

Geomorfologia e geologia regional do sector de Porto–Espinho (W de Portugal): implicacións morfoestruturais na cobertura sedimentar cenozóica

Regional geomorphology and geology from the Porto–Espinho sector (W Portugal): morphostructural implications to Cenozoic sedimentary cover

ARAÚJO, M. A.¹; GOMES, A.¹; CHAMINÉ, H. I.²; FONSECA, P. E.³; GAMA PEREIRA, L.
C.⁴ & PINTO DE JESUS, A.⁵

Abstract

One of the most common characteristics of the Portuguese littoral is the existence of a planed surface (the so-called “littoral platform”), situated at different altitudes and bordered from the inland by a straight relief, strongly contrasting with that planed surface. This one is generally covered with several outcrops of the so-called Plio-Pleistocene deposits. Till the eighties this platform has been interpreted as stable staircase of old marine levels, registering in a passive way the eustatic variations. The rigid step bordering it easterly should be a fossil cliff. However, our study has proved that many of these deposits have a continental origin. These continental deposits have fluvial or alluvial fan facies and they are lying above 40 meters. Marine deposition seems to be quite rare and it only occurs on a small western area, beneath the altitude of 40 meters, and developing into three different marine levels. There is a rigid step between the two kinds of deposits. We think that the clear geometric separation between these deposits together with this rigid step, indicates the results from tectonic activity. It seems that the sea must have touched only the western part of this surface, when neotectonic movements lowered it down. There are more evidences for neotectonic movements: a) there are faults (mainly inverse faults) affecting the higher deposits of this littoral platform; b) the same marine level seems to appear at different altitudes, developing an irregular pattern with a general trend dipping from the North to the South.

The tectonic situation seems to be related to the position of the area including two main zones of the Iberian Massif and the Porto-Tomar shear zone. The geomorphology and the late tertiary and quaternary deposits can help in the definition of the sense and amplitude of recent tectonic movements. However, in order to achieve such a goal, the interference between several kinds of phenomena (tectonics/epeirogenesis, climate, sea level) must be studied with sufficient detail.

Key words: Littoral platform; marginal relief; alluvial fan; marine deposits; Quaternary; neotectonics, Porto-Tomar shear zone.

- (1) Gabinete de Estudos de Desenvolvimento e Ordenamento do Território (GEDES) e Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto. Via Panorâmica, s/n, 4150-564 Porto, Portugal.
- (2) Departamento de Engenharia Geotécnica do Instituto Superior de Engenharia do Porto. Rua Dr. António Bernardino de Almeida, 431, P-4200-072 Porto, Portugal, e Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro.
- (3) Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX). Ed. C2-5º piso, Campo Grande. 1749-061 Lisboa, Portugal.
- (4) Departamento de Ciências da Terra e Centro de Geociências (GMSG), Universidade de Coimbra. 3000-272 Coimbra, Portugal.
- (5) Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto (GIMEF, GIPEGO). Praça de Gomes Teixeira. 4099-002 Porto, Portugal.

1. INTRODUÇÃO

Um dos traços comuns a quase todo o litoral português é a existência de uma faixa aplanada, designada como “plataforma litoral”, com largura e altitude variáveis, que bordeja quase todo o litoral, limitada, para o interior, por um rebordo, rigidamente alinhado e contrastante com a referida área aplanada. Essa plataforma está geralmente organizada em patamares e suporta depósitos com características muito variadas.

A explicação tradicional veiculada nos anos quarenta (e.g., RIBEIRO *et al.*, 1943; TEIXEIRA, 1949) que identificava estes patamares como níveis de praias antigas (figura 1), atestando as variações eustáticas do Quaternário, limitados, para o interior, por uma arribas fóssil foi aceite, na comunidade científica, até meados dos anos 1980. Os anos posteriores assistiram a uma modificação sensível na visão que se tinha da plataforma litoral portuguesa. Das ideias de um eustatismo estrito, combinado com uma pretensa estabilidade do continente, passou-se a uma visão mais complexa e mais dinâmica. É essa visão

multidisciplinar que pretendemos ilustrar, apontando, também, algumas das pistas a explorar no futuro.

2. MORFOLOGIA

No mapa da figura 2 é possível apreciar o desenvolvimento topográfico da faixa litoral situada nas proximidades da cidade do Porto. A sua análise permite concluir pela existência de uma faixa aplanada, desenvolvendo-se a partir de altitudes próximas dos 125m, mas que parece subir um pouco para Sul, atingindo os 150m no limite Sul da área representada. Também é possível verificar que o relevo que delimita a plataforma para o interior (“Relevo Marginal”; ARAÚJO, 1991) tem um desenvolvimento bastante rectilíneo a sul do Douro. O relevo marginal assume frequentemente, no seu conjunto, direcções submeridianas. Porém, em mapas de maior escala pode ver-se que essa direcção de conjunto mascara a existência de tramos com orientações diversas, de NNW a NNE. Isto significa que se trata de rejogos das antigas direcções variscas, como aliás, é típico do estilo tectónico do Maciço Hespérico.



Figura 1. Corte que resume a explicação tradicional da organização do relevo nos arredores do Porto, segundo O. RIBEIRO *et al.* (1943).

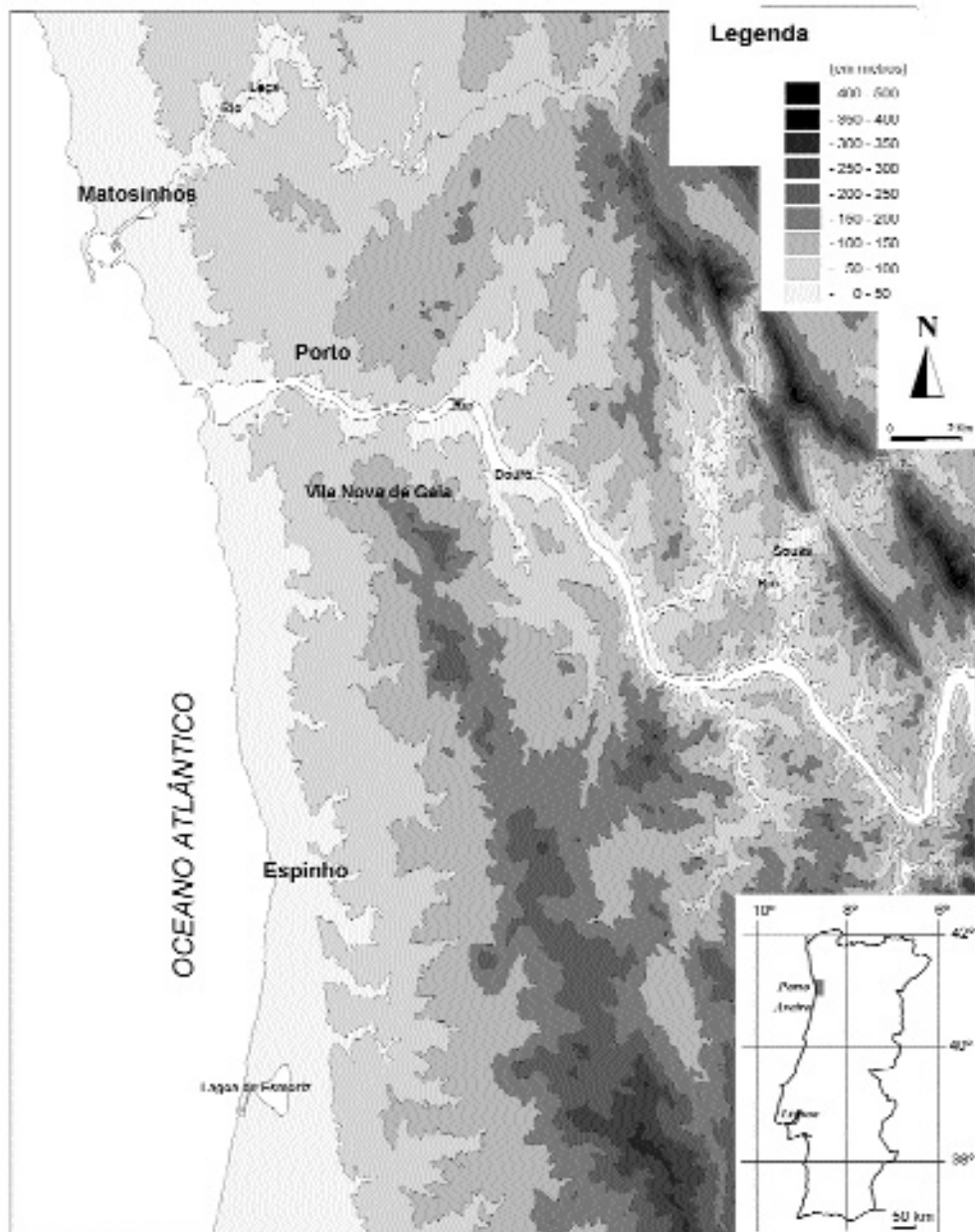


Figura 2. Mapa hipsométrico da área entre a cidade do Porto e a lagoa de Esmoriz, com base nas curvas de nível da Carta Corográfica de escala 1:50000 (folhas 9A, 13A); Equidistância = 25m.

A plataforma litoral suporta, frequentemente, numerosos afloramentos de depósitos genericamente classificados como “plio-pleistocénicos” nas cartas geológicas de escala 1:50 000. Na figura 2 observa-se o desenvolvimento topográfico da faixa litoral situada nas proximidades da cidade do Porto. É possível identificar três grandes conjuntos:

- 1 - área acima dos 130m (relevo marginal);
- 2 - área situada entre 130 e 50m (onde, como veremos, ocorrem os depósitos de fácies fluvial);
- 3 - área situada abaixo de 50m (onde ocorrem os depósitos de fácies marinha).

A figura 3 foi construída a partir do registo, numa folha de cálculo (‘Microsoft

Excel’), das altitudes máximas da plataforma litoral e do relevo marginal em cada quadrícula de 1km de lado definido nas cartas topográficas 1:25 000. Nesta figura é possível verificar que, de um modo geral, o topo da plataforma litoral e do relevo marginal estão mais altos a Sul do Douro e parecem continuar a subir para Sul. Porém, essa subida não se faz dum modo contínuo. A partir do ponto em que se atingem cerca de 34km de distância à foz do Rio Ave, existe um ressaltado que soergue o topo do relevo marginal. Também se verifica que este relevo não é contínuo, antes parece corresponder a segmentos separados por colos relativamente deprimidos.

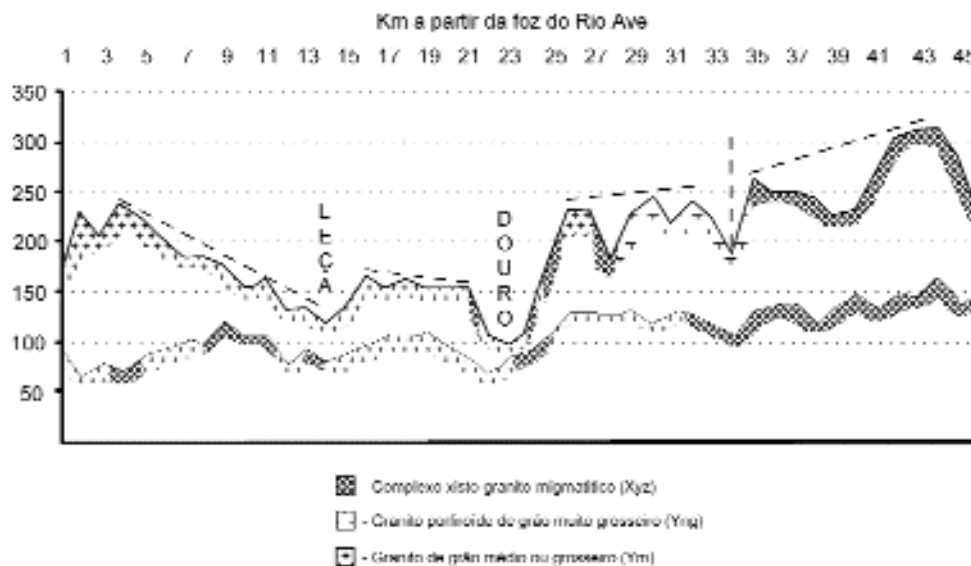


Figura 3. Desenvolvimento do relevo marginal e do topo da plataforma litoral ao longo do litoral estudado.

3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Do ponto de vista geológico a região entre Porto e Espinho integra-se numa faixa metamórfica, de direcção geral NNW–SSE, que se prolonga desde os arredores do Foz do Douro (Porto) até Tomar (RIBEIRO *et al.*, 1979, 1990, 1995; GAMA PEREIRA & MACEDO, 1983; GAMA PEREIRA, 1987; CHAMINÉ, 2000), e se designa por faixa de cisalhamento de Porto–Tomar (DIAS & RIBEIRO, 1993). Esta faixa envolvendo terrenos do Proterozóico médio-superior (e.g., GAMA PEREIRA, 1987; BEETSMA, 1995; NORONHA & LETERRIER, 2000), faz parte do Terreno Autóctone Ibérico, e inclui-se na Zona de Ossa-Morena [ZOM] (RIBEIRO *et al.*, 1990); contactando localmente a oriente, por intermédio da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis (RIBEIRO *et al.*, 1980), com a Zona Centro-Ibérica [ZCI] da Cadeia Varisca Ibérica.

Definiram-se, recentemente, as seguintes unidades tectonoestratigráficas incluídas, do ponto de vista geotectónico, no bordo da ZOM (CHAMINÉ, 2000; NORONHA & LETERRIER, 2000, e para pormenores sobre a sistematização tectonoestratigráfica e o enquadramento cartográfico regional consultar, neste volume, o trabalho de CHAMINÉ *et al.* (2003), a saber: I) sector do Porto, situado junto à orla litoral entre a foz do rio Douro e o Forte S. Francisco Xavier. Neste sector afloram metamorfitos que se incluem em duas unidades tectonoestratigráficas: a Unidade de Lordelo do Ouro (micaxistos e quartzo-tectonitos) e a Unidade dos Gnaisses da Foz do Douro (gnaisses, mig-

matitos e blastomilonitos). Estas unidades definem no seu conjunto o designado Complexo Metamórfico da Foz do Douro (NORONHA & LETERRIER, 2000) parte integrante do bordo oeste da ZOM; II) sector de Espinho–Albergaria-a-Velha: para a ZOM, as Unidades de Lourosa inferior e superior, a Unidade de Espinho e a Unidade de Arada (unidades do parautóctone e autóctone relativo), e a Unidade de Pindelo bem como a Unidade de S. João-de-Ver como unidades do alóctone; ii) para a ZCI, a Unidade de Carvoeiro e a Unidade do Quartzito ‘Armoricano’ de Caldas de S. Jorge, como unidades do parautóctone.

A faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha (*s.str.*) corresponde a uma faixa com uma série de acidentes tectónicos de 1ª e de 2ª ordem de extensão local de *ca.* 90km por *ca.* 3km de largura. Estas falhas são caracterizadas por corresponderem a cisalhamentos, de direcção N-S a NNW-SSE, com movimentação direita por vezes muito forte consoante o comportamento reológico do material face à deformação. É possível distinguir acidentes maiores (ou ramos) desta faixa de cisalhamento entre a região do Porto e Albergaria-a-Velha que tomam as seguintes denominações, a saber (CHAMINÉ, 2000): i) ramo Oeste da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha — desenvolve-se desde a região de Carvoeiro–Mouquim (Albergaria-a-Velha) até próximo a Fiães, pondo em contacto as unidades da ZOM com as unidades do Paleozóico inferior da ZCI (sinforma de Carvoeiro–Caldas de S. Jorge); nesta última localidade materializa-se por falhas discretas, de direcção NW-SE, no granitóide pós-tectónico de

Lavadores. Este segmento da faixa de cisalhamento passa na cidade do Porto, entre a Arrábida e o Castelo do Queijo (Forte de S. Xavier), contactando tectonicamente com o Complexo Metamórfico da Foz do Douro (ZOM) e o granitóide sin-tectónico do Porto, localmente orientado e deformado (NORONHA & LETERRIER, 2000; CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ *et al.*, 2003); ii) *ramo Leste da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha* — corresponde ao contacto tectónico, de orientação média NNW-SSE, que se faz entre o quartzito 'Armoricano' e o Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras indiferenciado) desde a região de Caldas de S. Jorge até Ribeira de Fráguas–Carvoeiro; iii) outros acidentes, sub-paralelos aos anteriores, com alguma importância regional e que se enquadram na faixa de cisalhamento em apreço (e.g., falha do Porto, falha do “Filão Metalífero das Beiras”, falha de Pigeiros–Milheirós de Poiares–Pindelo).

Para além dos acidentes que acabamos de descrever, foi também reconhecida uma rede de acidentes tectónicos de natureza frágil, gerada durante as fases tardia a pós-variscas, que se encontra em regra subordinada aos sistemas de fracturação de atitudes NNE-SSW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE (figura 4). São também de alguma importância os sistemas de fracturas, de orientação N-S a NNW-SSE e suas conjugadas, discretas, E-W a NNE-SSW. Estes últimos alinhamentos, devido ao processo de reactivação de estruturas e como resposta de um substrato pré-deformado sujeito a um campo de tensões tectónicas, correspondem a direcções de cisalhamento dúcteis desenvolvidas nas fases

tardias da orogenia varisca (e.g., RIBEIRO *et al.*, 1979; CABRAL, 1995).

A observação de diversos indicadores cinemáticos mesoscópicos que evidenciam, de uma forma constante, uma movimentação direita aponta para a existência de uma cinemática transcorrente associada a mecanismos de deformação com importante componente não-coaxial, podendo muito provavelmente ocorrerem situações de cisalhamento simples. Aliás a região em estudo encontra-se directamente relacionada com a sua estrutura maior, a faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar, que se caracteriza por ser um importante megacisalhamento direito com uma complexa evolução geodinâmica desde os tempos paleozóicos (e.g., RIBEIRO *et al.*, 1979; GAMA PEREIRA, 1998; RIBEIRO *et al.*, 1995; DIAS & RIBEIRO 1993).

Do exposto pode-se então concluir que a faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar (ZOM/ZCI) é constituída por megaestruturas de primeira ordem, podendo as falhas cartografadas ser interpretadas como diversos ramos do acidente tectónico principal e/ou estruturas secundárias associadas. Faixas de cisalhamento deste tipo sublinham habitualmente o contraste entre diferentes níveis crustais nos quais determinadas estruturas se manifestam com uma geometria típica, por exemplo, estrutura em flor, ou estrutura ‘*Riedel*’ (e.g. RIBEIRO, 2002). Estas geometrias reforçam a existência de vários ramos de um acidente tectónico principal ou de uma faixa de cisalhamento com estruturas dúcteis, ductéis-frágeis e frágeis.

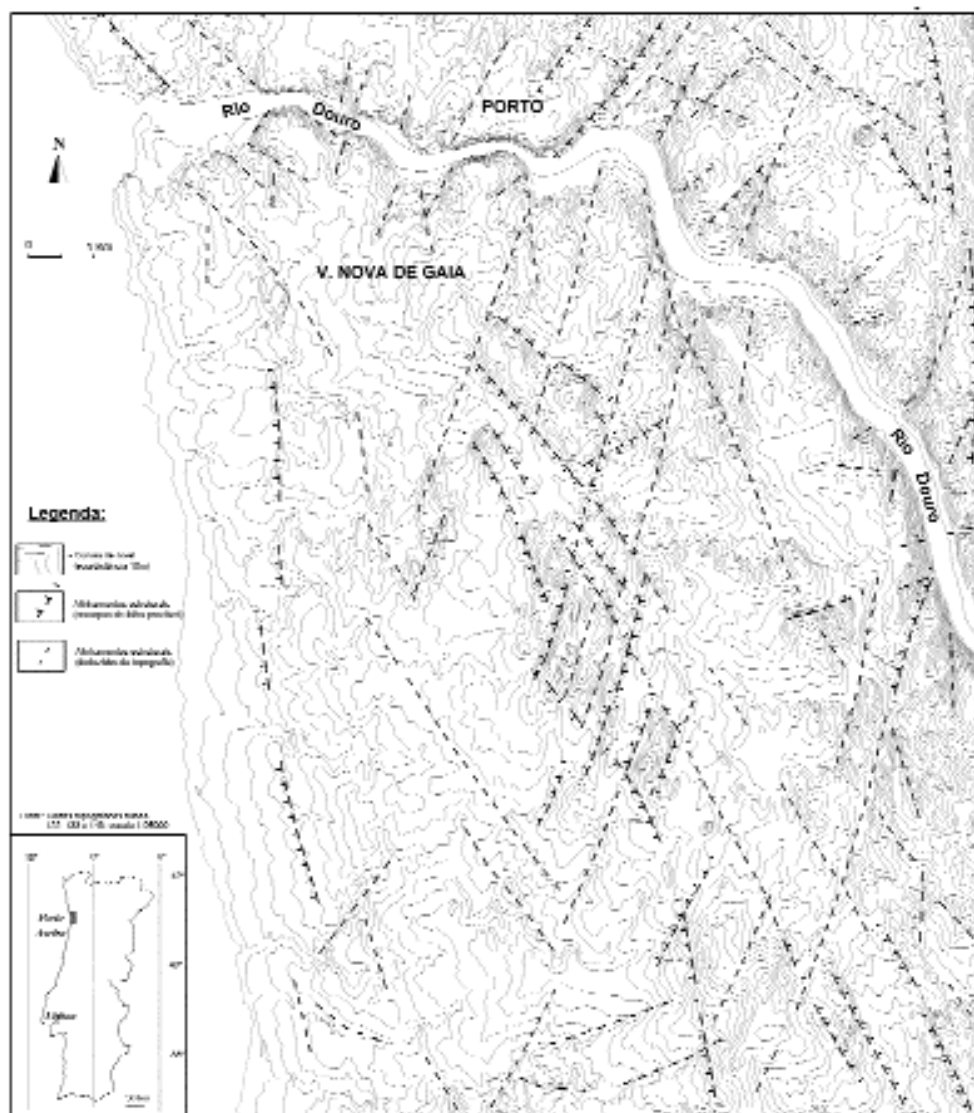


Figura 4. Morfologia da região a sul do Porto com base nas folhas 122, 133 da Carta Militar 1:25000 (equidistância = 10m), assinalando os principais lineamentos tectónicos.

4. COBERTURAS FINI-TERCIÁRIAS

4.1. Introdução

Os depósitos, genericamente considerados “plio-pleistocénicos” (*cf.* OLIVEIRA *et al.*, 1992), ocupam a área aplanada situada a Oeste do relevo marginal (plataforma litoral), bem como as áreas aplanadas que se situam a Leste do referido relevo, na proximidade do vale do rio Douro.

A primeira abordagem que caracteriza a plataforma litoral como uma área aplanada é desmentida por uma observação de pormenor: geralmente é possível identificar, nessa plataforma, tramos aplanados, separados por faixas de maior declive, originando uma escadaria cujos degraus, apesar de suavizados pelos processos erosivos pós-deposicionais, ainda são claramente perceptíveis no terreno. Os afloramentos de depósitos coincidem com as áreas aplanadas, enquanto que os taludes que as separam normalmente são talhados no substrato rochoso.

Embora o grande número de afloramentos cartografados nas cartas geológicas de Portugal (*e.g.*, TEIXEIRA *et al.*, 1962; OLIVEIRA *et al.*, 1992) nos possa levar a pensar que se trata de uma área onde os depósitos estão bem preservados, o registo sedimentar na plataforma litoral da região do Porto está longe de ser contínuo e espesso. Além disso, os depósitos de fácies continental apresentam uma natural diversidade em termos sedimentológicos, a que se junta uma certa dispersão altimétrica (entre 130m e 50m de altitude, no sector considerado). Por tudo isto, o estabelecimento de uma cronologia para estes depósitos não foi uma tarefa fácil e tem, ainda, um carácter algo provisório, embo-

ra pareça ser congruente com o que se conhece em outros locais.

Uma das conclusões mais interessantes que pudemos extrair das análises sedimentológicas realizadas nas amostras de depósitos da plataforma litoral foi que muitos destes depósitos são de origem continental e não de origem marinha (praias levantadas) como era geralmente aceite nos primeiros trabalhos publicados sobre o assunto (*e.g.*, O. RIBEIRO *et al.*, 1943; TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1952; TEIXEIRA, 1979). Na nossa abordagem, o estabelecimento da cronologia relativa partiu de uma comparação das características essenciais (altitude e posição relativamente ao relevo marginal, cor, alteração do substrato rochoso, existência e importância das couraças ferruginosas e calibragem) dos vários afloramentos. Assim, e numa primeira abordagem, os depósitos de sedimentação continental da área em apreço podem organizar-se em dois grandes conjuntos: a) depósitos de fácies continental, que ocorrem acima dos 50m; b) depósitos marinhos, que se encontram abaixo dos 40m.

A atribuição cronostratigráfica patente nas cartas geológicas (9-C e 13-A; CARRINGTON DA COSTA & TEIXEIRA, 1957; TEIXEIRA *et al.*, 1962) foi revista e fortemente simplificada, de molde a que os diferentes depósitos fossem classificados segundo os 3 grandes conjuntos que definimos (isto é, depósitos fluviais da fase I e da fase II e depósitos quaternários, essencialmente marinhos; ARAÚJO, 1991), a saber:

i) As analogias existentes entre os depósitos mais altos da plataforma, os quais se situam na imediata proximidade

do relevo marginal, levam-nos a admitir que esses depósitos pertenciam a um conjunto formado numa primeira fase de deposição (fase I), depositada num contexto de planície litoral, por cursos de água de baixa energia (dado o carácter fino, por vezes até micáceo, que se encontra em alguns dos cortes de depósitos desta fase, nomeadamente no desaparecido corte da Rasa, figura 5). De um modo geral, dentro dos depósitos da fase I, foi possível identificar diversas unidades que aparecem associadas na maioria dos afloramentos. Porém, nem todos os afloramentos apresentam a sequência completa, o que poderá significar que nem todas as unidades (em relação com os sistemas deposicionais aluviais) se depositaram em todos os locais ou que algumas dessas unidades foram destruídas pela erosão;

ii) A essa fase ter-se-iam seguido condições geomorfológicas muito contrastantes, dado

que os depósitos posteriores evidenciam características claramente torrenciais (fase II).

A prova de que se trata de episódios diferentes, possivelmente separados por um importante evento tectónico e climático está no facto de que os depósitos da fase II contêm, em vários locais, blocos de arenito com cores claras atribuíveis à fase I (figura 6).

4.2. Os depósitos da fase I (Placenciano?)

Na área estudada (ARAÚJO, 1991) os depósitos mais altos aparecem genericamente acima dos 100 metros de altitude, podendo atingir cerca de 130m. Estes depósitos foram geralmente considerados Pliocénicos e identificados na Carta Geológica de Portugal como P' e P" (e.g., CARRINGTON DA COSTA & TEIXEIRA, 1957; TEIXEIRA *et al.*, 1962). O melhor local para observar a sequência das unidades da fase I era a Rasa de Baixo

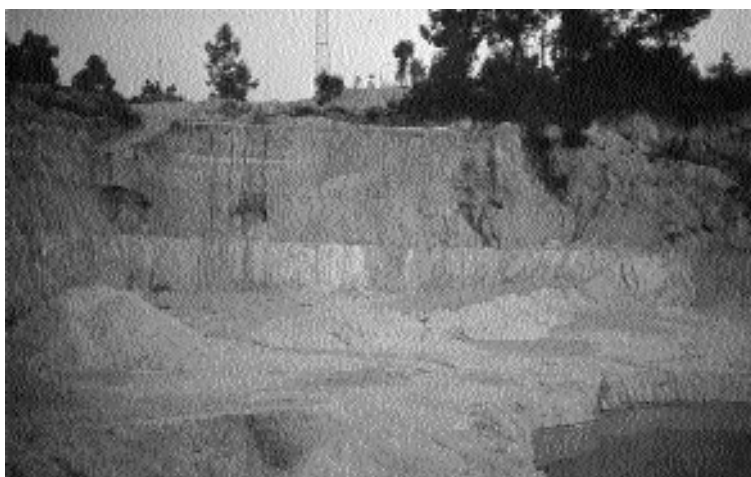


Figura 5. Corte do depósito da Rasa mostrando o perfeito aplanamento da base e o seu basculamento para Leste.

(também designada como Telheira), uma antiga exploração de caulino, situada na base do relevo marginal (figura 5). Actualmente, a exploração está desactivada e, devido à utilização da imensa cratera resultante da exploração do caulino como vazadouro de entulhos, o corte há muito deixou de ser observável. Os cortes de Canelas e do Carregal foram também parcialmente destruídos, ficando como melhor representante deste tipo de depósitos, na área compreendida entre o rio Douro e a latitude de Espinho, o corte de Aldeia Nova, a Leste do Relevo Marginal (REBELO, 1975). Também nessa área, devido à intensa urbanização que se verifica, alguns dos novos cortes têm sido rapidamente destruídos e o seu estudo torna-se uma tarefa cada vez mais urgente.

A sequência para os depósitos da fase I, definida no corte da Rasa de Baixo, apresentava, de baixo para cima:

i - base com blocos, os quais por vezes possuem cerca de 1m de diâmetro (I-A); estes blocos podem ser de granito completamente alterado (Rasa de Cima) ou de quartzo filoniano (Aldeia Nova de Avintes);

ii - camada rica em elementos micáceos, com cor cinza esverdeada, aparentemente resultante de uma situação de baixa energia (I-B);

iii - unidade superior, um pouco mais grosseira (areão e seixos) com estratificação entrecruzada (I-C). As áreas de topo do depósito apresentavam, com alguma frequência, um forte encouraçamento. Nos casos em que o depósito é pouco espesso, esse encouraçamento pode atingir a respectiva base. Parece-nos evidente que o processo de encouraçamento ocorreu depois da formação das unidades inferiores do depósito, que apresentavam uma cor branca característica, contrastando com a cor avermelhada/acastanhada do topo.

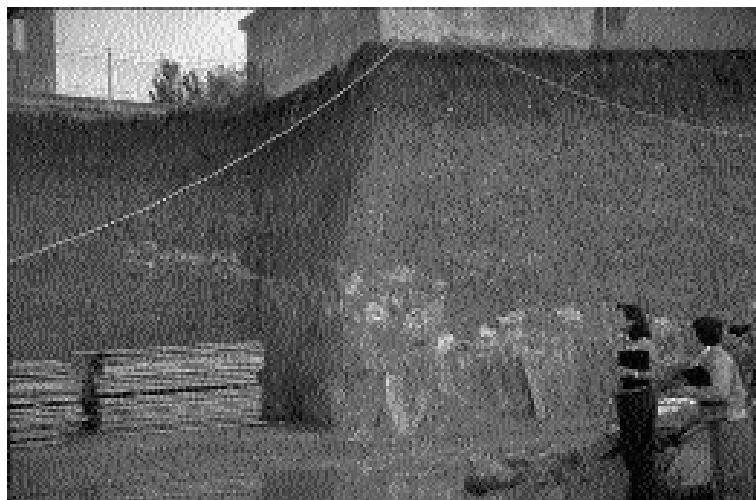


Figura 6. Base do depósito da Fase II englobando blocos dos depósitos da Fase I (fundações do Centro Comercial, Candal – Vila Nova de Gaia).

Também na margem esquerda do rio Douro, agora a montante do relevo marginal, na área de Aldeia Nova de Avintes, existe um depósito que se desenvolve numa faixa paralela ao rio Douro. Esta faixa, com cerca de 4km de comprimento, embora com algumas interrupções, estende-se desde Cabanões, em Avintes (106m), até Arnelas (134m) e reaparece em Lever, ainda na margem esquerda do rio Douro. Os novos cortes entretanto abertos na área de Aldeia Nova confirmam a existência de bastantes semelhanças relativamente aos depósitos da plataforma litoral, nomeadamente a ocorrência de níveis micáceos esverdeados. As principais diferenças dos depósitos de Aldeia Nova de Avintes relativamente aos da plataforma litoral (Rasa e Carregal) prendem-se com um maior calibre dos blocos da base, uma composição litológica diferente (quartzo e quartzitos *versus* granitos no depósito da Rasa), um encouraçamento mais intenso e a existência de níveis finos cinza-esverdeados menos espessos. Estas diferenças podem explicar-se por um carácter mais proximal do depósito de Aldeia Nova e pelas características existentes do respectivo *bed-rock*. Com efeito, o maior conteúdo em ferro dos xistos do Complexo Xisto-Grauváquico, relativamente aos granitos alcalinos, bem como a menor permeabilidade dos alteritos, podem ter contribuído para uma maior intensidade da acumulação de ferro e para uma mais intensa formação de couraças.

Na margem direita do rio Douro, em Gandra (Gondomar), encontra-se uma outra mancha, atribuível ao mesmo momento. Este depósito apresenta, além

de elementos muito grosseiros, fenómenos de intenso encouraçamento, responsáveis pela existência de arenitos e conglomerados ferruginosos, muito resistentes, que atingem uma espessura superior a 1,5m. A montante, na região de Medas, observam-se dois depósitos escalonados. O mais alto (culmina a 162m) pode observar-se nas barreiras do campo de futebol de Medas. REBELO (1975) estabelece uma correlação entre o depósito do campo de futebol de Medas e o depósito de Aldeia Nova de Avintes. Essa opção justifica-se porque, apesar das características proximais dos depósitos de Medas relativamente aos de Aldeia Nova ou da Rasa, existem algumas semelhanças, nomeadamente no que respeita ao predomínio de cores claras. Além disso, em ambos os casos, trata-se dos afloramentos situados a maior altitude em cada um dos locais em questão. Ora, numa área que está a sofrer um processo de soerguimento mais ou menos contínuo, como é o caso desta região (REBELO, 1975; CABRAL, 1995), os depósitos mais altos deverão ser, em princípio, aqueles que estão a sofrer movimentação há mais tempo, isto é, os mais antigos.

Naturalmente isso só se verifica dentro de áreas próximas que pertençam ao mesmo “bloco” e que, por isso, tenham sofrido uma taxa de movimentação idêntica. É evidente que a hipótese se torna tanto mais plausível quando existem semelhanças de fácies que corroboram as indicações fornecidas pela posição relativa dos depósitos. É o caso dos depósitos de Aldeia Nova e da Rasa, que, sendo os culminantes nas respectivas áreas, apresentam semelhanças que sugerem que se poderiam

ter formado numa mesma fase de sedimentação. A riqueza em caulinite (mais de 90%) dos depósitos desta fase e a elevada cristalinidade deste mineral, sugerem uma formação num clima quente e húmido.

A existência de uma unidade mais grosseira no topo da formação indicaria uma certa degradação climática no sentido de condições mais resistáticas (ERHART, 1956). O encouraçamento poderia relacionar-se com um processo de acumulação lateral de ferro em áreas pantanosas na proximidade dos cursos de água (THOMAS, 1994). Um descida do nível freático permitiria a precipitação do ferro e converteria o antigo leito fluvial numa couraça conglomerática, como a que se podia observar num local, significativamente, designado de “Pedras Negras” (Sto. Ovídio, Vila Nova de Gaia).

A base do depósito da Rasa, como já tinha sido notado por O. RIBEIRO *et al.* (1943), inclinava nitidamente para Leste (figura 5). O basculamento da base deste depósito para Leste, em direcção ao relevo marginal, só pode explicar-se devido a actividade tectónica pós-deposicional. Por sua vez, o depósito de Aldeia Nova apresenta níveis micáceos inclinados claramente para Oeste com pendores relativamente elevados que também sugerem actividade tectónica pós-deposicional.

Para explicar o basculamento dos depósitos da fase I de um lado e de outro do relevo marginal teremos que admitir a existência de falhas, situadas na sua base, o que acaba por nos levar a interpretar o relevo marginal como um *horst*, com uma orientação geral NNW-SSE, cuja surreição será, pelo menos em parte, posterior aos depósitos da fase I.

4.3. Os depósitos da fase II

Os depósitos da fase II são muito mal calibrados e apresentam blocos muito grosseiros na base (Pedrinha, Valbom). Podem ocorrer finas crostas ferruginosas com espessuras que não ultrapassam um centímetro. Porém, nunca encontramos couraças, como as que existem nos depósitos da fase anterior. Estes depósitos aparecem em dois tipos de enquadramentos:

i - na imediata proximidade do vale do rio Douro (Pedrinha, Valbom, Coimbrões), o que faz supor que nesse momento talvez o rio Douro já estivesse canalizado, mas teria um comportamento muito torrencial;

ii - ao longo de uma faixa paralela e situada a Oeste do relevo marginal. Não encontramos nenhum caso em que os depósitos da fase II se sobrepusessem aos anteriormente referidos. Situam-se, geralmente, um pouco mais para Oeste, a altitudes mais baixas, compreendidas entre 100 e 50m. Em diversos locais (nomeadamente na barreira situada próximo da ponte da Arrábida, Candal) observamos casos em que blocos de arenito esbranquiçado, típicos da fase I, estavam englobados nos depósitos da fase II, junto à respectiva base, o que prova a anterioridade daqueles depósitos e o facto de se encontrarem a constituir relevo no momento em que os depósitos da fase II se estariam a formar.

Porém, se há depósitos da fase II que podem corresponder a um período torrencial do curso do rio Douro, até porque aparecem conservados na proximidade do seu vale (caso descrito em 1), a organização espacial dos restantes depósitos da “fase II” (caso 2) mostra, claramente, que os respec-

tivos afloramentos se distribuem paralelamente ao relevo marginal e não parece plausível relacioná-los com o traçado do rio Douro. Tratam-se, como já referimos, de depósitos resultantes de hidrodinâmica torrencial, apresentando, em corte, sequências granodrecrescentes com canais preenchidos por elementos mais grosseiros na base e camadas granulometricamente mais finas e texturalmente compactas para o topo. Estes aspectos sugerem que se trata de leques aluviais formados à saída de um relevo em surreição. Nestas circunstâncias, parece plausível a hipótese de que teria sido o “relevo marginal” a área de origem dos depósitos da fase II. Assim sendo, a respectiva actividade poderá ser ligeiramente anterior, ou correlativa, da formação destes depósitos.

Além da actuação tectónica é de supor a existência de uma situação de crise climática que condicionou a deposição torrencial destes depósitos e possibilitou o transporte de elementos de grande calibre (na Pedrinha é possível observar blocos com cerca de 0,5m de diâmetro). Estes teriam uma granulometria mais grosseira na proximidade das cristas quartzíticas (a Pedrinha fica a 6 km dos primeiros afloramentos quartzíticos da serra de Valongo), e menos grosseira nas zonas distais (Coimbrões situa-se a 11 km dos referidos afloramentos). A esta crise climática parecem seguir-se condições climáticas mais regulares, responsáveis por um regime hidrológico menos contrastante. Com efeito, em alguns locais (Av. Marechal Gomes da Costa, no Porto), no topo de formações do tipo *debris-flow*, verifica-se a deposição de materiais melhor calibrados e compatíveis com uma drenagem organizada (fase

II-B). Estes depósitos encontram-se apenas na proximidade do vale do rio Douro e poderão corresponder a um momento em que houve enfraquecimento no regime torrencial que tinha no início da fase II.

Alguns destes depósitos estão claramente afectados pela tectónica. Esta manifesta-se, por vezes, através de movimentos compressivos, traduzidos na existência de falhas inversas, como no caso do Juncal, em Espinho (figura 7), e dos Pinhais da Foz, no Porto (ARAÚJO, 1995, 1997). Curiosamente, em ambos os casos referidos, as falhas identificadas situam-se muito perto do limite entre os depósitos fluviais e os depósitos marinhos que se encontram, na plataforma litoral, a cotas inferiores a 40m.

4.4. Tentativas de correlação e enquadramento estratigráfico

O enquadramento estratigráfico destes depósitos (figura 8) é uma das tarefas mais difíceis com que nos deparamos (ARAÚJO, 1991). Com efeito, nenhum dos depósitos estudados apresentou até à data, fósseis. Por isso, as correlações têm que ser feitas através de semelhanças de litofácies. Porém, os afloramentos cenozóicos apresentam uma grande variabilidade de espessura, de fácies, de ordenação sequencial e de composição petrológica e mineralógica que resulta incompatível com um único e simultâneo contexto paleogeográfico e paleoclimático (MARTÍN-SERRANO, 2000). Por isso mesmo, quando se admite que essas correlações são pertinentes, apesar da variabilidade acima referida, existem, geralmente, variações significativas nas idades atribuídas por

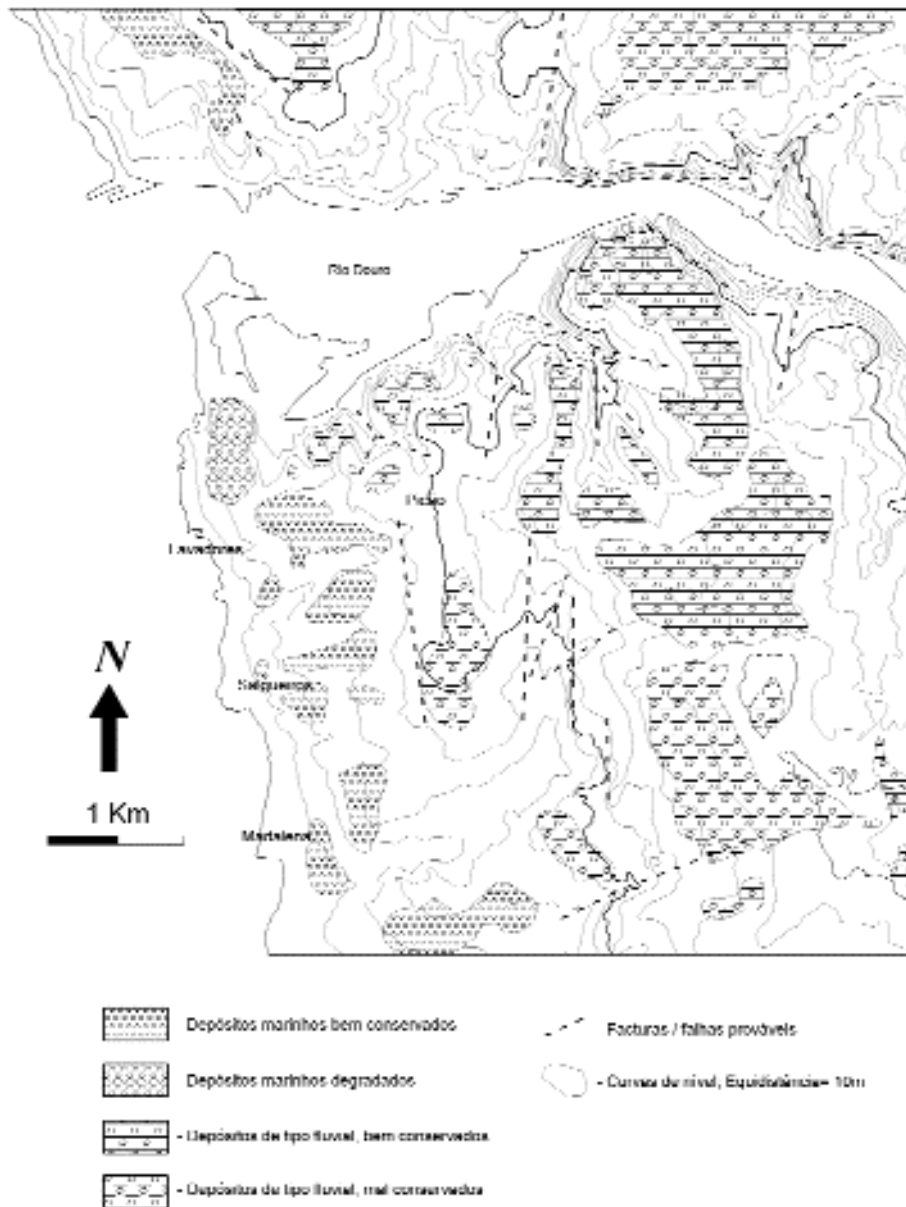


Figura 7. Falha do Juncal (Espinho). Direcção NNW-SSE; pendor 70°W. A base do depósito é visível à esquerda. Trata-se de uma falha inversa com um rejeito aparentemente superior a 1m, já que a base do depósito, rica em elementos grosseiros, apenas aparece no bloco levantado (bloco da esquerda). No bloco abatido apenas se observa um nível fino do depósito. A base grosseira estaria subjacente, a um nível não observável.



Figura 8. Esboço geomorfológico da área de Lavadores.

diferentes investigadores, o que coloca, à partida, algumas dúvidas relativamente à validade e utilidade desse processo (PEREIRA, 1997).

Desde os anos cinquenta que os depósitos da plataforma litoral da região do Porto têm sido considerados “plio-plisto-

cénicos” (e.g., TEIXEIRA, 1949; 1979). A utilização das siglas P’, P” e Q (e.g., TEIXEIRA *et al.*, 1962) sugere, justamente, uma oposição entre os depósitos mais antigos, tidos como pliocénicos e os restantes, atribuídos a diversas fases dentro do Quaternário. Isto significa que

sempre se admitiu que os episódios cenozóicos mais antigos (paleogénicos e miocénicos) referidos em diversos locais do País (nomeadamente Trás-os-Montes) não se encontram nesta área. Efectivamente, os depósitos estudados não parecem poder paralelizar-se com as formações paleogénicas e miocénicas conhecidas em Trás-os-Montes.

Admitindo como boa a exclusão de depósitos paleogénicos e miocénicos, resta-nos a hipótese de que os depósitos da fase I se situem no Pliocénico. Com efeito, parece-nos que, a acreditar nas grandes fases de sedimentação cenozóica estabelecidas por MARTÍN-SERRANO (2000), os depósitos da fase I podem ser os correlativos das “fases ocre” referidas no interior da Península, correspondentes ao topo do enchimento Terciário e atribuídas ao Pliocénico.

Se atentarmos na descrição da Formação de Mirandela (PEREIRA, 1997) segundo a qual os depósitos que constituem esta unidade se caracterizam especialmente pela cor esbranquiçada ou amarelada, pelo carácter conglomerático, com clastos quartzosos e quartzíticos numa matriz arenosa quartzo-feldspática e com caulinite largamente dominante na fracção argilosa, apercebemo-nos das semelhanças que existem entre os depósitos da fase I e a referida Formação de Mirandela, o que poderia situá-los no Pliocénico (Placenciano?). Os depósitos da fase II apresentam, pelo contrário, características que fazem supor um clima bastante diferente. Com efeito, a má calibragem e a grande dimensão que alguns dos elementos existentes no depósito da Pedrinha apresentam sugerem um clima com uma certa tendência para a ari-

dez. Além disso, os depósitos da fase II aparecem embutidos nas superfícies culminantes da plataforma litoral, superfícies essas onde ocorrem os depósitos da fase I. O jogo da tectónica, com uma tendência persistente para o levantamento, bem como a proximidade do nível de base e a existência de uma possível regressão Vilafranquiana, poderá explicar o embutimento das superfícies que suportam os depósitos da fase II relativamente às superfícies culminantes. Essa ideia é congruente com um modelo do tipo de rotura sedimentar que CABRAL (1995) retoma de Martín-Serrano, e que aponta para a existência de uma fase de erosão que retoca e rebaixa a superfície estrutural fini-neogénica (nível de colmatação) e desenvolve pedimentos no flanco de relevos.

Embora existam diferenças importantes, dado que no Noroeste da Península Ibérica o clima teria sido diferente do da região dos Montes de Toledo ou da região envolvente da Cordilheira Central, as características dos depósitos da fase II sugerem que estes poderiam ser equivalentes às *rañas*. Também a sua posição estratigráfica, face à sua localização entre os depósitos aparentemente pliocénicos da fase I e os depósitos claramente quaternários, aponta para um certo paralelismo com as *rañas*, o que permitiria sugerir uma cronologia próxima da transição Pliocénico-Quaternário (FERREIRA, 1993). Assim, face aos dados disponíveis no momento, parece-nos ser verosímil um modelo de evolução neogénica feita de dois momentos contrastantes atribuíveis, por analogia com o que se sabe da evolução em Trás-os-Montes oriental (PEREIRA, 1997) ao Placenciano e Vilafranquiano.

5. A EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA E O ESCALONAMENTO DOS DEPÓSITOS MARINHOS

Desde o topo da plataforma litoral até altitudes de cerca de 50m todos os depósitos que encontramos apresentam fácies continentais. Os depósitos inequivocamente marinhos apresentam-se em manchas de dimensões, geralmente, inferiores às dos depósitos fluviais e a altitudes inferiores a 40m.

Uma análise comparativa veio confirmar a existência de três conjuntos de depósitos marinhos, que passamos a designar, por ordem cronológica do mais antigo para o mais recente, como nível 1 (o mais antigo), nível 2 e nível 3. O uso da designação de “níveis” não representa uma adesão às teorias fixistas do eustatismo, mas apenas o facto de os depósitos marinhos poderem ser sistematizados em conjuntos, que, em cada sector, se apresentam escalonados. Com efeito, estes “níveis” foram definidos, essencialmente, através de critérios sedimentológicos, já que, como veremos, a situação altimétrica dentro de cada um deles é variável. Infelizmente, é raro encontrar locais onde todos estes níveis estejam expostos. O único local onde conseguimos definir os três níveis propostos foi na área de Lavadores (Canidelo), onde se apresentam em escadaria. Por isso, as altitudes indicadas para cada “nível”, salvo informação em contrário, correspondem à altitude com que o mesmo se encontra na área de Lavadores.

Os depósitos que se apresentam em manchas mais extensas são, normalmente, aqueles que se situam na proximidade dos depósitos fluviais, a altitudes compreendi-

das entre 30 e 37m. Tratam-se de depósitos geralmente espessos, que assentam sobre um substrato rubefacto, bastante alterado, e que designaremos como “nível 1”. Os depósitos do “nível 2” (figura 9) apresentam uma certa ferruginização (cor acastanhada), assentam sobre um substrato cuja alteração, menos intensa que a do nível precedente, lhe confere uma cor esbranquiçada, e situam-se a altitudes de 18-15m. Enquanto que os depósitos do “nível 3” aparecem a cotas geralmente inferiores a 10m, e em certos locais chegam a atingir o nível actual das marés baixas (praias de Francelos, da Aguda e da Granja). Apresentam uma cor castanha, que corresponde a uma ferruginização bastante intensa, que os transforma, por vezes, em verdadeiros conglomerados. O seu *bed-rock* apresenta apenas uma alteração incipiente e uma *pátine* castanha ou alaranjada, obviamente relacionada com a migração de ferro que condicionou a cimentação do depósito suprajacente.

O estudo do escalonamento dos depósitos marinhos dos diversos sectores da área estudada, bem como das respectivas características sedimentológicas, permitiu concluir que os depósitos atribuíveis ao mesmo “nível” não se situam sempre à mesma altitude. Desenvolvem-se segundo um padrão irregular, em que se detecta uma tendência para uma descida das altitudes para Sul, como se o bloco em que se situam estivesse basculado para Sul, em direcção à orla ocidental meso-cenozóica (ARAÚJO, 1997). Esse padrão irregular sugere a existência de interferências entre esse basculamento e movimentos oblíquos à mesma (isto é, transversais ou oblíquas em relação à linha de costa). Efectivamente,



Figura 9. Depósito marinho representativo do nível II (Lavadores 18-20m). Notar o arqueamento definido pelos leitos de seixos.

parecem existir deformações recentes, afectando depósitos, presumivelmente, do último período interglaciário. O caso mais notório verifica-se na praia do Sampaio (Labruge-Vila do Conde), onde se encontram dois afloramentos de depósitos, provavelmente, do último interglaciário, a altitudes bastante diversas (5 e 9 m; ARAÚJO, 1994).

Essas deformações traduzir-se-iam, também, em desníveis rigidamente alinhados existentes nas plataformas de erosão marinha e no desenvolvimento de algumas “arribas” que não passam de escarpas de falha, situação que é, de novo, o caso da praia de Sampaio (ARAÚJO, 1991, 1994). Num litoral onde as variações quaternárias do nível do mar se imprimiram sobre um continente com movimentos tectónicos aparentemente diferenciados, a identificação da parte que cabe à tectónica e ao eustatismo terá que ser feita por

aproximações sucessivas. Porém, pensamos que só uma abordagem multidisciplinar permitirá uma correcta compreensão da morfologia dos sectores rochosos desta faixa litoral.

6. A TECTÓNICA E A ORGANIZAÇÃO DO RELEVO

O mapa da figura 10 mostra bem em que medida o relevo marginal tem um desenvolvimento essencialmente rectilíneo, sofrendo apenas leves indentações provocadas pela incisão dos pequenos cursos de água que nascem na sua base e têm percursos da ordem de 5 a 6 km de comprimento, com curso limitado à plataforma litoral. A antiga ideia de que o relevo marginal poderia corresponder a uma “arriba fóssil” terá de ser reequacionada, já que os depósitos situados no seu sopé têm origem fluvial. Como dissemos acima,

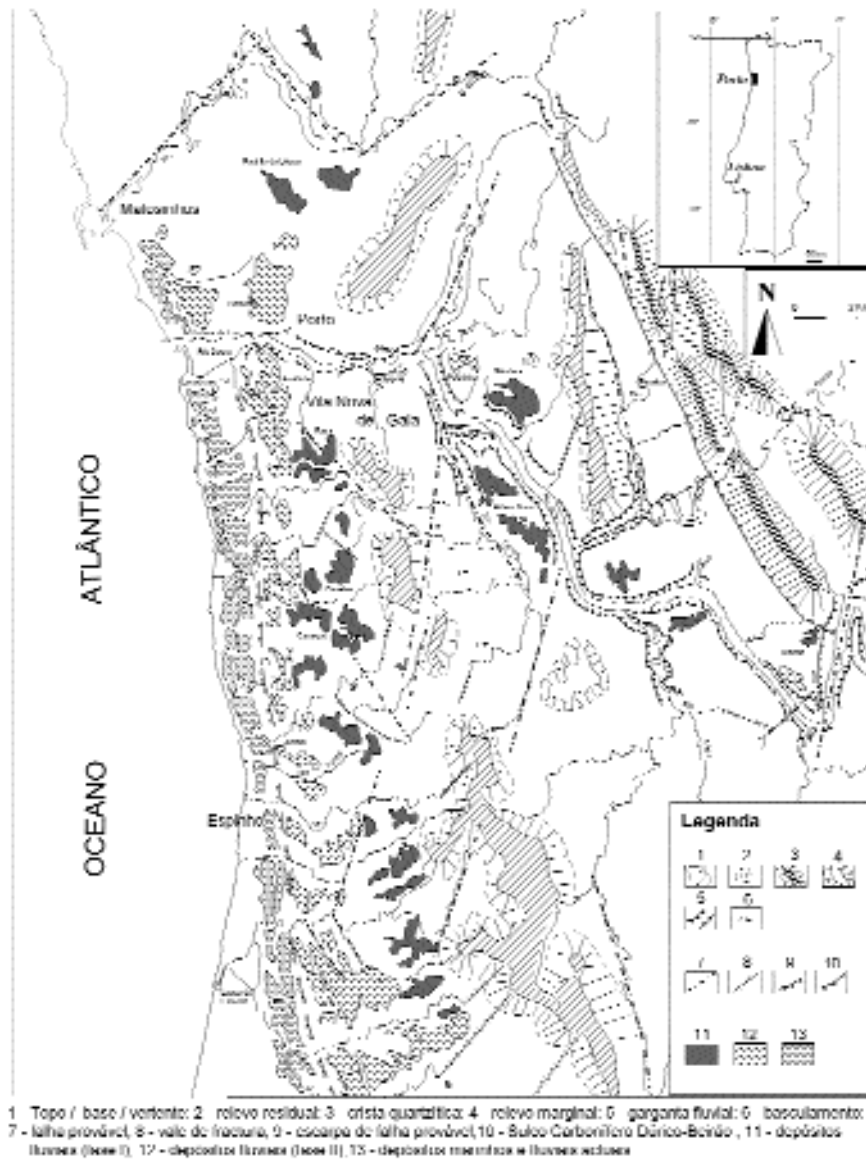


Figura 10. Mapa geomorfológico de síntese.

próximo do limite ocidental do relevo marginal encontramos o megacisalhamento de Porto-Tomar que corresponde, localmente, ao contacto tectónico entre o substrato metassedimentar do Proterozóico (ZOM) e a mancha de granitos pós-tectónicos de Lavadores.

CABRAL & RIBEIRO (1989) assinalaram, na margem esquerda do Douro, dois lineamentos estruturais com registo de movimentação recente, para além do acidente de Porto-Tomar, situados em posição idêntica à do relevo marginal. Parece, assim que a margem sul do Douro é uma área particularmente controlada, sob o ponto de vista tectónico. Efectivamente, tratando-se de um acidente tectónico que rejogou diversas vezes e, uma vez, que para além da falha principal, existem vários acidentes secundários, mas de grande importância na estruturação do relevo regional.

O perfil da figura 11 foi construído de modo a que, partindo da linha de costa,

atravessasse o relevo marginal e passasse pelos depósitos fluviais existentes na margem esquerda do Douro, na área de Aldeia Nova de Avintes. É particularmente curioso o facto de os depósitos da fase I, dum lado e doutro do relevo marginal, aparecerem basculados em direcção a este, o que coincide com a situação de facto observada no terreno. Dado que a litologia do substrato raramente facilita a identificação de deslocações tectónicas, estas poderão ser inferidas essencialmente por critérios geomorfológicos. É esse o caso dos abruptos visíveis no corte que foram marcados como acidentes tectónicos verticais. Porém, é quase certo que algumas destas falhas sejam inversas. Uma certa tendência para movimentos de tipo compressivo estaria de acordo com observações de campo feitas em diversos locais (Gião, Pinhais da Foz, Juncal; ARAÚJO, 1991, 1995, 1997) que mostram que, efectivamente, a maior parte dos acidentes tectónicos que afectam os depósitos cenozóicos da área em estudo são falhas inversas.

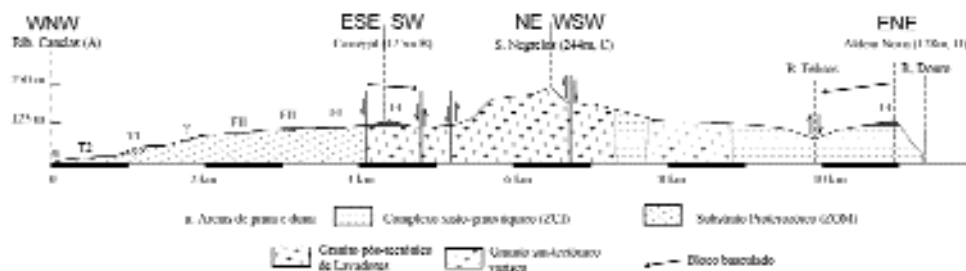


Figura 11. Corte geológico realizado entre a foz da Ribeira de Canelas e a margem esquerda do Douro. Para a caracterização dos depósitos (FI, FII, T1, T2 e T3) ver texto. As falhas propostas, com excepção daquela que separa a faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha do granito de Lavadores foram marcadas a partir de critérios geomorfológicos.

Seja qual for o tipo de falhas em presença, no seu conjunto, o relevo marginal parece corresponder a um *borst*. Tal como é sugerido por DAVEAU (1987), relativamente ao litoral da Estremadura, os acidentes tectónicos que o delimitam terão jogado posteriormente à formação dos depósitos mais antigos da plataforma litoral. Quer no caso do depósito do Carregal quer no caso do depósito de Aldeia Nova, a respectiva conservação parece estar na dependência de uma situação em ângulo de falha, bastante evidente no caso do depósito do Carregal.

O mapa da figura 4 é particularmente representativo dos constrangimentos geológico-estruturais no desenvolvimento geomorfológico da área a Sul da foz do Rio Leça. São óbvios uma série de lineamentos estruturais com relevância sob o ponto de vista geomorfológico. Estes encontram-se nas seguintes situações: i - delimitando troços rectilíneos do relevo marginal; ii - sublinhando tramos do traçado do rio Douro e dos seus afluentes (rio Febros, na margem esquerda e rio Tinto, na margem direita).

Um outro aspecto interessante tem a ver com um “degrau” que parece fazer a separação entre as áreas da plataforma litoral situadas abaixo e acima dos 50 metros. Trata-se de um alinhamento praticamente N-S entre as praias de Lavadores e de Miramar e que, a Sul desta última, roda ligeiramente para NNW. É muito interessante verificar que este alinhamento coincide com a separação entre depósitos marinhos e fluviais. Trata-se de uma hipótese levantada por ARAÚJO (1991), mas que ganha maior visibilidade a partir desta forma de representação (figura 2), ou seja,

posteriormente à formação dos depósitos da fase II, terá havido um abatimento da fachada ocidental, que colocou esta faixa deprimida ao alcance do mar aquando dos períodos interglaciários. A clara separação entre os depósitos fluviais e marinhos teria, assim, uma razão de ordem tectónica. É curioso verificar que existe uma espécie de avanço, uma deslocação para Oeste das áreas acima dos 50m que rodeiam a foz do rio Douro. Este facto sugere que o sector situado na imediata proximidade do rio Douro é um pouco mais alto do que as áreas envolventes. Isso pode acontecer por duas ordens de razões:

i - este sector foi ligeiramente soerguido, o que vem provar a consistência da hipótese deste rio ser antecedente em relação à subida das suas margens na área em que ele atravessa o relevo marginal (*grasso modo* situada entre a ponte da Arrábida e a foz do rio Tinto);

ii - trata-se de uma área coberta por depósitos fluviais da fase II. Estes depósitos são razoavelmente espessos e, dada a sua permeabilidade ser superior à do substrato, podem ter contribuído para proteger da erosão os locais onde existam depósitos, relativamente, àqueles onde afloram os xistos ou até mesmo os granitos. Isso permitiria a existência da projecção das curvas de nível detectada na figura 2.

Os factos acima referidos conduzem-nos a concluir que a neotectónica e/ou a tectónica recente poderá ter tido, na plataforma litoral da região do Porto, uma importância maior do que geralmente lhe é atribuída. Não devemos esquecer-nos que estamos numa área em que a probabilidade de movimentações tectónicas é particularmente grande, devido à passagem

de uma falha ainda activa, a faixa de cisalhamento de Porto-Tomar, muito próximo desta faixa costeira. É provável que os novos impulsos tectónicos actuantes durante o Quaternário (RIBEIRO, 1984) tenham feito rejogar antigas fracturas tardi-variscas situadas perto desta importante zona de cisalhamento, acabando por produzir um relevo com uma orientação geral próxima das suas estruturas. Tem que se ter também em conta que depois do Cretácico a Península Ibérica sofreu um rejuvenescimento escalonado da fracturação antiga, além da formação de novos sistemas de fracturas que ainda hoje estão, em parte, activos (RIBEIRO, 2002).

A observação do mapa da figura 10 mostra ainda um outro facto bastante curioso. A margem direita do rio Tinto tem uma configuração claramente rectilínea, com direcção NE-SW. O mesmo sucede com o sector mais a montante orientado por um alinhamento com direcção NNE-SSW. Além disso, toda a área situada a Leste do rio Tinto parece corresponder a um *graben* em forma de losango, delimitado pelo alinhamento da margem direita do Rio Tinto, pela ribeira do Gramido (de NE-SW a NNE-SSW) e pelo troço de direcção NNW-SSE do Rio Douro, prolongado pelo seu afluente, o rio Febros (figura 10). Parece, assim, confirmar-se a importância dos lineamentos estruturais na organização do relevo a Leste do Relevo Marginal.

Na figura 12 apresenta-se um modelo interpretativo da evolução fini-cenozóica para a plataforma litoral entre a Foz do rio Leça e Espinho. A variedade dos depósitos e a incidência de diversas fases de movimentação tectónica, implica a necessidade

de definir as diferentes fases de deposição e estabelecer a sua relação com movimentação tectónica. Esta terá actuado continuamente, embora com fases de maior intensidade, que se fizeram sentir por diversas vezes. Assim, os depósitos da primeira fase (Placenciano?) correspondentes a uma planície aluvial litoral foram afectados pela actividade tectónica responsável pela edificação do relevo marginal.

A criação do relevo marginal estará na origem dos depósitos de tipo leque aluvial (fase II). Por sua vez, estes depósitos são afectados por movimentos, provavelmente, transpressivos que poderão estar relacionados com a formação do degrau topográfico que separa os depósitos fluviais dos marinhos. É a existência de um abatimento na área ocidental que permite a invasão do mar e a deposição de antigas praias na parte ocidental da plataforma litoral. Estes depósitos marinhos, por sua vez, também são afectados pela tectónica, como pode deduzir-se da sua ocorrência a diferentes altitudes ao longo da área em estudo (ARAÚJO, 1997). Recentemente, encontramos, em Lavadores, provas da deformação de depósitos marinhos por uma actividade tectónica compressiva, logo necessariamente muito recente. A situação do corte em questão, junto à praia de Lavadores e sugere que a proximidade da faixa de cisalhamento de Porto-Tomar poderá estar na origem desta movimentação.

Em regra, no litoral, as superfícies de aplanção são muito pouco extensas. A sua compartimentação pode ficar a dever-se, às variações do nível do mar que aí se fazem sentir com muito maior acuidade. Mas, não é de negligenciar a hipótese de pode-

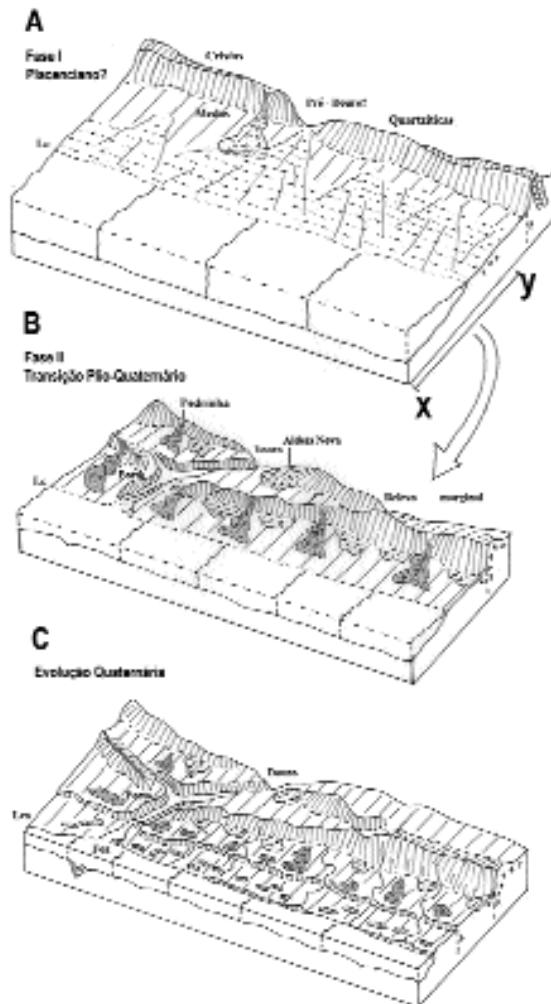


Figura 12. Um modelo interpretativo da evolução fini-cenozóica para a plataforma litoral entre a Foz do rio Leça e Espinho.

Fase I
 . Formação de leques aluviais com fácies muito grossas
 . Desenvolvimento posterior de uma planície litoral com fácies de baixa energia

Fase II
 . Soerguimento do relevo marginal
 . Destrução de parte da cobertura sedimentar da planície litoral
 . Formação de depósitos do tipo leque aluvial englobando elementos dos depósitos da fase I

Evolução Quaternária
 . Abatimento, ao longo de uma falha submeridiana do sector ocidental da plataforma
 . Formação de 3 níveis de depósitos marinhos escalonados, correspondentes a períodos interglaciares

Lc - linha de costa proximal Da bloco B e C representam apenas o sector x-y patente no bloco A
 Lca - linha de costa actual

N.B: Estes bloco-diagrama foram elaborados com base num modelo digital de terreno

rem rejogar com movimentos epirogénicos de blocos, possivelmente de origem isostática. Todos estes aspectos contribuem para uma certa complexidade geomorfológica, bem patente no mapa da figura 10. Isso implica que o estudo da plataforma litoral deva ser feito tomando em linha de conta uma grande variedade de aspectos. Por isso, o respectivo tratamento deverá ser feito a uma escala de maior pormenor do que aquela que é utilizada nas áreas em que a compartimentação do relevo é, em regra, menos intensa.

As ideias expostas anteriormente só poderão confirmar-se cabalmente na medida em que haja correlações regionais entre depósitos estribadas em datações radiométricas ou micropaleontológicas. Essas datações, em vias de realização na região entre Porto e Águeda, serão, segundo esperamos, um instrumento de excelência para apoiar a construção de hipóteses mais consistentes.

AGRADECIMENTOS

Queremos manifestar a nossa gratidão ao Gabinete de Estudos de Desenvolvimento e Ordenamento do Território (GEDES) e ao projecto TBA / ‘The Tertiary of Central-Northern Portugal: basin analysis, stratigraphy and resources’ (FCT-POCTI/CTA/ 38659/ 2001), pelo financiamento concedido. Este trabalho recebeu apoio dos projectos PRAXIS/ CTA/ 82/ 1994 (Universidade do Porto), MODELIB/ FCT (POCTI/ 35630/ CTA/ 2000– FEDER) e de uma bolsa (SFRH/ BPD/ 3641/ 2000, Universidade de Aveiro) para HIC. Aos Drs. José Teixeira, Eduardo Carvalho e Carla Ribeiro, o nosso agradecimento pelo apoio nas ilustrações cartográficas.

Recibido: 4-VII-03

Aceptado: 14-VIII-03

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, M. A. (1991). *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto*. Universidade do Porto. 534p., 1 anexo e 3 mapas. (tese de doutoramento)
- ARAÚJO, M. A. (1994). Protection and Conservation of Sampaio Area (Labruge, Vila do Conde, North of Portugal). In: "Littoral/94" *proceedings*, Associação Eurocoast-Portugal, IHRH (Instituto de Hidráulica e Recursos Hídricos da Univ. do Porto) e ICN (Instituto de Conservação da Natureza), II: 865-877.
- ARAÚJO, M. A. (1995). Paleoambientes fini-terciários e quaternários no litoral da região do Porto - Dinamica y Evolución de Medios Cuaternarios. *Actas do Simpósio Internacional sobre Paleoambiente Quaternario na Península Ibérica*, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela: 359-373.
- ARAÚJO, M. A. (1997). A plataforma litoral da região do Porto: Dados adquiridos e perplexidades. *Estudos do Quaternário*, APEQ, Lisboa, 1: 3-12.
- BEETSMA, J. J. (1995). *The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal, as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids*. Vrije Universiteit Amsterdam. 223 pp. (Tese de doutoramento).
- CABRAL, J. (1995). Neotectónica de Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 31: 1-251.
- CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1989). *Carta Neotectónica de Portugal (escala 1:1000000)*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- CHAMINÉ, H. I. (2000). *Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas*. Universidade do Porto. 497 pp, 2 anexos, 3 mapas. (Tese de doutoramento).
- CHAMINÉ, H. I.; GAMA PEREIRA, L. C.; FONSECA, P. E.; NORONHA, F. & LEMOS DE SOUSA, M. J. (2003). Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña. (este volume)
- COSTA, J. C. & TEIXEIRA, C. (1957). *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000*. *Notícia explicativa da Folha 9-C (Porto)*. Serv. Geol. Portg. Lisboa. 38 pp.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993). Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the Variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. Min.*, 79: 31-40.
- ERHART, H. (1956). *La g n se des sols en tant que ph nom ne géologique*. Col.  volution des Sciences, Masson et Cie, Paris, 8: 1-90.
- FERREIRA, A. B. (1993). As Raianas em Portugal : significado geomorfológico e estratigráfico. In: *O Quaternário em Portugal, balanço e perspectivas*. ed. Colibri, Lisboa, APEQ: 7-15.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1987). *Tipologia e evolu o da sutura entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Ossa Morena no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central)*. Universidade de Coimbra. 331 pp. (Tese de doutoramento).
- GAMA PEREIRA, L. C. (1998). A faixa de cisalhamento Porto-Tomar, no sector entre o Espinhal e Alvaiázere (Portugal Central). In: CHAMINÉ, H. I., DIAS, A. G., RIBEIRO, M. A. & BORGES, F. S., Coords, 4^a *Confer ncia Anual GGET'98. Geologos*, Porto, 2: 23-27.
- GAMA PEREIRA, L. C. & MACEDO, C. A. R. (1983). Sobre a idade dos granitos de Figueir  dos Vinhos, Pedrogr o Grande e dum pegmatito pegmatito do Casal do Zote (Dornes) no sector da sutura Ossa-Morena-Zona Centro Ibérica, a norte de Tomar (Portugal Central): algumas implica es geotect nicas. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, 69 (2): 265-266.
- MARTÍN-SERRANO, A. (2000). El paisaje del área fuente cenozóica, evolución e implicaciones, correlación con el registro sedimentario de las cuencas. *Actas do 1^o Congresso sobre o Cenoz ico de Portugal*, Fac. Ci ncias da Univ. Nova de Lisboa, Monte da Caparica: 21-32.
- NORONHA, F. & LETERRIER, J. (2000). Complexo metam rfico da Foz do Douro (Porto). Geoqu mica e geocronologia. *Rev. Real Acad. Galega Ciencias*, Santiago de Compostela, 19: 21-42.
- OLIVEIRA, J. T., PEREIRA, E., RAMALHO, M., ANTUNES, M. T. & MONTEIRO, J. H., [Coords.] (1992). *Carta Geológica de Portugal   escala 1/500 000*, 5^a edi o, 2 Folhas. Serviços Geológicos Portugal. Lisboa.
- PEREIRA, D. I. (1997). *Sedimentologia e Estratigrafia do Cenoz ico de Tr s-os-Montes*

- Oriental (NE Portugal)*. Universidade do Minho, Braga, 341 p. (Tese de doutoramento).
- REBELO, F. (1975). *Serras de Valongo: estudo de geomorfologia*. Suplemento de "Biblos", Univ. Coimbra, 9: 1-194.
- RIBEIRO, A. (1984). *Néotectonique du Portugal*. Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa: 173-182.
- RIBEIRO, A. (2002). *Soft plate and impact tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 324 pp.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979). *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 114 pp.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & SEVERO GONÇALVES, L., 1980. Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, 66: 3-9.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; CHAMINÉ, H. I. & RODRIGUES, J. (1995). Tectónica do megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro-Ibérica na região de Porto-Lousã. In: Sodré Borges, F. & Marques, M., Coords, *IV Congresso Nacional de Geologia*, Porto. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 299-303.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R. D. & Martínez-García, E., Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg. pp. 397-410.
- RIBEIRO, O., COTELO NEIVA, J. & TEIXEIRA, C. (1943). Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores do Pôrto (Nota preliminar). *Bol. Soc. Geol. Portg.*, 3 (1/2): 95-101.
- TEIXEIRA, C. (1949). Plages anciennes et terrasses fluviales du littoral du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências*, Lisboa, 5ª série, 17: 33-48.
- TEIXEIRA, C. (1979). Plio-Plistocénico de Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 65: 35-46.
- TEIXEIRA, C.; PERDIGÃO, J. & ASSUNÇÃO, C. T. (1962). *Carta Geológica de Portugal à escala de 1/50000. Notícia explicativa da folha 13-A (Espinho)*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 28 pp.
- THOMAS, M. (1994). *Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley and Sons, Chichester. 460 pp.