



# Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal

## Main steps of the Ossa Morena tectono-stratigraphic evolution, in Portugal

OLIVEIRA, J. T., OLIVEIRA, V., PIÇARRA, J. M.

Na parte portuguesa da Zona de Ossa Morena são identificados vários sectores com estratigrafia e estrutura diferenciadas, os quais constituem, na sua maioria, prolongamentos dos correspondentes domínios tectono-estratigráficos reconhecidos em Espanha.

De norte para sul identificam-se os seguintes sectores: Faixa Blastomilonítica, Alter do Chão-Elvas, Estremoz-Barrancos (onde se diferencia o Anticlinal de Estremoz), Montemor-Ficalho (*com individualização do Sinclinal de Cabrela*) e o Maciço de Beja (com o sub-sector Santa Suzana-Odivelas). Das sequências estratigráficas e dos episódios vulcânicos intercalados é possível reconstruir os traços gerais da evolução da ZOM, em Portugal.

O soco proterozóico, constituído por séries metamórficas de grau elevado a baixo, reflecte a construção de uma margem passiva durante o Rifeano, que passou a uma margem activa, com subducção, responsável pela Orogenia Cadomiana, durante o Vendiano.

Após o arrasamento desta Cadeia Orogénica instalou-se extensa plataforma carbonatada, no Câmbrico inferior, que durante o Marianiano entrou em distensão, de que resultaram *várias bacias*, onde localmente se gerou vulcanismo *básico toleítico*, que rapidamente se colmataram devido a regressão marinha generalizada. A partir do Câmbrico médio *remiciou-se* a distensão, que provocou o aparecimento de novas bacias sedimentares, onde se desenvolveu importante vulcanismo básico alcalino, localmente peralcalino. Desta distensão terá resultado a rotação e subida de alguns blocos, o que provocou a carsificação das séries carbonatadas.

Sobre os sedimentos e vulcanitos do Câmbrico médio depositaram-se conglomerados e arenitos de base do Ordovício, o que indica importante lacuna no Câmbrico superior. A sedimentação ordovícica é predominantemente constituída por sedimentos finos, associados localmente a vulcanismo básico alcalino. Nas zonas elevadas poder-se-à ter desenvolvido vulcanismo bimodal, parcialmente peralcalino, o que mais uma vez indica a continuação da distensão crustal. No topo da sequência ordovícica ocorre extensa barra arenítica (Formação de Colorada)

sobre a qual, em transição para os sedimentos silúricos, se dispõe un conglomerado poligénico, que materializa período erosivo (de origem glacial?).

Durante o Silúrico as bacias sedimentares tornaram-se euxínicas (e mais profundas a sul?) e na passagem para o Devónico predominou a sedimentação terrígena e carbonatada, com características litorais.

No Devónico médio deu-se o levantamento, mais ou menos generalizado, da ZOM, provocado pela actuação da zona de subducção que se desenvolvia a sudoeste. No Devónico superior e Carbónico inferior deu-se a colisão entre as Zonas de Ossa Morena e Sul Portuguesa, tendo ocorrido, provavelmente, obducção a sudeste e subducção a noroeste (com geração de vulcanismo orogénico). Desta colisão resultou a migração de onda orogénica para nordeste a qual é responsável pela formação de bacias «pull-apart», sucessivamente mais jovens para nordeste. Da reactivação da antiga zona de subducção, no Namuriano-Vestfaliano inferior, agora em regime intra-continental, resultou a deformação transpressiva generalizada da ZOM e da Zona Sul Portuguesa.

**Palavras chaves:** unidades litoestratigráficas, plataforma carbonatada, sequências terrígenas, distensão crustal, discodância, vulcanismos alcalino, peralcalino e calcoalcalino, Ofiolito de Beja-Acebuches, colisão oblíqua, bacias «pull-apart», Orogenias Cadomiana e Varisca.

In the portuguese part of the Ossa Morena Zone several sectors with distinct stratigraphy and structure are identified. They represent the continuation to Portugal of well established tectono-stratigraphic domains in Spain.

From north to south the following sectors are recognized: Blastomilonitic Belt, Alter do Chão-Elvas, Estremoz-Barrancos (in which the Estremoz Anticline is differentiated), Montemor-Ficalho (*with the Cabrela Syncline*) and Beja Massif (where the Santa Suzana-Odivelas sub-sector is outlined).

The stratigraphic sequences and interbedded volcanics of the distinct sectors allow the visualization of the main steps of the OMZ tectono-stratigraphic evolution. The high to low grade metamorphic sequences of the Proterozoic basement reflect the construction of a passive margin during the Riphean, and the inversion to an active margin during the Vendian, which led to the development of the Cadomian Orogeny.

After the erosion of this chain, in late Proterozoic time, a large lower Cambrian carbonate platform was build up all over the entire area. Distensive tectonism during the Marianian generated *tholeitic basic* volcanics and several sedimentary depocenters, which were rapidly filled up with sediments, due to a low middle Cambrian marine regression. During the middle Cambrian the distensive tectonism was renewed and, again, this led to the development of sedimentary basins (two in the portuguese part) filled up with terrigenous sediments, alkaline basalts and minor peralcaline volcanics. Tectonic blocks generated during this distension were rotated and uplifted leading to the karstification of the lower Cambrian carbonates.

Lower Ordovician conglomerates and associated Fe/Mn rich sandstones *ly* unconformable on the middle Cambrian sediments, indicating so an upper Cambrian gap, probably related to sardic distensive tectonism. The ordovician sediments are usually fine grained and, in places, have interbed alkaline basalts towards its base. On the uplifted *blocks* bimodal volcanism (partially peralcaline) took probably place, once again indicating the continuation of the crustal distension. At the top of the ordovician sediments occurs an extensive *shallow* water sandstone unit (Colorada Formation) which is overlain, in many places, by a metric thick polygenic conglomerate. This may represent an erosive period (related

to the upper Ordovician-lower Silurian glaciation known in other parts of *Iberia?*).

During the Silurian sedimentation was mostly euxinic and condensed in the northern areas, and possibly more deep in the southern ones. Shallow water terrigenous and carbonate sediments dominate in early Devonian times.

During the middle Devonian generalized uplifting of the OMZ took place as a consequence of subduction movements in the south. Upper Devonian and lower Carboniferous were times of oblique collision between the OMZ and the South Portuguese Zone, characterized by obduction in the SE and subduction (with associated orogenic volcanics) in the NW. These collisional events are responsible for the northeastward migration of the orogenic wave, to which pull apart tensional lacustrine, fluvio-marine and marine basins may be related. The reactivation of the former Benioff Zone, in an intracontinental regime, during the Namurian-lower Westfalian time, caused the widespread transpressive tectonism which affected the OMZ (and also the South Portuguese Zone).

**Key words:** lithostratigraphic units, carbonate platform, terrigenous sequence, crustal distension, unconformity, alkaline, peralkaline and calc alkaline volcanics, Beja-Acebuche Ophiolite, oblique collision, Cadomian and Variscan orogenys, pull-apart basins.

OLIVEIRA, J. T., PIÇARRA, J. M. (Serviços Geológicos de Portugal, Rua da Academia das Ciências, 19-2.º. 1200-LISBOA). OLIVEIRA, V. (Serviço de Fomento Mineiro, Rua Frei Amador Arrais. 7800-BEJA).

## INTRODUÇÃO

No decurso das últimas décadas o conhecimento da geologia da Zona de Ossa Morena (ZOM), tem evoluído de modo bastante positivo, tanto em Espanha como em Portugal. Este avanço foi particularmente significativo a partir do final da década de setenta, em grande parte devido à actividade do designado «Grupo de Ossa Morena», constituído por um grupo de geólogos espanhóis e portugueses, que se reuniam anualmente, de modo informal, para troca de informações e de experiências sobre a geologia de ambos os lados da fronteira. Desta actividade resultaram numerosas publicações que reflectem os excelentes resultados alcançados, nomeadamente nos domínios de tectono-estratigrafia, petrologia e geologia estrutural. Além destes, foram aparecendo outros trabalhos em diversos domínios da geologia, sendo de destacar as sínteses inseridas no livro «Geologia de Es-

panha, Libro Jubilar de J. M. Rios», ITGE (1983), e na recente publicação «Pre-Mesozoic Geology of Iberia Peninsula», (DALLMEYER e E. MARTINEZ-GARICA, (1990).

Apesar dos avanços conseguidos, há ainda diversas áreas nas quais o conhecimento é manifestamente insuficiente. É o caso, em particular, da idade de várias formações, do metamorfismo, da geoquímica (nomeadamente de alguns episódios vulcânicos) e da geologia estrutural.

A parte portuguesa da ZOM, que é objecto deste trabalho, está praticamente coberta por cartografia geológica, a várias escalas, publicada ou inédita. Este trabalho de cartografia tem vindo a desenvolver-se ao longo dos últimos trinta anos, principalmente pelos Serviços Geológicos de Portugal e pelo Serviço de Fomento Mineiro, dele tendo resultado importante manancial de conhecimentos, e cerca de duas dezenas de cartas geológicas publicadas à escala

1:50.000. A informação contida nestas cartas reflecte a evolução dos conhecimentos geológicos ao longo deste período de tempo, não sendo pois de estranhar a existência de várias contradições ou mesmo interpretações distintas para as mesmas unidades, ou para os mesmos eventos geológicos. Isto é particularmente evidente nas idades atribuídas às diversas formações. Daí, talvez, a escassez de trabalhos de síntese publicados. A este propósito, merecem destaque os trabalhos de CARVALHO *et al.* (1971), GONÇALVES (1971), CARVALHOSA (1983), ANDRADE (1983) e CHACON *et al.* (1983), pela visão integradora que evidenciam.

Os projectos de cartografia à escala 1:200.000, Folhas 7 e 8, bem como os trabalhos de preparação da nova edição da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500.000, todos dos Serviços Geológicos de Portugal, proporcionaram excelente oportunidade para se proceder à síntese actualizada da geologia da ZOM.

O presente trabalho deriva dos projectos acima referidos, e incide fundamentalmente sobre as sequências estratigráficas dos vários sectores da ZOM, tendo como objectivo discutir a evolução tectono-estratigráfica das diversas bacias em que esta região paleogeográfica se dividia, durante o Paleozóico.

As incertezas actualmente existentes quanto à idade de várias formações, bem como constrangimentos diversos resultantes da insuficiência de conhecimentos nos domínios da sedimentologia, geoquímica e tectónica, tornam esta tarefa particularmente complicada e de resultados algo controversos. Apesar disso, decidimos correr o risco de proceder a esta síntese, já que ela reflecte o estado actual dos conhecimentos nestas matérias, podendo, de algum modo, vir a contribuir para o melhor conhecimento da geologia da ZOM.

Uma primeira versão deste trabalho foi apresentada, pelo primeiro autor, na conferência que proferiu durante a XII Reunião

de Geologia e Mineria do NO Peninsular, organizada pelo Laboratório Xeológico de Laxe.

## ESTRATIGRAFIA

Desde há vários anos que a estratigrafia da ZOM tem sido abordada no contexto dos domínios tectono-estratigráficos (CHACON *et al.*, 1974, 1983; ROBARDET, 1976; DELGADO *et al.*, 1977; FLORIDO & QUESADA, 1984; APALATEGUI *et al.*, 1990), de que a Fig. 1 representa a versão mais actual. Apesar de algumas dificuldades que se verificam na identificação destes domínios, e das incertezas referentes ao seu real significado (em particular quando separados por acidentes tectónicos tardios), esta metodologia tem-se revelado ventajosa, por permitir melhor visualização das variações laterais de fácies e, em última análise, ensaiar a reconstrução das várias bacias existentes na ZOM, durante o Paleozóico.

Para a parte portuguesa já tinham sido anteriormente utilizadas divisões («zonas» e «sub-zonas» de CARVALHO *et al.*, 1971). Preferimos, contudo, o conceito de «sector», quer para evitar confusão com a nomenclatura bioestratigráfica (no caso das zonas ou sub-zonas), quer para retirar ao conceito de «domínio» a carga tectónica que lhe é geralmente atribuída. De facto, em Portugal, alguns sectores ou sub-sectores não estão enquadrados por acidentes tectónicos visíveis, embora noutros casos aconteça. Foi esta, no essencial, a metodologia seguida na elaboração da legenda da nova edição da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500.000 (em vias de publicação).

As colunas estratigráficas elaboradas para os diversos «sectores» ou «sub-sectores» são esquemáticas, não obedecendo a qualquer escala. Nestas columnas são assinaladas com a letra *F* as formações onde foram encontrados fósseis que permitem a sua datação.

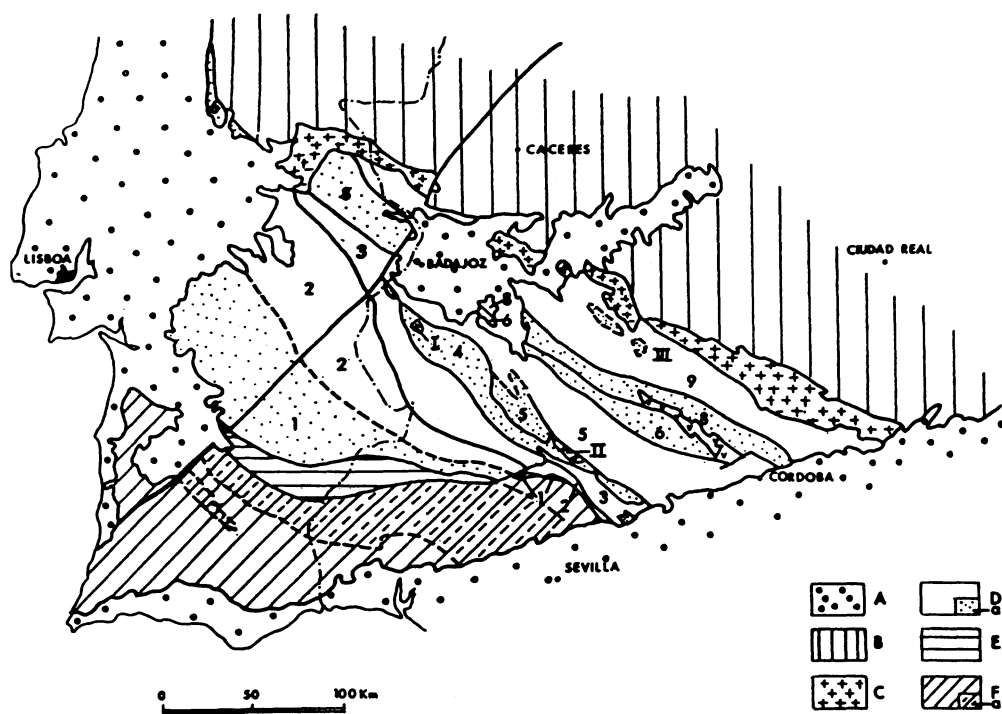


Fig. 1. Domínios da Zona de Ossa Morena (segundo Quesada, 1990): A—Cobertura sedimentar pós-paleozóica. B—Zona Centro-Ibérica. C—Batólito de Pedroches. D—Zona de Ossa-Morena; a—cinturas metamórficas. 1—Domínio de Beja-Aracena; 2—Domínio de Barrancos-Hinojales. 3—Domínio de Elvas-Cumbres Mayores. 4—Domínios de Arroyo Molinos. 5—Domínio de Zafra-Monasterio. 6—Domínio da Serra Albarrana. 7—Cintura ígnea de Vilaviciosa-La Coronada. 8—Domínio da Valencia de las Torres-Cerro Muriano (= Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba). 9—Domínio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. E—Unidade do Pulo do Lobo (inclui o Ofiolito de Beja-Acebuches). I, II—plutões graníticos; III—Antiforma de Peraleda.

### Faixa Blastomilonítica

A Faixa Blastomilonítica de Córdoba-Badajóz-Portalegre-Abrantes, com orientação NO-SE, fica situada no bordo setentrional da ZOM, próximo do limite desta extensa e complexa unidade geoestrutural, com a Zona Centro-Ibérica (Fig. 2).

É sobretudo caracterizada pela presença de rochas metamórficas de grau elevado a baixo, e múltiplos acidentes de componente cizalhante e cavalgante que afectan a formações proterozóicas, por vezes acompanhadas de rochas hiperalcalinas e maciços granitóides. Esta faixa separa domínios com vergên-

cia oposta da 1.ª fase de deformação hercínica, respectivamente para NE e para SO.

As diferentes formações que a seguir se descrevem estão particularmente bem expostas na região de Arronches-Campo Maior. A sequência estratigráfica é a que consta da Fig. 3.

A Formação de Campo Maior, a unidade mais antiga, ocupa o núcleo da estrutura anticlinal de orientação O.NO-E.NE, que se estende desde Campo Maior até ao Crato, passando por Arronches. Encontra-se limitada a NE e SO por dois importantes cavalgamentos, que apresentam vergências opostas, e materializam simultaneamente fortes

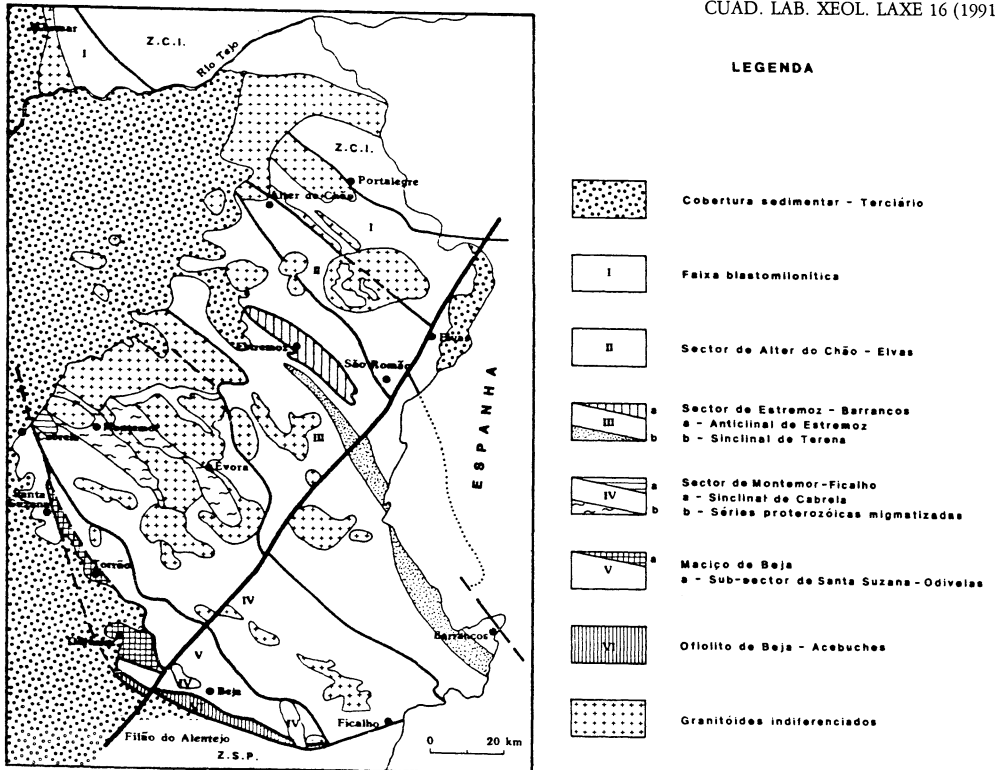


Fig. 2. Divisões tectono-estratigráficas da Zona de Ossa Morena, em Portugal.

gradientes metamórficos, com milonitos associados. É constituída por gnaisses biotíticos, félsicos e migmatitos onde são frequentes fenómenos de alteração hidrotermal tais como epidotização, silicificação e cloritização. Ocorrem ainda granulitos máficos, parcial ou totalmente anfibolitizados, localmente eclogíticos. Intrusivo nesta formação, e ocupando o núcleo da estrutura, aflora o maciço de gabros hipersténicos e noritos de Campo Maior.

Sobre a formação anterior ocorre a Formação de Morenos, que corresponde a um conjunto epimetamórfico situado em ambos os flancos do Anticlinal de Campo Maior-Crato. Inicia-se com um episódio vulcânico representado por metavulcanitos félsicos com fácies predominantemente piroclásticas, evidenciando localmente alterações hidrotermais (silicificação e muscovitização). Este episódio vulcânico,

que está bem representado no flanco NE da estrutura anticlinal, culmina com um horizonte de exalitos (chertes), que por sua vez passam a xistos siliciosos micáceos com passagens de psamitos. No flanco SO a Formação de Morenos está constituída por metarcoses, arenitos e micaxistos com algumas intercalações de anfibolitos. Para o topo desta formação ocorrem níveis carbonatados parcialmente transformados em rochas calcossilicatadas, que por sua vez passam a micaxistos granatíferos através dos quais se faz a transição para a Formação de Mosteiros.

A Formação de Mosteiros é constituída por dois membros bem definidos: no flanco NE da estrutura anticlinal, inicia-se por um nível lenticular de metarcoses acompanhadas por xistos esverdeados (membro inferior), a que se segue sequência monótona de xistos, grauvaques e psamitos cinzento-escuros com intercalações de metachertes ne-

**FAIXA BLASTOMILONÍTICA**

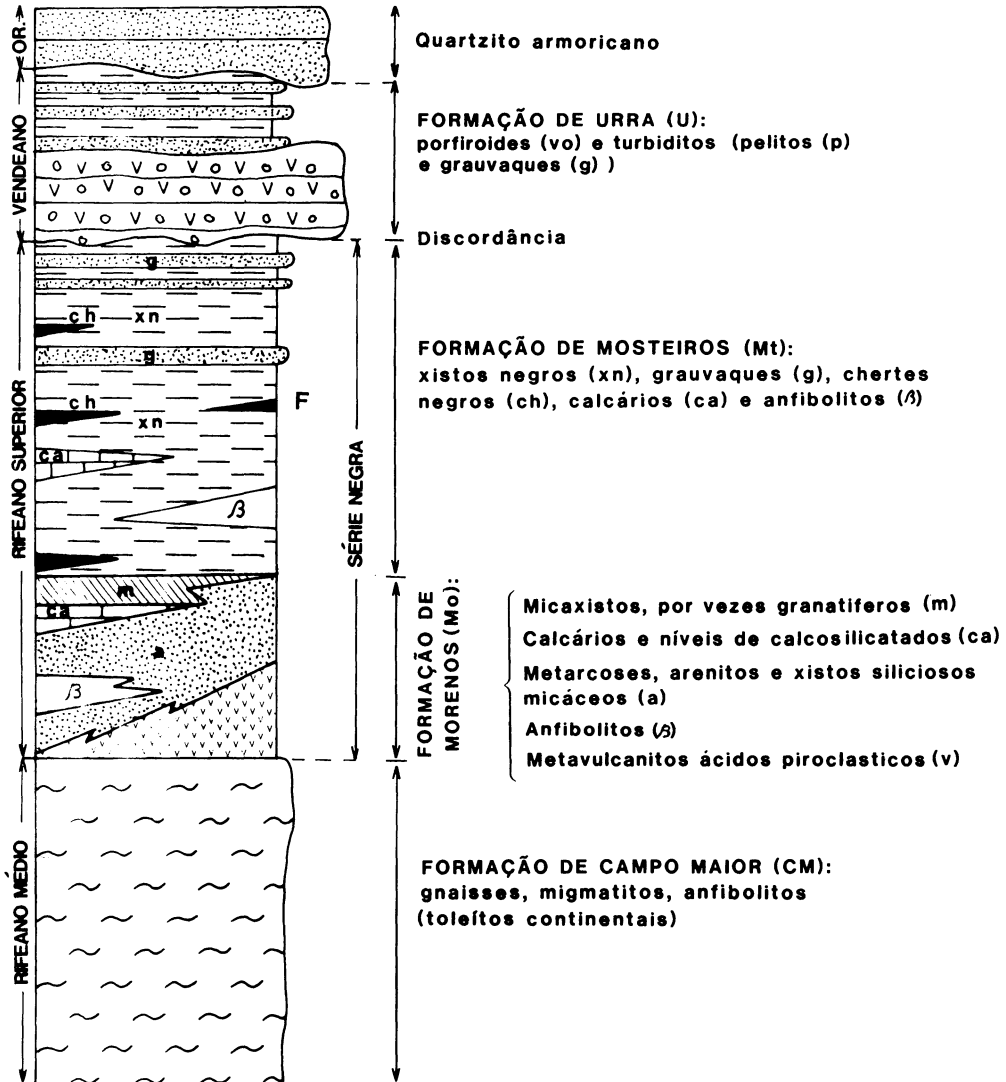


Fig. 3. Sequência estratigráfica esquemática da Faixa Blastomilonítica.

gros e alguns níveis de calcários e anfibolitos (membro superior). No flanco SO as metarcoses de base não foram identificadas. No flanco NE, a norte de Arronches, contacta com os metavulcanitos félsicos (fácies piroclásticas) da Formação de Morenos, através

de rochas hiperalcalinas gnaissificadas, que alguns locais, quando menos deformados, parecem apresentar carácter extrusivo. No flanco SO contacta com a unidade de micaxistos granatíferos da mesma formação.

A Formação de Urra, a unidade supe-

rior, está unicamente representada a norte do Anticlinal de Campo Maior-Crato. É constituída por dois membros litologicamente bem diferenciados: um conjunto inferior com rochas porfiróides, que correspondem possivelmente a tufos ácidos de granularidade grosseira a fina, que localmente apresentam intensa sericitização; sobre os porfiróides ocorre uma sequência com xistos e grauvaques, que poderá ser equivalente do Complexo Xisto Grauváquico das Beiras, da Zona Centro Ibérica. O contacto das rochas porfiróides com a Formação de Mosteiro parece fazer-se de uma maneira brusca marcando possivelmente uma discordância. A Formação de Urra cavalga, a norte, formações do Ordovícico, já incluídas na Zona Centro Ibérica.

### Sector de Alter do Chão-Elvas

Este sector corresponde ao prolongamento, para Portugal, do domínio de Elvas-Cumbres Mayores (Fig. 1). O seu limite norte coincide com o cavalgamento de Alter do Chão, e a sul é marcado pela discordância câmbrico-ordovícica (Fig. 2).

Na Fig. 4 está representada a coluna estratigráfica sintetizada deste sector. A sequência inicia-se por um nível com conglomerados (com calhaus do soco proterozóico) e arcoses, que lateralmente passam a vulcanitos ácidos (Alter do Chão). A espessura é variável, de alguns metros a várias dezenas de metros. Na faixa de Assumar a sucessão tem características algo semelhantes à Formação Torreárboles em Espanha (LIÑAN & FERNANDEZ, 1984). O conjunto assenta em discordância sobre o soco proterozóico, com as mesmas características da Formação de Mosteiros, da Faixa Blastomilonítica.

Segue-se, em concordância, espessa (500 m) série carbonatada, predominantemente dolomítica, bastante mal conhecida em Portugal, onde não foram encontrados quaisquer fósseis. Séries carbonatadas semelhantes, do lado espanhol (Alconera,

Cumbres Mayores, Herrerias, Córdoba) forneceram importantes faunas de trilobites, arqueociatos, algas, braquiópodes, etc., que datam a unidade do Câmbrico inferior (GIL CID, 1971, 1973; PEREJON, 1973, 1984; ZAMARREÑO, 1977; LIÑAN, 1984; MORENO EIROS, 1987). Estudos sedimentológicos realizados sobre os carbonatos de Alconera mostram que se depositaram predominantemente na região sub-tidal (MORENO EIROS, 1987) e o mesmo ambiente é sugerido para os calcários da região de Córdoba (ZAMARREÑO, 1977).

Sobre a Formação Carbonatada repousa a Formação de Vila Boim, constituída por alternância de bancadas de arenitos e pelitos, com espessura superior a 600 m. Muitas bancadas areníticas evidenciam estratificação gradada, e podem apresentar figuras sedimentares na base das bancadas. Daí que esta alternância também seja considerada de tipo «flysch». Até o momento não foram realizados quaisquer estudos sedimentológicos sobre estes sedimentos, pelo que não se conhece, com rigor, o seu ambiente de deposição. Em termos muito gerais, as bancadas areníticas mostram-se mais maduras nos níveis inferiores, passando gradualmente a grauvaques, e voltando novamente a mais quartzosas na parte superior da unidade. A sequência termina no topo, por bancadas quartzíticas micáceas de espessura métrica (a Barra Quartzítica, de OLIVEIRA, 1984), que lateralmente para NO pasam a conglomerados (predominantemente constituídas por calhaus de quartzo bem rolado), que chegam a atingir espessura da ordem dos 100 m (a leste de São Saturnino).

Este horizonte arenítico-conglomerático tem larga expressão em toda a ZOM. Sobre ele há fósseis de Câmbrico médio, em vários locais (Alconera, Córdoba), pelo que constitui excelente nível guia de importância regional.

Os níveis basais da Formação de Vila Boim forneceram fósseis de trilobites do Câmbrico inferior (Marianiano) (DELGADO, 1905; TEIXEIRA, 1952). Intercalados



**ALTER DO CHÃO - ELVAS**

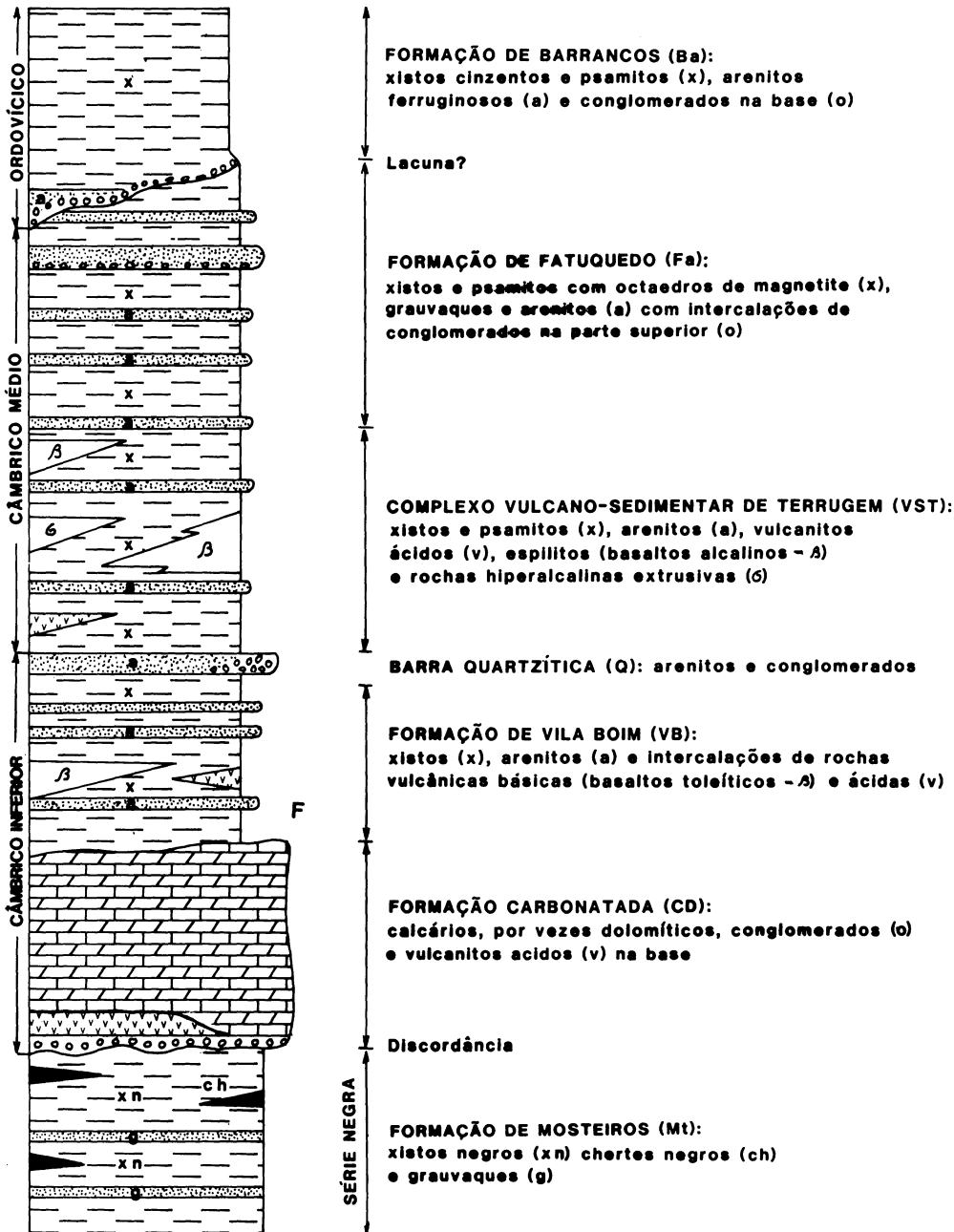


Fig. 4. Sequência estratigráfica sintetizada do Sector de Alter do Chão-Elvas.

na Formação de Vila Boim ocorrem vulcanitos ácidos, de tipo riolítico, e basaltos toleíticos continentais (MATA, 1986). Este vulcanismo indica claramente a existência de uma fase de «rifting» durante a deposição dos sedimentos desta formação.

À Barra Quartzítica segue-se o Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem, constituído por uma sequência terrígena com pelitos, siltitos, grauvaques e raros carbonatos. Intercalados nesta sequência terrígena há vulcanitos ácidos (riolitos e tufitos) e basaltos alcalinos com «pillow lavas». Subjacente aos basaltos ocorrem rochas peralcalinas extrusivas (no Monte Safoeiro). A espessura deste complexo é da ordem dos 2.000 m.

O Complexo de Terrugem passa gradualmente a um conjunto terrígeno, constituído por alternâncias milimétricas a centimétricas de pelitos, siltitos e bancadas mais espessas de grauvaques. A espessura total é de cerca de 2.500 m. Na região de Santo Aleixo as bancadas de grauvaques chegam a atingir espessura métrica, e têm intercalados horizontes decimétricos de conglomerados e micro-conglomerados, bem visíveis na barreira de estrada junto a esta povoação. Neste mesmo local, há alguns calhaus decimétricos de quartzitos e quartzo, que aparentemente estão discordantes sobre os grauvaques, podendo corresponder ao conglomerado de base do Ordovícico (ver adiante). Conglomerados na mesma posição estratigráfica, na parte superior do Complexo de Terrugem, são também conhecidos na região de São Romão, junto do cruzamento da estrada para Terrugem.

Este conjunto terrígeno é considerado como representando o prolongamento para NO da Formação de Fatuquedo, definida na região de Barrancos (DELGADO, 1908). Aqui, além dos arenitos e pelitos, há também conglomerados na parte superior da sequência, particularmente bem expostos na estrada de Barrancos para Encinasola (Espanha) onde chegam a atingir cerca de 100 m de espessura.

A Formação do Fatuquedo é considera-

da do Câmbrico médio, devido a terem-se aí encontrado, na região de Encinasola (Espanha), acritarcos desta idade (METTE, 1989).

Na região de São Romão aflora um horizonte com bancadas decimétricas de quartzitos impregnados de óxidos de Fe e Mn, que lateralmente parece passar a conglomerados poligénicos (com calhaus de quartzito, quartzo, vulcanitos básicos e ácidos, granitos, etc.) e que foi interpretado como representando a discordância entre o Câmbrico e o Ordovícico (OLIVEIRA, 1984). Este nível tem grande continuidade, tendo sido possível cartografá-la para NO até às proximidades de Alter do Chão, portanto ao longo de mais de 50 Km. Os conglomerados de São Romão desaparecem para NO.

Sobre o horizonte quartzítico-ferruginoso ocorrem xistos cinzento-escuros, por vezes esverdeados, que são considerados equivalentes dos xistos da Formação de Barrancos, de idade ordovícica (como veremos adiante).

### Sector de Estremoz-Barrancos

Este sector (Fig. 2) é limitado, a norte, pela linha que materializa a discordância câmbrico-ordovícica, e a sul pelo carregamento de Santo Aleixo da Restauração (ARAUJO, 1989). Corresponde ao prolongamento para Portugal do domínio de Barrancos-Hinojales (Fig. 1).

Neste sector individualizamos o Anticlinal de Estremoz, devido às particularidades da sua sucessão estratigráfica e aos problemas que levanta.

### *Sequência geral*

A coluna estratigráfica esquemática (Fig. 5) mostra que a unidade mais antiga deste sector é a Formação de Ossa, uma série xisto-psamítica que lateralmente (NO) e para o topo passa a ser mais rica em grauvaques, conferindo ao conjunto características «flyschóides». Não se conhece a espessura

**ESTREMOZ - BARRANCOS**

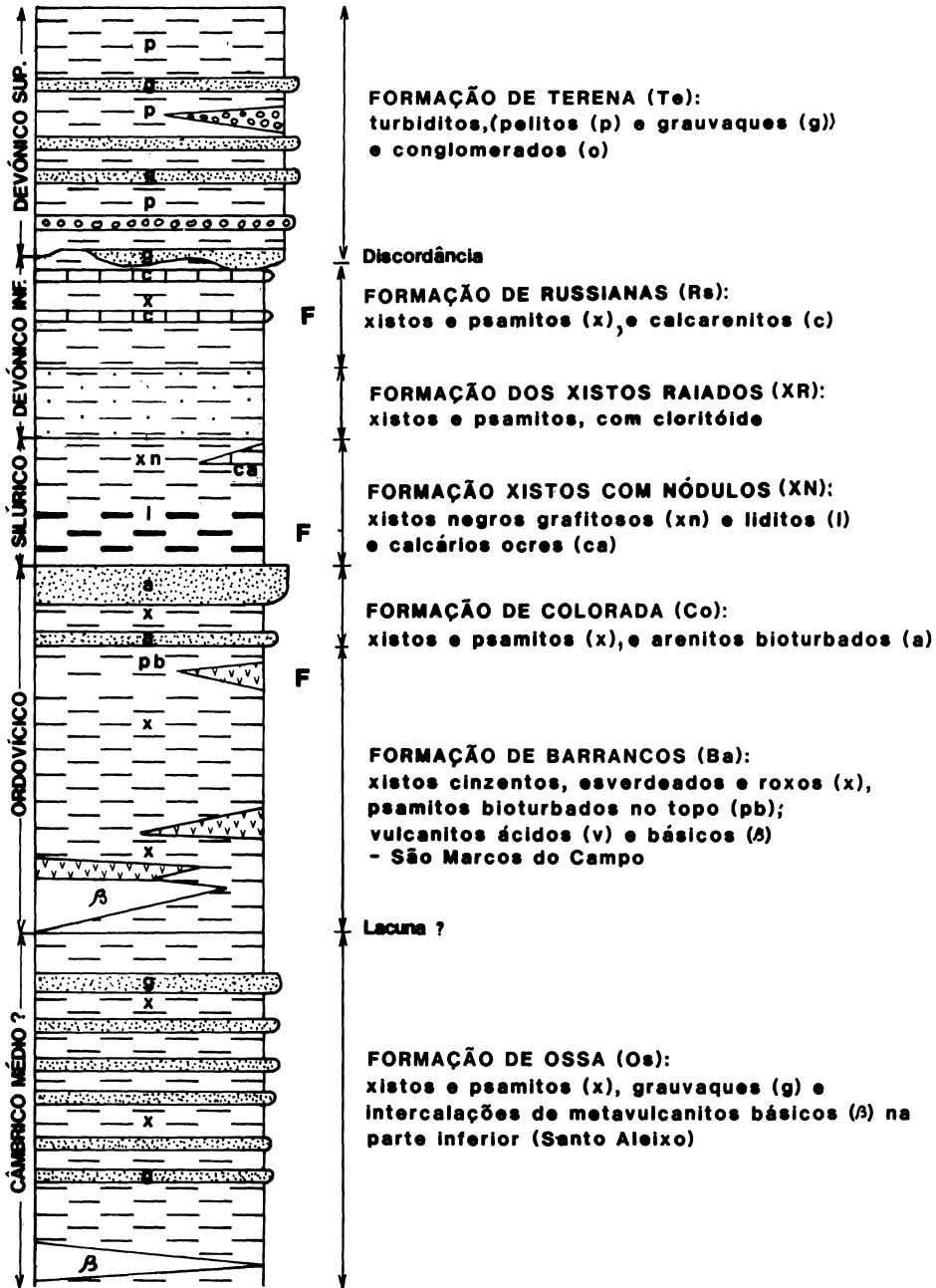


Fig. 5. Sequência estratigráfica geral do Sector de Estremoz-Barrancos.

desta unidade ( $\pm 3.000$  m?), nem a sua idade. Admite-se que seja equivalente lateral da Formação de Fatuquedo, portanto do Câmbrico médio, uma vez que está estratigraficamente é subjacente à Formação de Barrancos (ver adiante).

Nos níveis inferiores da Formação de Ossa há intercalações de vulcanitos básicos (basaltos alcalinos) que formam extenso afloramento), desde Santo Aleixo da Restauração até Monte de Trigo (sendo a sua continuação para NO desta povoação, algo imprecisa). Em concordância aparente com a Formação de Ossa depositou-se a Formação de Barrancos, constituída por espessa ( $> 1.000$  m) sequência xistenta, com xistos cinzento-escuros e esverdeados, e xistos roxos. Na parte superior há maior percentagem de siltitos, por vezes ricos em icnofósseis, o que levou DELGADO (1908) a designar esta parte da sequência por «Xistos com Phyllocytes». Esta última unidade está bem caracterizada na região de Barrancos, mas fora desta área perde expressão, sendo difícil de se identificar. O mesmo não sucede com a Formação de Barrancos, que mantém todas as suas características até à falha de Messejana-Ávila, sendo os xistos roxos menos significativos, ou ausentes, para norte deste importante acidente tectónico.

Nos níveis inferiores da Formação de Barrancos ocorre o importante complexo vulcânico de São Marcos do Campo, com vulcanitos predominantemente básicos, mas com passagens mais ácidas, a que se associam xistos borra de vinho (ARAUJO, 1989). As características geoquímicas deste vulcanismo são desconhecidas. Na região de Barrancos, e também na região de Rosário (Alandroal), há tufos ácidos e tufitos intercalados na parte superior da Formação de Barrancos.

Os «Xistos com Phyllocytes» da região de Barrancos forneceram raros graptólitos do Ordovício inferior (PERDIGÃO, 1967), bem como acritarcos de idade Arenigiano superior-Lanvirniano inferior (CUNHA & VANGUESTAINE, 1988). Isto é, a maior parte dos xistos da Formação de Barrancos é

anterior ao Lanvirniano, e uma vez que não se identifica qualquer descontinuidade com a Formação de Ossa, acredita-se que a idade desta formação possa atingir o Câmbrico superior.

Suprajacente à Formação de Barrancos ocorre a Formação de Colorada, aparentemente sem descontinuidade estratigráfica. Esta formação é constituída por quartzitos, arenitos impuros, localmente grauvacóides e micáceos, siltitos e pelitos. Os quartzitos apresentam frequentemente geometria lenticular, e são maciços ou com estratificação paralela, podendo ocorrer dobras sen-sedimentares. Na região de Barrancos são ricos em pistas de icnofósseis (Skolitos, Arenicolites), sendo também conhecidas raras pistas de Cruziana. Esta associação sugere deposição em meio litoral. A espessura da unidade é muito variável, desde cerca de 200 m, a norte de Barrancos, até poucos metros, nomeadamente na área do Anticlinal de Estremoz. A idade é controversa, já que não forneceu quaisquer fósseis até ao momento. Tem sido considerada do Ordovício terminal, não se excluindo a possibilidade de pertencer já ao Silúrico inferior (PERDIGÃO *et al.*, 1982).

Sobre a Formação de Colorada depositou-se a Formação dos Xistos com Nódulos, que constitui alternância de xistos negros carbonosos e líditos, localmente com nódulos siliciosos, e raras passagens de carbonatos lenticulares na parte superior. Esta unidade forneceu abundante fauna de graptólitos (DELGADO, 1908; PERDIGÃO *et al.*, 1982). Trabalhos de revisão, em curso, mostram que a Formação dos Xistos com Nódulos tem espessura reduzida, da ordem dos 100-150 m, estando nela representado todo o Silúrico. A sequência é assim muito semelhante à que ocorre na região SE da Serra Morena, a norte de Sevilha (JAGGER & ROBARDET, 1979), sendo esta condensação das fácies possivelmente característica de toda a ZOM.

A Formação dos Xistos com Nódulos passa gradualmente à Formação dos Xistos

Raiados, caracterizados por alternâncias milimétricas de xistos e psamitos laminados, com passagem de bancadinhas centimétricas de quartzitos finos, ricos em riples de corrente. A unidade tem espessura da ordem dos 200 m. Uma particularidade desta formação é a riqueza que os xistos evidenciam em cloritóide, sendo esta característica comum a toda a ZOM. A Formação dos Xistos Raiados foi considerada do Silúrico superior (DELGADO, 1908; PERDIGÃO *et al.*, 1982). Mais recentemente considera-se que deverá pertencer já ao Devónico inferior (GUINDOS *et al.*, 1990).

A Formação de Russianas, que aflora unicamente na região de Barrancos, é litologicamente muito parecida à Formação de Xistos Raiados, da qual se distingue com alguma dificuldade. A principal diferença reside na existência de bancadas centimétricas de calcarenitos intercalados nos xistos laminados. Localmente, estes calcarenitos estão imediatamente suprajacentes aos liditos do Silúrico, o que sugere equivalência lateral entre as Formações de Russianas e dos Xistos Raiados. Os calcarenitos e os xistos forneceram faunas de trilobites, braquiópodes, briozoários, etc., que indicam idade do Devónico inferior (Gediniano a Emsiano, PERDIGÃO, 1973; PERDIGÃO *et al.*, 1982).

No topo da sequência geral deste sector, e dispendo-se em discordância sobre os sedimentos subjacentes, aflora a Formação de Terena, ao longo de um extenso sinclinal com orientação geral NO-SE (Fig. 2). A unidade é constituída por uma sucessão turbidítica, tipo «flysch», com pelitos, grauvaques e algumas intercalações de conglomerados. Estes estão ben desenvolvidos no bordo ocidental do sinclinal, mas ocorrem também no seu centro. A razão areia/argila é também mais elevada ao longo daquele bordo ocidental. Estes factos sugerem maior proximidade em relação às fontes alimentadoras, que estariam situadas predominantemente a oeste (Mação de Beja?). Contudo, os conglomerados do centro do sinclinal

têm, entre outros, calhaus de calcário, que forneceram fósseis de tentaculites (PERDIGÃO *et al.*, 1982). Os calcários poderão ter derivado da erosão da Formação de Russianas, situadas a leste, o que significa que algumas fontes alimentadoras se situavam também aí. Isto é, o preenchimento da bacia parece ter sido essencialmente lateral, embora as principais fontes se situassem nas áreas ocidentais.

A idade da Formação de Terena é ainda desconhecida, tendo sido considerada do Devónico inferior por TEIXEIRA (1951), mas é provavelmente do Devónico superior (PERDIGÃO *et al.*, 1982) ou mesmo do Carbónico inferior (SCHERMERHORN, 1971).

#### *Anticlinal de Estremoz*

Na Fig. 6 está esquematizada a sequência estratigráfica reconhecida neste anticlinal. Sobre o soco proterozóico da Formação de Mares, com xistos negros, chertes e grauvaques, repousa discordantemente a Formação Dolomítica, constituída, tal como em Elvas, por calcários dolomíticos, tendo na base conglomerados, arcoses e vulcanitos ácidos. A espessura desta formação é seguramente superior a 300 m e a idade é considerada do Câmbrico inferior, por comparação com Elvas. No topo dos calcários dolomíticos ocorre um horizonte silicioso, localmente mineralizado com sulfuretos, que tem sido interpretado como marcador de uma importante lacuna. Esta terá resultado da exposição sub-aérea dos carbonatos, durante o Câmbrico médio e superior, o que provocou localmente carsificação e silicificação (OLIVEIRA, 1984; CARVALHOSA *et al.*, 1987).

Sobre o horizonte silicioso dispõe-se o importante Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado de Estremoz, constituído por mármore e calcoxistos, e intercalações de vulcanitos ácidos e básicos (basaltos alcalinos, de acordo com MATA & MUNHÁ,

## ANTICLINAL DE ESTREMOZ

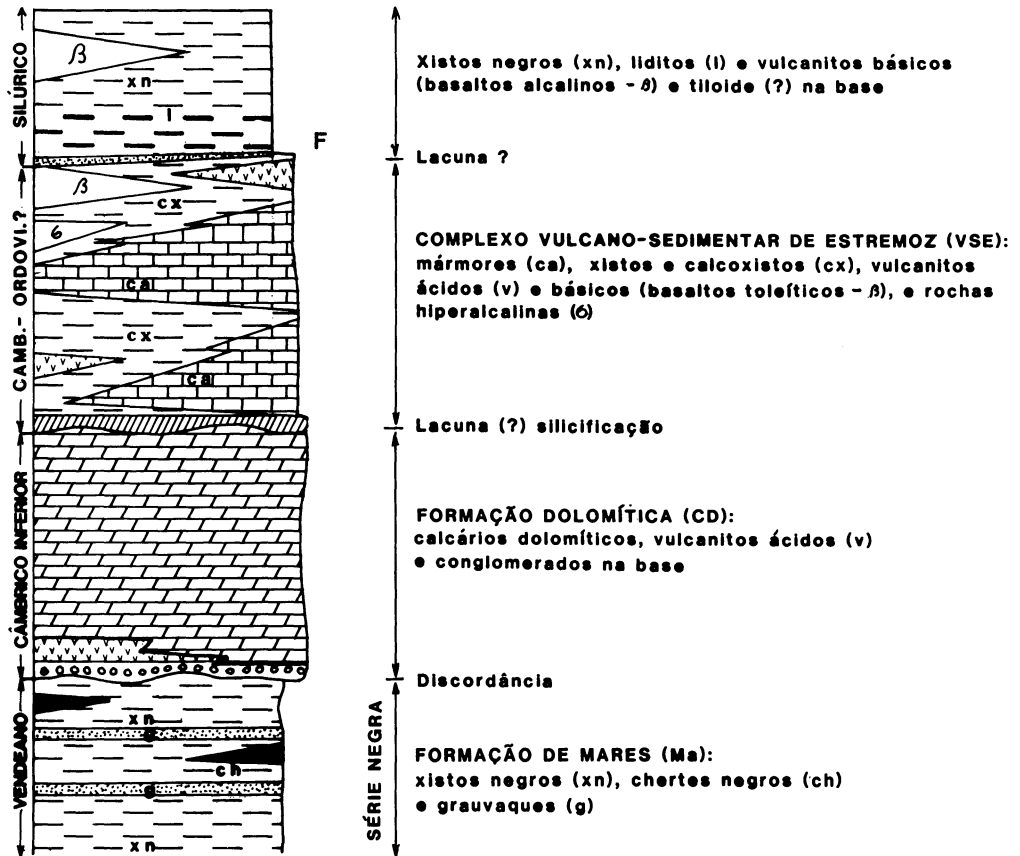


Fig. 6. Sequência estratigráfica esquemática do Anticlinal de Estremoz.

1985). A sul de Estremoz ocorrem rochas félsicas consideradas como peralcalinas por GONÇALVES & PINTO (1974), e recentemente reinterpretadas como riocácitos (MATA & MUNHÁ, 1983).

A idade deste Complexo tem sido objecto de alguma controvérsia face à ausência de fósseis. Tradicionalmente considerado do Câmbrio inferior (CARVALHO *et al.*, 1971) ou sub-dividido entre Câmbrio e Si-

lúrico (GONÇALVES & PINTO, 1974), foi recentemente considerado de idade ordovícica (OLIVEIRA, 1984; CARVALHOSA *et al.*, 1987).

Sobre o Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado ocorre, de modo descontínuo e com geometria lenticular, um conglomerado poligénico com calhaus de xisto, vulcanitos, quartzitos e calcários, numa matriz xistenta. Este conglomerado assenta em

níveis distintos do Complexo de Estremoz e está imediatamente subjacente aos liditos do Silúrico (pode observar-se no Monte Novo, junto à estrada Beneatel-Glória; no Monte do Paúl, a SE de Vila Viçosa; a NE da Mina do Bugalho, etc.). Conglomerados com clastos de quartzo e xistos, e matriz pelítica, ocorrem também entre a Formação de Colorada e os xistos do Silúrico, fora da área do Anticlinal, nomeadamente na região a SO de Alandroal.

A presença deste conglomerado na base dos sedimentos silúricos, poderá representar um período erosivo generalizado, não se excluindo a possibilidade de que seja a manifestação da glaciação do final do Ordovício, conhecida noutros locais da Península Ibérica (ROBARDET, 1981) e na África do Norte. Este é um assunto que deverá ser investigado mais cuidadosamente num futuro próximo.

Envolvendo o Anticlinal de Estremoz há uma sequência que se inicia por liditos (que chegam a atingir espessuras da ordem dos 50 m) a que se seguem xistos negros carbonosos e novas intercalações de liditos. Os graptólitos são aqui bastante raros. Exemplares recolhidos nos liditos de base, 1.500 m a norte de Alandroal, indicam a idade de Landoveriano médio, portanto contemporâneos dos liditos basais da região de Barrancos. A sequência silúrica do Anticlinal de Estremoz parece assim ter idade bastante semelhante à de Barrancos. Esta sequência é, por sua vez, envolvida por uma sucessão xistenta, que se estende até ao contacto com a Formação de Terena, a ocidente, e até à discordância câmbrico-ordovícica de São Romão. O facto de aparecerem níveis com liditos dispersos nesta sequência levou a considerá-la integralmente do Silúrico (GONÇALVES *et al.*, 1974). Cartografia geológica efectuada na região a SE de Alandroal (OLIVEIRA, 1984), e envolvendo toda a terminação sul do Anticlinal de Estremoz (PIÇARRA, em curso), pôs em evidência, que nela estão representadas unidades

litoestratigráficas referíveis às «Formações de Barrancos, Colorada e Xistos com Nódulos». Foi mesmo cartografada, a leste, uma estrutura anticlinal, com vários quilómetros de extensão, no núcleo da qual (Monte da Ratinha) aparecem litologias semelhantes às da Formação de Fatuquedo (há, inclusive, um horizonte centimétrico com óxidos de Fe/Mn, na transição desta unidade para a Formação de Barrancos, como acontece na região de São Romão!!).

Tudo isto evidencia que a série estratigráfica envolvente do Anticlinal de Estremoz é mais complexa do que anteriormente se considerava, estando representadas unidades litoestratigráficas que vão provavelmente do Câmbrico médio ao Silúrico. Este facto levanta problemas de interpretação estrutural importantes, na medida em que, sobre os liditos e xistos carbonosos silúricos do topo da sequência do Anticlinal de Estremoz, parecem dispor-se sedimentos ordovícicos (com sinclinais de liditos do Silúrico), o que faz supor a existência de importante tectónica tangencial, com carreamento na base, o qual todavia ainda não foi possível localizar. O designado «Carreamento de Juromenha», que não conseguimos localizar no terreno, parecer perder, assim, a importância que lhe tem sido atribuída (GONÇALVES, 1971).

Na série xistenta aparecem, em ambos os flancos do anticlinal, intercalações de vulcanitos básicos referíveis a basaltos alcalinos (MATA & MUNHÁ, 1983), que têm sido atribuídos ao Silúrico, mas que não excluimos poderem ser de idade ordovícica.

### Sector de Montemor-Ficalho

Corresponde ao domínio de Évora-Beja-Aracena (Fig. 2). Além da sequência estratigráfica geral será também abordada a estratigrafia do sinclinal do Cabrela, devido à sua importância no contexto da geologia regional.

*Sequência geral*

A sequência estratigráfica (Fig. 7) tem muitos pontos em comum com a que se observa no Anticlinal de Estremoz, e também com a Faixa Blastomilonítica, em particular no que respeita às sequências proterozóicas. Identificam-se as seguintes unidades:

— Um soco proterozóico pouco metamórfico, com xistos negros, chertes e grauvaques (Formação de Águas de Peixe, nos Anticlinais de Ficalho, Moura e Portel) ou revelando mais elevado grau de metamorfismo, com micaxistos, vulcanitos ácidos, anfíbolitos e gnaisses (Formação de Escoural, nos Anticlinais de Serpa, S. Brissos e Escoural).

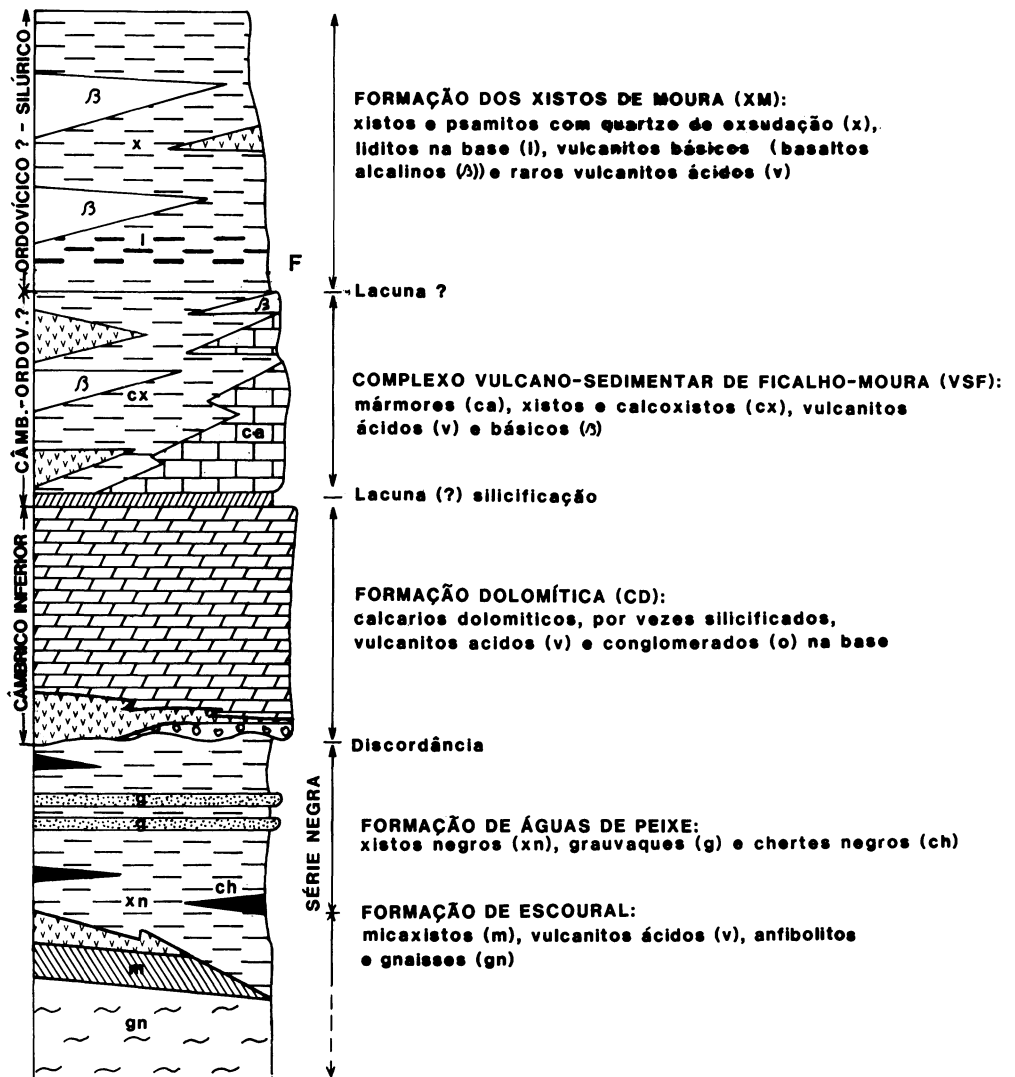
**MONTEMOR - FICALHO**

Fig. 7. Sequência estratigráfica simplificada do Sector de Montemor-Ficalho.



O metamorfismo de soco proterozóico é mal conhecido, facto que dificulta a sua interpretação. A sequência tem semelhanças litológicas e estratigráficas com a que ocorre na Faixa Blastomilonítica do NE Alentejano, e também com a do núcleo do Anticlinal de Estremoz (Formação de Mares).

— Formação Dolomítica, com conglomerados, arcoses e importante vulcanismo ácido na base, (Ficalho, Moura, Serpa) a que se sobrepõem calcários dolomíticos. Tal como em Estremoz e Elvas, assenta em discordância sobre o soco proterozóico. Nos Anticlinais de Serpa, S. Brissos e Viana do Alentejo os calcários dolomíticos estão mal representados, dominando os mármorees de granularidade grosseira. A exemplo do que acontece no NE Alentejano, também ocorre um horizonte silicioso sobre os dolomitos, que no caso de Moura vem acompanhado de conglomerados em calhaus de dolomito e matriz vulcânica. Sobre o horizonte silicioso ocorre o Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado, muito semelhante ao que aflora no Anticlinal de Estremoz (OLIVEIRA & PIÇARRA, 1986).

— Um conjunto xistento superior (Xistos de Moura) constituído predominantemente por filitos com algumas intercalações de liditos, e de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, ácidas e básicas. A recente descoberta de graptolitos do Silúrico numa das intercalações de liditos (PIÇARRA, 1991), e os vulcanitos ácidos e básicos mostram que esta sequência tem também vários pontos em comum com a que envolve o Anticlinal de Estremoz. A diferença principal reside na maior deformação que evidencia (três fases orogénicas enquanto que em Estremoz só são conhecidas duas). Deste modo é bem possível que os designados Xistos de Moura correspondam a uma sequência mais complexa onde, a exemplo de Estremoz, poderão existir unidades litoestratigráficas distintas, de idades escalonadas entre o Ordovícico e o Silúrico. Tal como em Estre-

moz, também pouco se conhece sobre a estruturação tectónica deste conjunto, onde é muito provável a existência de importante tectónica tangencial, com carreamentos associados.

### *Sinclinal de Cabrela*

A sucessão estratigráfica do sinclinal de Cabrela (Fig. 8) é aqui considerada separadamente devido à sua importância regional.

A sucessão (RIBEIRO, 1983) inicia-se pela Formação de Pedreira de Engenharia, que tem na base um nível de conglomerados poligénicos (2 m) a que se segue uma barra carbonatada (10 m), onde foram identificados conodontes de Eifiliano superior (BOOGARD, 1972). A Formação assenta em discordância sobre filitos com intercalações de vulcanitos básicos e xistos «borra de vinho», semelhantes às dos Xistos de Moura.

Em discordância sobre a Formação de Pedreira de Engenharia, e sobre os Xistos de Moura, dispõe-se a Formação de Cabrela, com um nível conglomerático poligénico, com calhaus dos Xistos de Moura, já xistificados, na base (10 m), a que se segue alternância de pelitos e calciturbiditos, que por sua vez passam para o topo a pelitos e grauvaques, com intercalações de tufos e tufitos ácidos. A espessura total é da ordem dos 200 m. Na parte superior há horizontes evidenciando escorregamentos gravíticos (torrentes de calhaus e de lama, dobras sin-sedimentares, etc.). Os calciturbiditos forneceram conodontes do Frasniano (BOOGARD, in RIBEIRO *et al.*, 1983), e os pelitos e grauvaques superiores poderão ter idade de Carbónico inferior.

Esta sequência é particularmente importante por evidenciar a idade de 1.ª fase da Orogenia Hercínica, que aqui se prova corresponder à discordância entre as Formações de Pedreira de Engenharia e de Cabrela, portanto de idade do Givetiano.

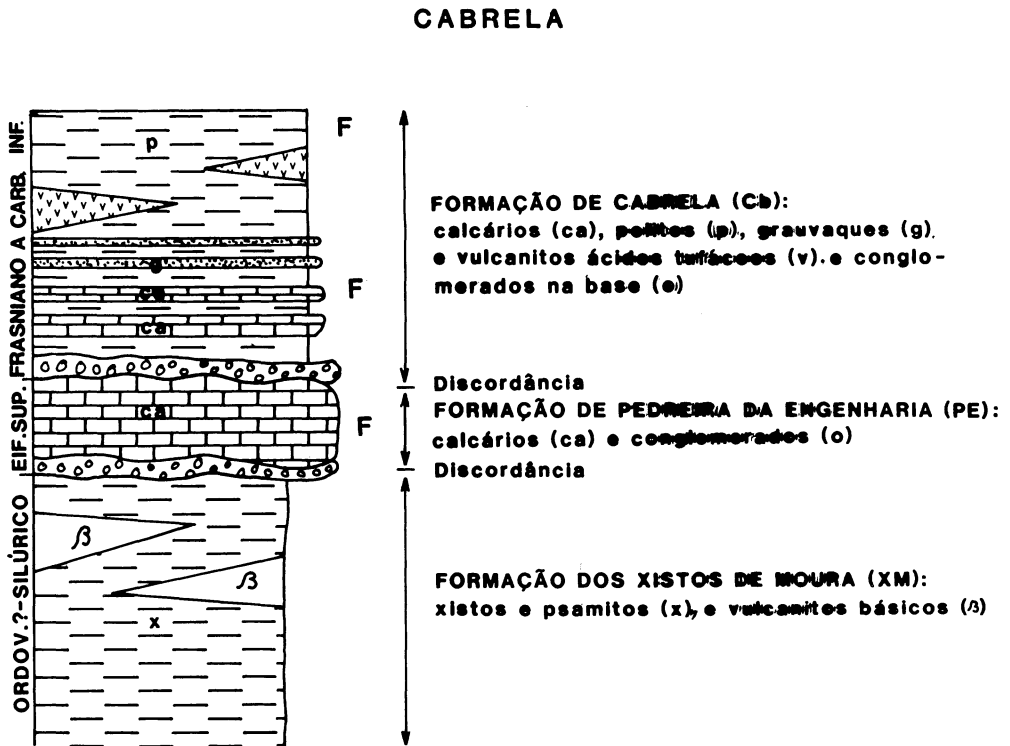


Fig. 8. Sequência estratigráfica do Sinclinal de Cabrela.

### Maciço de Beja

O Maciço de Beja, tal como é aqui considerado (Fig. 2), constitui uma associação de conjuntos plutónicos variados (Gabros de Beja, Gabros e Dioritos de Cuba-Alvito, Pórfiros de Baleizão) e complexos vulcano-sedimentares (Complexo Básico de Odivelas, Complexo da Toca da Moura). O seu limite norte é impreciso, e a sul coincide com o contacto com o Ofiolito de Beja-Acebuches, ou, na ausência deste, com o cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

As relações temporais e espaciais entre os diversos conjuntos plutónicos está ainda mal conhecida, sendo certo que os Gabros de Beja correspondem às intrusões mais antigas (do Carbónico inferior?), e os Pórfiros de Baleizão (e possivelmente os Gabros-Dioritos de Cuba) são do Namuriano.

Os complexos vulcano-sedimentares parecem constituir uma entidade com características tectono-estratigráficas próprias, no contexto do Maciço de Beja, e por isso são aqui individualizados num sub-sector.

Uma vez que a análise das rochas plutónicas está além dos objectivos do presente trabalho, a nossa atenção focar-se-á unicamente sobre as sequências sedimentares ou vulcano-sedimentares.

#### *Sub-sector de Santa Suzana-Odivelas*

A sequência estratigráfica (Fig. 9) inicia-se pelo Complexo Básico de Odivelas (ANDRADE *et al.*, em impressão), que consiste numa sucessão de vulcanitos básicos (basaltos) e intermédios (andesitos, diabases), á que se associam, na parte superior, rochas piroclásticas básicas (tufos, tufitos,

**SANTA SUZANA - ODIVELAS**

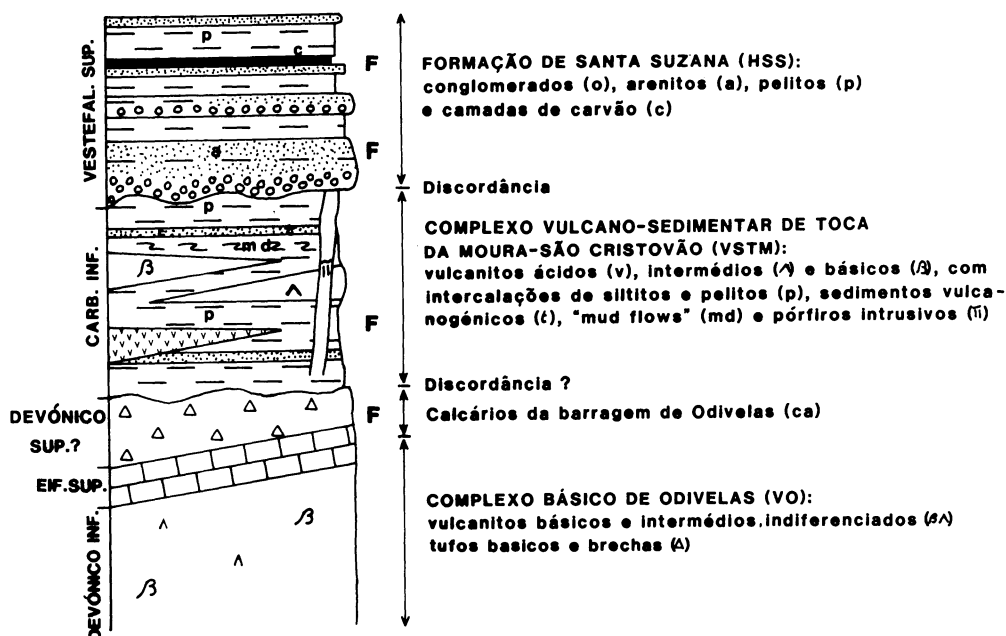


Fig. 9. Sequência estratigráfica do Sub-sector de Santa Suzana-Odivelas.

brechas). No topo da sequência há restos de bancadas de calcários, que forneceram macrofaunas, que sugerem a idade do Devónico médio a superior (CONDE & ANDRADE, 1974). Conodontes recolhidos nos calcários de Barragem de Odivelas, determinados por W. Eder, da Universidade de Göttingen, Alemanha, indicam o Eifeliano superior (zona *Polygnathus Kockelianus*). O vulcanismo intermédio-básico de Odivelas tem características calco-alcalinas orogénicas (SANTOS, 1990).

Na região compreendida entre Santa Suzana, São Cristovão e Torrão, aflora o Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura (GONÇALVEZ, 1984/85). As relações espaciais com a de Odivelas não são claras, já que estão separados pela falha de Torrão.

O Complexo da Toca da Moura é consti-

tuído por alternância de basaltos, andesitos, riolitos, diabases e tufos remobilizados, tendo intercalados níveis de pelitos e siltitos com espessuras métricas a decamétricas também designados por «xistinhos». Tal como o Complexo de Odivelas tem características geoquímicas calco-alcalinas orogénicas (SANTOS *et al.*, 1988).

Na Pedreira de Corte Pereiro (a NE de Santa Suzana) a sequência está bastante bem exposta, embora incompleta. Observam-se bancadas decamétricas de rochas básicas com intercalações de horizontes métricos de pelitos, arenitos finos e tufitos, e níveis remobilizados (com dobras sin-sedimentares e torrentes de lama). Os níveis remobilizados forneceram uma associação de esporos e acritarcos, com idade que se escala desde o Câmbrico até ao Tournaisiano superior (CUNHA, T. *in* ANDRADE *et al.*,

1991). O facto desta associação palinológica se apresentar bem conservada, não apresentando quaisquer sinais de metamorfismos, evidencia que a área de onde provieram os palinóforos não tinha sofrido acções metamórficas durante largo período de tempo, o que levanta alguns problemas de interpretação geodinâmica. Os «xistinhos» intercalados no Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura são muito semelhantes aos que ocorrem na região de Alfundão, onde são considerados discordantes sobre os vulcanitos básicos de Odiveiras (ANDRADE, 1983). Têm também fortes afinidades litológicas com os pelitos superiores da sequência de Cabrela (Fig. 8), onde ocorrem também horizontes remobilizados denunciando escorregamentos gravitacionais. O contexto geológico é, contudo, diferente.

Sobre o Complexo de Toca da Moura dispõem-se, em discordância, os sedimentos continentais da Formação de Santa Suzana, datados do Vestefaliano superior. Esta Formação consiste numa alternância de conglomerados, arcoses e pelitos, tendo intercaladas bancadas de carvão. A espessura é da ordem dos 200 m. Os depósitos de Santa Suzana parecem corresponder, do ponto de vista geológico, a cones aluviais gerados em regime intramontanhoso.

### Ofiolito de Beja-Acebuches

No bordo sul da ZOM, entre Ferreira do Alentejo e Serpa (Portugal), e Aroche e Aracena (Espanha) ocorre uma cintura anfíbolítica (Anfibolitos de Acebuches, BARD, 1977) que evidencia organização interna compatível com uma sequência ofiolítica, nomeadamente metagabros, granulitos e anfibolitos s. l., serpentinitos, complexo de diques e metabasaltos com chertes associados no topo (ANDRADE, 1977; MUNHA *et al.*, 1986, 1990). A análise e discussão desta sequência (designada por Ofiolito de Beja-Acebuches) está para além dos propósitos deste trabalho. Contudo, o ofiolito é

aqui referido por se situar exactamente entre as Zonas de Ossa Morena e Sul Portuguesa (Fig. 2), materializando uma sutura hercínica que terá resultado da colisão oblíqua entre ambas as Zonas (SILVA *et al.*, 1990).

### EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

Como vimos, a idade de várias das unidades litoestratigráficas da ZOM é ainda mal conhecida. Esta situação, bem como o insuficiente conhecimento, que ainda permanece, da estruturação tectónica, dificultam o estabelecimento de correlações laterais entre as sequências dos vários sectores, daí resultando fortes constrangimentos na identificação da posição original dos diversos depocentros. Apesar disso, parece-nos possível delinear, ainda que de modo incompleto, os traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da ZOM.

— Durante o Proterozóico superior evidenciam-se, na parte portuguesa da ZOM, três conjuntos com características próprias, semelhantes em todos os sectores:

- 1.º Um conjunto, correspondente às Formações de Campo Maior (Faixa Blastomilonítica) e de Escoural (Sector Montemor-Ficalho), ambas caracterizadas pelo predomínio de gnaisses (por vezes migmatíticos) e anfibolitos. Na Faixa Blastomilonítica os anfibolitos são, por vezes, eclogíticos, e correspondem a antigos basaltos toleíticos, e os gnaisses parecem ter derivado de rochas vulcânicas ácidas (MATA & MUNHÁ, 1983). Esta associação bimodal indica assim, que estas rochas se terão gerado em regime de «rifting» continental.

Na região de Escoural-Montemor, o estudo do metamorfismo está muito incompleto, mas a sequência litológica tem vários pontos em comum com a da Faixa Blastomilonítica. Estas

semelhanças apontam para que ambas as unidades acima referidas se tenham originado no mesmo tipo de condições geodinâmicas.

2.º Sobre este conjunto metamórfico de alto grau dispõe-se uma série vulcânica bimodal, com vulcanitos ácidos (leptinitos) e anfibolitos a que se associam metarcoses. Na região de Escoural são também conhecidos estes tipos de litologias metamórficas, o que mais uma vez sugere afinidades com o NE Alentejano. O vulcanismo bimodal parece indicar continuação das condições de riftogénese.

3.º Um conjunto litológico comum a todos os sectores (Formações de Mosteiros, Mares e Águas de Peixe), constituído por xistos negros e grauvaques, com intercalações de chertes negros, alguns calcários e anfibolitos. Sobre este conjunto assentam em discordância, por todo o lado, os conglomerados, arcoses e vulcanitos ácidos de base do Câmbrico. Os porfiróides e grauvaques de Formação de Urra, poderão estar também discordantes sobre a Formação de Mosteiros, mas são consideradas ainda do Proterozóico superior (GONÇALVES, 1978).

Em Espanha, sequências litológicas semelhantes às descritas nos pontos anteriores são consideradas pré-orogénicas, e relacionadas com uma fase de «rifting» precursora de construção de uma margem continental passiva (QUESADA, 1990; QUESADA *et al.*, 1990). Em discordância sobre as sucessões anteriores (1.ª fase Orogenia Cadomiana) ocorre um complexo vulcano-sedimentar calco-alcalino o que sugere o desenvolvimento de um arco vulcânico associado a uma zona de subducção (QUESADA, 1990), responsável pelo clímax da Orogenia Cadomiana. O complexo calco-alcalino referido toma várias

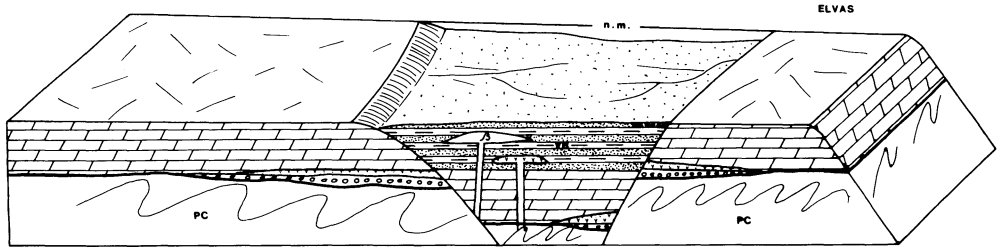
designações locais (Pórfiro de Bodonal, Formação de Malcocinado, vulcanismo de São Jerónimo, etc.), podendo os pórfiros de Formação da Urra, ou eventualmente alguns vulcanitos situados por baixo dos calcários do Câmbrico, representar os seus equivalentes sin-orogénicos em Portugal.

Uma interpretação alternativa à anterior, considera que os conjuntos litológicos referidos nos pontos 1.º, 2.º, e 3.º, representam escamas tectónicas, separadas entre si, por milonitos. Todo o conjunto constituiria enorme prisma acrecionário tectónico, associado à zona de subducção responsável pela Orogenia Cadomiana (ABALOS *et al.*, 1990; ABALOS & EGUILUZ, 1990).

— Durante o Câmbrico inferior instalou-se extensa plataforma carbonatada (localmente dolomítica) em toda a ZOM, consequência de importante transgressão. No Câmbrico inferior alto (Mañariano) iniciou-se a distensão crustal que provocou a ruptura da plataforma, com geração de vários depocentros (LIÑAN, 1984; LIÑAN e QUESADA, 1990). Um destes depocentros constituiu depressão alongada (entre Alter do Chão e Cumbres Mayores), que separou dois domínios paleogeograficamente diferenciados: um a sul, estabilizado, outro a norte, mais diferenciado (Fig. 10). Nas depressões acumularam-se sedimentos terrígenos, localmente turbidíticos, e alguns basaltos toleíticos (Vila Boim, Cumbres Mayores).

No final do Câmbrico inferior (Bilbiliano) deu-se a colmatação desta depressão, o que é sugerido pela existência de arenitos, de espessura decamétrica, no topo dos pelitos e grauvaques. Em Portugal, estes arenitos (Barra Quartzítica) passam lateralmente para NO, a conglomerados. Esta megasequência negativa é assim a expressão de regressão generalizada.

No Câmbrico médio deu-se nova acele-



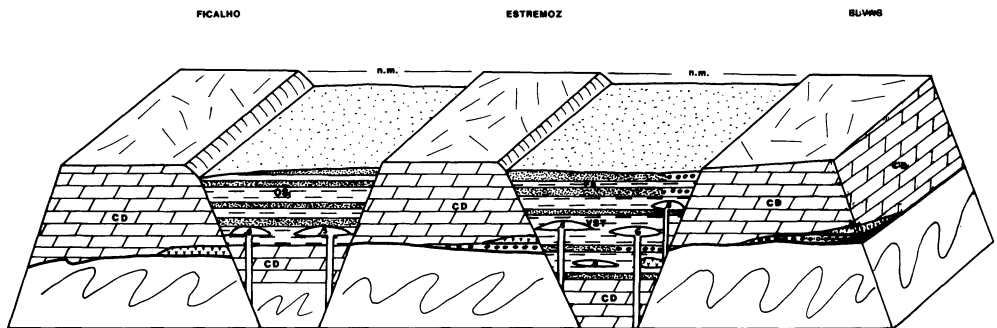
## CÂMBRICO INFERIOR

Fig. 10. Esquema tectono-estratigráfico idealizado da ZOM, durante o Câmbrio inferior.

ração de distensão crustal, iniciando-se novo ciclo transgressivo, com formação de duas bacias largas e profundas em Portugal (Fig. 11), onde se acumularam sedimentos terrígenos (pelitos e grauvaques) alternando com importante conjunto vulcânico, predominantemente básico, com quimismo alcalino franco, e mesmo geração local de rochas peralcalinas extrusivas. Desta distensão terá resultado a rotação e emersão de alguns blocos, o que conduziu à carsificação, acompanhada de silicificação, dos carbonatos (Estremoz, Ficalho). Sobre este complexo vulcano-sedimentar depositou-se novo conjunto terrígeno com arenitos, pelitos e alguns conglomerados na parte superior (Formação de Fatuquedo), o que sugere no-

va regressão. Os xistos e grauvaques da Formação de Ossa, que ocorre no domínio de Estremoz-Barrancos, poderão também ter-se depositado nesta altura. Nos blocos elevados, sobre os carbonatos carsificados ocorre um complexo vulcano-sedimentar, com vulcanismo bimodal e mármores intercalados. A idade deste complexo mantém-se duvidosa, podendo ser equivalente do vulcanismo do Câmbrio médio, do sector de Elvas (?), ou ser já do Ordovícico (OLIVEIRA, 1984), sendo esta última hipótese a adoptada no presente trabalho.

No ZOM não são conhecidos sedimentos datados do Câmbrio superior, facto que tem levado vários autores a sugerirem levantamento generalizado (fase sarda), que não



## CÂMBRICO MÉDIO

Fig. 11. Esquema tectono-estratigráfico da ZOM, durante o Câmbrio médio.

parece, contudo, corresponder a fase orogénica compressiva importante.

— O Ordovícico iniciou-se por nova transgressão, materializada na base, por arenitos ferruginosos e manganésíferos e alguns conglomerados, estes últimos com expressão muito reduzida em Portugal (São Romão). Em todo o Ordovícico a sedimentação é geralmente terrígena e fina, com excepção de alguns bancos areníticos ferruginosos e carbonatados, que ocorrem na parte média alta da sequência (Sinclinais de Valle e Cerron del Hornillo, em Espanha). No sector de Estremoz-Barrancos (Hinojales), sobrepondo-se à sequência terrígena fina, ocorrem arenitos e pelitos de Formação Colorada, os quais parecem indicar sedimentação em ambientes litorais. Neste sector a predominância de sedimentação fina distal nos níveis inferiores, passando gradualmente a sedimentação mais grosseira, com características litorais, sugere nova megasequência negativa associada a tendência geral regressiva, embora haja pequenos ciclos transgressivos nas regiões a sudeste. Ainda neste sector ocorre um conglomerado de espessura métrica, entre a Formação de Colorada e os liditos silúricos, o qual poderá corresponder a um período erosivo (ou alternativamente a sedimentação diamictítica do tipo tilóide?). De salientar que durante o Ordovícico se

instalam rochas peralcalinas intrusivas, no NE Alentejano. Este facto, conjugado com o vulcanismo bimodal de base de sequência (vulcanismo de São Marcos do Campo), indica que a crosta continental continuou em distensão durante o Ordovícico (Fig. 12).

— O Silúrico é caracterizado, em vastas áreas, pela presença de xistos negros ampelitosos e liditos, cuja espessura não ultrapassa os 150 metros. Na região do Anticlinal de Estremoz, os basaltos alcalinos intercalados na série xistenta que envolve o anticlinal, poderão ser de idade silúrica. No Sector de Montemor-Ficalho, os xistos e psamitos da Formação dos Xistos de Moura (ou Cubito) mostram também intercalações de basaltos alcalinos, com «pillow lavas», e metavulcanitos ácidos. A descoberta recente de *Mono-graptus* em liditos intercalados na sequência de Xistos de Moura prova que estes são, pelo menos, de idade silúrica, podendo atingir o Ordovícico. A exemplo de Estremoz, não é ainda seguro que os basaltos alcalinos sejam também do Silúrico. A ser assim, eles indicariam, mais uma vez, que a distensão crustal continuou durante este período. Desta distensão terá resultado a formação de um mar epicontinental (?), a norte com vastas áreas onde se deu a sedimentação em condições euxínicas (Fig. 13). A sul, este mar era possivelmente mais profundo, podendo constituir já o oceano onde se gera-

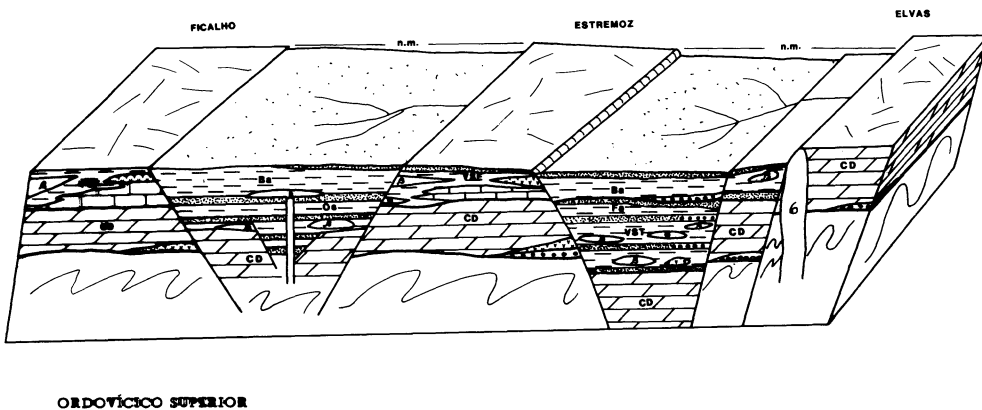
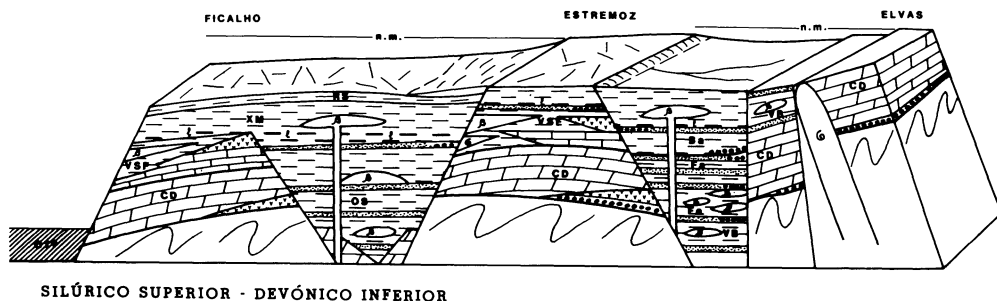


Fig. 12. Esquema tectono-estratigráfico da ZOM, durante o Ordovícico superior.



SILÚRICO SUPERIOR - DEVÓNICO INFERIOR

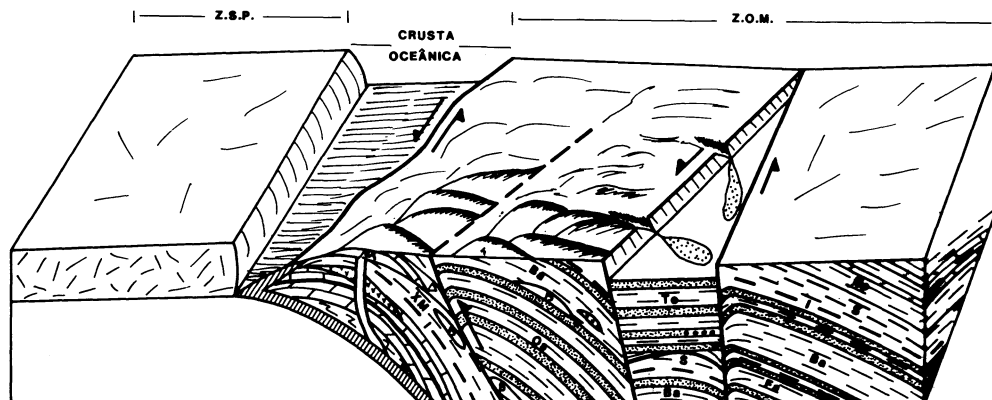
Fig. 13. Esquema tectono-estratigráfico da ZOM, durante o Silúrico superior.

ram os basaltos oceânicos da Formação de Pulo do Lobo, e o Ofiolito de Beja-Acebuches.

— Durante o Devónico inferior continuou a sedimentação fina, com pelitos e intercalações de calcarenitos fossilíferos, que se depositaram em ambientes litorais.

— En toda a ZOM há uma lacuna de sedimentação no Devónico médio, à excepção do sector de Montemor-Ficalho, onde há calcários do Eifeliano superior intercalados na parte superior do Complexo Básico de Odivelas, ou discordantes sobre os Xistos de Moura (Cabrela). Esta discordância indica que durante o Devónico médio se iniciou o levantamento generalizado da ZOM, o

qual terá sido induzido por um primeiro movimento associado à subducção que ocorria a sul, no contacto com a Zona Sul Portuguesa (Fig. 14). Os basaltos, andesitos e tufo de Odivelas poderão corresponder a um arco vulcânico associado àquela subducção. A continuação desta, e conseqüente colisão e obducção terá induzido a migração da onda orogénica para nordeste, o que é confirmado pelas discordâncias sucessivamente mais recentes nesta direcção (Fig. 15). A primeira fase hercínica, com xistossidade associada, teve desenvolvimento diacrónico, mais precoce (Givetiano) a sul (Cabrela, Barrancos), e mais recente (pós-Fameniano a Tournaisiano médio) nas



DEVÓNICO MÉDIO A SUPERIOR

Fig. 14. Esquema tectono-estratigráfico do bordo oeste da ZOM e as suas relações como a Zona Sul Portuguesa, durante o Devónico superior e o Carbónico inferior.



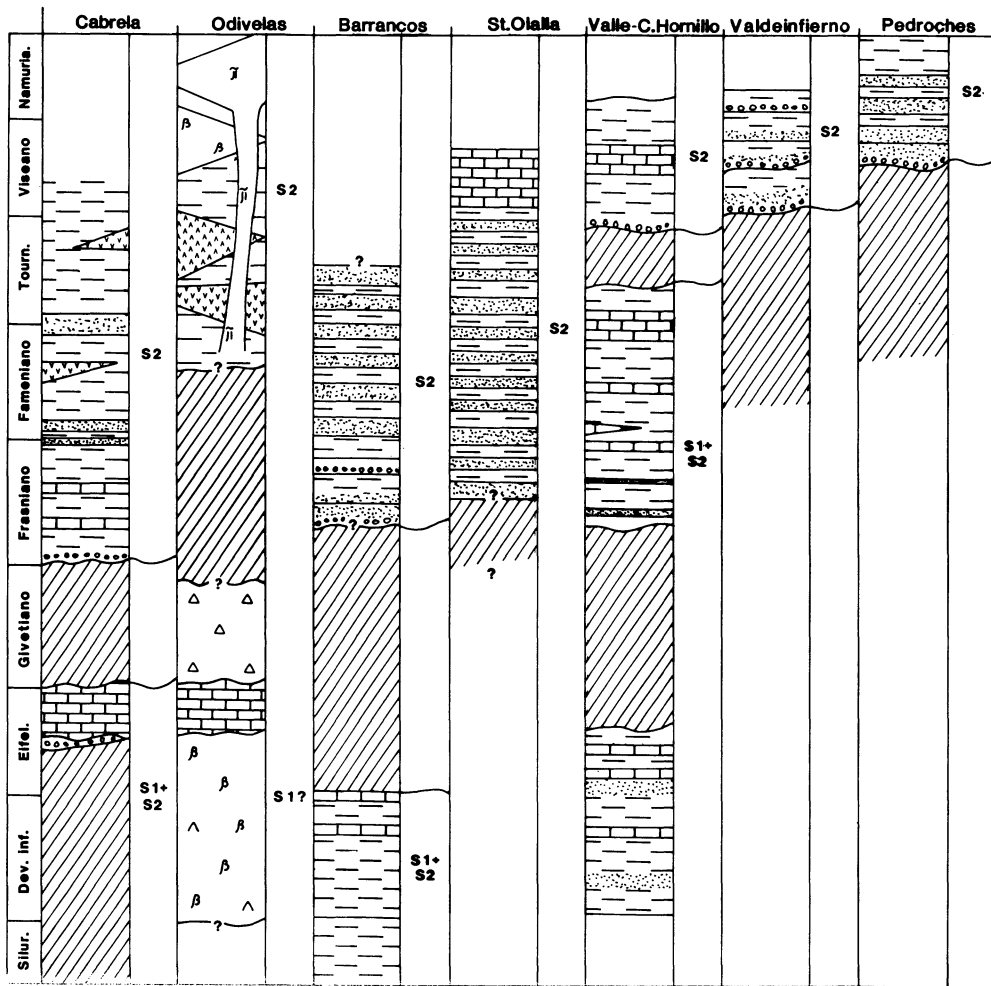


Fig. 15. Sequências estratigráficas, com discordâncias, de áreas seleccionadas da ZOM. Símbolos litológicos iguais aos das Figs. 3 e 5. Os símbolos S1 e S2 representam, respectivamente, as divagens xistentas da 1.ª e 2.ª fases da Orogenia Hercínica.

regiões orientais da ZOM (QUESADA *et al.*, 1990).

— Durante o Carbónico inferior a subducção terá continuado a oeste, tendo gerado o vulcanismo calco-alcalino de Santa Suzana-São Cristovão (SANTOS *et al.*, 1987), com idade do Tournaisiano superior a Viscaeno inferior (CUNHA, T., *in* ANDRADE *et al.*, 1991). Posteriormente, já em regime de subducção intracontinental (?), formaram-se os Pórfiros de Baleizão e os

gabros e dioritos de Cuba-Alvito, durante o Namuriano.

— A bacia devónica superior de Terena-Santa Olalla (marinha) e as bacias carboníferas de Vale de Inferno (fluvio-lacustre), Guadiato (fluvio-marinha), Pedroches (marinha) e Peñarroya-Belmez (fluvio-lacustre) formaram-se acompanhando a progressão da onda orogénica para nordeste, e devem ter-se gerado em regime transtensivo do tipo «pull-apart» (QUESADA, 1990), possi-

velmente induzido pela colisão oblíqua que ocorria a sul (Fig. 14). Nalgumas destas bacias produziu-se vulcanismo bimodal intracontinental (Vila Viçosa-La Coronada, Espanha), o que evidencia a importância de transtensão. Durante o Namuriano a Vestefaliano médio passou-se a regime transpressivo mais ou menos generalizado, responsável pela 2.<sup>a</sup> fase tectónica hercínica com xistosidade associada.

Em regime tardi a pós-orogénico, associado à descompressão do orógeno, formaram-se as bacias intramontanhosas de Santa Suzana (Vestefaliano superior) e Viar (Estefaliano a Autuniano inferior).

Os terrenos precâmbrios da ZOM apresentam nítidas afinidades gondwânicas, tendo sido afectados pela Orogenia Cadomiana (ou Pan-Africana), bem conhecida no Continente Africano. Durante o Paleozóico inferior desenvolveu-se uma margem continental passiva, que terá eventualmente conduzido à formação de um oceano, a sul, como sugerem os basaltos da Formação de Pulo do Lobo. Desconhece-se, contudo, a idade desta oceanização, que poderá ser do Silúrico ou do Devónico inferior.

As sequências sedimentares e as associações faunísticas da ZOM até, pelo menos, ao Devónico inferior, mostram claras afinidades com as do Sul da Europa e do Norte de África. Em contraste existem marcadas diferenças, nestas matérias, em relação à Zona Centro-Ibérica. Esta constatação conduziu a que o conjunto constituído pela Zona de Ossa Morena e a Zona Sul Portuguesa tenha sido considerado como domínio independente (Domínio Sul-Ibérico) com afinidades gondwânicas (ROBARDET, 1976; ROBARDET & GUTIERREZ MARCO, 1990).

A eventual existência de um oceano entre o Domínio Sur Ibérico e a Placa Armoricana (PERROUD *et al.*, 1985), no bordo da qual se situaria a ZCI, tem sido objecto de alguma discussão e controvérsia. Recentemente, a ZOM foi considerada parte integrante da margem sul do Terreno Ibérico,

ele próprio constituído por várias unidades amalgamadas (RIBEIRO *et al.*, 1990). Nesta perspectiva, o Anticlinal de Pulo do Lobo é considerado como um Terreno Exótico Oceânico, e a Zona Sul Portuguesa como um «Terreno Suspeito», os quais estão amalgamados na margem da ZOM.

Enquadrados neste esquema tectono-estratigráfico, os actuais contrastes existentes entre a ZOM e a ZCI poderão ser consequência de justaposição, na margem autóctone do Terreno Ibérico, de bacias sedimentares diferenciadas e originalmente bastante separadas no espaço, o que implica a existência de grandes movimentos transcorrentes ao longo da Faixa Blastomilonítica (BURG *et al.*, 1981).

## CONCLUSÕES

O reconhecimento, na parte portuguesa da Zona de Ossa Morena, de sectores (domínios de Espanha), com características geológicas bem diferenciadas representa passo importante no sentido de uma adequada interpretação geodinâmica.

Em Portugal identificam-se, de norte para sul, os seguintes sectores: Faixa Blastomilonítica, Alter do Chão-Elvas, Estremoz-Barrancos (com diferenciação do Anticlinal de Estremoz), Montemor-Ficalho (com individualização do Sinclinal de Cabrela) e Maciço de Beja (onde se separa o sub-sector de Santa Suzana-Odivelas).

A comparação e correlação das sequências litoestratigráficas destes sectores incluindo os episódios de vulcanismo intercalados, permite delinear, ainda que com algumas incertezas, os traços fundamentais da evolução tectono-estratigráfica da parte portuguesa deste importante segmento do Maciço Hespérico.

O soco proterozóico, com características litológicas semelhantes em vários sectores, foi deformado e metamorfozido durante a Orogenia Cadomiana. Após o arrasamento

desta cadeia orogénica instalou-se extensa plataforma carbonatada que viria a entrar em ruptura a partir do final do Câmbrio inferior. Desta distensão resultam várias bacias sedimentares, que foram sendo preenchidas por sedimentos, predominantemente terrígenos, onde se intercalaram diversos episódios vulcânicos, predominantemente básicos alcalinos, localmente peralcalinos. A sedimentação reflecte a existência de diversos ciclos sedimentares transgressivos-regressivos, no Câmbrio inferior e médio, e no Ordovícico, com a particularidade de haver importante lacuna no Câmbrio superior (fase sarda). No Silúrico as bacias sedimentares marinhas tornaram-se mais euxínicas, com faunas de graptolitos largamente dominantes, podendo ter-se aprofundado pa-

ra sul, onde eventualmente se terá verificado oceanização (?). No Devónico inferior a sedimentação foi mais superficial e arejada, com forte diversificação das faunas.

No Devónico médio deu-se levantamento, mais ou menos generalizado, de toda a ZOM, resultante do desenvolvimento de uma margem activa no seu bordo sul. Da colisão entre a ZOM e a Zona Sul Portuguesa no Devónico superior e Carbónico inferior resultou a formação de várias bacias «pull-apart», sucessivamente mais jovens para nordeste. A reactivação da antiga zona de subducção, agora em regime intracontinental, foi a causa da deformação transpressiva generalizada da ZOM, que ocorreu durante o Namuriano e o Vestefaliano inferior.

## BIBLIOGRAFIA

- ABALOS, B., EGUILUZ, L. (1990). El Corredor Blatomilonítico de Badajoz-Córdoba: um complexo orogénico de subducción/colisión durante la Orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas. *Geogaceta*, 7: 73-77.
- ABALOS, B., EGUILUZ, L., APALATEGUI, O. (1990). Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blatomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7: 71-73.
- ANDRADE, A. S., PINTO, A. F., CONDE, L. (1976). Sur la géologie du Massif de Beja: observations sur la transversal d'Odivelas. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, 60: 171-202.
- ANDRADE, A. S. (1977). The Beja Ophiolitic Complex in Southern Portugal: a preliminary description. *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 84: 49-57.
- ANDRADE, A. S. (1983). Contribution à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives métallogéniques. Tese (Univ. Nancy), 137 pp.
- ANDRADE, A. S., SANTOS, J. F., OLIVEIRA, J. T., CUNHA, T., MUNHÁ, J., GONÇALVES, F. (1991). Excursão ao Complexo de Beja-S. Cristovão. Magmatismo orogénico na transversal Odivelas-Santa Suzana. XI Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Huelva. (Livro-guia das excursões).
- ANDRADE, A. S., CASTRO, P., SANTOS, J. F., MUNHÁ, J. (em impressão). maciço de Beja. In Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 8. Serviços Geológicos de Portugal.
- ARAÚJO, A. (1989). Estrutura de uma geotransversal no Rio Guadiana, entre Moura e Mourão. «Prova de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica». Dep. Geol. Fac. Ciências Lisboa.
- BARD, J. P. (1977). Signification tectonique des mé-tatholeites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 7.º ser., 19 (2): 374-383.
- BOOGARD, M. VAN DER (1972). Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 1. A middle Devonian fauna from near Montemor-o-Novo. *Scripta Geol.*, 13: 1-11.
- BURG, J., IGLESIAS, M., LAURENT, P., MATTE, P., RIBEIRO, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 76: 161-177.
- CARVALHO, D., GOÏNHAS, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A. (1971). Observações sobre a geologia do Sur de Portugal e consequências metalogenéticas. *Est. Not. Trabalhos*, Serv. Fom. Mineiro, 20 (1/2): 153-199.
- CARVALHOSA, A. (1983). Esquema geológico do

- Maciço de Évora. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 201-208.
- CARVALHOSA, A., GONÇALVES, F., OLIVEIRA, V. (1987). Notícia explicativa da folha 36-D, Redondo. Serviços Geológicos de Portugal.
- CHACON, J., DELGADO, M., GARROTE, A. (1974). Sobre la existência de los diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). *Bol. Geol. Min.*, 85 (6): 713-717.
- CHACON, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, J. T. (1983). La estructura de la Zona de Ossa Morena. Geología de España. Tomo I. *Libro Jubilar de J. M. Rios*, IGME, Madrid.
- CONDE, L., ANDRADE, A. S. (1974). Sur la faune Meso et/ou Néodevonnienne des calcaires de Monte das Cortes, Odivelas (Massif de Beja). *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 98: 507-515.
- CUNHA, T., VANGUESTAINE, M. (1988). Acrirarchs of the «Xistos com Phyllocytes». Formation, Barrancos region, SE Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 74: 69-77.
- DALLMEYER, R. D., MARTINEZ-GARCIA, E. (Ed.) (1990). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag.
- DELGADO, J. F. N. (1905). Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. I Precâmbrico e Câmbrico. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 6 (1): 56-122.
- DELGADO, J. F. N. (1908). Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 245 pp.
- DELGADO, M., LIÑAN, E., PASCUAL E., PEREZ, F. (1977). Critérios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Stud. Geol.*, 12: 75-90.
- FLORIDO, P. & QUESADA, C. (1984). Estado actual de los conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 257-277.
- GIL CID, M. D. (1973). Nota preliminar sobre el contenido faunístico y edad del Câmbrico de Zafra e Alconera (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 84 (1): 26-31.
- GIL CID, M. D. (1979). Nuevo yacimiento de trilobites en el Câmbrico inferior de Huelva (Sierra Morena). *Est. Geol.*, 27: 293.
- GONÇALVES, F. (1971). Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Nova Série, 16, 62 pp.
- GONÇALVES, F. (1978). Estado actual do conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *IV Curso de Extensão Universitária Ciências Geológicas*. Fac. Ciênc. Lisboa, 1-23.
- GONÇALVES, F. (1984/85). Contribuição para o conhecimento geológico do Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, XXVI: 263-267.
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. P. (1974). Notícia Explicativa da Folha 36-B, Estremoz. Serviços Geológicos de Portugal.
- GONÇALVES, F. & PALÁCIOS, T. (1984). Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico português, na Zona de Ossa Morena. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, XXV: 225-235.
- GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1986). Alguns aspectos do Precâmbrico da zona de Ossa-Morena em Portugal. O Proterozóico superior de Estremoz. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, XXVII, 111-117.
- GUINDOS, A. J., PASTOR, J. D., APALATEGUI, O. (1990). Mapa e Memória Explicativa de la Hoja n.º 874, Oliva de la Frontera. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. ITGE, Madrid.
- GUTIERREZ-MARCOS, J. (1982). Descubrimiento de nuevos niveles com graptolitos ordovicicos en la Unidad «Pizarras con Didymograptus-Schneider 1933 (provincia de Huelva, SO España). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 68 (2): 241-246.
- GUTIERREZ-MARCOS, J., RABANO, I. & ROBARDET, M. (1984). Estudio biostratigráfico del Ordovícico en el Sinclinal del Valle (Provincia de Sevilla, SO España). *Mem. Not.*, Coimbra, 97: 12-37.
- JAEGGER, H. & ROBARDET, M. (1979). Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Seville (Espagne). *Geobios*, 12 (5): 687-714.
- JULIVERT, M., TRUYOLS, J. & VEGAS, J. (1983). El Devónico en el Macizo-Ibérico. In «Geología de España. Libro Jubilar de J. M. Rios». IGME, I: 265-311.
- LEFORD, J. & RIBEIRO, A. (1980). La faille Porto-Badajoz-Córdoue, est-elle controlé l'évolution de l'océan Paléozoïque Sud-Armoricain? *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 22: 455-462.
- LIÑAN, E. (1984). Introduccion al problema de la paleogeografía del Câmbrico en Ossa-Morena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.
- LIÑAN, E. & PEREJON, A. (1981). El Câmbrico inferior de la Unidad de Alconera, Badajoz, SW de España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Sec. 6), 79: 125-148.
- LIÑAN, E. & FERNANDEZ, J. C. (1984). La Formation Torreárboles y la paleogeografía del limite Precâmbrico-Câmbrico en Ossa-Morena (flanco norte de la alineación Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 315-328.
- LIÑAN, E. & QUESADA, C. (1990). Ossa Morena Zone: 2-Stratigraphy: 2.2. Rift Phase (Cambrian). In «Pre-Mesozoic Geology of Iberia», edited by R. D. Dallmeyer & Martínez-García, Springer-Verlag.
- MATA, J. (1986). Estudo geoquímico de metavulcanitos câmbricos e lamprófiros tardi-hercínicos do Nordeste Alentejano: evidência para a abertura e fecho do prototethys. «Prova de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica», Depart. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1983). Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz Region (South Central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 71: 175-185.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1986). Geochemistry of

- Cambric metavolcanic rocks from the Cordoba-Elvas domains (Ossa Morena Zone). *Maleo*, 2 (13): 27. Abstract.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1986). Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Cordoba Shear Zone). *Maleo*, 2 (13): 28. Abstract.
- METTE, W. (1989). Acrirarchs from Lower Paleozoic rocks of the Western Sierra Morena (SW Spain) and biostratigraphic results. *Geologica et Paleontologica*, Merburg, 53: 1-19.
- MORENO, E. (1987). Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. I-Estratigrafía y facies. *Bol. Geol. Min.*, 98 (3): 295-317.
- OLIVEIRA, V. M. (1984). Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Est. Not. Trab.*, Serv. Fom. Mineiro XXVI (1-4): 103-126.
- OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. (1986). Litoestratigrafia do Anticlinório de Moura-Ficalho (Zona de Ossa Morena). *Maleo*, 2 (13): 13. Abstract.
- PERDIGÃO, J. (1967). Estudos geológicos na Pedreira de Mestre André (Barrancos). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 52.
- PERDIGÃO, J. (1973). O Devónico de Barrancos (Paleontologia e Estratigrafia). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 56: 33-52.
- PERDIGÃO, J., OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A. (1982). Notícia Explicativa da Folha 44-B, Barrancos. Serviços Geológicos de Portugal.
- PEREJON, A. (1973). Contribución al conocimiento de los Arqueociatos de los yacimientos de Alconera (Badajoz). *Estud. Geol.*, 29 (2): 179-206.
- PEREJON, A. (1984). Biostratigrafia de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Iberica*, 9: 213-265.
- PERROUD, H., VAN DER VOO & BOHOMET, N. (1984). Palaeozoic evolution of the Devonian plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12: 579-582.
- PIÇARRA, J. M. (1991). Descoberta de graptólitos silúricos em líditos da Formação dos «Xistos de Moura», Maciço de Évora-Beja: Implicações tectono-estratigráficas». XI Reunião sobre a «Geologia do Oeste Peninsular», Huelva. Resumos, 34-35.
- QUESADA, C. (1983). El Carbonífero de Sierra Morena. In «Carbonífero y Pérmico de España», Martínez, C. (Coord.). IGME, 243-278.
- QUESADA, C. (1990). Birth, life and death of late Paleozoic basin related to sinistral transpression along the Badajoz-Cordoba Shear Zone (SW Iberia). 6<sup>th</sup> Meet. Europ. Geol. Societies. Abstract.
- QUESADA, C. (1990). Ossa Morena Zone: An Introduction. In «Pre-Mesozoic Geology of Iberia» edited by R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García, Springer-Verlag, 248-251.
- QUESADA, C. (1990). Precambrian succession in SW Iberia: their relationship to «Cadomian» orogenic events. In «D'Lemos, R. S.; Strachan, M. A., Tooley, C. G. (ed.), 1990. The Cadomian Orogeny». *Geological Society Special Publication*, 51: 353-362.
- QUESADA, C. (1991). Significado geodinámico del límite entre las Zonas Ossa-Morena e Sul-Portuguesa. Introducción a la Excursion. Libro guía de la excursion. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva.
- QUESADA, C., APALATEGUI, O., EGUILUZ, L., LIÑAN, E. & PALÁCIOS, T. (1990). Ossa Morena Zone: 2-Stratigraphy: 2.1.-Precambrian. In «Pre-Mesozoic Geology of Iberia», edited by R. D. Dallmeyer & E. Martínez-García, Springer-Verlag.
- QUESADA, C., ROBARDET, M. & GABALDO, V. (1990). Ossa Morena Zone: 2.Stratigraphy. 2.4.Syn-Orogenic Phase (Upper Devonian-Carboniferous-lower Permian). In «Pre Mesozoic Geology of Iberia», edited by R. D. Dallmeyer & E. Martínez-García, Springer-Verlag.
- RIBEIRO, A. (1983). Guia das excursões do bordo Sudoeste da Zona de Ossa Morena. Relações entre as formações do Devónico superior e o Maciço de Évora, na região de Cabrela (Vendas Novas). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 267-269.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In «Pre-Mesozoic Geology of Iberia», edited by R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García, Springer-Verlag, 397-410.
- ROBARDET, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le Nord de la Province de Séville, Espagne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D283. 991-1.002.
- ROBARDET, M. (1981). Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. In Hambrey and W. Harland (ed.). *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press. 585-589.
- ROBARDET, M. & GUTIERREZ-MARCO, J. (1990). Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula, during Lower Palaeozoic times. In «Pre-Mesozoic Geology of Iberia» edited by R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García, Springer-Verlag.
- SANTOS, J. E. (1990). Petrologia do sector occidental da unidade de Odivelas (Maciço de Beja). Dissertação APEC, Universidade de Aveiro.
- SANTOS, J. F., MATA, J., GONÇALVES, F. & MUNHÁ, J. (1987). Contribuição para conhecimento geológico-petroológico da região de Santa Suzana: o Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 73 (1/2): 2.948.
- TEIXEIRA, C. (1951). Notas sobre a geologia da região de Barrancos, e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, XXXII.
- TEIXEIRA, C. (1952). La faune Cambrienne de Vila Boim au Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10 (1-3). 169-188.

- TRUYOLS, J. & JULIVERT, M. (1983). El Silúrico en El Macizo Ibérico. *In* «Geología de España, Tomo I. Libro Jubilar de J. M. Rios». IGME, 246-265.
- ZAMARREÑO, I. (1977). Early Cambrian Algal Carbonates in Southern Spain. *In* Flugel (ed.): Fossil Algae. Springer-Verlag.
- ZAMARREÑO, I. (1983). El Cámbrico en El Macizo Ibérico. *In* «Geología de España. Tomo I. Libro Jubilar de J. M. Rios», IGME, 117-191.
- ZAMARREÑO, I. & DEBRENNE, F. (1977). Sédimentologie et biologie des constructions organogénés du Cambrien inférieur du Sud de l'Espagne. *Mem. BRGM*, 89: 49-61.

*Recibido, 15-2-91*  
*Aceptado, 16-6-91*