

O Terciário da Beira Baixa: registo estratigráfico e interpretações paleogeográficas¹

P. PROENÇA CUNHA

Departamento de Ciências da Terra, Univ. Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra
Centro de Geociências da Univ. Coimbra (Grupo de Estudo dos Ambientes Sedimentares); pcunha@ci.uc.pt

Resumo: O Terciário da Beira Baixa (Portugal centro-oriental) atinge 150 m de espessura. Compreende depósitos aluviais siliciclásticos, nos quais podem ser distinguidas várias unidades litostratigráficas limitadas por discontinuidades sedimentares regionais. O estudo sedimentológico permitiu a interpretação dos controlos sedimentares e evolução paleogeográfica. As principais discontinuidades sedimentares, geralmente expressas por discordâncias angulares, podem ser reconhecidas em toda a Bacia terciária do Baixo Tejo e refletem as grandes mudanças nas tendências evolutivas do enchimento sedimentar e na paleogeografia. Reconhecem-se várias etapas tectono-sedimentares durante o Terciário: 1) Campaniano final-Ipresiano – esta área, provavelmente, não teve sedimentação; 2) Eocénico médio-Oligocénico – erosão do soco hercínico e deposição siliciclástica grosseira episódica (leques aluviais endorreicos), controlada por falhas NNE-SSW e NE-SW; 3) Aquitaniano-Tortoniano inicial – sistemas fluviais arenosos entrançados drenaram para SW este sector proximal da bacia, em direcção a um largo estuário (Lisboa-Setúbal); Tortoniano final-Quaternário – a intensa compressão conduz à inversão tectónica da bacia (o soerguimento atinge 1 km, controlado por falhas inversas NE-SW e desligamentos NNE-SSW); até ao Placenciano a sedimentação foi endorreica.

Palavras-chave: Terciário; Portugal Central; Bacia do Baixo Tejo; depósitos siliciclásticos; discontinuidades sedimentares; litostratigrafia; ambientes aluviais; evolução paleogeográfica.

Abstract: The onshore Tertiary of Beira Baixa region (eastern central Portugal) reaches 150 m thick. It comprises alluvial siliciclastics deposits, which can be grouped into several unconformity-bounded stratigraphic units. Sedimentology allowed the interpretation of the sedimentary controls and palaeogeographic evolution. The main sedimentary unconformities, usually expressed by angular discordances, can be recognised throughout the Lower Tagus Tertiary Basin and reflect large changes in the evolutionary trends of the sedimentary infill and in the palaeogeography. Several tectono-sedimentary stages are recognised during the Tertiary: 1) late Campanian-Ypresian – no sedimentation area; 2) middle Eocene-Oligocene – erosion of the Hercynian basement promoted by NNE-SSW and NE-SW faulting resulted in coarse siliciclastic deposition (endorheic alluvial fans); 3) Aquitanian-early Tortonian – sandy braided fluvial systems drained this proximal sector of the basin into a large estuary (Lisbon-Setúbal); 4) late Tortonian-Quaternary – intense compression led to the basin tectonic inversion (uplift reaching 1 km, controlled by NE-SW reverse and NNE-SSW strike-slip faults); until Piacenzian sedimentation was endorheic (internal).

Keywords: Tertiary; Central Portugal; Lower Tagus Basin; siliciclastic deposits; sedimentary discontinuities; lithostratigraphy; alluvial environments; palaeogeographic evolution.

Introdução

Na Beira Baixa o registo sedimentar do Terciário ocupa uma extensa área (Fig. 1) e pode ser observado em muitos afloramentos, alguns deles com significativo valor didáctico (Cunha & Martins, 2000).

A região está coberta pelas cartas geológicas 1/50.000 de Nisa (Ribeiro *et al.*, 1965), Castelo Branco (Ribeiro *et al.*, 1967), Retorta (Dias, 1973) e Salvaterra do Extremo (Sequeira & Cunha, 1996), mas ainda não foi publicada a carta de Idanha. Para além do interesse científico, estas cartas de escala intermédia são muito importantes na prospecção de recursos geológicos (ex. areias e argilas) e no Ensino da Geologia.

Nos afloramentos do Terciário, para além de diversificadas litologias e estruturas sedimentares, podem obser-

var-se estruturas tectónicas (falhas e estrias), fósseis (restos fossilizados e bioturbações), paleoalterações (paleosolos e produtos da diagénese), etc.

O registo das sucessivas etapas tectono-sedimentares na evolução da bacia

O Terciário da Beira Baixa atinge 150 m de espessura (Sarzedas). Nele foram definidas um grupo de formações arcósicas, que testemunham uma vasta drenagem fluvial, e um outro grupo, mais recente, que materializa a resposta sedimentar às fases de soerguimento da Cordilheira Central Portuguesa, sendo essencialmente formado por depósitos de leque aluvial localizados ao longo de escarpas tectónicas no sopé de relevos metassedimentares (Cunha, 1992a, 1996).

¹ Trabalho no âmbito do projecto POCTI/CTA/38659/2001 (O Terciário de Portugal centro-norte: análise de bacias, estratigrafia e recursos), financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia.

Todas as formações definidas (Fig. 2 e 3) correspondem, também, a aloformações (aqui abreviadas por SLD), dado que os seus limites inferior e superior são rupturas sedimentares com representação supra-regional e que se atribuem às sucessivas fases tectónicas da evolução geodinâmica compressiva da Ibéria durante o Cenozóico. As principais discontinuidades sedimentares, geralmente expressas por discordâncias angulares, podem ser reconhecidas em toda a Bacia terciária do Baixo Tejo (Fig. 4) e refletem as grandes mudanças nas tendências evolutivas do enchimento sedimentar e na paleogeografia.

As propostas de atribuição de idade às unidades litostratigráficas fundamentam-se na comparação com áreas adjacentes da bacia, onde existem várias jazidas fósseis com preciso valor cronostratigráfico, bem como nas propostas de datação das principais rupturas sedimentares do Terciário português (Antunes *et al.*, 1987, 2000; Cunha, 1992a, 1992b, 1994, 1996) e espanhol (Calvo *et al.*, 1993).

Em termos paleogeográficos, esta região corresponde ao sector nordeste, mais interior e proximal, da Bacia Terciária do Baixo Tejo (Carvalho, 1968). O estudo do registo sedimentar permite interpretar a evolução da bacia durante o Terciário, que se descreve sucintamente nos parágrafos seguintes. O registo sedimentar permite supor que durante o Mesozóico, Paleocénico e início do Eocénico a região correspondente à actual Beira Baixa se situava fora da bacia sedimentar, nela ocorrendo processos de erosão e meteorização.

Etapa tectono-sedimentar Luteciano-Oligocénico

A Formação de Cabeço do Infante possui composição feldspática, a que se associam importantes quantitativos de fragmentos líticos. Os sedimentos são muito mal calibrados e com abundante matriz lutítica esmectítica. Nos conglomerados os clastos são de quartzito, quartzo leitoso, filito/metagrauvaque, feldspatos e raros de granito. Predominam arenitos muito grosseiros e conglomerados, de aspecto maciço ou com estruturas sedimentares indicativas de transporte fluvial tractive: barras conglomeráticas e estratificações entrecruzadas. Possui cor verde acinzentada ou esbranquiçada, mas alguns níveis podem apresentar tons violáceos ou mesmo rubefacção. Localmente, para o tecto, apresenta cimentação siliciosa. Na base geralmente existem duras camadas dolomíticas (Foto 1) que podem atingir 45 m de espessura, com abundância do mineral argiloso paligorskite. Outra característica é a ocorrência de óxi-hidróxidos de ferro e de manganés, quer sob a forma de carapaças, quer em concentrações dendríticas manganíferas.

O limite inferior faz-se por discordância angular sobre o soco metassedimentar, embora localmente possa também assentar em rochas granitóides (Fig. 5). Na base existem fenómenos de epigenia calcária, no soco e nos sedimentos basais; as acumulações resultam da substituição do material silicatado detrítico por carbonatos dolomíticos. O limite superior é uma disconformidade, com passagem à Formação de Silveirinha dos Figos (caso mais frequente) ou à Formação de Falagueira (por intenso ravinamento na área de Nisa); localmente (na Murracha, no contacto com a falha do Ponsul), faz-se por discordância angular com a Formação de Torre.

As fácies conglomeráticas localizam-se preferencialmente no sector de Monforte da Beira. Na área de Sarzedas verifica-se biselamento gradual para noroeste, acompanhado de diminuição granulométrica. Esta unidade corresponde a sedimentação aluvial episódica, com impulsos de rápida agradação seguidos de pequena incisão por cursos de água efémeros. Durante os intervalos de não deposição, ocorriam processos de alteração superficial. Na Beira Baixa, o sistema deposicional tinha drenagem regional para noroeste e ocidente (Fig. 6C). A pequena dispersão nas paleocorrentes indica leques aluviais coalescentes com baixo gradiente. Paleorelevos de rochas ordovícicas, com alinhamento segundo NW-SE, condicionavam a drenagem. As fácies são essencialmente areno-conglomeráticas e foram depositadas por correntes efémeras, com um predomínio de fluxos não confinados. O controle tectónico da sedimentação foi exercido por abatimentos em semi-"grabens" definidos, fundamentalmente, por falhas NE-SW.

Nas mesma bacia, os sedimentos correlativos situados mais para sudoeste (Ribatejo), englobados na anterior definição de "Complexo atapulgítico" (Carvalho, 1968) e de "aloformação de Monsanto" (Barbosa, 1995), possuem idênticas características sedimentológicas mas afloram muito exiguentemente.

Etapa tectono-sedimentar Chatiano Superior-Tortoniano inferior

A Formação de Silveirinha dos Figos é quase exclusivamente arenosa e lutítica. As camadas arenosas possuem cor alaranjada; os lutitos apresentam-se verde acinzentados, com típicas pontuações vermelho púrpura ou manchas alaranjadas, mas às vezes são castanhos.

O conteúdo em feldspatos é alto, sendo facilmente visível em afloramento. Os sedimentos são friáveis e geralmente mal calibrados. Os calhaus mais frequentes são de quartzito e quartzo filoniano, apresentando cerca de 5 cm de diâmetro máximo. Um dos aspectos típicos é a presença de figuras de canal, que podem atingir uma centena de metros de largura.

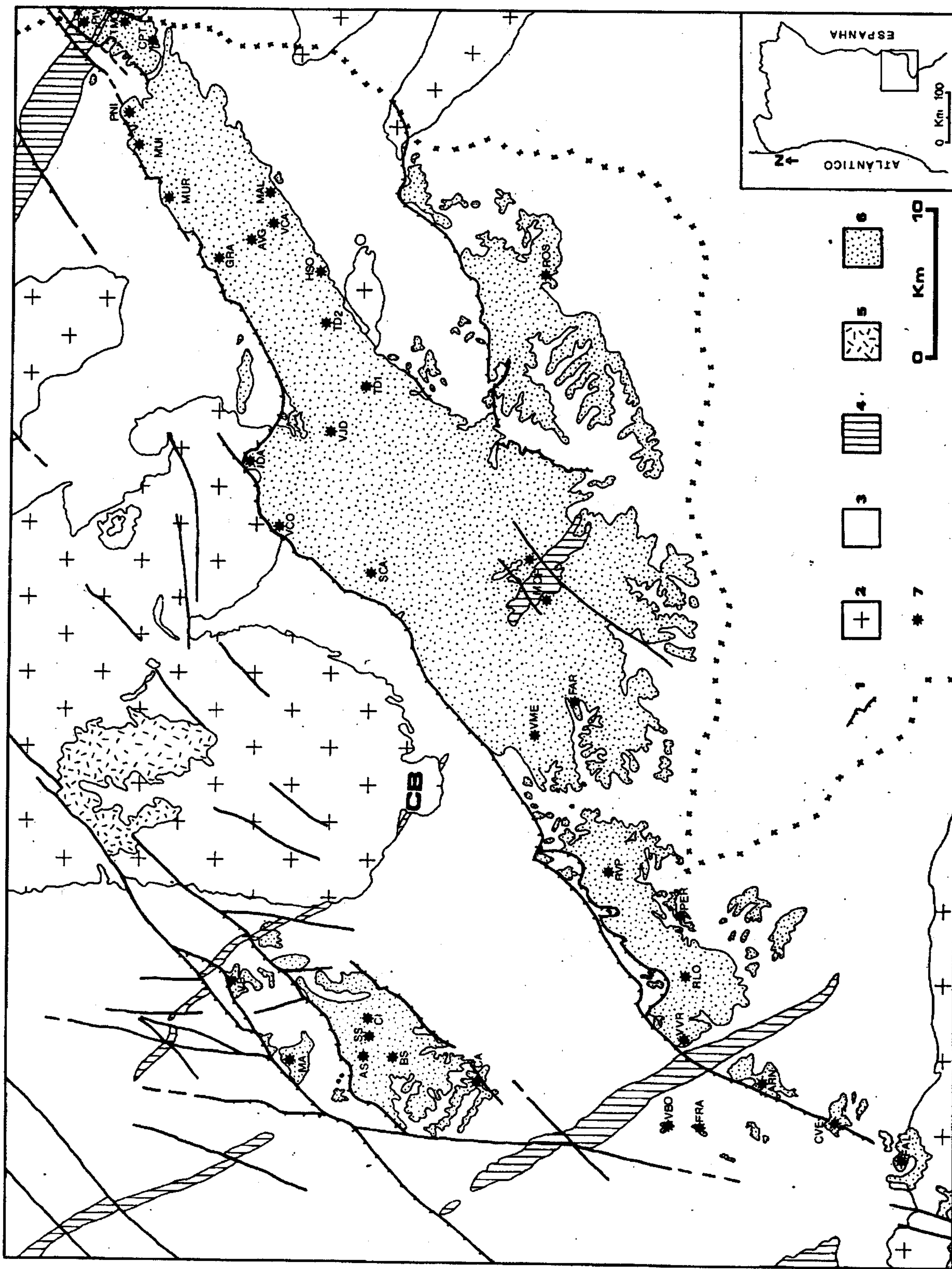


Fig. 1 - Mapa geológico da região de Castelo Branco (CB) localizando os principais afloramentos do Terciário, onde se efectuaram perfis estratigráficos (Cunha, 1992a). 1: falhas (triângulos indicam comportamento inverso); 2: granitóides; 3: metagrauwaques e filitos (Grupo das Beiras; Pré-Câmbrico superior); 4: quartzitos e filitos (Ordovícico); 5: arenas de Lardosa (manto de alteração em rochas granitóides); 6: depósitos siliciclásticos (Grupo de Beira Baixa e Grupo de Murracha; Terciário); 7: perfil estratigráfico; AS: Sto. António de Sarzedas; BS: barreiro de Sarzedas; CI: Cabeço do Infante; MA: cerro do Magarefe; SS: São Sebastião de Sarzedas; FAL: Falagueira; CVE: Chão da Velha; ARN: Arneiro; FRA: Fratel; VBO: Vilar de Boi; VVR: Vila Velha de Ródão; RLO: Rib. do Locriz; PER: Perais; RVP: Rib. de Vale de Pousadas; VME: Vale da Medronheira; FAR: Farroupinha; MOF: Monforte da Beira; ROS: Rosmaninhal; SCA: Sta. Catarina; VCO: Vale do Couto; IDA: Idanha-a-Nova; VJD: Vale de João Domingues; TD1: sondagem; TD2: sondagem; HSO: Herdade do Souto; VCA: sondagem; AVG: Arraial Velho da Granja; GRA: Granja; MAL: Malhadiz; MUR: Murracha; MUI: Murrachinha; PNI: Pedras Ninhas; CPT: Clube de Pesca e Tiro das Termas de Monfortinho; TMO: Termas de Monfortinho; PIV: vértice de Piçarra Vermelha.

A unidade assenta por disconformidade na Formação de Cabeço do Infante. Assente em discordância sobre a Formação de Silveirinha dos Figos existe, geralmente, a Formação de Torre. Na região de Sarzedas, o limite superior corresponde a uma descontinuidade sedimentar situada aproximadamente aos 400 m de altitude que parece ter correspondência com a *Superfície de aplanamento de Lardosa*. Esta superfície, elaborada sobre os granitos de Castelo Branco (*Superfície de Castelo Branco*, segundo Birot, 1949), apresenta relevos residuais a nordeste ("inselbergs"; Ribeiro, 1942).

batólitos de Castelo Branco-Idanha e de Monsanto, bem como os metassedimentos entre eles compreendidos. Relativamente à etapa sedimentar anterior (representada pela Formação de Cabeço do Infante), é notória a modificação das paleocorrentes e da área-mãe, com aumento da taxa de drenagem. A arquitectura sedimentar desta unidade permite concluir que o manto arcósico se estendia para sudoeste, pelo Ribatejo. O registo desta etapa sedimentar é identificável em toda a Bacia do Baixo Tejo (Carvalho, 1968; Cunha, 1992; Barbosa, 1995). A grande espessura e a vasta extensão original da cobertura

Idade provável	Unidades litostratigráficas			Unid. alostr.	Espessura máxima
	Grupos	Formações	Membros		
Placenciano	Murracha	Falagueira	Murrachinha Chão da Velha	SLD13	107 m
Zancleano a Messiniano terminal		Monfortinho	Piçarra Vermelha Cantareira	SLD12	130 m
Messiniano a Tortoniano superior		Torre	Vale Bonito Sarzedas	SLD11	100 m
Miocénico	Beira Baixa	Silveirinha dos Figos		SLD10	100 m
Oligocénico inferior a Eocénico médio		Cabeço do Infante	superior inferior	SLD8 SLD7	70 m

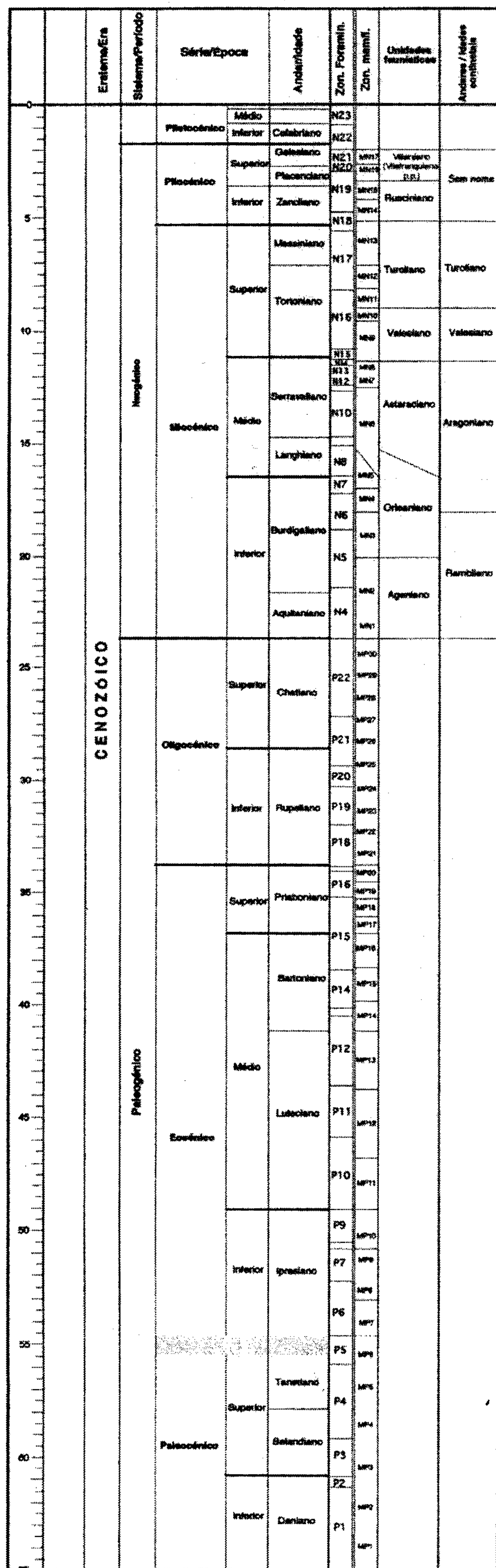
Fig. 2 – Esquema estratigráfico do Terciário da Beira Baixa, identificando-se as várias unidades litostratigráficas (grupos, formações e membros), unidades alostratigráficas (unidades limitadas por discordâncias sedimentares) e as respectivas idades prováveis.

Fortemente dissecada pelos cursos de água, a unidade tem uma geometria tabular, apresentando cerca de 100 m de espessura máxima. A atitude é genericamente horizontal, mas junto de falhas inversas pode existir basculamento acentuado.

A evolução vertical de fácies é suave no conjunto da unidade, evidenciando-se migrações laterais da faixa de canais activos relativamente às planícies marginais de inundação. Os sedimentos resultaram de um sistema deposicional arenoso e entrançado, que drenava uma vasta planície fluvial, genericamente de nordeste para sudoeste, na Bacia do Baixo Tejo (Fig. 6D). Interpretando os dados composicionais e outros indicadores sedimentológicos, a área-mãe abrangia, provavelmente, os

arcósica implicam uma grande erosão de rochas granitóides durante esta etapa sedimentar.

Apesar da existência de níveis fortemente bioturbados ou com traços de raízes, na Beira Baixa não eram, até há pouco tempo, conhecidos outros fósseis nesta formação. Contudo, imediatamente a leste de Vila Velha de Ródão foram encontrados fragmentos de caules silicificados (Foto 2) englobados na cascalheira de um terço que assenta sobre o topo da Formação de Cabeço do Infante. Pelo aspecto e significado estratigráfico, devem resultar do desmantelamento da Formação de Silveirinha dos Figos. Segundo Pais (1991) trata-se de caules de *Annonoxylon teixeirae* (Pais, 1973) que é uma angiospérmica arbórea que raramente se encontra fora dos



trópicos; são semelhantes a outros encontrados em Ponte de Sôr (imediatamente a sudoeste) na mesma unidade litostratigráfica (“Complexo montmorilonítico” de Carvalho, 1968; Carvalho & Carvalhosa, 1982); correspondem a vegetação miocénica atribuível a um clima mais quente e húmido do que o actual (Teixeira & Pais, 1976).

Note-se que um pouco mais para leste da região de Castelo Branco, em Plasência (Cáceres), existem conglomerados e argilas com cor vermelha alaranjada nos quais foram encontrados fósseis atribuíveis ao Aragoniano médio (Burdigaliano final a Langhiano); trata-se de restos ósseos e dentes de um rinoceronte primitivo (*Hispanotherium matritensis*), adaptado a um regime xerófilo próprio de estepe (Hernandez-Pacheco & Crusafont, 1960).

Etapa tectono-sedimentar Tortoniano Superior Pliocénico

No sopé sudeste da Cordilheira Central Portuguesa, o Grupo de Murracha materializa a resposta sedimentar a um intenso soerguimento fini-terciário (Cunha, 1987; Dias & Cabral, 1989; Sequeira, Cunha & Sousa, 1997), sendo essencialmente formado por depósitos de cone aluvial localizados no sopé de escarpas tectónicas (Fig. 6E).

Pode assentar na Formação de Silveirinha dos Figos, por disconformidade, mas localmente também pode ser por discordância angular com a Formação de Cabeço do Infante ou directamente no soco. O tecto deste grupo constitui a superfície culminante do enchimento terciário; o progressivo encaixe da rede hidrográfica (iniciado na

Fig. 3 – Cronostratigrafia do Cenozóico (J. Pais & P. Legoinha, Centro de Estudos Geológicos, Fac. Ciências e Tecnol. da UNL, 1999).

Bibliografia principal:

- AGUILAR, J. P. e muitos outros (1997) – Synthèses et tableaux de corrélation. Actes du Congrès Biochro M'97, Mem. Trav. EPHE Inst. Montpellier, 21: 769-805.
- BERGGREN, W.; KENT, D., AUBRY, M. P. & HARDENBOL, J. (1995) – Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation. SEPM spec. pub. 54, 386 p.
- STEININGER, F.; BERGGREN, W.; KENT, D.; BERNOR, R.; SEN, S. & AGUSTÍ, J. (1996) – Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-continental chronologic correlations of european mammal units. In Bernor, R, Fahbusch, V & Mittmann, H-W. (1996) – *The evolution or western eurasian Neogene mammal faunas*. Columbia University press, 487 p.

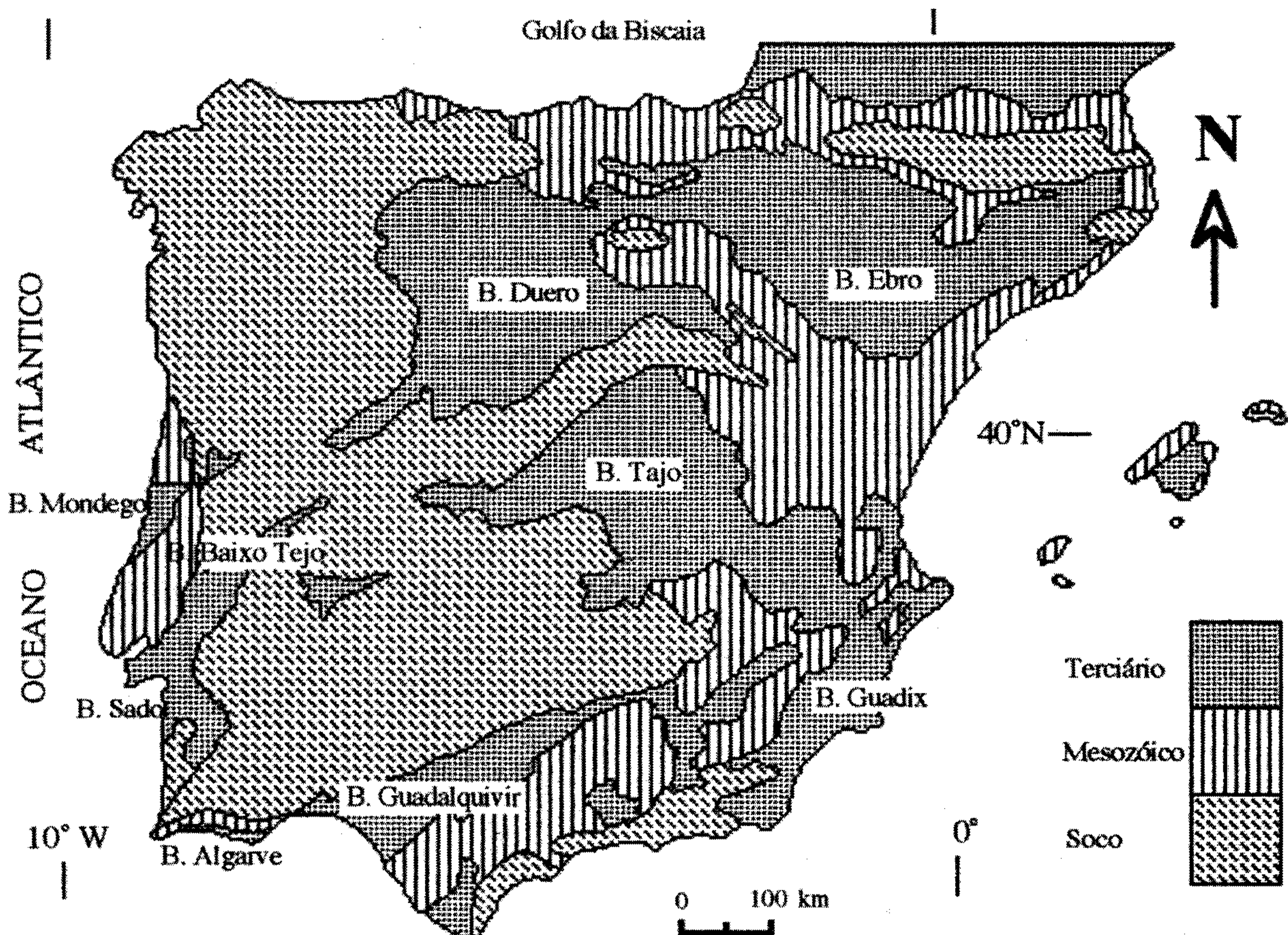


Fig. 4 – Principais bacias terciárias ibéricas.

transição ao Quaternário) foi responsável pela sua sobreposição, em geometrias embutidas, por depósitos de terraço e coluviões.

Distinguem-se, da base para o topo deste grupo, três formações: Formação de Torre, Conglomerados de Monfortinho e Conglomerados de Falagueira; estão separadas por rupturas sedimentares (correspondem também a unidades alostratigráficas – SLD11, SLD12 e SLD13) e constituíram a resposta sedimentar aos grandes movimentos tectónicos que diferenciaram o relevo. Como resultado da sua deposição em leques aluviais, este grupo de formações apresenta uma rápida diminuição granulométrica e de espessura, para jusante.

A **Formação de Torre** possui sedimentos heterométricos a mal calibrados, com uma abundante matriz argilosa. Geralmente são friáveis, mas localmente estão cimentados por sílica. Junto das falhas do Ponsul e de Sarzedas as fácies são quase exclusivamente conglomeráticas ou alternando com níveis areno-lutíticos (**Membro de Vale Bonito**; Foto 3), com cor verde alaranjada ou avermelhada e atingindo uma espessura de

100 m. Distalmente (para sudeste) a formação bisela-se, predominando fácies areno-lutíticas micáceas (**Membro de Sarzedas**), com cor verde acinzentada ou amarelada (Foto 4). Predominam clastos de filito e metagrauvaque relativamente aos de quartzo leitoso e quartzito; atingem maiores tamanhos e são mais angulosos junto dos relevos alimentadores. As areias são geralmente sub-arcósicas e micáceas. O cortejo argiloso é esmectítico, com um pouco de ilite.

Em geral, junto das falhas inversas NE-SW a unidade exhibe arqueamento tectónico. O primeiro rejogo neogénico (ocorrido, provavelmente, a meados do Tortoniano) de falhas com direcção bética (falha do Ponsul, de Rapoula, etc.) é responsável pelo início da deposição aluvial de sopé, com drenagem endorreica, que constitui a Formação de Torre. Mais tarde (provavelmente na transição Miocénico-Pliocénico), uma nova reactivação inversa trunca as fácies proximais desta unidade e precede a consequente fossilização da escarpa pela Formação de Monfortinho.

A unidade assenta na Formação de Silveirinha dos Figos por descontinuidade sedimentar escassamente

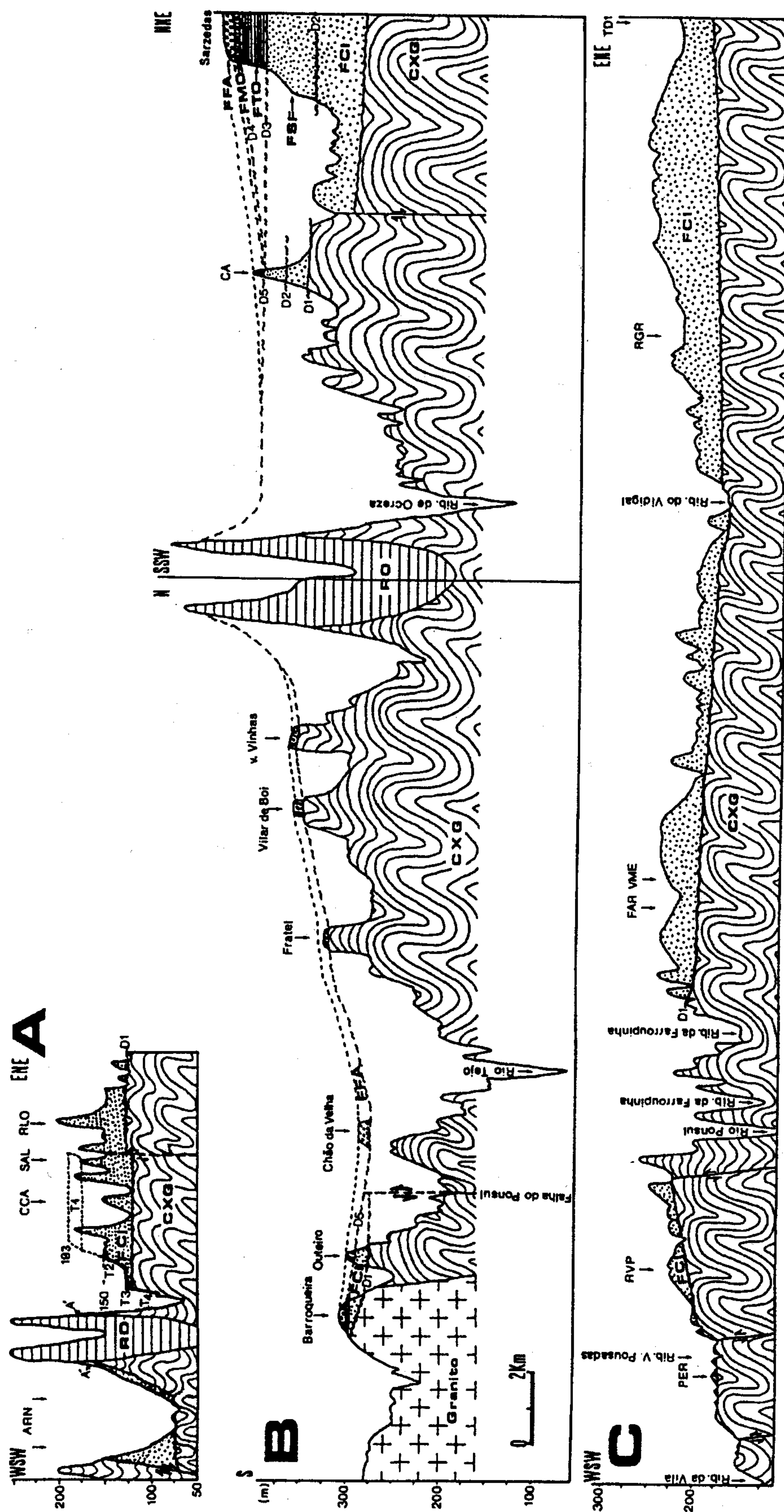


Fig. 5 - Cortes geológicos da Beira Baixa, identificando-se as formações terciárias (FCI, FSF, FTO, FMO, FFA) e os vários níveis de terraço do Tejo, na área de Vila Velha de Ródão (a altitudes de: 90 m - T4; 116 m - T3; 150 m - T2; 183 m - T1). Assinalam-se várias falhas, as discontinuidades sedimentares regionais (~ D ~), a localização de perfis estratigráficos ou sondagens e a litologia do soco: granito, metassedimentos do Grupo das Beiras (CXG), quartzitos e filitos ordovícicos (RO). O corte C situa-se no prolongamento, para ENE, do corte A.

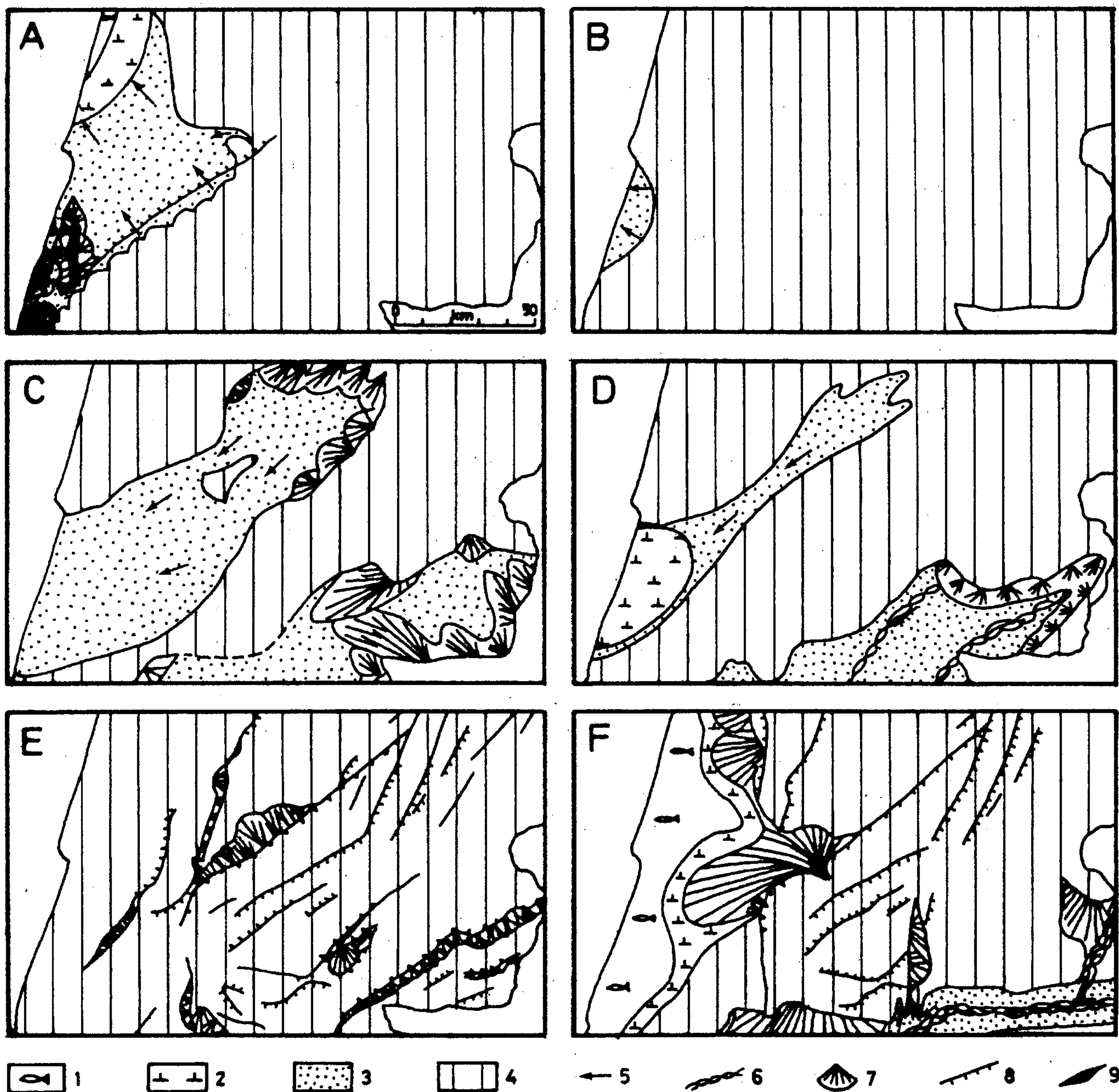


Fig. 6 – Evolução paleogeográfica da área emersa de Portugal Central, desde finais do Cretácico até finais do Terciário. Legenda: 1 – marinho; 2 – ambiente de transição; 3 – planície aluvial; 4 – área de não sedimentação; 5 – principal direcção de drenagem; 6 – rio entrançado; 7 – leque aluvial; 8 – falha activa; 9 – diapiro.

A) Campaniano final a Maastrichtiano: leques aluviais peridiapíricos e sistemas fluviais arenosos e meandriiformes drenando, para NW, uma extensa planície costeira.

B) Paleocénico a início do Ipresiano: o bordo da Bacia localizava-se, provavelmente, mais para ocidente, com a planície costeira ainda drenada por rios meandriiformes.

C) Eocénico médio a final: importante rejogo de falhas NNE-SSW e NE-SW, intensa erosão do soco hercínico e grande extensão das áreas sedimentares; leques aluviais endorreicos na Bacia do Baixo Tejo e sistemas fluviais entrançados na Bacia do Mondego, drenando para o Atlântico.

D) Miocénico: em ambas as bacias sedimentares, sistemas fluviais arenosos drenavam para estuários.

E) Miocénico final a Zancleano: intensa compressão expressa por falhas inversas NE-SW e desligamentos NNE-SSW, gerando-se leques aluviais no sopé de relevos em soerguimento.

F) Início do Placenciano: transgressão marinha muito penetrativa, apesar do abundante fornecimento siliciclástico expresso por extensos leques aluviais e rios entrançados areno-cascalhentos. A dissecação da Bacia do Alto Tejo (Espanha) foi iniciada pela sua captura por sistemas fluviais da Bacia do Baixo Tejo.

ravinante, mas contacta, localmente, por discordância angular com a Formação de Cabeço do Infante ou o soco. Sobre a unidade assenta, em disconformidade ou discordância angular, a Formação de Monfortinho ou sedimentos quaternários. A atitude da estratificação é geralmente sub-horizontal, mas pode existir basculamento junto do seu cavalgamento pelo soco.

Verticalmente, a formação tem um predomínio de conglomerados na base e de lutitos para o tecto. Corresponde à unidade alostratigráfica SLD11 (Tortoniano superior a Messiniano).

A **Formação de Monfortinho** é constituída por depósitos vermelhos de cone aluvial, documentando-se no terreno a passagem lateral e gradual de fácies conglomeráticas heterométricas (**Membro da Piçarra Vermelha**) a fácies areno-lutíticas (**Membro de Cantareira**; foto 4). Predominam os clastos de quartzo leitoso e quartzito relativamente aos de filito e metagrauvaque; atingem maiores tamanhos e são mais angulosos junto das paleo-escarpas. Os arenitos são quartzosos, dominando o quartzo leitoso sobre o quartzo hialino, incluindo fragmentos de filito ou feldspatos retomados de formações anteriores. O cortejo argiloso (analisado na fracção $<2\mu\text{m}$) apresenta proporções equivalentes de ilite e caulinite. A formação organiza-se verticalmente numa sequência com fácies progressivamente mais finas para o tecto.

Esta formação aflora nas regiões de Sarzedas e de Monfortinho, em retalhos muito dissecados pela erosão fluvial quaternária. Nos cerros da Murracha e da Murrachinha apresenta 80 m de espessura, mas atinge 130 m junto da crista quartzítica das Termas de Monfortinho. A atitude da estratificação é sub-horizontal. Assenta por discordância, geralmente de baixo ângulo, sobre a Formação de Torre, embora localmente assente, directamente, sobre a Formação de Silveirinha dos Figos ou no soco metassedimentar. A unidade é ravinada superiormente pela Formação de Falagueira ou por depósitos quaternários. Corresponde à unidade alostratigráfica SLD11 (Messiniano terminal a Zancleano).

A **Formação de Falagueira** atinge 107 m de espessura máxima e apresenta atitude horizontal. Tem composição essencialmente quartzítica e quartzosa; o cortejo argiloso é muito rico em caulinite, com escassa ilite. A cor é tipicamente ocre, por vezes esbranquiçada ou avermelhada. Os sedimentos são mal calibrados, possuindo uma matriz arenosa grosseira e siltosa. A dimensão e o grau de rolamento dos clastos são variáveis com a localização. No sopé da Serra do Moradal (Foto 5) e da crista quartzítica de Penha Garcia são muito heterométricos, mas mais para sul tornam-se menos grosseiros e mais organizados.

A formação assenta, geralmente, por disconformidade sobre a Formação de Monfortinho. Localmente pode

evidenciar-se alguma incisão fluvial sobre as unidades anteriores, verificando-se que assenta directamente na Formação de Cabeço do Infante na Serra de Magarefe e até sobre o soco metassedimentar na área de Falagueira-Malpica. A unidade encontra-se mal representada, pois ao ocupar uma posição culminante no enchimento terciário está muito erodida. A altitude a que os seus testemunhos se encontram aumenta à medida que ficam mais afastados do Tejo ou na proximidade da Cordilheira Central Portuguesa. Os testemunhos têm a morfologia de colinas abauladas ou de lombas com perfil trapezoidal (devido ao encaixe da rede fluvial quaternária) e cimo plano, correspondente à conservação da superfície sedimentar do manto aluvial (Murracha, 577 m; Sarzedas, com 1,6 km de comprimento e cimo plano culminante a 447 m). Os depósitos têm maior espessura nas imediações de cristas quartzíticas ordovícicas (ex. Moradal e Penha Garcia).

As fácies desta formação são progressivamente mais grosseiras para o tecto, correspondendo a uma evolução progredante dos sistemas aluviais e fluviais. No cone aluvial de Monfortinho, esta unidade sucede superiormente à Formação de Monfortinho (no cimo dos cerros da Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas) e representa a última etapa de construção deste edifício sedimentar. Prolongados períodos de chuva e intensa alteração argilosa dos filitos devem ter favorecido os escorregamentos nas vertentes e a formação de fluxos de lama e blocos. A abundância em blocos quartzíticos resultou da vigorosa destruição da crista de Penha Garcia (actuais cimos a 775, 821 e 811 m), por erosão remontante a incidir no relevo quartzítico vigorosamente rejuvenescido. O transporte local de terrígenos seria para SW. Nesta região e por esta altura, a escarpa da falha do Ponsul estaria em grande parte fossilizada pela Formação de Monfortinho.

O cone aluvial de Monfortinho alimentava lateralmente um rio entrançado e cascalhento, com drenagem para SW e atravessando a crista quartzítica (o pré-Erges). As manchas cartográficas da Formação de Falagueira na região de Sarzedas constituem testemunhos de uma cobertura de sopé, gerada com o rejogo da falha de Pomar (de direcção NNE-SSW e soerguendo o bloco ocidental). Na Serra de Magarefe, a maior espessura da unidade (superior a 100 m) e do tamanho dos blocos de quartzito (podem atingir 2 m^3), pode ser explicado por se situar imediatamente no sopé da crista de Moradal (vértice aos 815 m). Na lomba de Sarzedas (com 10 m de espessura) e em Cantareira os blocos são maiores para o tecto da unidade, atingindo 60 cm de eixo (Foto 4). A percentagem de clastos de filito é maior na lomba de Sarzedas, especialmente na base. Enquanto que o depósito de Magarefe resultou de fluxos de massa, os situados mais para sul foram gerados por transporte aquoso torrencial. Na periferia dos relevos desembocariam torrentes carregadas de detritos provenientes das vertentes, que se espalhariam

no sopé em mantos de inundação (Ribeiro, 1942). Os acarreios, medidos na lomba de Sarzedas com base em figuras de canal, são genericamente para ESE.

Na região entre Nisa e Monforte da Beira as fácies correspondem a depósitos de um rio cascalhento (o pré-Tejo), no qual as barras longitudinais seriam as formas de leito dominantes (Foto 6). A faixa de entrançamento seria ampla e complexa, com partes activas e inactivas variando continuamente de posição relativa. O escoamento era linear, segundo um colector fluvial principal com orientação WSW-ENE a W-E, genericamente coincidente com alinhamento do curso actual do rio Tejo, e que tinha acabado de capturar a drenagem da bacia espanhola do Alto Tejo.

Esta unidade depositou-se num contexto geral de cones aluviais coalescentes e de sistemas fluviais arenosos entrançados drenando para o Atlântico, percursos da rede hidrográfica actual (Cunha *et al.*, 1993) (Fig. 6F). Os depósitos e o seu substrato exibem processos de alteração, compreendendo caulnização e hidromorfismo, que indicam condições lixiviantes. O grande desenvolvimento espacial dos sistemas fluviais, o predomínio de clastos (nos conglomerados e nas areias) muito resistentes à meteorização, a intensa alteração argilosa ocre dos clastos de xisto e o cortejo argiloso com caulinite (predominante) e ilite, permite supor a persistência de mecanismos aquosos num clima temperado húmido e quente.

Referências bibliográficas

- ANTUNES, M. T.; CALVO, J. P.; HOYOS, M.; MORALES, J.; ORDONEZ, S.; PAIS, J. & SESE, C. (1987) – Ensayo de correlacion entre el Neogeno de las areas de Madrid y Lisboa (Cuencas Alta y Baja del Rio Tajo). *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, t. 73, fasc. 1/2, pp. 85-102.
- ANTUNES, M. TELLES; LEGONHA, P.; CUNHA, P. PROENÇA & PAIS, J. (2000) – High resolution stratigraphy and Miocene facies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tagus Basin, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, n.º 14, pp. 183-190.
- BARBOSA, B. P. (1995) – *Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia terciária do Baixo Tejo. Relações com o eustatismo e a tectónica*. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 253 p.
- BIROT, P. (1949) – Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional. Rapport de la Commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement. *Congr. Intern. Geographie*, Lisbonne, pp. 9-116.
- CALVO, J. P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; ANADON, P.; ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DÍAZ-MOLINA, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN-SUAREZ, E.; MARTÍNEZ, J.; MOISSENET, E.; MUNOZ, A.; PEREZ-GARCIA, A.; PEREZ-GONZALEZ, A.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN; VERA, J. A. & MEIN, P. (1993) – Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. de España*, 6 (3-4), pp. 29-40.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE (1968) – Contribuição para o conhecimento geológico da Bacia Terciária do Tejo. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 15, 210 p.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE & CARVALHOSA, A. B. (1982) – Carta geológica de Portugal, na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 32-A (Ponte de Sor). *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 57 p.
- CUNHA, P. PROENÇA (1987) – Evolução tectono-sedimentar terciária da região de Sarzedas (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 73 (1/2), pp. 67-84.
- CUNHA, P. PROENÇA (1992a) – *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 262 p.
- CUNHA, P. PROENÇA (1992b) – Establishment of unconformity-bounded sequences in the Cenozoic record of the western Iberian margin and synthesis of the tectonic and sedimentary evolution in central Portugal during Neogene. *First Congress R.C.A.N.S. – "Atlantic General Events During Neogene"* (Abstracts), Lisboa, 12-15 Outubro, pp. 33-35.
- CUNHA, P. PROENÇA (1994) – Registo estratigráfico e evolução paleogeográfica das bacias terciárias de Portugal Central. *II Congreso del Grupo Español del Terciario (Comunicaciones)*, Jaca, pp. 93-96.
- CUNHA, P. PROENÇA (1996) – Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, t. 82, pp. 87-130.
- CUNHA, P. PROENÇA & MARTINS, A. A. (2000) – Património geológico e geomorfológico da área de Vila Velha de Ródão. *Estudos do Quaternário*, Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário, Lisboa, 3, pp. 91-104.
- CUNHA, P. PROENÇA; BARBOSA, B. P. & PENA DOS REIS, R. (1993) – Synthesis of the Piacenzian onshore record, between the Aveiro and Setúbal parallels (Western Portuguese margin). *Ciências da Terra (UNL)*, 12, pp. 35-43.
- DIAS, J. M. A. (1973) – Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 29-A (Retorta). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 17 p.
- DIAS, R. P. & CABRAL, J. (1989) – Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul river fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75, pp. 3-28.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. & CRUSAFONT, M. (1960) – Primera caracterización paleontológica del Terciário de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58 (2), pp. 275-282.
- PAIS, J. (1973) – Vegetais fósseis de Ponte de Sôr. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. 18, (2-3), pp. 123-135.
- PAIS, J. (1991) – Caules de Vila Velha de Ródão: *Annonoxylon teixeirae* PAIS 1973. *Bol. Inf. Núcleo Regional de Investigação Arqueológica*, Vila Velha de Ródão, 7, pp. 1-2.
- RIBEIRO, O. (1942) – Notas sobre a evolução morfológica da orla meridional da cordilheira central. Entre Sobreira Formosa e a fronteira. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Porto, I (III), pp. 123-145.
- RIBEIRO, O.; TEIXEIRA, C. & outros (1965) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 (folha 28B – Nisa) e respectiva notícia explicativa. *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 29 p.
- RIBEIRO, O.; TEIXEIRA, C. & FERREIRA, C. R. (1967) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 (folha 24-D – Castelo Branco) e respectiva notícia explicativa. *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 24 p.
- SEQUEIRA, A. & CUNHA, P. PROENÇA (1996) – Carta geológica de Portugal na escala 1/50.000 da folha 25-B (Salvaterra do Extremo). *Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa.
- SEQUEIRA, A.; CUNHA, P. PROENÇA & SOUSA, M. B. (1997) – A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Central). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 83, pp. 95-126.
- TEIXEIRA, C. & PAIS, J. (1976) – *Introdução à Paleobotânica. As grandes fases da evolução dos vegetais*. Lisboa, 211 p.



Foto 1 – Níveis basais da Formação de Cabeço do Infante, no estratotipo, muito endurecidos por cimentação dolomítica.



Foto 2 – Tronco fóssil silicificado, com 1 m de diâmetro e bem nítidos anéis de crescimento, exposto em Monte dos Cancelos (perto de Perais). Trata-se de *Annonoxylon teixeirae* (Pais, 1973) que é uma angiospérmica arbórea que raramente se encontra fora dos trópicos.



Foto 3 – Formação de Torre (Membro de Vale Bonito), correspondendo uma alternância de camadas conglomeráticas (fácies de transporte tractivo torrencial), preenchendo ravinamentos de canal e muito ricas em clastos de filito e metagrauvaque, alternantes com litarenitos (sedimentos de alagamento). O afloramento localiza-se junto da capela de Santo António de Sarzedas.



Foto 4 – Sucessão vertical no barreiro da extremidade SW da lomba de Sarzedas, da base para o topo: Formação de Torre (litarenitos e siltitos verdes – Membro de Vale Bonito), Formação de Monfortinho (siltitos vermelhos com finas intercalações congloméricas – Membro de Cantareira) e Formação de Falagueira (conglomerado heterométrico – Membro de Murrachinha). Os blocos de quartzito (Formação de Falagueira), escorregados no talude, atingem 0,5m de dimensão.



Foto 5 – Panorâmica para norte, a partir da extremidade setentrional da lomba de Sarzedas e aos 400 m de altitude, no contacto da Formação de Silveirinha dos Figos com a Formação de Torre. Em primeiro plano, a encosta expõe as arcoses da Formação de Silveirinha dos Figos. A passagem para a zona intermédia com denso pinhal corresponde ao bloco soerguido pela falha NE-SW de Rapoula. Neste bloco destaca-se topograficamente o cerro do Magarefe (1), cujo cume está aos 410 m e constituído por uma espessa acumulação de blocos quartzíticos que assenta na Formação de Cabeço do Infante. Mais longe identifica-se outro degrau tectónico, onde a crista quartzítica do Moradal (2) se destaca relativamente às altas plataformas escavadas em filitos e metagrauques. Em último plano e à direita, são já mal visíveis os relevos, com neve, da Serra da Estrela (3).



Foto 6 – Aspecto das fácies do Membro de Chão da Velha (Formação de Falagueira), evidenciando uma alternância de conglomerados e quartzarenitos muito grosseiros, com estruturas sedimentares indicativas de transporte aquoso por carga de fundo. Observação em talude, na estrada EN359 (Nisa-Monte Claro), imediatamente a oeste do vértice geodésico de Barroqueira (aos 306m) e a cerca de 1 Km a sul da povoação de Falagueira.