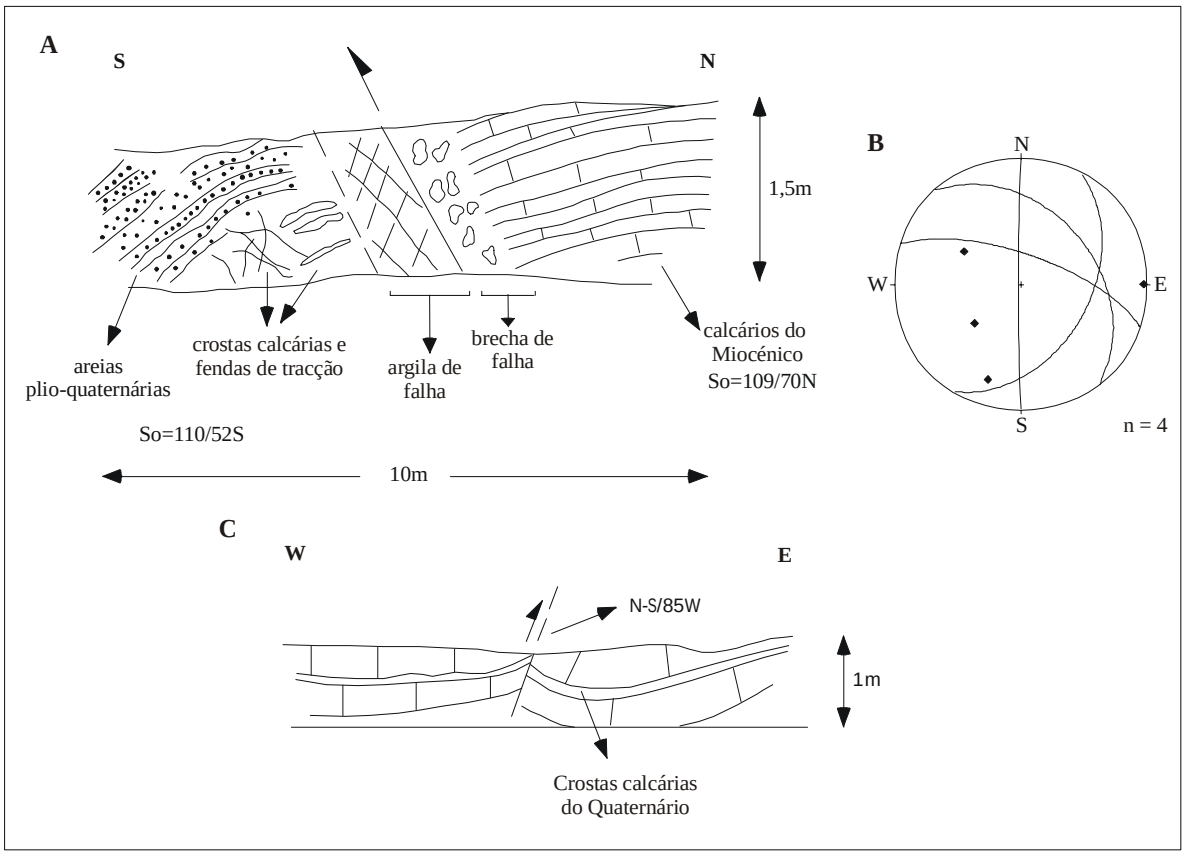


Fig. 4.70 - Falha da Baleeira, na zona de Vale de Parra (A140, 4.64). A - Corte onde se observa o contacto tectónico por falha inversa entre a Formação de Lagos-Portimão (Miocénico) e Areias de Faro-Quarteira, de direcção WNW-ESE, e com inclinação para N (adaptado de TERRINHA , 1998, Fig. IV.1.7.b, p. 177); B - projecção estereográfica dos planos de falha inversos e respectivos pólos, medidos por Terrinha (*op. cit.*, Fig. IV.1.7.d, p. 178) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C - corte na mesma zona onde se observam falhas inversas, na Formação de Lagos-Portimão, de direcção N-S, inclinando para W, que afectam uma crosta calcária formada por epigenização, considerada provavelmente quaternária por Terrinha (*op. cit.*, Fig. IV.1.7.b, p. 177).

4.3.4.6.2.3. Falha de Montes Juntos

A falha de Montes Juntos está localizada a N da falha da Baleeira (Fig. 4.128), tem uma direcção WNW-ESE e comportamento inverso (Dias e Cabral, 1995a,b). Identificou-se em afloramento na estrada Montes Juntos-Guia, a S do Barranco do Vale da Ursa (A74, Fig. 4.64), onde se observou um contacto por falha inversa entre sedimentos miocénicos da Formação de Lagos-Portimão e um depósito arenítico avermelhado atribuído à unidade estratigráfica das Areias de Faro-Quarteira, de orientação (N82ºW, 75ºN), com estrias a inclinar 64ºW, o que indica uma componente de movimentação vertical inversa e horizontal direita (Fig. 4.71). Na zona de contacto, o Miocénico encontra-se descalcificado, apresentando-se sob a forma de um silte de cor amarelada com manchas vermelhas, com restos de conchas (raros).

As Areias de Faro-Quarteira estão afectadas por falhas com direcção geral NW-SE a WNW-ESE, com cinemática inversa, e por diaclases com orientação dispersa.

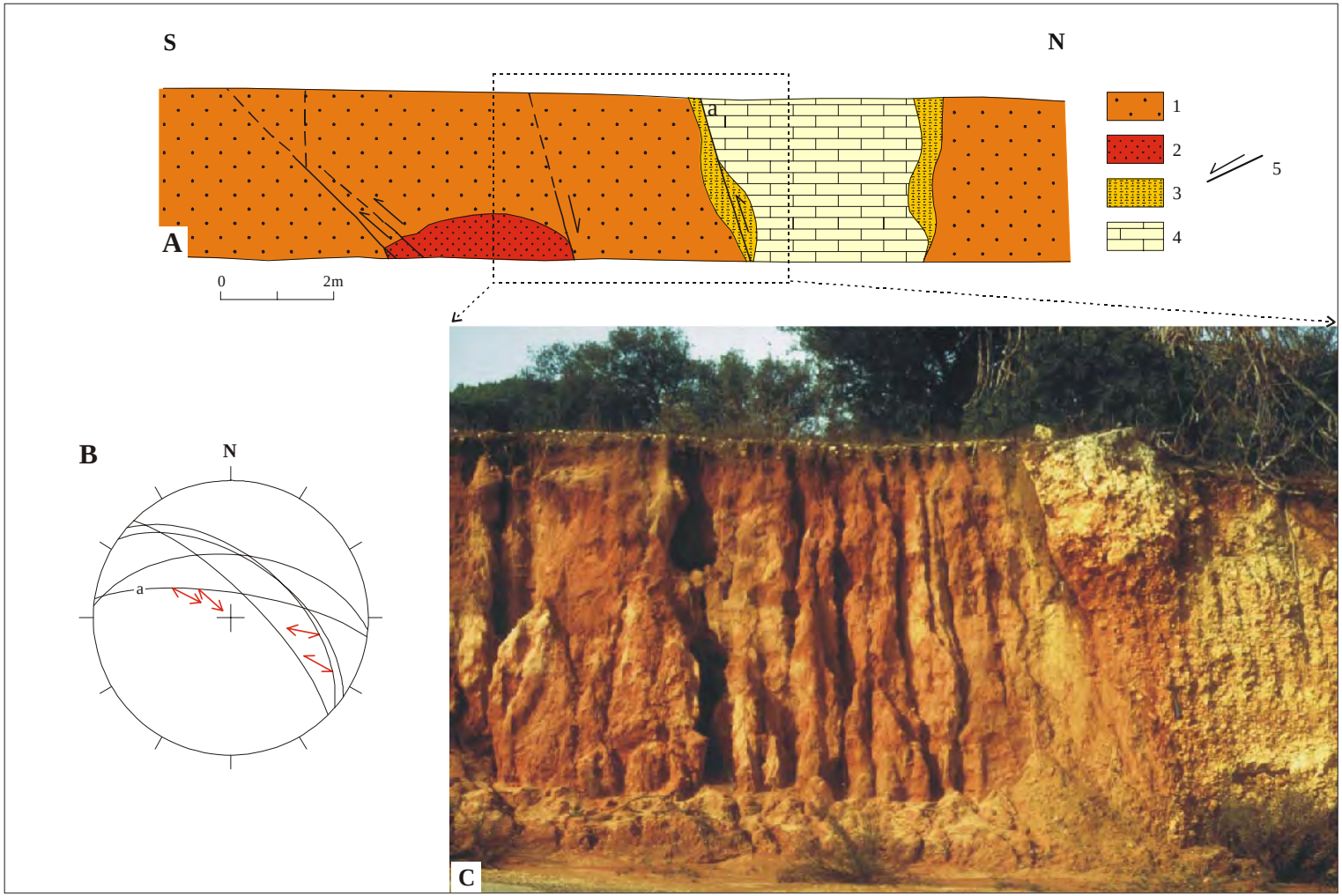


Fig. 4.71 - Cavalgamento do Miocénico sobre as Areias de Faro-Quarteira e falhas inversas nestes sedimentos, em Montes Juntos, na estrada Montes Juntos-Guia, a S do Barranco do Vale da Ursa (A74, Fig. 4.64). A - corte esquemático; 1, arenito médio a grosseiro, de cor vermelha-alaranjada com manchas esbranquiçadas, constituído essencialmente por grãos de quartzo, com seixos dispersos de quartzo; 2, arenito fino de cor vermelha-alaranjada com manchas amareladas e cinzentas, constituído por grãos de quartzo, com leitos intercalados de arenito médio; 3, depósito siltítico (resultante da descalcificação das rochas carbonatadas envolventes), de cor amarelada e manchas vermelhas, com restos de conchas (raros); 4, Formação de Lagos-Portimão; 5, falha com sentido de movimento; B - projecção estereográfica dos planos de falha medidos (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); a, plano de contacto com atitude de (N82ºW, 75ºN) e respectivas estrias; C - aspecto do afloramento.

Estas estruturas são compatíveis com um campo de tensão compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção WNW-ESE a NW-SE.

4.3.4.6.2.4. Falha de Vale Rabelho

A falha de Vale Rabelho está localizada a S da falha da Baleeira, estendendo-se desde a zona de Vale Rabelho até à praia de S. Rafael, a W de Albufeira, numa extensão de 5 km, prolongando-se provavelmente para o mar (Fig. 4.128). Tem direcção WNW-ESE e comportamento inverso com subida do bloco S (Fig. 4.68). Foi identificada em afloramento na estrada Vale de Parra - praia da Galé, em Vale Rabelho (A73, Fig. 4.64) (MANUPPELLA, 1988). Neste local observaram-se falhas que se agrupam em dois conjuntos de direcção NE-SW e WNW-ESE. O plano de falha principal tem orientação (N60ºW, 20ºS) e separação vertical inversa de cerca de 40 cm (Foto 4.31). Existem ainda numerosas diaclases materializadas por superfícies endurecidas, com direcção variada (Fig. 4.72, A73).

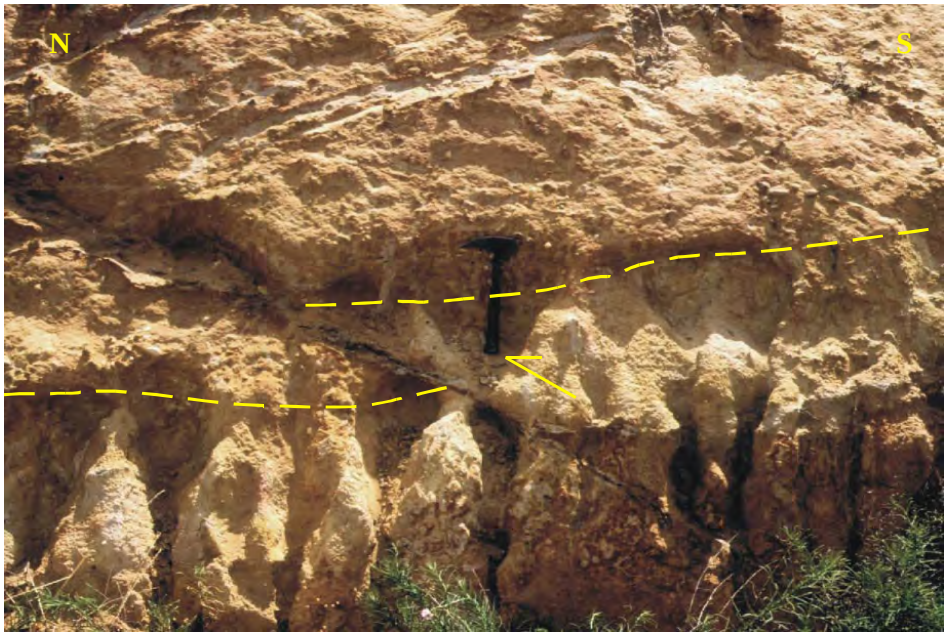


Foto 4.31 - Falha inversa, em Areias de Faro-Quarteira, na zona da Falha de Vale Rabelho, em Vale Rabelho, na estrada Vale de Parra - praia da Galé (A73, Fig. 4.64). Os segmentos a tracejado indicam separação entre arenitos de granularidade diferente. A falha tem orientação (N60ºW, 20ºS) e separação vertical inversa de cerca de 40 cm.

Estas estruturas são compatíveis com um regime compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção N-S.

Para E, ao longo do traçado provável da falha de Vale Rabelho, identificou-se uma faixa de deformação que afecta os depósitos plio-quaternários, materializada por uma fracturação intensa (falhas e/ou diaclases)

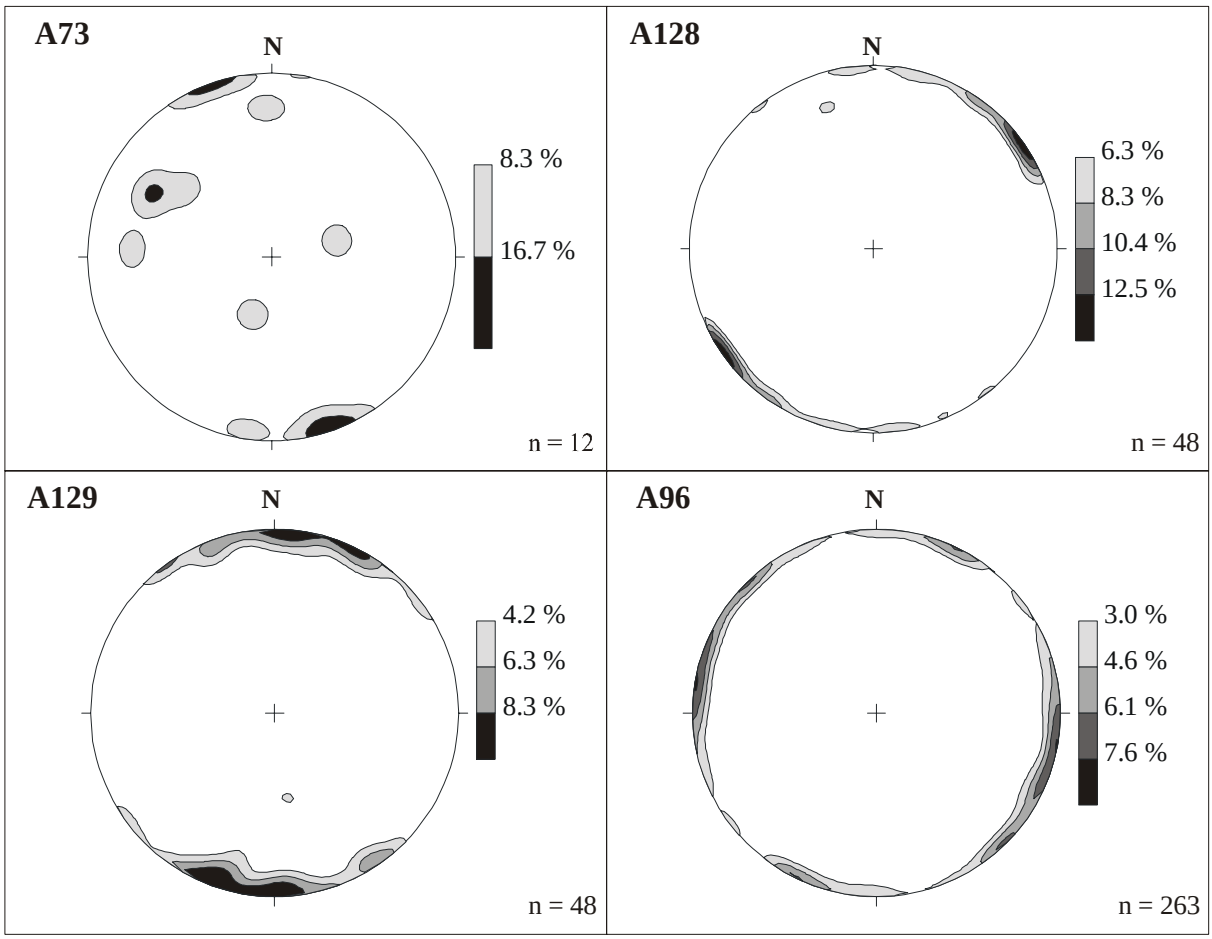


Fig. 4.72 - Diagramas de contornos de densidades de pólos das diaclases medidas, que afectam os depósitos plio-quaternários, nas estações A73, A128, A 129 e A96 (Fig. 4.64) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

marcadas por endurecimento, nomeadamente:

- em Sesmarias, 700 m a ESE do vértice geodésico de Joinal (A128, Fig. 4.64), onde se observa uma fracturação intensa que apresenta um máximo de direcção NW-SE (Fig. 4.72, A128). Existem algumas fracturas com superfícies estriadas, que se agrupam em dois conjuntos de direcção WNW-ESE e ENE-WSW, das quais se destaca uma fractura com uma extensão de 4 m, de orientação (N76ºE, 76ºS) e com estrias com *pitch* de 90º.
- a 450 m a WNW de Ponta Grande, 200 m a E da praia da Coelha (A126, Fig. 4.64), onde se observou um conjunto de falhas que afectam um depósito arenítico fino moscovítico, amarelado (Formação da Amejeira ?), na base, a que se sobrepõe por abarrancamento um arenito médio a grosseiro, de cor vermelha-alaranjada (Areias de Faro-Quarteira ?) (Foto 4.32). As falhas agrupam-se em dois conjuntos de direcção NE-SW e WNW-ESE e têm, de um modo geral, cinemática de falha inversa. Também se observou uma falha que afecta o Miocénico, com atitude (N77ºW,

70ºN) e separação vertical normal de 30 cm;

- em Sesmarias, 1100 m a ESE do vértice geodésico de Joinal (A129, Fig. 4.64), onde existe uma fracturação intensa materializada por planos de endurecimento, que se agrupam em dois conjuntos de direcção WNW-ESE e E-W (Fig. 4.72, A129). Algumas das fracturas têm superfícies estriadas.
- na praia de S. Rafael, junto à arriba (A96, Fig. 4.64), onde se observou uma fracturação intensa a afectar as Areias de Faro-Quarteira. De um modo geral, as fracturas estão materializadas por planos de endurecimento, lixiviadas e com pátina branca (Foto 4.33). Têm uma grande dispersão na direcção, com planos em todos os quadrantes, originando padrões de fracturação complexos, com as fracturas, por vezes, a cruzarem-se em cruz e em X (Foto 4.34). Contudo é possível definir três conjuntos de direcção N-S a NNE-SSW, WNW-ESE e NE-SW (Fig. 4.72, A96). Nalgumas das fracturas, que se agrupam segundo uma direcção WNW-ESE (direcção da falha de Vale Rabelho), observaram-se estrias indicando superfícies de movimento. Também existem falhas no Miocénico, quer normais, quer inversas, das quais se destaca uma de orientação (N84ºE, 60ºS), com separação vertical inversa que aparentemente afecta as areias.

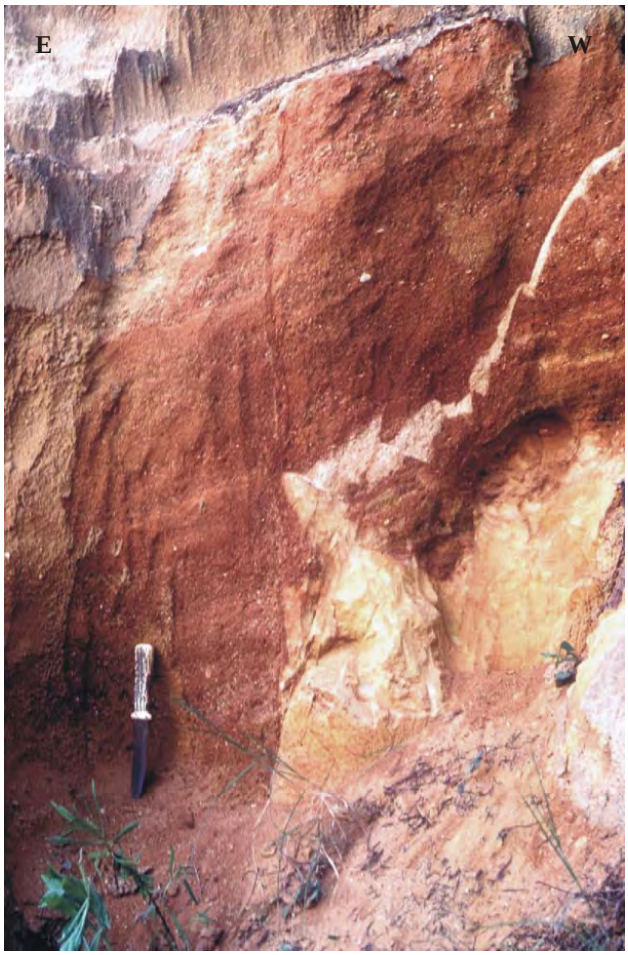


Foto 4.32 - Falhas a afectar os depósitos plio-quaternários, 450 m a WNW de Ponta Grande e a 200 m a E da Praia da Coelha (A126, Fig. 4.64).

Em síntese podemos concluir que:

- existem falhas inversas a afectar os depósitos plio-quaternários nesta área, com a direcção da falha de Vale Rabelho;
- foram identificados diversos planos de movimento, de direcção WNW-ESE, ao longo do traçado



Foto 4.33 - Aspecto da deformação que afecta as Areias de Faro-Quarteira, na praia de S. Rafael, junto à arriba (A96, Fig. 4.64). A intensa fracturação é materializada por planos endurecidos, lixiviados e com pátina branca.

da falha de Vale Rabelho, cuja cinemática não foi possível precisar devido à ausência de níveis de referência:

- parte das fracturas podem ter origem cársica;

Deste modo podemos admitir que a falha de Vale Rabelho é uma estrutura inversa activa, com inclinação para S, compatível com um campo de tensão compressivo, com a compressão máxima (σ_1) orientada NE-SW.

4.3.4.6.2.5. Falha de Relvas

A falha de Relvas, de direcção ENE-WSW, tem comportamento inverso, com subida relativa do bloco S (Fig. 4.128), podendo corresponder, a um estrutura antitética da falha da Baleeira, devido à sua proximidade geográfica.

A falha de Relvas foi identificada em afloramento, junto ao vértice geodésico de Relvas (A68, Fig. 4.64), onde se observa um contacto tectónico inverso, de orientação (N87ºE, 75ºS), com o Miocénico, a S, a cavalgar as Areias de Faro-Quarteira, a N. Estas areias estão também afectadas por numerosas falhas secundárias, de direcção geral ENE-WSW e comportamento inverso (Foto 4.35). Além destas falhas, existem fracturas que se agrupam em dois conjuntos de direcção NE-SW e ENE-WSW.

Num caminho 200 m a SE do vértice geodésico de Relvas (A69, Fig. 4.64) também se observou uma fracturação intensa nos sedimentos areníticos de cobertura, materializada, de um modo geral, por

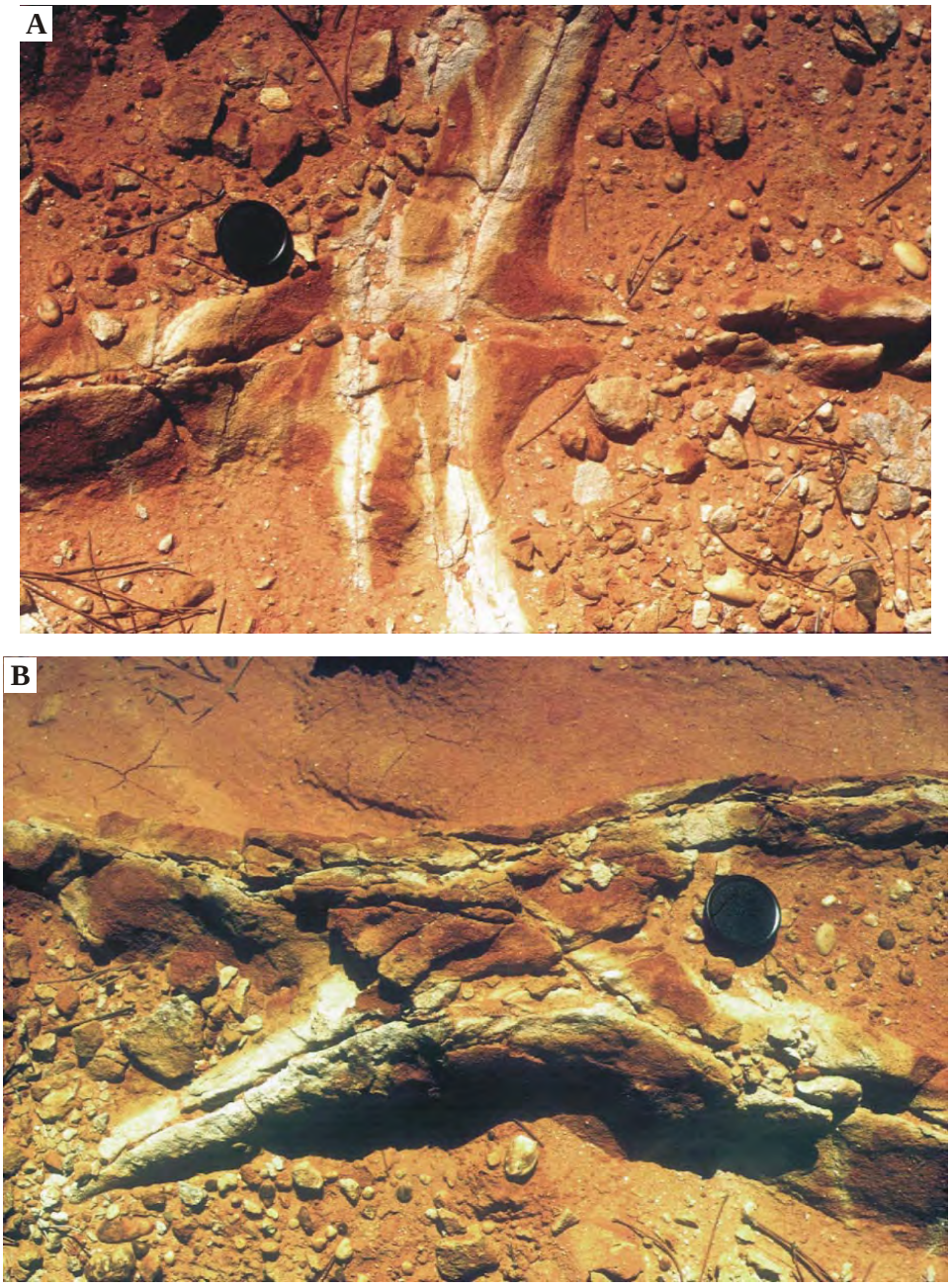


Foto 4.34 - Cruzamento de fracturas, materializadas por planos de endurecimento, na praia de S. Rafael, junto à arriba (A96, Fig. 4.64). A - em forma de cruz; B - em forma de X.

superfícies endurecidas, por vezes com um preenchimento siltoso de cor castanha. Embora as fracturas tenham uma direcção dispersa, identificam-se dois conjuntos de orientação preferencial, com direcção ENE-WSW (principal) e NNW-SSE (Fig. 4.73).

As estruturas identificadas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção NNW-SSE.

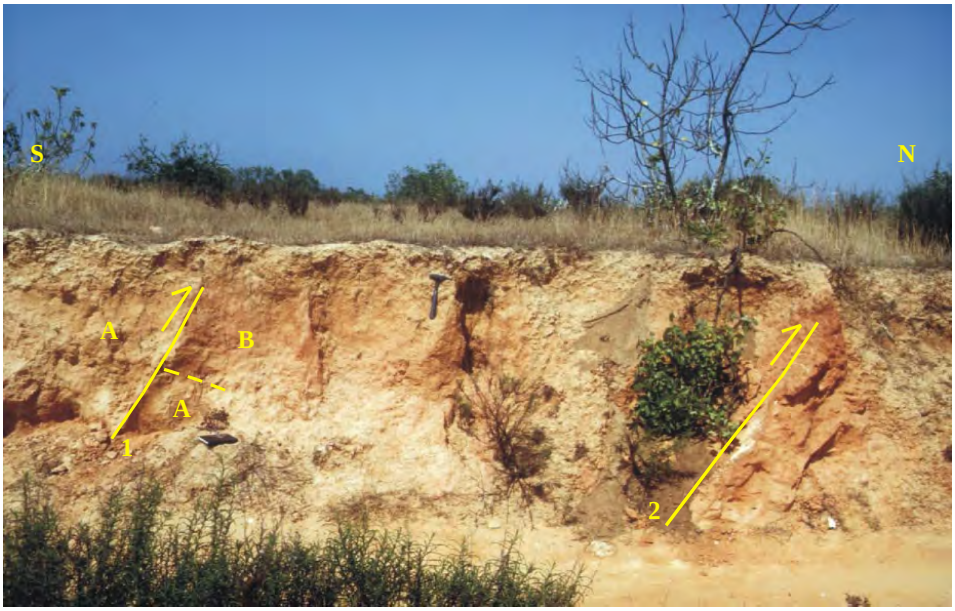


Foto 4.35 - Contacto tectónico por falha inversa entre sedimentos do Miocénico (?) e as Areias de Faro-Quarteira, junto ao vértice geodésico de Relvas (A68, Fig. 4.64). A - arenito fino a silte constituído essencialmente por grãos de quartzo com alguns de moscovite; B - Areias de Faro-Quarteira; 1, zona de contacto entre o Miocénico (?) e as Areias de Faro-Quarteira, de orientação (N87ºE, 75ºS), com estrias de direcção N37ºW, N42ºW e N31ºW; 2, falha inversa, nas Areias de Faro-Quarteira, de atitude (N65ºE, 55ºS) e estrias de direcção N32ºW e N57ºW.

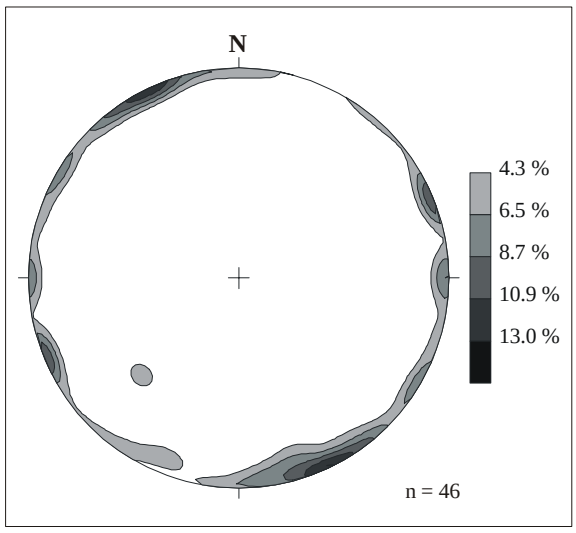


Fig. 4.73 - Diagrama de contornos de densidades de pólos das fracturas medidas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, 200 m a SE do vértice geodésico de Relvas (A69, Fig. 4. 69) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

4.3.4.6.2.6. Falha de Albufeira

A falha de Albufeira, de direcção N-S, estende-se desde a Ponta da Baleeira, até Mourição, terminando, a norte, na falha da Quarteira, numa extensão de 14,5 km (Fig. 4.128). Como já foi referido, foi no cruzamento deste acidente com a falha da Baleeira que o diapiro de Albufeira se intruiu (TERRINHA, 1998).

É um acidente de idade Mesozóica que funcionou como uma estrutura extencional durante a fase distensiva Mesozóica (TERRINHA, 1998). Segundo este autor, *(op. cit.)* foi reactivada como falha de transferência durante a inversão pós-cretácica e pré-miocénica, como falha normal durante a fase distensiva

miocénica e como desligamento no Quaternário. Como já foi referido, a falha de Albufeira contribuiu para o basculamento para ocidente da superfície da base dos depósitos plio-quaternários, no lábio N da falha da Baleeira, funcionando como rampa lateral da falha da Baleeira, com deslocamento esquerdo.

Ao longo do seu traçado, apenas existem depósitos plio-quaternários na zona de Tunes e na zona do diapiro de Albufeira, utilizáveis como referências neotectónicas.

Na área de Tunes os depósitos estão intensamente fracturados, com um padrão de fracturação complexo, nomeadamente:

- em Tunes, junto à gare do caminho de ferro (S35, Fig. 4.74), onde a falha de Albufeira intercepta a Flexura do Algibre, observa-se uma fracturação intensa que afecta um depósito avermelhado silto-arenoso, passando a conglomerático para o topo. As fracturas estão, de um modo geral, materializadas por superfícies de endurecimento, apresentando-se lixiviadas e com pátina, estendendo-se, por vezes, por distâncias consideráveis, como por exemplo, uma fractura de orientação (N20ºW, 90º) observável numa extensão de 20 m.

  Algumas das fracturas têm estrias, o que indica a presença de superfícies de movimento, com direcção dispersa, embora se possa definir um máximo de direcção ENE-WSW (Fig. 4.75 A). Devido à ausência de níveis de referência, não foi possível determinar com confiança qual a cinemática das falhas.

  As diaclases também apresentam uma grande dispersão na direcção. Contudo podem-se definir quatro conjuntos de direcção: NE-SW a E-W com um máximo a ENE-WSW, NW-SE, NNW-NS e NNE-SSE (Fig. 4.75 B). A dispersão na direcção é provavelmente devida a uma conjugação de movimentação na falha de Albufeira com a deformação associada a uma evolução da carsificação em formações calcárias subjacentes.
- em Tunes, num talude da linha de caminho de ferro, ao km 301 (S59, Fig. 4.74), onde se observaram numerosas fracturas a afectar sedimentos de cobertura consistindo num depósito siltítico avermelhado, na base, sobre o qual assenta um depósito grosseiro, com restos de couraça ferruginosa, de cor alaranjada. As fracturas agrupam-se segundo uma direcção WNW-SSE a NW-SE.

Na zona do diapiro de Albufeira ocorre uma crosta calcária conglomerática de idade quaternária, com deformação interna dúctil, que está afectada por falhas cujas estrias indicam desligamento, compatíveis com uma compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada N-S, sugerindo que a falha de Albufeira foi

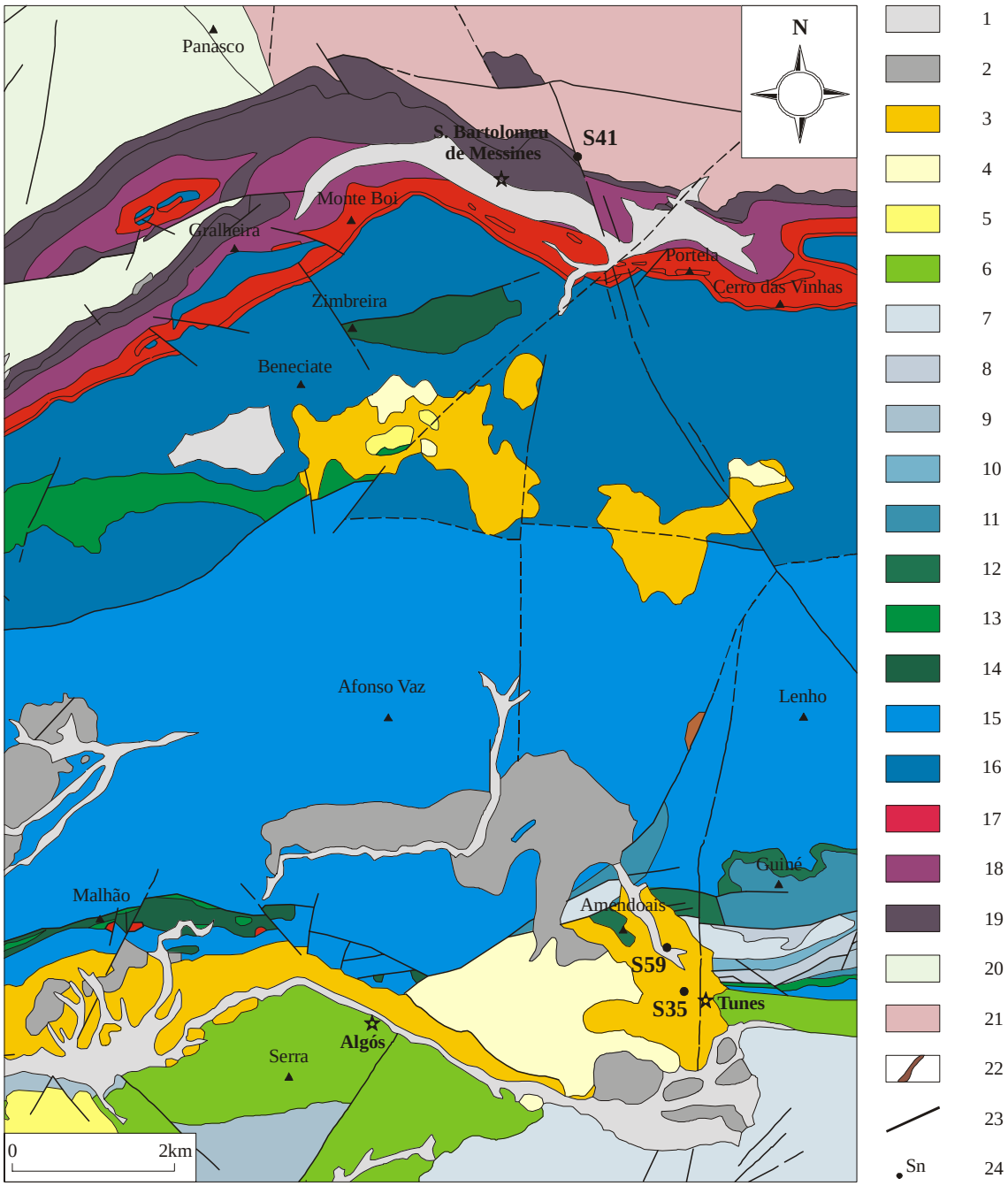


Fig. 4.74 - Mapa geológico esquemático da região de Tunes - S. Bartolomeu de Messines (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas. 1, aluviões; 2, cascalheiras e terraços; 3, Areias de Faro-Quarteira; 4 e 5, Miocénico; 6, Cretácico; 7 a 11, Jurássico superior; 12 a 14, Jurássico médio; 15 a 18, Jurássico inferior; 19, Triásico; 20 e 21, Paleozóico; 22, rochas intrusivas; 23, falha; 24, N.º da estação estudada (Sn - Folha 49 - D Silves).

reactivada durante o Quaternário como desligamento (TERRINHA, 1998).

Em síntese, podemos concluir que a falha de Albufeira tem actividade Neotectónica, sendo responsável pelas estruturas que afectam os depósitos plio-quaternários, tanto na zona de Tunes, como na zona de Albufeira, funcionando neste período, provavelmente, como desligamento esquerdo.

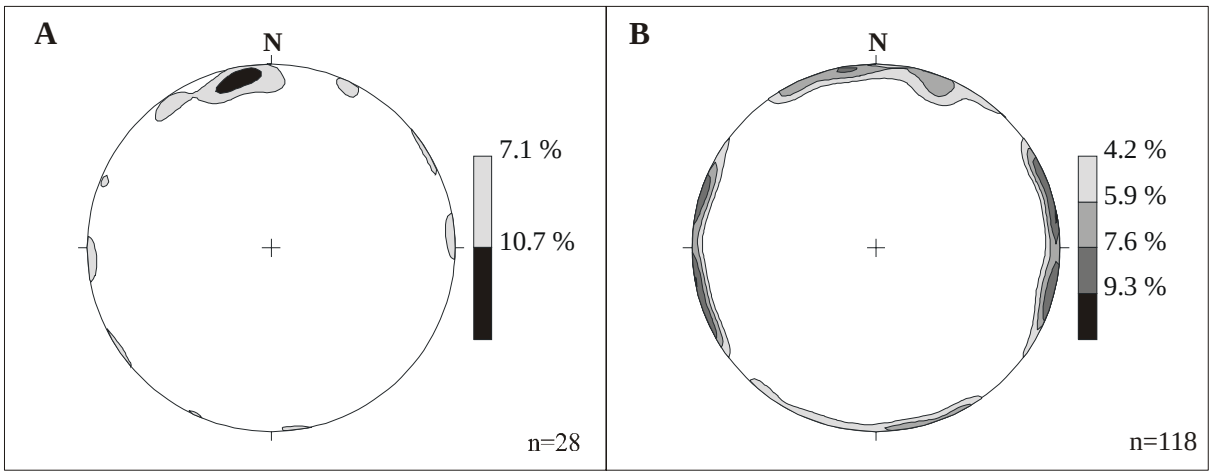


Fig. 4.75 - Diagramas de contornos de densidades de pólos das fracturas medidas em depósitos plio-quaternários, nos taludes da linha de comboio junto à gare de Tunes (S35, Fig. 4.74) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - fracturas onde se observaram estrias; B - fracturas que não apresentam estrias.

4.3.4.6.2.7. Falhas a NE de Arrifão

Na arriba 300 m a NE de Arrifão e a W do Risco (A130, Fig. 4.64) observou-se um conjunto de falhas com cinemática inversa, com direcção variando de NNW-SSE a N-S e inclinação para E. Os planos com separação vertical inversa têm atitude e rejeitos de (N37ºW, 52ºE) (≈2 cm), (N35ºW, 55ºE) (≈ 7 cm) (N30ºW, 47ºE) (≈ 3 cm) e (N33ºW, 50ºE) (≈ 13 cm). Não foi possível relacionar estas falhas com alguma estrutura no substrato Miocénico. Contudo, na área, existem falhas com aquela direcção afectando o Miocénico, sugerindo que as falhas referidas têm uma origem tectónica, sendo compatíveis com um regime tectónico compressivo com a compressão máxima (σ_1) orientada ENE-WSW, semelhante à deduzida para a falha de Ribeira de Espiche.

4.3.4.6.3. Zona a E do diapiro de Albufeira até Quarteira

Na zona a E do diapiro de Albufeira as estruturas principais reconhecidas são a falha da Oura e a falha do Mosqueira. Existe, também, segundo Terrinha (1998), um sistema de falhas normais de direcção WNW-ESE, que afecta o Miocénico, entre a praia de Albufeira e a praia da Oura, basculando as camadas do Miocénico para SW, e um sistema de falhas de transferência de direcção NNE-SSE, que intercepta o anterior (Terrinha, 1998). Além destes acidentes, regista-se a presença de uma fracturação (falhas e/ou diaclases), por vezes intensa, que afecta os depósitos plio-quaternários (Areias dos Olhos de Água e Areias de Faro-Quarteira). Em grande parte, esta fracturação não está relacionada com as estruturas principais reconhecidas (Fig. 4.76).

As fracturas têm uma direcção dispersa, estão de um modo geral marcadas por superfícies de

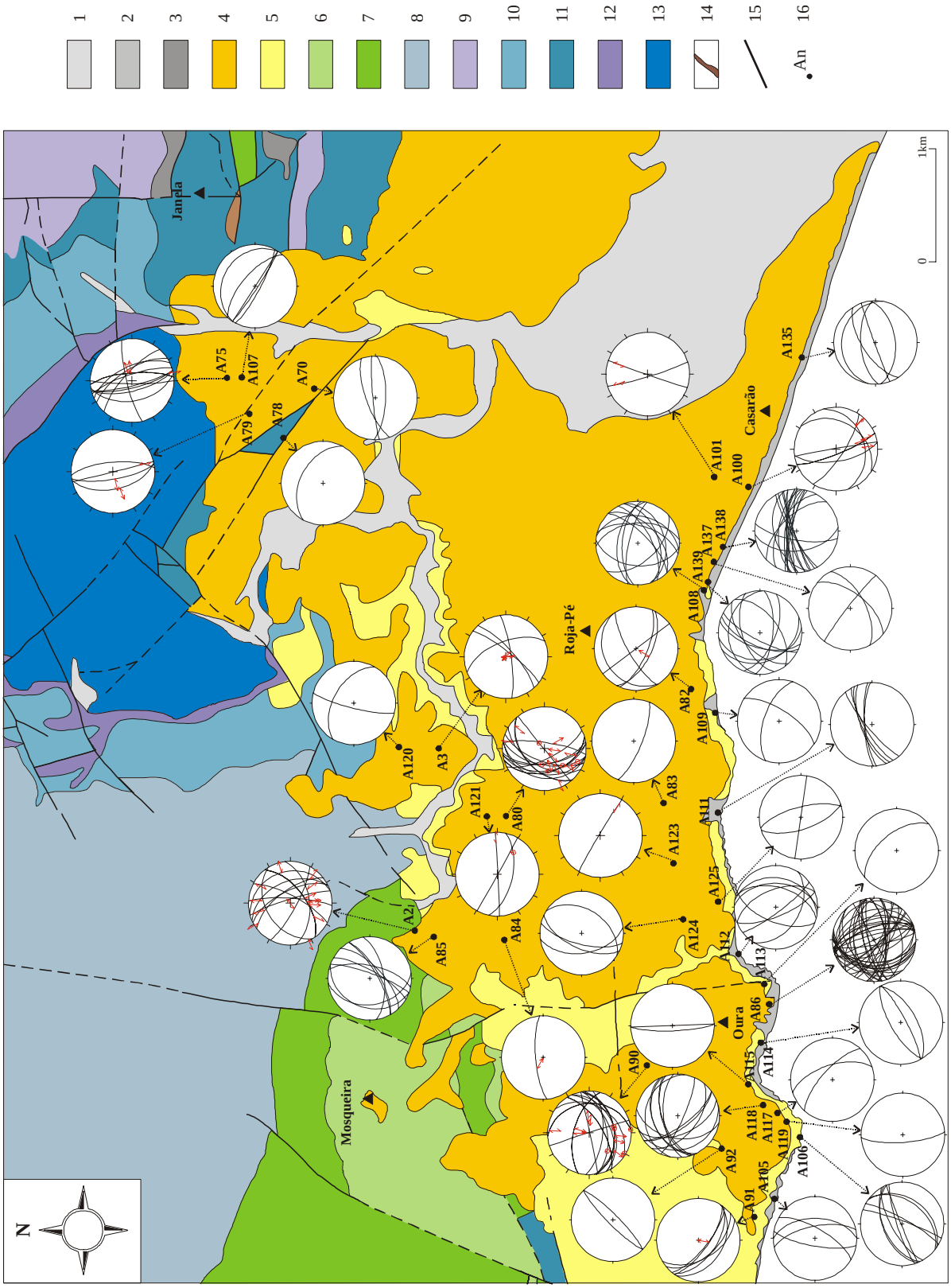


Fig. 4.76 - Mapa geológico esquemático da região a E de Albufeira (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões e sapais; 2, areias de praia e areias de duna; 3, cascalheiras e terraços; 4, Areias de Faro-Quarteira; 5, Miocénico; 6 a 7, Cretácico; 8 a 13, Jurássico; 14, rochas intrusivas; 15, falha; 16, N.º da estação estudada (An - Folha 52 - B Albufeira).

endurecimento, lixiviadas e com pátina, por vezes irregulares. Algumas das fracturas estão associadas a faixas de deformação, com preenchimento de silte e/ou argila deformada, de espessura variável desde 0,5 cm a 30 cm, que, de um modo geral, têm um comprimento visível da ordem do metro.

As falhas que afectam os depósitos de cobertura plio-quaternários, existentes na área, têm uma cinemática complexa, com a presença de falhas de direcção diversificada e geometria inversa e normal (Fig. 4.76).

4.3.4.6.3.1. Falha da Oura

A falha da Oura é um acidente de direcção N-S a NNE-SSW, cujo traçado provável se estende desde a praia da Balaia até à falha de S. Marcos-Quarteira, na zona de Paderne, numa extensão de 10 km (Fig. 4.128). É um acidente de idade mesozóica, paralelo à falha de Albufeira, que, tal como esta, deve ter funcionado como uma estrutura extencional durante a fase distensiva mesozóica, sendo reactivado posteriormente como desligamento direito, provavelmente, durante a inversão pós-cretácica e pré-miocénica.

As evidências de actividade neotectónica são escassas. Com efeito, ao longo do seu traçado, apenas foram identificadas zonas de deformação nos depósitos de cobertura plio-quaternários, em dois locais, designadamente na estrada Montechoro - Branqueira (na área de passagem do acidente), e na ponta W da praia da Balaia, 550 m a E do vértice geodésico de Oura (A112, Fig. 4.76). Esta deformação é materializada por uma fracturação intensa, com orientações bastante diversificadas, que podem estar relacionadas com este acidente, ou outros em profundidade, ou com o desenvolvimento cársico.

Na estação A112, identificou-se, afectando os depósitos plio-quaternários (Formação do Ludo), um conjunto de falhas com geometria normal e inversa. As falhas inversas têm direcção NNW e inclinam para W. As falhas normais têm direcção dispersa. Neste local reconheceu-se uma falha com atitude (N37ºW, 80ºW) e separação vertical inversa de 1 cm, que corta outra de orientação (N58ºW, 43ºW) e separação vertical normal de 6 cm.

4.3.4.6.3.2. Sector da arriba entre Albufeira e praia da Oura

Neste sector da arriba observa-se um sistema de falhas normais de direcção WNW-ESE, que afecta o Miocénico, basculando as camadas do Miocénico para SW, e um sistema de falhas de transferência, de direcção NNE-SSE, que corta o anterior (Terrinha, 1998). As falhas têm rejeitos que variam desde 1 cm a 1,90 m.

Nos depósitos de cobertura plio-quaternários, que preenchem o carso desenvolvido na Formação de Lagos-Portimão, foram identificadas falhas, de um modo geral com geometria inversa, embora tenham

sido reconhecidas algumas com geometria de falha normal. As falhas que se identificaram na arriba, encontram-se:

- 500 m a WNW de Leixão dos Alhos (A105, Fig. 4.76), onde, devido à instabilidade do afloramento, apenas foram medidos alguns planos, que têm orientação de (N30ºE, 70ºE), (N10ºE, 75ºW) e (N0ºW, 50ºE), com separação vertical normal, respectivamente de 10 cm, 27 cm e 4 cm. Esta dispersão na direcção, conjugada com a existência de dobras nos depósitos que contornam as paredes cársicas, sugerem que as falhas são de origem cársica.
- em Leixão dos Alhos (A106, Fig. 4.76), onde se observou um conjunto de falhas que afectam um depósito arenítico, provavelmente do Quaternário, constituído por arenito médio a grosseiro, que passa para o topo a um depósito conglomerático constituído por calhaus de quartzo, grauvaque e quartzito, sub-rolados a rolados. O depósito assenta numa superfície bastante irregular desenvolvida em arenitos finos a siltíticos (Areolas de Galé-Oura – membro superior da Formação de Cacela) do Tortoniano (CACHÃO, 1995). As falhas, que parecem enraizar-se no arenito do Tortoniano, agrupam-se em dois conjuntos de direcção NE-SW, com inclinação para SE, e ENE-WSW, com inclinação para NW. Têm uma cinemática complexa, com a coexistência de falhas com geometria inversa e normal. A separação vertical varia desde 0.5 cm a 40 cm, correspondendo esta última a um plano inverso com atitude (N68ºE, 88ºN). O plano principal tem atitude (N29ºE, 80ºE) e separação vertical inversa de 20 cm. Existem ainda duas fracturas, com preenchimento argiloso muito deformado (*fault gouge* ?), de orientação (N29ºE, 80ºE) e (N38ºE, 44ºE). As falhas observadas neste local podem ter origem cársica ou ser o reflexo na cobertura sedimentar de um acidente em profundidade, responsável pelo traçado da linha de costa entre Leixão dos Alhos e a praia da Oura.
- na zona entre Leixão dos Alhos e a ponta W da praia da Oura, distribuídas por três estações (A119, A118 e A115, Fig. 4.76) onde as falhas apresentam geometria inversa. Na estação A119 observou-se uma falha de orientação (N4ºW, 75ºW), com separação vertical inversa de 43 cm (Foto 4.36), que está no prolongamento de um filão detrítico que se observa na estação A115, com uma espessura de aproximadamente 10 cm, preenchido por argila. O filão tem atitude (N2ºW, 80ºW) e separa dois arenitos diferentes, com subida do bloco W, o que indica comportamento inverso. Na estação A118, que se localiza no barranco por trás da arriba, as falhas agrupam-se aproximadamente em dois conjuntos, de direcção ENE-WSW, inclinando para N, e NW-SE, inclinando para SW. As separações verticais variam de 1 cm a 85 cm. O plano

que tem separação vertical inversa de 85 cm, tem atitude de (N70ºE, 60ºN).

- na arriba da praia da Oura 200 m a W de Pedra dos Bicos (A86, Fig. 4.76), onde se identificaram numerosas falhas afectando os depósitos plio-quaternários, de um modo geral com geometria inversa. Neste local os depósitos plio-quaternários (Formação do Ludo) preenchem o carso desenvolvido na série detrítica carbonatada de Albufeira-Olhos de Água, do Tortoniano (MOURA, 1998). Os sedimentos de cobertura acomodam-se às paredes do carso, moldando-o e produzindo desníveis acentuados nas camadas de referência – subsidência progressiva com comportamento plástico (DIAS e CABRAL, 1998a,b). Com efeito, existe um nível de arenito fino a silte, margoso com concreções carbonatadas, de cor castanha escura e manchas cinzentas, que aparece próximo do topo da arriba (cota de 20 m), nos bordos de cavidades cársicas, e ao nível da praia (cota de 0 m), no interior destas. Embora as falhas que afectam estes depósitos apresentem alguma dispersão na direcção, podem definir-se aproximadamente cinco direcções predominantes, designadamente N-S, N-E-SW, ENE-WSW, E-W e NW-SE (Fig. 4.77 A), que estão distribuídas por cinco afloramentos, nomeadamente:

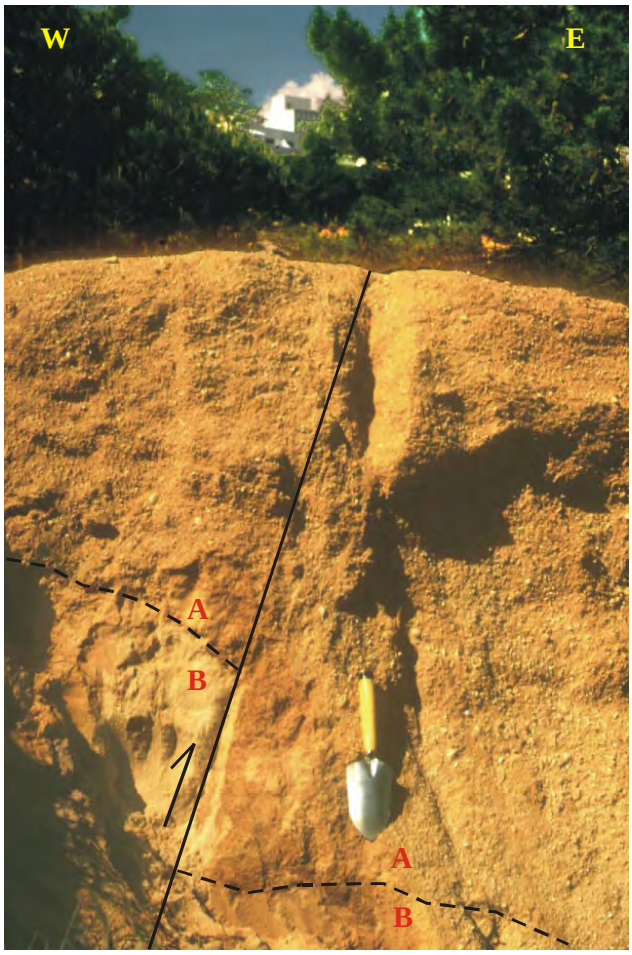


Foto 4.36 - Falha em depósitos plio-quaternários, a E de Leixão dos Alhos (A119, Fig. 4.76), com atitude (N4ºW, 75ºW) e separação vertical inversa de 43 cm. A - arenito grosseiro, de cor alaranjada, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo sub-rolados a rolados, com seixos dispersos de quartzo e quarzito, sub-rolados a rolados; B - arenito médio, de cor branca - alaranjada, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo sub-rolados a sub-angulosos, alguns grãos de mica e de feldspato.

- na arriba da praia, a E do barranco, onde as falhas têm uma direcção próxima de NE-SW, com separações inversas segundo a inclinação que variam de 13 cm a 70 cm. Identificou-se ainda uma falha com atitude (N45ºE, 50ºE), com separação normal segundo a inclinação de 6 cm (Fig. 4.77 B, 4.78);

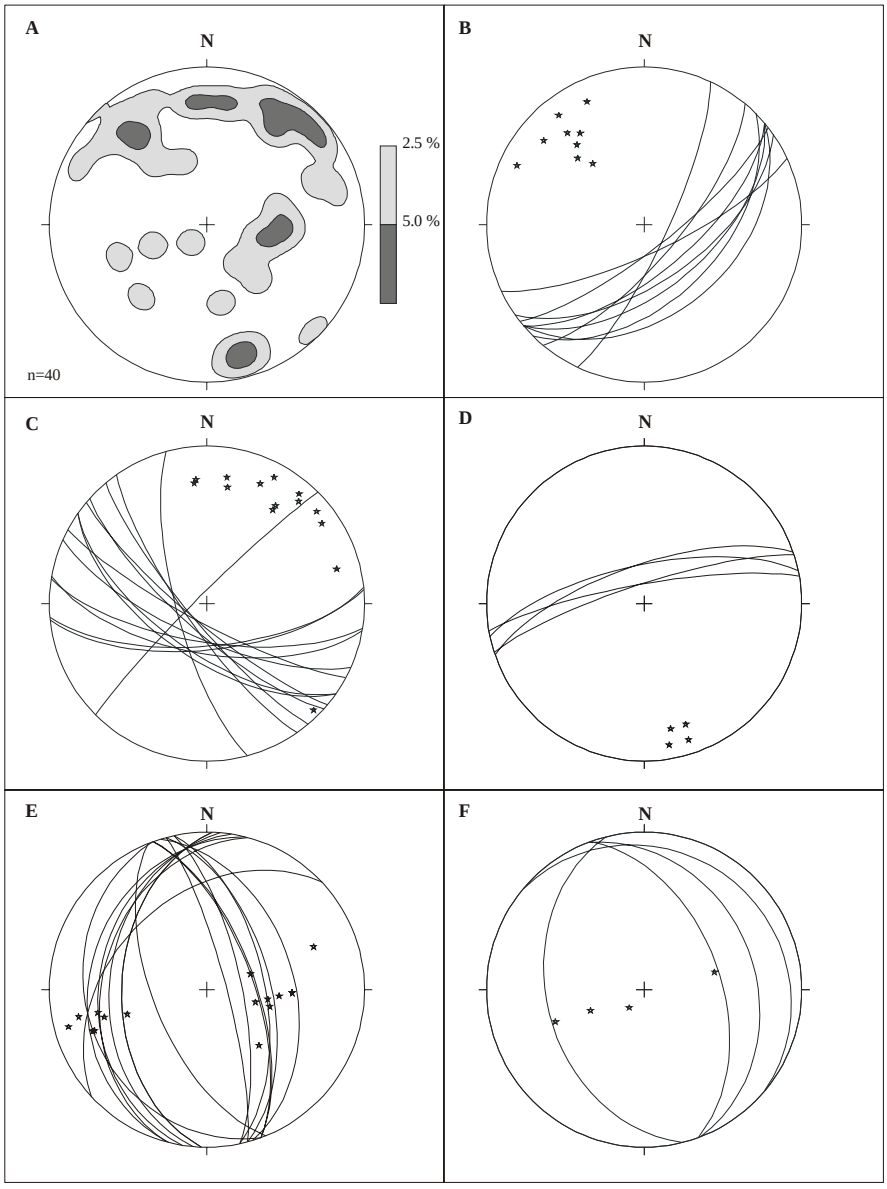


Fig. 4.77 - Representação gráfica das falha medidas em depósitos plio-quaternários, na arriba da praia da Oura, 200 m a W da Pedra dos Bicos (A86, Fig. 4.76) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - diagrama de contorno de densidades dos pólos da totalidade das falhas inversas; B - projecção estereográfica dos planos e pólos das falhas, na arriba da praia, a E do barranco; C - projecção estereográfica dos planos e pólos das falhas, na arriba da praia, a W do barranco; D - projecção estereográfica dos planos e pólos das falhas, no barranco, na linha de água ocidental; E - projecção estereográfica dos planos e pólos das falhas, no barranco, na linha de água oriental, 40 m a NE do afloramento anterior; F - projecção estereográfica dos planos e pólos das falhas, no barranco, na linha de água oriental, 5 m a N do afloramento anterior.

- na arriba da praia, a W do barranco, onde as falhas, já referidas por Terrinha (1998), definem, aproximadamente, dois conjuntos de direcção NW-SE e E-W, com inclinação para SW. As separações verticais inversas variam desde 3 cm a 1,5 m (Fig. 4.77 C, 4.78) (Foto 4.37);
- no barranco, na linha de água ocidental, as falhas têm direcção ENE-WSW, inclinando para N. Têm uma separação inversa acumulada de 5,05 m, distribuída por quatro falhas com atitude

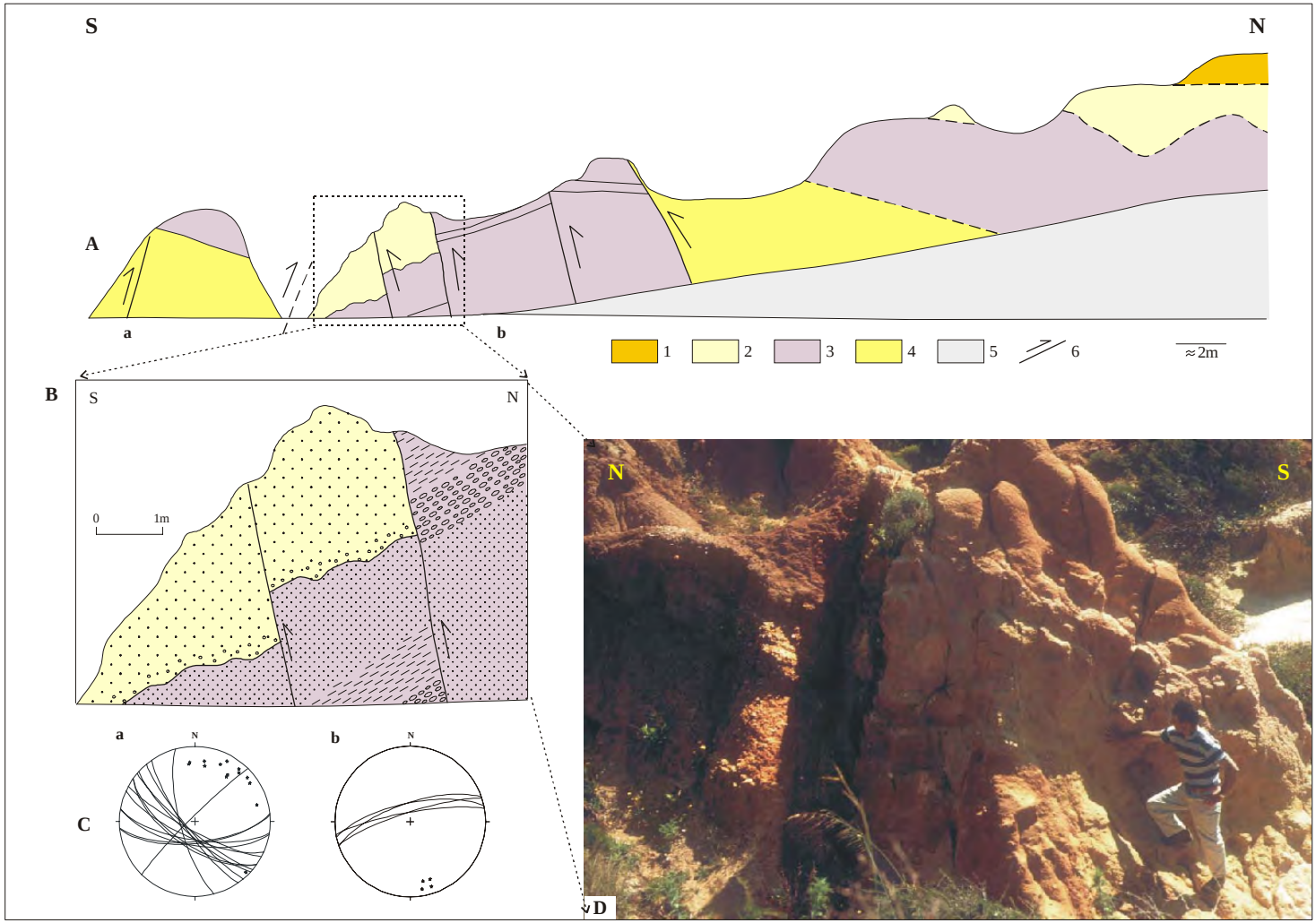


Fig. 4.78 - Falhas a afectar os depósitos plio-quaternários na praia da Oura, 50 m a W da Pedra dos Bicos (A86, Fig. 4.76), e respectiva representação gráfica (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - corte esquemático, entre a arriba e o barranco ocidental; 1, arenito médio a grosseiro, arcósico, de cor vermelha alaranjada; 2, arenito médio a fino, micáceo, passando para a base a arenito grosseiro com seixos de quartzo e quartzito, sub-angulosos a sub-rolados, de cor amarelada com manchas rosadas; 3, arenito fino a silte com intercalações de níveis conglomeráticos e argilosos, de cor "borras de vinho" com manchas cinzentas; 4, arenito fino, micáceo, com níveis conglomeráticos que passa para o topo a arenito grosseiro com níveis de seixos, de cor amarelada; 5, aterro; 6, falha com sentido de movimento; B - pormenor; C - projecção estereográfica dos planos medidos; a, falhas na arriba; b, falhas no barranco, na linha de água ocidental; D - aspecto do afloramento.



Foto 4.37 - Vários aspectos de falhas inversas que se observam a afectar os depósitos plio-quaternários, na arriba da praia da Oura, 200 m a W da Pedra dos Bicos (A86, Fig. 4.76). A projecção estereográfica dos planos está representada na figura 4.77 C.

e rejeitos respectivamente de (N71ºE, 70ºN) (≈ 75 cm), (N72ºE, 80ºN) (≈ 2 m), (N78ºE, 70ºN) (≈ 30 cm), e (N80ºE, 80ºN) (≈ 2 m) (Fig. 4.77 D, 4.78);

- no barranco, na linha de água oriental, 40 m a NE do afloramento anterior, existe um padrão de fracturação complexo, com as falhas a agruparem-se em dois conjuntos de direcção NNW-SSE e N-S a NNE-SSW, com inclinação para W e E (Fig. 4.77 E). As falhas que inclinam para E estão mais próximas da vertical e são recortadas pelas falhas que inclinam para W, sugerindo duas fases de deformação;
- no barranco, na linha de água oriental, 5 m a N do afloramento anterior, observa-se um conjunto de falhas de direcção NNW-SSE, inclinando para W, e uma falha de direcção NW-SE também inclinando para E, cortadas por uma falha com orientação (N14ºW, 38ºW), com separação vertical inversa de 2,5 cm (Fig. 4.77 F, 4.79). A W deste local existe uma falha com atitude (N52ºE, 25ºNW) e separação vertical inversa de 10 cm, que deve estar relacionada com as estruturas identificadas no primeiro afloramento do barranco.

Embora existam numerosas falhas afectando os depósitos plio-quaternários, aparentemente não se observa nenhum desnível no Miocénico carbonatado que justifique as separações verticais que se observam nestes depósitos, sugerindo que as falhas têm origem cársica devido a subsidência progressiva com comportamento frágil, ou a colapso (Dias e Cabral, 1998a,b; Dias e Cabral, em preparação).

Ligeiramente a norte deste sector da arriba, também se observam falhas a afectar os depósitos plio-quaternários, que podem estar ou não relacionadas com as estruturas que se identificaram na arriba, nomeadamente:

- em Vale Faro, na estrada Vale Faro-Albufeira (A91, Fig. 4.76), onde se observaram falhas inversas de direcção NW-SE. A estrutura principal tem uma orientação (N51ºW, 72ºS), com separação vertical inversa de 40 cm. Foram medidas estrias num plano com atitude (N55ºW, 70ºS), que inclinam 68ºE, indicando movimentação inversa esquerda (Fig. 4.80). Existem ainda numerosas diaclases, em parte materializadas por superfícies endurecidas, que definem dois conjuntos, de direcção NNW-SSE a NNE-SSW e NE-SW;
- na rotunda que dá acesso às estradas de Oura, Areias de S. João, Albufeira e Montechoro (A90, Fig. 4.76), onde se observou uma falha inversa de orientação (N75ºW, 60ºN), com dois conjuntos de estrias de direcção N1ºW e *pitch* de 90º, produzindo uma separação vertical de 35 cm, que

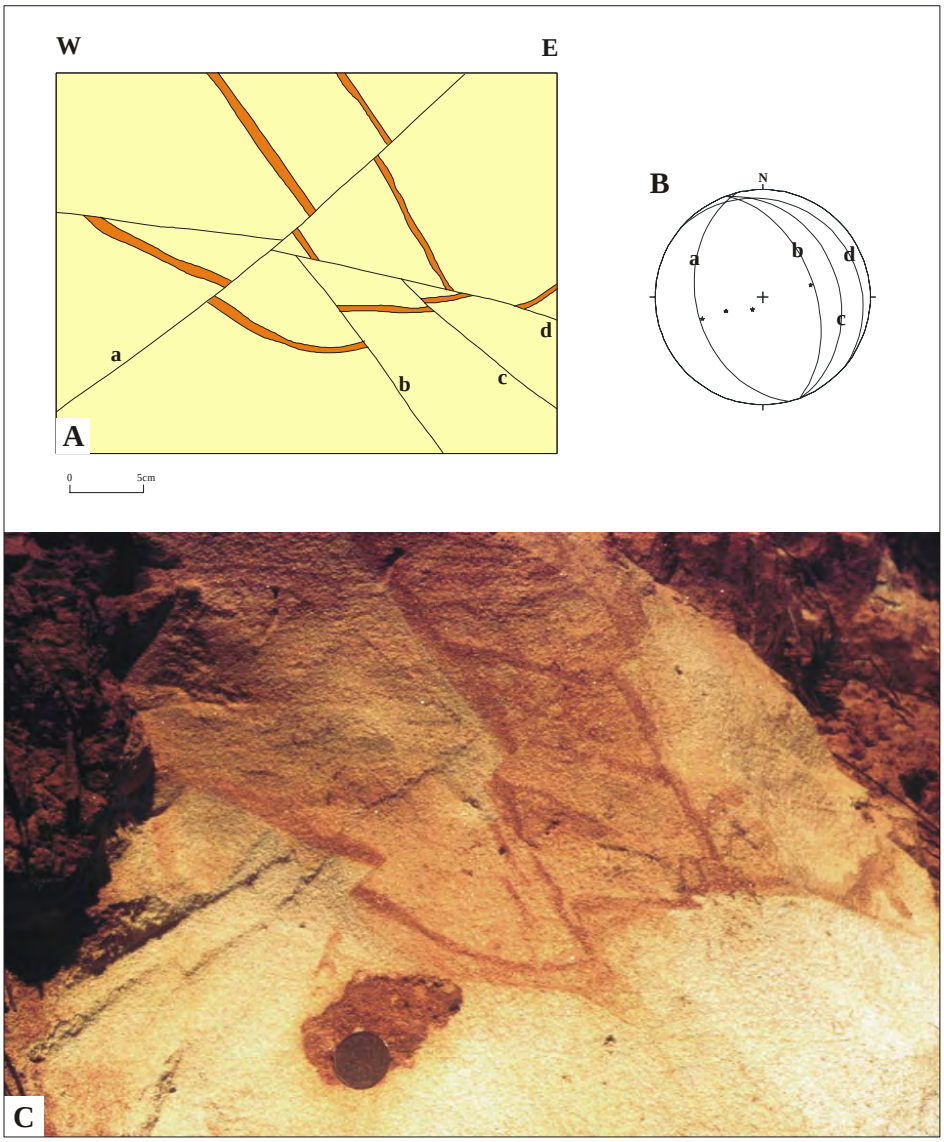


Fig. 4.79 - Falhas que afectam um arenito médio a fino, micáceo, de cor amarelada, com níveis ferruginosos, no barranco (linha de água oriental), que corta a arriba da praia da Oura 50 m a W da Pedra dos Bicos (A86, Fig. 4.76); A - corte esquemático; B - projecção estereográfica dos planos medidos (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C - aspecto do afloramento.

indica movimentação inversa esquerda (Foto 4.38). Existe ainda um conjunto de fracturas de direcção ENE-WSW, com uma película argilosa onde se identificaram estrias, mas de cinemática complexa.

Como se verifica, nesta área as falhas inversas têm direcção variada, existindo estruturas em todos os quadrantes, sugerindo que o regime tectónico responsável por elas, é constritivo, com a compressão máxima (σ_1) a variar de NW-SE a E-W.

A presença de filões detríticos finos a cortar as Areias de Faro-Quarteira indica actividade sísmica na área, com paleosismos de magnitude igual ou superior a 5,5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998).

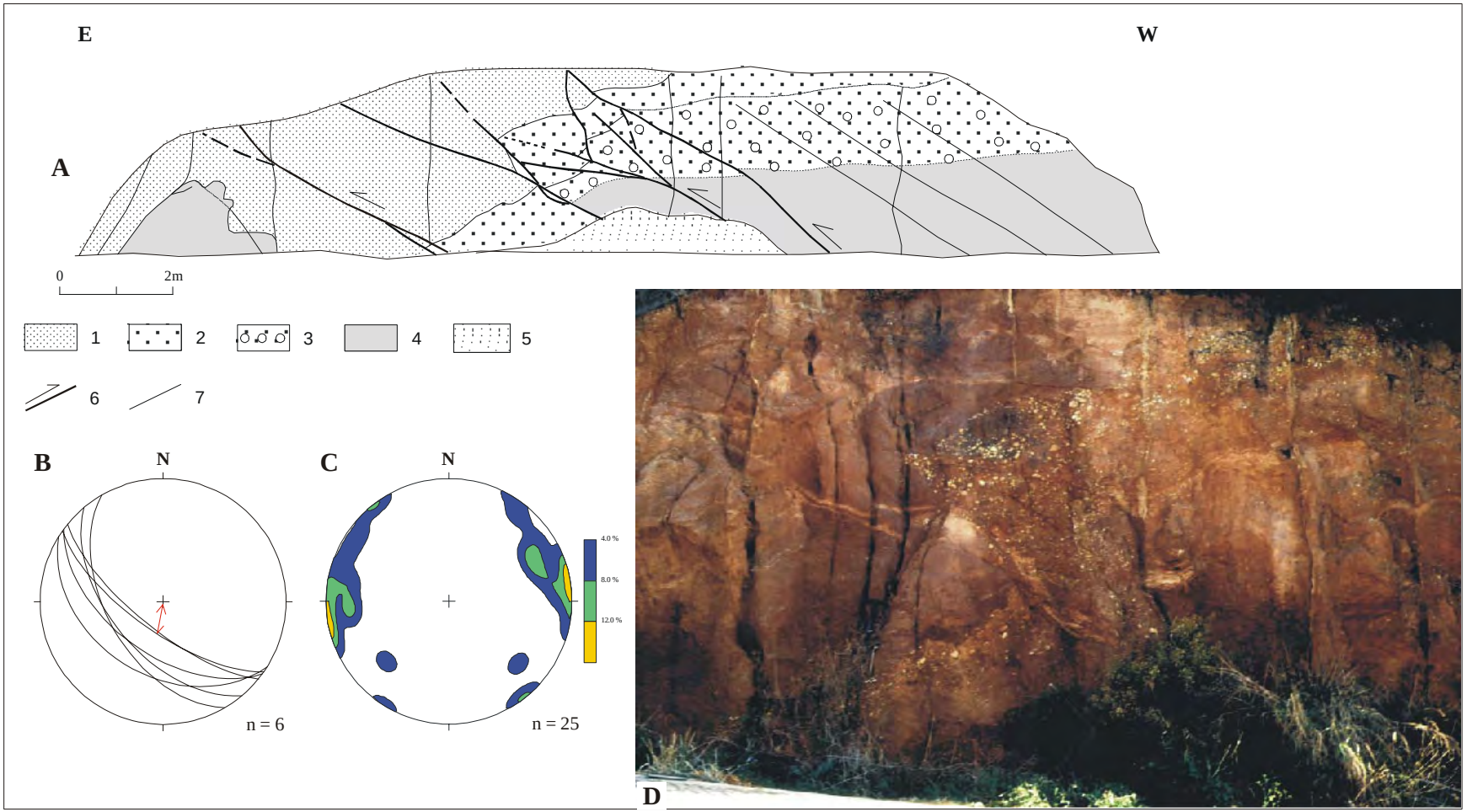


Fig. 4.80 - Falhas inversas em depósitos plio-quaternários, em Vale Faro, na estrada entre Vale Faro-Albufeira (A91, Fig. 4.76) e respectiva representação gráfica (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - corte esquemático. 1, arenito médio a grosseiro de cor vermelha escura com manchas cinzento-amareladas, constituído por grãos de quartzo sub-angulosos a sub-rolados e de feldspato; 2, arenito médio a grosseiro de cor rosada a laranja, constituído por grãos de quartzo rolados, com leitos de seixos de quartzo, alguns de grauvaque e quartzito, sub-rolados a rolados, e de basalto, sub-angulosos a sub-rolados; 3, depósito conglomerático com matriz arenosa, de cor alaranjada a rosada, constituído por calhaus de quartzo, grauvaque e quartzito, sub-rolados a rolados. Tem níveis intercalados de arenito; 4, arenito fino de cor vermelha-alaranjada com manchas e/ou laivos cinzentos e amarelados, constituído essencialmente por grãos de quartzo, com grãos de feldspato e mica; 5, aterro; 6, falha com sentido de movimento, 7, diaclase; B - projecção estereográfica dos planos medidos e respectivas estrias; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das diaclases medidas; D - aspecto do afloramento.

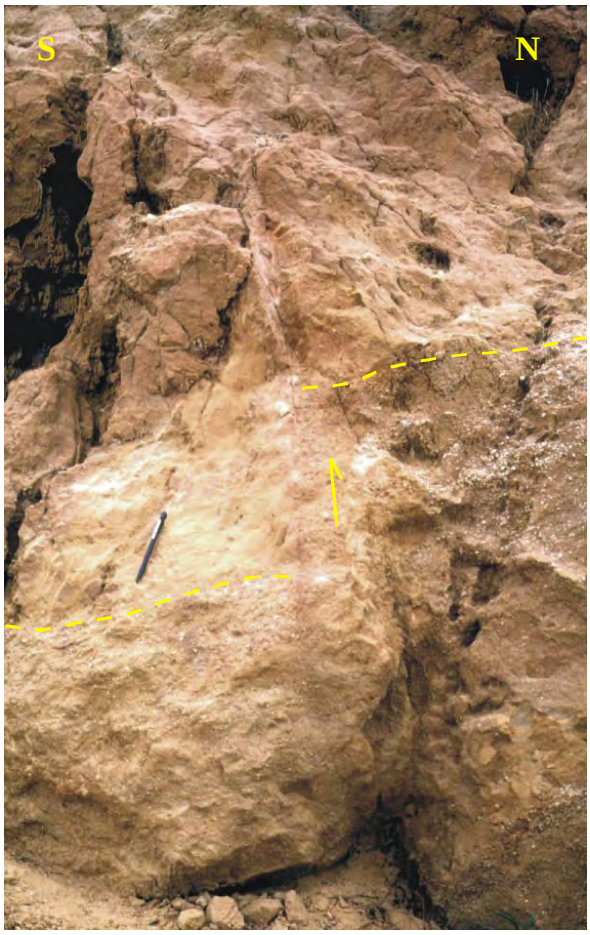


Foto 4.38 - Falha inversa, em depósitos plio-quaternários, na rotunda que dá acesso às estradas de Oura, Areias de S. João, Albufeira e Montechoro (A90, Fig. 4.76). O plano tem orientação (N75ºW, 60ºN) e separação vertical de 35 cm.

4.3.4.6.3.3. Sector da arriba entre as praias da Balaia e Olhos de Água

Neste sector da arriba observaram-se falhas quer a afectar a Formação de Lagos-Portimão, de um modo geral com geometria de falha normal, quer os depósitos de cobertura plio-quaternários, com a presença de falhas inversas e normais, nomeadamente:

- entre a Ponta do Arco e a Pedra dos Bicos (A113, Fig. 4.76), onde se identificou uma falha, que afecta as Areias da Falésia, com orientação (N40ºW, 56ºE) e separação vertical inversa de 2 m;
- na praia da Medronheira, na saída do Barranco de Vale Navio (A111, Fig. 4.76), onde se observou um conjunto de falhas afectando as Areias de Faro-Quarteira. As falhas têm direcção ENE-WSW a E-W, inclinam para N e têm geometria inversa. Neste local identificaram-se numerosas falhas normais a afectar a Formação de Lagos-Portimão.
- na ponta W da praia dos Olhos de Água (A109, Fig. 4.76), onde se identificou uma falha de orientação (N71ºW, 60ºN) com separação vertical inversa de 25 cm. Observou-se ainda uma estrutura inversa, que não se enraíza no Miocénico, correspondendo a uma zona de cisalhamento que separa um nível de calhaus, sem rotura, provavelmente relacionada com colapso cársico

com o sedimento ainda saturado em água (Foto 4.39).

Como se pode verificar, a direcção das estruturas que afectam os depósitos plio-quaternários, observadas entre a praia da Oura e os Olhos de Água, têm direcção, aproximadamente NW-SE a WNW-ESE e ENE-WSW, sugerindo que o regime tectónico que as gerou é compressivo, com a compressão máxima (σ_1) orientada aproximadamente N-S. As falhas normais estão provavelmente associadas à evolução do carso subterrâneo.



Foto 4.39 - Leito de calhaus desnivelado, sem rotura, ao longo de uma faixa de cisalhamento, provavelmente relacionada com colapso cársico, com o sedimento ainda saturado em água, na ponta W da Praia dos Olhos de Água (A109, Fig. 4.76). A fractura não se enraíza no Miocénico.

4.3.4.6.3.4. Q.ta da Balaia – Olhos de Água

Nesta área foram identificadas várias estruturas que podem ser de origem tectónica ou cársica, afectando os depósitos de cobertura plio-quaternários, nomeadamente:

- na estrada para a Q.ta da Balaia, junto ao cruzamento da estrada N.º 1287 (A124, Fig. 4.76), observaram-se falhas inversas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, de direcção NNE-SSW, inclinando para W, com separação vertical inversa que varia desde 1 a 8 cm. Existem também numerosas diaclases que se agrupam em três conjuntos de direcção NE-SW, E-W e NW-SE a WNW-ESE;

- a S da estrada N.º 1287 (troço Torre da Medronheira - S.ta Eulália), a N da praia da Balaia (A125, Fig. 4.76), identificou-se uma falha com atitude (N15ºW, 70ºE), produzindo uma separação vertical inversa de 2,5 m (Foto 4.40), que afecta um depósito composto da base para o topo por arenito fino a médio de cor rosada com manchas esbranquiçadas, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo sub-angulosos a sub-rolados, com mica e feldspato (para a base torna-se mais grosseiro com matriz siltítica, com seixos dispersos de quartzo sub-rolados), silte de cor "castanha", com grãos dispersos de quartzo e quartzito, sub-rolados, e grãos de moscovite (a estratificação está rodada e inclina, nalguns locais, 65ºS), e arenito de grão médio com matriz siltítica, de cor alaranjada com manchas amareladas, mal calibrado, constituído por grãos de quartzo sub-rolados, de feldspato e moscovite (rara) (para a base, torna-se mais grosseiro com alternância de níveis finos, grosseiros e de seixos de quartzo e quartzito). A geometria do contacto entre o arenito da base e o silte, por vezes próximo da vertical, e a ausência de falhas na arriba, no prolongamento desta estrutura, sugere que esta deformação é resultante de colapso cársico, com rotação e verticalização da estratificação do depósito arenítico;
- 50 m a W do cruzamento para a praia Maria Luísa (A123, Fig. 4.76) observou-se, em corte, alguma fracturação materializada por superfícies de endurecimento, por vezes com preenchimento de argila deformada, com direcção WNW-ESE (Fig. 4.81). Identificou-se um plano de movimento,

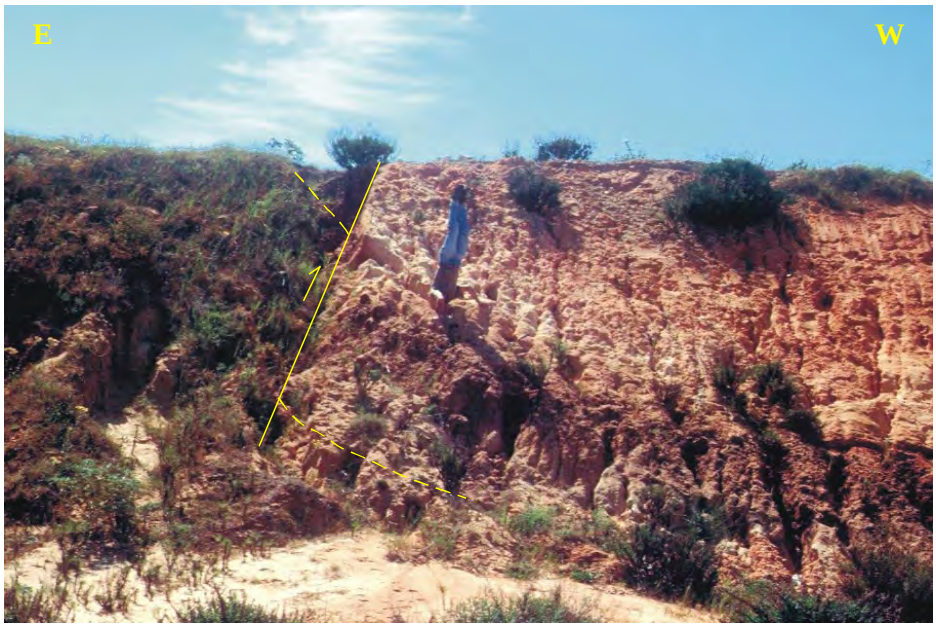


Foto 4.40 - Falha em depósitos plio-quaternários a S da estrada N.º 1287 (troço Torre da Medronheira - S.ta Eulália), a N da praia da Balaia (A125, Fig. 4.76). O plano tem atitude de (N15ºW, 70ºE) e separação vertical inversa de 2,5 m. Os segmentos a tracejado indicam, aproximadamente, a base de referência. A ausência de falhas na arriba, no prolongamento desta estrutura, sugere que este acidente é resultante de colapso cársico, com rotação e verticalização da estratificação dos depósitos areníticos.

de orientação (N59ºW, 87ºN), com estrias a inclinar 10ºS, que indicam movimentação esquerda. Duas das fracturas, com orientação (N63ºW, 90º) e (N60ºE, 70ºS) são visíveis numa extensão respectivamente de 2 m e 4 m. Esta última tem uma faixa de deformação de 15 cm;

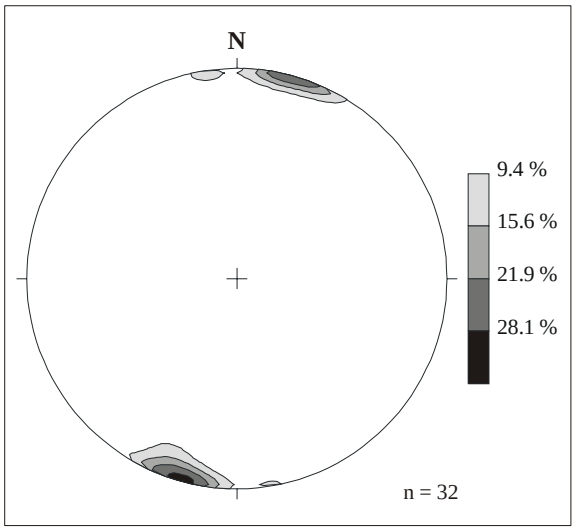


Fig. 4.81 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas, que afectam as Areias de Faro-Quarteira, medidas 50 m a W do cruzamento para a Praia Maria Luísa (A123, Fig. 4.76) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

- em Torre da Medronheira (A83, Fig. 4.76), observou-se uma falha em depósitos plio-quaternários, de orientação (N68ºW, 74ºS) e separação vertical inversa de 7 cm (Fig. 4.82). O depósito também está afectado por fracturas de direcção WNW-ESE. Estas estruturas estão aproximadamente no prolongamento das fracturas observadas na estação A123;
- em Olhos de Água (A82, Fig. 4.76), identificaram-se falhas em dois afloramentos nos taludes da estrada de acesso à praia, estando o primeiro 200 m a S do cruzamento com a estrada Roja Pé - Torre da Medronheira, e o segundo a 100 m a SW daquele. No primeiro afloramento mediu-se uma falha de atitude (N60ºE, 75ºN), com separação inversa de 25 cm. No segundo afloramento observou-se um conjunto de falhas que coloca em contacto um silte de cor castanha, com um arenito de cor alaranjada com manchas amareladas, já anteriormente descritos na estação A125. As falhas têm direcção WNW-ESE, com inclinação para S. Foi medido um plano de movimento com orientação (N63ºW, 60ºS) e estrias de direcção N30ºE, que indicam movimento inverso. A superfície de contacto entre o arenito da base e o silte tem uma atitude de (N37ºW, 90º) (Foto 4.41). As falhas observadas neste último afloramento estão na continuação das estruturas observadas nas estações A123 e A83, o que sugere a presença de um acidente em profundidade, nesta área, responsável por estas estruturas, de direcção WNW-ESE, com comportamento inverso, que denominamos como falha dos Olhos de Água. Esta estrutura também pode ser responsável pelo traçado da linha de costa para oriente dos Olhos de Água, em cuja arriba também se identificaram falhas, como iremos referir oportunamente.

As estruturas observadas nesta zona são compatíveis com um campo de tensão compressivo com a compressão máxima (σ_1) aproximadamente N-S.

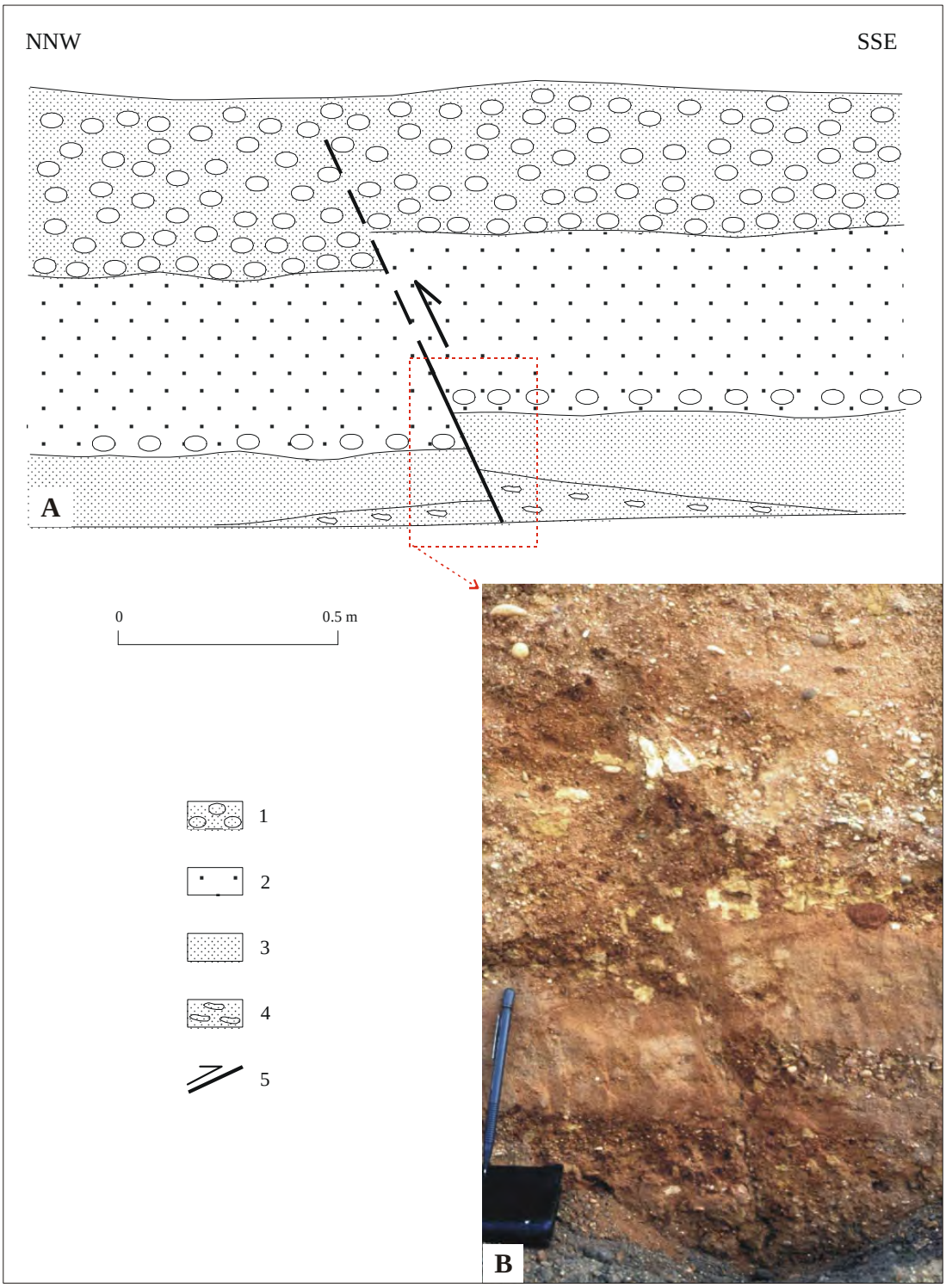


Fig. 4.82 - Falha inversa a afectar depósitos plio-quaternários, em Torre da Medronheira (A83, Fig. 4.76). O plano tem orientação (N68ºW, 74ºS) e separação vertical inversa de 7 cm. A - corte esquemático. 1, depósito conglomerático, com matriz arenosa, heterométrico, constituído por calhaus de quartzo e grauvaque, sub-rolados a rolados, e clastos de arenito fino; 2, arenito grosseiro, de cor alaranjada, constituído por grãos de quartzo sub-rolados e raros de feldspato, com alternância de níveis de seixos de quartzo e grauvaque, sub-rolados. Na base aparecem, dispersos, litoclastos de argila e clastos de arenito fino; 3, arenito fino, de cor alaranjada, constituído por grãos de quartzo, sub-angulosos a sub-rolados e raros de feldspato; 4, arenito grosseiro com intercalações de arenito fino, de cor alaranjada e manchas amareladas, constituído por grãos de quartzo, sub-angulosos a sub-rolados e alguns de feldspato, com seixos de quartzo dispersos; 5, falha com sentido de movimento; B - pormenor do afloramento.

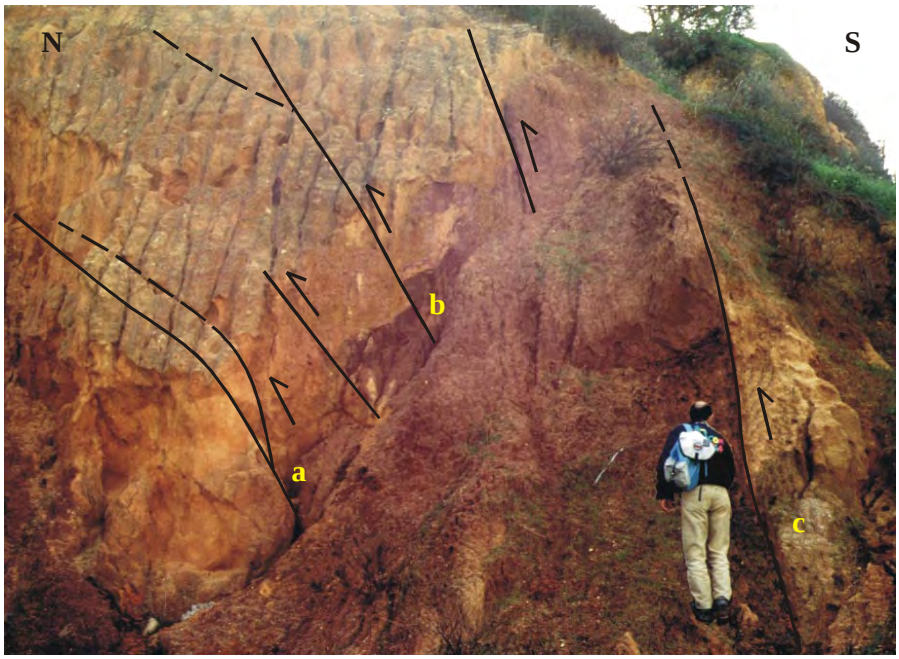


Foto 4.41 - Falhas inversas em depósitos plio-quaternários, em Olhos de Água (A82, Fig. 4.76). a, falha de orientação (N63ºW, 60ºS), com estrias de direcção N30ºE; b, falha de orientação (N67ºW, 68ºSW) e separação vertical inversa de 30 cm; c, contacto entre silte castanho e as areias, de atitude (N37ºW, 90º).

4.3.4.6.3.5. Sector da arriba entre Olhos de Água e Rib.ª de Quarteira

Este sector da arriba é talhado em formações detríticas que preenchem o carso desenvolvido na série detrítica carbonatada dos Olhos de Água, do Tortoniano (Moura, 1998), que aflora apenas na zona dos Olhos de Água. O Miocénico está basculado para SE, encontrando-se a uma profundidade entre os 10 m e 18 m, na Várzea da Quarteira (Moura, 1998).

As formações detríticas evoluem, de ocidente para oriente, de areias grosseiras de cor branca, para areias médias de cor vermelha rosada, correspondendo a uma variação vertical de fácies (Moura, 1998), pertencendo a duas séries, separadas por uma superfície que marca a progradação para leste da série mais recente - as Areias de Faro-Quarteira (Areias de Quarteira *in* Moura e Boski, 2000), sobre a série mais antiga - as Areias da Falésia (Moura, 1998; Moura *et al.*, 1998) (Areias dos Olhos de Água *in* Antunes *et al.*, 2000).

Neste sector da arriba foram identificadas numerosas falhas, nomeadamente no barranco que corta a arriba da praia do Barranco (A139, Fig. 4.76), na praia do Barranco (108, Fig. 4.76), no barranco da praia do Hotel *Sheraton* (A137, Fig. 4.76), na arriba entre a praia do Hotel *Sheraton* e a praia da Falésia (A138, Fig. 4.76), na praia da Falésia (A100, Fig. 4.76), e na arriba da praia do Hotel Alfa Mar (A135, Fig. 4.76). As falhas têm uma direcção variada e apresentam geometria normal, afectando apenas as

Areias da Falésia, e inversa afectando as Areias da Falésia e as Areias de Faro-Quarteira.

As falhas inversas (Foto 4.42) apresentam uma direcção dispersa, distribuindo-se por todos os quadrantes. Contudo, existe predominância das falha com direcções NE-SW, ENE-WSW a WNW-ESE e NW-SE (Fig. 4.83). As separações verticais inversas variam de 2 cm a 55 cm, existindo numerosas falhas com separação vertical superior a 10 cm.

As falhas com geometria normal são raras, apenas afectam as Areias da Falésia, e têm também uma direcção variada. Contudo, podem agrupar-se, aproximadamente, em três conjuntos de direcção N-S, NE-SW e E-W (Fig. 4.83). Observou-se ainda uma falha com atitude (N50ºW, 75ºS) (A100), cujas estrias inclinam 28ºS, indicando movimento esquerdo normal. As separações verticais variam de 2 cm a 20 cm, mas de um modo geral são inferiores a 10 cm.

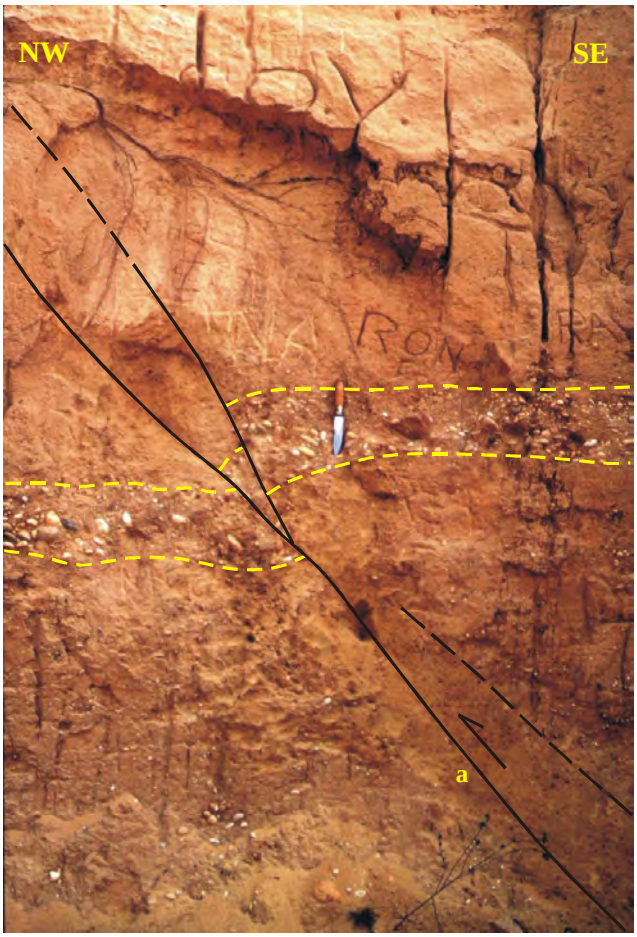


Foto 4.42 - Falhas inversas nas Areias dos Olhos de Água, na praia do Barranco (A108, Fig. 4.76). Os segmentos a tracejado de cor amarela delimitam o nível grosseiro e as falhas estão representadas a preto; a, falha de orientação (N53ºE, 74ºS) e separação vertical inversa acumulada de 20 cm.

Na estrada que dá acesso, à praia da Falésia (A101, Fig. 4.76) observaram-se filões neptunianos (Foto 4.2 e 4.43) (Dias e Cabral, 2000).

Em síntese podemos concluir que:

- as falhas observadas são provavelmente o reflexo na cobertura sedimentar de um acidente, em profundidade, de direcção NW-SE a WNW-SSE, paralelo à linha de costa, cujo prolongamento para ocidente deverá corresponder à falha de Olhos de Água. Esta estrutura poderá ser responsável pelo carácter rectilíneo da linha de costa;
- a presença de falhas normais (se estas forem de origem tectónica) indica uma fase distensiva no Pliocénico inferior, com a compressão mínima (σ_3) de direcção próxima de NNW-SSE;
- a dispersão na direcção das estruturas inversas indica um campo de tensão constritivo, posterior à deposição das Areias de Faro-Quarteira;

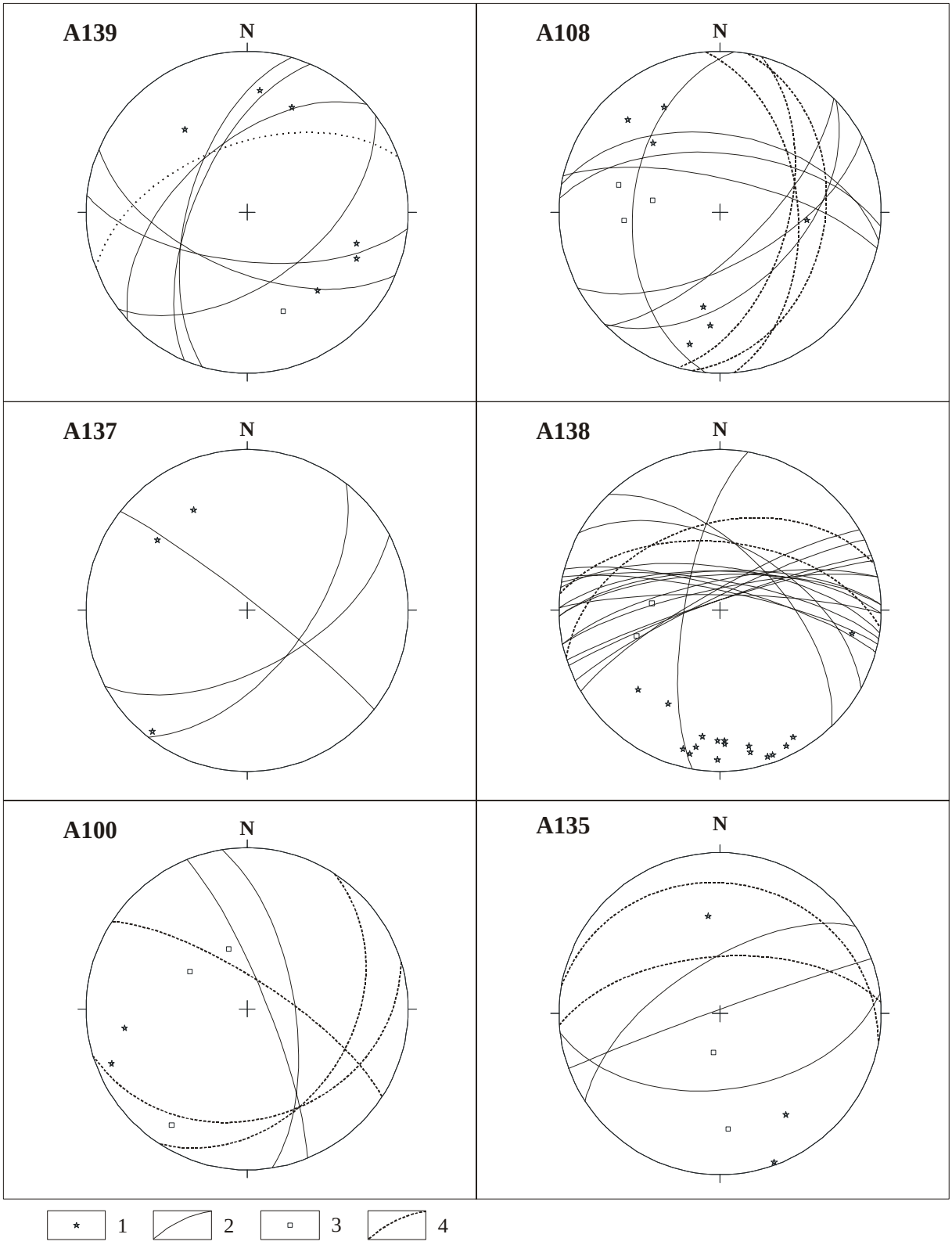


Fig. 4.83 - Projecção estereográfica dos planos e pólos das falhas medidas em depósitos plio-quaternários na arriba entre as praias do Barranco e Alfa Mar (Fig. 4.76) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, 2 - falhas inversas; 3, 4 - falhas normais.

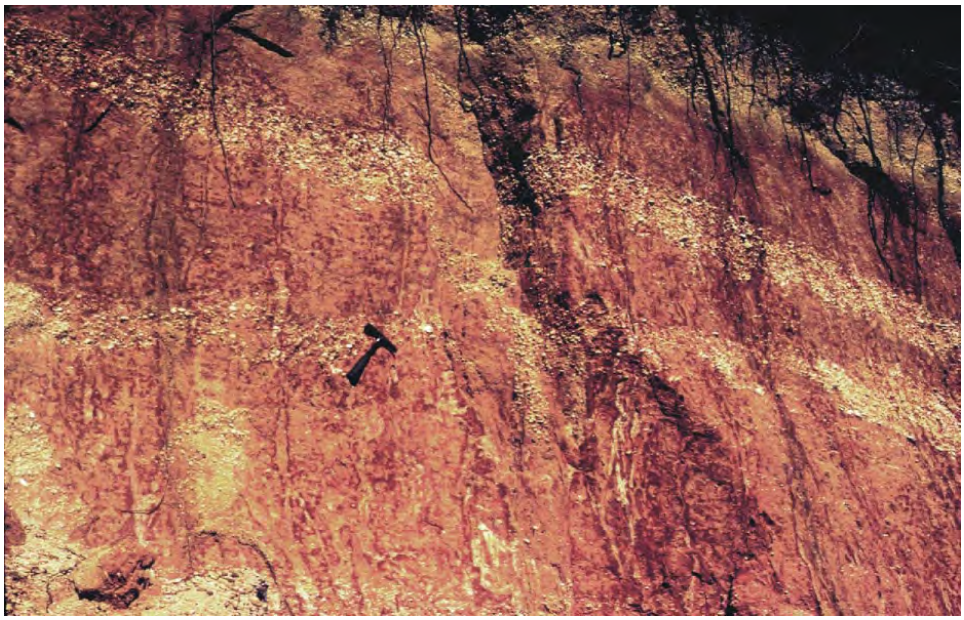


Foto 4.43 - Filão neptuniano no talude da estrada para a Praia da Falésia (A101, Fig. 4.76). Observa-se o colapso de níveis de calhaus, sem rotura, para o interior de uma fractura.

- a presença de filões neptunianos (paleosismitos) indica actividade sísmica na área.

4.3.4.6.3.6. Zona de Patã

Na zona de Patã foram identificadas numerosas fracturas (falhas e/ou diaclases) afectando as Areias de Faro-Quarteira, com direcções variadas, que não estão relacionadas com nenhum acidente reconhecido, podendo, neste caso, estar relacionadas com movimentação de um acidente em profundidade ou terem origem cársica. Existem também filões de depósitos finos (silte e/ou argila) intruindo as Areias de Faro-Quarteira, o que implica actividade sísmica na área.

As diaclases observadas têm uma direcção dispersa, com fracturas em todos os quadrantes, mas com dois máximos de direcção NNW-SSE a NNE-SSW e ENE-WSW a WNW-ESE (Fig. 4.84 A). De um modo geral estão materializadas por superfícies de endurecimento lixiviadas, por vezes com cor castanha. Algumas das diaclases apresentam preenchimento argiloso. Observou-se uma fractura de atitude (N12ºW, 90º), com uma faixa de deformação de 30 cm, que é visível numa extensão de 6 m.

As falhas agrupam-se em quatro conjuntos de direcção NNW-SSE, NNE-SSW, NE-SW e E-W, e apresentam uma cinemática complexa, com todos os estilos tectónicos, embora o de falha inversa seja o mais representativo (Fig. 4.84 B).

Na zona de Patã identificaram-se falhas em vários locais, nomeadamente:

- 900 m a SSW do vértice geodésico de Patã (A3, Fig. 4.76), onde se observaram falhas inversas

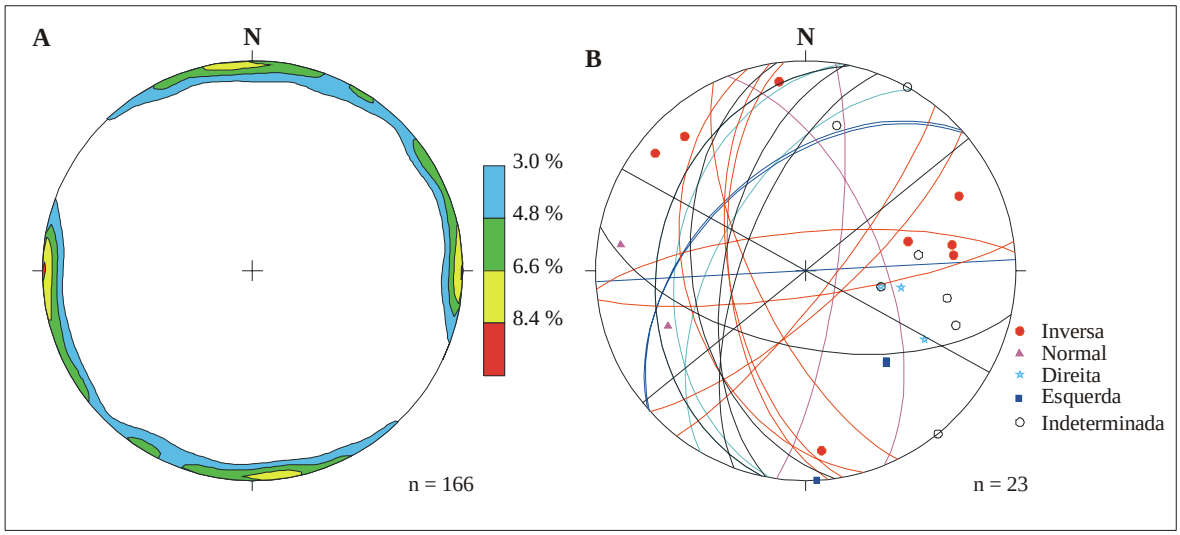


Fig. 4.84 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos, em depósitos plio-quaternários, na zona de Patã (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; B - projecção estereográfica dos planos e pólos de falha com indicação da sua cinemática.

de direcção NE-SW e E-W, com estrias de tipo *dip slip*. O plano principal tem orientação (N48ºE, 75ºS), produzindo uma separação vertical inversa de 30 cm, com estrias de direcção N12ºW que indicam movimentação vertical inversa e horizontal esquerda (Fig. 4.85). Observou-se também uma falha com geometria normal, de orientação (N22ºW, 60ºE) e separação de 5 cm, provavelmente resultante de acomodação geométrica (Fig. 4.85). As estruturas identificadas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada NNW-SSW;

- na estrada N.º 526, a SSE de Enxertia (A121, Fig. 4.76), onde se identificou uma falha com atitude (N87ºE, 90º), com estrias a inclinar 25ºE, apresentando separação horizontal esquerda de 18 cm, compatível com um regime tectónico de desligamento, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada NE-SW;
- 500 m a S de Enxertia, em Vale Navio (Patã de Baixo) (A80, Fig. 4.76), onde se observou um conjunto de falhas cuja direcção varia de NNW a NE- SE, com planos estriados que, de um modo geral, indicam movimentação inversa direita. O plano principal tem atitude (N8ºE, 78ºW), com estrias de *pitch* 75ºS, produzindo subida do bloco W (Foto 4.44). Identificou-se também um filão de silte, de cor amarela com manchas vermelhas, com grãos dispersos de quartzo, muito deformado, com uma espessura de 20 cm, de direcção WNW-ESE, sub-vertical, que corta um arenito fino a médio de cor alaranjada, com manchas amareladas, constituído essencialmente por grãos de quartzo, muitos de feldspato e raros de moscovite (Foto 4.45). As estruturas observadas

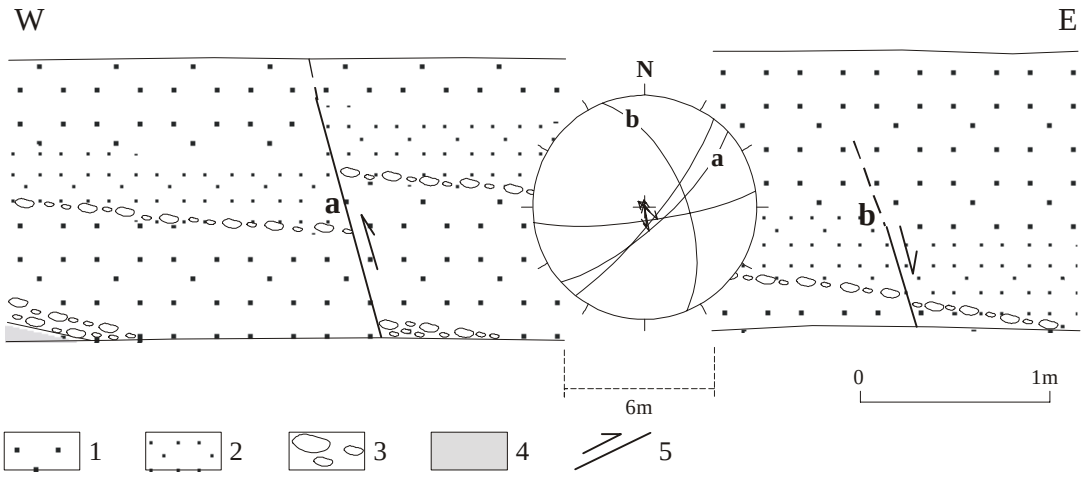


Fig. 4.85 - Falhas a afectar depósitos plio-quaternários, 900 m a SSW do vértice geodésico de Patã (A3, Fig. 4.76), representação gráfica dos planos medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, projecção no hemisfério inferior).1, arenito grosseiro, de cor vermelha-alaranjada, mal calibrado, constituído essencialmente por grãos de quartzo sub-rolados, e alguns de feldspato; 2, arenito fino, de cor vermelha-alaranjada; 3, nível grosseiro com seixos e calhaus de quartzo, grauvaque e quartzito, rolados a sub-rolados; 4, arenito fino a silte, de cor rosada - alaranjada com manchas cinzentas e amarelas, constituído essencialmente por grãos de quartzo, com grãos de mica; 5, falha com sentido de movimento; a - (N48ºE, 75ºS), estrias com *pitch* de 80ºS, separação vertical inversa de 30 cm; b - (N22ºW, 60ºE), separação vertical normal de 5 cm.



Foto 4.44 - Falhas em Areias de Faro-Quarteira, 500 m a S de Enxertia, em Vale Navio (Patã de Baixo) (A80, Fig. 4.76). a, plano principal de orientação (N8ºE, 78ºW), apresentando estrias com um *pitch* de 75ºW, com subida do bloco W, que indicam movimento inverso direito.

são compatíveis com um regime tectónico de desligamento, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada NE-SW e a compressão mínima (σ_3) de direcção NW-SE;

- em Vale Navio, na estrada para Albufeira, 200 m a N de Branqueira (A84, Fig. 4.76), onde se observou uma falha, com preenchimento de silte deformado, de orientação (N85ºE, 75ºN),

produzindo uma separação vertical de 30 cm, com estrias a inclinar 65ºW que indicam movimentação vertical inversa e horizontal direita, compatível com um regime tectónico de desligamento, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada NW-SE.

Em síntese podemos concluir que:

- as estruturas observadas nesta área são compatíveis com um regime tectónico de desligamento com a compressão máxima a variar de direcção, de NW-SE a NE-SW;
- a presença de filões de depósitos finos a cortar os arenitos, mais grosseiros, indicam sismicidade na área, com sismos de magnitude igual ou superior a 5,5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998).

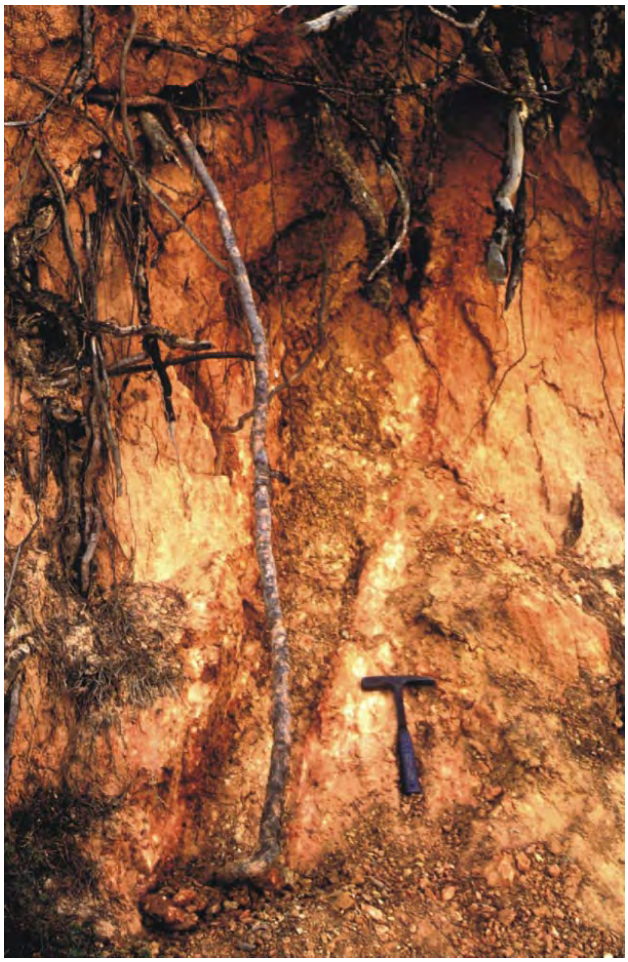


Foto 4.45 - Filão de silte, de cor amarela e manchas vermelhas com grãos dispersos de quartzo, que corta as Areias de Faro-Quarteira, 500 m a S de Enxertia, em Vale Navio (Patã de Baixo) (A80, Fig. 4.76). O filão apresenta-se deformado, tem direcção de WNW-ESE, é sub-vertical e tem uma espessura de cerca de 20 cm.

4.3.4.6.3.7. Falha da Mosqueira

A falha da Mosqueira (Fig. 4.128) é uma estrutura de direcção ENE-WSW, que se estende desde a falha de Albufeira, a W, até à falha de S. Marcos-Quarteira, a E, numa extensão de 9 km. É cortada pela falha de Oura, separando-a em dois segmentos com 4 km e 5 km de extensão.

Na zona da Mosqueira as Areias de Faro-Quarteira encontram-se intensamente deformadas. Esta

deformação manifesta-se por falhas, reconhecidas pela existência de deslocamentos e/ou planos estriados, por estruturas de cinemática desconhecida, e diaclases que podem estar relacionadas com a falha da Mosqueira ou com a evolução do carso subterrâneo.

Identificaram-se fracturas:

- em Mosqueira, 650 m a SSW do Serro Alto, na estrada Serro Alto-Vale Navio (A2, Fig. 4.76), onde se observou um conjunto de falhas, com superfícies estriadas, de direcção dispersa e cinemática complexa, com a presença dos vários estilos tectónicos. O plano principal tem atitude (N17ºW, 82ºE) e estrias que inclinam 8ºN, que indicam movimento horizontal direito. A dispersão destas falhas pode estar relacionada com uma deformação muito distribuída na cobertura sedimentar em resposta à movimentação de uma falha em profundidade, ou relacionada com o desenvolvimento do carso subterrâneo.
- em Mosqueira, 750 m a SSE do vértice geodésico de Serro Alto, no caminho para Poço de Barnabé (A85, Fig. 4.76), onde se observou um conjunto de falhas inversas que variam de direcção entre NNE-SSW e ENE-WS, com excepção de um plano que tem direcção NNW-SSE. As separações verticais inversas oscilam entre 1 cm e 29 cm. As estruturas identificadas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximada NW-SE;

Admitindo que as fracturas observadas na estação A85 são resultantes de movimentação na falha da Mosqueira, concluímos que esta estrutura tem actividade neotectónica, como falha inversa.

4.3.4.6.4. Síntese

Embora exista uma grande dificuldade na separação das estruturas de origem tectónica e de origem cársica, que podem ou não estar controladas pelo campo de tectónica regional (Dias e Cabral, em preparação), podemos concluir que, na zona de Albufeira:

- os principais acidentes tectónicos regionais têm actividade neotectónica, sendo responsáveis pelo aparecimento das diversas estruturas que afectam os depósitos plio-quaternários sendo portanto, passíveis de gerar sismos;
- o diapiro de Albufeira é provavelmente activo;
- existem acidentes activos, em profundidade (não reconhecidos), responsáveis por parte da deformação que afecta os depósitos plio-quaternários;
- ocorrem pelo menos dois episódios tectónicos plio-quaternários distintos: um distensivo, com a

compressão mínima (σ_3) de direcção próxima de NNW-SSE, que funcionou, pelo menos durante o Pliocénico inferior, e é responsável por algumas falhas normais que afectam os depósitos desta idade – Areias da Falésia; e um compressivo, com a compressão máxima (σ_1) a variar de NW-SE a E-W, no Pliocénico superior – Quaternário, responsável pelas falhas inversas que afectam as Areias de Faro-Quarteira;

- a dispersão na direcção das falhas inversas indica que a compressão máxima (σ_1) variou de NW-SE a E-W, sugerindo que o campo de tensão, no Quaternário, é provavelmente constritivo;
- a presença de paleosismitos, consistindo quer em filões detríticos finos que cortam as Areias de Faro-Quarteira, quer em filões neptunianos, indica que existiu uma actividade sísmica importante, posteriormente à deposição destas areias, com sismos de magnitude superior a 5,5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998).

4.3.4.7. Falha de S. Marcos - Quarteira

A falha de S. Marco - Quarteira, já referenciada por Choffat (CHOFFAT, 1907) (Fig. 1.4), tem direcção geral NW-SE, estendendo-se desde S. Marcos da Serra, a N, até Quarteira, a S, numa distância superior a 40 km, prolongando-se para a área imersa, na plataforma continental, separando o Algarve em dois blocos crustais com comportamentos tectónicos diferentes, controlando os relevos da Serra da Mesquita, a W, e a serra do Caldeirão, a E (Fig. 4.128).

Em imagem de satélite (Fig. 4.86) o seu traçado é evidente em dois sectores, designadamente:

- entre S. Bartolomeu de Messines e S. Marcos da Serra, correspondendo a um vale de fractura no soco varisco, por onde circulam linhas de água que pertencem à bacia hidrográfica da Rib.ª de Odelouca, a N da zona do Monte da Serra (área de S. Marcos da Serra), e à bacia hidrográfica da Rib.ª de Arade, a S da zona do Monte da Serra (área de S. Bartolomeu de Messines) (Fig. 4.86);
- entre Tunes e Quarteira, correspondendo à zona de passagem da Rib.ª de Quarteira (Fig. 4.86), em formações do Meso-Cenozóico.

Entre S. Bartolomeu de Messines e Tunes, na zona do Barrocal, que é constituída por rochas do Jurássico inferior, o lineamento é pouco ou nada perceptível (Fig. 4.86).

O acidente corresponde a uma estrutura herdada do soco paleozóico, tendo sido reactivada desde o Triásico até ao Quaternário, rejogando durante o Plio-Quaternário com movimentação horizontal direita e pequena componente de movimentação inversa, mal constrangida (MANUPPELLA *et al.*, 1986; MANUPPELLA,

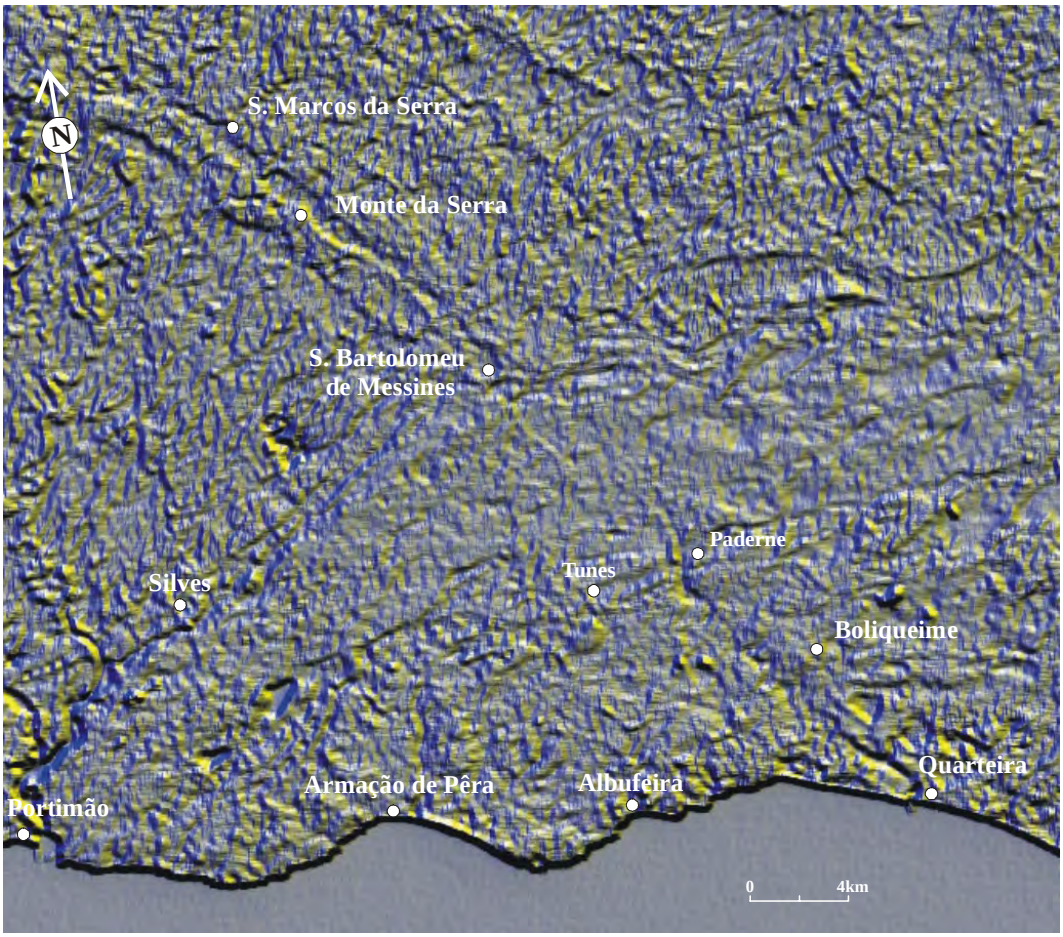


Fig. 4.86 - Lineamento da falha de S. Marcos-Quarteira observado em imagem de satélite, banda - 7; fitro: *v-edge-5.ker*; tabela de cor: *yellow blue* (Imagem *Landsat* TM, P203/R34, cedida pelo CNIG ao abrigo do protocolo DEMETER).

1988; KULLBERG *et al.*, 1992; DIAS e CABRAL, 1995a,b; TERRINHA 1998).

Segundo Terrinha (1998), enquanto que no soco varisco e nos sedimentos do Triásico, o acidente corresponde a uma falha, nos dolomitos do Sinemuriano é materializado por um corredor de deformação, em grande parte absorvida pelo complexo vulcano-sedimentar do Hetangiano. A sul da flexura do Algibre, o acidente está materializado por uma série de desligamentos direitos em *duplex*, que estão enraizados no complexo evaporítico ou no soco varisco (TERRINHA, 1998).

Durante o Triásico, a falha de S. Marcos-Quarteira controla a sedimentação, evidenciado por uma variação lateral de fácies dos sedimentos triásicos ao longo do acidente (TERRINHA, 1998). Segundo este autor, existem depósitos conglomeráticos grosseiros, cobertos por pelitos com gesso e dolomito, no bloco leste do acidente e que não existem no bloco oeste a (*op. cit.*).

Durante o Mesozóico funcionou como uma falha transtensional que, conjugada com outros acidentes extencionais da bacia, permitiu uma sedimentação muito superior na zona a E do acidente (*op. cit.*).

Durante o período de inversão tectónica da Bacia, a falha separa dois domínios de encurtamento diferentes, designadamente, o domínio oriental, com desenvolvimento de dobras, com zonas de descolamento entre o soco e o complexo pelítico-evaporítico, e o domínio ocidental, onde as dobras não se desenvolveram e o soco cavalga a bacia (TERRINHA, 1998).

Durante o Miocénico esta estrutura controlou a sedimentação, separando dois domínios diferentes: a ocidente da falha há predominância da Formação de Lagos-Portimão, e a oriente há predominância da Formação de Cacela (KULLBERG *et al.*, 1992).

M. Feio (1951) considera que a actividade tectónica na fractura de S. Marcos (falha de S. Marcos-Quarteira) é anterior, pelo menos, ao Pliocénico médio, já que:

- a fractura de S. Marcos ramifica-se, na zona de S. Marcos, em duas falhas distintas, incluindo a fractura de S. Marcos propriamente dita, de direcção NNE-SSE, e a falha que gerou a escarpa da Mesquita - falha da Mesquita, de direcção NE-SW, que está deslocada, para sul, por sucessivos desligamentos (FEIO, 1951, p. 324);
- a actividade tectónica na falha da Mesquita é mais recente do que na fractura de S. Marcos (FEIO, 1951, p. 324);
- a escarpa da Mesquita é anterior à plataforma calabriana, sendo contemporânea ou imediatamente anterior a um depósito de calhaus mal rolados, correlativo do degrau da Mesquita, do Pliocénico inferior a médio (FEIO, 1951, p. 456);
- as ribeiras do Arade e Odelouca instalaram-se por epigenia, posteriormente à sedimentação calabriana, atravessando a depressão produzida pela fractura de S. Marcos e o degrau de S. Marcos, "encaixando-se no compartimento alto, abrindo vales fundíssimos e abandonando caminhos mais fáceis (passagem de S. Marcos e as depressões subsequentes da orla mesozóica)" (FEIO, 1951, p. 457).

Contudo a actividade neotectónica está bem evidenciada na zona de Boliqueime, onde se observou a estrutura em afloramento a afectar depósitos plio-quaternários (A107, Fig. 4.76), sugerindo que a falha de S. Marcos-Quarteira é activa pelo menos no seu sector meridional. Como para sul de Paderne (zona onde passa a Flexura do Algibre) parecem existir evidências morfológicas da passagem do acidente, com ligeira subida do bloco E, compatível com as estruturas observadas em Boliqueime, que também indicam subida do bloco E, consideramos como sector mais activo da falha de S. Marcos-Quarteira o segmento entre a Flexura do Algibre e Quarteira.

O prolongamento da falha de S. Marcos-Quarteira para SE, na plataforma continental, poderá ser responsável por sismicidade localizada ao largo de Faro.

Devido à escassez de cortes ao longo do traçado da falha de S. Marcos-Quarteira, não foi possível efectuar um estudo pormenorizado deste acidente. Porém, foram estudados alguns afloramentos na zona de falha, nomeadamente:

- em S. Bartolomeu de Messines (S41, Fig. 4.74) (Folha 49 - D Silves), onde se observou um plano de falha em Arenitos de Silves, de atitude (N10ºW, 46ºE), com um conjunto dominante de estrias e caneluras sub-horizontais, de orientação (10º, N5ºE), que indicam movimento de desligamento direito, e um conjunto de estrias com *pitch* de 45ºN, cortadas pelas anteriores. Identificou-se ainda uma estrutura em *graben*, no bloco E da falha, de direcção NW-SE que afecta o soco paleozóico e os Arenitos de Silves (Fig. 4.87) (TERRINHA, 1998). Na opinião de Terrinha (*op. cit.*) a geometria dos dois conjuntos de falhas e o seu sentido de movimento implica que foram geradas em regime distensivo.

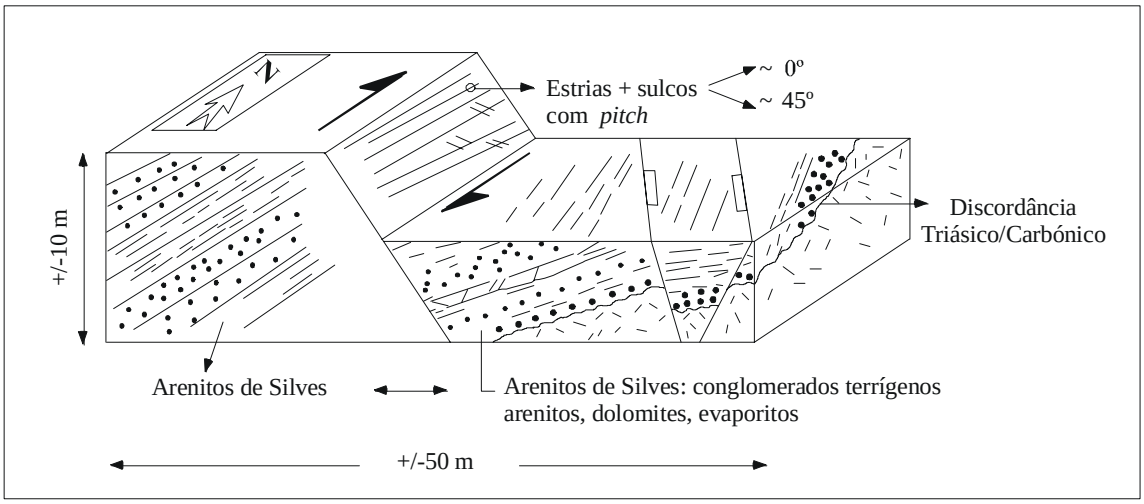


Fig. 4.87 - Falha de S. Marcos-Quarteira, a afectar o Arenito de Silves, em S. Bartolomeu de Messines (S41, Fig. 4.74) (adaptado de TERRINHA, 1998, Fig. IV. 3. 6. a, p. 211). O plano de atitude (N10ºW, 46ºE) tem um conjunto de estrias dominante e sulcos sub-horizontais de orientação (10º, N5ºE), que indicam movimento de desligamento direito, e um conjunto de estrias com *pitch* de 45ºN, cortadas pelas anteriores. Também se observa uma estrutura em *graben*, no bloco E da falha, de direcção NW-SE que afecta o soco paleozóico e os Arenitos de Silves.

- em Fonte de Boliqueime, na estrada N125, km 79,5 (A107, Fig. 4.76) (Folha 52 - B Albufeira), onde se observou um conjunto de falhas inversas a afectar os depósitos plio-quaternários, com dobras de arraste em depósitos grosseiros, constituídos por alternância de níveis finos siltíticos e grosseiros conglomeráticos, com a presença de calhaus partidos (Fig. 4.88). As dobras de arraste

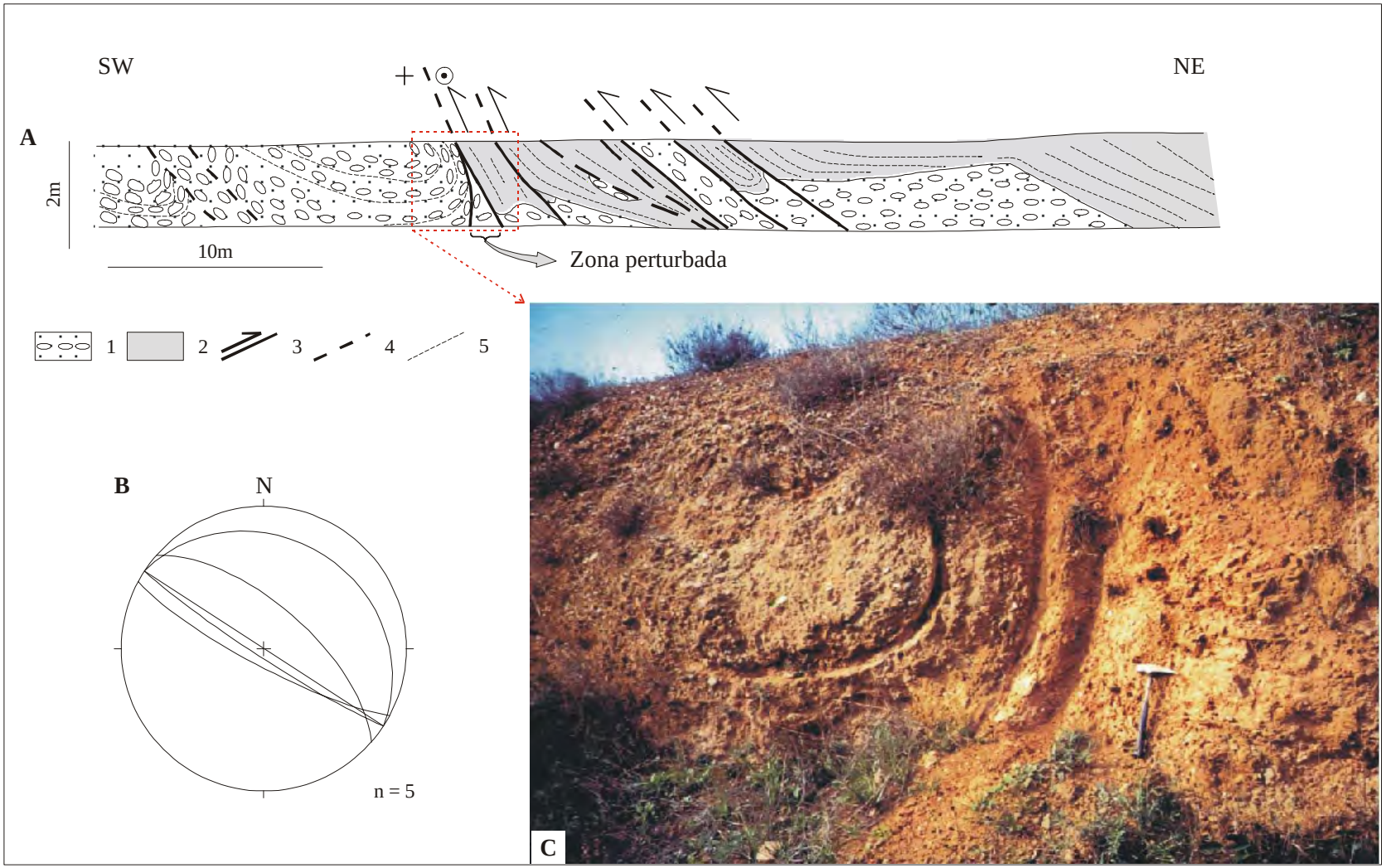


Fig. 4.88 - Falha de S. Marcos-Quarteira a afectar depósitos plio-quaternários, em Fonte de Boliqueime (A107, 4.76). A - corte esquemático; 1, formação conglomerática; 2, formação siltítica; 3, falha com sentido de movimento; 4, falha provável; 5, estratificação; B - projecção estereográfica dos planos de falha medidos (rede de *Schmidt*, projecção no hemisfério inferior); C - pormenor do afloramento.

sugerem que os depósitos estavam saturados de água quando ocorreu a deformação. O plano principal tem orientação (N55ºW, 80ºSW) e componente de movimentação horizontal direita e vertical inversa (Fig. 4.88);

- em Fonte de Boliqueime, 50 m a N da estrada N.º 125 - km 79,5 (A75, Fig. 4.76) (Folha 52 - B Albufeira), onde se identificou um conjunto de falhas normais, em depósitos plio-quaternários, de direcção NNW-SSE e inclinação quer para W, quer para E, com separações verticais que variam desde 1 a 15 cm (Fig. 4.89). Foram identificados dois planos de atitude (N14ºW, 76ºW), com estrias a inclinar 10ºS, e separação vertical normal de 1 cm, que indica movimentação esquerda – normal, e (N5ºW, 75ºSE), com estrias de direcção N65ºE e com *pitch* 90º, que indicam movimento normal (Foto 4.46);

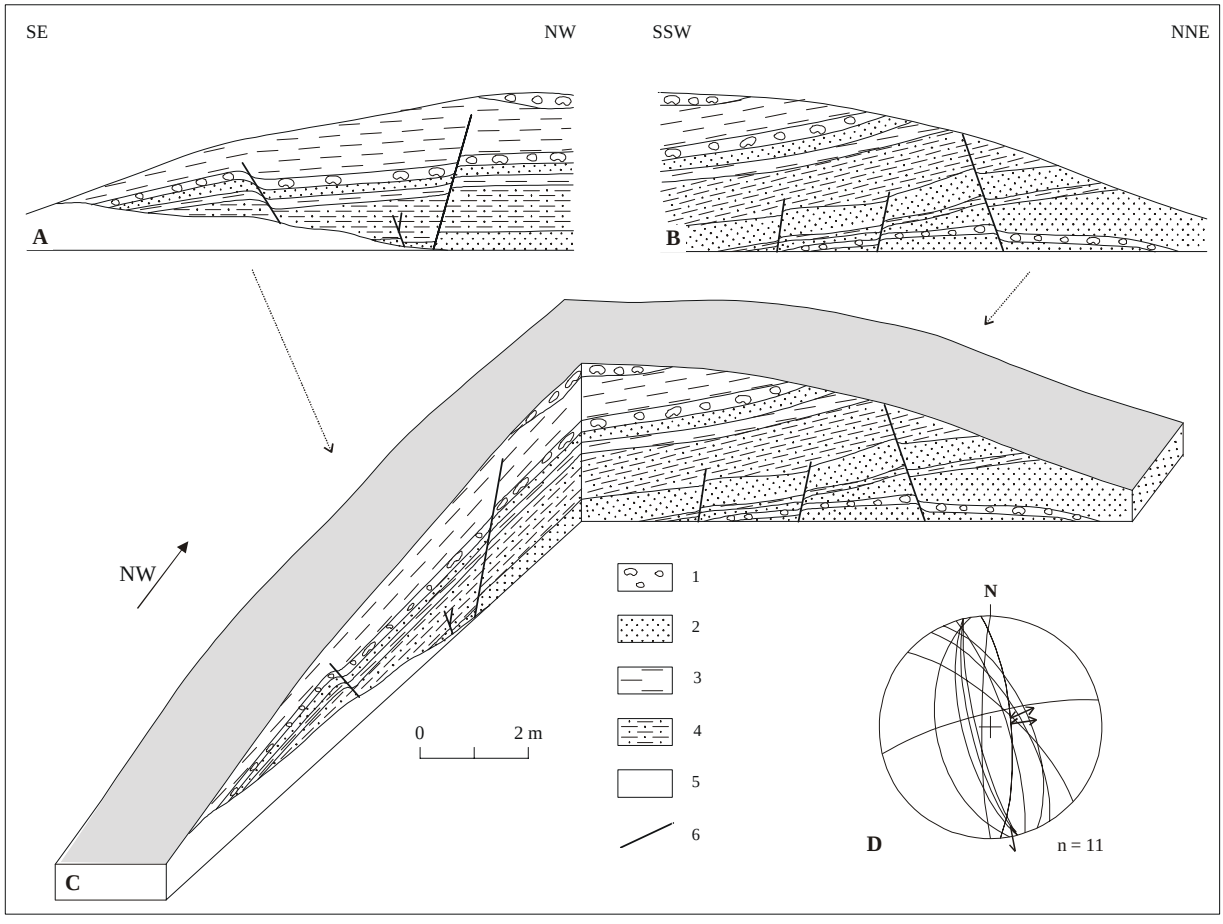


Fig. 4.89 - Falhas com cinemática normal a afectarem depósitos plio-quaternários de cor castanho amarelado e manchas rosadas, em Fonte de Boliqueime (A75, 4.76). O depósito inclina 20ºSW. A, B - cortes geológicos esquemáticos de direcção respectivamente NW-SE e NNE-SSW; C - disposição dos cortes; 1, depósito conglomerático, heterométrico constituído por calhaus de grauvaque e de quartzo, sub-rolados a rolados e calhaus de granito (?) rolados, com rara ou nenhuma matriz; 2, arenito constituído essencialmente por grãos de quartzo e alguns de grauvaque, sub-rolados a sub-angulosos com matriz siltítica; 3, depósito siltítico endurecido, formando por vezes couraças ferruginosas; 4, alternância de arenitos e siltes; 5, aterro; 6, falha; D - projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

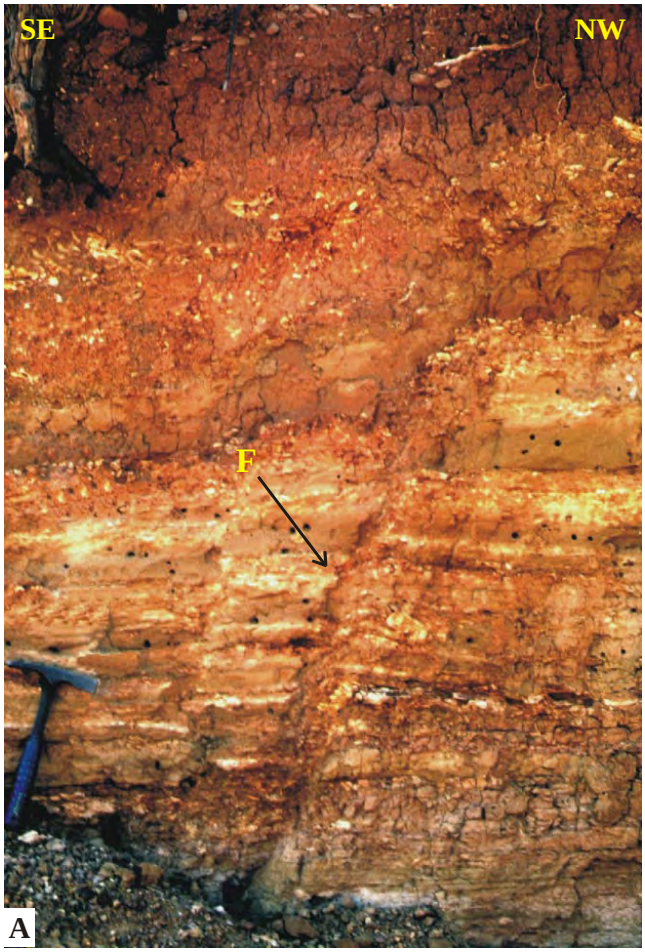




Foto 4.46 - Falhas com cinemática normal, que afectam depósitos plio-quaternários em Fonte de Boliqueime (A75, Fig. 4.76). A - falha de orientação (N5ºW, 75ºE), estrias com *pitch* 90º e separação vertical normal de 15 cm; B - pormenor onde se observa uma pequena estrutura em *graben* associada a uma falha com orientação (N10ºW, 50ºW).

- na estrada N.º 125 - km 79,05, 100 m a W do cruzamento para Boliqueime (A79, Fig. 4.76) (Folha 52 - B Albufeira), onde se observou um conjunto de falhas normais em depósitos plio-quaternários, de direcção NNW-SSE, com separação vertical que varia de 46 cm a 48 cm (Fig. 4.90). Com excepção de um plano que apresenta estrias com um *pitch* de 30ºS, indicando movimento horizontal esquerdo e vertical normal, os outros planos têm estrias com *pitch* próximo de 90º.

  Identificaram-se ainda numerosas fracturas sem movimento discernível, cuja direcção varia de NNW-SSE a N-S, materializadas por planos de endurecimento lixiviados, e dois filões de silte deformados, de atitudes respectivamente (N56ºE, 72ºS) e (N15ºE, 40ºE), com espessura de 2 cm. Alguns dos planos de falha também evidenciam injecção de silte argiloso, sugerindo liquefacção do material mais fino e injecção deste ao longo das fracturas, durante uma crise sísmica;
- em Barrancosa, no caminho que sai da estrada N.º 125 ao km 78,7 em direcção a Barrancosa (A78, Fig. 4.76) (Folha 52 - B Albufeira), onde se observou um contacto anómalo, aparentemente inverso, com orientação (N62ºW, 45ºN), entre os "Grés do Cotovio", do Kimeridgiano, e arenitos plio-quaternários. Junto ao contacto os arenitos apresentam alguma deformação, evidenciada por fracturas com planos endurecidos. Observou-se uma fractura afectando o "Grés do Cotovio" e os arenitos com atitude (N70ºW, 90º);
- em Fonte de Boliqueime, no caminho a SE de Barrancosa (A78, Fig. 4.76) (Folha 52 - B Albufeira), onde se identificou, em depósitos plio-quaternários, um conjunto de falhas de direcção E-W, tendo um dos planos geometria de falha inversa, cuja orientação é de (N88ºW, 70ºS);
- entre Fonte de Boliqueime e Quarteira identificaram-se numerosas fracturas, de direcção bastante diversificada, provavelmente resultantes de deslocamentos na falha em profundidade que induziram uma deformação difusa à superfície. A falha prolonga-se provavelmente para o mar pela ribeira de Quarteira (Fig. 3.12).

Em síntese podemos concluir que:

- a falha de S. Marcos-Quarteira é um acidente activo, pelo menos na sua parte meridional – sector entre Paderne e Quarteira, com movimento horizontal direito e vertical inverso, mal constrangido;
- a presença de filões de material fino a intruírem os depósitos mais grosseiro sugere actividade sísmica na área, com sismos de magnitude superior a 5,5 (Rodríguez Pascua, 1998);

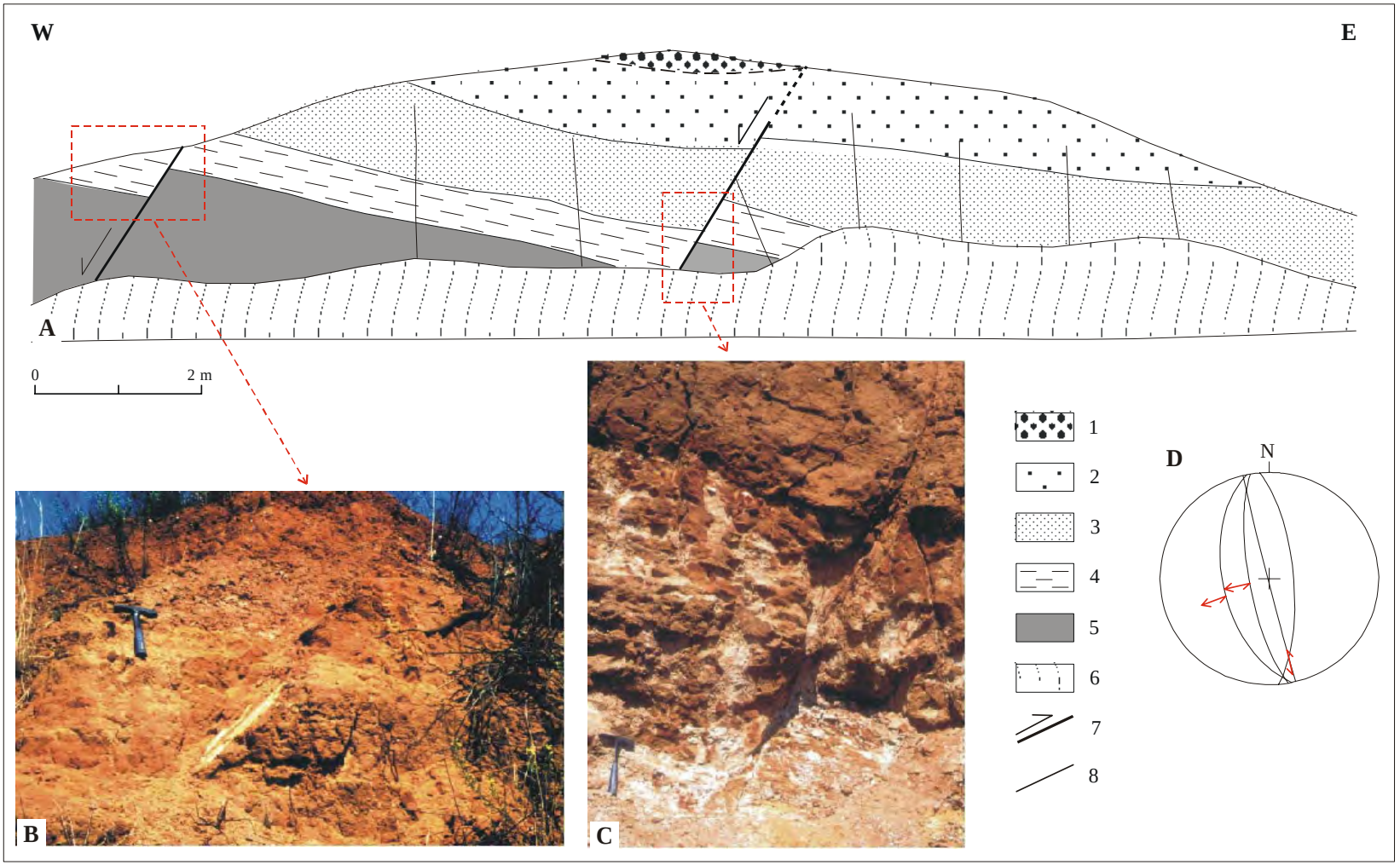


Fig. 4.90 - Falhas com geometria normal em depósitos plio-quaternários, na zona de Boliqueime (A79, 4.76). A - corte esquemático. 1, couraça ferruginosa desenvolvida em areias; 2, arenito médio a grosseiro, de cor vermelha-alaranjada com manchas cinzentas-esbranquiçadas; 3, arenito fino, de cor vermelha-alaranjada com manchas cinzentas-esbranquiçadas; 4, nível silto-argiloso de cor cinzenta-esbranquiçada com manchas castanhas; 5, arenito médio a fino de cor cinzenta-amarelada; 6, aterro; 7, falha com sentido de movimento; 8, diaclases; B - plano de falha de orientação (N12ºW, 55ºW), com estrias de *pitch* de 84ºE e separação vertical de 48 cm; C - plano de falha de orientação (N10ºW, 75ºW), com estrias de *pitch* de 90º e separação vertical de 46 cm; D - projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

- as estruturas observadas, quer as falhas inversas, quer as normais, que afectam os depósitos plio-quaternários, são compatíveis com um regime tectónico de desligamento inverso com a compressão máxima (σ_1) orientada NNW-SSE a N-S, e a compressão mínima (σ_3) de direcção ENE-WSW, semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical, já anteriormente referido por Kullberg *et al.* (1992) e Terrinha (1998).

4.3.5. Conclusão

Em conclusão podemos referir que no sector Ocidental da Orla Meridional Algarvia existe actividade neotectónica a afectar os depósitos plio-quaternários presentes. Esta actividade é testemunhada por:

- evidências geomorfológicas, como por exemplo a escarpa de falha de Barão de S. João;
- evidências estruturais, quer por deformação frágil materializada por fracturas (falhas e dia-clases), quer dúctil evidenciada por dobras;
- paleosismitos evidenciados pela presença de fracturas com preenchimento de material fino (silte e/ou argila) a cortar os depósitos plio-quaternários, filões neptunianos, e dobramentos convolutos de material grosseiro.

Como já foi referido, a interferência da carsificação nas estruturas estudadas pode induzir em erro quanto à geração das deformações que afectam os depósitos plio-quaternários. Contudo, parte das estruturas estudadas estão na dependência de acidentes regionais reconhecidos. As fracturas que não se conseguiram relacionar com os acidentes regionais podem ser de origem tectónica, associadas a falhas ocultas no substrato - as fracturas são a resposta da cobertura sedimentar da movimentação destes acidentes em profundidade, sob a forma de uma deformação distribuída, ou podem resultar de colapso e/ou subsidência associadas à evolução de um carso subterrâneo.

De um modo geral, os dobramentos que se identificaram nesta área localizam-se em cavidades cársicas, sendo, nestes casos, fácil atribui-lhes uma génese cársica.

Neste sector, os principais acidentes reconhecidos com actividade neotectónica associada são, de W para E, as falhas de Barão de S. João, Espiche-Odiáxere, Lagos, Rib.ª de Odiáxere, Alvor, Portimão, Ferragudo, Sr.ª do Carmo, Porches, Relvas, Ribeira de Espiche, Baleeira, Montes Juntos, Vale Rabelho, Albufeira, Oura, Pedras dos Bicos, Olhos de Água, e Mosqueira (Fig. 4.128).

Com excepção da falha de Barão de S. João, que está na base de uma escarpa, e da falha de S. Marcos-Quarteira, que coincide com um vale de fractura, estes acidentes não têm expressão morfológica significativa, provavelmente devido a uma taxa de erosão superior à sua taxa de actividade.

A cinemática que foi possível inferir para as estruturas regionais reconhecidas no Plio-Quaternário foi:

- falha de Barão de S. João, de direcção NE-SW e comprimento de cerca de17 km – movimento vertical normal e horizontal esquerdo; aparentemente não tem actividade tectónica desde o final do Pliocénico;
- falha de Espiche-Odiáxere, de direcção WSW-ENE e comprimento de cerca de 26 km – desligamento direito, com uma ligeira componente de movimentação normal;
- falha de Lagos, de direcção N-S e comprimento de cerca de 8 km – movimento inverso;
- falha da Rib.ª de Odiáxere, de direcção NW-SE e comprimento de cerca de 8 km – desligamento esquerdo;
- falha de Alvor, de direcção N-S e comprimento de cerca de 10 km – desligamento;
- falha de Portimão, de direcção aproximadamente N-S e comprimento de cerca de 11 km – desligamento;
- falha de Ferragudo, de direcção ENE-WSW – movimentação horizontal esquerda e vertical inversa;
- falha de Sr.ª do Carmo, de direcção NNW-SSE e comprimento de cerca de 1,8 km;
- falha de Porches, de direcção NW-SE – movimento inverso;
- falha de Relvas, de direcção ENE-WSW – movimento vertical inverso;
- falha de Ribeira de Espiche, de direcção NNW SSE – movimento vertical inverso e horizontal direito
- falha da Baleeira, de direcção WNW-SSE a NW-SE e comprimento de cerca de 14 km – movimento vertical inverso;
- falha de Montes Juntos, de direcção WNW-ESE – movimento vertical inverso;
- falha de Vale Rabelho, de direcção WNW-ESE;
- falha de Albufeira, de direcção N-S e comprimento de cerca de 14,5 km – movimento horizontal esquerdo;
- falha da Oura, de direcção N-S a NNE-SSW e comprimento de cerca de 10 km;
- falha de Olhos de Água, de direcção WNW-ESE – movimento vertical inverso;
- falha de Mosqueira, de direcção ENE-WSW e comprimento de cerca de 9 km – movimento vertical inverso;

- falha de S. Marcos – Quarteira, de direcção geral NW-SE e comprimento de cerca de 40 km – movimento horizontal direito e vertical inverso.

Para este sector foram deduzidos, para as diversas estruturas estudadas, diversos campos de tensão, que de uma forma geral são compressivos, com deformação finita constritiva, embora existam algumas estruturas que indicam um campo de tensão produzindo um regime de deformação frágil de desligamento.

A compressão máxima (σ_1), compatível com as estruturas observadas, varia de N-S a E-W.

A presença de falhas normais a afectar as Areias da Falésia (se estas forem de origem tectónica) sugerem uma fase distensiva no Pliocénico inferior, com a compressão mínima (σ_3) de direcção próxima de NNW-SSE.

A presença de filões neptunianos, de fracturas com preenchimento de depósitos finos (filões detríticos) e de dobramentos convolutos nos sedimentos, indica actividade sísmica na área, após a deposição dos sedimentos plio-quaternários, com a ocorrência de paleosismos de magnitude superior a 5, e que terão atingido uma magnitude superior a 7.

4.4. Sector Oriental da Orla Meridional Algarvia

4.4.1. Introdução

O sector oriental da Orla Meridional Algarvia foi por nós considerado como a faixa correspondente à zona entre a falha de S. Marcos – Quarteira e a fronteira com Espanha - sotavento algarvio (Fig. 4.2). É uma área composta, a norte, por parte do Maciço Antigo e a sul por parte da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia. As rochas meso-cenozóicas contactam normalmente por discordância com as rochas do soco, com excepção de alguns locais, como por exemplo na zona de Alcaria e Querença onde o contacto se faz por falha.

A actividade neotectónica no sector oriental da Orla Meridional Algarvia é menos acentuada do que no sector ocidental, tendo como fronteira a falha de S. Marcos-Quarteira, que, como já foi referido, separa o Algarve em dois blocos crustais com comportamentos tectónicos diferentes.

Contudo, existem nesta área alguns acidentes regionais importantes dos quais se destacam, no Paleozóico, a norte, as falhas da Eira e de S. Brás de Alportel, provavelmente responsáveis pelo levantamento da Serra do Caldeirão, e na Bacia Meso-Cenozóica, a sul, as falhas de Carcavai, Loulé, Faro, e S. Estevão, entre outras.

Neste sector efectuaram-se:

- análises geomorfológicas;
- estudos de pormenor nas zonas onde passa o traçado dos principais acidentes tectónicos reconhecidos;
- reconhecimentos à generalidade das manchas que vêm representadas na cartografia geológica à escala 1:100 000 (MANUPPELLA, 1992) como depósitos do Plio-Quaternário (Areias de Faro-Quarteira), com o objectivo de identificar estruturas tectónicas, não reconhecidas, que os afectam;
- estudo detalhado de cortes onde existem evidências de actividade neotectónica.

4.4.2. Estratigrafia e tectónica

O sector oriental do Maciço Antigo (Fig. 2.2) é constituído pela Formação de Mértola, do Viseano superior, constituída por uma sequência turbidítica de xistos e grauvaques, e pela Formação de Mira, do Namuriano, que também corresponde a uma sequência turbidítica com características sedimentológicas semelhantes à Formação de Mértola, mas com menos conglomerados e outras fácies proximais **(**OLIVEIRA, 1984, 1992). A intruír estas formações existe um cortejo de filões doleritícos e lamprofíricos, do Mesozóico (OLIVEIRA, 1992).

As formações do soco estão afectadas pela segunda fase de deformação varisca, caracterizada pelo desenvolvimento de dobras, com clivagem associada, vergentes para SW (*op. cit.*). São recortadas por diversos acidentes tardi-variscos de orientação diversa, com predominância de estruturas de direcção ENE-WSW a NE-SW.

O sector oriental da Bacia Meso-Cenozóica compreende sedimentos cuja idade vai do Triásico superior até ao Quaternário, com alguns hiatos sedimentares intercalados (Fig. 2.2).

Assentes em discordância angular sobre o soco paleozóico encontram-se os Arenitos de Silves, que afloram numa faixa contínua, de direcção E-W, com excepção da zona de Querença onde o padrão de afloramentos se torna mais complexo por acção de alguns acidentes tectónicos. Sobrepondo-se aos Arenitos de Silves e dispondo-se numa faixa paralela a estes, aflora o Complexo Pelítico Carbonatado-Evaporítico de Silves, marcado por um vale de erosão na paisagem. A S, segue-se em sequência monoclinal, o Complexo vulcano-sedimentar básico e dolomitos intercalados, do Hetangiano-Sinemuriano inferior, a que se sobrepõem dolomitos, calcários e margas do Jurássico inferior, médio e superior.

O Cretácico dispõe-se numa faixa quase contínua entre Luz de Tavira e a Ribeira do Carcavai. Assenta em continuidade estratigráfica sobre o Portlandiano, entre Luz de Tavira e a Ribeira de S. Lourenço, e em discordância sobre os dolomitos do Kimeridgiano, entre as ribeiras de S. Lourenço e do Carcavai. Para W da falha do Carcavai, o Cretácico está coberto por sedimentos do Quaternário (Manuppella, 1992).

O Miocénico, de um modo geral, está representado pela Formação de Cacela, existindo alguns retalhos da Formação de Lagos-Portimão, para além dos Siltes Glauconíticos da Campina de Faro e do Conglomerado de Galvanas (Manuppella, 1992).

Sobre todas estas unidades assentam os depósitos areníticos plio-quaternários da Formação do Ludo (Moura 1998; Moura e Boski, 1994, 2000) que, de um modo geral, fossilizam uma superfície irregular carsificada, desenvolvida nas rochas carbonatadas do Jurássico, Cretácico e Miocénico, preenchendo cavidades, como dolinas e algares, e colmatando subterraneamente condutas e galerias.

No sector oriental da Bacia Meso-Cenozóica existe um aumento da deformação compressiva em relação ao sector ocidental, provavelmente devido (Terrinha, 1998):

- à proximidade do Orógeno Bético, que acomodou a maior parte da deformação orogénica do sul da Ibéria;
- à espessura muito maior da cobertura sedimentar mesozóica e da camada salífera do Hetangiano.

Nesta área as principais estruturas tectónicas reconhecidas são: o diapíro de Loulé, a falha de Loulé-

S. Brás (falha do Carcavai, *in* MANUPPELLA, 1992), o anticlinal do Guilhim, a estrutura de Monte Figo (ou S. Miguel), a falha de Boavista-Moncarapacho (Flexura de Santo Estevão-Monte Figo-Vale Judeu, *in* MANUPPELLA, 1992; falha de S. Estevão *in* DIAS *et al.*, 1997), a falha de Faro e o diapiro de Faro (MANUPPELLA, 1992; TERRINHA, 1998), com algumas destas estruturas a apresentarem evidências de actividade tectónica recente.

Existem ainda várias zonas onde os depósitos plio-quaternários apresentam deformação, materializada por fracturas (falhas e diaclases) e por dobras, sem qualquer relação com as estruturas tectónicas regionais reconhecidas. Isto leva-nos a admitir que esta deformação possa ser, quer de origem tectónica, relacionada com a movimentação de acidentes em profundidade, quer de origem cársica, relacionada com a evolução do carso coberto (em profundidade).

4.4.3. Geomorfologia e Neotectónica

Do ponto de vista morfológico, no sector oriental do Algarve, destaca-se a Serra do Caldeirão, localizada no Maciço Antigo, para além da ocorrência de alguns vales de fractura, de relevos estruturais, e de formas cársicas. Feio (1992) refere a presença de diversos níveis litorais que não foram reconhecidos no presente trabalho.

Neste sector, a passagem do Maciço Antigo à Bacia Meso-Cenozóica Algarvia é registada por um ressalto morfológico que, de um modo geral, resulta da diferenciação litológica entre o soco paleozóico e os Arenitos de Silves e/ou o Complexo Vulcano-Sedimentar, cujo contacto, regra geral, se faz por discordância.

A análise de lineamentos efectuada através do estudo de fotointerpretação a partir de fotografias aéreas à escala 1:75 000, indica aproximadamente três conjuntos de direcções preferenciais, nomeadamente ENE-WSW a NE-SW, que é o mais representativo e aproximadamente perpendicular à estrutura regional, N-S a NW-SE e WNW-ESE a E-W (MANUPPELLA, 1992).

No sector oriental da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia , embora com menor intensidade do que no sector ocidental, existem numerosas manifestações de actividade neotectónica, que afectam os depósitos plio-quaternários, evidenciadas por deformação frágil e dúctil, que diminui de importância de oeste para este.

A deformação frágil é traduzida por fracturas (falhas e diaclases) de direcção e cinemática variadas. Por vezes, estas fracturas não estão associadas a nenhuma macro-estrutura regional conhecida, podendo ter, como já foi referido, quer origem tectónica – sendo a expressão superficial, na cobertura sedimentar

cenozóica, de acidentes tectónicos localizados no substrato mesozóico, sob a forma de uma deformação muito distribuída, quer origem cársica, sugerida por uma grande dispersão geográfica e de orientação.

A deformação dúctil é materializada por algumas dobras. Existem ainda filões detríticos a intruir os sedimentos e filões neptunianos, já anteriormente descritos, para além de estruturas em chama.

4.4.3.1. Serra do Caldeirão

A Serra do Caldeirão, de direcção geral WNW-ESE, está localizada na parte central e oriental do interior algarvio, a E da falha de S. Marcos-Quarteira. Consiste essencialmente numa superfície de erosão elevada, que culmina à cota de 589 m (vértice geodésico de Pelados, a S do Ameixial), principalmente talhada em xistos e grauvaques do Carbónico inferior (Feio, 1992).

O seu flanco Norte é um empolamento da peneplanície do Baixo Alentejo, que sobe gradualmente de N para S. No flanco Leste a morfologia desce com regularidade em direcção ao Guadiana, reconhecendo-se restos de aplanações nos interflúvios. No flanco meridional a descida é por vezes brusca, sendo na zona de Alportel efectuada por uma escarpa de falha no Maciço Antigo – a falha de S. Brás de Alportel, paralela ao contacto entre o Maciço Antigo e a Orla, com 12 km de comprimento e 150 m de comando (Foto 4.47). A W de Barranco Velho também existe uma escarpa de falha – a falha da Eira de Agosto, de direcção NW-SE, com um comprimento de cerca de 7 km e um comando de 150-200 m (Feio, 1992) (Foto 4.48). Para SW observa-se uma coincidência de cotas entre a superfície alta da serra e os topos dos relevos da Orla Meso-Cenozóica, nomeadamente Negros (475 m) e Rocha da Pena (480 m). Segundo aquele autor esta



Foto 4.47 - Escarpa de Alportel, vista da zona de S. Bárbara de Nexe, a SW de S. Brás de Alportel (Folha 53 - A Faro). As setas indicam a localização da escarpa.



Foto 4.48 - Escarpa da Eira de Agosto, vista da estrada na zona da Quintã (Folha 50 - C Alportel).

situação testemunha um prolongamento da superfície da serra no mesmo sentido (*op. cit.*). Contudo, consideramos que a presença de sedimentos neogénicos no sopé dos relevos calcários da Orla, a cotas muito inferiores, levanta sérios problemas àquela interpretação. Para W a superfície do Maciço Antigo desce para a zona da falha de S. Marcos-Quarteira, invertendo as relações normais de altitude entre a serra e a Orla Algarvia (*op. cit.*).

Segundo Feio (1951), a elevação da serra do Caldeirão data do Pliocénico inferior a médio, porque:

- na região de Mértola existe um nível de erosão a 180 m que está embutido na superfície que sobe para o Caldeirão, e que, segundo aquele autor, parece corresponder ao nível de 160-170 m* da planície litoral do Algarve, atribuída ao Pliocénico superior;
- a superfície do Caldeirão prolonga-se pela Orla Algarvia pelo topo dos relevos calcários, com a superfície dos 160-170 m a bater contra a base destes relevos;
- embutimento entre as duas superfícies, o que implica que a superfície do Caldeirão seja anterior ao desenvolvimento da superfície dos 160-170 m;

** A superfície pliocénica, no litoral ocidental do Algarve, correlativa da Formação de Ameijeira, corresponde a um nível aproximadamente a 120 m (DIAS e CABRAL, 1997), que se encontra por vezes deformado, atingindo cotas superiores, como por exemplo, nos vértices geodésicos de Torre de Aspa (156 m), a W de Vila do Bispo (folha n.º 51 – B Vila do Bispo) e Valinhos (192 m), a W de Alfambra (folha n.º 49 – C Monchique).*

Existe ainda uma outra superfície embutida nesta, à cota de aproximadamente 100 m, provavelmente Plistocénica, que trunca as Areias de Faro-Quarteira.

- o rejogo na falha de S. Marcos que permitiu a elevação da serra do Caldeirão é anterior às areias da planície litoral (Calabriano inferior).

Segundo Pimentel (1997), a Formação de Panóias é constituída por material proveniente das vertentes da serra do Caldeirão, situada a S, transportados ao longo da rampa (*glacis*) que ligava a serra à Superfície do Baixo Alentejo, e aí depositados. A Formação de Panóias, do Vilafranquiano médio, "... trata-se portanto de um depósito de leque aluvial, gerado em condições climáticas de semi aridez e com predomínio de fluxos gravíticos, na dependência de relevos importantes (neste caso a serra do Caldeirão), podendo estes corresponder a frentes montanhosas geradas por reactivação fini-neogénica" (PIMENTEL, 1997, p. 340).

A presença de:

- afloramentos miocénicos na zona a S e SE de S. Bartolomeu de Messines, nomeadamente (Fig. 4.91):
  - Conglomerados de Galvanas, do Messiniano superior (ANTUNES *et al.*, 1997), que atingem aproximadamente uma cota de 110 m, na zona de Alfarrobeira (vertente S do vértice geodésico de Zimbreira, à cota de 197 m) e de 130 m na zona de M.te Branco (vertente S dos vértices geodésicos de Portela, à cota de 220 m e Rocha de Messines à cota de 349 m);
  - Espongolitos de Mem Moniz, do Serravaliano (PAIS, 1991; ANTUNES *et al.*, 1997) (margas de Mem Moniz *in* CACHÃO, 1995a) (Calcilutitos de Mem Moniz *in* MOURA, 1998) (Quadro 2.3), que atingem aproximadamente uma altitude de 80 m, situando-se abaixo de relevos em formações jurássicas, que atingem cotas, próximas de 200 m;
- depósitos plio-quaternários (Areias de Faro-Quarteira) que atingem aproximadamente uma cota de 100 m, na zonas de Alfarrobeira e M. te Branco (Fig. 4.91);

leva-nos a admitir duas hipóteses:

- ou os depósitos miocénicos estão abatidos tectonicamente por um conjunto complexo de falhas, posteriormente fossilizados pelos depósitos plio-quaternários;
- ou já existia um relevo anterior à deposição dos sedimentos miocénicos, implicando que, pelo menos, os primeiros levantamentos da Serra do Caldeirão se tenham dado durante o Miocénico, anteriormente ao Serravaliano.

Posteriormente, e já provavelmente no Pliocénico, a serra terá sofrido novos levantamentos, controlados pelas falhas da Eira de Agosto e S. Brás de Alportel, testemunhados pela presença de patamares erosivos no flanco ocidental e níveis embutidos nas ribeiras de Oeiras e Carreiras que, segundo Feio (1992), correspondem a pausas no levantamento da serra, fazendo-se este por impulsos separados por pausas, nas



Fig. 4.91 - Cortes geológicos esquemáticos mostrando a disposição dos afloramentos miocénicos e depósitos plio-quaternários na zona de Mem Moniz, Alfarrobeira e M.te Branco (S e SE de S. Bartolomeu de Messines). Como se pode observar os Calcilutitos de Mem Moniz, Conglomerado de Galvanas e Areias de Faro Quarteira atingem respectivamente cotas máximas de 80 m, 130 m e 100 m. 1, aluvião; 2, terraço; 3, Areias de Faro Quarteira; 4, Conglomerado de Galvanas; 5, Calcilutitos de Mem Moniz; 6, Cretácico; 7, Jurássico; 8, falha com sentido de movimento.

quais se desenvolveram estes patamares.

Cabral (1995) deduz um levantamento de 300 m para a zona da serra do Caldeirão, no Pliocénico superior a Quaternário, conforme assinalado num mapa de movimentos verticais regionais. Se subtrairmos 100 m, que é o valor calculado para o levantamento geral do Algarve, no Quaternário (DIAS e CABRAL, 1997a,b), deduz-se um levantamento da serra relativamente à área de sopé de aproximadamente 200 m, no período considerado, o que está de acordo aproximadamente com os comandos que Feio (1992) refere para as escarpas de Eira de Agosto e S. Brás de Alportel, que são respectivamente de 150-200 m e 150 m.

4.4.3.2. Sector oriental da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia

No sector oriental da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia distinguem-se três direcções de vales de fractura principais - NW-SE, E-W e NE-SW, que controlam a rede de drenagem (FEIO, 1992):

- a direcção NW-SE corresponde, grosso modo, às estruturas de S. Marcos-Quarteira e Eira de Agosto (no maciço antigo), tardi-variscas (*op. cit.*), cuja actividade tectónica é provavelmente recente;
- a direcção E-W corresponde às estruturas paralelas às ribeiras do Algibre e de Alportel, que controlam o relevo ordenando as elevações calcárias em faixas paralelas (*op. cit.*). Na zona da ribeira de Alportel distinguem-se quatro fracturas: escarpa de Alportel (no Maciço Antigo), duas fracturas definidas por alinhamentos da Ribeira de Alportel e dos seus afluentes, e o contacto anormal entre o Triásico e o Malm (*op. cit.*). A norte da ribeira do Algibre destaca-se o vale cego da Nave do Barão (*op. cit.*);
- a direcção NE-SW é menos importante e corresponde ao vale de fractura da ribeira de Almádena e a dois alinhamentos próximos de Alcaria Alta (no maciço antigo) (*op. cit.*).

Neste sector existem apenas relevos estruturais vigorosos nas proximidades do maciço antigo, embora lhes falte continuidade devido a um dobramento irregular cortado por falhas. Os relevos mais afastados do maciço antigo não têm uma relação directa com a estrutura (*op. cit.*).

As formas cársicas existem essencialmente no Barrocal algarvio, embora algumas destas formas também apareçam noutros locais do Algarve, nas mais diversas formas, designadamente lapiás, dolinas, algares, uvalas, vales secos e poljes (ALVES, 1982).

Destas formas, destaca-se a Nave do Barão – polje fechado (ALVES, 1982) (Fig. 4.92), que é uma depressão fechada alongada na direcção E-W, aproximadamente com 4 km de comprimento, paredes abrutas, fundo largo e plano coberto por terra rossa (FEIO, 1992) (Foto 4.49). A origem desta depressão ainda não

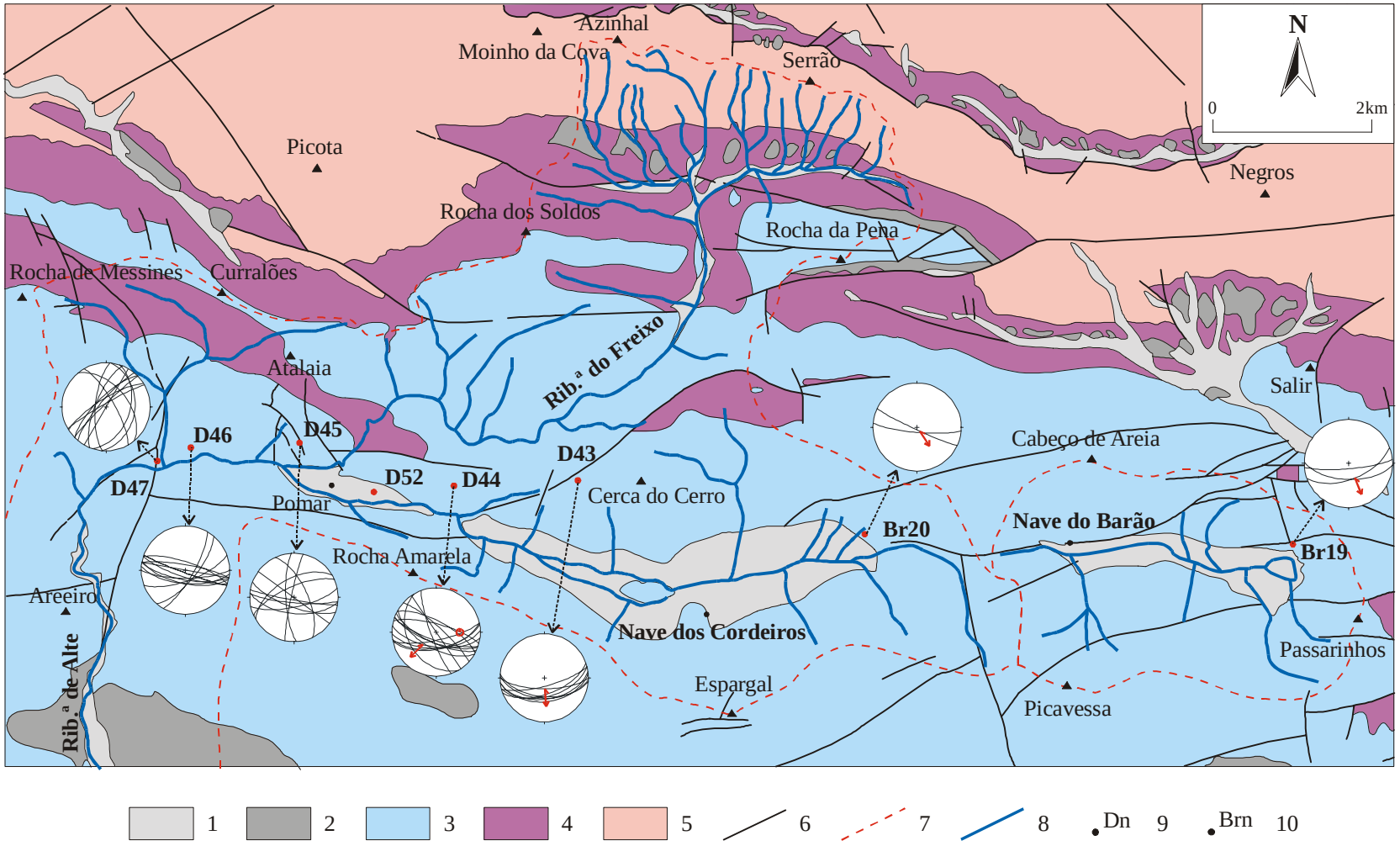


Fig. 4.92 - Mapa geológico esquemático da região de Alte - Nave do Barão (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992). Observa-se a localização da Nave do Barão, Nave dos Cordeiros e Pomar, a distribuição espacial das estações estudadas, e a projecção estereográfica dos planos de falha medidos com as estrias respectivas (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões; 2, depósitos conglomeráticos quaternários; 3, Jurássico; 4, Triásico superior a Jurássico inferior; 5, Paleozóico; 6, falha; 7, bacia hidrográfica; 8, rede de drenagem; 9, estações (Folha 49 - D Silves); 10, estações (Folha 50 - C Alportel).

está completamente esclarecida. Segundo Feio (1951, p. 401), "a depressão deriva certamente de um vale normal que se transformou, por perdas na extremidade de jusante, num vale cego". Alves (1982) considera que a Nave do Barão, em termos gerais, teve origem a partir de erosão diferencial ao longo de um contacto entre dolomitos e calcários, favorecida por um acidente tectónico (?). De facto, existem, ao longo do bordo N da depressão, planos de falha nos calcários de Alte, do Jurássico inferior, com estrias com *pitch* ≈ 90º que indicam abatimento do bloco a S, como por exemplo a N da Lagoa da Nave, na estrada para Nave do Barão (Br19, Fig. 4.92).



Foto 4.49 - Nave do Barão, vista da estrada a N da Lagoa do Barão (Folha n.º 50 - C Alportel).

No alinhamento para ocidente da Nave do Barão existem ainda vários vales alargados, com fundo plano, seguidos a jusante por estrangulamentos, designadamente a Nave dos Cordeiros (S de Benafim) e de Pomar (S de Alte), correspondentes a poljes abertos (ALVES, 1982) (Fig. 4.92). Também ao longo do bordo N destas, existem espelhos de falha nos dolomitos do Jurássico inferior, de direcção aproximadamente paralela às depressões, com estrias de *pitch* próximo de 90º, que indicam abatimento do bloco a S (Fig. 4.92).

Na depressão do Pomar observa-se, na estrada Lentiscais – Alte, em Calçadinha (D52, Fig. 4.92), um depósito conglomerático de cor vermelha, heterométrico, constituído por calhaus essencialmente de grauvaque, alguns de quartzo, e clastos carbonatados, rolados a sub-rolados, com pátina acastanhada e matriz siltítica, alternando com um depósito siltítico, de cor vermelha acastanhada e manchas cinzento - esverdeadas, com grãos dispersos de quartzo e grauvaque, rolados a sub-rolados. A existência deste depósito

no interior da depressão poderia trazer implicações neotectónicas, admitindo-se a hipótese de que este poderia estar no interior da depressão por abatimento. Contudo, a presença de uma linha de água (Rib.º do Freixo) com a cabeceira no soco paleozóico (Fig. 4.92) e que actualmente conflui com a Rib.ª de Alte na zona da depressão do Pomar, embora ligeiramente a S do referido depósito, sugere que esta ribeira seja a responsável pela sedimentação do depósito conglomerático, num período anterior ao traçado actual.

As aplanações litorais, segundo Feio (1992, p. 15), "têm grande extensão em frente a Faro e terminam a cotas de pouco mais de 160 m, na base do alinhamento de relevos calcários mais meridional". Feio (1951) considera que existem restos da plataforma marinha mais alta em vários locais próximos desta cota. Segundo o mesmo autor (1951), embutida nesta, existe um nível à cota de aproximadamente 125 m que corresponde provavelmente ao nível que trunca as Areias de Faro-Quarteira no litoral algarvio, à cota de aproximadamente 100m – superfície do Plistocénico (DIAS e CABRAL, 1997a,b). De facto, nesta área, observaram-se em vários locais, à cota entre 100 e 120 m, depósitos areníticos residuais, com coloração vermelha, constituídos por grãos de quartzo e de feldspato, atribuída à unidade das Areias de Faro-Quarteira, como por exemplo, em Centieira, a S de Paderne (100 m), Areeiro, a S de Loulé (130 m) e a N e E de S. Estevão (110-100 m). Esta superfície está bastante dissecada pela erosão e rede de drenagem actual. Note-se que nos reconhecimentos realizados não se observaram evidências da superfície a 160 m referida por Feio (*op. cit.*).

No sector oriental da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia os acidentes activos principais reconhecidos são as falhas do Carcavai, de Loulé, de Areias de Almansil, de Faro, e de S. Estevão.

4.4.4. Descrição de afloramentos

4.4.4.1. Falha do Carcavai

A falha do Carcavai (falha de Loulé – S. Brás *in* TERRINHA, 1998) (Fig. 4.128) tem uma direcção geral NE-SW, estendendo-se desde S. Brás de Alportel, a N, até Quarteira, a S, numa extensão de cerca de 20 km. Apresenta um traçado complexo, devido às várias reactivações que teve durante o Meso-Cenozóico, podendo-se diferenciar dois sectores distintos:

- sector entre S. Brás de Alportel e o vértice geodésico de Areeiro, constituído por uma zona de falha onde existem numerosos acidentes de direcção NE-SW a ENE-WSW, recortados por falhas, de modo geral, de direcção NW-SE. Neste sector apenas foram identificadas algumas fracturas a afectar sedimentos plio-quaternários:
  - na Q.ta do Rosal, 100 m a SE do km 7 da estrada Loulé – Faro (F91, Fig. 4.93) (Folha 53 - A Faro), onde se observou um depósito conglomerático, heterométrico, constituído

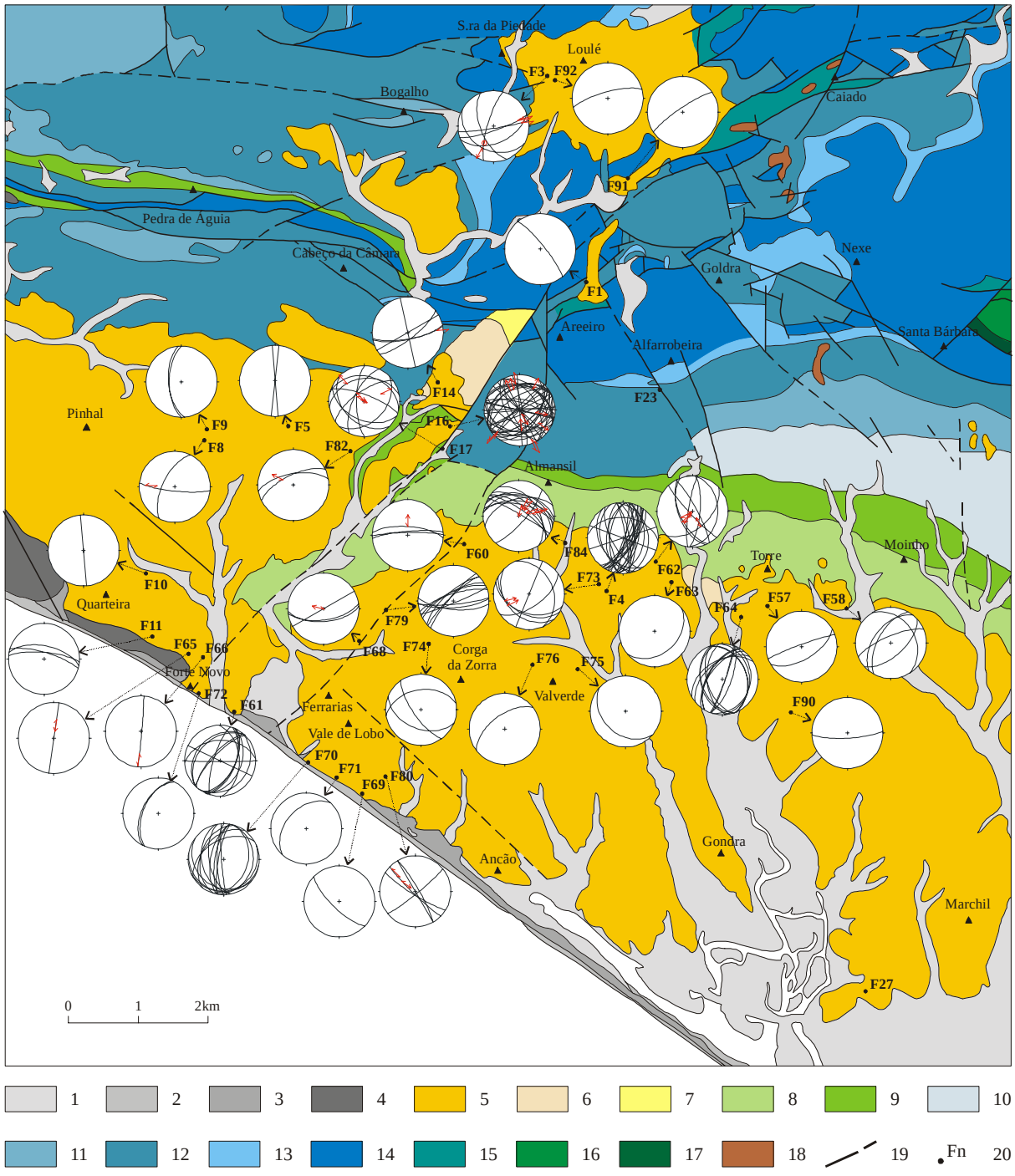


Fig. 4.93 - Mapa geológico esquemático da região a E de Quarteira e S de Loulé (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Oriental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões e sapais; 2, areias de praia; 3, areias de duna; 4, cascalheiras e terraços; 5, Areias de Faro-Quarteira; 6 e 7, Miocénico; 8 e 9, Cretácico; 10 a 17, Jurássico; 18, filão; 19, falha e falha provável; 20, n.º da estação estudada (Folha 53 - A Faro).

essencialmente por blocos e calhaus de calcário, sub-angulosos a angulosos, com matriz argilosa de cor castanha (Quaternário ?), afectado por uma falha de orientação (N56ºE, 80ºN), que fractura um bloco, com deslocamento horizontal esquerdo de 2 cm;

- em Areeiro, na Via do Infante (F1, Fig. 4.93) (Folha 53 - A Faro), onde se identificou, nas Areias de Faro-Quarteira, uma falha de atitude (N32ºW,80ºE) com estrias a inclinar 40ºS (mais importantes) e 10ºN, e uma fractura de orientação (N73ºE, 88ºN).

- sector entre o vértice geodésico de Areeiro e Quarteira, constituído por dois ramos de direcção NE-SW, que se juntam na zona do vértice geodésico de Areeiro, a N, e provavelmente no mar, a S de Quarteira. Por uma questão metodológica subdividimos a área de influência do acidente tectónico em diversas zonas, nomeadamente: zona de Almansil, zona de Morgadinho, zona de Quarteira, zona de Ferrarias e zona de Vale de Lobo.

Segundo Manuppella (*in* MANUPPELLA *et al.*, 1987b) a falha do Carcavai-Vale de Rãs comporta-se como desligamento direito, constituindo provavelmente um dos fechos do diapiro de Loulé na área da Goncinha. "Este acidente faz parte de um conjunto de fracturas cuja orientação aproximada é de N60ºE e que se distribuem ao longo de um alinhamento Quarteira-Forrobo, a norte de S. Brás de Alportel, de fracturação paralela ao grande filão alentejano" (*op. cit.*).

Ao longo da zona de falha existem diversas manifestações de actividade neotectónica que afectam a cobertura sedimentar plio-quaternária. Esta actividade é traduzida, quer por deformação frágil, materializada pela existência de fracturas (falhas e diaclases) de direcções diversificadas (Fig. 4.94), quer por efeitos de liquefacção, evidenciada pela presença de filões detríticos finos (silte e/ou argila) injectados em areias (DIAS e CABRAL, 2000).

Na área de Ferrarias, o acidente tectónico manifesta-se por uma faixa de deformação em areias plio-quaternárias expressa pela ocorrência de injecções de silte e argila intensamente deformados.

Na zona exterior ao traçado da falha do Carcavai, quer a W, quer a E, existem também algumas evidências de actividade neotectónica, provavelmente estruturas secundárias resultantes da movimentação deste acidente.

As falhas apresentam alguma dispersão na direcção, embora se identifiquem três orientações preferencias próximas de N-S, NE-SW e E-W (Fig. 4.95 B). Apresentam um comportamento complexo, com todos os tipos de geometria (Fig. 4.95 A), embora predominem as falhas com geometria inversa.

As fracturas que não apresentam evidências de movimento a olho nu têm uma direcção dispersa

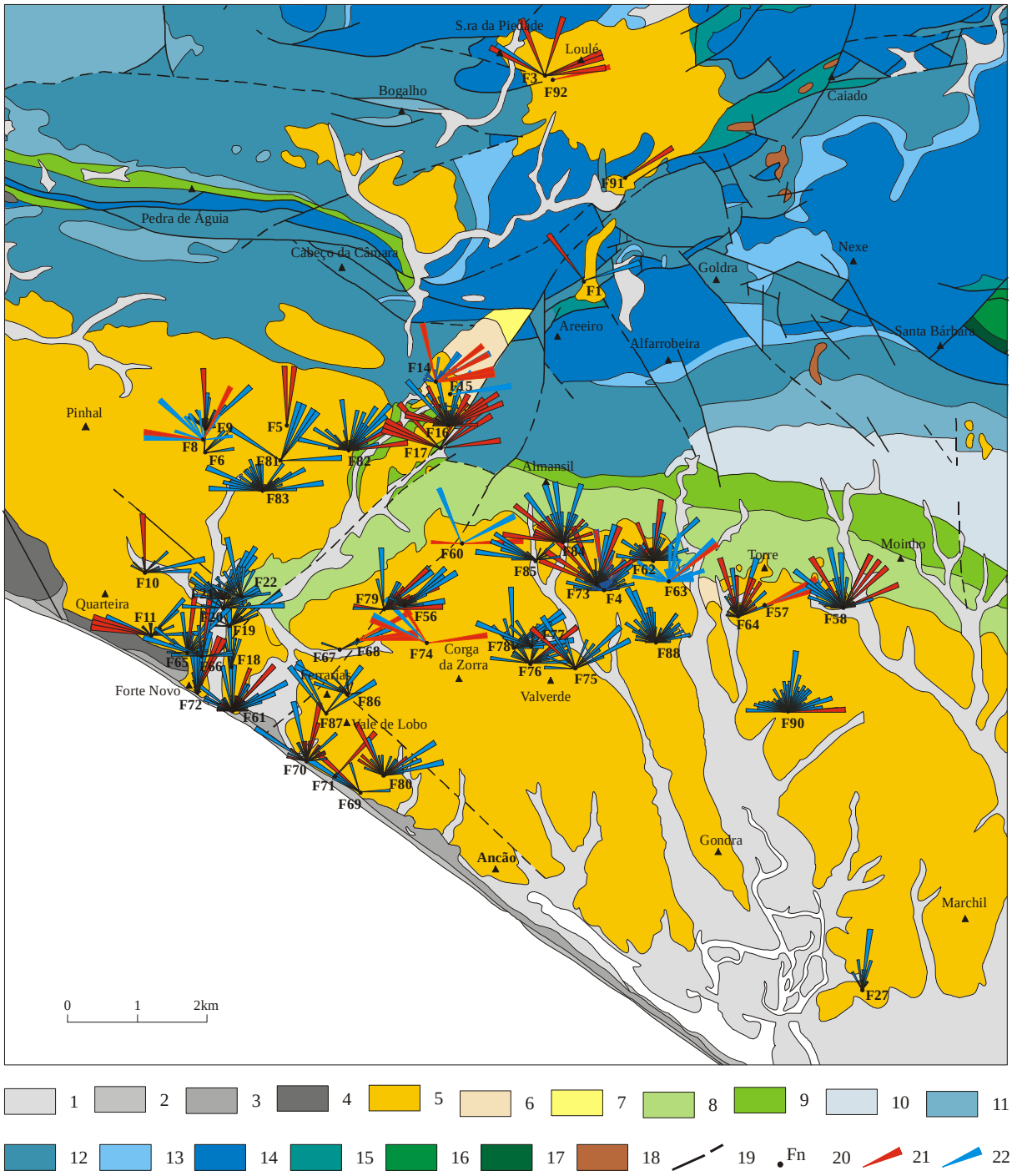


Fig. 4.94 - Mapa geológico esquemático da região a E de Quarteira e S de Loulé (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Oriental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas onde se observaram fracturas (falhas e diaclases), e respectivas rosas de frequência, com intervalos de 5º. 1, aluviões e sapais; 2, areias de praia; 3, areias de duna; 4, cascalheiras e terraços; 5, Areias de Faro-Quarteira; 6 e 7, Miocénico; 8 e 9, Cretácico; 10 a 17, Jurássico; 18, filão; 19, falha e falha provável; 20, n.º da estação estudada (Folha 53 - A Faro); 21, falhas; 22, fracturas (diaclases e/ou fracturas sem movimentação cisalhante reconhecida a olho nu).

distribuindo-se praticamente por todos os quadrantes, podendo-se definir dois conjuntos de direcção NNW-SSE a N-S e NE-SW a ENE-WSW (Fig. 4.95 C, D). Estas estão de um modo geral materializadas por planos de endurecimento, por vezes lixiviados. Algumas das fracturas estão associadas a faixas de deformação com preenchimento de silte e/ou argila deformada, de espessura variável, desde 0,5 cm a 15 cm, e comprimento visível da ordem do metro.

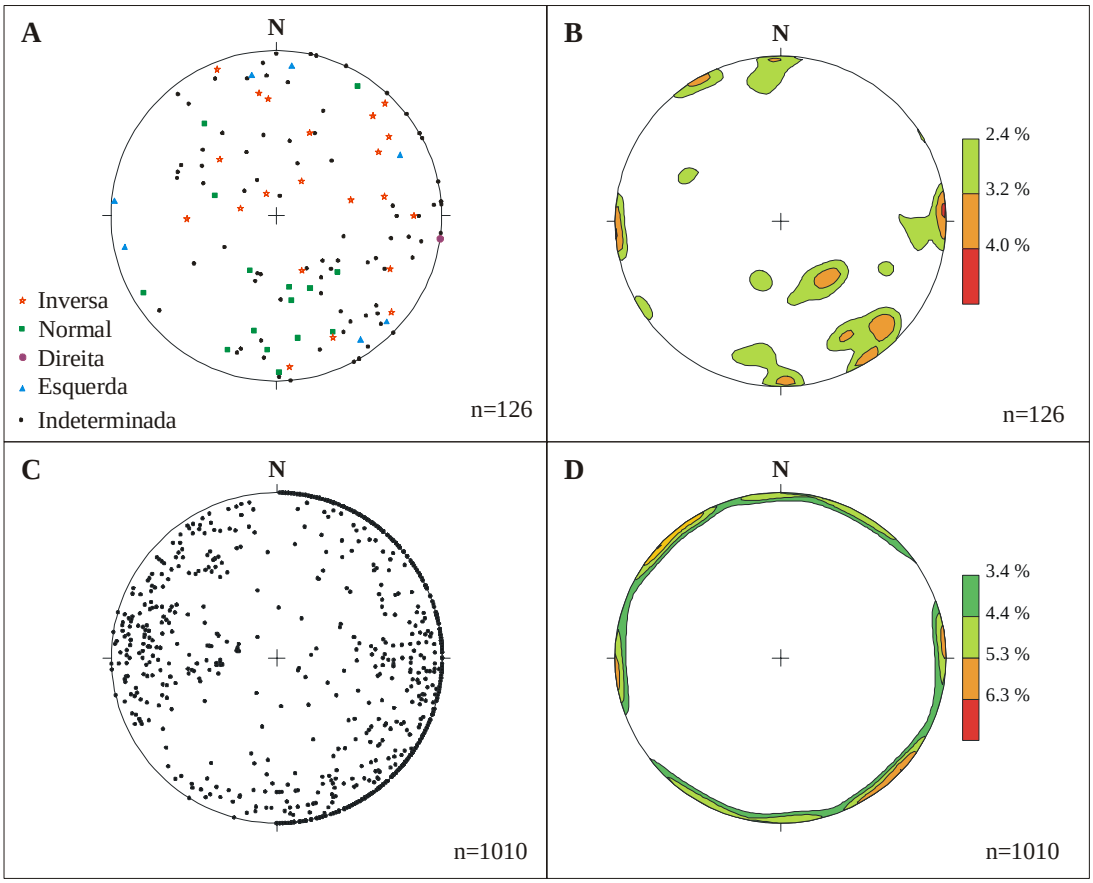


Fig. 4.95 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona da falha do Carcavai (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; B - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; C - projecção estereográfica dos pólos das fracturas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas.

4.4.4.1.1. Zona de Almansil

Em Almansil, na zona de passagem da falha do Carcavai (estações F14, F15, F16 e F17) (Fig. 4.94 e 3.12), as Areias de Faro-Quarteira apresentam uma deformação intensa, evidenciada pela presença de falhas e diaclases.

As falhas têm uma direcção dispersa, embora se identifiquem três agrupamentos de direcção NE-SW a ENE-WSW, E-W a WNW-ESE e NNW-SSE (Fig. 4.96 A, B, C). Apresentam uma geometria e

cinemática complexa, com a presença de planos de movimento paralelos e cinemática diferente (Fig. 4.96 A, B), sugerindo várias reactivações do acidente, com variação do campo da tensão.

As fracturas, que não têm movimento aparente, variam de direcção NNW-SSE a E-W (Fig. 4.96 D).

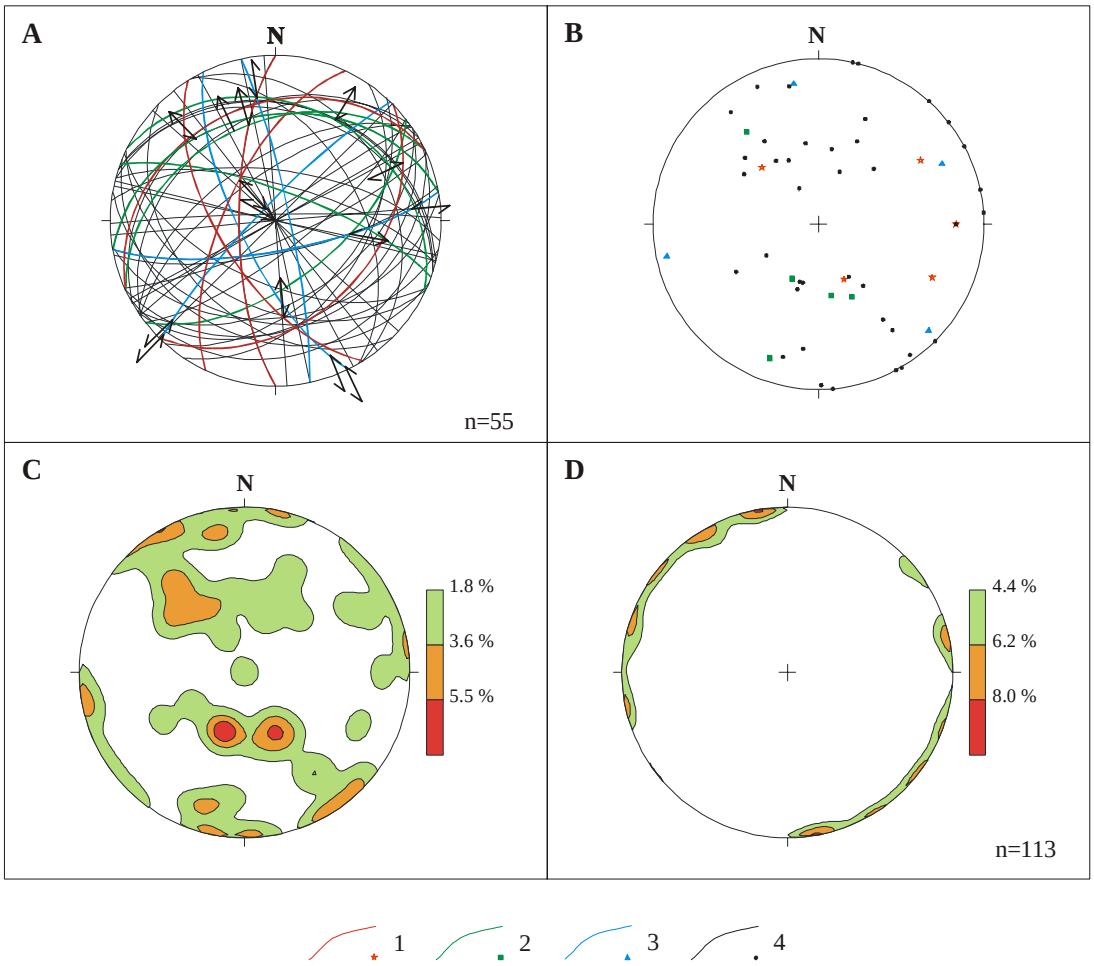


Fig. 4.96 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona de Almansil (falha do Carcavai) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha, estrias e respectiva cinemática; B - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; 1, falha inversa; 2, falha normal; 3, desligamento esquerdo; 4, falha com movimento indeterminado.

4.4.4.1.2. Zona do Morgadinho

Na zona do Morgadinho, localizada a N de Quarteira, a E da falha de S. Marcos-Quarteira e a W da falha do Carcavai (estações F5, F9, F8, F6, F81, F82, F83) (Fig. 4.94), existem algumas evidências de actividade neotectónica, testemunhada por fracturas (falhas e diaclases) que afectam as Areias de Faro-Quarteira.

As falhas têm direcção N-S a NNE-SSW e ENE-WSW a E-W (Fig. 4.97 C), existindo, na estação

F82, duas falhas com geometria normal de atitude (N64ºE, 67ºN) (separação segundo a inclinação de 7 cm) e (N76ºE, 60ºN) (separação vertical de 7 cm), e uma , na estação F8, de orientação (N84ºW, 80ºS), com estrias a inclinar 18ºW que indica movimento de desligamento esquerdo (Fig. 4.97 A, B). Na estação F5 observou-se uma falha (?) que aparentemente desloca um nível de calhaus com abatimento do lado W, de atitude (N5ºW, 90º), com separação vertical de 8 cm. Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico de desligamento esquerdo, com a compressão mínima (σ_3) de direcção próxima de NW-SE e a compressão máxima (σ_1) de direcção NE-SW semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical.

As fracturas sem movimento cisalhante aparente têm uma direcção bastante diversificada, distribuindo-se por todos os quadrantes, embora se identifiquem dois agrupamentos máximos de direcção E-W a NW-SE e NE-SW (Fig. 4.97 D). Por vezes, as próprias fracturas, com comprimento visível da ordem do metro, têm direcção variável, como por exemplo na estação F83 onde foram identificadas fracturas cuja

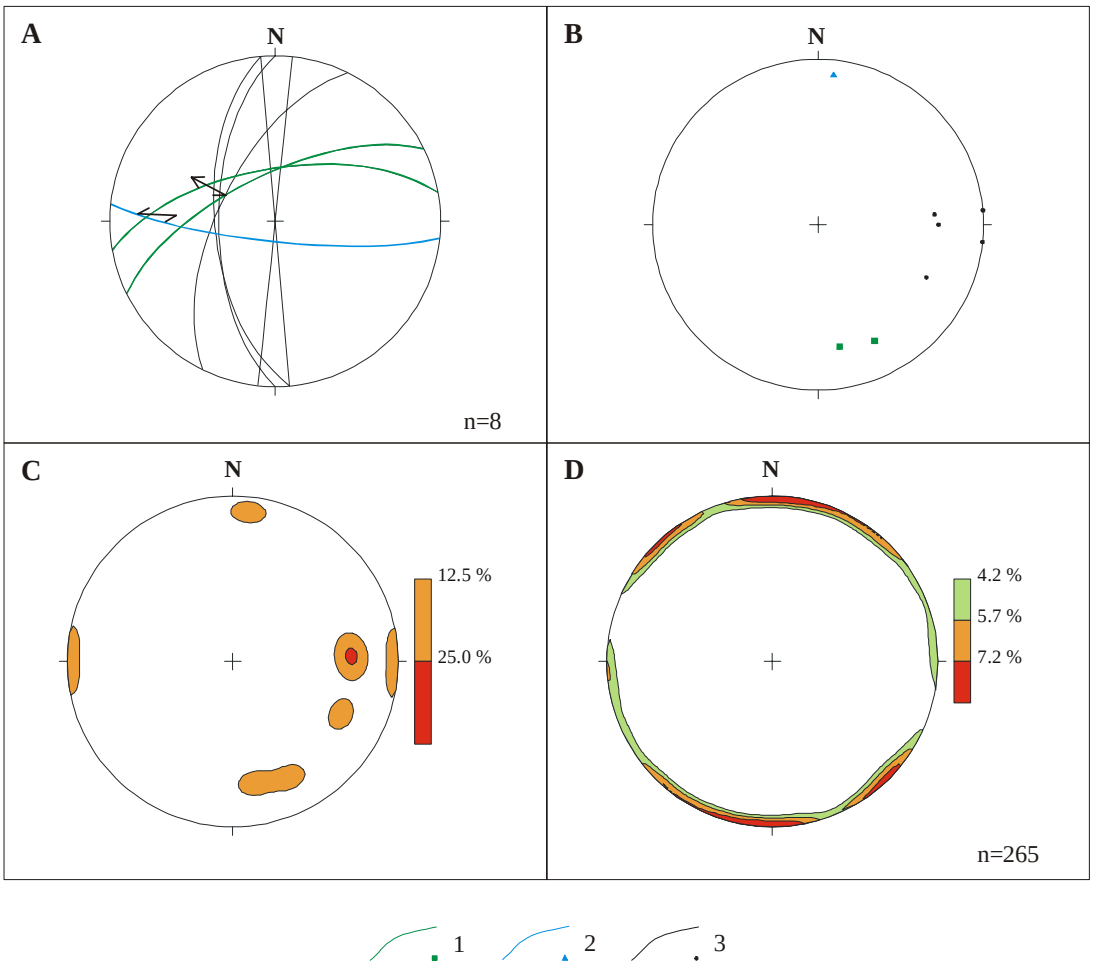


Fig. 4.97 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona do Morgadinho (falha do Carcavai) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha, estrias e respectiva cinemática; B - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; 1, falha normal; 2, desligamento esquerdo; 3, falha com movimento indeterminado.

atitude varia sucessivamente entre os seguintes valores:

- (N1ºE, 89ºE), (N22ºW, 81ºE), (N2ºW, 90º) e (N25ºW, 90º), numa extensão de 8 m, com um preenchimento de aproximadamente 5cm de argila deformada;
- (N71ºW, 90º), (N50ºW, 90º), (N78ºW, 90º), (N25ºW, 90º) e (N44ºW, 90º), numa extensão de 4 m;

Nesta área, existem ainda numerosas fracturas com preenchimento de argila, por vezes deformada (filões detríticos ?), que variam de 1 cm a 15 cm de espessura, cujas direcções são bastante dispersas, embora se identifiquem dois agrupamentos de direcção NNW-SSE e NE-SW (Fig. 4.98).

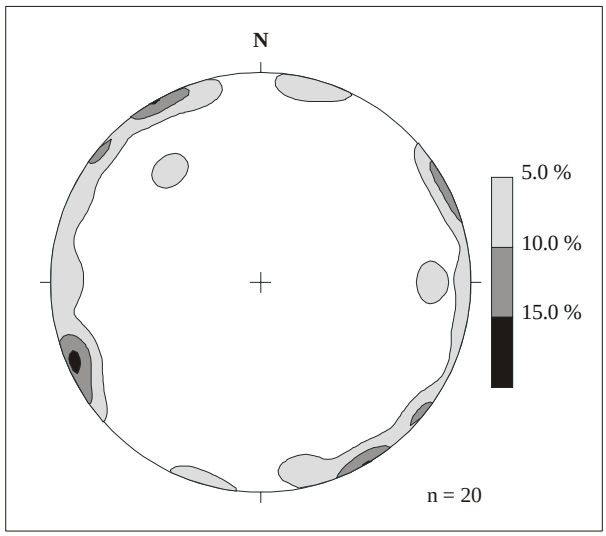


Fig. 4.98 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona do Morgadinho (F81, F82, F83, Fig. 4.94) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

4.4.4.1.3. Zona de Ferrarias

A área de Ferrarias está localizada na zona de passagem do ramo mais oriental da falha do Carcavai (F60, F 56, F79, F67, F74) (Fig. 4.94) que está de um modo geral materializado por uma faixa de deformação nas Areias de Faro-Quarteira expressa pela ocorrência de injecções de silte e argila intensamente deformados.

As falhas têm uma direcção que, de modo geral, varia de NE-SW a E-W e apresentam uma cinemática predominantemente inversa (Fig. 4.99 A, B). Contudo existem algumas fracturas com geometria de falha normal, embora de origem duvidosa. As falhas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, foram identificadas:

- em corte da estrada Escanxinhas-Figueiral-Almansil, 300 m a W de Figueiral (F60, Fig. 4.93), onde se observa uma fractura de atitude (N85ºE, 81ºN) com preenchimento argiloso de 7 cm, que aparentemente desloca um nível grosseiro com separação vertical inversa de 30 cm, e outra fractura, 7 m a SW, de orientação (N89ºE, 84ºN), que também desloca aparentemente um nível grosseiro, com separação vertical normal de 80 cm. Na zona de fractura mediu-se um plano de movimento de orientação (N86ºW, 70ºN) e estrias com direcção N1ºW. Embora a segunda fractura tenha uma geometria de falha normal, esta deve-se possivelmente a um encurvamento do plano ao aproximar-se da superfície topográfica. Neste caso, as estruturas são compatíveis com um regime tectónico compressivo com a compressão máxima (σ_1) de direcção N-S. Existem ainda

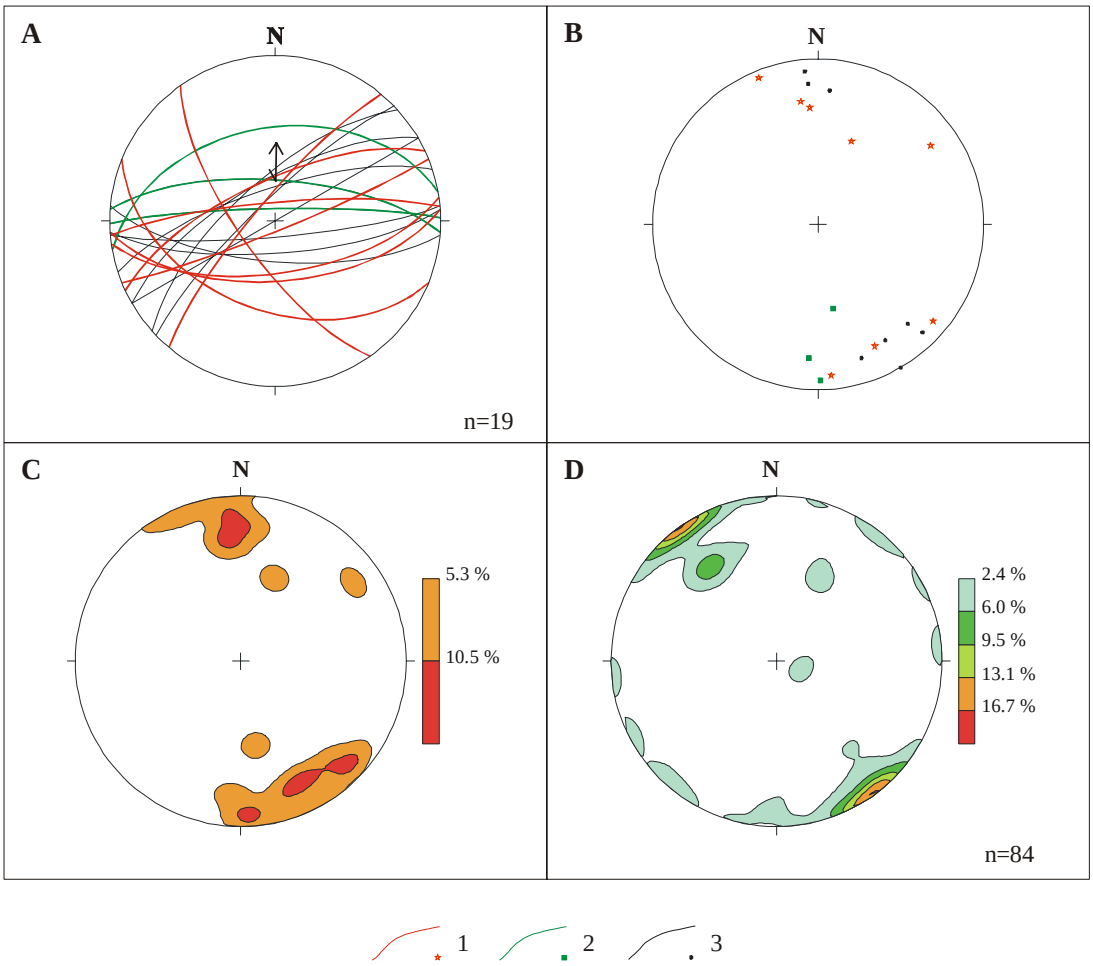


Fig. 4.99 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona de Ferrarias (falha do Carcavai) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha, estrias e respectiva cinemática; B - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; 1, falha inversa; 2, falha normal; 3, falha com movimento indeterminado.

fracturas, sem movimento aparente, de atitudes (N64ºE, 90º) e (N25ºW, 84ºN) com preenchimento de argila de 2 cm espessura;

- em Ferrarias, no caminho de Ferrarias para o vértice geodésico de Ferrarias, 1,4 km a ENE deste vértice (F79, Fig. 4.93), onde se observam filões detríticos a cortar as Areias de Faro-Quarteira, associados a uma superfície de falha com cinemática inversa, com orientações respectivamente de (N68ºE, 85ºS) e espessura de 40 cm (Foto 4.50), (N40ºE, 80ºN) e espessura de 20 cm e (N65ºE, 70ºN) e espessura de 30 cm. Os filões apresentam uma alternância de faixas argilosas e areníticas incluindo material do encaixante. Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção NNW-SSE. Existem ainda fracturas sem movimento aparente, de direcção semelhante, com preenchimento argiloso de 1 cm a 10 cm;

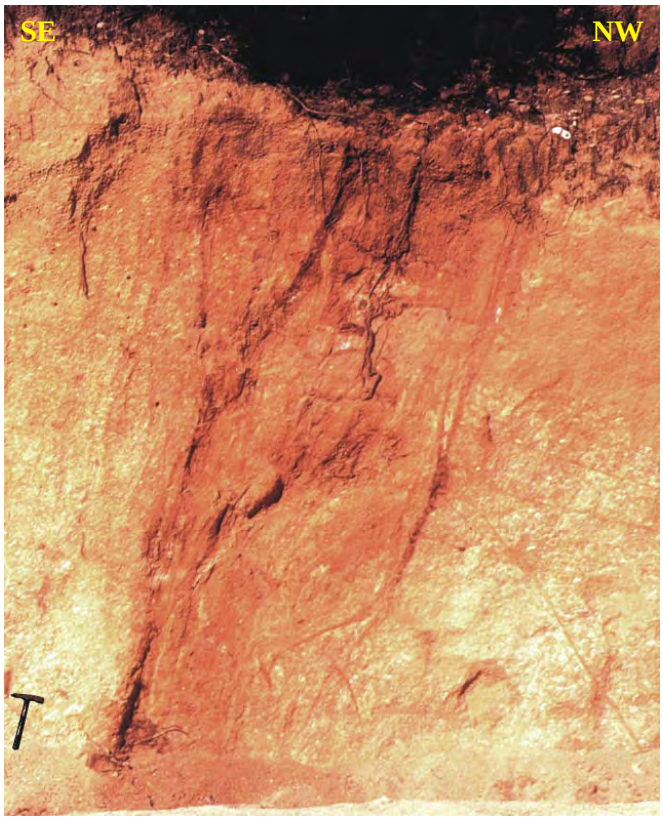


Foto 4.50 - Filão detrítico a cortar as Areias de Faro-Quarteira, 1,4 km a ENE do vértice geodésico de Ferrarias, no caminho de Ferrarias para o vértice (F79, Fig. 4.93). O filão, com 40 cm de espessura, é constituído por uma alternância de faixas argilosas e areníticas incluindo material do encaixante. Tem orientação de (N68ºE, 85ºS) e cinemática inversa.

- no caminho de Ferrarias para o vértice geodésico de Ferrarias, 850 m a NE deste vértice (F68, Fig. 4.93), onde existem falhas de orientação (N82ºE, 64ºS), com separação vertical inversa de 15cm, e (N86ºE, 60ºS), com separação vertical inversa de 9 cm (Foto 4.51). Existe também um filão detrítico, de atitude (N60ºE, 90º), com preenchimento de argila intercalada com arenito numa faixa de deformação de 66 cm de espessura (Foto 4.52);
- na estrada Ferrarias-Vale do Lobo, 700 m a NW do vértice geodésico de Corgo da Zorra (F74, Fig. 4.93), já fora do traçado do acidente, observaram-se duas falhas com geometria inversa de atitude, (N35ºW, 72ºW) e separação vertical inversa de 13 cm, e (N68ºW, 45ºSW) com separação vertical inversa de 3 cm, e uma falha com geometria normal de orientação (N80ºE, 43ºN) e separação vertical normal de 10 cm. As estruturas são compatíveis com um campo de tensão com a compressão máxima (σ_1) de direcção NE-SW e compressão mínima (σ_3) de direcção NW-SE.

Embora as fracturas sem movimento aparente apresentem alguma dispersão na direcção, grande parte destas definem um conjunto de direcção NE-SW a ENE-WSW (Fig. 4.99 D).

Além das referências, já efectuadas, às fracturas com preenchimento argiloso nas estações anteriores, também existem noutras áreas desta zona, nomeadamente:

- em Ferrarias, no caminho junto ao restaurante ERMITAGE, 500 m a W de Lagoa (F56, Fig.



Foto 4.51 - Falhas inversas em depósitos plio-quaternários, 850 m a NE do vértice geodésico de Ferrarias, no caminho de Ferrarias para o vértice (F68, Fig. 4.93). a, plano de orientação (N82ºE, 64ºS) e separação vertical inversa de 15 cm; b, plano de orientação (N86ºE, 60ºS) com separação vertical inversa de 9 cm. As linhas a tracejado indicam a separação entre um arenito fino e um depósito grosseiro constituído por calhaus de quartzo rolados e matriz arenosa.



Foto 4.52 - Filão detrítico com preenchimento de argila intercalada com arenito, numa faixa de deformação de 66 cm de espessura, que corta as Areias de Faro-Quarteira, 850 m a NE do vértice geodésico de Ferrarias, no caminho de Ferrarias para o vértice (F68, Fig. 4.93). O filão tem atitude (N60ºE, 90º).

4.94), onde se observam, em Areias de Faro-Quarteira, fracturas de direcção NE-SW a ENE-WSW (dominante) e NW-SE. Algumas destas fracturas estão associadas a faixas de deformação, têm preenchimento de material fino (argila e silte) (Foto 4.53), comprimento da ordem do metro e direcção predominante de NE-SW (Fig. 4.100);

- num areeiro, junto ao caminho de Ferrarias para o vértice geodésico de Ferrarias, 600 m a NNE deste vértice (F67, Fig. 4.94), onde se observa uma faixa de material deformado correspondente provavelmente a um filão detrítico, que não desloca aparentemente um nível de referência. Apresenta orientação geral (N65ºE, 90º) (Foto 4.54) e superfícies com estrias de *pitch* ≈ 90º,



Foto 4.53 - Faixa de deformação em filão detrítico de material fino a cortar as Areias de Faro-Quarteira em Ferrarias, no caminho junto ao restaurante ERMITAGE (F56, Fig. 4.94). O filão, de orientação (N60ºE, 60ºS), tem uma espessura máxima de ≈ 45cm e média de ≈ 10 cm, e uma extensão visível de ≈ 10 m.

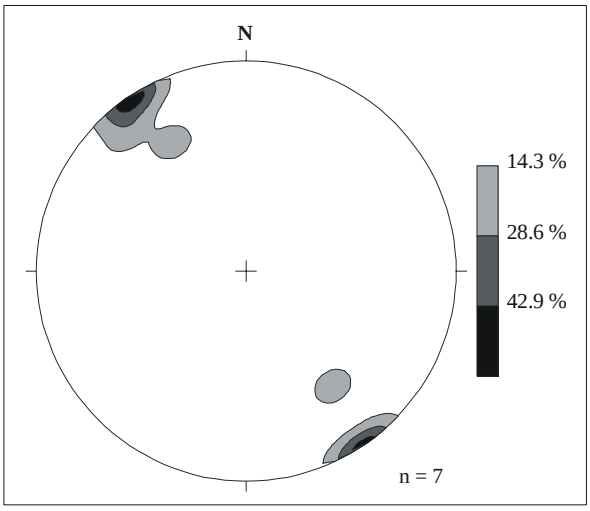


Fig. 4.100 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, em Ferrarias, no caminho junto ao restaurante ERMITAGE (F56, Fig. 4.94) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

constituída por diversos planos paralelos, com uma espessura de 80 cm na base e 15 cm no topo. Existem ainda outras fracturas associadas a faixas de deformação, mas com uma espessura inferior, nomeadamente fracturas com atitudes (N60ºE, 90º), (N68ºE, 90º) e (N75ºW, 90º) e espessuras de aproximadamente 10 cm, 3 cm e 15 cm respectivamente.

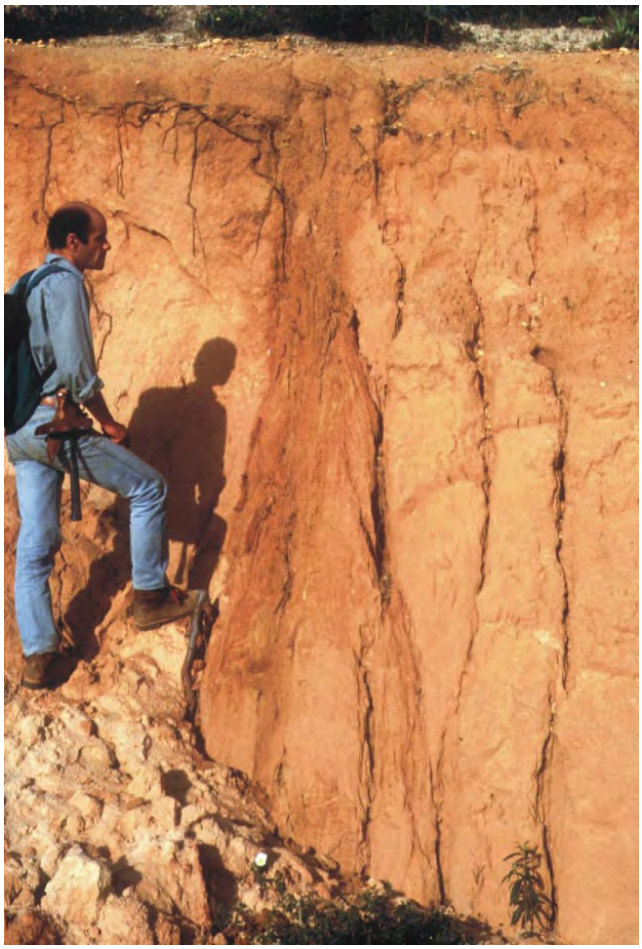


Foto 4.54 - Faixa de deformação em filão detrítico constituída por diversos planos paralelos em material fino e areia, com uma espessura de 80 cm na base e 15 cm no topo, que corta as Areias de Faro-Quarteira, num areeiro, 600 m a NNE deste vértice (F67, Fig. 4.94). A faixa de deformação não desloca aparentemente um nível de referência, tem orientação de (N65ºE, 90º) e estrias com um *pitch* de 90º.

4.4.4.1.4. Zona de Quarteira

A zona de Quarteira está localizada junto à área de convergência de dois acidentes regionais importantes, a falha de S. Marcos-Quarteira (anteriormente descrita) e a falha do Carcavai, que apresentam evidências de actividade neotectónica importante (F10, F11, F21, F22, F20, F19, F18, F65, F66, F72, F61) (Fig. 4.93). Esta actividade é traduzida por fracturas (falhas e diaclases) de direcções muito diversificadas (Fig. 4.94).

As falhas têm direcção N-S a NE-SW e WNW-ESE a E-W, evidenciam uma deformação complexa, com todos os tipos de cinemática representados (Fig. 4.101 A, B, C), sugerindo mais do que um episódio de reactivação nas falhas de Carcavai e de S. Marcos-Quarteira em regime tectónico de desligamento, com a compressão máxima (σ_1) de direcção N-S e E-W.

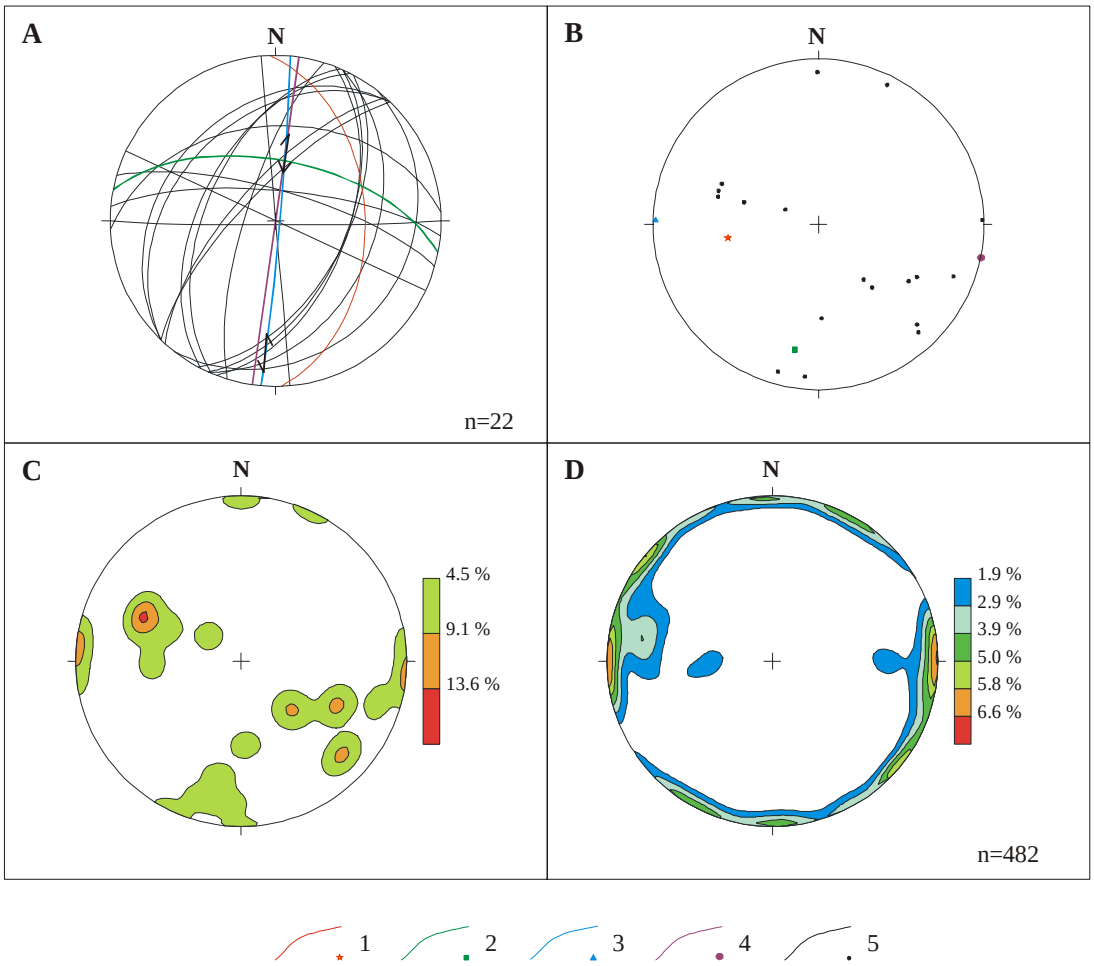


Fig. 4.101 - Representação gráfica das fracturas e planos de falha medidos em depósitos plio-quaternários, na zona de Quarteira (falha do Carcavai) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha, estrias e respectiva cinemática; B - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; 1, falha inversa; 2, falha normal; 3, desligamento esquerdo; 4, desligamento direito; 5, falha com movimento indeterminado.

Na arriba da praia do Trafal (F61, Fig. 4.93), na zona de passagem do ramo oriental da falha do Carcavai, observa-se uma fracturação intensa, donde sobressai um conjunto de falhas de direcção NNE-SSW a NE-SW, concentradas numa zona da arriba de aproximadamente 50 m de espessura. Devido à ausência de níveis de referência apenas se determinou a cinemática de um plano com orientação de (N2ºW, 45ºE) e separação vertical inversa de 6 cm. Observou-se ainda uma fractura de atitude (N65ºW, 90º) com estrias a inclinar 25ºW, com um comprimento visível de 10 m. As fracturas, sem movimento reconhecível, têm direcção dispersa, embora se identifiquem três agrupamentos de direcção N-S, NE-SW (dominante) e NW-SE (menos representativo) (Fig. 4.102). Esta fracturação, muito localizada, pode ser indirectamente responsável pelo recuo anormal da arriba nesta área da costa algarvia.

Na arriba da praia do Forte Novo (F72, Fig. 4.93), na zona de passagem do ramo ocidental da falha

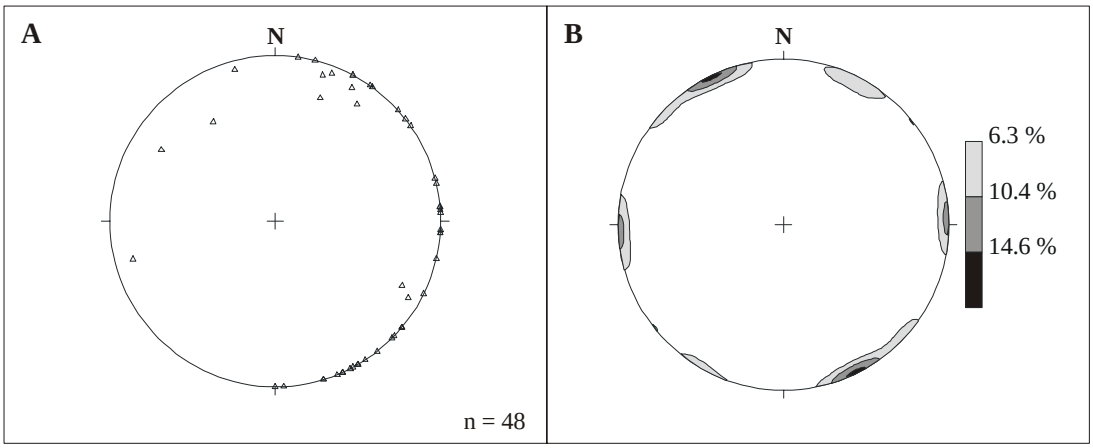


Fig. 4.102 - Representação gráfica das fracturas medidas em Areias de Faro-Quarteira, na arriba da praia do Trafal (F61, Fig. 4.93) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das fracturas; B - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas.

do Carcavai, as Areias de Faro-Quarteira apresentam uma fracturação intensa mas, devido à ausência de níveis de referência, apenas se identificaram duas falhas de orientação (N23ºE, 52ºW) e (N23ºE, 55ºW) de cinemática desconhecida. As fracturas têm direcção NNW-SSE a NNE- SSW com inclinação, quer para N, quer para S (Fig. 4.103), e por vezes apresentam preenchimento argiloso, mas com espessura inferior a 2 cm. Algumas das fracturas têm comprimento visível da ordem do metro.

Na zona de Quarteira, as fracturas, sem movimento aparente, têm uma direcção muito diversificada, embora se identifiquem concentrações máximas em torno das direcções N-S (dominante) e NE-SW (Fig. 4.101 D).

Algumas das fracturas apresentam preenchimento de silte e/ou argila, cuja espessura varia entre 0,1 cm e 10 cm, por vezes com mistura de silte e areia, e comprimento visível da ordem do metro, nomeadamente

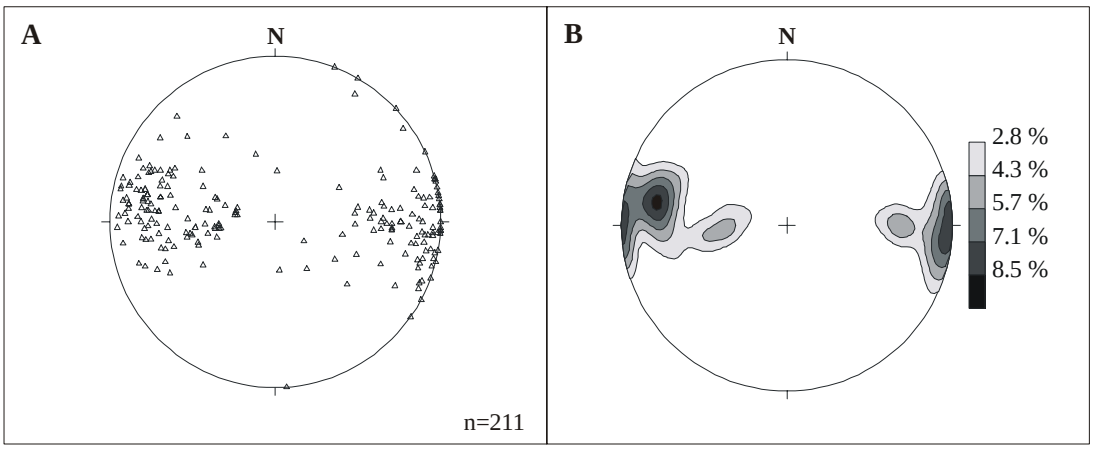


Fig. 4.103 - Representação gráfica das fracturas medidas, na arriba da praia do Forte Novo (F72, Fig. 4.93) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das fracturas; B - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas.

nas estações F20 (cruzamento para a praia do Almargem), F11 (Quarteira, 250 m a SSE do vértice geodésico de Quarteira), F72 (Quarteira, na praia do Forte Novo) e F61 (arriba da praia do Trafal) (Fig. 4.94). Embora a direcção destas fracturas com preenchimento seja um pouco dispersa, existem duas orientações preferenciais, designadamente N-S (predominante) e NNE-SSW a NE-SW (Fig. 4.104).

Na área de Quarteira, a espessura dos preenchimentos de depósitos finos (silte e argila) (filões detríticos), é inferior à que apresentam noutras áreas da zona de falha de Carcavai (zonas de Ferrarias e Morgadinho).

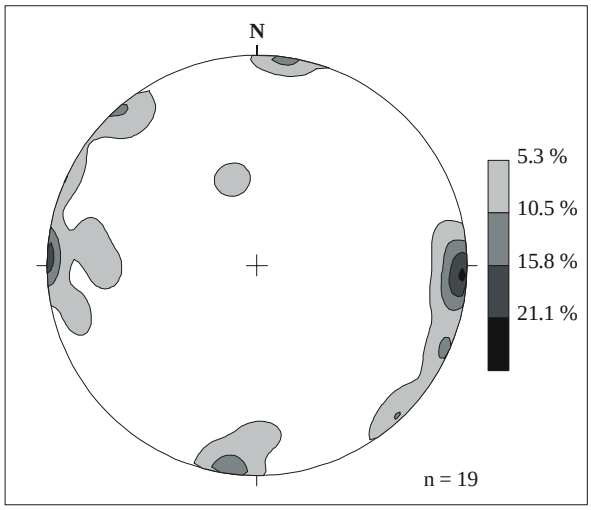


Fig. 4.104 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona de Quarteira (F20, F11, F72, F61, Fig. 4.94) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

4.4.4.1.5. Zona de Vale de Lobo

Na zona de Vale de Lobo, localizada a E da Quarteira e da falha de Carcavai (estações F86, F87, F70, F71, F69, F80) (Fig. 4. 93 e 4.94), existem evidências de actividade neotectónica, expressa por fracturas (falhas e diaclases) que afectam as Areias de Faro-Quarteira.

As falhas têm uma direcção NW-SE, N-S e NE-SW, e uma cinemática variada, embora as falhas com geometria inversa sejam predominantes (Fig. 4.105 A, B, C). As falhas que afectam as Areias de Faro-Quarteira foram identificadas:

- na estrada Garrão-Vale do Lobo, 1900 m SSW do vértice geodésico Corgo da Zorra (F80, Fig. 4.93), onde se observou um espelho de falha de orientação (N46ºW, 84ºW), com estrias a inclinar 8ºW e 50ºW, com separação inversa vertical de 30 cm. A cortar este plano existem falhas de atitudes (N30ºW, 90º) e (N58ºW, 82ºE), com separação vertical normal de 6 cm e 35 cm respectivamente. Observou-se ainda um plano de atitude (N51ºE, 84ºSE) com estrias a inclinar 14ºS (mais importantes) e 46ºN cortadas pelas anteriores;
- na arriba, a W de Vale de Lobo (F70, Fig. 4.93), onde se identificou uma estrutura arqueada de orientação (N12ºE, 18ºE) que roda para (N66ºE, 12ºS) e por sua vez roda para (N54ºW, 12ºS) com separação inversa segundo a inclinação de 3 cm. Desloca uma falha de atitude (N10ºW, 56ºW) com separação vertical inversa de 8 mm. Existem ainda duas falhas de orientação (N12ºW, 38ºW),

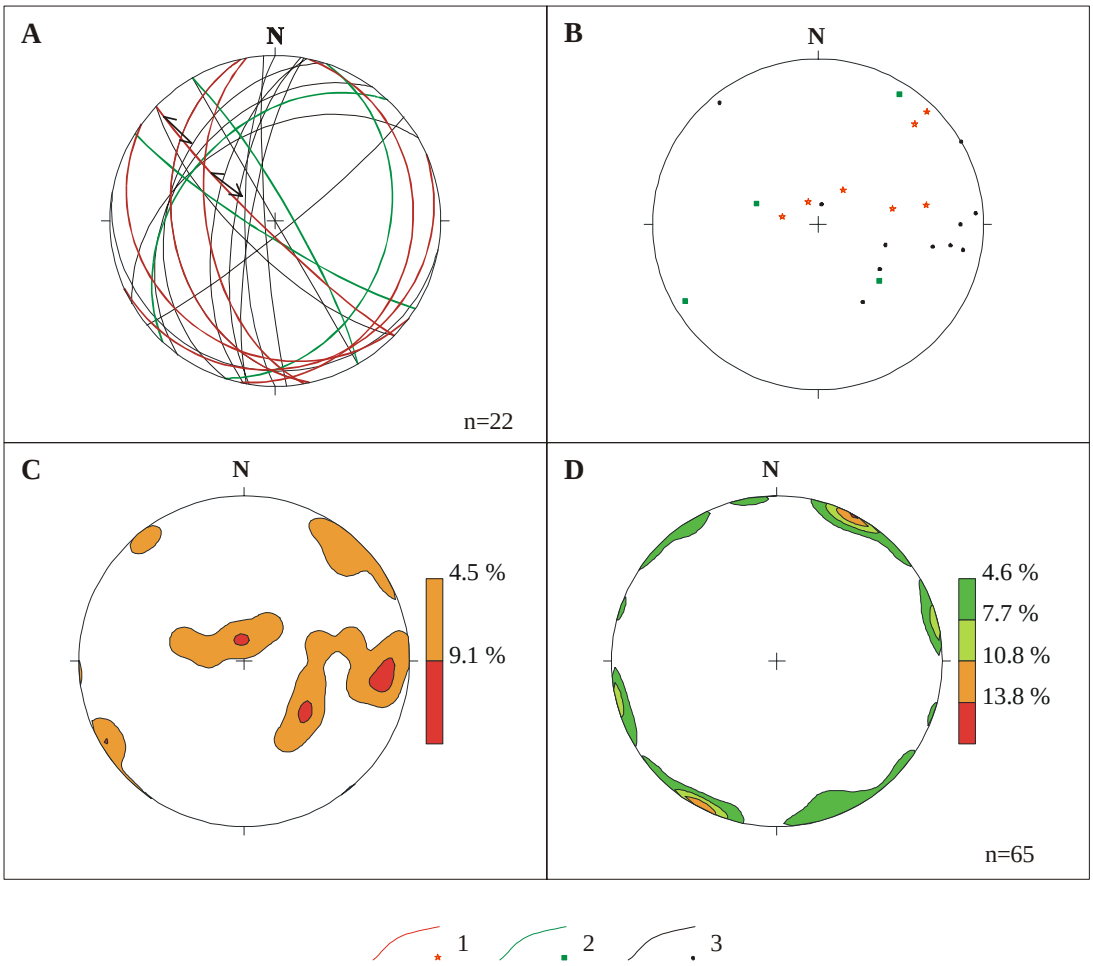


Fig. 4.105 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos, em depósitos plio-quaternários, na zona de Vale de Lobo (falha do Carcavai) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha, estrias e respectiva cinemática; B - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; 1, falha inversa; 2, falha normal; 3, falha com movimento indeterminado.

com separação vertical inversa de 2,5 cm, e uma falha (N18ºE, 32ºE) com separação vertical normal de 3 cm. A disposição e geometria das estruturas presentes sugerem que estas sejam de origem cársica;

- na arriba, 300 m a ESE do Corte do Pito (F71, Fig. 4.93), existe uma falha de orientação (N43ºE, 42ºW) e separação vertical normal de 1 cm;
- na arriba, 750 m a SE de Corte do Pito (F69, Fig. 4.93), observou-se uma fractura de atitude (N46ºW, 73ºS), com separação vertical inversa de 90 cm.

Como se pode constatar, as falhas desta zona são por vezes duvidosas, a sua disposição e cinemática são complexas, sugerindo que estas estruturas em grande parte são de origem cársica. Contudo, as estruturas

são compatíveis com um regime tectónico de desligamento, com a compressão máxima (σ_1) a variar de NNW-SSE a NE-SW.

As fracturas sem movimento aparente têm uma grande dispersão na direcção, embora se identifiquem dois agrupamentos de direcção NW-SE (dominante) e NNW-SSE (Fig. 4.105 D). Algumas das fracturas apresentam preenchimento argiloso, cuja espessura varia entre 0,5 cm e 8 cm, por vezes deformado, e têm um comprimento da ordem do metro, nomeadamente nas estações F86 (Vale de Lobo, 250 m a E do vértice geodésico de Ferrarias), F80 (estrada Garrão-Vale do Lobo, 1900 m a SSW do vértice geodésico Corgo da Zorra) e F69 (arriba, 750 m a SE de Corta do Pito) (Fig. 4.94). Embora exista alguma dispersão na direcção das fracturas com preenchimento, pode definir-se um agrupamento de direcção ENE-WSW (Fig. 4.106).

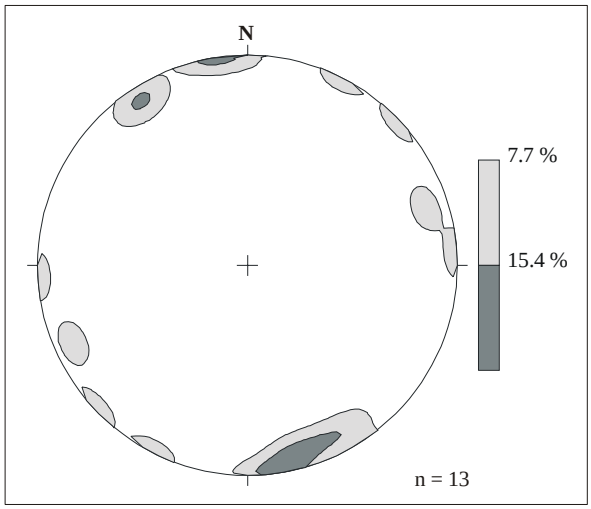


Fig. 4.106 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona de Vale de Lobo (F86, F80, F69, Fig. 4.94) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

Como se verifica, também nesta zona a espessura das fracturas com preenchimento de depósitos finos é menor do que nas zonas do Morgadinho e Ferrarias.

4.4.4.1.6. Síntese

Em síntese podemos concluir que a falha do Carcavai:

- é uma estrutura activa no Quaternário, com movimentação vertical inversa e horizontal esquerda;
- teve provavelmente pelo menos duas reactivações posteriormente à deposição das Areias de Faro-Quarteira;

A presença de filões de depósitos finos a cortar as Areias de Faro-Quarteira, implicam actividade sísmica na área, com sismos de magnitude 5,5 ou superior (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998).

Os filões apresentam, de um modo geral, uma direcção que varia de NE-SW a ENE-WSW, com excepção da zona do Morgadinho onde também existe um agrupamento de direcção NNW-SSE. Se admitirmos que as fracturas com preenchimento são fracturas de abertura, então a compressão máxima (σ_1) teve que variar de NNW-SSE a ENE-WSW, o que é compatível com o campo de tensão deduzido para as estruturas geradas na zona de falha do Carcavai.

4.4.4.2. Falha de Loulé

A falha de Loulé (Fig. 4.128) tem direcção geral E-W, estendendo-se ao longo de cerca de 12 km entre a falha do Carcavai, a E, e, provavelmente, a falha de S. Marcos-Quarteira, a W (DIAS e CABRAL, 1999). É uma estrutura herdada da distensão Mesozóica, que foi submetida a diversos episódios compressivos, em cuja intersecção com a falha do Carcavai se intruiu o diapiro de Loulé (TERRINHA, 1998).

Foi observada à escala mesoscópica apenas em dois cortes localizados na cidade de Loulé, onde afecta sedimentos plio-quaternários constituídos por calhaus e blocos de calcário e dolomito, sub-angulosos, com alternância de níveis argilosos, nomeadamente:

- junto à estrada Loulé-Quarteira, à saída de Loulé (F3, Fig. 4.93) onde se observou um contacto por falha entre um depósito silto-argiloso e sedimentos conglomeráticos plio-quaternários. A superfície de falha tem orientação (N71ºE, 80ºS), com estrias a inclinar 20ºE e 30ºE (Fig. 4.107 A, a), e (N81ºE, 85ºS), com estrias a inclinar 20ºE (Fig. 4.107 A, b), indicando uma componente de movimentação horizontal esquerda e uma ligeira componente de movimentação vertical normal (Fig. 4.107 A, C, Foto 4.55). Existem, ainda, algumas falhas no nível silto-argiloso, de atitudes (N22ºW, 60ºW) (Fig. 4.107 B, c), (N61ºW, 32ºS), com estrias com *pitch* 90º que indicam movimento normal (Fig. 4.107 B, d), (N68ºE, 50ºS) (Fig. 4.107 B, e) e (N14ºE, 76ºW). Os níveis de calhaus apresentam uma inclinação da ordem dos 25 a 40° S. Esta inclinação pode estar também relacionada com a actividade no diapiro de Loulé (TERRINHA, 1998);
- na Rua Humberto Pacheco, 50 m a E do corte anterior (F92, Fig. 4.93), identificou-se uma falha de orientação (N79ºE, 75ºN), produzindo uma separação vertical normal provável de 1,2 m, se admitirmos que há equivalência no depósito de um lado e do outro da falha. Como esta relação não é clara, a separação vertical pode ser superior à altura do talude que tem aproximadamente 2 m de altura (Foto 4.56).

Deste modo, podemos inferir, embora com escasso fundamento de campo, que a falha de Loulé:

- é um acidente com actividade tectónica no Quaternário;
- tem uma componente de movimentação horizontal esquerda e uma componente de movimentação vertical normal;
- esteve sujeita pelo menos a dois regimes tectónicos diferentes, designadamente normal com a compressão mínima (σ_3) de direcção NNW-SSE e a compressão máxima (σ_1) vertical, e de desligamento esquerdo normal com a compressão mínima (σ_3) de direcção NW-SE e a compressão máxima (σ_1) de direcção NE-SW semelhante à compressão intermédia (σ_2) que é vertical.

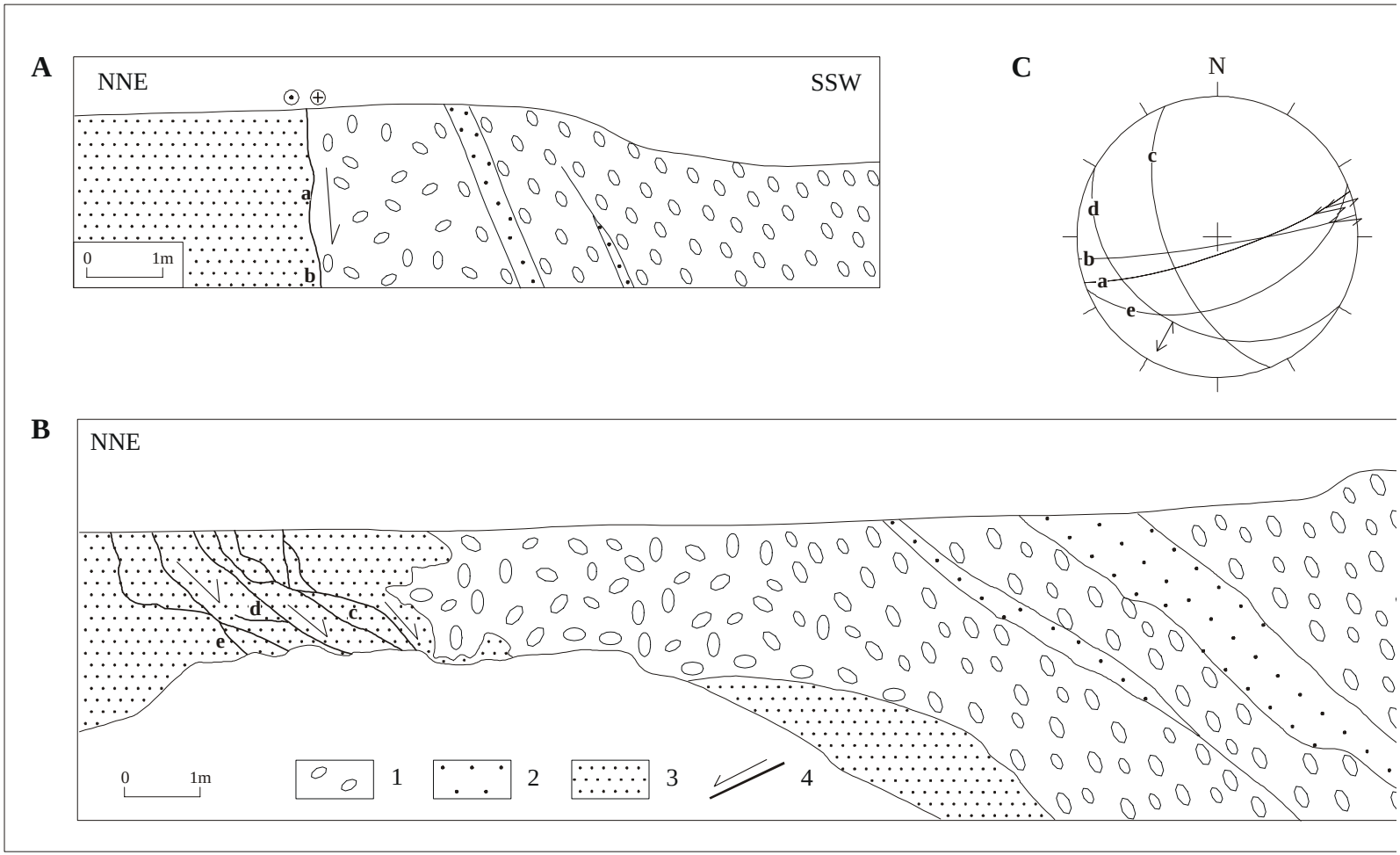


Fig. 4.107 - Falhas em depósitos plio-quaternários, na zona de falha de Loulé, observadas nos taludes de uma escavação para as fundações de um edifício na Rua Serpa Pinto (à saída de Loulé em direcção à Quarteira) (F3, Fig. 4.93). A - corte ocidental; B - corte oriental; C - projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); 1, depósito conglomerático de cor vermelha-acastanhada, heterométrico, constituído por calhaus de quartzo, grauvaque e clastos carbonatados, sub-angulosos (ϕmax ≈ 60 cm), matriz argilosa. A estratificação tem atitude (N66ºE, 31ºS); 2, intercalações de níveis siltíticos com grãos de quartzo e níveis mais grosseiros com seixos de quartzo e clastos carbonatados (fmax ≈ 3 cm); 3, depósito silto-argiloso de cor acastanhada com manchas esbranquiçadas, com clastos carbonatados sub-angulosos, disseminados; 4, falha com sentido de movimento. a, (N71ºE, 80ºS), estrias a inclinar 20ºE e 30ºE; b, (N81ºE, 85ºS), estrias a inclinar 20ºE; c, (N22ºW, 60ºW); d, (N61ºW, 32ºS) estrias com *pitch* 90º que indicam movimento normal; e, (N68ºE, 50ºS).

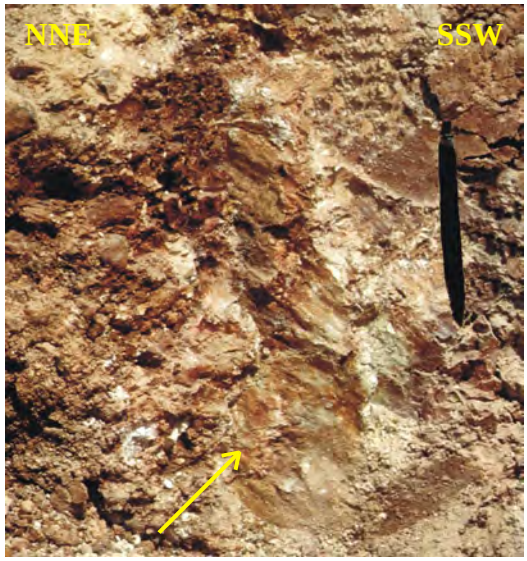


Foto 4.55 - Estrias num plano de falha em depósitos plio-quaternários (falha de Loulé), na fundação de um edifício na Rua Serpa Pinto (saída de Loulé em direcção à Quarteira) (F3, Fig. 4.93). O plano tem atitude (N81ºE, 85ºS), com estrias a inclinar 20ºE (Fig. 4.107, A, b). A seta indica o plano de movimento.



Foto 4.56 - Falha normal em depósitos plio-quaternários, na Rua Humberto Pacheco, 50 m a E do corte anterior (F92, Fig. 4.93). O plano tem orientação (N79ºE, 75ºN).

4.4.4.3. Zona de Areias de Almansil

Na zona de Areias de Almansil (estações F84, F73, F4, F76 e F75 - Fig. 4.93) existem diversos exemplos de actividade neotectónica afectando a Formação do Ludo, evidenciada, quer por deformações frágeis - falhas e diaclases, quer por deformações dúcteis - dobras mesoscópicas, além de filões neptunianos e filões detríticos a cortar os depósitos plio-quaternários, que não estão relacionados com nenhum acidente regional reconhecido à superfície. Contudo, foi identificado nesta zona um acidente em profundidade, com uma separação vertical no Cretácico de aproximadamente 150 m, provavelmente responsável pela deformação observada nos depósitos plio-quaternários, e que designamos por falha de Areias de Almansil

(Fig. 3.12 e 4.128) (BEERS e GEIRNAERT, 1984).

As falhas têm direcções diversificadas, podendo definir-se dois agrupamentos de direcção NNE-SSW (dominante) e NW-SE (Fig. 4.108 A, B, C). Apresentam uma cinemática complexa com evidências de movimentação quer inversa, quer normal, embora as falhas inversas sejam predominantes (Fig. 4.108 A). O exemplo mais interessante é o que se observou num areeiro em Areias de Almansil (estações F73 e F4), onde se identificou um conjunto de falhas predominantemente inversas afectando a Formação do Ludo, para além de uma fracturação intensa e de várias dobras, provavelmente resultantes de afundamento progressivo associado à evolução de um carso subterrâneo.

Na estação F73 mediram-se falhas inversas com as seguintes atitudes: (N55ºE, 60ºS) e separação inversa de 22 cm, (N70ºW, 45ºS), com estrias de orientação (30º, S73ºW) e separação vertical inversa de 5cm que indica uma movimentação horizontal esquerda e vertical inversa, e (N60ºW, 42ºSW) e separação vertical inversa de 10 cm (Foto 4.57). Observou-se ainda uma falha com geometria normal, de orientação

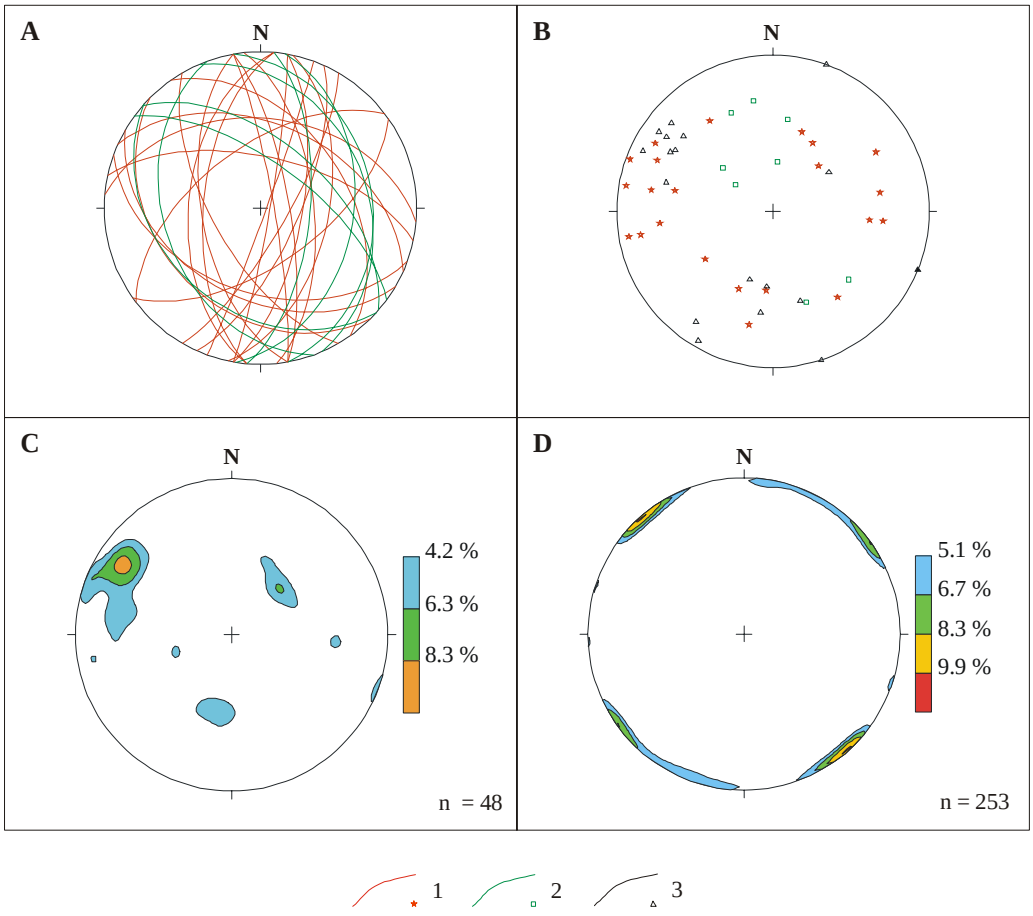


Fig. 4.108 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos, em depósitos plio-quaternários, na zona Areias de Almansil (falha de Areias de Almansil) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha e respectiva cinemática; B - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; 1, falha inversa; 2, falha normal; 3, falha com movimento indeterminado.

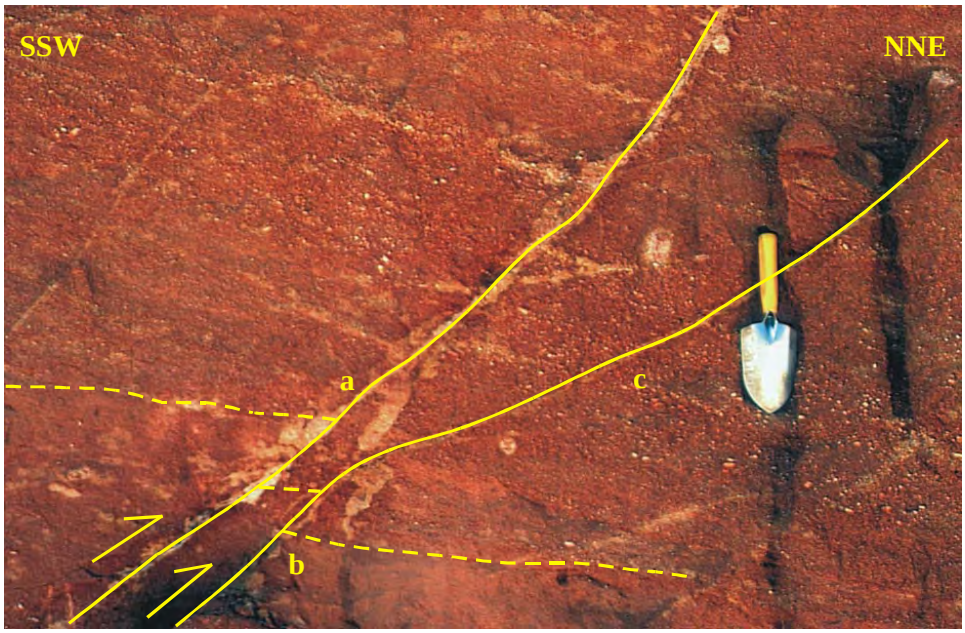


Foto 4.57 - Falhas inversas em Areias de Faro-Quarteira (Formação do Ludo), num areeiro a N do caminho Areias de Almansil - Q.ta do Ludo, 800m ESE de Areias de Almansil (F73, Fig. 4.93). a, (N60ºW, 42ºSW) com separação vertical inversa de 10 cm; b, (N70ºW, 45ºS) com separação vertical inversa de 5cm; c, (N45ºW, 34ºSW). Os traços a tracejado indicam os níveis de referência e as setas apontam o sentido de movimento.

(N23ºW, 32ºE) (Foto 4.58), no flanco WNW de uma dobra em antiforma e deste modo relacionada com este dobramento que é provavelmente de origem cársica (Foto 4.59). O flanco WNW e ESE da dobra têm respectivamente atitudes de (N32ºE, 20ºNW) e (N35ºE, 33ºE), que indicam um eixo de orientação (1º, S33ºW) (Foto 4.59). As estruturas observadas neste local são compatíveis com um regime tectónico compressivo com a compressão máxima (σ_1) variando entre NW-SE e NNE-SSW.

Na estação F4 as falhas são predominantemente inversas (Fig. 4.109 A, B), têm direcção próxima de N-S, variando entre NNW-SSE e NE-SW (Fig. 4.109 C), com separações verticais que variam de 1 cm a 70 cm. As falhas com geometria normal (três) (Fig.4.109 A, B) têm direcção semelhante, mas apenas afectam os sedimentos da base, que são constituídos por um arenito médio de cor amarelada, com grãos de quartzo e feldspato, e sobre este, por um arenito fino, micáceo, de cor rosada, provavelmente correspondentes às Areias dos Olhos de Água (Pliocénico inferior). A presença de falhas com cinemática diferente e com direcção semelhante sugere a acção de dois campos de tensão, sendo o primeiro distensivo, com a compressão mínima (σ_3) de direcção próxima de E-W, e o segundo compressivo, com a compressão máxima (σ_1) de direcção E-W. Na estação F4, observou-se também uma fracturação intensa de direcção dispersa, embora se possam definir agrupamentos de direcção NE-SW (dominante), NW-SE e WNW-ESE (Fig.4.109 D), e um dobramento em sinforma e antiforma, cujos flancos têm atitude (N10ºW, 15ºW), (N20ºE, 47ºE) e

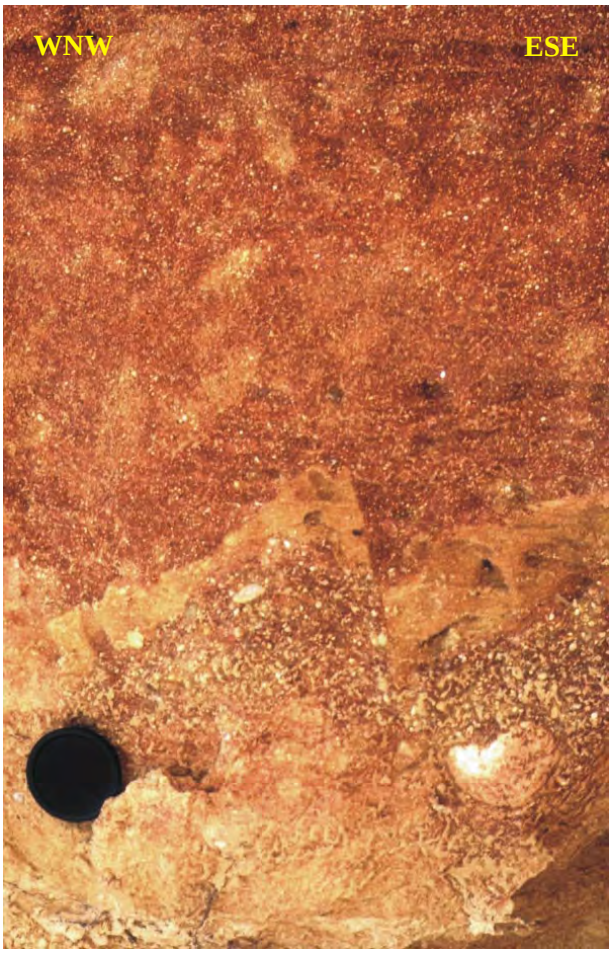


Foto 4.58 - Falha normal, em Areias de Faro-Quarteira (Formação do Ludo), num areeiro a N do caminho Areias de Almansil - Q.ta do Ludo, 800m ESE de Areias de Almansil (F73, Fig. 4.93). O plano tem atitude de (N23ºW, 32ºE) e está localizado no flanco NW de um dobramento em antiforma.

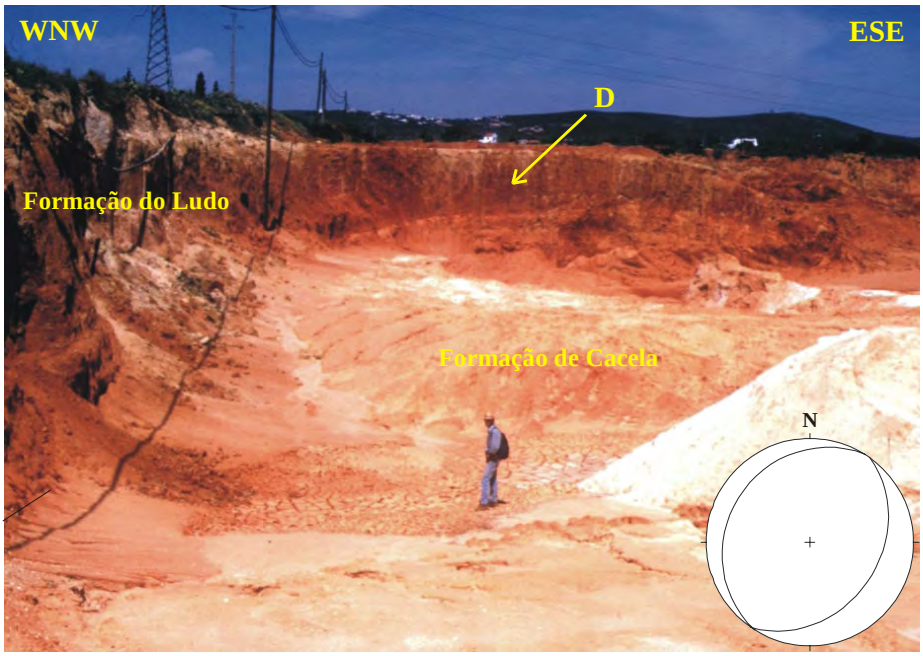


Foto 4.59 - Dobramento (D) em antiforma das Areias de Faro-Quarteira (Formação do Ludo), num areeiro a N do caminho Areias de Almansil - Q.ta do Ludo, 800m ESE de Areias de Almansil (F73, Fig. 4.93). Observa-se também o topo do Miocénico (Formação de Cacela ?) (base do depósito), ligeiramente afunilado, induzindo provavelmente, deste modo, o dobramento nas areias suprajacentes. Projecção estereográfica dos flancos NW e SE da dobra que têm respectivamente atitudes (N32ºE, 20ºNW) e (N35ºE, 33ºE) e um eixo de orientação (1º, S33ºW) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

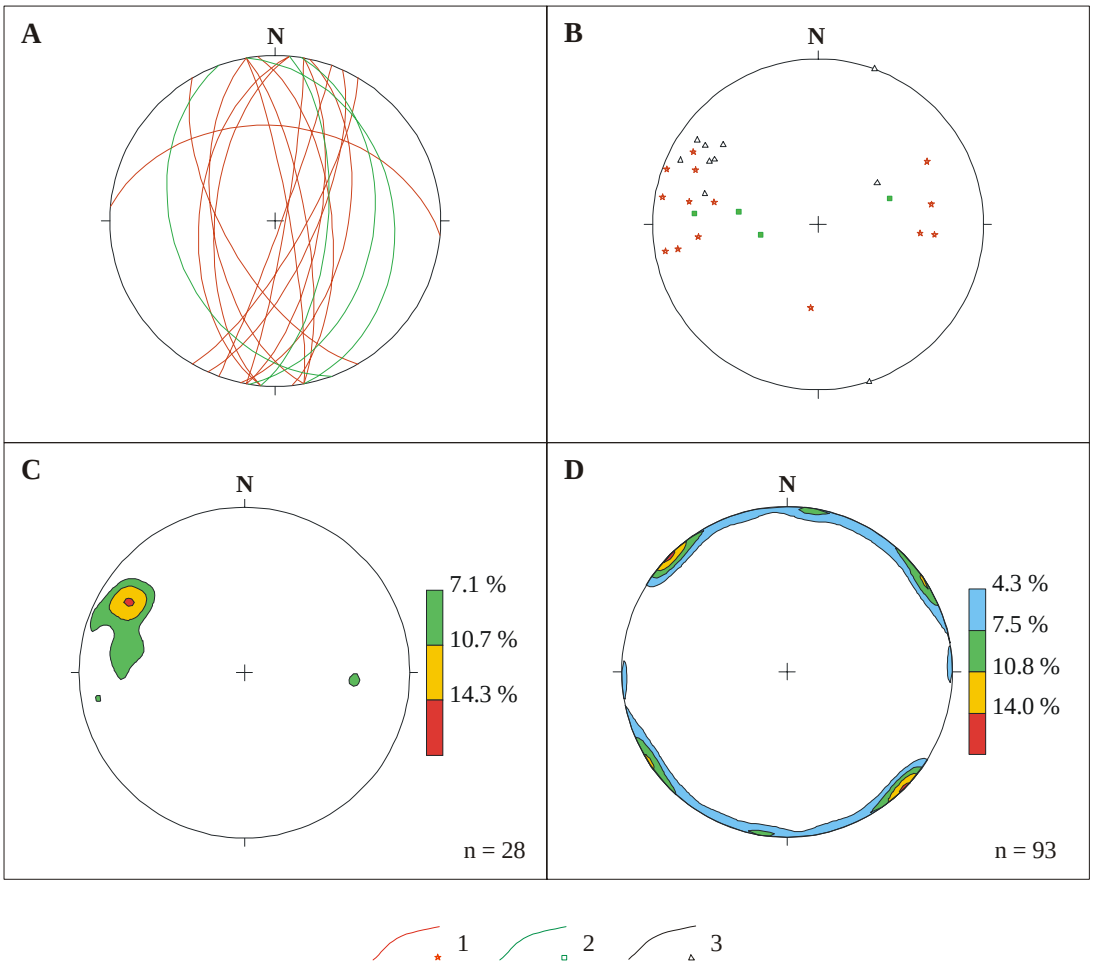


Fig. 4.109 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos, em depósitos plio-quaternários, num areeiro, próximo de Areias de Almansil (F4, Fig. 4.97) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha e respectiva cinemática; B - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; 1, falha inversa; 2, falha normal; 3, falha com movimento indeterminado.

(N50ºW, 32ºSW), de W para E, que sugerem respectivamente eixos de orientação (6º, S14ºW) e (24º, S5ºE). Considerando que não é expectável a génese de dobras de eixo mergulhante afectando os depósitos plio-quaternários, as medições efectuadas sugerem que os dobramentos observados tenham uma geometria não cilíndrica resultante de subsidência em relação com o carso subterrâneo.

Na zona de Areias de Almansil as fracturas sem movimento aparente têm uma grande dispersão na direcção, podendo identificar-se dois agrupamentos de direcção NE-SW (dominante) e NW-SE (Fig. 4.108 D). Apresentam-se, em grande parte, materializadas por planos de endurecimento, por vezes lixiviados e com um comprimento da ordem do metro. Algumas das fracturas apresentam preenchimento argiloso, nomeadamente nas estações F85 (200 m a NW de Areias de Almansil, na estrada Almansil - Q.ta do Lago) e F77 (500 m a NW do vértice geodésico de Valverde) (Fig. 4.94). Estas fracturas têm uma direcção que

varia de WNW-ESE a NW-SE (Fig. 4.110). Se admitirmos que são fracturas de abertura, então a compressão máxima horizontal ($S_{Hmax.}$) teve de variar de WNW-ESE a NW-SE.

Existem ainda filões neptunianos nas estações F76 (400 m a NW do vértice geodésico de Valverde), (Foto 4.60) e F4 (Foto 4.61) (DIAS e CABRAL, 2000) que sugerem actividade sísmica na área (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998)

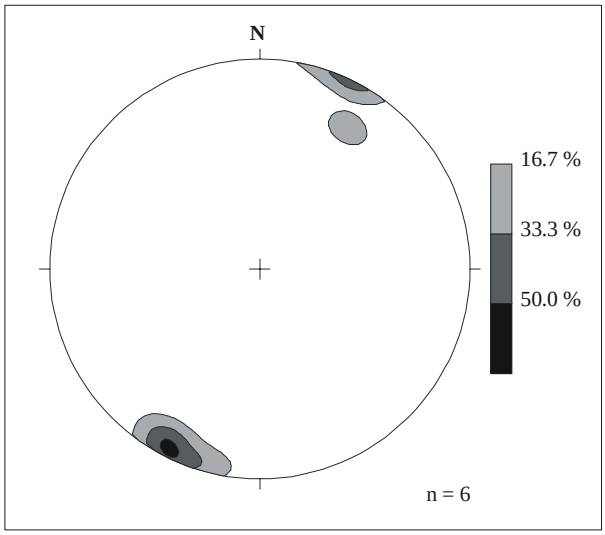


Fig. 4.110 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona de Areias de Almansil (F85, F77, Fig. 4.94) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

Em síntese podemos concluir, relativamente à zona de Almansil:

- que existe actividade neotectónica importante, evidenciada, nalguns locais, por uma deformação intensa;
- que esta deformação está provavelmente relacionada com a falha de Areias de Almansil;
- que a falha de Areias de Almansil terá, provavelmente, uma direcção próxima de N-S, semelhante à direcção de grande parte das estruturas identificadas, e um comportamento essencialmente inverso no Quaternário;
- que a falha de Areias de Almansil esteve sujeita a vários regimes tectónicos, sendo o primeiro distensivo (Pliocénico inferior), passando posteriormente a compressivo (plio-quaternário), com a compressão máxima (σ_1) a variar de NNW-SSE para E-W;
- que existe actividade sísmica na área, com paleosismos de magnitude igual ou superior a 5,5 evidenciada por filões detríticos finos a cortar as Areias de Faro-Quarteira e por filões neptunianos (*op. cit.*).

Os filões de material fino sugerem que a compressão máxima horizontal variou de direcção de WNW-ESE a NW-SE nesta área.



Foto 4.60 - Filão neptuniano em Areias de Faro-Quarteira, 400 m a NW do vértice geodésico de Valverde (F76, Fig. 4.93). A fractura tem atitude (N82ºW, 83ºS).



Foto 4.61 - Filão neptuniano em Areias de Faro-Quarteira num areeiro próximo de Areias de Almansil (F4, Fig. 4.93).

4.4.4.4. Zona da Torre

Na zona da Torre (estações F62, F63, F64, F57, F58, F88, F90 e F27 - Fig. 4.93) existem diversos exemplos de actividade neotectónica, a afectar a Formação do Ludo, evidenciada pela presença de fracturas (falhas e diaclases), filões neptunianos e filões detríticos de material fino a cortar os depósitos plio-quaternários, que não estão relacionados com nenhum acidente superficial reconhecido. Contudo, a partir de um perfil geo-eléctrico foi identificado, nesta zona, um acidente em profundidade (Beers e Geirnaert, 1984) (Fig. 3.12) que é provavelmente o responsável por estas manifestações de actividade neotectónica – a falha da Torre.

As falhas têm direcção NNW-SSE, NNE-SSE e NE-SW, e são predominantemente inversas (Fig. 4.111 A, B, C). Foram identificadas em vários locais, destacam-se as falhas observadas:

- num areeiro 650 m a SSW da Igreja de S. Lourenço (Almansil) (F62, Fig. 4.93) onde se observaram

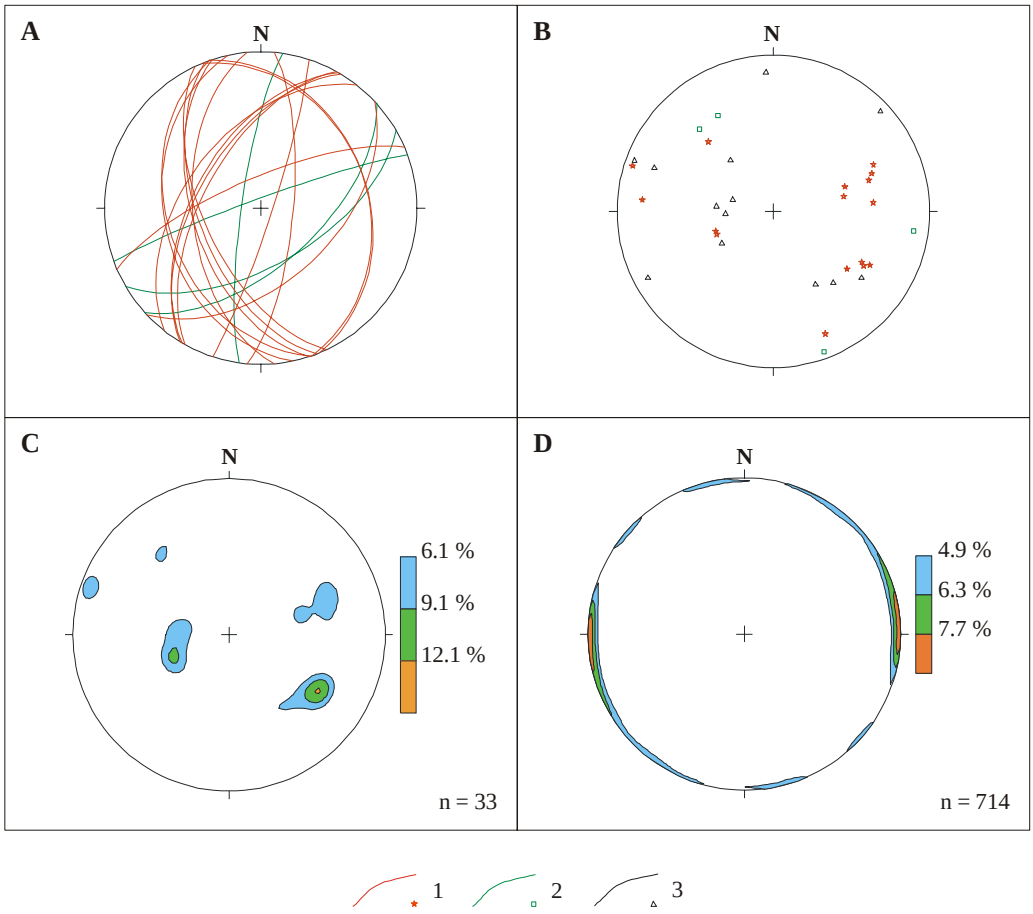


Fig. 4.111 - Representação gráfica das fracturas e planos de falhas medidos em depósitos plio-quaternários, na zona da Torre (falha da Torre) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha e respectiva cinemática; B - projecção estereográfica dos pólos das falhas e respectiva cinemática; C - diagrama de contorno de densidades de pólos das falhas; D - diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas; 1, falha inversa; 2, falha normal; 3, falha com movimento indeterminado.

várias falhas inversas orientadas, respectivamente, (N21ºW, 57ºW), com estrias de direcção (N46ºE) e separação vertical de 30 cm que indica movimento inverso/direito, (N5ºE, 73ºE) com separação vertical de 1,5 cm, e (N47ºE, 51ºS), com estrias de direcção (N30ºW). Observou-se ainda uma falha normal com atitude (N8ºE, 80ºW) e separação vertical de 1,5 cm, provavelmente resultante de acomodação geométrica. As falhas inversas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com um campo de tensão constritivo, sendo a compressão máxima (σ_1) semelhante à compressão intermédia (σ_2), ambas horizontais e de direcção variando de NNW-SSE a ENE-WSW, e a compressão mínima (σ_3) vertical;

- no caminho para a Torre, 500 m a NNE da Q.ta do Ludo (F64, Fig. 4.93), onde se observou um conjunto de falhas inversas de direcção NNE-SSW e NNW-SSE com separações verticais que variam de 1 cm a 25 cm. O plano que apresenta maior separação vertical inversa tem atitude (N22ºW, 32ºE). As falhas são compatíveis com um regime tectónico compressivo com a compressão máxima (σ_1) de direcção aproximadamente E-W.
- na Torre, num areeiro 500 m a S do vértice geodésico da Torre (F57, Fig. 4.93), identificaram-se duas falhas com geometria de falha normal, de orientação (N70ºE, 85ºN) e (N60ºE, 60ºS), com separação vertical normal respectivamente de 55 cm e 60 cm, definindo um *graben*. Estas falhas podem ser de origem:
    - de acomodação (mais provável) – resultante de colapso do depósito, devido à formação de um espaço vazio na base, originado pela injecção de sedimentos finos da base para o topo (próximo desta estrutura existe um filão de atitude (N65ºE, 85ºS) com preenchimento de argila com 17 cm de espessura);
    - tectónica – sendo, neste caso, estruturas secundárias, oblíquas ao traçado da falha principal, geradas no lábio superior de um acidente inverso (falha da Torre), devido a arqueamento das camadas - *bending-moment faults* (YEATS *et al.*, 1997), embora este não tivesse sido observado.

As fracturas sem movimento aparente têm uma grande dispersão na direcção, embora exista um agrupamento de direcção N-S (Fig. 4.111 D). Apresentam-se, em grande parte, materializadas por planos de endurecimento, por vezes lixiviados.

Algumas das fracturas têm um comprimento da ordem do metro (2 a 10 m), apresentam preenchimento argiloso, que varia de espessura de 0,5 cm a 20 cm, nomeadamente, nas estações F62 (areeiro 650 m a

SSW da Igreja de S. Lourenço - Almansil), F63 (caminho Q.ta do Ludo- S. Lourenço, 1,3 km a NNW da Q.ta do Ludo), F64 (caminho para a Torre, 500 m a NNE da Q.ta do Ludo), F57 (Torre, num areeiro 500 m a S do vértice geodésico da Torre), F58 (1,050 km ESE do vértice geodésico da Torre, 50 m a W do km 333 da linha de comboio), F90 (500 m a WNW de Pontal, 1300 m a SE da Q.ta do Ludo) e F27 (estrada do aeroporto de Faro-praia de Faro, no cruzamento para ControlAuto) (Fig. 4.94). Estas fracturas têm uma direcção dispersa, embora se possam definir três agrupamentos de direcção NNW-SSE (dominante), NW-SE e E-W (Fig. 4.112). Se admitirmos que estas fracturas são de abertura, então a compressão máxima horizontal teve de variar de NNW-SSE a E-W.

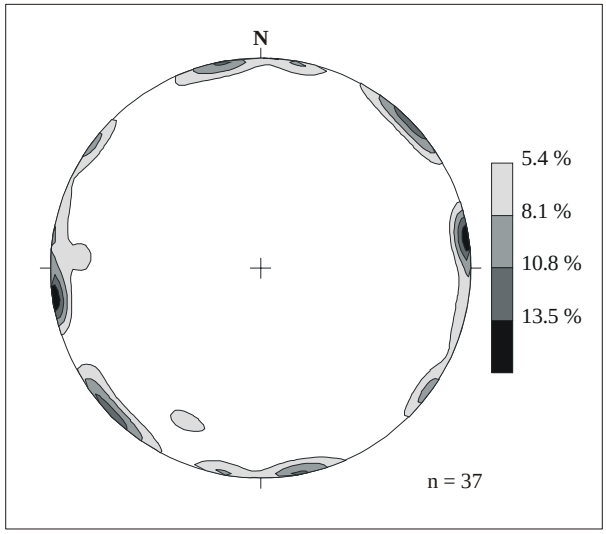


Fig. 4.112 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona da Torre (F62, F63, F64, F57, F58, F90, F27, Fig. 4.94) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

Observaram-se também filões neptunianos na estrada do aeroporto de Faro para a praia de Faro, no cruzamento para ControlAuto (F27, Fig. 4.94).

Em síntese podemos concluir que na zona da Torre:

- existe actividade neotectónica importante, evidenciada, nalguns locais, por uma deformação intensa;
- esta deformação está provavelmente relacionada com a falha da Torre;
- a falha da Torre terá, provavelmente, uma direcção próxima de NNW-SSE, semelhante a grande parte das estruturas identificadas, e um comportamento essencialmente inverso no Quaternário;
- esteve sujeita a um regime tectónico compressivo, com um campo de tensão constritivo, com a compressão máxima (σ_1) a variar de direcção de ENE-WSW a NW-SE;
- existe actividade sísmica na área, com sismos de magnitude igual ou superior a 5,5, evidenciada pela presença de filões detríticos finos e de filões neptunianos a cortar as Areias de Faro-Quarteira.

Os filões de material fino sugerem que a compressão máxima horizontal variou de direcção de NNW-SSE a E-W nesta área.

4.4.4.5. Zona de Faro

A zona de Faro corresponde a uma área de morfologia aplanada, com uma vasta cobertura de sedimentos aluvionares recentes e depósitos plio-quaternários que ocultam a geologia subjacente, dificultando a sua interpretação.

Dados gravimétricos mostram uma forte anomalia nesta área (DOMZALSKI, 1969; AFONSO, 1983) que, em conjunto com a existência de evaporitos reconhecidos em escavações para construção por Manuppella *et al.* (1987b), indicam a existência de uma estrutura diapírica salífera sob a cobertura sedimentar plio-quaternária (MANUPPELLA *et al.*, 1987a).

Nesta zona foi detectada também uma bacia tectónica delimitada por falhas com direcção N-S a NNE-SSW, identificadas em profundidade por prospecção geofísica, onde se destaca a falha de Faro (BEERS e GEIRNAERT, 1984) (Fig. 3.12 e 4.128).

Devido à sua localização, subjacente a aluviões da Campina de Faro, e à escassez de cortes, esta estrutura permanece ainda mal conhecida. Contudo, segundo a opinião de Terrinha (1998), esta estrutura é necessária para a acomodação de movimentos diferenciais horizontais nos cavalgamentos de Guilhim e Monte Figo, e tem movimento de desligamento, devido à presença de estrias em planos de estratificação, de um depósito conglomerático (conglomerado de Galvanas) de idade messiniana, datado por siltes glauconíticos interestratificados (ANTUNES *et al.*,1997), que este autor interpreta como tectónicas. Contudo, Terrinha (1998) considera que este depósito pode ser de idade quaternária, dada a sua semelhança litológica, localização no topo do diapiro e posição geométrica, relativamente ao depósito conglomerático de Loulé (Quaternário).

Também, segundo Manuppella (*in* MANUPPELLA *et al.*, 1987b), a falha de Faro comporta-se como desligamento direito no sector de Estoi, controlando simultaneamente a extrusão diapírica (?) parcial de Estoi e do diapiro de Faro.

Nesta zona, embora escasseiam os afloramentos, identificaram-se deformações neotectónicas nos depósitos plio-quaternários, nomeadamente:

- no talude da estrada Faro-S. Brás, km 736,9 (F25, Fig. 4.113), onde se observou uma fracturação intensa evidenciada por falhas e por fracturas sem movimento aparente. As falhas têm geometria, quer inversa, quer normal. As falhas inversas têm separação vertical de 0,5 cm e orientação (N72ºE, 65ºS) e (N82ºW, 68ºS). As falhas normais têm atitude (N41ºW, 88ºE) e (N38ºW, 80ºE) e separação vertical respectivamente de 4,5 cm e 2 mm (Foto 4.62, Fig. 4.114 A). Estas estruturas são compatíveis com um regime tectónico de desligamento esquerdo com a compressão máxima (σ_1)

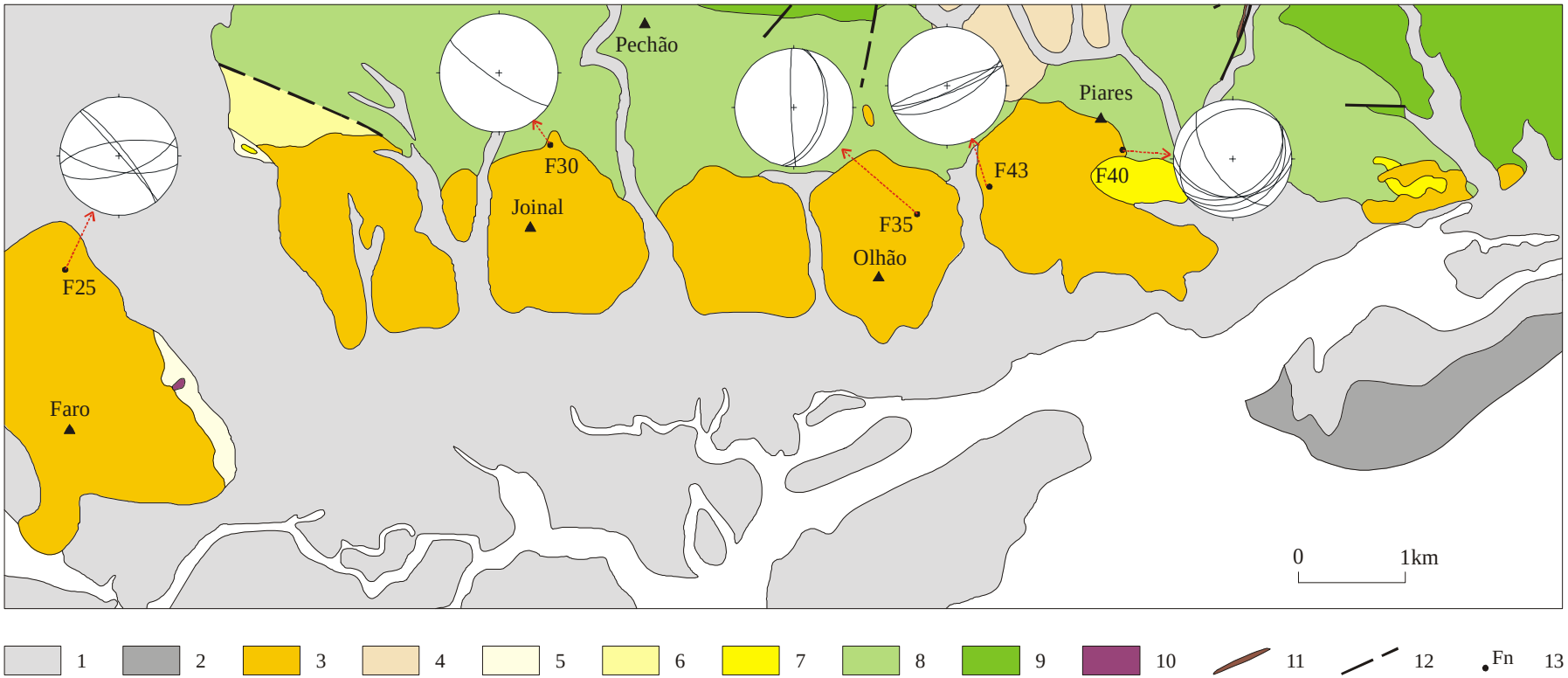


Fig. 4.113 - Mapa geológico esquemático da região de Olhão (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas e projecção estereográfica dos planos de falha medidos (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões e sapais; 2, duna, areias de duna e areias de praia; 3, Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira; 4, Formação de Cacela; 5, Siltes Glauconíticos da Campina de Faro; 6, Conglomerado de Galvanas; 7, Formação de Lagos-Portimão; 8 a 9, Cretácico; 10, Complexo vulcano-sedimentar; 11, filão; 12; falha e falha provável; 13, n.º da estação estudada (Folha 53 - A Faro).

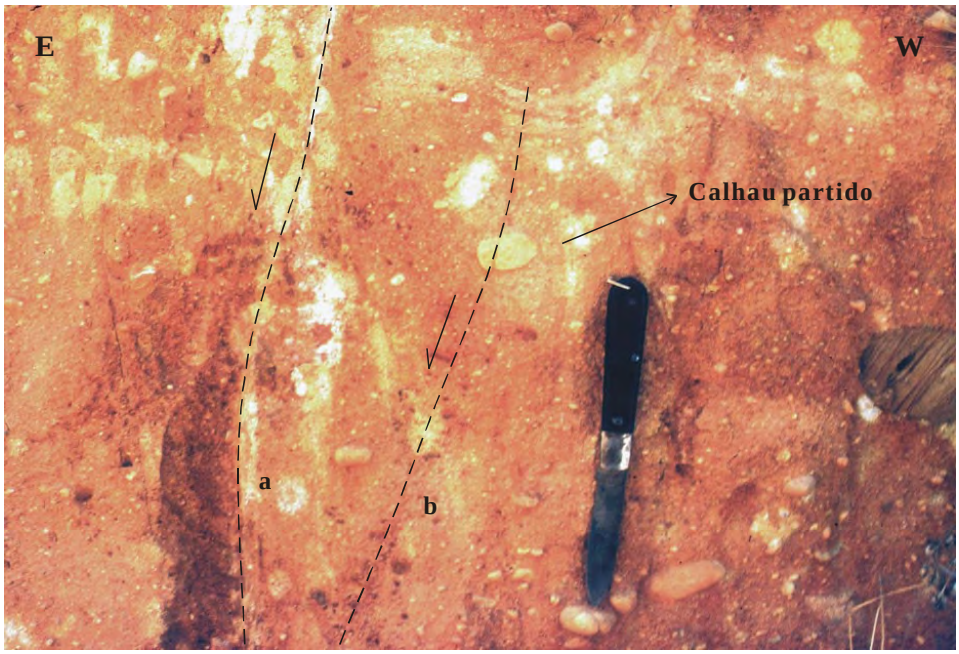


Foto 4.62 - Falhas em Areias de Faro-Quarteira (Areias e Cascalheiras de Gambelas *in* MOURA, 1998), na zona da falha de Faro, no talude da estrada Faro-S. Brás, km 736,9 (F25, Fig. 4.113). a, plano de falha de atitude (N41ºW, 88ºE), separação vertical normal de 4,5 cm; b, plano de falha que corta um calhau, de atitude (N38ºW, 80ºE), separação vertical normal de 2 mm.

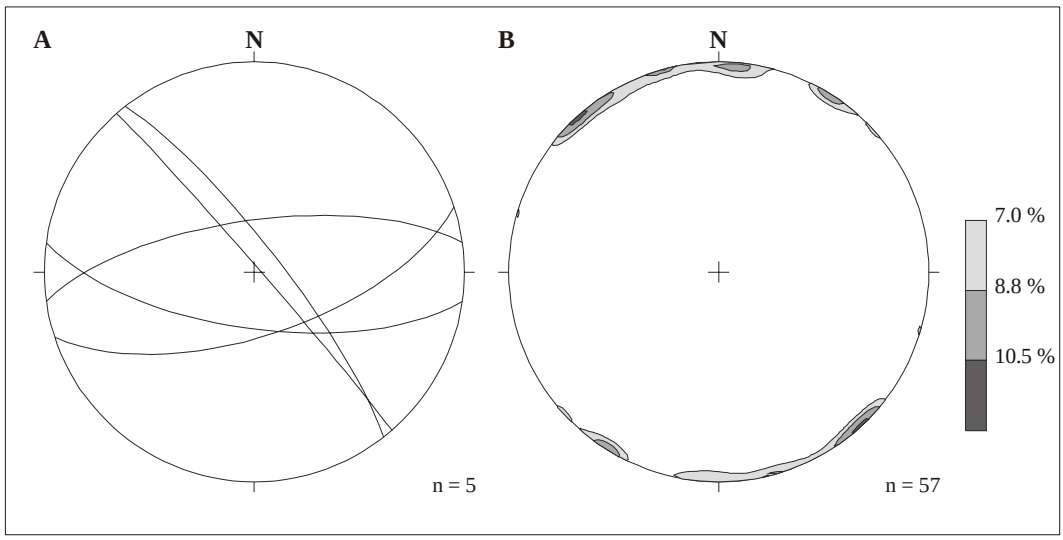


Fig. 4.114 - Representação gráfica de fracturas medidas a afectar Areias de Faro-Quarteira, no talude da estrada de Faro - S. Brás ao Km 736,9 (F25, Fig. 4.113) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha; B - diagrama de contornos de densidade dos pólos das diaclases.

de direcção NNW-SSE e a compressão mínima (σ_3) de direcção ENE-WSW. As diaclases têm uma direcção dispersa, embora se possam definir dois agrupamentos, de direcção NE-SW (dominante) e ENE-WSW a WNW-ESE (Fig. 4.114 B). Apresentam-se por vezes materializadas por planos de endurecimento. Observou-se uma fractura com preenchimento argiloso de cerca de 2 cm de espessura, com uma orientação (N76ºW, 90º). Para gerar estas fracturas é necessário

um campo de tensão com a compressão máxima horizontal a variar de NE-SW a WNW-ESE, o que não está de acordo com o campo de tensão compatível com as falhas, sugerindo a existência de mais que um campo de tensão.

- em Faro, em corte da estrada para o Porto de Faro, 300 m a SE do vértice geodésico de S. António (F89, Fig. 4.115), onde se observou um conjunto de fracturas de direcção N-S (Fig. 4.116). Estas apresentam-se, de um modo geral, materializadas por planos de endurecimento e lixiviados. Identificaram-se duas fracturas de atitude (N9ºW, 78ºE) e (N20ºE, 65ºE) visíveis em toda a extensão do afloramento, com um comprimento respectivamente de 4 m e 5 m. Uma das fracturas de orientação (N2ºE, 75ºE), tem preenchimento argiloso de 0,5 cm.

A E de Faro, nas estações F29 (Torre do Natal, na estrada para Galvana, junto ao Lar da 3ª Idade), F28 (Pinhal do Brejo, 100 m a N do cruzamento da estrada Faro – Pechão) e F30 (750 m a NNE do vértice geodésico de Joinal, na estrada Belmonte - Bela Curral) (Fig. 4.115) também se observaram fracturas, provavelmente relacionadas com a estrutura oculta de Faro. As fracturas estão materializadas por planos de endurecimento, por vezes lixiviados, têm uma direcção dispersa, podendo-se definir dois agrupamentos, de direcção N-S e NE-SW (Fig. 4.117).

Na estação F30 observaram-se duas fracturas com preenchimento argiloso, com espessura de 15 cm, com orientação (N56ºW, 80ºS) (Fig. 4.113), que desloca um nível de calhaus com separação vertical inversa de 70 cm, e (N50ºE, 65ºS). A falha está sensivelmente no prolongamento oriental de um acidente provável de direcção WNW-ESE na zona de Grandé (N de Galvana) que coloca em contacto tectónico o Cretácico com o conglomerado de Galvanas.

Em Areal Gordo, num areeiro a S da estrada Faro-Pechão (F26, Fig. 4.115), foram identificadas estruturas em chama (*large scale flame structures* de Brodzikowski e Haluszczak, 1987) (Foto 4.63) e intrusões de siltes em sedimentos laminados de areia (*loop bedding*) (Rodríguez Pascua, 1998) (Foto 4.64). Embora as estruturas em chama possam ser geradas por acção da gravidade em camadas instáveis, devido a alta porosidade, ausência de compactação e coerência, e a diferentes densidades entre estas (Collinson e Thompson, 1982), podem ser também geradas por actividade sísmica (Dzlynski e Walton, 1965; Mohindra e Bagati, 1996; Rodríguez Pascua, 1998). O mesmo sucede com as intrusões de materiais finos em sedimentos laminados de areia, que podem resultar de actividade sísmica, geradas por um sismo de magnitude ($5 \leq M \leq 6,5$) (Rodríguez Pascua, 1998). Com efeito, estas estruturas são provavelmente indicadoras de paleo-sismicidade relacionada com movimentação na estrutura de Faro.

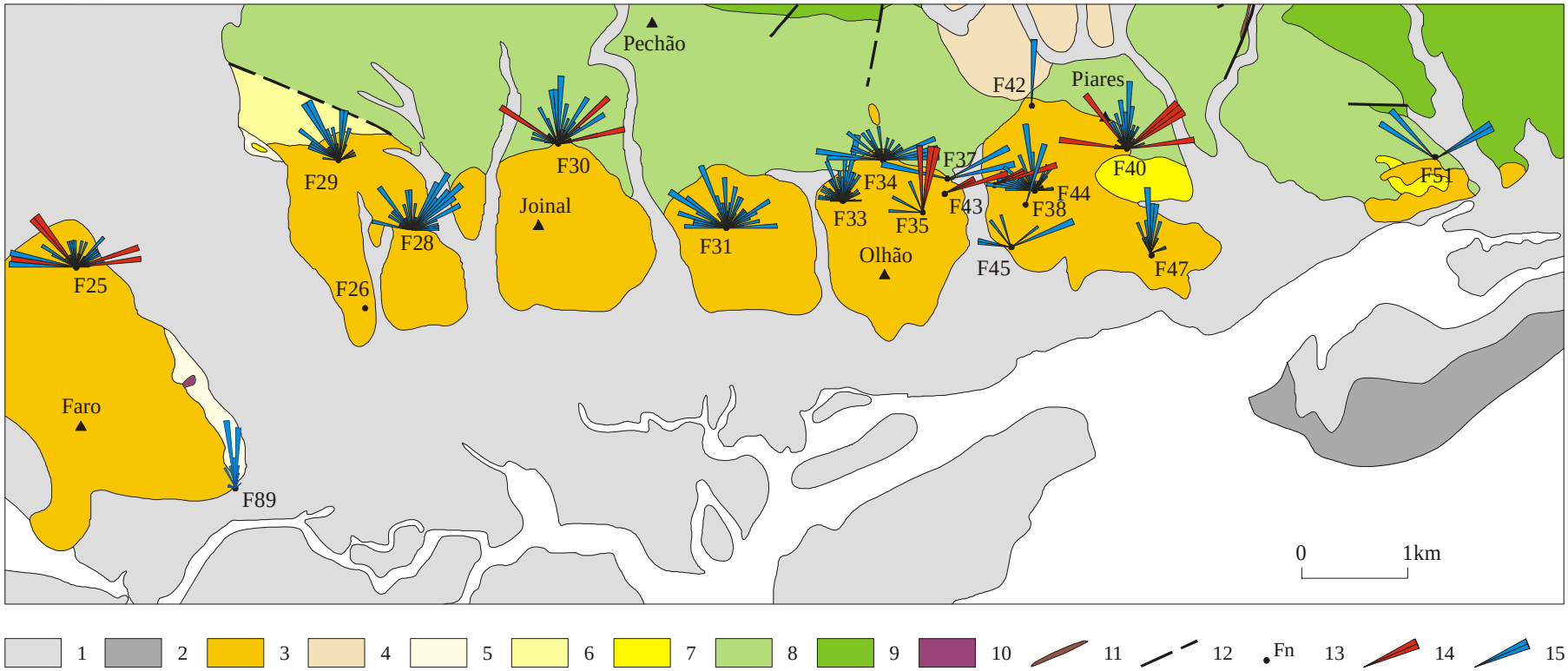


Fig. 4.115 - Mapa geológico esquemático da região de Olhão (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Ocidental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, onde se observaram fracturas (falhas e diaclases) e respectivas rosas de frequência, com intervalos de 5º. 1, aluviões e sapais; 2, duna, areias de duna e areias de praia; 3, Areias de Faro-Quarteira; 4, Formação de Cacela; 5, Siltes Glauconíticos da Campina de Faro; 6, Conglomerado de Galvanas; 7, Formação de Lagos-Portimão; 8 a 9, Cretácico; 10, Complexo vulcano-sedimentar; 11, filão; 12; falha e falha provável; 13, n.º da estação estudada (Folha 53 - A Faro); 14, falhas; 15, fracturas (diaclases e/ou microfalhas com movimento desconhecido).

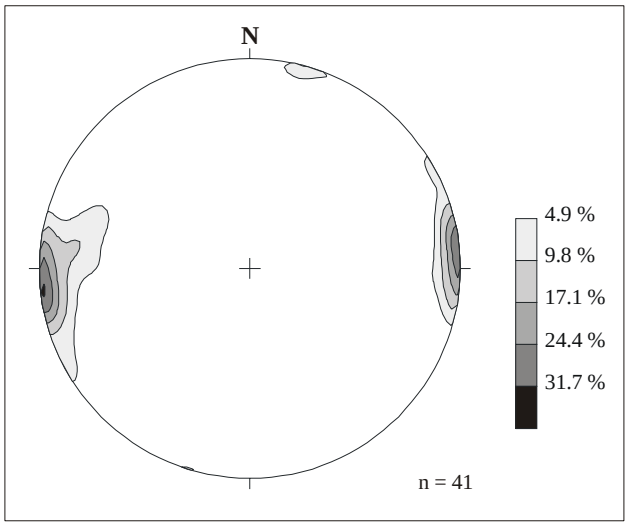


Fig. 4.116 - Diagrama de contornos de densidade dos pólos das fracturas medidas, a afectar Areias de Faro-Quarteira, no talude da estrada para o Porto de Faro, 300 m a SE do marco geodésico de S. António (F89, Fig. 4.113) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

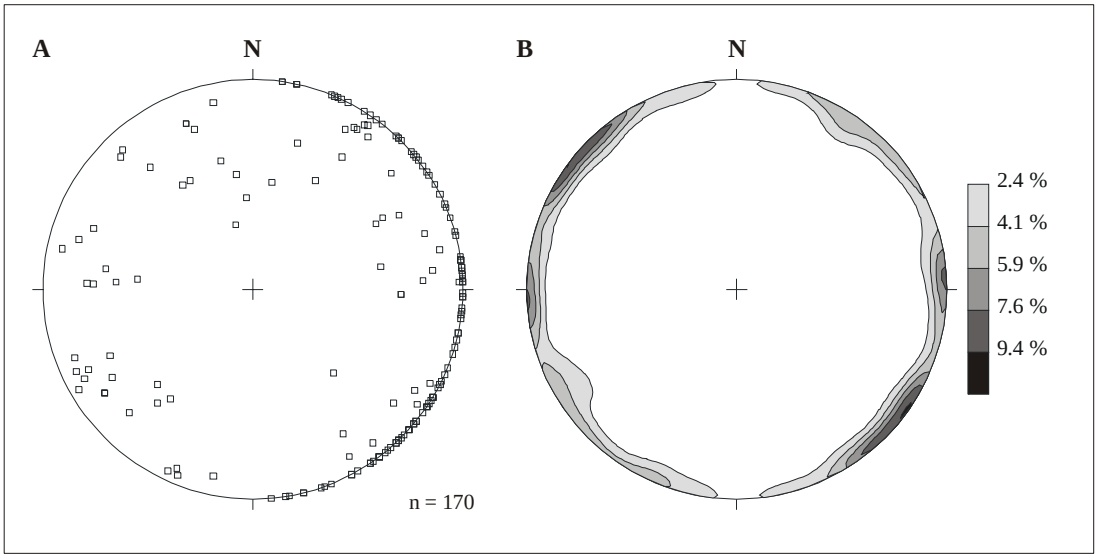


Fig. 4.117 - Representação gráfica de fracturas medidas a afectar Areias de Faro-Quarteira, a E de Faro, na zona do Brejo (F29, F28, F30, Fig. 4.115) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos de fractura; B - diagrama de contornos de densidades dos pólos das fracturas.

Em síntese, podemos concluir relativamente à falha de Faro:

- que corresponde a um acidente de direcção próxima de N-S que se ramifica na zona a N de Faro produzindo uma bacia tectónica - estrutura em *graben*, provavelmente originada em regime distensivo durante o Miocénico;
- que tem actividade neotectónica evidenciada pela numerosas fracturas que afectam os depósitos plio-quaternários existentes na área;
- a presença de filões detríticos de material fino a cortar as areias plio-quaternárias e eventualmente as estruturas em chama são indícios de actividade sísmica, provavelmente gerada na falha de Faro, com sismos de magnitude superior a 5.



Foto 4.63 - Estruturas em chama em Areias de Faro-Quarteira, num areeiro a S da estrada Faro-Pechão, em Areal Gordo, a E de Faro (F26, Fig. 4.115). A - vista geral do afloramento onde existem as estruturas em chama; B - pormenor das estruturas em chama.

4.4.4.6. Falha de S. Estevão

A falha de S. Estevão (Fig. 4.128) tem uma direcção geral ENE-WSW e é responsável por um degrau topográfico com aquela orientação localizado a sul de S. Estevão (DIAS e CABRAL, 1999). A falha estende-se por cerca de 11 km, desde Moncarapacho, a SW, até Poço do Álamo, a E, onde é cortada por um acidente de direcção NNW-SSE (falha de Tavira). Para SW de Moncarapacho a falha prolonga-se provavelmente até à zona de Olhão, onde se identificaram deformações nos depósitos plio-quaternários, materializadas



Foto 4.64 - Intrusões de siltes em sedimentos laminados de areia (*loop bedding* de RODRÍGUEZ Pascua, 1998), correspondentes a Areias de Faro-Quarteira, num areeiro a S da estrada Faro-Pechão, em Areal Gordo, a E de Faro (F26, Fig. 4.115).

por fracturas (falhas com direcção semelhante à da falha de S. Estevão, e diaclases), por vezes com preenchimento de material mais fino (argila ou silte). Para E de Tavira, até à zona de Vila Real de S. António, existem diversos troços de falha com a mesma direcção que a falha de S. Estevão, que podem corresponder ao prolongamento para E deste acidente. Com efeito, existem algumas evidências de actividade neotectónica na zona de Vila Real de S. António, a afectar os depósitos plio-quaternários, que podem ser consequência da movimentação em profundidade deste acidente.

A falha de S. Estevão, embora esteja ainda mal caracterizada devido à escassez de afloramentos ao longo do seu traçado, evidencia, na zona de S. Estevão, uma separação vertical de 40 m a 50 m, acumulada posteriormente à sedimentação da Formação do Ludo, cujos sedimentos se encontram preservados nos dois blocos que estão desnivelados daquele valor (DIAS e CABRAL, 1999).

4.4.4.6.1. Zona de Olhão

Na zona de Olhão foram identificadas numerosas fracturas (falhas e diaclases) a afectar os depósitos plio-quaternários, por vezes com preenchimento de material fino, que eventualmente testemunham actividade neotectónica na falha de S. Estevão. Com efeito, observaram-se algumas falhas com a direcção deste acidente, nomeadamente:

- 250 m a SE do vértice geodésico de Piares, no caminho para a N125 (F40, Fig. 4.113), onde se

observou um conjunto de falhas de direcção NE-SW a E-W. Foi medido um plano de atitude (N51ºE, 30ºSE), com estrias (duvidosas) de direcção (N82ºE), que indicam movimentação vertical inversa e horizontal direita. Identificaram-se ainda numerosas fracturas sem movimento aparente, de direcção NW-SE a NNE-SSW, com um máximo próximo de N-S (Fig. 4.115). Existem também dois filões detríticos de orientação (N86ºW, 80ºS) e (N65ºW, 90º) com preenchimento argiloso de 1 cm de espessura. As estruturas observadas são compatíveis com um regime tectónico compressivo, com a compressão máxima horizontal a variar de E-W a N-S;

- no caminho para o vértice geodésico de Piares, 1100 m a WSW deste (F43, Fig. 4.113), onde se observou um conjunto de falhas, com geometria normal, com orientação e separação vertical normal respectivamente de (N65ºE, 82ºS) e 9 cm, (N63ºE, 65ºS) e 45 cm, que roda de direcção, no espaço de 1 m, para (N30ºE), e (N70ºE, 85ºN) e 40 cm, com estrias a inclinar 68ºE, que indicam movimento vertical normal e horizontal direito, e preenchimento de silte deformado de aproximadamente 6 cm de espessura. Embora estas falhas tenham geometria normal, não é seguro que esta seja a sua cinemática atendendo à forte inclinação que apresentam. Quanto à falha que tem uma inclinação menor, como foi referido, encurva-se no espaço de um metro, sugerindo que foi gerada por colapso.

Nesta zona, a E do Bairro Marechal Carmona, 200 m a W do vértice geodésico de Olhão (F35, Fig. 4.113) foi ainda identificada uma estrutura em *graben*, com 5 m de largura, de direcção N-S. No lado W do *graben* observaram-se duas falhas de orientação e separação vertical normal respectivamente de (N8ºE, 43ºE) e 5 cm, e (N12ºE, 50ºE) e 2 cm, e, no lado E, uma falha de atitude (N2ºW, 86ºW) e separação vertical normal de 9 cm. Junto a esta estrutura identificaram-se algumas fracturas sem movimento aparente, de direcção dispersa, podendo definir-se um agrupamento de direcção N-S. Estas estruturas são compatíveis com um campo de tensão distensivo, com a compressão mínima (σ_3) de direcção E-W.

Além das falhas, observaram-se também numerosas fracturas na zona de Olhão, nomeadamente nas estações F31 (600 m ENE da Q.ta Bela Mandil, na estrada para Q.ta do João de Ourém), F33 (Bairro Marechal Carmona, em Olhão, 50 m a ENE do km 1 da estrada Belmonte - Olhão), F34 (250 m a S da Q.ta do Calhau, a W do caminho para Bairro Marechal Carmona), F37 (250 m a N do vértice geodésico de Olhão, a S do Brejo), F45 (Olhão, no cruzamento para o Bairro dos Pescadores), F38 (a N do Bairro de Pescadores, 1100 m a SW do vértice geodésico de Piares), F44 (800 m a SW do vértice geodésico de Piares, na estrada Piares - EN125), F42 (estrada Ponte de Quelfes - Olhão, no entroncamento com o caminho para o vértice geodésico de Piares), F47 (na linha do comboio, 100 m a S do vértice geodésico de João Lúcio) e F51 **(**caminho paralelo

à Rib.ª das Fontes Santas, a SE de Quatrim do Sul) (Fig. 4.115).

As fracturas têm direcção dispersa, podendo definir-se dois agrupamentos, de direcção WNW-ESE a E-W e NW-SE a NNE-SSE (dominante), com um máximo de fracturas próximo de N-S (Fig. 4.118). Esta grande dispersão na orientação das fracturas sugere que a génese de parte destas fracturas possa ser de origem cársica.

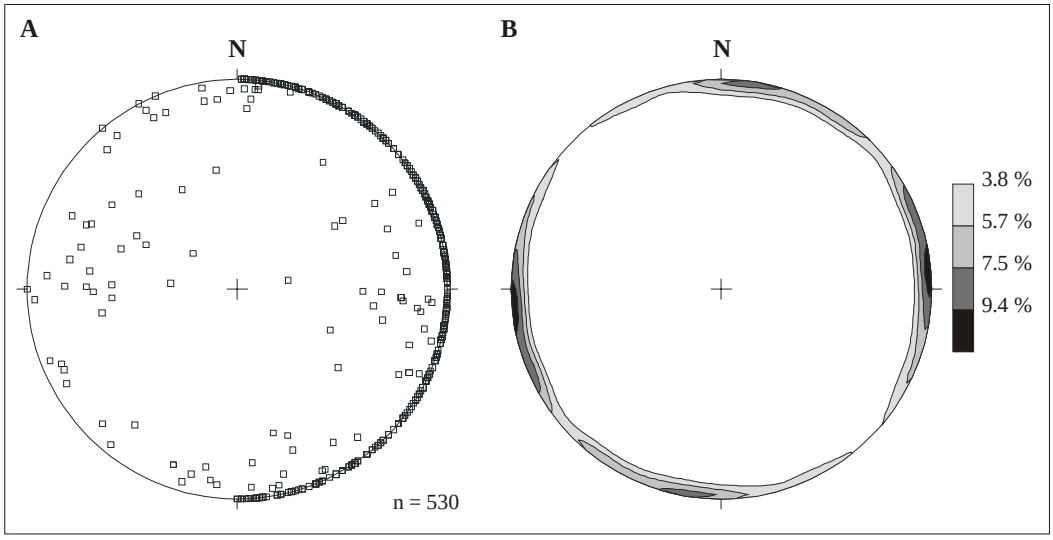


Fig. 4.118 - Representação gráfica de fracturas medidas a afectar Areias de Faro-Quarteira, na zona de Olhão (F31, F33, F34, F37, F45, F38, F44, F42, F47, F51, Fig. 4.115) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das fracturas; B - diagrama de contornos de densidades dos pólos de fracturas.

Algumas das fracturas estão materializadas por planos de endurecimento, por vezes lixiviados. Observaram-se também fracturas com preenchimento de material mais fino (silte ou argila) de espessuras que variam desde 0,5 cm a 5 cm, por vezes com estrias, a cortar os depósitos plio-quaternários, nomeadamente nas estações F34, F37, F40 e F44 (Fig. 4.115). Embora exista alguma dispersão, estas fracturas agrupam-se em dois conjuntos, de direcção WNW-ESE a E-W (dominante) e N-S (Fig. 4.119). Se admitirmos que estas fracturas são de abertura, então a compressão máxima horizontal teve que variar de N-S a E-W.

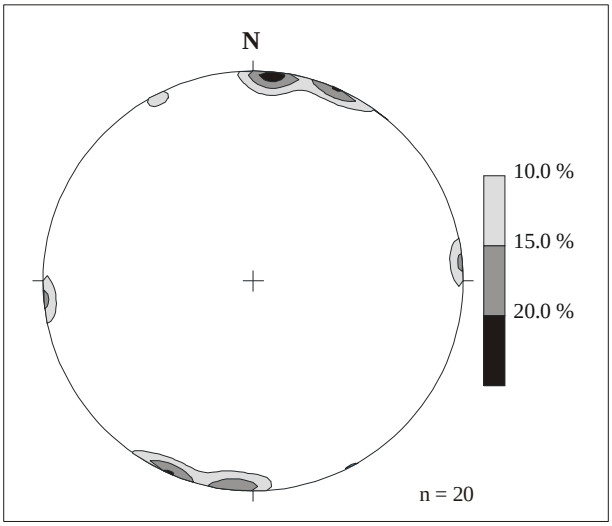


Fig. 4.119 - Diagrama de contorno de densidades de pólos das fracturas com preenchimento de argila, na zona de Olhão (F34, F37, F40 e F44, Fig. 4.115) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior).

Em síntese, podemos concluir que na zona de Olhão:

- embora parte das fracturas, que afectam os depósitos plio-quaternários, seja provavelmente de origem cársica sugerida pela grande dispersão na sua orientação, algumas destas têm provavelmente origem tectónica indicando, deste modo, actividade neotectónica na área;
- as fracturas de origem tectónica podem estar relacionadas com a movimentação em profundidade de um acidente que pode corresponder ao prolongamento da falha de S. Estevão;
- a presença de filões detríticos de material fino a cortar as areias plio-quaternárias, por vezes com estrias, são indícios de actividade sísmica com sismos de magnitude superior a 5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998).

Os filões detríticos de material fino sugerem que a compressão máxima horizontal, nesta área, variou de direcção N-S a E-W.

4.4.4.6.2. Zona entre Moncarapacho e S. Estevão

Na zona entre Moncarapacho e S. Estevão foram identificadas algumas evidências de actividade neotectónica, em:

- Poço das Figueiras (T15, Fig. 4.120) onde se observou uma fractura afectando os depósitos plio-quaternários, de orientação (N70ºW, 75ºN) associada a uma faixa de deformação de 40 cm;
- a W do vértice geodésico do Calhau, no caminho que sai da estrada Poço de Areia-Amaro Gonçalves (T11, Fig. 4.120), onde se identificou uma falha num depósito grosseiro, de atitude (N30ºW, 90º), com calhaus verticalizados junto ao plano, e cujo arraste indica subida do lábio SW. Observaram-se também algumas fracturas com direcção dispersa (Fig. 4.121), das quais se destaca uma com orientação (N36ºW, 90º) e preenchimento argiloso de 10 cm. Estas estruturas, que estão na continuação de um acidente provável, de direcção NW-SE, entre Cabeça (NE de Moncarapacho) e Amaro Gonçalves (W de Luz de Tavira), que separa o Cretácico do Jurássico, por nós designada como falha do Calhau, podem evidenciar reactivação deste acidente.

Nesta zona, 400 m a SE do vértice geodésico de Areias (T5, Fig. 4.121), foram identificados dobramentos nos depósitos plio-quaternários, provavelmente gerados por colapso súbito, com zonas de cisalhamento estreitas, dúcteis ou dúcteis-frágeis, muito inclinadas, onde as camadas se apresentam acentuadamente estiradas, embora não interrompidas, desenhando, em corte, dobramentos de flancos muito adelgaçados (DIAS e CABRAL, 1998a,b) (Foto 3.8). Mediram-se os flancos NW e SE de um dos dobramentos em antiforma, que apresentam respectivamente atitudes de (N33ºE, 11ºNW) e (N43ºE, 21ºSE), sugerindo um eixo de direcção NE-SW, sub-horizontal.

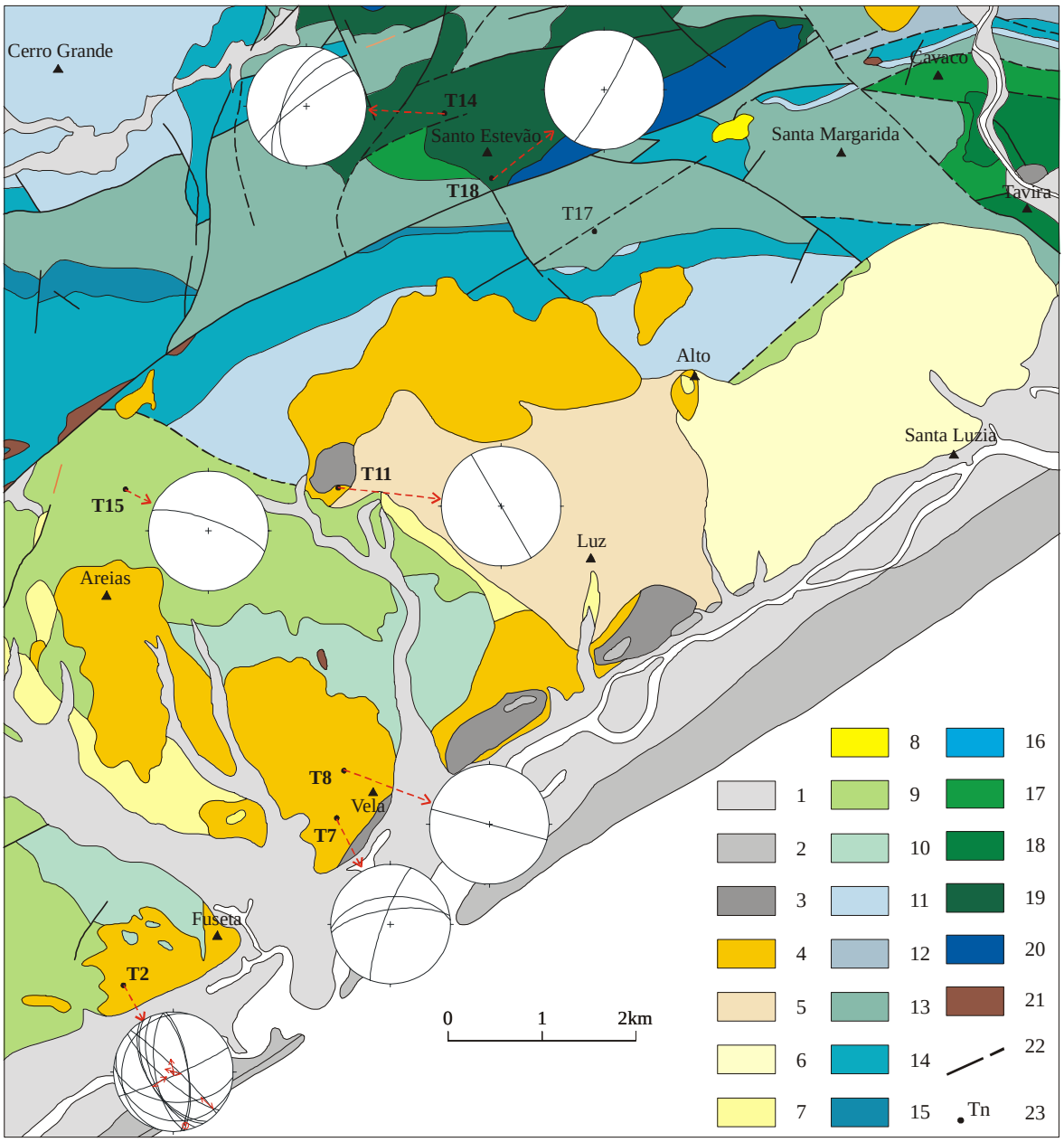


Fig. 4.120 - Mapa geológico esquemático da região de Fuzeta, S. Estevão, Tavira (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Oriental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, projecção estereográfica dos planos de falha medidos e respectivas estrias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). 1, aluviões; 2, areia de praia e duna; 3, Cascalheiras e terraços; 4, Areias de Faro-Quarteira; 5, Siltes glauconíticos da Campina de Faro; 6, Camadas do Morgadinho; 7, Formação de Cacela; 8, Formação de Lagos-Portimão, 9, Cretácico; 10 a 20, Jurássico; 21, filão; 22, falha e falha provável; 23, n.º da estação estudada (Folha 53 - B Tavira).

4.4.4.6.3. Zona de S. Estevão

Como já foi referido, na zona de S. Estevão identifica-se um degrau tectónico, que pode corresponder a uma escarpa de falha, desnivelando a base dos depósitos plio-quaternários cerca de 40 a 60 m.

Devido à escassez de afloramentos na base da escarpa, apenas foi identificado, em Sinagoga, na estrada para Campina de S. Tiago, 1150 m a SE do vértice geodésico de Estevão (T17, Fig. 4.120), uma

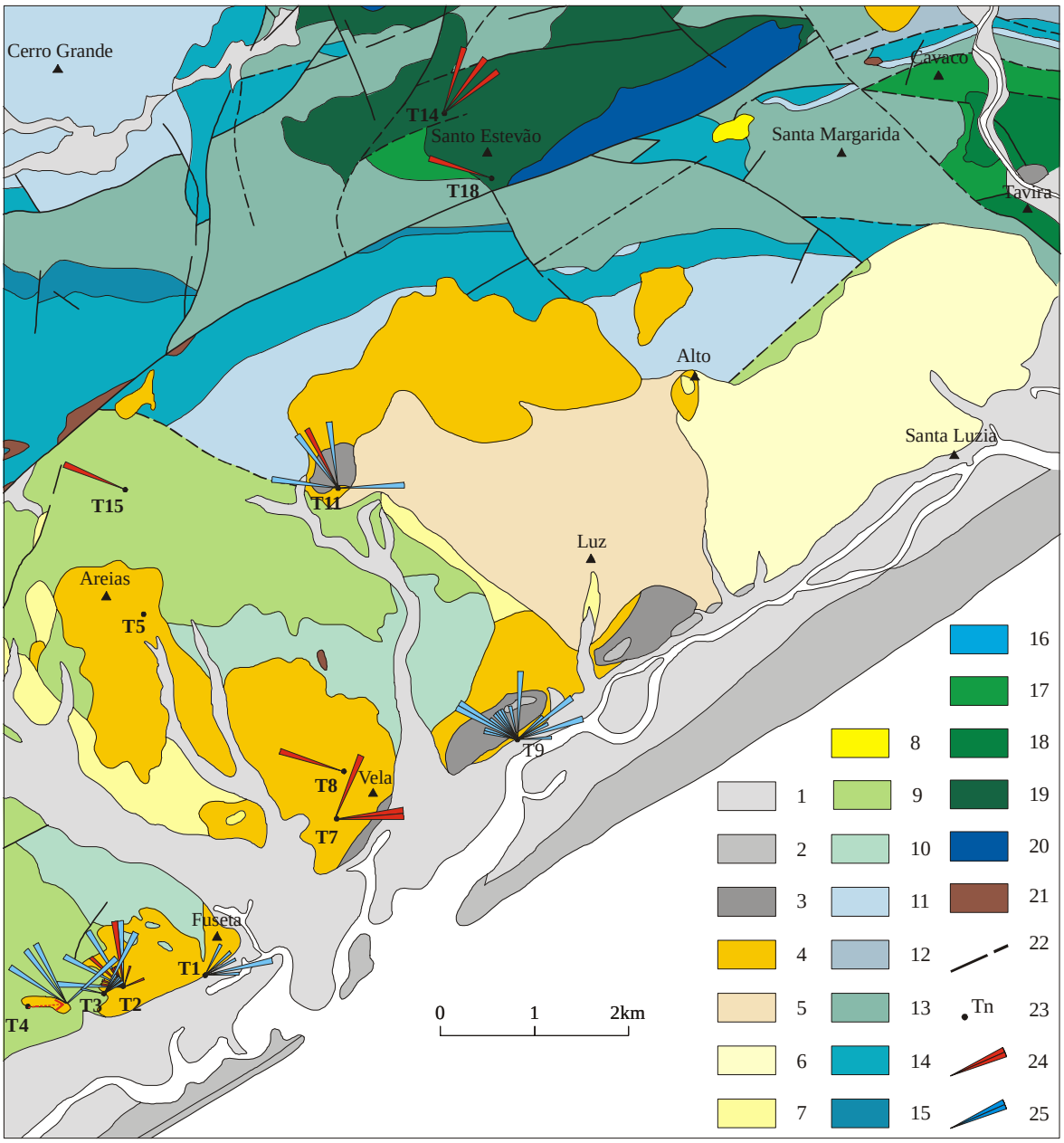


Fig. 4.121 - Mapa geológico esquemático da região de Fuzeta, S. Estevão, Tavira (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Oriental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas, onde se observaram fracturas (falhas e diaclases) e respectivas rosas de frequência, com intervalos de 5º. 1, aluviões; 2, areia de praia e duna; 3, Cascalheiras e terraços; 4, Areias de Faro-Quarteira; 5, siltes glauconíticos da Campina de Faro; 6, Camadas do Morgadinho; 7, Formação de Cacela; 8, Formação de Lagos-Portimão, 9, Cretácico; 10 a 20 Jurássico; 21, filão; 22, falha e falha provável; 23, n.º da estação estudada (Folha 53 - B Tavira); 24, falhas; 25, fracturas (diaclases e/ou falhas com movimento desconhecido).

zona de falha em calcários do Jurássico, próxima da base da escarpa, onde foi medido um plano de orientação (N60ºE, 75ºS) com abatimento do bloco S.

No bloco elevado observaram-se alguns planos de falha, quer em rochas do Jurássico, quer em depósitos plio-quaternários, nomeadamente:

- em S. Estevão (T18, Fig. 4.120) onde se identificou uma zona de falha de direcção aproximada

ENE-WSW, paralela à escarpa, que coloca em contacto tectónico calcários do Bajociano com calcários argilosos do Oxfordiano. Junto à zona de falha, existe um contacto anormal entre os calcários do Bajociano e os sedimentos plio-quaternários (com crostas carbonatadas), provavelmente de origem cársica. Próximo deste contacto foi identificado um plano de falha nos sedimentos plio-quaternários, com atitude (N30ºE, 85ºS);

- na Via do Infante, ao km 310 (T14, Fig. 4.120), onde foram identificadas numerosas falhas em depósitos plio-quaternários (Areias de Faro-Quarteira) que preenchem o carso desenvolvido nos calcários do Bajociano, que por sua vez também está afectado por falhas. Devido à deficiente acessibilidade do afloramento apenas foram medidas três falhas que apresentam orientação e separação vertical inversa respectivamente de (N53ºE, 82ºW) e 2 cm, (N17ºE, 58ºW) e 25 cm, e (N35ºE, 64ºW) e 10 cm. Embora não se exclua a hipótese destas estruturas serem resultantes, pelo menos parcialmente, de abatimento cársico no substrato carbonatado jurássico, apresentam-se compatíveis com um campo de tensão compressivo com a compressão máxima (σ_1) de direcção WNW-ESE a NW-SE.

4.4.4.6.4. Zona de Vila Real de S. António

Na zona de Vila Real de S. António existem algumas evidências de actividade neotectónica afectando os depósitos plio-quaternários, provavelmente resultantes da movimentação em profundidade de um acidente que está eventualmente no prolongamento da falha de S. Estevão, nomeadamente:

- na Portela, no caminho de ferro (An7, Fig. 4.122), onde se observa um contacto anormal entre uma brecha calcária do Jurássico e depósitos plio-quaternários, de orientação (N88ºE, 85ºN) e estrias com inclinação de 16°E, que indicam movimentação horizontal direita. O depósito preenche o carso desenvolvido em rochas calcárias do Jurássico, e é constituído por areias médias a grosseiras, com intercalações de níveis e/ou bolsadas conglomeráticas de matriz arenosa e níveis de arenito fino. Apresenta uma estratificação horizontal, excepto junto às paredes do carso, onde os calhaus e arenito se moldam a estas. Tem também níveis de calhaus dobrados que podem ser resultantes de compactação, colapso e/ou liquefacção (Foto 4.65). Nos calcários do Jurássico existem numerosas falhas de direcção próxima de N-S, NW-SE e E-W. Embora se pudesse atribuir uma origem cársica ao contacto entre a brecha e o depósito, a presença de estrias no plano de contacto, a perturbação nos níveis de calhaus e a existência de acidentes no Jurássico, sugerem actividade neotectónica numa falha de direcção próxima de E-W, com movimentação horizontal

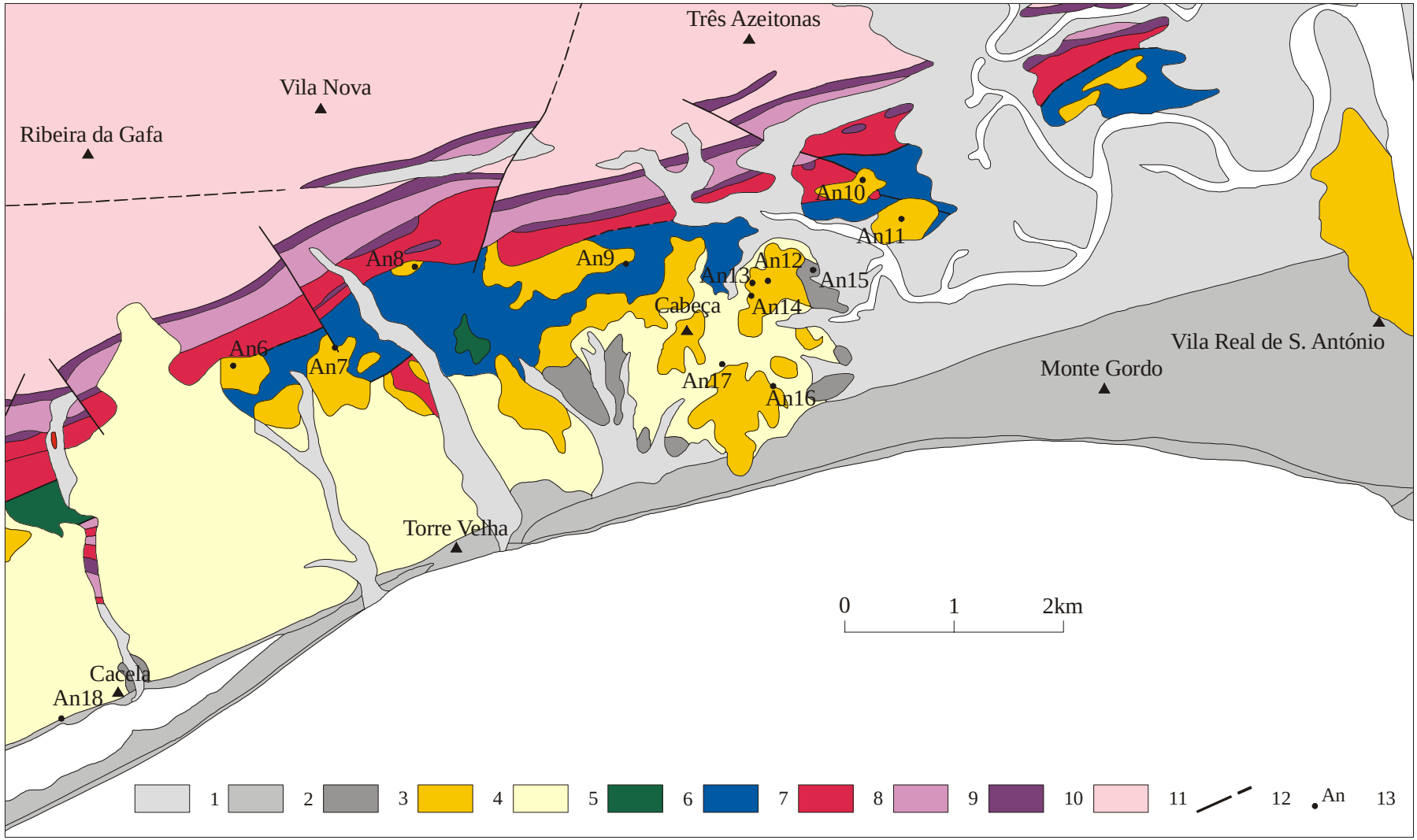


Fig. 4.122 - Mapa geológico esquemático da região de Cacela - Vila Real de S. António (adaptado de Carta Geológica da Região do Algarve, Folha Oriental, à esc. 1:100 000, MANUPPELLA, 1992) com a distribuição espacial das estações estudadas. 1, aluviões; 2, areia de praia e duna; 3, Areias de Faro-Quarteira; 4, Formação de Cacela; 5 a 9, Jurássico; 10, Triásico; 11, Paleozóico; 12, falha e falha provável; 13, n.º da estação estudada (Folha 50 - D Vila Real de S. António).

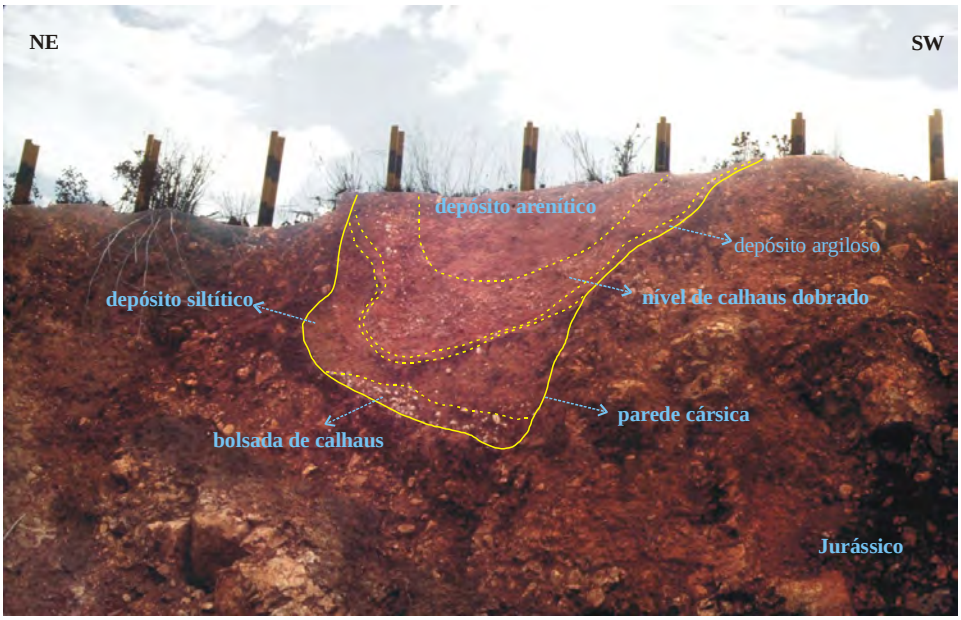


Foto 4.65 - Aspecto do preenchimento cársico, desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, por Areias de Faro-Quarteira, na Portela, no talude do caminho de ferro (An7, Fig. 4.122). Observa-se o depósito (areias médias a grosseiras, com intercalações de níveis e/ou bolsadas conglomeráticas de matriz arenosa e níveis de arenito fino), a moldar a parede cársica, originando dobramentos dos diferentes níveis.

direita que é compatível com um regime tectónico de desligamento com a compressão máxima (σ_1) de direcção WNW-ESE.

- 400 m WSW de Alcaria, na estrada Alcaria-Portela (An8, Fig. 4.122), observou-se uma grande quantidade de fracturas evidenciadas por planos de endurecimento, e por vezes lixiviados (Foto 4.66). As fracturas têm uma direcção que varia entre ENE-WSW e NW-SE, podendo definir-se dois grupos de direcção E-W a WNW-ESE (dominante) e ENE-WSW (Fig. 4.123). Observa-se uma fractura de orientação (N88ºE, 90º) com preenchimento de silte de 2 cm.
- na estrada que dá acesso à Via do Infante, 800 m a NNW do vértice geodésico de Cabeço e 750 m a WSW de S. Bartolomeu (An9, Fig. 4.122), onde se observa uma fracturação intensa nas rochas do Jurássico, de direcção WSW-ESE e E-W, que pode corresponder ao prolongamento da falha de Loulé (falha de S. Estevão neste trabalho), com movimentação inversa (Flores *et al.*, 1993). Neste local também existe um carso desenvolvido no Jurássico, preenchido por depósitos plio-quaternários (Foto 4.67). Os depósitos são constituídos por areias médias a grosseiras, com intercalações de níveis e/ou bolsadas conglomeráticas de matriz arenosa e níveis de arenito fino. Junto às paredes do carso os sedimentos de cobertura encontram-se moldados a estas, definindo dobras nos níveis sedimentares, quer no arenito, quer nos níveis de calhaus (Foto 4.67 B). Estes dobramentos, de um modo geral, acentuam-se para a base, atenuando-se para o topo, com os



Foto 4.66 - Aspecto das fracturas que afectam as Areias de Faro-Quarteira, 400 m WSW de Alcaria, na estrada Alcaria-Portela (An 8, Fig. 4.122). Observam-se planos de endurecimento lixiviados.

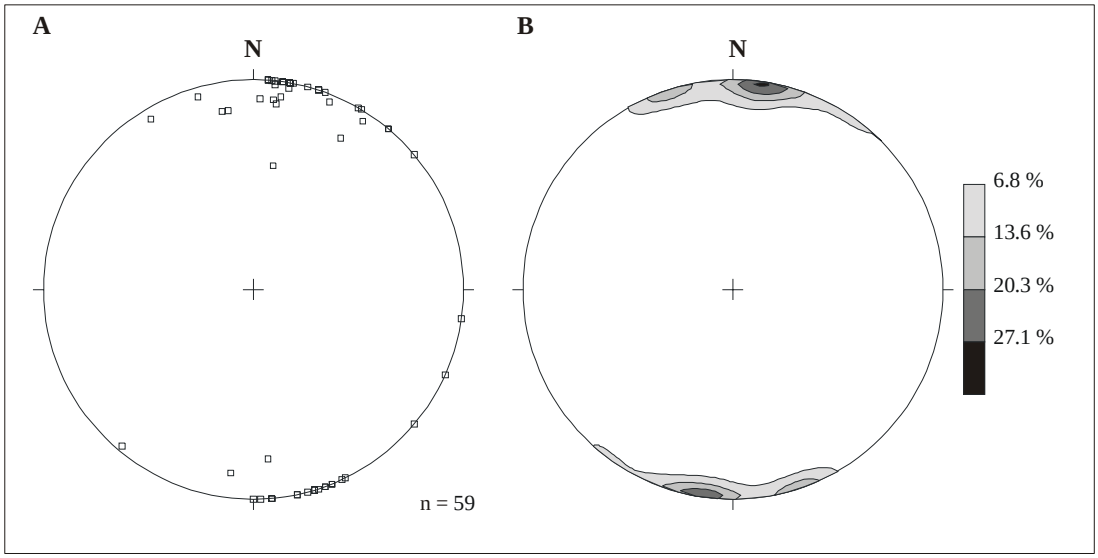


Fig. 4.123 - Representação gráfica das fracturas medidas, em Areias de Faro-Quarteira, 400 m WSW de Alcaria, na estrada Alcaria-Portela (An8, Fig. 4.122) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das fracturas; B - diagrama de contornos de densidades dos pólos das fracturas.

níveis próximos da vertical junto às paredes das depressões cársicas e horizontalizando-se para o interior das cavidades. Segundo Flores *et al.* (1993), esta deformação pode corresponder a actividade neotectónica relacionada com o acidente atrás referido. Contudo, consideramos que a deformação destes depósitos é apenas resultante de subsidência progressiva devido a evolução cársica por dissolução. Com efeito, o encurtamento que é inferido por Flores *et al.* (*op. cit.*) para os dobramentos dos sedimentos plio-quaternário não se encontra acomodado no substrato



Foto 4.67 - Aspecto do preenchimento por Areias de Faro-Quarteira (areias médias a grosseiras, com intercalações de níveis e/ou bolsadas conglomeráticas de matriz arenosa e níveis de arenito fino), do carso desenvolvido em rochas carbonatadas do Jurássico, na estrada que da acesso à Via do Infante, 800 m a NNW do vértice geodésico de Cabeço e 750 m a WSW de S. Bartolomeu (An9, Fig. 4.122). A - o depósito preenche uma galeria; B - os diferentes níveis quer areníticos, quer conglomeráticos, moldam-se às paredes cársicas definindo dobramentos.

Jurássico, o que implica que o dobramento destes sedimentos seja independente do substrato, sendo neste caso, de origem cársica. Porém, não se exclui a possibilidade de alguns dos níveis de calhaus estarem dobrados devido a movimentação em sedimento mole relacionado com actividade sísmica na área.

- em Sobral de Baixo (An10, Fig. 4.122), onde se identificaram fracturas de direcção dispersa, materializadas, de um modo geral, por planos de endurecimento e lixiviados. Algumas das fracturas separam arenitos de granularidade diferente, correspondendo neste caso a falhas. Mediram-se duas de orientação (N90ºE, 90º), com descida de S, e (N40ºW, 90º), associada a uma faixa de deformação de 12 cm. Observou-se ainda uma fractura de atitude (N23ºE, 85ºW), com descida de E, em cujo plano se observa um calhau partido, e uma fractura de orientação (N18ºW, 86ºE), sem rejeito aparente, mas com calhaus verticalizados junto e ao longo do seu plano. Devido a

ausência de critérios cinemáticos e à dispersão das fracturas, não é possível deduzir qual o campo de tensão compatível com estas estruturas.

- na zona da Fonte, a ENE do vértice geodésico de Cabeça (An13, An14, An15) (Fig. 4.122), onde se observaram numerosas fracturas de direcção dispersa, embora possa definir-se um agrupamento que varia de NNW-SSE a NNE-SSW (Fig. 4.124). Estas estão materializadas por planos de endurecimento (couraças ferruginosas), por vezes lixiviados. Existem duas fracturas de atitude e comprimento respectivamente (N16ºW, 70ºN) (≈ 3 m) e (N15ºW, 85ºE) (≈ 2 m).

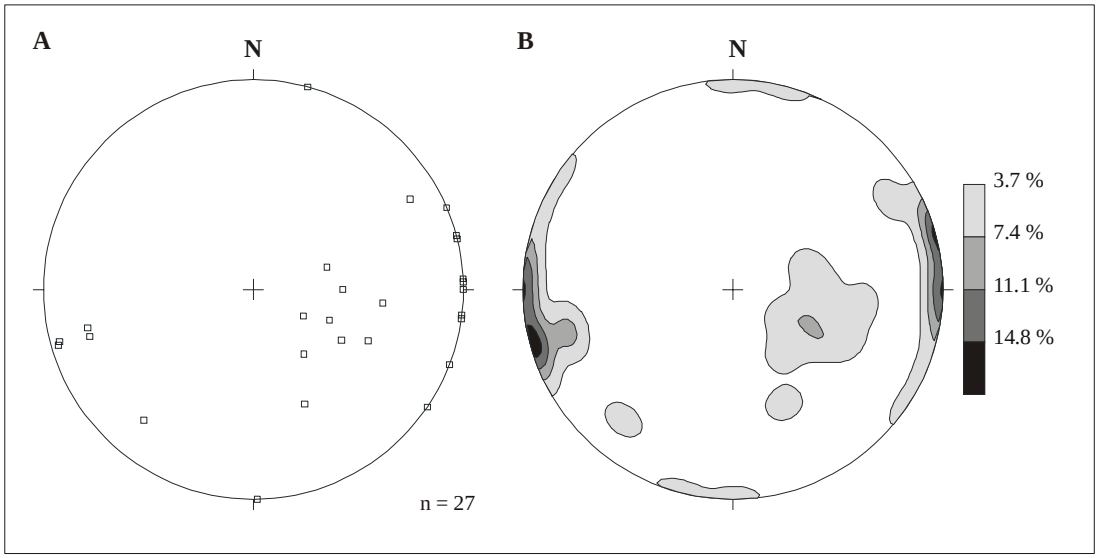


Fig. 4.124 - Representação gráfica das fracturas medidas, em Areias de Faro-Quarteira, na zona da Fonte (An13, An14, An15, Fig. 4.122) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das fracturas; B - diagrama de contornos de densidades dos pólos das fracturas.

- na estrada EN125, junto ao cruzamento para a praia Verde (An17, Fig. 4.122), onde se identificaram numerosas fracturas a afectar, quer depósitos plio-quaternários, quer a Formação de Cacela do Miocénico superior. Nos sedimentos plio-quaternários, que assentam por abarracamento na Formação de Cacela, as fracturas estão materializadas por planos de endurecimento e de lixiviação. Apresentam direcção dispersa, embora se possam definir dois agrupamentos de direcção NE-SW a ENE-WSW (dominante) e NW-SE (Fig. 4.125 A). Por outro lado, as fracturas na Formação de Cacela estão materializadas por planos ferruginizados, têm uma direcção menos dispersa do que a observada nos sedimentos suprajacentes, podendo definir-se um agrupamento dominante de direcção WNW-ESE a NW-SE (Fig. 4.125 B). De um modo geral, as fracturas em ambos os depósitos têm uma direcção semelhante, com excepção do agrupamento de direcção NE-SW a ENE-WSW que apenas existe no depósito plio-quaternário

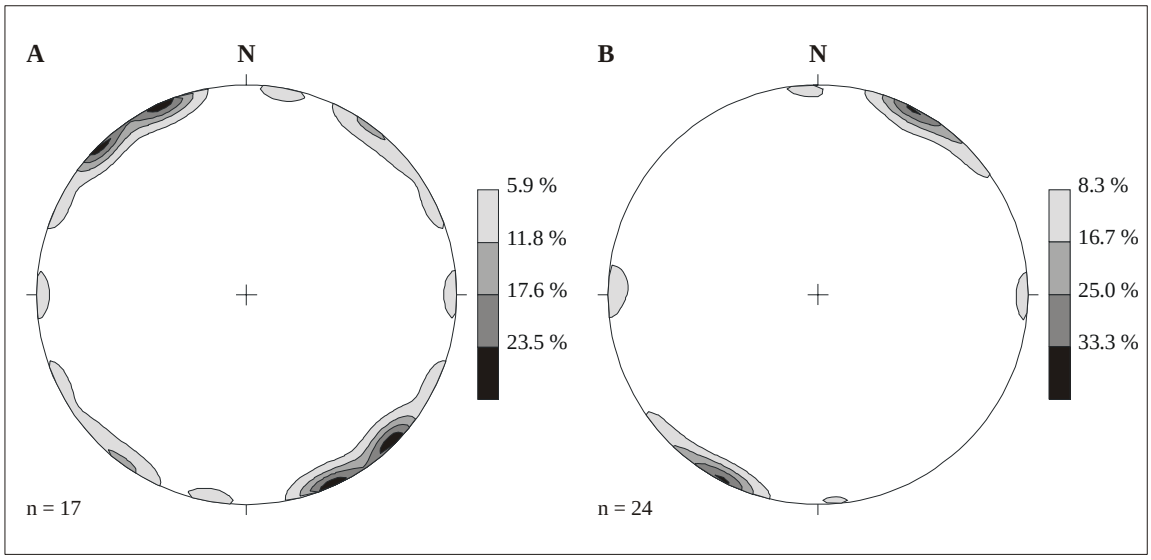


Fig. 4.125 - Representação gráfica das fracturas medidas, que afectam os depósitos plio-quaternários e a Formação de Cacela do Miocénico superior, na estrada En125, junto ao cruzamento para a praia Verde (An17, Fig. 4.122) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - diagrama de contornos de densidades dos pólos das fracturas nos depósitos plio-quaternários; B - diagrama de contornos de densidades dos pólos das fracturas na Formação de Cacela.

(Fig. 4.125). Este facto sugere a existência de pelo menos dois campos de tensão, com o primeiro a produzir fracturas, quer no depósito, quer na Formação de Cacela, e o último a gerar fracturas apenas no depósito.

No aldeamento da RETUR, nas traseiras do lote N.º 143 e 144 (An16, Fig. 4.122), observaram-se fracturas a afectar a Formação de Cacela, de direcção ENE-WSW a E-W. As fracturas têm um comprimento visível da ordem do metro, variando entre 0,5 m e 3 m, e estão materializadas por planos com couraças ferruginosas. Algumas das fracturas têm abertura que oscila entre 0,5 cm e 3 cm, sendo consequentemente compatíveis com uma compressão máxima (σ_1) de direcção ENE-WSW e uma compressão mínima (σ_3) de direcção NNW-SSE. A direcção da compressão mínima é semelhante à que foi deduzida para as falhas com cinemática normal que afectam as Areias de Olhos de Água, do Pliocénico inferior, no sector da arriba entre Olhos de Água e Rib.ª de Quarteira.

Em síntese podemos concluir que na zona de Vila Real de S. António:

- os depósitos plio-quaternários encontram-se deformados, com deformação frágil materializada por fracturas de direcção dispersa, e deformação dúctil evidenciada por dobramentos nos sedimentos que podem ser de origem tectónica ou cársica;
- a actividade neotectónica que afecta os depósitos plio-quaternários é consequência de um acidente em profundidade, que, embora não seja claro, pode corresponder ao prolongamento para E da falha de S. Estevão;

- embora existam estruturas compatíveis com um regime tectónico de desligamento direito com a compressão máxima (σ_1) de direcção WNW-ESE, grande parte das estruturas são compatíveis com um regime tectónico compressivo com a compressão máxima horizontal a variar de N-S a E-W;
- existe um campo de tensão, pós Miocénico superior, com a compressão mínima (σ_3) de direcção NNW-SSE, já anteriormente deduzida para outros locais;
- a presença de fracturas com preenchimento de material fino a cortar os depósitos plio-quaternários sugere actividade sísmica na área, com sismos de magnitude superior a 5.

4.4.4.6.5. Síntese

Devido à ausência de afloramentos a cortarem a falha de S. Estevão, não foi possível desenhar o seu traçado correcto nem determinar o seu comportamento cinemático. Contudo, poder-se-á, futuramente, efectuar investigação geofísica, realizando perfis sísmicos e/ou geoeléctricos perpendiculares ao traçado provável da falha, para uma melhor caracterização.

No entanto, a partir da investigação de campo que efectuámos ao longo da zona de falha, estudando os diversos afloramentos onde existem evidências de actividade neotectónica, concluímos que a falha de S. Estevão:

- é um acidente de direcção geral ENE-WSW que se estende desde a zona de Olhão até à zona de Tavira, podendo prolongar-se para E até à zona de Vila Real de S. António, numa extensão superior a 40 km;
- é responsável por uma escarpa de falha na zona de S. Estevão, embora provavelmente recuada em relação ao acidente;
- a actividade neotectónica identificada ao longo do seu traçado é provavelmente consequência da sua movimentação;
- esteve sujeita a um regime tectónico compressivo com a compressão máxima horizontal a variar de N-S a E-W;
- é provavelmente responsável pelos sismos que geraram os filões detríticos de material fino que cortam os depósitos plio-quaternários.

4.4.4.7. Zona da Fuzeta

Na zona da Fuzeta (estações T1, T2, T3, T4, T7, T8, T9 - Fig. 4.121) os depósitos plio-quaternários apresentam-se deformados, com deformação, quer frágil - materializada por fracturas (falhas e diaclases),

quer dúctil - evidenciada por níveis de sedimentos dobrados, que não está relacionada com nenhum acidente regional reconhecido à superfície.

As falhas foram identificadas nas estações T2 (100 m a N de Forte das Bias, no caminho Fuzeta - Bias do Sul), T7 (Arroteira de Baixo, 350 m a WSW do vértice geodésico de Vela) e T8 (Arroteira de Baixo, 450 m a WNW do vértice geodésico de Vela) (Fig. 4.120).

Em T2 as falhas apresentam geometria inversa e normal, com as falhas inversas a cortarem a falhas normais, sugerindo dois episódios de deformação. As falhas inversas têm orientação: (N66ºE, 85ºS) e estrias com *pitch* de 90º; (N46ºW, 85ºN) e estrias com *pitch* de 80ºS; (N85ºW, 48ºS); (N50ºW, 76ºS), separação vertical de 15 cm e estrias a inclinar 10ºS, que indicam movimento horizontal direito e vertical inverso; (N34ºW, 55ºW), separação vertical de 7 cm e estrias com *pitch* de 90º; (N10ºW, 65ºW), separação vertical de 15 cm (Foto 4.68); e (N7ºW, 70ºE), separação vertical de 5 cm. As falhas normais têm atitude (N15ºE, 15ºW), separação vertical de 10 cm, e (N72ºW, 20ºSW), separação vertical de 12 cm (Fig. 4.126). Estas estruturas são compatíveis com um campo de tensão constritivo com a compressão máxima (σ_1), variando de direcção entre NNW-SSE e NE-SW.

Em T7 foram identificadas três fracturas que podem ser interpretadas como falhas, mas de cinemática desconhecida devido à ausência de níveis de referência. Têm orientação (N86ºE, 52ºN) e estrias com *pitch* de 50ºS, (N20ºE, 80ºNW), com preenchimento de 1 cm argila, que perturba o nível de calhaus e (N82ºE,70ºN) (Fig. 4.120).

Em T8, além de uma fracturação intensa de direcção dispersa, identificou-se uma fractura de atitude (N75ºW, 90º), com um plano perfeitamente liso que se observa numa grande extensão, correspondendo provavelmente a uma falha.

Além dos locais já referidos, foram ainda identificadas fracturas sem movimento aparente (diaclases) em T1 (Fuzeta, 250 m a S do vértice geodésico da Fuzeta na estação do caminho de ferro, junto à ponte da estrada para Faro), T3 (200 m a NNW de Forte das Bias, no caminho Fuzeta-Bias do Sul), T4 (Bias do Sul, 900 m a W de Forte das Bias, no caminho para a EN125), e T9 (a W da Rib.ª da Luz, 900 m a SW do Rato, no caminho do Pinheiro para a Ria) (Fig. 4.121). Embora as fracturas apresentem direcção dispersa, podem definir-se dois agrupamentos de direcção WNW-ESE a NNW-SSE (dominante) e NE-SW a ENE-WSW (Fig. 4.127), apresentando-se de um modo geral materializadas por planos de endurecimento e lixiviados.

As deformações dúcteis, evidenciadas por níveis de sedimentos dobrados, foram identificadas em T1, onde se observaram os depósitos plio-quaternários a preencherem o carso desenvolvido em rochas

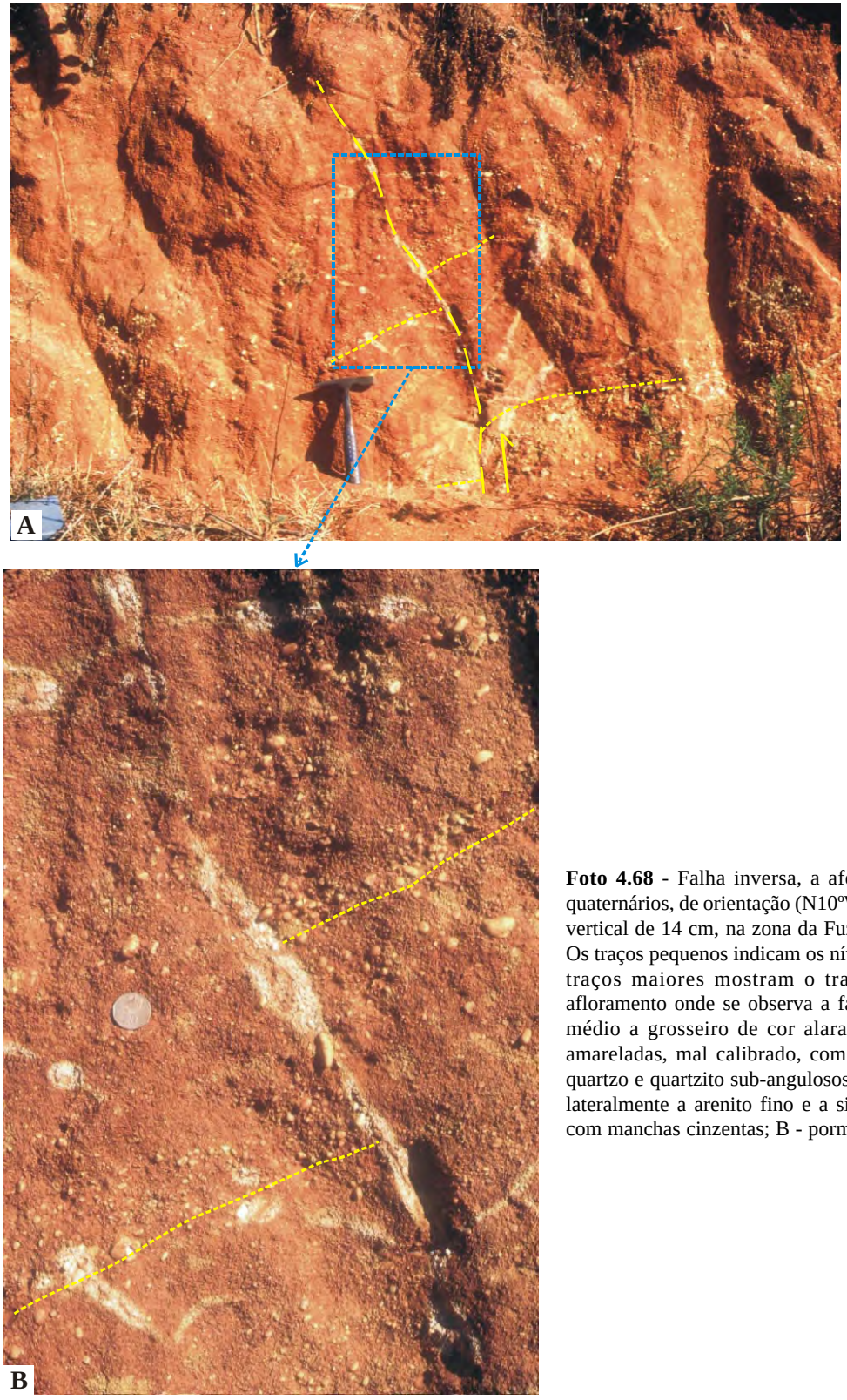


Foto 4.68 - Falha inversa, a afectar depósitos plio-quaternários, de orientação (N10ºW, 65ºW) e separação vertical de 14 cm, na zona da Fuzeta (T2, Fig. 4.120). Os traços pequenos indicam os níveis de referência. Os traços maiores mostram o traçado da falha. A - afloramento onde se observa a falha a afectar arenito médio a grosseiro de cor alaranjada com manchas amareladas, mal calibrado, com calhaus e seixos de quartzo e quartzito sub-angulosos a sub-rolados. Passa lateralmente a arenito fino e a silte de cor alaranjada com manchas cinzentas; B - pormenor da falha.

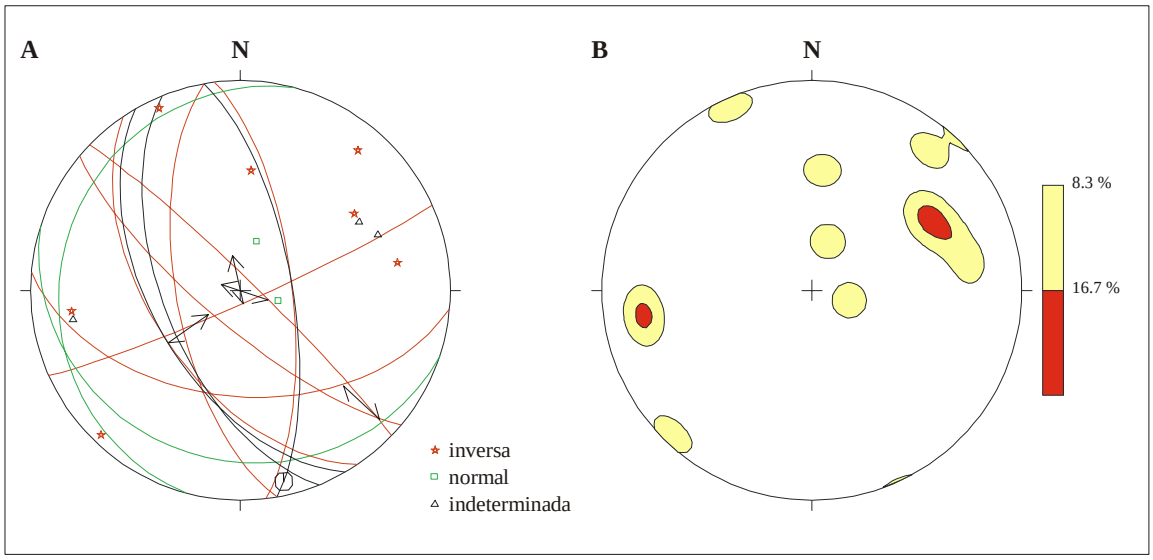


Fig. 4.126 - Representação gráfica das microfalhas medidas em depósitos plio-quaternários, 100 m a N de Forte das Bias, no caminho Fuzeta-Bias do Sul (T2, Fig. 4.120) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos planos de falha, pólos, estrias e respectiva cinemática; B - diagrama de contornos de densidades dos pólos das falhas.

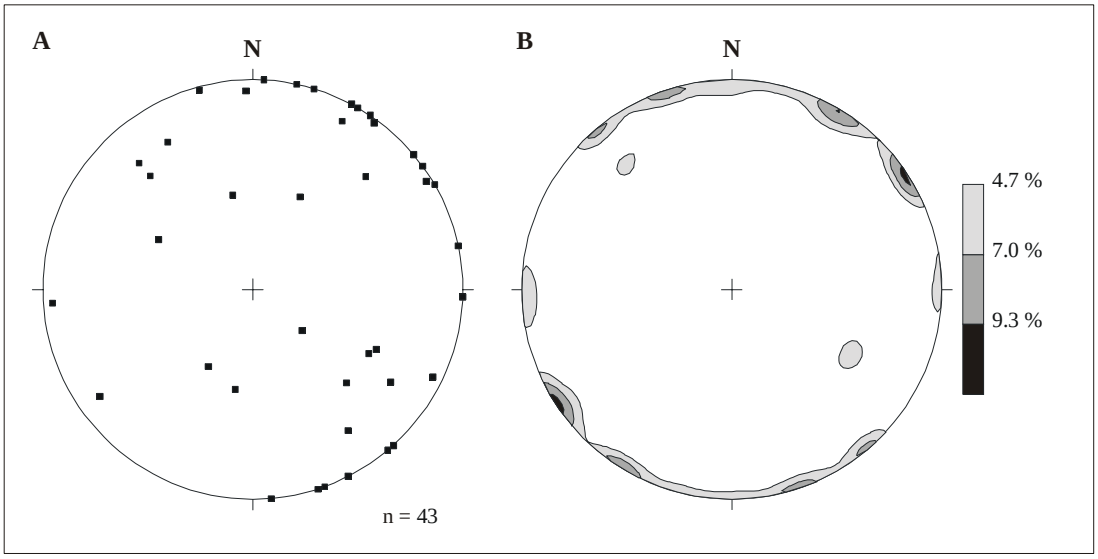


Fig. 4.127 - Representação gráfica das fracturas medidas em depósitos plio-quaternários, na zona da Fuzeta (T1, T3, T4, T9, Fig. 4.121) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A - projecção estereográfica dos pólos das fracturas; B - diagrama de contornos de densidades dos pólos das fracturas.

carbonatadas do Jurássico. Como noutros locais, os níveis de sedimentos encontram-se dobrados junto às paredes cársicas, sugerindo que as dobras são geradas por subsidência progressiva devido à dissolução na base das cavidades do carso. Contudo, não se exclui a hipótese de alguns dos níveis deformados estarem relacionados com a movimentação em sedimento mole devido a actividade sísmica na área.

Em síntese podemos concluir que na zona da Fuzeta:

- os depósitos plio-quaternários encontram-se deformados, com deformação frágil materializada

por fracturas de direcção dispersa, e deformação dúctil evidenciada por dobramentos nos sedimentos, que pode ser de origem tectónica ou cársica;

- a actividade neotectónica que afecta os depósitos plio-quaternários é provavelmente consequência de um acidente em profundidade de direcção NW-SE – falha da Fuzeta, paralelo a outros acidentes reconhecidos na área;
- o acidente terá uma componente de movimentação essencialmente inversa;
- as estruturas identificadas são compatíveis com um regime tectónico compressivo com a compressão máxima (σ_1) a variar de direcção de NNW-SSE a NE-SW.

4.4.4.8. Zona de Cacela

Na zona de Cacela não se efectuaram trabalhos de pormenor devido à ausência de depósitos plio-quaternários. Contudo, numa visita de campo para observar os diversos aspectos da Formação de Cacela, do Miocénico superior, foi identificada uma falha, que afecta esta formação, de orientação (N70ºE, 60ºN), estrias com um *pitch* de 85ºE e separação vertical normal de 50 cm. Esta estrutura é compatível com um campo de tensão distensivo com a compressão mínima (σ_3) de direcção NNW-SSE, já anteriormente deduzida para outros locais onde se identificaram falhas a afectar depósitos do Pliocénico inferior.

4.4.5. Conclusão

Em conclusão podemos referir que no Sector Oriental da Orla Meridional Algarvia existe actividade neotectónica embora menos acentuada que no sector ocidental. Esta actividade é evidenciada por:

- evidências geomorfológicas, como por exemplo:
  - a escarpa de falha de S. Brás de Alportel;
  - a escarpa de falha de S. Estevão;
- evidências estratigráficas expressas por deformação frágil materializada por fracturas (falhas e diaclases), por deformação dúctil evidenciada por dobramentos nos sedimentos plio-quaternários (que também podem ser de origem cársica), e por liquefacção testemunhada por filões detríticos (silte e/ou argila) a cortar os depósitos plio-quaternários, filões neptunianos e estruturas em chama.

Como já foi referido, a interferência da carsificação nas estruturas estudadas pode induzir-nos em erro quanto à geração das deformações que afectam os depósitos plio-quaternários. Contudo, na maior parte dos casos, as estruturas observadas neste sector encontram-se na dependência de acidentes regionais reconhecidos. Todavia existem algumas excepções, sendo nestes casos possível que as deformações identificadas (fracturas e dobras) tenham sido geradas por colapso e/ou subsidência cársica. De um modo

geral, os dobramentos que se identificaram situam-se em cavidades cársicas, sendo, nestes casos, fácil atribuir-lhes uma génese cársica.

Neste sector, os principais acidentes reconhecidos que têm actividade neotectónica associada, que são, portanto, acidentes activos, são de W para E (Fig. 4.128), as falhas de Carcavai, Loulé, Areias de Almansil, Torre, Faro, S. Estevão, Calhau e Fuzeta (?). De um modo geral, estes acidentes não têm expressão morfológica significativa, provavelmente devido a uma taxa de erosão superior à sua taxa de actividade.

A cinemática que foi possível inferir para as estruturas regionais reconhecidas no Plio-Quaternário foi:

- falha de Carcavai, de direcção geral NE-SW e extensão de cerca de 20 km – movimento vertical inverso e horizontal esquerdo;
- falha de Loulé, de direcção geral E-W e extensão de cerca de 12 km – movimento horizontal esquerdo e vertical normal;
- falha de Areias de Almansil, de direcção próxima de N-S – movimento vertical inverso;
- falha da Torre, de direcção próxima de NNW-SSE – movimento vertical inverso;
- falha de Faro, de direcção próxima de N-S – provável movimento horizontal esquerdo;
- falha de S. Estevão, de direcção ENE-WSW e extensão provável superior a 40 km – provável movimento horizontal direito;
- falha da Fuzeta (?), de direcção NW-SE – movimento vertical inverso.

Para este sector, foram deduzidos, para as diversas estruturas estudadas, diversos campos de tensão, que, de uma forma geral, são compatíveis com um regime tectónico de desligamento, com excepção dos inferidos para a falha de Areias de Almansil e zona da Fuzeta, que correspondem a campos de tensão constritivos, cuja compressão máxima (σ_1), compatível com as estruturas observadas, varia de NNW-SSE a E-W. Nos casos em que foi inferido um campo de tensão de regime de desligamento a compressão máxima (σ_1) varia entre NNW-SSE e E-W.

Para as unidades pós Miocénico superior a Pliocénico inferior (?) foi deduzido um campo de tensão distensivo com a compressão mínima de direcção NNW-SSE.

A presença de filões neptunianos, de fracturas com preenchimento de material detrítico fino (silte e/ou argila) e de dobramentos nos sedimentos provavelmente associados a liquefação, indica actividade sísmica na área, com a ocorrência de sismos de magnitude superior a 5, penecontemporânea da deposição dos sedimentos plio-quaternários.

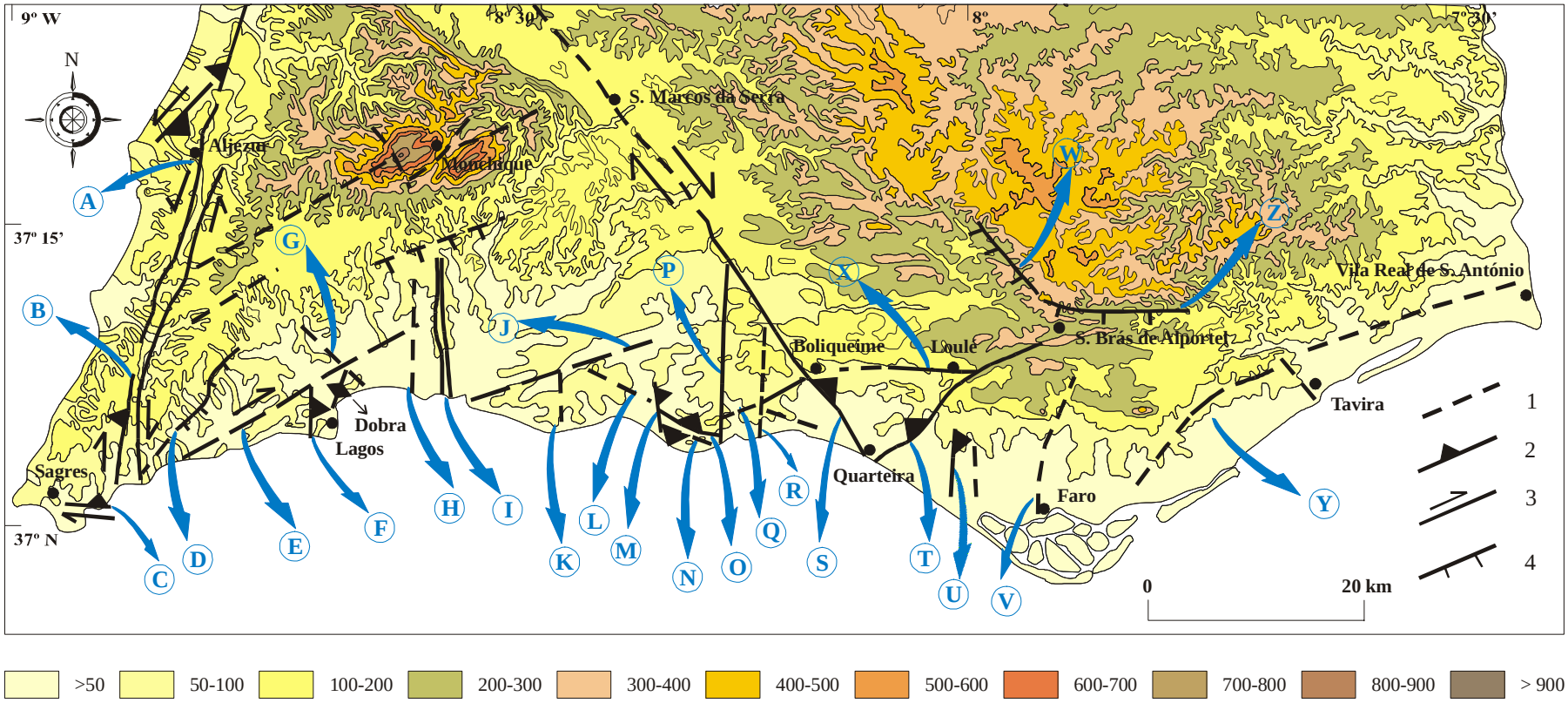


Fig. 4.128 - Mapa sintético das principais falhas activas identificadas na região do Algarve. 1, falha provável; 2, falha inversa (marcas no bloco superior); 3, desligamento; 4, falha com componente de movimentação vertical de estilo desconhecido (traços no bloco abatido); A - Baiona; B – Sinceira (A e B correspondem ao sistema de falhas S. Teotónio-Aljezur-Sinceira-Ingrina); C - Martinhal; D - Barão de S. João; E- Espiche-Odiáxere; F - Lagos; G - Rib.ª de Odiáxere; H - Alvor; I - Portimão; J – Ferragudo; K - Sr.ª do Carmo; L - Relvas; M - Rib.ª de Espiche; N - Vale Rabelho; O - Baleeira; P - Albufeira; Q - Mosqueira; R - Oura; S - S. Marcos-Quarteira; T - Carcavai: U - Areias de Almansil; V - Faro; Y - S. Estevão; X - Loulé; W - Eira de Agosto; Z - S. Brás de Alportel. Linhas de contorno a cada 100 m, com excepção da primeira que é inferior a 50 m.

Início

Capítulo 3

Capítulo 5

CAPÍTULO - 5

SISMOTECTÓNICA

5. SISMOTECTÓNICA

5.1. Sismicidade

A região do Algarve é afectada por uma sismicidade significativa, com sismos históricos e instrumentais cuja distribuição evidencia uma sismicidade intensa localizada na área imersa, a S e SW do território continental, numa faixa que se estende desde o Banco de Gorringe, a W, até ao estreito de Gibraltar, a E (Fig. 1.3). Esta sismicidade está relacionada com a fronteira de placas Açores Gibraltar e/ou com a zona de subducção oeste ibérica (CABRAL e RIBEIRO, 1989; CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996), correspondendo, pois a sismos interplacas ou de transição para intraplaca (DIAS e CABRAL, 1995b).

Na região do Gorringe existe uma actividade sísmica instrumental importante, que ocorre principalmente nos 30 km superficiais da litosfera, atingindo uma profundidade máxima de 70 km (GRIMISON e CHEN, 1986, 1988; BUFORN, UDÍAS e COLOMBÀS, 1988; CHEN e GRIMISON, 1989; CABRAL, 1995). Os sismos tornam-se mais profundos para oriente, atingindo profundidades de 130 km na região do Golfo de Cádis (HATZFELD e FROGNEUX, 1981; BUFORN, UDÍAS e COLOMBÀS, 1988), e mostram alguma tendência para se aprofundar para N (*op. cit.*).

A sismicidade não se propaga significativamente para o interior do território algarvio, o que sugere a presença de estruturas geológicas submarinas que absorvem uma parte importante da deformação interplacas Africa-Ibéria, reduzindo a importância da actividade intraplaca (DIAS e CABRAL, 1995a,b). Com efeito, o território algarvio emerso, embora esteja localizado numa zona potencialmente sismogenética, constituindo uma fronteira que limita a sul uma área de sismicidade muito fraca correspondente ao Baixo Alentejo, não apresenta uma actividade sísmica que se destaque significativamente de outras áreas do território continental português com sismicidade importante, como as regiões de Évora e da Estremadura (*op. cit.*) (Fig. 1.3).

Contudo o Algarve, ao longo da sua história, tem sido afectado por sismos de magnitude elevada, designadamente:

- sismos próximos localizados no território emerso ou próximo do litoral, com características intraplaca, dos quais se destacam os sismos nas áreas de Portimão (1719, IMM* max. IX), litoral de Tavira (1722, IMM max. X, que gerou um *tsunami* (BAPTISTA *et al.*, 2000) (Fig. 5.1) e Loulé (1856, IMM max. VIII) (CARRILHO *et al.*, 1997) (Fig. 5.2);

* *Escala de Intensidades de Mercalli Modificada*



Fig. 5.1 - Mapa de isossistas do sismo de 27 de Dezembro de 1722 na região de Tavira (adaptado de MEZCUA, 1982). Escala de Intensidades de Mercalli Modificada (IMM).

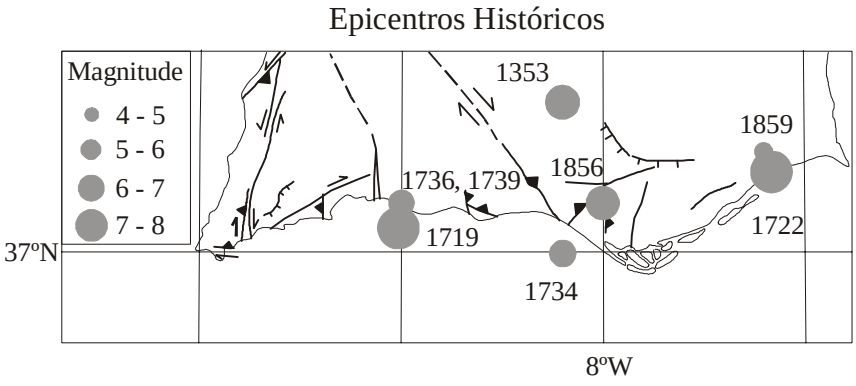


Fig. 5.2 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos históricos na zona Algarvia e Atlântica adjacente, com as principais falhas activas recentemente reconhecidas na região do Algarve (Fig. 4.128) (adaptado de CARRILHO *et al.*, 1997).

- sismos interplacas localizados no oceano Atlântico a SW e a S do Algarve, directamente relacionados com a fronteira de placas litosféricas, Açores-Gibraltar e/ou com a zona de subducção incipiente oeste ibérica, caracterizados por magnitudes elevadas, dos quais se destaca o sismo de 1 de Novembro de 1755 que gerou uma intensidade sísmica máxima de grau X (IMM) em toda a região algarvia (Fig. 5.3). Segundo Zitellini *et al.* (1999) o sismo de 1755 está associado à movimentação da falha do Marquês de Pombal.

A falha do Marquês de Pombal é um cavalgamento de direcção N15ºE com rejeito vertical pós-Miocénico superior a 1000 m. Está localizado a WSW do cabo de S. Vicente, corta o fundo do mar apenas no seu sector central, tornando-se numa falha cega nas extremidades N e S, onde o rejeito é acomodado por



Fig. 5.3 - Mapa de isossistas do sismo de 1 de Novembro de 1755 (segundo Moreira, 1984, Fig. 9, p.38). Escala de Intensidades de Mercalli Modificada (IMM).

dobramento das formações sedimentares mais superficiais (ZITELLINI *et al.*, 2000). Segundo Ribeiro (1994) e Baptista *et al.* (1998), o sismo de 1755, devido à sua elevada magnitude (estimada em 8,5) e ao resultado da modelação do *tsunami* que gerou (BAPTISTA *et al.*, 1998a,b), terá sido originado por um acidente com pelo menos o dobro do comprimento da estrutura do Marquês de Pombal (50 km). Deste modo, Ribeiro (comunicação pessoal) sugere que esta estrutura seja o segmento aflorante mais importante de uma falha mais extensa que se manifesta na parte superficial da litosfera por outras falhas identificadas mais a N (ZITELLINI *et al.*, 2000), correspondendo à expressão superficial da zona de subducção incipiente da margem Oeste-Ibérica anteriormente postulada por Cabral e Ribeiro (1989) (*op. cit.*).

Para o estudo da sismicidade instrumental que afecta a região do Algarve, o Instituto de Meteorologia e o British Geological Survey instalaram, em Dezembro de 1995, no Algarve e Baixo Alentejo, uma rede sismográfica composta por sete estações de curto período, constituídas por uma estação central de 4 componentes (3 componentes de curto período, alto ganho e 1 componente vertical, baixo ganho), localizada na Foia, Serra de Monchique, e seis equipadas com uma componente vertical (1 componente vertical, alto ganho, telemétrica) (CARRILHO *et al.*, 1997). A partir dos dados obtidos em 1996, e segundo estes autores, a localização dos epicentros permite destacar duas zonas de maior concentração de eventos (*op. cit.*) (Fig. 5.4):

- uma área que se estende da Serra de Monchique até Portimão, com prolongamento para o mar;
- uma área localizada no mar a sul de Faro.

Se observarmos o mapa de epicentros num período mais alargado, como por exemplo o período entre 1958 e 1998 (Fig. 5.5), constatamos que a sismicidade instrumental no território emerso é mais distribuída. Contudo, existem três zonas de maior concentração de sismicidade, designadamente a área que se estende da Serra de Monchique até Portimão, a área entre Albufeira-Loulé-Faro, e a área de Tavira-Vila Real de S. António-Castro Marim (Fig. 5.5).

A sismicidade instrumental regional, de um modo geral, segue a Lei de Guttenberg-Richter (relação entre a magnitude dos sismos e a sua frequência de ocorrência) (CARRILHO *et al.*, 1997; BEZZEGHOUD *et al.*, 2000):

em que **N** representa o número de eventos com magnitude superior ou igual a **M**, **b** exprime a taxa relativa de ocorrência de sismos de diferente magnitude numa região e **a** é o logaritmo do número de sismos com magnitude maior que zero (nível de sismicidade) (CARRILHO *et al.*, 1997). Bezzeghoud *et al.* (2000) calcularam

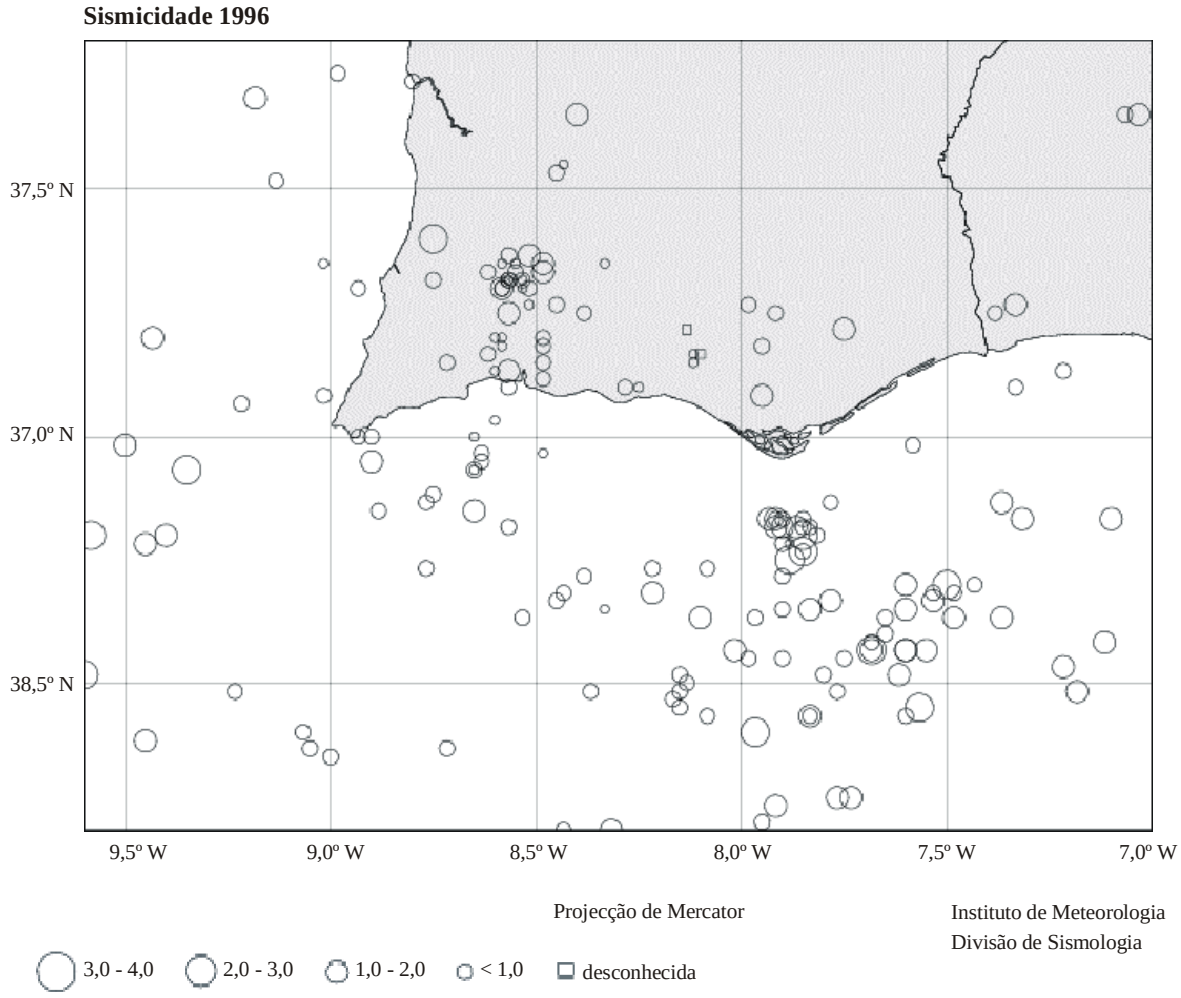


Fig. 5.4 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos, na região do Algarve e áreas adjacentes, localizados pelo Instituto de Meteorologia em 1996 (adaptado de CARRILHO *et al.*, 1997).

um resultado para **a** e **b** de:

a = 2,90 e b = 0,80, a partir da informação incluída no catálogo sísmico, período de 1901-1990 (SOUSA *et al.*, 1992), normalizada a 1 ano, para sismos com magnitude 3,3-5,5;

a = 3,28 e b = 0,83, a partir da informação obtida pela rede Sismográfica da Fóia, entre 1996-1998, para sismos com magnitude 1,5-3,5.

Bezzeghoud *et al.* (2000) consideram que, embora exista uma certa discrepância nos valores de b, esta deve-se a um mau constrangimento, para magnitudes baixas, dos cálculos baseados no catálogo sísmico nacional. Para a diferença no valor de a, consideram que não é significativa, o que mostra que o número de sismos previstos com a série de 1996-1998 é representativo da sismicidade da zona (*op. cit.*).

A partir da sismicidade instrumental foram determinadas várias soluções de mecanismos focais de eventos localizados na região meridional de Portugal e na área Atlântica adjacente (BORGES, 1996; RIBEIRO

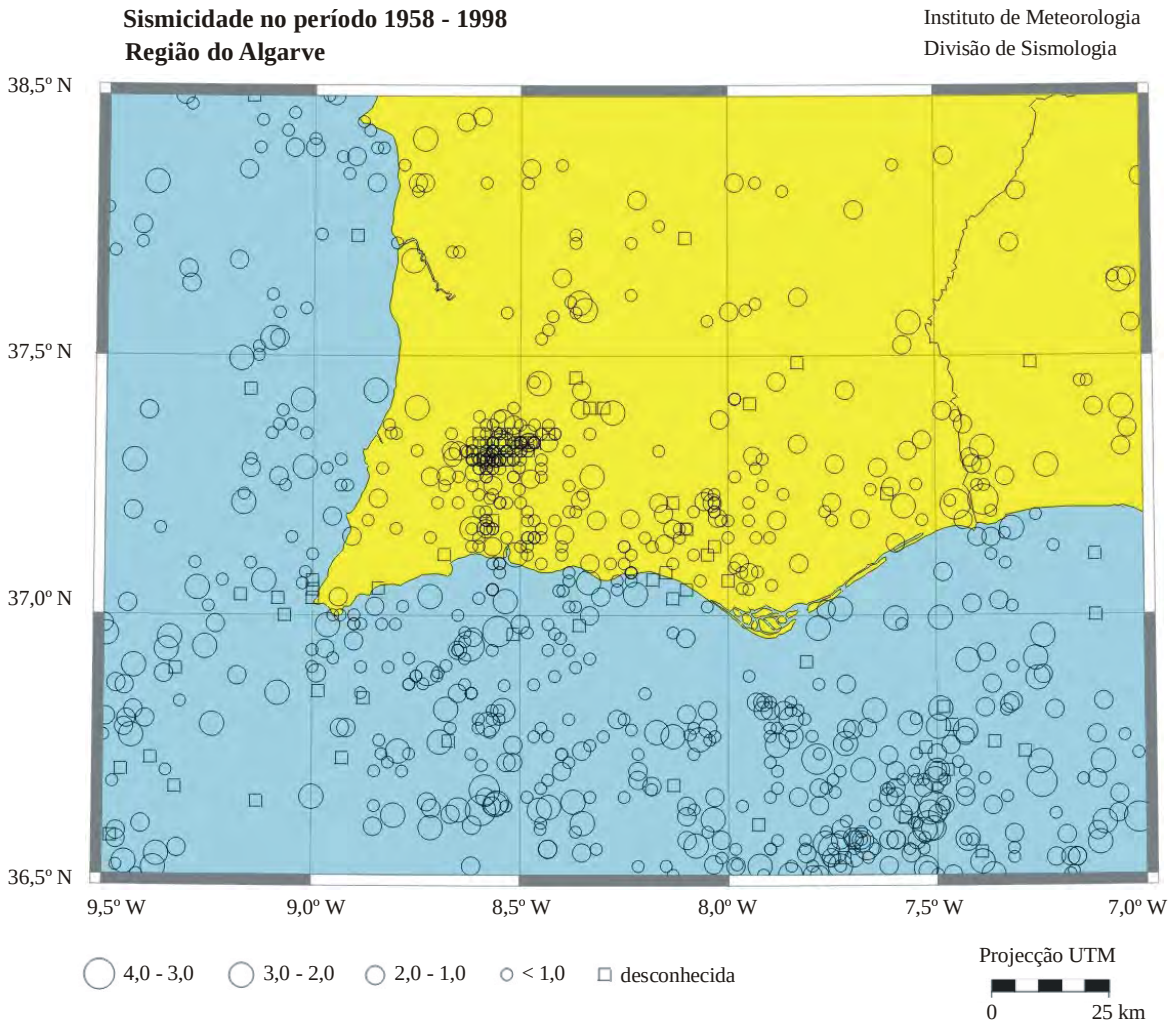


Fig. 5.5 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos, na região do Algarve e áreas adjacentes, localizados pelo Instituto de Meteorologia no período de 1958 - 1998.

et al., 1996; DIAS *et al.*, 1997c; BEZZEGHOUD *et al.*, 2000).

Assume-se que os sismos são gerados em falhas cuja superfície está orientada segundo um plano de tensão cisalhante elevada. Existem dois planos conjugados de tensão cisalhante máxima para qualquer par de valores de σ_1 e σ_3, onde $\sigma_1>\sigma_3$, que se intersectam ao longo de uma linha paralela ao eixo da tensão principal intermédia σ_2, sendo este modelo usado na elaboração dos mecanismos focais (YEATS *et al.*, 1997). Se não existirem planos de fraqueza pré-existentes, com o material estruturalmente isotrópico, a ruptura deve ocorrer no, ou próximo de um destes planos de tensão cisalhante máxima - neoruptura. Contudo, como se sabe, os materiais da crosta terrestre apresentam geralmente abundantes planos de fraqueza pré-existentes, como por exemplo falhas, com uma geometria pré-defenida, cujo movimento de deslizamento deve ocorrer segundo o seu plano, condicionado pela sua geometria, mesmo que o campo de

tensão tenha rodado da sua posição inicial, no momento de geração da falha pela primeira vez. Como grande parte dos sismos são consequência da movimentação de falhas pré-existentes (reactivação por deslizamento friccional), não fornecem, deste modo, evidências directas para a orientação dos eixos principais da tensão, mas proporcionam essencialmente evidências para a orientação dos eixos da deformação (*op. cit.*).

Para a região do Algarve as soluções de mecanismos focais apresentadas mostram que existe uma grande dispersão quer na orientação, quer na cinemática das falhas que geraram os sismos, notando-se a presença de soluções que apontam para falhas com cinemática inversa, normal e de desligamento (Fig. 5.6). De facto, se considerarmos apenas a área entre as latitudes 36ºN e 37º 30'N e longitude –7ºW e –10ºW, verificamos que existem 3 mecanismos focais de falha normal, 9 de falha inversa e 9 de desligamento.

Considerando estes mecanismos focais, observa-se uma variação significativa do regime tectónico à escala local. Verifica-se, contudo, que a orientação da compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) corresponde, na maioria dos casos, à da tensão principal máxima (σ_1), oscilando de N-S a E-W, sendo a direcção WNW-ESE a NW-SE a mais representativa. A conjugação predominante de mecanismos em falha inversa e de desligamento sugere que a região do Algarve está actualmente sujeita a um regime tectónico compressivo

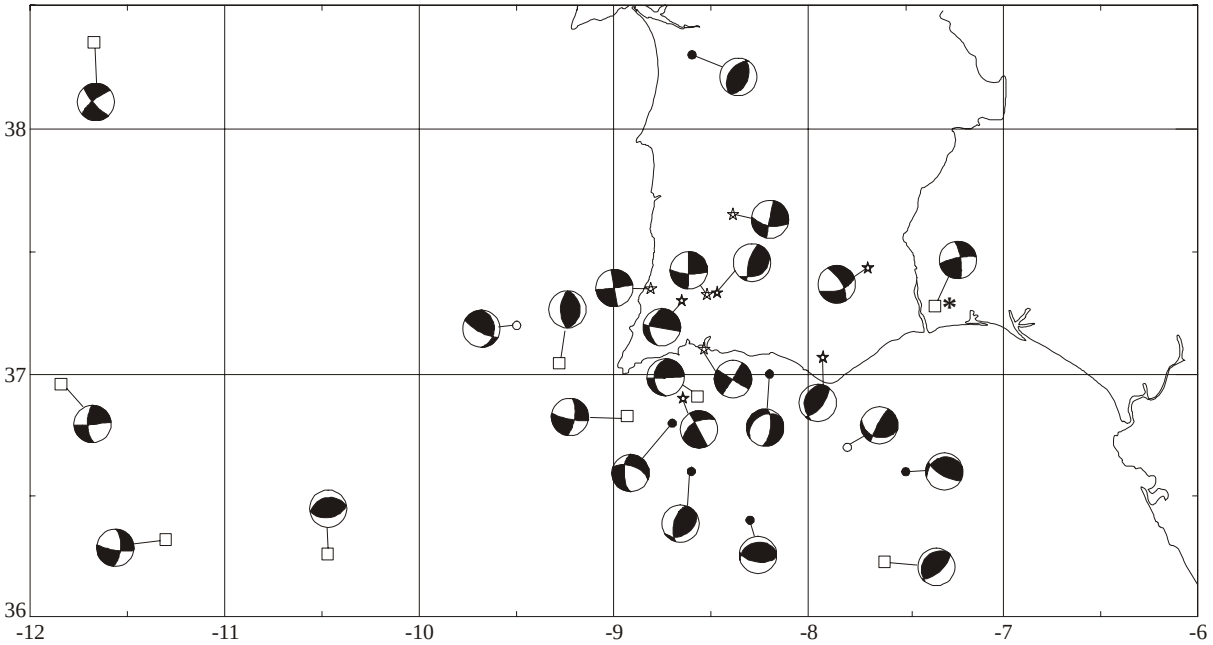


Fig. 5.6 - Mecanismos focais recentemente calculados de sismos localizados na região Sul de Portugal e zona Atlântica adjacente (Borges, 1996 - círculos; Ribeiro *et al.*, 1996 - quadrados; Bezzeghoud *et al.*, 2000 - estrelas) (adaptado de Dias *et al.*, 1997); * mecanismo em falha normal segundo Herraiz *et al.* (2000).

com encurtamento segundo WNW-ESE a NW-SE e alongamento segundo NNE-SSW a NE-SW, sendo o valor das tensões principais σ_2 e σ_3 semelhantes ($0 \leq R < 0,5$; $R = \sigma_2-\sigma_3/\sigma_1-\sigma_3$).

5.2. Relação sismicidade – estruturas geológicas activas

A presença de uma sismicidade instrumental significativa na região do Algarve sugere que, pelo menos, parte das falhas consideradas activas por critérios geológicos e geomorfológicos sejam responsáveis pela actividade sísmica, embora esta tenha sido gerada em profundidade, na crosta sismogenética. Com efeito, segundo os "Boletins Sismológicos preliminares do Continente e Madeira" do Instituto de Meteorologia (Janeiro de 1995 a Dezembro de 1998), grande parte dos sismos na região do Algarve têm o hipocentro a profundidades superiores a 5 km, atingindo profundidades da ordem dos 50 km. Na área em estudo (zona emersa) os hipocentros estão localizados a profundidades que variam entre 2,4 km e 25 km (Fig. 5.7), indicando que os eventos sísmicos são gerados em acidentes tectónicos pré-existentes, localizados em profundidade no soco varisco.

Com excepção dos sismos históricos que atingiram intensidade elevada (Fig. 5.2), a sismicidade instrumental raramente atinge magnitude superior a 5, sugerindo que a sismicidade registada não foi acompanhada por ruptura superficial nas falhas sismogenéticas. Com efeito, a ruptura superficial numa falha pode ocorrer subitamente, durante um evento sísmico de magnitude geralmente superior a 6, ou gradualmente, por *creep*, sendo neste caso assísmica (Slemmons, 1977; Slemmons e Depolo, 1986).

Existem três tipos principais de ruptura superficial associadas a movimentação em falhas (Slemmons e Depolo, 1986):

- ruptura primária – que ocorre ao longo do acidente principal que gerou o sismo cuja magnitude pode ter sido estimado a partir da observação e análise da sismicidade histórica e do deslocamento na falha (*op. cit.*);
- ruptura secundária – que ocorre ao longo de ramificações e de falhas secundárias associadas ao acidente principal. Estes estruturas acomodam localmente a deformação do acidente principal tendo geralmente deslocamentos menores (*op. cit.*);
- ruptura auto-desencadeada ou em dominó (Stein, 1999) – a ocorrência de um sismo numa falha activa leva a uma modificação do estado de tensões estáticas nas regiões vizinhas que rompeu; a tensão cisalhante é aumentada ou diminuída em quadrantes alternos, de acordo com a movimentação causada pela ruptura. Onde a tensão cisalhante é aumentada dá-se um aumento

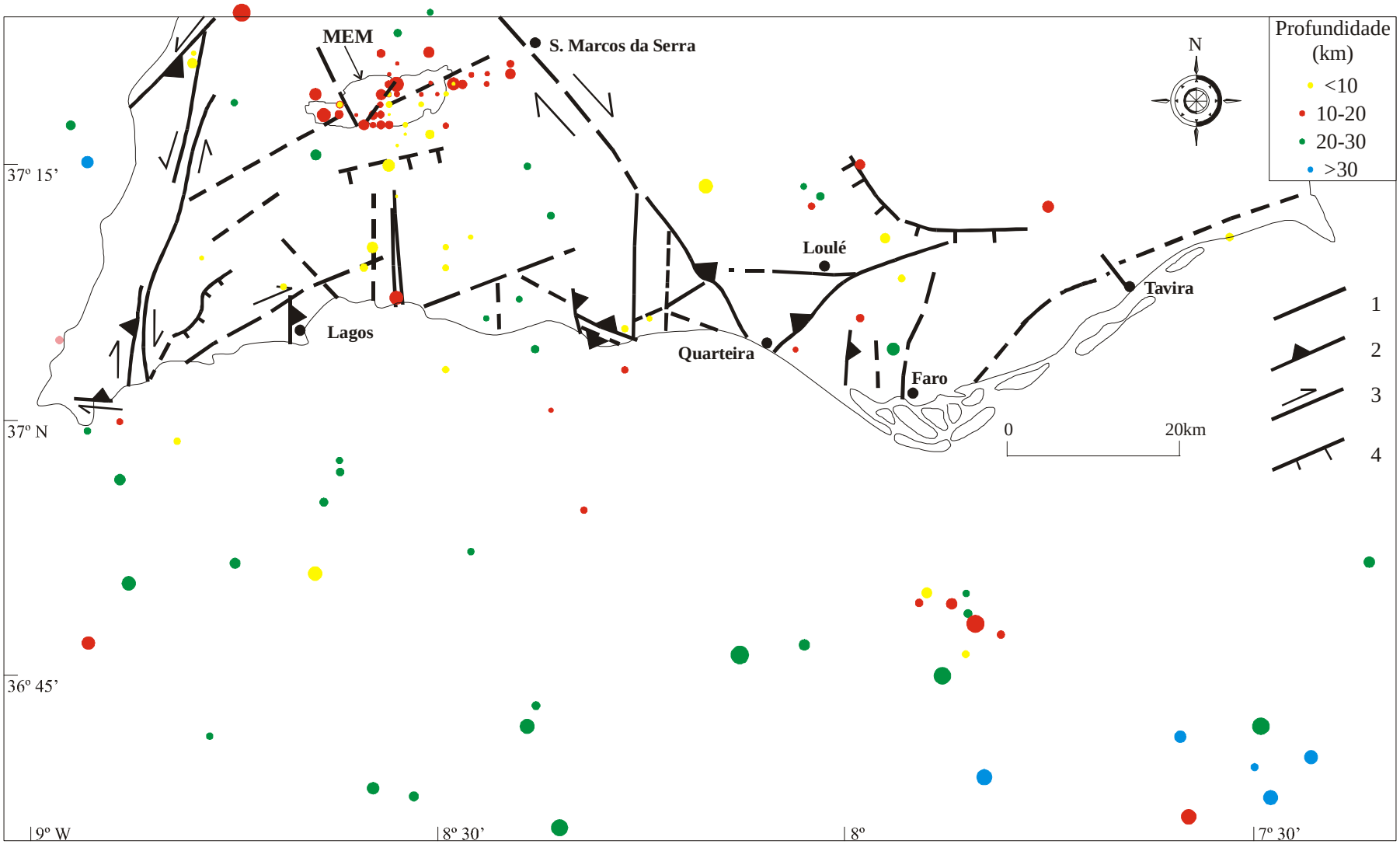


Fig. 5.7 - Mapa de distribuição de hipocentros de sismos ("Boletins Sismológicos preliminares do Continente e Madeira" do Instituto de Meteorologia, Janeiro de 1995 a Dezembro de 1998) e das principais falhas activas conhecidas na região do Algarve (Fig. 4.128). 1, falha provável; 2, falha inversa (marcas no bloco superior); 3, desligamento; 4, falha com movimento desconhecido (traços no bloco abatido); MEM, maciço eruptivo de Monchique; diminuição do círculo proporcional à magnitude.

de sismicidade e da probabilidade de nova ruptura; onde a tensão cisalhante é diminuída dá-se um decréscimo de sismicidade e de probabilidade de nova ruptura. O exemplo mais expressivo de ruptura em dominó ocorre na falha do Norte da Anatólia, onde ocorreram sismos com magnitudes compreendidas entre 7 e 8 no período 1939-1999; as rupturas sucessivas migram de forma bastante bem ordenada de E para W. Os últimos sismos ocorreram em Izmit, a 17 de Agosto de 1999, com M_w = 7,4 e em Düzce a 12 de Novembro de 1999, com M_w = 7,2. Prevê-se que a próxima ruptura possa ocorrer nas próximas décadas no mar de Mármara, junto à cidade de Istambul.

Na região do Algarve a profundidade a que se gera a sismicidade, bem como a sua dispersão geográfica, dificultam o estabelecimento de uma correlação entre os sismos e as estruturas reconhecidas à superfície, consideradas activas. Contudo é possível, nalgumas zonas, estabelecer uma relação entre as falhas e os epicentros dos sismos, como se pode observar na figura (Fig. 5.8).

De um modo geral, nas zonas de maior concentração de sismicidade, existem estruturas activas que se podem relacionar com essa sismicidade, com excepção da zona do Guadiana, onde se identificaram escassas evidências de actividade neotectónica.

Com efeito, na zona do Guadiana reconheceu-se um alinhamento de epicentros de direcção próxima de NNW-SSE, com magnitude inferior a 5, que não corresponde a nenhuma estrutura activa reconhecida no terreno. Terrinha (1998) sugere a existência, na zona imersa, de um acidente com esta direcção, que designou por falha do Guadiana, funcionando como um contraforte à compressão do Arco *Bético-Rifenho*. A distribuição da sismicidade sugere que o prolongamento desta estrutura em terra estará provavelmente localizado a E do rio Guadiana, portanto em território espanhol. A W de Vila Real de S. António foram identificadas algumas evidências de actividade neotectónica, mas foram atribuídas a uma estrutura que está no prolongamento da falha de S. Estevão.

Na área entre Albufeira-Loulé-Faro identificaram-se diversos exemplos de deformação neotectónica a afectar os depósitos plio-quaternários, gerada pelas falhas reconhecidamente activas nesta zona, nomeadamente as falhas de Rib.ª de Espiche, Relvas, Montejuntos, Vale Rabelho, Baleeira, Albufeira, Oura, Mosqueira, S. Marcos – Quarteira, Carcavai, Loulé, Areias de Almansil, Torre, estrutura de Faro, Eira e S. Brás de Alportel (Fig. 5.8 e 4.128), que são provavelmente responsáveis pela sismicidade actual.

Na área que se estende da Serra de Monchique até Portimão reconheceram-se também diversos exemplos de deformações neotectónicas a afectarem os depósitos plio-quaternários, nomeadamente falhas, fracturas, paleosismitos e dobras. As estruturas activas principais, provavelmente responsáveis por alguma

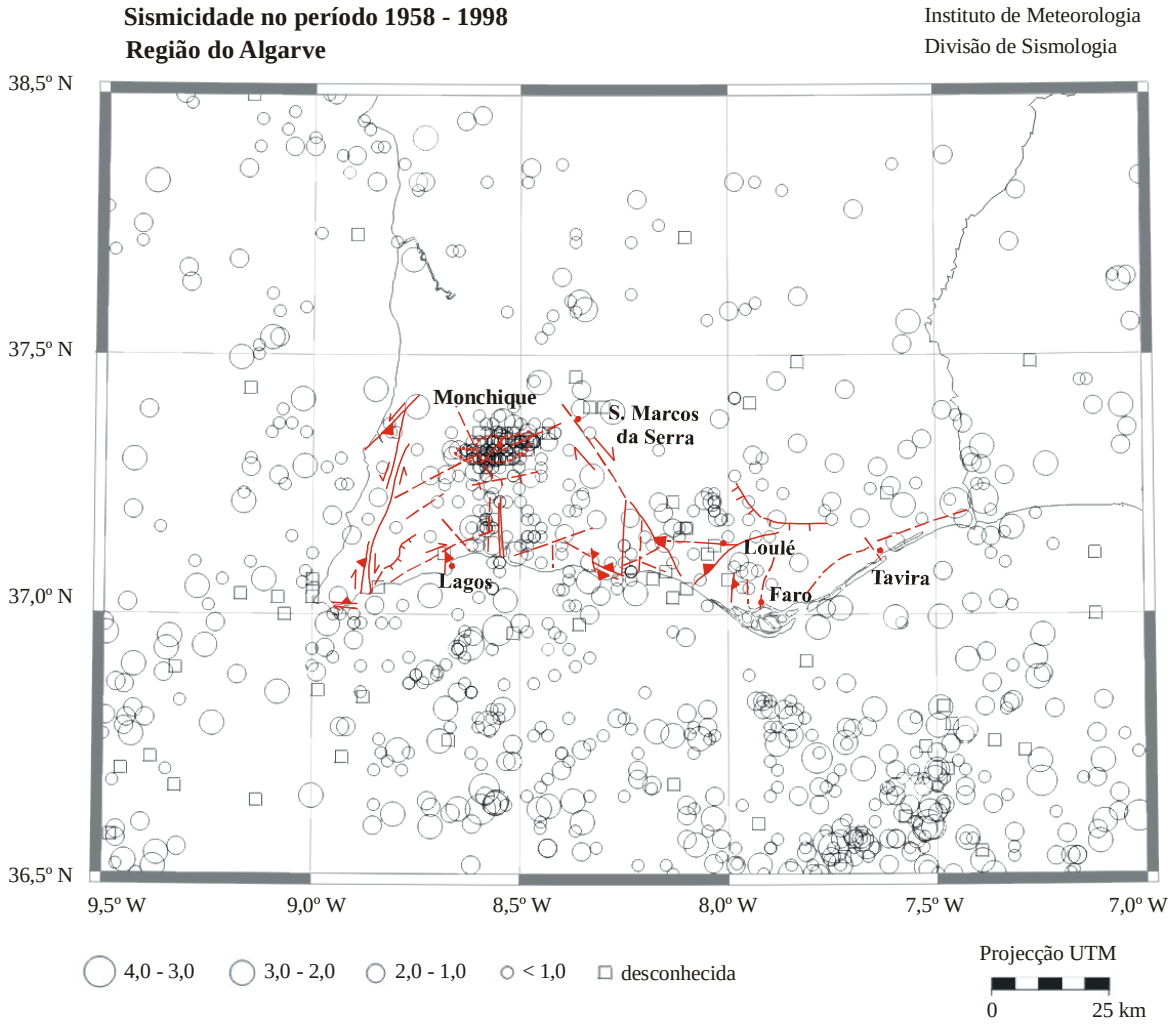


Fig. 5.8 - Mapa de distribuição de epicentros de sismos, na região do Algarve e áreas adjacentes, localizados pelo Instituto de Meteorologia no período de 1958 - 1998 e das principais falhas activas recentemente conhecidas na região do Algarve (Fig. 4.128).

da sismicidade, são as falhas de Espiche-Odiáxere, Lagos, Alvor, Portimão e Ferragudo (Fig. 5.8 e 4.128). A N da bacia Meso-Cenozóica, no soco varisco, identificaram-se degraus morfológicos (escarpas) mais ou menos sinuosos, associados à subida progressiva da superfície de erosão poligénica regional (talhada no soco varisco) até a altitude máxima de 400 m, na base da serra de Monchique. Alguns destes degraus correspondem provavelmente a acidentes tectónicos activos, dos quais se destaca a falha do Carrascal (comando de aproximadamente 100 m), que pode ser responsável por alguma da sismicidade que se observa a N deste acidente (Fig. 5.8 e 4.128).

Na zona de Monchique reconhece-se uma concentração importante de sismicidade, que se localiza predominantemente nos bordos e no interior do maciço intrusivo (Fig. 5.8 e 4.128). A profundidade dos

sismos varia entre os 5 km e os 20 km ("Boletins Sismológicos preliminares do Continente e Madeira" do Instituto de Meteorologia, de Janeiro de 1995 a Dezembro de 1998) (Fig. 5.7 e 5.8).

O maciço intrusivo de Monchique é cortado por um vale de fractura de direcção NE-SW, que separa a Picota (774 m) da Foia (902 m), correspondente a um alinhamento da sismicidade. É também recortado por um conjunto de acidentes de direcção ENE-WSW, ao longo dos quais se dispõem numerosos epicentros (Fig. 5.7 e 5.8).

Embora este conjunto de acidentes possa estar na origem dos sismos que ocorrem nesta zona, não é muito clara a sua relação com esta sismicidade. A disposição dos epicentros dos sismos, de um modo geral circunscritos aproximadamente ao maciço eruptivo, sugere que haja uma relação entre a litologia aflorante e os epicentros, devido a um contraste das propriedades mecânicas entre litologias diferentes (xistos e grauvaques do Paleozóico e os sienitos do maciço eruptivo), desencadeando:

- uma concentração de tensões numa heterogeneidade crustal;
- e/ou cedência preferencial por menor resistência do material ígneo.

Se a localização desta sismicidade resulta de um contraste reológico entre o soco paleozóico e as rochas ígneas do maciço de Monchique, como os hipocentros estão a uma profundidade que varia entre os 5 e os 20 km, então temos que admitir que esta diferenciação litológica também ocorre em profundidade, sugerindo que a forma da intrusão se prolonga até pelo menos aos 20 km, segundo uma geometria extremamente improvável, o que deixa a questão em aberto, para investigação futura.

Outra possível origem para a sismicidade difusa que se observa em Monchique é a presença de uma zona de descolamento abaixo desta área, a uma profundidade entre os 10 km e 15 km (faixa de profundidade com maior concentração de sismos), cujo traçado à superfície poderia corresponder aos ressaltos tectónicos que deformam a superfície poligénica a sul.

No litoral ocidental a sismicidade é escassa e distribui-se ao longo do sistema de fracturas S. Teotónio - Aljezur - Sinceira – Ingrina, que tem boas evidências de actividade neotectónica. No prolongamento deste acidente para a zona imersa (S de Sagres) reconhece-se um alinhamento de epicentros de direcção N-S sugerindo que esta estrutura se prolonga para S. Existem ainda outras estruturas nesta área, que afectam os depósitos plio-quaternários, eventualmente responsáveis por alguma desta sismicidade, como por exemplo o sistema de falhas da de Messejana, a N, cujo prolongamento para o mar, a partir de Aljezur, é sugerida pelo alinhamento de epicentros, de direcção NNE-SSW, ao longo do canhão de S. Vicente, e a falha do Martinhal, a S.

A S do Algarve, na zona imersa, os sismos geram-se a profundidades que variam entre os 5 km e os 50 km. Os alinhamentos dos epicentros parecem definir um padrão de direcção predominantemente ENE-WSW a NE-SW, NW-SE, E-W e N-S, semelhante à direcção das principais estruturas tectónicas activas da bacia algarvia (Fig. 5.8). É de notar também a concentração e o alinhamento de epicentros de direcção N-S a NNW-SSE, a S de Faro, e NE-SW, a N do Banco de Guadalquivir e S de Tavira.

5.3. Potencial sismogenético das principais falhas activas na região do Algarve

Na avaliação do potencial sismogenético de uma falha é necessário:

- conhecer o comprimento da falha;
- ter em linha de conta que as falhas não sofrem ruptura ao longo do seu comprimento total, mas sim em determinados segmentos. Estes segmentos são sectores individualizados do acidente principal, têm continuidade, uniformidade na orientação e a mesma atitude. Apresentam características diferentes dos sectores adjacentes e/ou estão separados por descontinuidades identificáveis, tais como modificações importantes na orientação, ocorrência de variações litológicas significativas, presença de estruturas geológicas transversais, irregularidades na expressão morfológica da zona de falha, etc.;
- identificar a geometria e cinemática do acidente tectónico;
- identificar a velocidade de deslizamento.

No cálculo de taxas médias de deslocamento de uma falha existem várias problemas que interferem numa avaliação correcta destas taxas, podendo implicar uma sobrestimativa ou subsestimativa do valor encontrado. De um modo geral, as causas de imprecisão são:

- desconhecimento do vector de deslocamento real (*slip line*) em falhas de movimentação oblíqua, o que implica que a taxa de deslocamento calculada, fundamentada apenas nas componentes de deslocamento vertical ou horizontal, seja inferior à taxa real;
- deslocamento não estacionário no tempo, a longo prazo. Como se pode ver na figura 5.9, a taxa média de deslocamento (**b**) calculada para dois acidentes é superior à real actual para o caso (**a**) (o acidente numa fase inicial esteve sujeito a um importante episódio activo, e posteriormente a um período longo de calmia), e inferior à real actual para o caso (**c**) (o acidente na fase inicial teve um período longo de calmia, estando presentemente sujeito a um período de importante actividade) (Fig. 5.9);
- imprecisão na idade das referências utilizadas para inferir os deslocamentos acumulados, o que

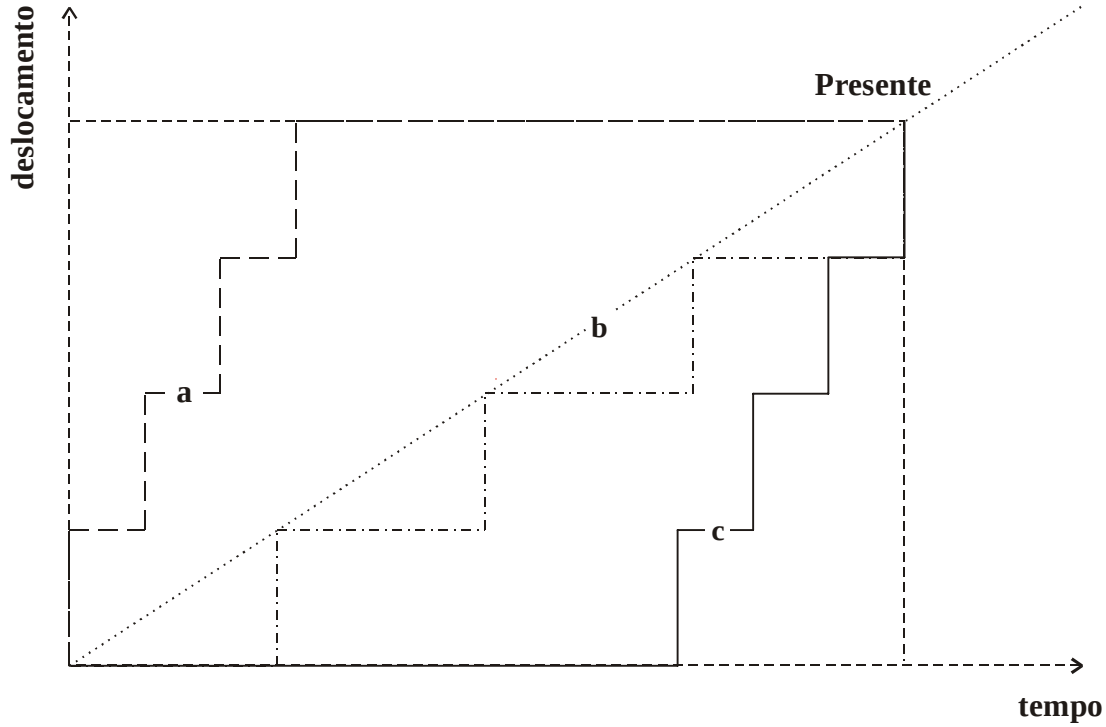


Fig. 5.9 - Relação tempo *versus* deslocamento em acidentes, mostrando que o deslocamento não é estacionário no tempo. a, o acidente numa fase inicial esteve sujeito a um importante episódio activo, e posteriormente a um período longo de calmia b, taxa média de deslocamento; c, o acidente na fase inicial teve um período longo de calmia, estando neste momento sujeito a um período de importante actividade.

conduz a uma taxa de deslocamento calculada superior ou inferior à taxa real. Como é óbvio, uma velocidade de deslizamento, para um acidente que teve um deslocamento acumulado de 100 m num período de 3 Ma (Pliocénico superior), é diferente se o período considerado for de 5 Ma (Pliocénico inferior), ou de 1,8 Ma (Quaternário).

Como se constata pela análise, quer dos dados obtidos durante os estudos efectuados no campo, quer através da análise da cartografia geológica, existem diversas dificuldades para uma avaliação correcta do potencial sismogenético das principais falhas activas do Algarve, nomeadamente:

- em grande parte das macro-estruturas principais não se conhece o seu comprimento total e, de um modo geral, os acidentes principais têm traçado bastante complexo, devido às diversas reactivações a que foram sujeitos, o que dificulta a identificação de segmentos;
- dificuldade em relacionar as fracturas observadas à escala mesoscópica com as macro - estruturas regionais, o que dificulta a determinação do estilo tectónico de algumas destas estruturas principais;
- a idade dos sedimentos utilizados como referência principal, considerados neste trabalho como plio-quaternários (aproximadamente 3 Ma), que corresponde a um período longo, não permitindo diferenciar ou ordenar cronologicamente, eventos tectónicos distintos;

- a idade das diversas superfícies morfológicas utilizadas como referência na análise de deformações neotectónicas, mal conhecida e, também, de um modo geral, correspondendo a um período longo;
- a ausência de uma relação clara entre a morfologia e as estruturas activas identificadas.

Embora condicionados por estes problemas, efectuámos, sempre que possível, para os principais acidentes activos da região do Algarve, uma estimativa aproximada da magnitude mais provável do sismo máximo credível que estas estruturas podem gerar, os seus intervalos de recorrência, e as taxas médias de deslocamento. O comprimento total das falhas foi determinado a partir da Carta Geológica da Região do Algarve, à escala 1:100.000. Os critérios de segmentação basearam-se em evidências morfológicas de actividade, descontinuidades no traçado cartográfico e na intersecção com estruturas tectónicas regionais importantes.

Para os cálculos da magnitude de momento, deslocamento máximo, deslocamento médio, intervalo de recorrência e taxas médias de actividade, utilizaram-se as seguintes equações de correlação (WELLS e COPPERSMITH, 1994):

$$M = 5{,}08+1{,}16*\log (SRL)$$

$$\log (MD) = -5{,}46+0{,}82*M$$

$$\log (AD) = -4{,}8+0{,}69*M$$

$$E = \frac{DT}{AD} \;;\; IR = \frac{I}{E} \;;\; TA = \frac{DT}{I}$$

onde **M** - magnitude de momento; **SRL** - Comprimento total de ruptura superficial (km); **MD** - deslocamento superficial máximo; **AD** - deslocamento superficial médio; **E** - n.º de eventos; **DT** - deslocamento total acumulado; **IR** - intervalo de recorrência; **I** - idade das referências; **TA** - taxa de actividade. Também se admitiu que o deslocamento total acumulado é cossísmico e resultante apenas de sismos máximos.

Para o cálculo do intervalo de recorrência e taxas de actividade consideraram-se dois períodos, 3 Ma (Pliocénico superior) e 1,8 Ma (base do Quaternário), atendendo à idade provável considerada para as Areias de Faro Quarteira.

Como se pode verificar no quadro 5.1, a magnitude de momento máxima expectável para as falhas activas da região do Algarve varia entre 5,8 e 7,1 (Fig. 5.10), o que está de acordo com as várias estruturas identificadas, nomeadamente:

- falhas que sofreram ruptura superficial, o que implica sismos com magnitude superior a cerca de 6;

Quadro 5.1 - Síntese das principais falhas activas identificadas, respectivamente com a sua caracterização e avaliação do potencial sismogenético. Cinemática - E, esquerda; D, direita; I, inversa; N, normal.

Falha	Orientação	Cinemática	Comprimento total (km)	Segmento maior (km)	Deslocamento Vertical (m)	Critério	Mmax.	Deslocamento máximo estimado (m)	Deslocamento médio estimado (m)	Intervalo de Recorrência estimado (Ano)	Taxa de actividade (mm/Ano)
Sistema de fractura S. Teotónio - Aljezur - - Sinceira - Ingrina	NNE-SSW	E**I	50**		100*	Morfológico	7,1	1,40	1,07	32017-19210	0,03-0.06
Telheiro	NNW-SSE	E									
Cilheta	ENE-WSW	IE									
Martinhal	E-W	ID									
Barão de S. João	NE-SW	EN	17	6	≈ 50	Morfológico	6-6,5	0,88	0,73	44009-26405	0,02-0,03
Espiche-Odiáxere	ENE-WSW	DN	26	11			6,3-6,7	1,05	0,85		
Rib.ª de Odiáxere	NW-SE	E	8				6,1	0,65	0,56		
Lagos	N-S	I	8				6,1	0,65	0,56		
Alvor	N-S		10				6,2	0,71	0,61		
Portimão	N-S	E (?)	11				6,3	0,74	0.63		
Ferragudo	ENE-WSW	E									
Ribeira de Espiche	NNW-SSE	ID			>3,5	Estratigráfico					
Baleeira	WNW-SSE	I	14	4	30-70	Morfológico	5,8-6,4	0,82	0,69	29383-17630	0,02-0,04
Montejuntos	WNW-ESE	I									
Vale Rabelho	WNW-ESE	I	5				5,9	0,53	0,48		
Relvas	ENE-WSW	I									
Albufeira	N-S	E	14,5				6,4	0,83	0,69		
Oura	NNE-SSW		10				6,2	0,71	0,60		
Olhos de Água	WNW-ESE	I									
Mosqueira	ENE-WSW	I	9	5			5,9-6,2	0,68	0,59		
Quarteira	NW-SE	DI	>40	≈ 12			6,3-7	1,26	0,99		
Carcavai	NW-SE	I	20				6,6	0,94	0,78		
Loulé	E-W	EN	12		1,2	Estratigráfico	6.3	0,76	0,65		
Eira de Agosto	NW-SE		7***		100	Morfológico	6,1	0,61	0,54	16164-9699	0,03-0,06
S. Brás de Alportel	E-W		12***		100	Morfológico	6,3	0,76	0,65	19495-11697	0,03-0,06
Areias de Almansil	N-S	I									
Torre	NNW-SSE	I									
Faro	N-S	E (?)									
S. Estevão	ENE-WSW	D (?)	>40	11	40-60	Morfológico	6,3-7	1,26	0,99	49378-29627	0,02-0,03
Fuzeta	NW-SE	I									

*Pereira, 1990; **Cabral, 1995, ***Feio, 1951

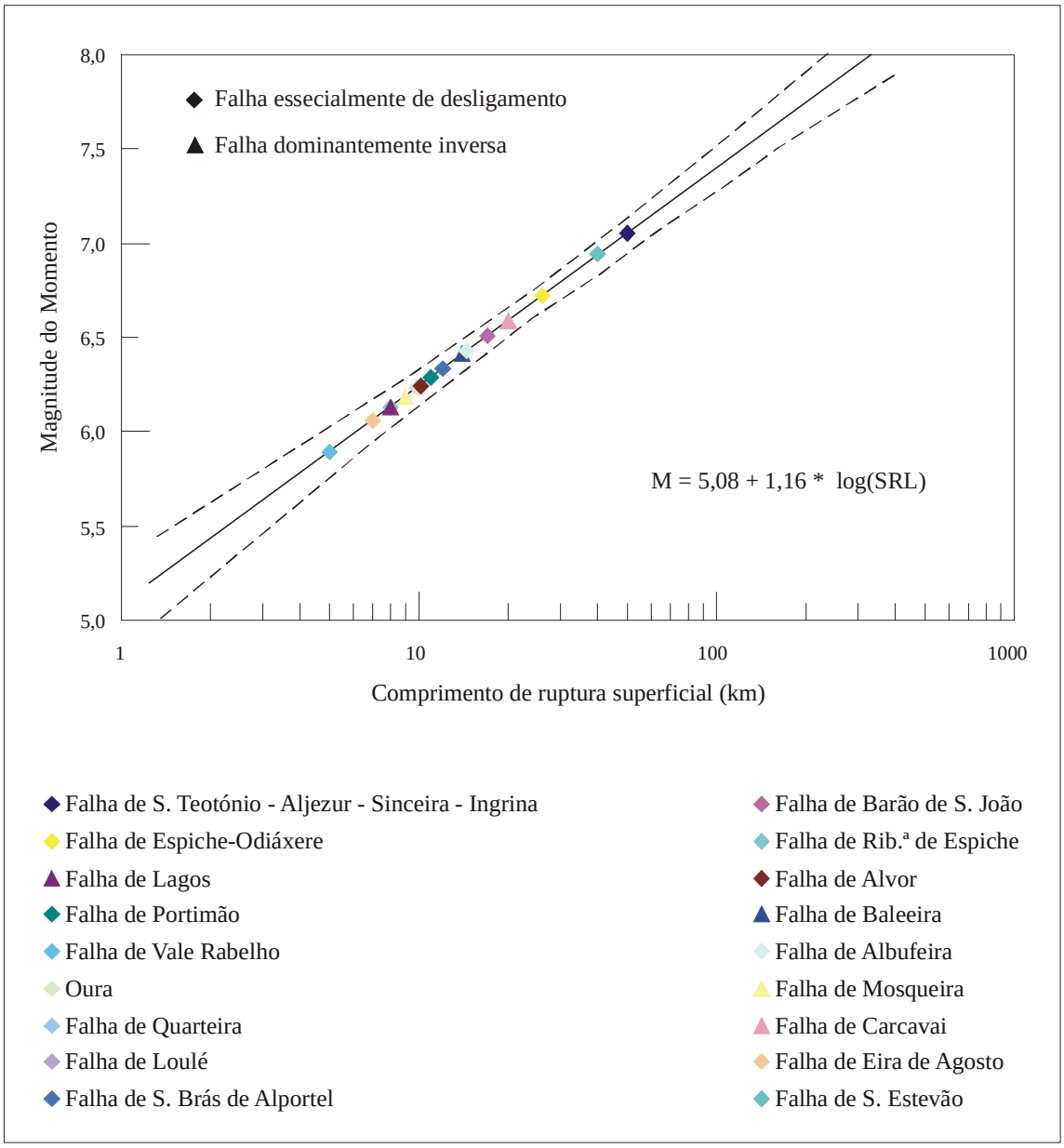


Fig. 5.10 - Relação empírica entre a magnitude e o comprimento de ruptura. A linha a cheio é a recta de regressão do comprimento de ruptura (SRL) *versus* magnitude do momento (M) das principais falhas activas da região do Algarve, segundo Donald *et al.* (1994). As linhas a tracejado indicam o intervalo de confiança de 95%.

- dobramentos convolutos em níveis conglomeráticos (DIAS e CABRAL 2000), o que implica ocorrência de sismos com magnitude superior a 7,5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998);
- injecções de sedimentos finos em depósitos arenosos (filões detríticos) (DIAS e CABRAL 2000), o que implica ocorrência de sismos com magnitude superior a 5,5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998);
- preenchimentos de fracturas por colapso súbito (DIAS e CABRAL 2000), o que implica ocorrência de sismos com magnitude superior a 5,5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998);

As taxas médias de deslocamento estimadas são baixas, correspondendo a falhas cuja actividade

varia de muito baixa a baixa, com escassas evidências geomorfológicas (SLEMMONS, 1977), confirmando-se, assim, as observações de campo referentes à morfologia e à sua relação com os acidentes considerados activos, que é pouco evidente. Contudo, para alguns acidentes esta taxa está provavelmente subestimada, como por exemplo para a Falha de Espiche-Odiáxere que provavelmente afecta depósitos mais recentes do que o período considerado.

Deste modo, devido a todos os condicionalismos apontados, as estimativas obtidas são uma aproximação grosseira que poderá ser afinada na sequência de investigação futura, principalmente no que respeita ao estabelecimento de uma coluna lito- e cronostratigráfica dos depósitos plio-quaternários existentes na região do Algarve.

CAPÍTULO - 6

SÍNTESE

6. SÍNTESE

6.1. Neotectónica

Como se constata ao longo do capítulo de apresentação dos dados (Capítulo 4), na região do Algarve existem diversas manifestações de actividade neotectónica afectando sedimentos plio-quaternários. Esta actividade é evidenciada por deslocamentos verticais da crosta, bem como pela presença de deformação frágil, materializada por uma grande abundância de fracturas (falhas e diaclases), e dúctil, salientada pela presença de dobramentos (Fig. 4.128). Notam-se também manifestações de fenómenos de liquefacção expressos pela presença de filões detríticos a intruir os sedimentos plio-quaternários, filões neptunianos e dobramentos convolutos, que indicam paleosismicidade na região do Algarve (Fig. 6.1).

Também se verifica a existência de uma actividade neotectónica mais importante a ocidente do que a oriente da falha de S. Marcos-Quarteira, que separa o Algarve em dois blocos crustais com comportamentos tectónicos diferentes.

Como foi referido, os deslocamentos verticais da crosta são evidenciados por um longo empolamento de orientação geral E-W, que constitui a região da "serra algarvia", afectando a superfície de erosão poligénica da Meseta meridional. Este empolamento, que é um doma assimétrico com o flanco meridional mais inclinado, é formado por dois núcleos de levantamento separados pela falha de S. Marcos-Quarteira, designadamente o núcleo ocidental, constituído pela serra de Monchique em sentido lato, e o núcleo oriental, que corresponde à serra do Caldeirão. O empolamento atinge o litoral do SW algarvio, onde está expresso em Torre de Aspa, deformando uma plataforma litoral de idade provável pliocénica superior, manifestando-se também pela presença de praias quaternárias (?) levantadas e provavelmente balançadas (DIAS e CABRAL, 1997a,b). Na região central e oriental do Algarve, o aspecto evoluído da morfologia, onde a acção da erosão é claramente muito pronunciada, com embutimento de formas, sugere diacronismo dos deslocamentos verticais, com um levantamento mais antigo (iniciado no Pliocénico inferior ?) da Serra do Caldeirão (*op. cit.*).

As deformações frágeis são materializadas por uma grande abundância de fracturas (falhas e diaclases), de direcção dispersa, com uma cinemática complexa, com a presença de todos os estilos tectónicos, embora o predominante seja o de falha inversa. O estudo desta fracturação revelou-se difícil devido à ausência e/ou à deficiente caracterização litostratigráfica e cronostratigráfica das unidades sedimentares utilizadas como referência (DIAS e CABRAL, 2000a,b).

Com efeito, a idade dos depósitos de cobertura da região do Algarve, atribuídos ao Plio-Quaternário, é bastante controversa (Quadro 2.4), com o limite inferior dos depósitos mais antigos a ser atribuído pelos

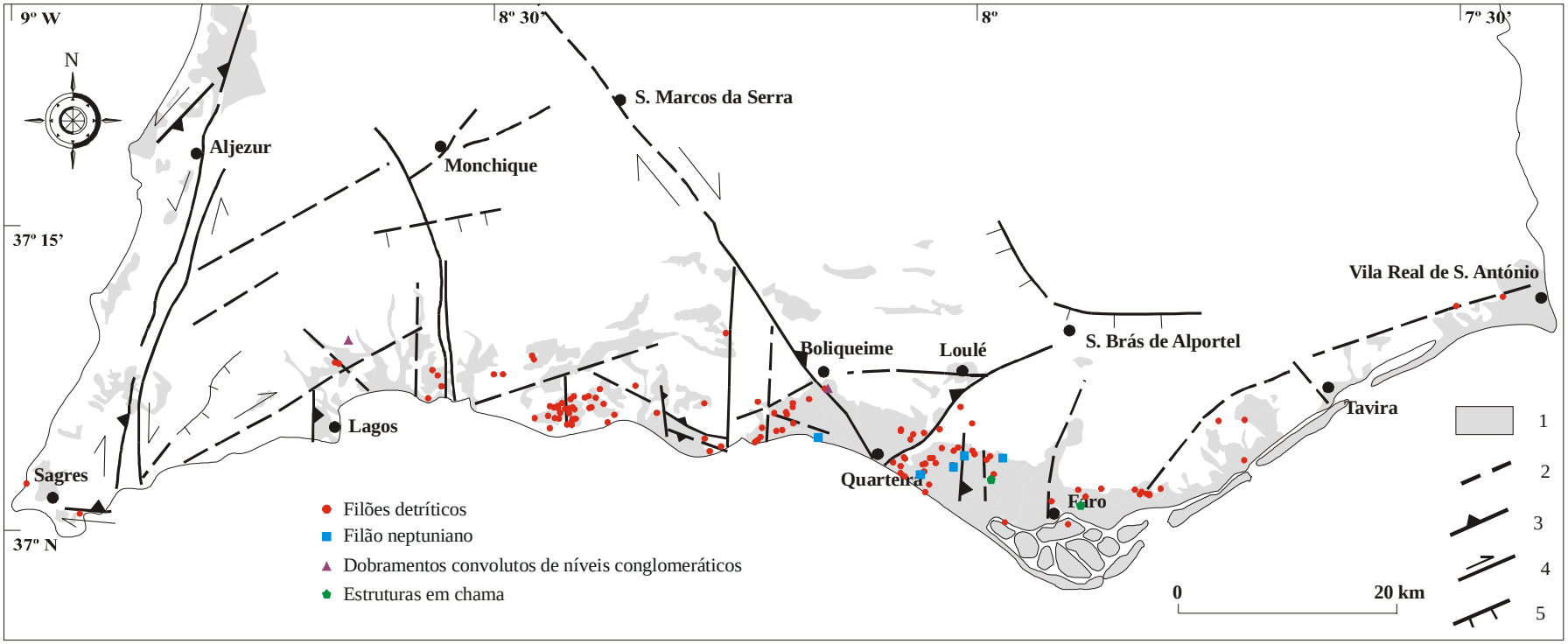


Fig. 6.1 - Mapa com a localização dos paleosismitos actualmente identificados, na região do Algarve. 1, depósitos plio-quaternários; 2, falha provável; 3, falha inversa (marcas no bloco superior); 4, desligamento; 5, falha com componente de movimentação vertical de estilo desconhecido (traços no bloco abatido).

diversos autores quer ao Pliocénico, quer ao Plio-Quaternário, quer ao Plistocénico (Quadro 2.4). Existem ainda outras condicionantes que dificultaram a interpretação estrutural e geodinâmica das estruturas activas, designadamente: a semelhança litológica e de coloração de parte dos depósitos de cobertura plio-quaternários; a presença de séries de areias maciças, sem níveis de referência, impossibilitando a análise cinemática e a caracterização geodinâmica das fracturas; a deficiente cronologia dos diferentes depósitos afectados pelas estruturas activas que não permite diferenciar ou ordenar cronologicamente os diversos eventos tectónicos nem, consequentemente, os diferentes campos de tensão a que estas estrutura estiveram sujeitas; a grande dificuldade de correlação das fracturas observadas à escala mesoscópica com as macro - estruturas regionais reconhecidas, não permitindo estabelecer uma relação clara entre elas; e a ausência de uma relação clara entre as estruturas identificadas afectando os depósitos de cobertura plio-quaternários, e a morfologia.

Contudo foi possível identificar em afloramento:

- falhas com componente de movimentação vertical inversa dominante, de direcção diversificada, distribuídas por toda a área estudada, especialmente, para oeste da zona de Faro;
- falhas com componente de movimentação horizontal, quer esquerda (Sistema de fracturas S. Teotónio – Aljezur – Sinceira – Ingrina), quer direita (falhas de Espiche – Odiáxere e de S. Marcos – Quarteira);
- falhas com componente de movimentação normal, de um modo geral com duas direcções preferenciais, ENE-WSW e NNW-SSE;
- falhas com o plano próximo da vertical e movimentação *dip-slip*, distribuídas por toda a área estudada;
- falhas com movimentação indeterminada.

Além das falhas, também se observou em diferentes zonas uma fracturação intensa afectando os sedimentos plio-quaternários, de tipo indeterminado (movimentação desconhecida em observação mesoscópica), podendo tratar-se, na generalidade dos casos, de diaclasamento (Dias e Cabral 1995a).

Estas fracturas apresentam-se geralmente sub-verticais mas com uma forte dispersão de orientações. A sua distribuição espacial é heterogénea, identificando-se áreas com uma concentração de fracturas bastante importante e áreas onde esta fracturação diminui acentuadamente e é mais dispersa.

Como já foi referido, na maior parte dos casos mostrou-se difícil correlacionar as fracturas observadas à escala mesoscópica com macro-estruturas regionais reconhecidas, em parte porque aquelas podem ser o reflexo da expressão superficial, na cobertura sedimentar cenozóica, de acidentes tectónicos desconhecidos localizados no substrato mesozóico, sob a forma de uma deformação muito distribuída (*op. cit.*). Contudo,

admitimos que parte da fracturação observada nos sedimentos plio-quaternários, particularmente a que apresenta maior dispersão de orientações, possa estar relacionada com a evolução subterrânea da carsificação que afecta as formações carbonatadas miocénicas ou mesozóicas subjacentes aos sedimentos, e que estes preenchem (DIAS e CABRAL, 1998a,b).

Com efeito, uma parte significativa da Orla Meso-Cenozóica algarvia compõe-se de rochas carbonatadas, afectadas por estruturas resultantes de diversas fases de deformação, primeiro essencialmente distensivas e, depois, compressivas (TERRINHA, 1998). Estes factores, conjugados com a acção do clima, permitiram o desenvolvimento de um carso superficial e subterrâneo nos calcários mesozóicos e miocénicos, que foi parcialmente fossilizado pela deposição de sedimentos detríticos plio-quaternários. Nestes sedimentos foram identificadas numerosas estruturas dúcteis e frágeis, com geometria, orientação e cinemática diversificadas, por vezes de difícil interpretação estrutural, levantando problemas na interpretação geodinâmica regional. Assim, é provável que algumas das estruturas identificadas não estejam relacionadas com mecanismos tectónicos, mas sim relacionadas com um comportamento plástico ou frágil da cobertura sedimentar em resposta a subsidência progressiva ou a colapso súbito, por evolução de cavidades cársicas, no substrato carbonatado (DIAS e CABRAL, 1998a,b). Estas estruturas podem corresponder a inclinações acentuadas da estratificação, que se apresenta, por vezes, próxima da vertical, a dobramentos à escala mesoscópica, e a fracturação, incluindo fracturas sem cisalhamento observável em afloramento (diaclases em sentido lato) e falhas sub-verticais ou falhas com separações normais e, mais raramente, falhas inversas.

As estruturas geradas deste modo podem dificultar a interpretação geodinâmica, podendo cometer-se erros grosseiros se não forem visíveis as relações das estruturas identificadas nos sedimentos plio-quaternários com o substrato carbonatado.

Embora se tenha mostrado difícil separar as fracturas de origem tectónica das originadas pela evolução cársica, utilizaram-se alguns critérios para a sua diferenciação, designadamente a dispersão geográfica das fracturas, sem relação evidente com macroestruturas reconhecidas, a diversificação na orientação das estruturas, embora o enquadramento geodinâmico que se admite para a região do Algarve preveja a geração de fracturas tectónicas com orientações muito diversas, e a relação geométrica directa da fracturação com o substrato carbonatado carsificado. Contudo, e como já foi referido, a evolução do carso nas formações carbonatadas está frequentemente condicionada pela geometria de estruturas tectónicas que as afectam, podendo esta geometria reflectir-se de forma indirecta nas estruturas desenvolvidas nos sedimentos suprajacentes em resultado da evolução cársica, ou seja, a fracturação de origem cársica pode mimetizar

a geometria de estruturas tectónicas presentes no substrato carbonatado, mas que são inactivas.

As fracturas com cinemática de falha normal, que geralmente se enraízam num revestimento argiloso das paredes das cavidades cársicas e se verticalizam ao aproximarem-se da superfície topográfica, geram-se com uma geometria lístrica resultante provavelmente de um comportamento mecânico caracterizado por uma envolvente de ruptura curva, e são desencadeadas pelo afundamento progressivo resultante da dissolução do substracto, com os sedimentos a sofrerem ruptura por acção do seu peso, que actua como tensão principal compressiva máxima (σ_1), vertical (DIAS e CABRAL, 1998a,b) (Cap. 3).

A génese das falhas inversas pode ser explicada quer por rotação de uma falha normal, quer por um constrangimento geométrico inicial, imposto pela atitude da parede da cavidade cársica onde a fractura se enraíza (sub-vertical ou ultrapassando a vertical), e/ou por colapso súbito da base da cavidade gerando uma tensão compressiva mínima (σ_3), vertical. Neste caso, a direcção das fracturas que se geram no interior do preenchimento detrítico poderá estar condicionada pela orientação de uma tensão tectónica compressiva regional. Admitimos, assim, que algumas das fracturas com geometria de falha inversa identificadas nos sedimentos plio-quaternários, na região do Algarve, embora possam nuclear-se em relação com o aprofundamento de um carso subterrâneo, poderão estar controladas dinâmicamente pelo campo da tensão regional e, portanto, ser passíveis de uma interpretação geodinâmica (*op. cit.*).

Além das estruturas frágeis referidas, identificaram-se deformações dúcteis afectando os sedimentos, representadas por dobramentos em antiforma e sinforma. Se nalguns casos consideramos uma génese tectónica (dobramento por *buckling*), sugerida por uma geometria próxima de cilíndrica, consistência na orientação dos eixos (dobramentos sub-paralelos) e pela presença, nas proximidades, de uma fracturação intensa afectando os sedimentos plio-quaternários, com orientação aproximadamente perpendicular ao eixo do dobramento, noutros casos, admitimos uma génese cársica, produzida por subsidência (dobramento por *bending*) (Cap. 3).

Como se referiu, em diversas regiões do Algarve, identificaram-se também estruturas relacionadas com liquefacção dos sedimentos, provavelmente em relação com actividade sísmica, constituindo paleosismitos (Fig. 6.1). Estas compreendem: dobramentos convolutos de níveis conglomeráticos, fracturas preenchidas por material detrítico quer devido a colapso de sedimentos suprajacentes saturados em água, incoerentes, na dependência de fracturas que terão sofrido abertura súbita – filões neptunianos (MONTENAT *et al.*, 1991; RODRÍGUEZ PASCUA, 1998), quer injecção da base para o topo – filões detríticos (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998) (Cap. 4).

A presença destas estruturas interpretadas como paleosismitos (Fig. 6.1), afectando os sedimentos plio-quaternários, indica que estes sedimentos estiveram sujeitos a vibrações sísmicas intensas, resultantes da ocorrência de uma sismicidade importante, penecontemporânea da sedimentação, durante o período em que estes sedimentos ainda estariam incoerentes e saturados de água.

O limite de magnitude sísmica mínima para ocorrer liquefacção em sedimentos detríticos é de cerca de grau 5 na escala de *Richter*. Com um sismo desta magnitude podem-se produzir filões injectados de areia em depósitos finos e impermeáveis, em meios aquáticos pouco profundos (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998). Para o caso de liquefacção em cascalheiras, também em meios aquáticos pouco profundos, é necessário um sismo com uma magnitude mínima de 7,5, segundo Rodríguez Pascua (*op. cit.*).

Estas intensidades sísmicas que são necessárias para explicar os paleosismitos identificados poderão dever-se à ocorrência de paleosismos de magnitude moderada a alta gerados em falhas activas próximas (Fig. 6.1), ou aos efeitos de sismos de grande magnitude gerados em estruturas activas mais distantes, como sucedeu com o evento de 1755, responsável por uma intensidade X MM na região algarvia.

Contudo, a proximidade de várias das estruturas de liquefacção identificadas relativamente a falhas activas reconhecidas, como por exemplo os filões neptunianos que apenas se reconheceram na zona de Quarteira (Fig. 6.1), sugere que estes paleosismitos estejam associados a eventos sísmicos gerados nestas falhas, com um limiar mínimo de magnitude da ordem de 5,5 (RODRÍGUEZ PASCUA, 1998), o que é compatível com os dados conhecidos sobre a sismicidade regional (CARRILHO *et al.*, 1997) e a ocorrência de rupturas superficiais, materializadas pelas falhas reconhecidas. É também compatível com as estimativas que efectuámos para a magnitude do sismo máximo credível nas diferentes macroestruturas activas identificadas na região estudada (Tabela 5.10).

6.2. Modelo Geodinâmico

Ao longo do Capítulo 4 fizemos uma análise cinemática exaustiva das estruturas tectónicas reconhecidas (falhas, diaclases e dobramentos) nos depósitos de cobertura plio-quaternários. Embora com todas as condicionantes referidas, tentámos, deste modo, definir o regime tectónico e o campo de tensão compatível com as estruturas tectónicas identificadas nos diferentes locais.

Verificou-se que o regime tectónico predominante, que se compatibiliza com o maior número de estruturas tectónicas reconhecidas, é um regime compressivo que, à escala cronológica do Plio-Quaternário, corresponde a um regime de deformação finita de tipo constritivo (DIAS e CABRAL 1995a,b, 2000b; TERRINHA 1998). Contudo, para algumas das estruturas estudadas, o regime tectónico que melhor se compatibiliza

com elas, é de desligamento.

Constatou-se também que a direcção da compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) varia de N-S a E-W, sendo a direcção WNW-ESE a NW-SE predominante, e a direcção NE-SW apenas indicada por algumas estruturas, por vezes, de interpretação duvidosa.

Todavia a deficiente datação das unidades sedimentares de referência afectadas pelas deformações não permite precisar a cronologia dos movimentos nas diversas estruturas estudadas, dificultando a identificação de deformações finitas a uma escala cronológica mais fina e, consequentemente, a definição dos diferentes regimes de deformação e de tensão, que os afectaram ao longo do tempo (DIAS e CABRAL, 1995a,b, 2000b). Neste momento está em curso o projecto "Caracterização do potencial sismogenético de falhas na região do Algarve ocidental meridional" financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, que tem como um dos objectivos principais, a caracterização lito- e cronostratigráfica destes sedimentos.

Pela análise dos diversos indicadores do estado de tensão actual apresentados por vários autores, para a região do Algarve, incluindo ovalização de furos de sondagens e mecanismos focais de sismos (BORGES, 1996; RIBEIRO *et al.*, 1996; DIAS *et al.*, 1997c; BEZZEGHOUD *et al.*, 2000) (Fig. 5. 6) (Fig. 6.2), verificamos que a direcção da compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) também varia de N-S a E-W, sendo a direcção WNW-ESE a NW-SE a mais representativa. Estes dados indicam, para a região do Algarve, um regime tectónico predominantemente compressivo, embora complexo, abrangendo as seguintes situações:

- regime dominante com encurtamento segundo WNW-ESE a NW-SE e alongamento segundo NE-SW a NNE-SSW, com a tensão principal (σ_1) horizontal, e a tensão principal intermédia (σ_2) semelhante à compressão mínima (σ_3) ($0 \leq R \leq 0,5$), $R = (\sigma_2-\sigma_3/\sigma_1-\sigma_3)$ (regime de deformação em desligamento com componente oblíqua inversa);
- presença de particularidades reflectindo um campo de tensão heterogéneo, compatível com uma zona de fronteira de placas complexa, em que a compressão máxima horizontal S_{Hmax} (σ_1 ou σ_2) varia de N-S a E-W, com permuta temporária entre as tensões principais horizontais, sugerindo uma tensão diferencial ($\Delta\sigma$) baixa (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1999).

No que respeita ao regime tectónico regional referente ao período correspondente ao Plio-Quaternário, inferido da análise dos dados de campo, verificam-se as seguintes situações:

- a presença de falhas normais nas formações de Cacela (Miocénico superior) e Areias da Falésia (Pliocénico inferior) sugere a presença de um período tectónico distensivo na transição Miocénico-Pliocénico, com a compressão mínima (σ_3) de direcção NNW-SSE. Este período distensivo poderá

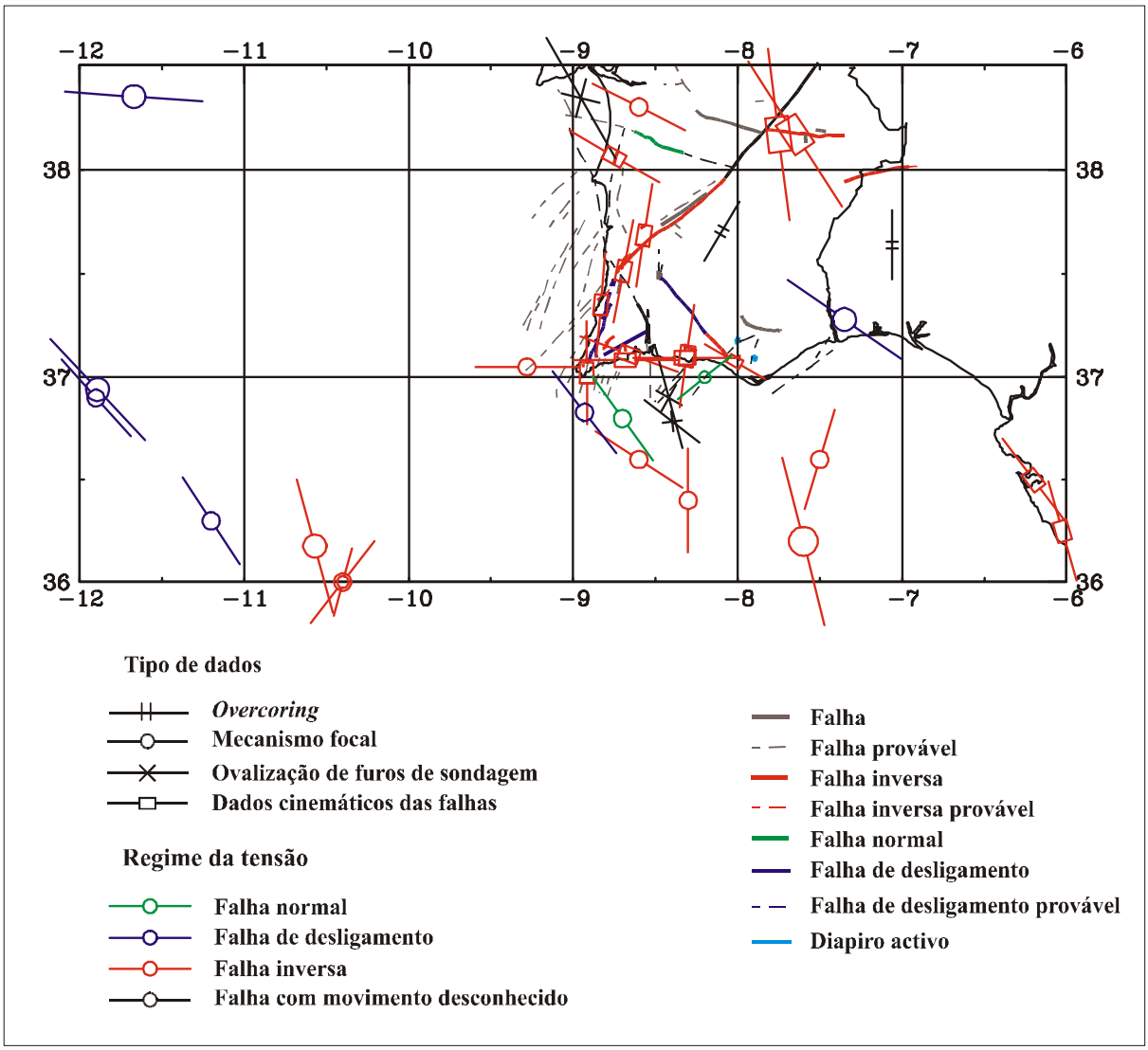


Fig. 6.2 - Mapa síntese da orientação da tensão máxima horizontal obtidos para a zona Sul de Portugal e região Atlântica adjacente. O comprimento dos símbolos é directamente proporcional à qualidade dos dados (adaptado de DIAS *et al.*, 1997).

eventualmente prolongar o episódio de distensão miocénica que afecta a Formação de Lagos-Portimão, com a compressão mínima (σ_3) de direcção NNE-SSE, indicada por Terrinha (1998). Deste modo, podemos admitir que esta distensão miocénica se prolongou até ao Pliocénico inferior, com rotação da trajectória da tensão;

- como já foi referido, a predominância de falhas inversas a afectar os depósitos plio-quaternários, com as direcções mais variadas, sugere um regime tectónico compressivo com a compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) a variar de N-S a E-W. Esta variação pode ser consequência de:

  - um campo de tensão heterogéneo, compatível com uma zona de fronteira de placas complexa;

- uma alternância de campos de tensão com S_{Hmax} variando entre N-S e E-W (DIAS e CABRAL 1995a,b, 2000b);
- um campo de tensão compressivo rodando no decurso do tempo (DIAS e CABRAL 1995a,b, 2000b);
- um campo de tensão constritivo à escala regional (responsável por uma deformação global), com as compressões principais σ_1 e σ_2 semelhantes e horizontais (DIAS e CABRAL 1995a,b, 2000b; TERRINHA 1998). Contudo, localmente existem situações distintas, sem constrição, evidenciadas pela componente de movimentação horizontal que se observa em parte das estruturas estudadas;

- a presença de falhas normais nos depósitos plio-quaternários, embora rara, sugere a ocorrência de curtos episódios tectónicos distensivos, efémeros à escala geológica, durante este período.

Comparando, os mecanismos focais dos sismos e os dados observados no campo para o Plio-Quaternário, conclui-se que:

- as falhas inversas são largamente predominantes, embora existam falhas de desligamento e normais;
- existe alguma dispersão na direcção da compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) que varia de N-S a E-W, embora nos mecanismos focais de sismos a direcção de (S_{Hmax}) WNW-ESE a NW-SE seja dominante;

Este facto sugere que as condições de tensão e deformação actuais já se estendem eventualmente desde o Pliocénico, indicando um regime tectónico dominante compressivo, com curtos episódios distensivos efémeros à escala geológica, que reflectem a presença de uma fronteira de placas complexa, entre a placa euroasiática e africana, a S, e a presença de uma zona de subducção incipiente, a W, que se está a nuclear num ponto triplo, a SW do Algarve (Fig. 1.2) (CABRAL *et al.*, 1989; CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996).

Assim, quando a convergência Eurásia-África no sector da fronteira de placas Gorringe-Gibraltar, e a convergência Atlântico-Ibéria na zona de subducção incipiente, interferem:

- se as duas estruturas produzem uma compressão máxima horizontal semelhante, a deformação finita é constritiva à escala geológica e regional, embora localmente possam ocorrer situações particulares onde não há constrição;
- se a tensão compressiva gerada por uma das estruturas é predominante sobre a outra, a compressão máxima (σ_1) tem direcção próxima de NW-SE, se for a convergência Eurásia-África dominante,

e próxima de E-W, se predominam os efeitos da zona de subducção incipiente. O regime tectónico será compressivo e/ou de desligamento, consoante a compressão intermédia (σ_2) seja horizontal ou vertical. Também pode haver permuta entre as tensões principais se a tensão diferencial for pequena;

- quando existe relaxamento das tensões geradas pelas duas estruturas ocorre estabilidade tectónica.

Deste modo, concluímos que a importante actividade tectónica regional, que se observa na região do Algarve, que se manifesta pela presença de deformações neotectónicas e por uma sismicidade significativa, fornecendo um cenário de importante potencial sismogenético, é consequência do enquadramento geodinâmico que actualmente é proposto para Portugal Continental (Fig. 1.2) (CABRAL *et al.*, 1989; CABRAL, 1995; RIBEIRO *et al.*, 1996).

CAPÍTULO - 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, J. A. C. A. (1982) – *Morfologia cársica*. Estágio científico da licenciatura de geologia, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 172 p., pol.

Afonso, A. R. A. (1983) – O problema inverso linear em prospecção gravimétrica. Algumas considerações sobre os jazigos de sal-gema do Algarve. *Dep. Física da Fac. Ciências da Univ. de Lisboa*, 59 p.

Antunes, M. T.; Azzaroli, A.; Faure, M.; Guérin, C. & Mein, P. (1986b) – Mammifères pleistocènes de Algoz, en Algarve: une révision. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, **8**, pp. 73-86.

Antunes, M. T.; Elderfield, H.; Legoinha, P. & Pais, J. (1997) – The Neogene of Algarve. *Excursion 2 (Portuguese part), 2º congress RCANS, Salamanca*, 30 Setembro – 6 Outubro, 19 p.

Antunes, M. T.; Mein, P.; Nascimento, A. & Pais, J. (1986a) – Le gisement pleistocène de Morgadinho, en Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, **8**, pp. 9-22.

Antunes, M. T. & Pais, J. (1988) – Unités stratigraphiques du Néogène de L' Algarve (Portugal). *in*: Le Néogène du Portugal. *Guide sommaire pour l'excursion du Groupe Français d'Études du Néogène*, 28 Septembre - 3 Octobre 1988 (1ère action des activités du Regional Comitee of Atlantic Neogene Stratigraphy (RCANS)), Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Secção Autónoma de Geologia, Monte da Caparica, pp. 24-32.

Antunes, M. T. & Pais, J. (1992) – The Neogene and Quaternary of Algarve. *In*:" Atantic General Events During Neogene", I Cong. RCANS, *Ciências da Terra (UNL)*, n.º esp. **II**, pp. 57-66.

Antunes, M. T. & Pais, J. (1993) – The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, **12**, pp. 7-22.

Antunes, M. T.; Pais, J.; Legoinha, P.; Elderfield, H.; Sousa, L. & Estevens, M. (2000) – The Neogene of Algarve (Portugal). *1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal*, Monte da Caparica, pp. 235-246.

Antunes, M. T.; Pais, J.; Macedo, C. R. & Portual-Ferreira, M. (1984) – Datação K-Ar de glauconites do Miocénico superior de Galvanas e da Campina de Faro (Algarve oriental). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **98**, pp. 1-7.

Argus, D. F.; Gordon, R. G.; Demets, C. & Stein, S. (1989) – Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res*., **94**, n. B5, pp. 5585-5602.

Bakalowicz, M. (1994) – O complexo de Mammoth, Cave-Flint Ridge. *In*: ed. Selecções do Reader's Digest, *Terra Planeta Espectacular*, pp. 238-242.

Batista, M. A.; Heitor, S.; Miranda, J. M.; Miranda, P. & Mendes Victor, L. (1998a) – The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters. *Journal of Geodynamics*, **25** (2), pp. 143-157.

Batista, M. A.; Lopes, C.; Lopes, F. C. & Miranda, J. M. (2000) – Análise do sismo e tsunami de 1722.12.27 (Tavira-Portugal). *Resumos*, 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, Lagos, 8 a 12 de Fevereiro, pp. 153-154.

Batista, M. A.; Miranda, P. M. A.; Miranda, J. M. & Mendes Victor, L. (1998b) – Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami of the inferred from numerical modelling of historical data on the source the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics*, **25** (2), pp. 159-174.

Bezzeghoud, M.; Fitas, A.; Borges, J. F.; Carrilho, F. & Senos, M. L. (2000) – Sismicidade, Mecanismos Focais e Parâmetros da Fonte no Sul de Portugal. *Resumos, 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofisica, Lagos*, 8 a 12 de Fevereiro, pp. 129-130.

Borges, J. F. (1996) – *Mecanismos focais de sismos de Portugal Continental e região atlântica adjacente*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 119 pp. (Inédito).

Boski, T.; Moura, D.; Santos, A.; Delgado, J. A. G. & Flores, J. A. (1995) – Evolução da bacia algarvia (Centro) durante o Neogénico. Resumos alargados, Universidade do Porto - Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 14 a 18 de Dezembro, Porto, *Memórias*, n.º **4**, pp. 47-51.

Bourcart, J. & Zbyszewski, G. (1940) – La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Com. Serv. Geol. Port.*, t. **XXI**, pp. 3-60.

Buforn, E.; Udías, A. & Colombàs, M. A. (1988) – Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary, *Tectonophysics*, **152**, pp. 89-118.

Cabral, J. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **31**, 265 p.

Cabral, J. & Ribeiro, A. (1988) – Carta Neotectónica de Portugal Continental, escala 1:1000 000. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa, Serv. Geol. Port., Gab. Prot. Seg. Nuclear, editada pelos *Ser. Geol. Port.*, Lisboa.

Cabral, J. & Ribeiro, A. (1989) – Incipient subduction along the West-Iberia continental margin. *In*: *Abstracts, 28th International Geological Congress*, Washington, D. C., USA, 1/3, pp. 223.

Cabral, J. (em publicação) – A Neotectónica em Portugal Continental. in *Geologia de Portugal* (em preparação).

Cachão, M. (1995a) – *Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleocenografia, e paleocologia. Aplicações ao neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e a problemática de Coccolithus pelagicus*. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 450 p., pol.

Cachão, M. (1995b) – Novo enquadramento estratigráfico para o Neogénico marinho do Algarve: implicações paleogeográficas e tectónicas. Resumos alargados, Universidade do Porto - Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 14 a 18 de Dezembro, Porto, *Memórias*, n.º **4**, pp. 57-61.

Cachão, M. (1995c) – O Neogénico do Algarve: redefinição de unidades litostratigráficas. Resumos alargados, Universidade do Porto - Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 14 a 18 de Dezembro, Porto, *Memórias*, n.º **4**, pp. 63-67.

Cachão, M.; Boski, T.; Moura, D.; Dias, R. P.; Silva, C. M.; Santos, A.; Pimentel, N. & Cabral, J. (1998) – Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal). Comunicações. Actas do V Congresso Nacional de Geologia. *Com. Inst. Geol. e Min.*, Lisboa, **84**, (f. 1), pp. A169-A172.

Carrilho, F.; Senos, L.; Fitas, A. & Borges, F. (1997) – Estudo da Sismicidade do Algarve e Zona Atlântica Adjacente. *3º Encontro de Sismologia e Engenharia Sísmica*, Sociedade Portuguesa de Engenharia Sísmica, Lisboa, pp. 59-67.

Carvalhosa, A. (1976) – O maciço Eruptivo de Monchique. Relatório interno da Direcção Geral de Geologia e Minas.

CHEN, W-P. & GRIMISON, N. L. (1989) – Earthquakes associated with diffuse zones of deformation in the oceanic lithosphere: some examples. *Tectonophysics*, **166**, pp. 133-150.

CHESTER, D. K. & JAMES, A. P. (1995) – The Pleistocene Faro/Quarteira Formation of the Algarve region, southern Portugal. *Geomorphology*, **12**, pp. 133-149.

CHOFAT, P. (1907) – Notice sur la Carte Hypsométrique du Portugal (avec une Carte tectonique). *Comun. Com. Serv. Geo. Port.*, Lisboa, t. **VII** (f. 1), pp. 1-272.

CHOFAT, P. (1950) – Géologie du Cénozoïque du Portugal. *Com. Serv. Geol. Port.*, t **XXX** (supl.), 128 p.

COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. (1982) – Sedimentary structures. *George Allen & Unwin (Publishers) Ltd*, London, 194 p.

DELGADO, J. F. N. & CHOFAT, P. (1899) – Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000, *Serv. Geol. Port*., Lisboa.

DEWEY, J. F.; HELMAN, M. L.; TURCO, E.; HUTTON, D. H. W. & KNOTT, S. D. (1989) – Kinematics of the Western Mediterranean. *In*: COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R. G. (eds.), *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., n.º **45**, pp. 265-283.

DIAS, R. P.; BORGES, J. F.; CABRAL, J.; FITAS, A.; COSTA, P. T.; RIBEIRO, A.; MATIAS, L. & TERRINHA, P. (1997) – Constrictive Deformation in Algarve Region (Portugal, SW Iberia): Comparison of Neotectonic Data and Earthquake Focal Mechanisms. *EUG 9, 23 - 27 March, 1997, Strasbourg, abstract supplement, nº1, Terra Nova*, v.º **9**, abstract 33/4 P 06, pp. 307.

DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1995a) – Actividade Neotectónica no Algarve, *Comunicações do 8º Congresso do Algarve*, 7 a 9 de Abril, Vilamoura, pp. 337-345.

DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1995b) – Actividade Neotectónica na região do Algarve. IV Congresso Nacional de Geologia, Resumos alargados, Universidade do Porto - Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 14 a 18 de Dezembro, Porto, *Memórias*, n.º **4**, pp. 241-245.

DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1995c) – Exemplos de estruturas mesoscópicas activas na região do Algarve. IV Congresso Nacional de Geologia, Resumos alargados, Universidade do Porto - Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 14 a 18 de Dezembro, Porto, *Memórias*, n.º **4**, pp. 247-251.

DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1997a) – Neotectonic Crustal Vertical Movements in Algarve (Southern Portugal). *3ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, Resumos*, GGET/SPC, Estremoz.

DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1997b) – Plio-Quaternary crustal movements in southern Portugal-Algarve. *Cuaternario Ibérico (actas da IV Reunião do Quaternário Ibérico)*, Ed. J. Rodríguez Vital, Huelva, 23 - 26 de Setembro AEQUA, pp. 61-68.

DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1998a) – Problemas na interpretação geodinâmica de estruturas que estão relacionadas com o carso. *GEOlogos*, 4ª Conferência Anual do GGET'98, Resumos alargados, Departamento de Geologia/Centro de Geologia da Universidade do Porto, Porto, n.º **2**, pp. 133-135.

DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1998b) – Interpretação de estruturas dúcteis e frágeis afectando areias plio-quaternárias na região do Algarve – a interferência da carsificação. Comunicações, Actas do V Congresso Nacional de Geologia, *Com. Inst. Geol. e Min.*, Lisboa, t. **84** (f. 1), pp. D77-D80.

Dias, R. P. & Cabral, J. (2000a) – Evidências de Paleosismicidade na região do Algarve. *Resumos, 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofisica*, 8-12 de Fevereiro, Lagos, S03-17, pp. 143-144.

Dias, R. P. & Cabral, J. (2000b) – Deformações Neotectónicas na região do Algarve. *3º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica* (cord. Dias, J. A. e Ferreira, O.), Faro, pp. 189-190.

Dias, R. P. & Cabral, J. (submetido para publicação) – Interpretation of recent structures in an area of cryptokarst evolution – Neotectonic versus subsidence genesis.

Dias, R. P.; Cabral, J. & Terrinha, P. A. (1999) – Sismotectónica da Região de Faro. *4º Encontro Nacional sobre Sismologia e Engenharia Sísmica, Sísmica 99*, 28-30 de Outubro de 1999, Edt. Carlos A. P. Martins, Faro, pp. 11-18.

Domzalski, W. (Interpretation) (1969) – Map of Magnetic survey offshore Portugal, scale 1:250 000, Fairey Surveys Limited, Berkshire.

Duckeck, J. (1997) – Karstgeology. http://speleo.mediatec.de/english/explain/Karst/index.html

Duckeck, J. (2001) – Karstgeology. http://www.showcaves.com/english/explain/Karst/entrance.html

Dzulynski, S. & Walton, E. K. (1965) – Sedimentary Feactures of Flysch and Greywackes. *Elsevier*. 274 p.

Feio, M. (1951) – A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Com. Serv. Geol. Port.*, t. **XXXII** (2ª parte), pp. 303-477.

Feio, M. (1992) – Geomorfologia. *In*: Oliveira J. T. (coord.), Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, Notícia Explicativa da Folha 8, Coordenação de, *Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 91 p.

Flores, E. H.; Rodriguez Vidal, J. & Cáceres Puro, L. M. (1993) – Nuevos datos sobre comprensión pleistocena en el extremo oriental del Algarve (Portugal). *Geodata*, **14**, pp. 123-125.

Gaida, R. (1984) – Pedimentation in South Portugal. *Finisterra*, v. **XIX**, (37), pp. 37-49.

Geirnaert, W.; van Beeres, P. H.; de Vries; J. J. & Hoogeveen, H. (1982) – Geo-electric survey of the miocene aquifer between Quarteira and Olhão, Algarve, Portugal. In: Geirnaert, W.; van Beeres, P. H. & de Vries, *Hidrogeologic studies in the East Algarve, Portugal*. A contribution to the III Semana de Hidrogeologia, 10 – 14 May, Lisbon, Portugal, pp. 2-22.

Gouvêa, A. M. (1938) – *Algarve. Aspectos fisiográficos*. Dissertação de doutoramento na Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, *Ed. Autor*, Lisboa, 161 p.

Grimison, N. L., & Chen, W.-P. (1986) – The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implication. *J. Geophys. Res.*, **91** (B2), pp. 2029-2047.

Grimison, N. L., & Chen, W.-P. (1988) – Source mechanisms of four recent earthquakes along the Azores-Gibraltar plate boundary. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **92**, pp. 391-401.

Guiraud, M.; Laborde, O. & Philip, H. (1989) – Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics*, **170**, pp. 289-316.

Guiraud, M. & Séguret, M. (1987) – Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluvio-deltaic infill of the Soria strike-slip basin (northern Spain). From: Jones, M. E. & Preston, R. M. F. (eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks, *Geological Society Special Publication*, Nº. **29**, pp. 123-136.

HATZFELD, D. & FROGNEUX, M. (1981) – Intermediate depth seismicity in the Western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere. *Nature*, **292**, pp. 443-445.

HERRAIZ, M.; DE VICENTE, G.; LINDO-ÑAUPARI, R.; GINER, J.; SIMÓN, J. L.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; VADILLO, O.; RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A.; CICUÉNDEZ, J. I.; CASAS, A.; CABAÑAS, L.; RINCÓN, P.; CORTÉS, A.L.; RAMÍREZ, M. & LUCINI, M. (2000) – The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, **19** (4), pp. 762-786.

KELLER, E. A. & PINTER, N. (1996) – Active Tectonics. Erthquakes, Uplift, and Landscape. *Prentice-Hall, Inc.* Upper Saddle River, New Jersey, 07458, USA. 340 p.

KULLBERG, J. C.; PAIS, J. & MANUPPELLA, G. (1992) – Aspectos gerais da tectónica alpina no Algarve. *Ciências da Terra*, Lisboa, n.º **11**, pp. 293-302.

JENNINGS, J. N. (1985) – *Karst Geomorphology*. Blackwell, Oxford and New York.

MANUPPELLA, G. (1988) – Litoestratigrafia e Tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, Lisboa, vol. **10**, pp. 67-71.

MANUPPELLA, G. (Coordenador) (1992) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100 000, Notícia Explicativa. *Serv. Geol. Port*., Lisboa, 15 p.

MANUPPELLA, G. & DIAS R. (1992) – Tectónica das bacias sedimentares Meso-Cenozóicas, Bacia Algarvia. *In*: Oliveira J. T. (coord.), Carta Geológica de Portugal, Folha 8. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa.

MANUPPELLA, G.; MARQUES, B.; RAMALHO, M. M. & ROCHA, R. B. (1987a) – Le jurassique de L' Algarve; stratigraphie et evolúcion sedimentaire. *2nd Intern Symp. Jurassic Stratigraphy, Excursion C*, September, 19-21, Lisboa, pp. 3-33.

MANUPPELLA, G.; MARQUES, B. & ROCHA, R. B. (1988) – Évolution tectono-sedimentar du basin de l'Algarve pendant le Jurassique. *2nd Intern Symp. Jurassic Stratigraphy*, September, 12-21, Lisboa, **II**, pp. 1031-1046.

MANUPPELLA, G.; PAIS, J. & ANTUNES, A. T. (1986) – Controlo estrutural da sedimentação Neogénica no Algarve. *Maleo*, Lisboa, vol. **2**, (13), p. 26.

MANUPPELLA, G.; RAMALHO; M. M., ANTUNES, A. T. & PAIS, J. (1987b) – Notícia explicativa da Folha 53 - A Faro. *Serv. Geol. Port*., Lisboa, 52 p.

MANUPPELLA, G.; RAMALHO, M. M.; ANTUNES, A. T. & PAIS, J. (1987c) – Notícia explicativa da Folha 53 - B Tavira. *Serv. Geol. Port*., Lisboa, 36 p.

MARQUES, B. & ROCHA, R. B. (1981) – Formações Jurássicas da região de Albufeira: estratigrafia, consequências cartográficas e tectónicas. *Ciências da Terra (UNL)*, **6**, pp. 39-48.

MARQUES, F. M. S. F. (1997) – *As arribas do litoral do Algarve. Dinâmica, processos e mecanismos*. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 556 p., pol.

MARTINS, L. M. N. C. T. S. (1991) – *Actividade Ígnea Mesozóica em Portugal (Contribuição petrológica e geoquímica)*. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 418 p., pol.

MESCHERIKOV, Y. A. (1968) - Neotectonics. In: R. W. Fairbridge (Ed.), The Encyclopedia of Geomorphology, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, pp. 768-773.

MEZCUA, J. (1982) – Catalogo General de Isossistas de la Peninsula Iberica. Publicación **202**, Instituto Geografico Nacional, Madrid.

Mohindra, R. & Bagati, T. N. (1996) – Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedimentry Geology*, **101** (1-2), pp. 69-83.

Montenat, C.; Barrier, P. & D'Estevou, P. Ott (1991) – Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. *Tectonophysics*, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, **194**, pp. 203-215.

Moreira, V. S. (1984) – Sismicidade Histórica de Portugal Continental. *Rev. Inst. Nac. Met. e Geofísica*, Março, 1984, pp. 3-79.

Morner, N. A. (1989a) – Paleoseismicity and neotectonics. Bull. *INQUA N. C.* **12**, pp. 6-8.

Morner, N. A. (1989b) – Neotectonics and structural geomorphology: General introduction. *Resumos da 2ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro de 1989, Faculdad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, AEQUA, GTPEQ, p. 80.

Mougenot, D. (1989) – Geologia da Margem Portuguesa. *Instituto Hidrográfico*, Portugal, 259 p.

Moura, D. (1998) – *Litostratigrafia do Neogénico Terminal e Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve, evolução paleoambiental*. Dissertação de doutoramento, Universidade do Algarve, Faro, 256p, pol.

Moura, D. & Boski, T. (1994) – Ludo Formation – a new lithostratigraphic unit in Quaternary of Central Algarve. *Gaia*, Lisboa, n.º **9**, pp. 95-98.

Moura, D. & Boski, T. (1999) – Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, t **86**, pp. 85-106.

Moura, D.; Boski, T. & Dias, R. P. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. Comunicações. Actas do V Congresso Nacional de Geologia. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, t **84** (f. 1), pp. A177-A180.

Oliveira, J. T. (Coordenador) (1984) – Carta Geológica de Portugal à escala 1/200 000, Notícia Explicativa da Folha 7. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 77 p.

Oliveira, J. T. (1990) – Stratigraphy and synsedimentary tectonism. *In*: R. D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Spring-Verlag, Berlin, New York, pp. 334-347.

Oliveira, J. T. (Coordenador) (1992) – Carta Geológica de Portugal à escala 1/200 000, Notícia Explicativa da Folha 8. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 91 p.

Oliveira, J. T.; Carvalho, P.; Oliveira, V. & Leitão, J. C. (1992) – Livro - Guia das Excursões. *XII Curso de Actualização de Professores de Geociências*, *A. P. G.*, Beja, 30 p.

Oliveira, J. T.; Pereira, E.; Ramalho, M. M.; Antunes, M. T. & Monteiro, J. H. (Coordenadores) (1992) – Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa.

Pais, J. (1982) – *O Miocénico do Litoral Sul Português*. Ensaio de Síntese. Estudo Complem. Grau de Doutor (UNL), Lisboa, 47 p., pol. (inédito).

Pavlides, S. B. (1989) – Looking for a definition of Neotectonics. Terra Nova, v. **1**, (3), pp. 233-235.

Pereira, A. R. (1990) – *A Plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental. Estudo de Geomorfologia*. Dissertação de doutoramento, Fac. Letras, Univ. Lisboa, 450 p., pol.

Pereira, A. R. (1994) – A evolução geomorfológica da costa sudoeste. *In*: A. Ramos Pereira et al., *Contribuições para a geomorfologia e dinâmicas litorais em Portugal*, Centro de Estudos Geográficos, L. A. G. F., 27, Lisboa.

Pereira, A. R. (1995) – Património geomorfológico no litoral sudoeste de Portugal. *Finisterra*, **XXX**, (59-60), pp. 7-25.

Pereira, Z. (1997) – *Palinologia e Petrologia Orgânica do Sector SW da Zona Sul Portuguesa*. Dissertação de doutoramento, Fac. de Ciências da Universidade do Porto, 2 vol. 268 pp., pol.

Pereira, Z. (1999) – Palinostratigrafia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, t. **86**, pp. 25-58.

Petit, J. P. & Laville, E. (1987) – Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. *From*: Jones, M. E. & Preston, R. M. F. (eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks, *Geological Society Special Publication*, n.º **29**, pp. 107-121.

Philip, H. & Meghraoui, M. (1983) – Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, **2**, pp. 17-49.

Pimentel, N. L. (1989) – *Evolução Plio-Quaternária do Baixo Alentejo Ocidental*. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, Dep. Geol. Fac. Ciências Lisboa, 102 p., pol.

Pimentel, N. L. (1997) – *O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e Análise Tectono-Sedimentar*. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 381 pp., pol.

Pimentel, N. L. & Amaro, H. (2000) – Contribuição para a análise tecno-sedimentar do fosso de Aljezur (SW de Portugal). *1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal*, Monte da Caparica, 1 a 4 de Março, pp. 201-206.

Ramalho, M. M. (1985) – Considerations sur la biostratigraphie du Jurassique supériour de l'Algarve oriental (Portugal). *Comun. Serv. Geol.*, *Portugal,* Lisboa, **71** (1), pp. 451-470.

Ramalho, M. M. & Ribeiro, A. (1985) – The geology of the Mesozoic - Carrapateira outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **71** (1), pp. 51-54.

Rey, J. (1983) – Le Crétacé de l'Algarve: éssai de syntthèse. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **69** (1), pp. 87-101.

Rey, J. (1986) – Micropalaeontological assemblages, paleoenvironments and sedimentary evolution of the Cretaceous deposits in the Algarve (Southern Portugal). *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol*., **55**, pp. 230-246.

Ribeiro, A. (1983a) – Structure of the South Portuguese Zone. *Mem. Serv. Geol. Port*., Lisboa, nº **29**, pp. 83-89.

Ribeiro, A. (1983b) – Structure of the Carrapateira Nappe in The Bordeira Area, SW Portugal. *Mem. Serv. Geol. Port*., Lisboa, nº **29**, pp. 91-97.

Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, P. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Almeida, F.; Moitinho de Carvalho, D. & Monteiro, J. H. (1979) – Introduction à la Geólogie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 114 p.

Ribeiro, A.; Cabral, J.; Batista, R. & Matias, L. (1996) – Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, vol. **15**, (2), pp. 641-659.

Ribeiro, A.; Kullberg, M. C.; Kullberg, J. C.; Manuppella, G. & Phipps, S. (1990) – A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, **184**, pp. 357-366.

Ribeiro, A.; Manuppella, G. & Oliveira, J. T. (1984) – Tectónica das orlas sedimentares. *In*: Oliveira J. T.

(coord.), Carta Geológica de Portugal, escacla 1:200 000, Notícia Explicativa da Folha 7, *Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 77 p.

Ribeiro, A.; Miranda, M.; Terrinha, P.; Kullberg, M. C.; Silva, E. A. & Kullberg, J. C. (1997) – Is the Sintra-Sines-Monchique Fracture (200km) a segment of the meteorite impact Tore-Guadalquivir Fracture (600km)?. *Terra Nova*, EUG 9, Strasbourg 23-27 March, vol. **9**, Absract Supplement n.º 1, pp. 177.

Ribeiro, A.; Oliveira, J. T.; Ramalho, M. M.; Ribeiro, M. L. & Silva, L. (1987) – Notícia explicativa da Folha 48-D Bordeira, Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa,. 30 p.

Ribeiro, A.; Possolo, A.; Silva, J. B.; Kullberg, M. C.; Cabral, J. & Dias, R. (1983-1985) – Modelos tectónicos: ensaio de aplicação a Portugal. I Congr. Nac. Geol., Aveiro, *Bol. Soc. Geol. de Port.*, v. **XXIV**, pp. 145-151.

Rocha, R. B. (1970) – Contribuição para o estudo geológico da região de Cabo de S. Vicente - Alvor. *Bol. Soc. Geol. de Port.*, **XVIII** (II - III), pp. 139-168.

Rocha, R. B. (Coordenador) (1981) – Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, n.º 52 - B Albufeira. *Serv. Geol. Port*., Lisboa.

Rocha, R. B. & Lopes, C. J. (1975) – Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, N.º 52 - A Portimão. *Serv. Geol. Port*., Lisboa.

Rocha, R. B.; Marques, B. L.; Antunes, A. T. & Pais, J. (1989) – Notícia explicativa da Folha 52 - B Albufeira. *Serv. Geol. Port*., Lisboa, 36 p.

Rocha, R. B.; Ramalho, M. M.; Antunes, A. T. & Coelho, A. V. P. (1983) – Notícia explicativa da Folha 52 - A Portimão. *Serv. Geol. Port*., Lisboa, 57 p.

Rocha, R. B.; Ramalho, M. M.; Manuppella, G. & Zbyszewski, G. (1979) - Notícia explicativa da Folha 51 - B Vila do Bispo. *Serv. Geol. Port*., Lisboa, 118 p.

Rodríguez Pascua, M. A. (1998) – Paleosismicidad en emplazamientos nucleares (estúdio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica). *Consejo de Seguridad Nuclear*, Madrid, 286 p.

Sartori, R.; Torelli, L.; Zitellini, N.; Peis, D. & Lodolo, E. (1994) – Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, **22**, pp. 555-558.

Silva, M. J. B. L. (1998) – *Hidrogeologia do Miocénico do Algarve*. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 375 p., pol.

Silva, E. A. & Miranda, J. M. (1994) – Magnetic compilation of the west Iberian continental margin. *First Symp. Atlantic Iberian Continental Margin, Lisbon*, 53 p.

Silva, J. B.; Oliveira, J. T. & Ribeiro, A. (1990) – Structural Outline. *In*: R. D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Spring-Verlag, Berlin, New York, pp. 348-362.

Slemmons D. B. (1977) - Faults and earthquake magnitude, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experimental Station, Miscellaneous Papers S-73-1, Report 6, pp. 1-129.

Slemmons, D. B.& Depolo, C. M. (1986) - Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards. In: Studies in Geophisics, Active Tectonics, Geophysics Study Committee, Geophysics Research Forum, Commission on Physical Sciences, Mathematics, and Resources, National Research Council, National Academy Press, Washington, D. C., pp. 45-62.

Sousa, F. L. P. (1910) – Principais macrosismos em Portugal (Anos de 1911, 1912 e 1913). *Comunicações da Com. do Serv. Geologs. de Portugal*, t. **10**, pp. 199-233.

Sousa, F. L. P. (1917) – Principais macrosismos em Portugal (Anos de 1914, 1915 e 1916). *Comunicações da Com. do Serv. Geologs. de Portugal*, t. **12**, pp. 102-126.

Sousa, M. L.; Martins, A. & Oliveira, C. S. (1992) – Compilação de Catálogos Sísmicos da Região Ibérica. Relatório 36/92-NDA, Depart. de Estruturas, Núcleo de Dinâmica Aplicada, Proc. 036/11/9295, LNEC, Lisboa.

Srivastava, S. P.; Roest, W. R.; Kovacs, L. C.; Oakey, G.; Lévesque, S.; Verhoef, J. & Macnab, R. (1990) – Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, **184**, pp. 229-260.

Stein, R. S. (1999) – The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, vol. **402**, pp.605- 609.

Summerfield, M. A. (1991) – Global Geomorphology. An introdution to the study of landforms. *Longman Scientific & Technical*, Copublished in the United States with John Wiley & Sons Inc, New York, 537 p.

Teixeira, C. (1972) – Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000. *Serv. Geol. Port*., Lisboa.

Teixeira, C. & Gonçalves, F. (1980) – Introdução à Geologia de Portugal. Inst. Nac. Inv. Cient., Lisboa, 475 p.

Terrinha, P. A. G. (1998) – S*tructural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. PhD Thesis, Imperial College, London, 430 p.

Terrinha, P. A. G.; Coward, M. P. & Ribeiro, A. (1990) – Salt tectonics in the Algarve Basin: the Loulé Diapir. *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, t. **76**, pp. 33-40.

Terrinha, P.; Dias, R. P. & Cabral, J. (1988) – Neogene and Quaternary evolution of the South Portugal margin. Actas do V Congresso Nacional de Geologia (Resumos alargados), *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Tomo 84, Fasc. I, pp. D-81-D-84.

Terrinha, P.; Dias, R. P.; Ribeiro, A. & Cabral, J. (1999) – The Portimão Fault, Algarve Basin, South Portugal. *Com. Inst. Geo. Min.*, Lisboa t. **86**, pp. 107-120.

Vita-Finzi, C (1986) - Recent Earth Movements. An introduction to Neotectonics. *Academic Press*, London, 226 pp.

Yeats, R. S.; Sieh, K. & Allen, C. R. (1997) – The Geology of Earthquakes. *Oxford University Press, Inc.*, New York, 568 p.

Wells, D. L. & Coppersmith, K. J., (1994) – New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Seismological Society of America Bulletin*, v. **84** (4), pp. 974-1002.

Zitellini, N.; Chierici, F.; Sartori, R. & Torelli, L. (1999) – The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Annali di Geofisica*, **42** (1), pp. 49-55.

Zitellini, N.; Terrinha, P.; Dañobeitia, J.; Gracia, E.; Sartori, R.; Torelli, L.; Rovere, M.; Chierici, F.; Ribeiro, A.; Matias, L. & Mendes Victor, L. (2000) – Mapa estrutural da margem SW Ibérica. *Resumos*, *2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofisica, Lagos*, 8 a 12 de Fevereiro, pp. 145-146.