

AS REGIÕES CENTRAL E SUL DA ZONA DE OSSA-MORENA

A. Araújo⁽¹⁾, J. Piçarra Almeida⁽²⁾, J. Borrego⁽³⁾, J. Pedro⁽⁴⁾, T. Oliveira⁽²⁾

⁽¹⁾ Dep. Geociências da Univ. Évora e Centro de Geofísica de Évora.

⁽²⁾ INETI

⁽³⁾ Centro de Geofísica de Évora.

⁽⁴⁾ Dep. Geociências, Univ. Évora, Centro de Geologia de Lisboa.

aaaraujo@uevora.pt, jose.picarra@ineti.pt, jose.borrego@clix.pt, jpedro@uevora.pt, tomas.oliveira@ineti.pt



Este capítulo aborda a geologia da maior parte a Zona de Ossa-Morena (ZOM), dedicando-se aos sectores onde afloram maioritariamente sequências sedimentares e vulcano-sedimentares. Não são aqui abordados o sector mais nordeste, referido no ponto anterior, nem os sectores correspondentes aos Maciços de Évora e de Beja. As sequências ofiolíticas que afloram na parte mais meridional da ZOM e o metamorfismo de alta pressão que ocorre nas suas proximidades serão igualmente abordados em capítulo independente. As rochas magmáticas intrusivas que ocorrem dispersas por toda a área, também não são objecto do presente estudo. A região encontra-se assim limitada a norte pelo Cavalgamento de Alter do Chão (Oliveira *et al.*, 1991), e estende-se até à região de Serpa, junto ao limite sul da ZOM (fig.1).

1 ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia da Zona de Ossa Morena (ZOM) tem sido tradicionalmente apresentada em termos de zonas e sub-zonas (Carvalho *et al.*, 1971) ou domínios tectono-estratigráficos (Chacón *et al.*, 1974; Delgado *et al.*, 1977; Apalategui *et al.*, 1990). Mais recentemente foi introduzido o conceito de sector, que visa a melhor compreensão dos vários depocentros, independentemente dos seus limites geográficos coincidirem ou não com acidentes tectónicos importantes (Oliveira *et al.*, 1991; fig. 2). A distribuição das unidades dos vários sectores consta no Quadro I.

O sinclinal de Cabrela, do sector de Ficalho-Montemor, e o Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, do sub-sector de Santa Susana-Odivelas, são tratados em capítulo separado, neste volume.

SECTOR DE ALTER DO CHÃO-ELVAS

Este sector (fig. 2) corresponde aos domínios de Córdova-Elvas, segundo Chacón *et al.* (1983), e Elvas-Cumbres Mayores, de Apalategui *et al.* (1990). O limite nordeste é feito com a Faixa

Blastomilonítica, através do cavalgamento de Alter do Chão. Quanto ao limite sul, com o sector de Estremoz-Barrancos, há várias interpretações no que respeita à sua natureza. Segundo a interpretação clássica, coincide com o designado carreamento da Juromenha que sublinha o contacto entre as unidades câmbricas do sector de Alter do Chão-Elvas e os materiais “silúricos” do sector de Estremoz-Barrancos (Gonçalves, 1971; Ribeiro *et al.*, 1979; Araújo *et al.*, 1994). O reconhecimento de que muitos dos ditos materiais “silúricos” são litologicamente semelhantes aos da Formação dos Xistos de Barrancos, de idade ordovícica, e a presença de um nível de conglomerados e quartzitos com impregnações de óxidos de Fe e Mn no contacto entre os materiais câmbricos e os ordovícicos levou a admitir-se que este contacto é sublinhado por uma discordância (Oliveira, 1984; Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000). A existência do manto de carreamento foi também questionada por Silva (1997) que sugere antes uma estrutura tectónica do tipo cavalgamento. A sequência estratigráfica do sector, esquematizada na figura 2, apresenta um conjunto de unidades escalonadas entre o Neo-Proterozóico e o Câmbrico médio?

A sucessão inicia-se, de baixo para cima, pela Formação de Mosteiros, constituída por xistos negros e grauvaques, com intercalações de chertes negros, os quais forneceram fósseis de acritarcas do Neo-Proterozóico (Vendeano) (Gonçalves & Palacios, 1984).

Discordante sobre a Formação de Mosteiros ocorre uma sucessão constituída por conglomerados, arcoses e passagens de vulcanitos ácidos (Alter do Chão), com espessura variável, de alguns metros a várias dezenas de metros. Nos conglomerados há clastos do soco proterozóico, em geral estirados e, nalguns casos, designadamente nos chertes negros, evidenciando uma foliação anterior dobrada comprovando a existência de deformação gerada durante a orogenia Cadomiana, antecâmbrica (Pereira & Silva, 1997). No prolongamento desta unidade para sudeste, já em Espanha, estas litologias estão integradas na Formação Torreárboles, atribuída ao Cordubiano

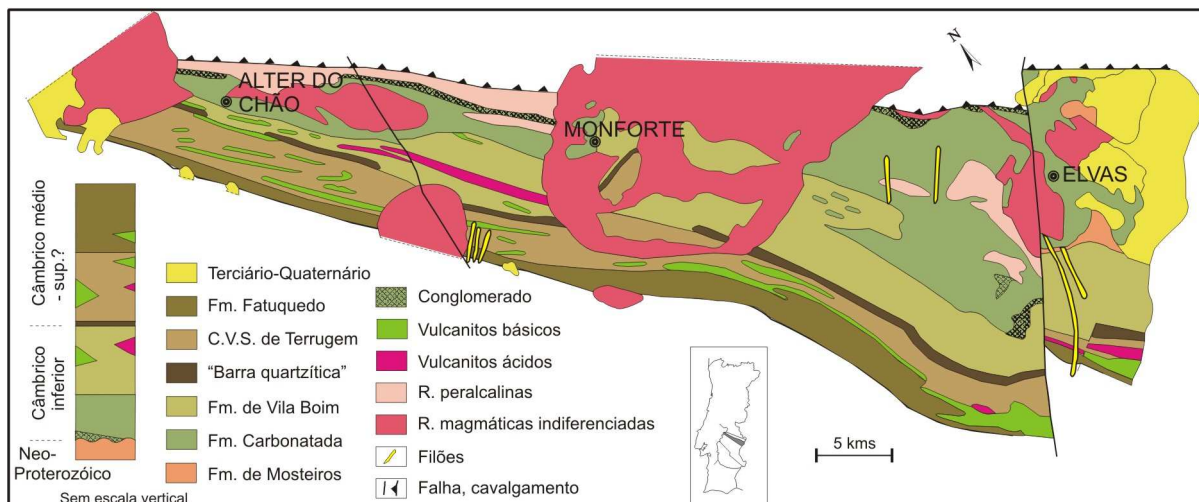


Fig. 2– Geologia do sector de Alter do Chão-Elvas (adaptado de SGP, 1992)

uma bacia. Esta foi sendo preenchida por sedimentos siliciclásticos até à sua colmatação, sublinhada pelos arenitos e conglomerados da “Barra Quartzítica”, que ocorreu no final do Câmbrico inferior. Os níveis inferiores da unidade forneceram fósseis de trilobites e braquiópodes, entre outros grupos, (Delgado, 1904; Teixeira, 1951) da parte alta do Câmbrico inferior (Marianiano).

Sobre a Barra Quartzítica depositou-se, em concordância, a possante (2000m) seqüência do Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem, constituída por xistos e arenitos grauvaçóides, e intercalações de vulcanitos félsicos, basaltos alcalinos espilitizados com lavas em almofada, e ainda rochas peralcalinas extrusivas (Monte Safoeiro). Desconhece-se a idade deste complexo por, sobre ele, não existir qualquer dado de natureza cronoestratigráfica. Tradicionalmente é-lhe atribuída a idade de Câmbrico médio, admitindo-se que seja equivalente da parte inferior das Camadas de Playon, que ocorrem na região de Badajoz, onde foram identificados braquiópodes, trilobites e acritarcas do Câmbrico médio (Liñán *et al*, 2004). A génese deste complexo está relacionada com a continuação da distensão crustal e o advento de nova transgressão marinha após a regressão que culminou com a Barra Quartzítica.

A sucessão estratigráfica deste sector termina com uma alternância de xistos cinzentos, psamitos e grauvaques, com intercalações de microconglomerados, considerada equivalente à da Formação de Fatuquedo, que ocorre na região de Barrancos (ver adiante). No topo desta sucessão, e fazendo a passagem para a Formação de Barrancos, há conglomerados que lateralmente passam a um nível quartzítico impregnado de óxidos de Fe e Mn, considerado, como se disse anteriormente, marcador da discordância Câmbrico-Ordovícico (Oliveira, 1984; Oliveira *et al*, 1991). A Formação de Fatuquedo também não forneceu quaisquer fósseis, nem sobre ela existe qualquer outro dado cronoestratigráfico, em Portugal. É considerada equivalente lateral da parte superior da Camadas de Playon

(Liñán *et al*, 2004) sendo também correlacionada com a Formação de Umbria-Pipeta, que ocorre na região de Encinasola, em Espanha, onde foram identificadas acritarcas do Câmbrico Médio (Mette, 1989). Em termos paleogeográficos, a Formação de Fatuquedo parece sublinhar o declínio da transgressão iniciada com o Complexo de Terrugem, que irá terminar numa regressão generalizada, com exposição aérea responsável pela ausência de materiais do Câmbrico Superior e pelos quartzitos e conglomerados da base do Ordovícico.

SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS

Este sector corresponde à parte portuguesa do domínio de Barrancos-Hinojales de Apalategui *et al*, (1990). Os limites nordeste e sudoeste fazem-se respectivamente com os sectores de Alter do Chão-Elvas, já descrito anteriormente, e Montemor-Ficalho, este através do carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995). Neste sector individualizam-se as antiformas de Estremoz e Ferrarias (A e B da fig. 3) e as estruturas do Complexo Ígneo de Barrancos (C da fig. 3), por apresentarem particularidades na estratigrafia relativamente à sucessão tipo, pelo que são tratados à parte da “Sequência Geral”.

SEQUÊNCIA GERAL

A sucessão tipo deste sector (fig. 4, log) está bem definida na região de Barrancos (fig. 4), na qual se individualiza uma estrutura geológica principal, o sinclinal de Terena, que se alonga para noroeste, por cerca de 120 km de comprimento, até Estremoz (D, fig. 3), e para sudeste até à região de Aracena, em Espanha. O reconhecimento desta sucessão na parte mais noroeste do sector, concretamente em torno do antiforma de Estremoz, tem vindo a ser gradualmente efectuado com base em correlações litológicas (Oliveira, 1984; SGP, 1992; Piçarra, 2000). Este facto introduz limitações no que respeita ao controlo

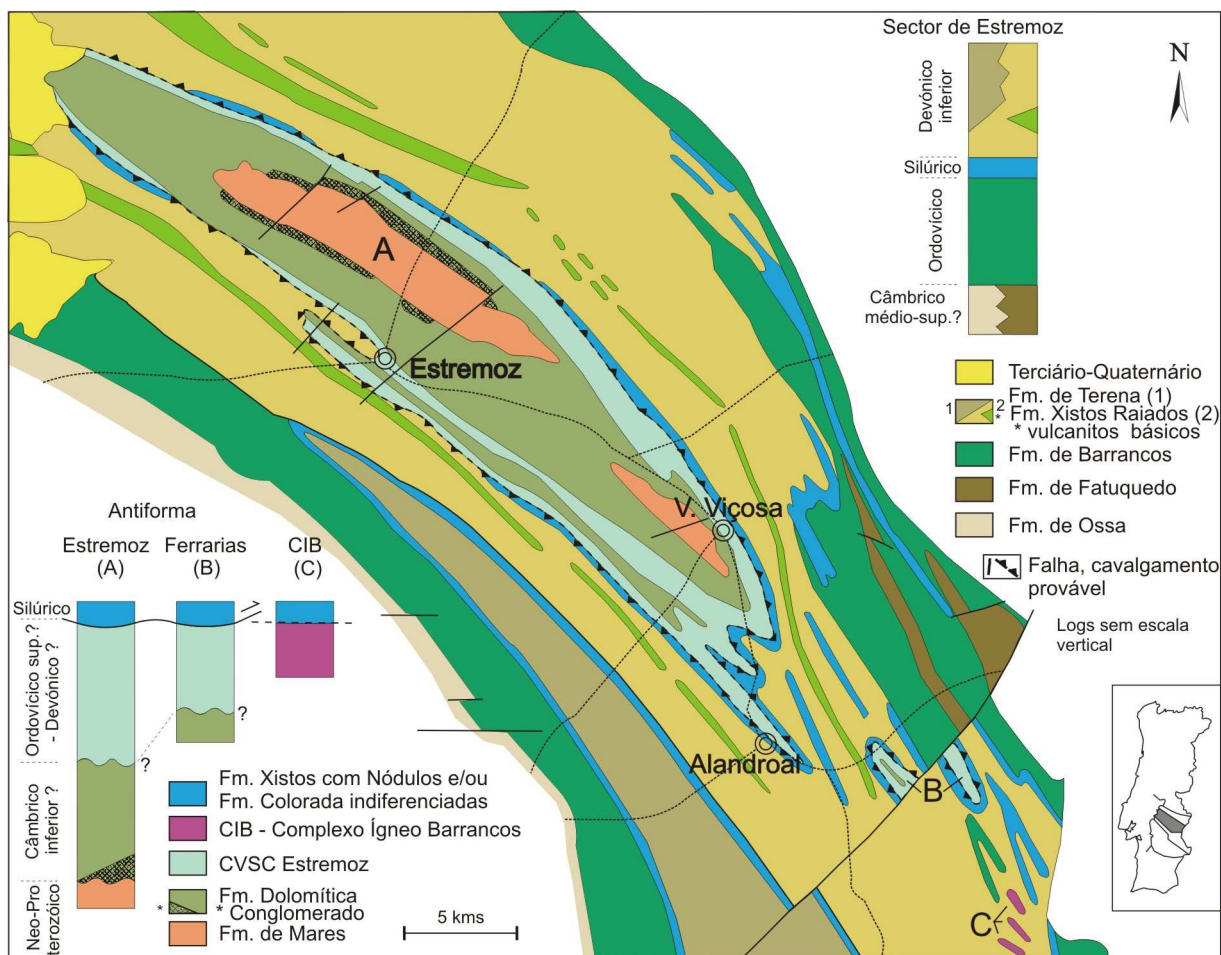


Fig. 3– Geologia da área de Estremoz do sector de Estremoz-Barrancos. A, antiforma de Estremoz; B, antiforma de Ferrarias, C, Complexo Ígneo de Barrancos.

cronoestratigráfico da maioria das unidades aqui identificadas.

A unidade mais antiga deste sector é a Formação de Ossa (Carvalhosa *et al*, 1987), que integra xistos e psamitos esverdeados, micáceos, e que lateralmente (noroeste de Barrancos) e para o topo é mais rica em grauvaques, com espessura incerta, seguramente superior a 1000 metros. Nos seus níveis inferiores ocorrem vulcanitos básicos (basaltos alcalinos; Carvalho, 1987; L. Ribeiro *et al*, 1992a), denominados vulgarmente por “vulcanitos de Santo Aleixo da Restauração”. Esta unidade ocupa larga faixa no flanco ocidental da sinclinal de Terena, desde Barrancos até à região de Avis. As suas características litológicas e posição estrutural sugerem equivalência com a Formação de Fatuquedo, diferenciada na parte mais oriental da região de Barrancos, mas integrada no sector de Alter do Chão-Elvas.

No flanco leste da antiforma de Estremoz, no núcleo de dois anticlinais secundários, situados a nordeste de Alandroal (fig. 3), afloram xistos e arenitos cinzentos-escuros e esverdeados, muito micáceos, com intercalações de grauvaques

e quartzitos. A topo da sucessão existe um nível com quartzitos, fortemente impregnado com óxidos de Fe e Mn e cerca de 50 cm de espessura máxima, que apresenta características litológicas muito semelhantes aos quartzitos do contacto com o sector de Alter do Chão. Sobre este nível dispõem-se xistos cinzentos e esverdeados atribuídos à Formação de Barrancos. Estes dados sugerem que esta sucessão seja correlacionada com a Formação de Fatuquedo e, por extensão, com a Formação da Ossa (Piçarra, 2000)

Segue-se a Formação de Barrancos (Perdigão *et al*, 1982), constituída por espesso (> 1000 m?) conjunto de xistos cinzentos escuros, esverdeados e roxos, que na parte superior se torna mais rico em psamitos esverdeados, por vezes ricos em icnofósseis. Esta variedade litológica, presente nas regiões de Barrancos e Mourão, motivou posteriormente a sua separação em duas unidades distintas, a Formação de Barrancos e a Formação dos Xistos com *Phyllocytes* (Oliveira, coordenador, 1992; Piçarra *et al*, 1992b), seguindo a terminologia usada por Delgado (1908), que as apresentou como “membros”. Na

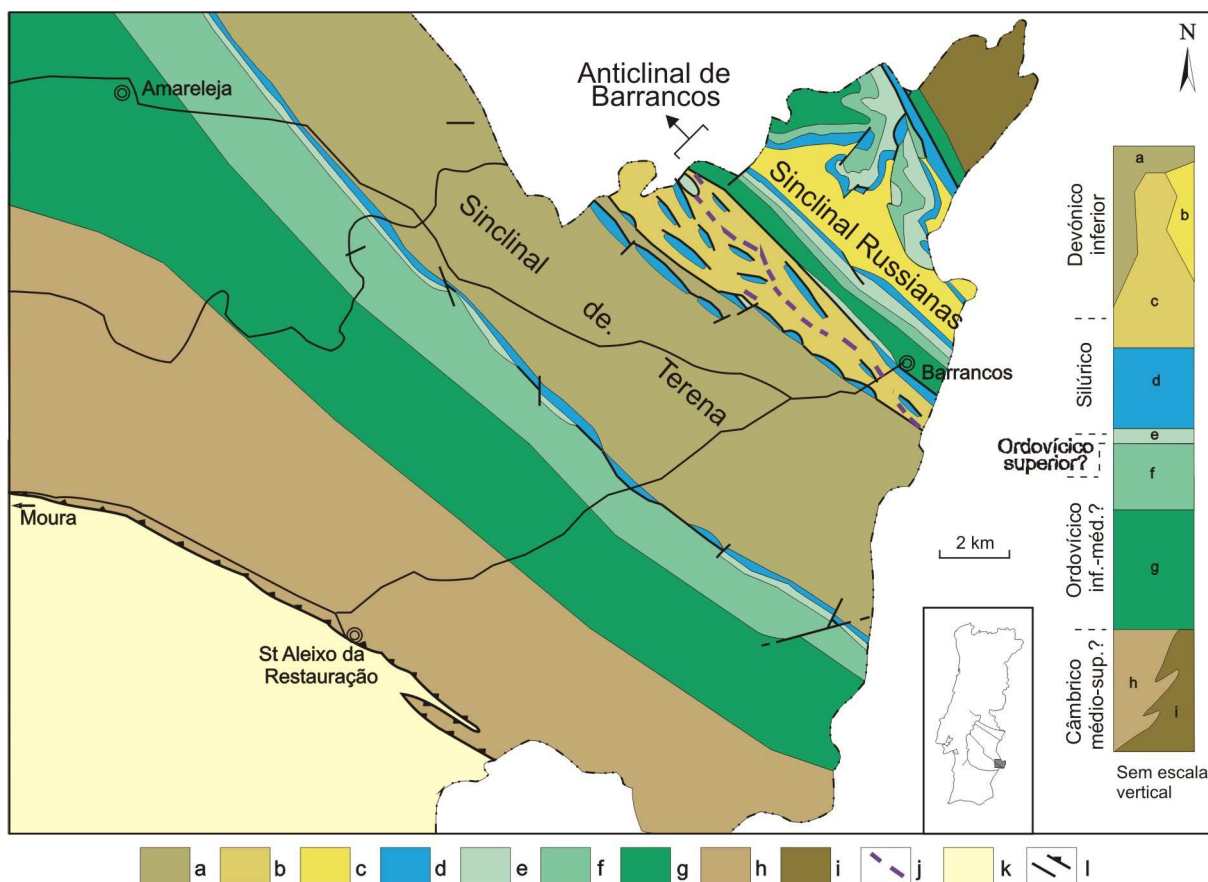


Fig. 4 – Geologia da área de Barrancos do sector de Estremoz-Barrancos. a, Fm. de Terena; b, Fm. dos Xistos Raiados; c, Fm. do Monte das Russianas; d, Fm. dos Xistos com Nódulos; e, Fm. de Colorada; f, Fm. dos Xistos com *Phyllocytes*; g, Fm. de Barrancos; h, Fm. de Ossa; i, Fm. de Fatuquedo; j, Complexo Ígneo de Barrancos; k, Sector de Montemor-Ficalho; l, falha, carreamento de Sto. Aleixo da Restauração.

restante área do sector, embora ocorram importantes variações de espessura relativamente à região de Barrancos, trabalhos de cartografia geológica ainda em curso têm levado ao reconhecimento desta segunda unidade em áreas em que anteriormente não estava reconhecida (Borrego, *in prep.*). Na área de Estremoz, uma sequência xistenta equivalente à da Formação de Barrancos está bem individualizada no flanco ocidental do sinclinal de Terena e nas áreas mais a nordeste do sector (fig. 3), onde foi denominada Formação de Nave-Vara (Oliveira, 1984).

A Formação de Barrancos apresenta vestígios de icnofósseis (*Nereites*, *Myrianites*, *Palaeochorda* e *Chondrites?*, Delgado, 1908) e restos de esponjas inclassificáveis (Rigby *et al*, 1997), sem valor cronoestratigráfico. A idade da Formação de Barrancos ainda não está precisada, mas considera-se seguramente anterior ao Arenigiano, uma vez que foram identificadas associações fossilíferas desta idade nos Xistos com *Phyllocytes*, suprajacentes.

Na parte inferior da Formação de Barrancos, no flanco ocidental do sinclinal de Terena, aflora o Complexo Vulcânico de São Marcos do Campo, constituído predominantemente por rochas máficas, mas com passagens de vulcanitos ácidos (Araújo, 1989), que apresentam assinatura geoquímica do tipo

orogénico (Mata *et al*, 1993). Esta assinatura levanta problemas de interpretação geodinâmica, posto que não são conhecidos episódios orogénicos com esta idade, na ZOM. A este vulcanismo vêm associados xistos do tipo “borra de vinho”, muito semelhantes aos que estão intercalados na unidade e com expressão regional em ambos os flancos do sinclinal de Terena até à falha da Messejana. Admite-se que as fácies “borra de vinho” estejam associadas a ambientes oxidantes, de algum modo relacionadas com o vulcanismo de São Marcos do Campo.

No flanco ocidental do sinclinal de Terena, a Formação de Barrancos passa gradualmente à Formação da Ossa, não se vislumbrando a existência de qualquer tipo de descontinuidade entre as duas unidades. Contudo, como vimos anteriormente, no flanco leste do Anticlinal de Estremoz, entre esta unidade e a Formação de Fatuquedo, considerada equivalente lateral da Formação da Ossa, há quartzitos impregnados com óxidos de Fe e de Mn, que são interpretados como marcadores da discordância câmbrico-ordovícica. Este facto poderá significar que a bacia sedimentar onde se depositou a Formação de Barrancos se aprofundava para sul (actuais coordenadas), inferência esta que é suportada pelas associações de icnofósseis, comuns em águas profundas.

A sedimentação terrígena continua através da Formação dos Xistos com *Phyllodocites*, representada por uma alternância de xistos e psamitos esverdeados e arroxeados, finamente laminados, cuja fracção arenosa vai aumentando para o topo da unidade. A característica principal da Formação dos Xistos com *Phyllodocites* é a abundância de icnofósseis (Delgado, 1908, 1910). Uma revisão preliminar deste material reconheceu a existência dos icnogêneros *Nereites*, *Phyllodocites*, *Dictyodora*, *Lophoctenium*, *Chondrites*, *Oldhamia*, *Zoophycos*, *Palaeophycus*, *Gordia*, *Didymaulichnus* e *Diplichnites* (Piçarra, 2000).

Há ainda a assinalar os graptólitos *Expansograptus sparsus* e *E. hirundo*, da Biozona de *Expansograptus hirundo* do Arenigiano superior, encontrados na Pedreira de Mestre André, a NE de Barrancos (Gutiérrez-Marco, 1982, revisão de material de Delgado/1908 e de Perdigoão/1967). Além destes fósseis foram também determinadas as espécies de acritarcas, *Aureotesta clathrata*, *Coryphidium bohemicum*, *C. minutum*, *Frankea sartbernardensis*, *Goniosphaeridium dentatum* e *Striatotheca quieta*, do intervalo Arenigiano-Lanviriano, recolhidas na parte superior da unidade, no flanco ocidental do Sinclinal de Terena, a oeste de Barrancos (Cunha & Vanguetaine, 1988). No que respeita às condições do meio em que se depositou a formação, os icnogêneros continuam a indicar sedimentação profunda que para a parte superior da unidade se torna mais superficial, o que é sugerido pela presença do graptólito *Expansograptus hirundo*, cujo biótipo pelágico se situa entre os 150 e os 200 metros.

Suprajacente à Formação dos Xistos com *Phyllodocites* ocorre a Formação de Colorada, constituída por alternâncias de xistos, quartzitos, arenitos impuros micáceos, com espessura variável entre poucos metros, como acontece na região de Estremoz, e cerca de 200 m, a norte de Barrancos. Esta variação na espessura é comum em ambientes sedimentares associados a meios litorais. Na região de Barrancos, além destas litologias ocorrem níveis conglomeráticos pouco espessos e os quartzitos evidenciam estruturas sedimentares, tais como figuras de carga, pseudo-nódulos, estratificação entrecruzada, “slumps” e prováveis estruturas monticuladas “hummocky”. São também frequentes icnofósseis, a maioria deles inclassificáveis, tendo contudo sido possível identificar pistas do tipo *Skolihtos*, *Palaeophycus* e *Planolites* e pistas em estrela. Da área de Monsaraz, referem-se os icnofósseis *Cruziana* (*C. goldfussi* ou *C. furcifera*), *Daedalus* [“*D. cf. Halli*” (Rouault)] e *Arthropycus?* isp (Perdigoão, 1965). Na região de Estremoz, a sua diferenciação como unidade litoestratigráfica só ocorreu muito recentemente (Formação do Vale da Ursa de Oliveira, 1984; Piçarra, 2000).

Quanto à idade, a Formação de Colorada foi sempre considerada, pela maioria dos autores, do Ordovícico superior e até com possibilidade de atingir já o Silúrico inferior (Perdigoão *et al*, 1982). Recentemente, esta última idade foi confirmada para os seus níveis quartzíticos superiores que se intercalam com xistos negros datados com graptólitos da base do Silúrico inferior (Piçarra *et al*, 1995). A restante parte da formação atinge possivelmente o Ordovícico superior. Aparentemente, há

passagem gradual com as litologias da Formação dos Xistos com *Phyllodocites* subjacente, sendo difícil estabelecer o limite entre as duas unidades, que se faz numa zona de transição de poucas dezenas de metros, caracterizada por xistos e psamitos micáceos. A ausência de dados cronoestratigráficos não permite tirar qualquer conclusão quanto à natureza deste limite.

Os primeiros xistos negros intercalados no topo da Formação de Colorada indiciam já alteração no ambiente sedimentar marinho, que se torna gradualmente euxínico e impeditivo de vida bentónica, mas propício ao estabelecimento, nos níveis superficiais, de organismos planctónicos, como os graptólitos. Nestas condições ambientais iniciou-se a deposição da Formação dos Xistos com Nódulos (= “Shistes à nodules avec Graptolites et Cardiola interrupta” de Delgado, 1908), com predominância de liditos na base, a que sucedem xistos negros carbonosos, com raros nódulos siliciosos. Esta formação, com espessura estimada de 30-40 m, está largamente representada na região de Barrancos (fig 4), tendo sido objecto de numerosos trabalhos, a maioria deles de natureza paleontológica (Delgado, 1908; Romariz, 1962; Perdigoão *et al*, 1982; Oliveira *et al*, 1991; Gutiérrez-Marco *et al*, 1996; Rigby *et al*, 1997; Piçarra *et al*, 1992a, 1995, 1998a; Piçarra, 2000). O reconhecimento de várias associações de graptólitos, definindo 17 biozonas (Quadro II), permite datar a Formação dos Xistos com Nódulos do Silúrico, concretamente do intervalo Rhuddaniano -início do Ludfordiano. Os seus primeiros 40 cm, com uma alternância de finos leitões de liditos e xistos negros, são da Biozona de *Parakidograptus acuminatus* do Rhuddaniano (Piçarra *et al*, 1995). Esta biozona é definida pelas formas *Parakidograptus acuminatus*, *Cystograptus ancestralis*, *Normalograptus trifiliis*, *Normalograptus angustus*, *Normalograptus medius* e *Neodiplograptus lanceolatus*, determinadas numa secção da ribeira de Murtega, a sudeste do castelo de Noudar (Barrancos). Segue-se uma sequência predominantemente lidítica, com associações de graptólitos das biozonas de *Cystograptus vesiculosus* e *Coronograptus cyphus* do Rhuddaniano e *Demirastrites triangulatus* e *Lituigraptus convolutus* do Aeroniano. A restante parte da formação é constituída por xistos negros carbonosos, normalmente alterados para branco, nos quais se identificaram graptólitos do intervalo entre a Biozona *Rastrites linnaei* do Telychiano e a Biozona de *Saetograptus leintwardinensis* do Ludfordiano, além de esponjas da classe Hexactinellida, concretamente *Protospongia iberica* n. sp., *Diagonella* sp. e *Gabelia?* sp. (Rigby *et al*, 1997). Esta parte da sucessão silúrica está bem exposta na trincheira do Km 102.15 da estrada Santo Aleixo da Restauração-Barrancos (flanco oriental do sinclinal de Terena). Nesta secção ocorre um nível de cor amarela, de 12 cm de espessura, que marca o Evento Lundgreni de extinção dos graptólitos (Gutiérrez-Marco *et al*, 1996), e que também existe no sinclinal del Valle, na parte espanhola da ZOM, mas com uma espessura de 2 m (Gutiérrez-Marco *et al*, 1996). A Formação dos Xistos com Nódulos tem aliás muitos pontos em comum com a sequência espanhola, nomeadamente na litologia da sua parte inferior e média, na espessura e nas associações de graptólitos.

Quadro II

Biozonas de Graptólitos do Silúrico definidas na região de Barrancos (a vermelho) (adaptado de Piçarra, 2000)

	Série	Andar	Graptólitos Biozonas de Koren <i>et al.</i> 1995		
SILÚRICO	Pridolí		transgrediens		
			bouceki		
			lochkovensis	branikensis	
			ultimus	parultimus	
	Ludlow	Ludfordiano		formosus	
				kozlowskii	bohemicus tenuis
				leintwardinensis	
		Gorstiano		scanicus	
				nilssoni	
	Wenlock	Homeriano		ludensis	
				deubeli	praedeubeli
				parvus-nassa	
		Sheinwoodiano		lundgreni	
				perneri	rigidus
				belophorus	riccartonensis
				murchisoni	centrifugus
				insectus	lapworthi
				spiralis	
				crenulata	griestoniensis
	crispus	turriculatus			
	Llandoverly	Telychiano		guerichi (linnaei)	
				sedgwickii	
				convolutus	
				argenteus	
				pectinatus	triangulatus
		Aeroniano		cyphus	
				vesiculosus	
acuminatus					
Rhuddaniano					

Na flanco leste do antiforma de Estremoz, na área entre Alandroal e Juromenha, aflora uma sequência litologicamente semelhante à Formação dos Xistos com Nódulos (fig. 3), que foi designada por Formação de Mociços ou Formação da Charneca, (Oliveira, 1984). Na área do Redondo esta sequência tomou a designação de Formação das Hortinhas (Carvalhosa *et al.*, 1987). Na maioria dos locais, a sucessão litológica aparece incompleta, sendo mais frequente que apenas a parte inferior esteja representada, muitas vezes em afloramentos lenticulares, o que é atribuído à forte deformação tectónica hercínica que afecta todos os seus materiais. Também o seu conteúdo faunístico, em termos de graptólitos, é mais limitado, tendo sido apenas reconhecidas formas do Rhuddaniano, Aeroniano (Biozona de *Lituigraptus convolutus*), Telychiano (Biozona de *Oktavites spiralis*) e do Wenlock (Biozona de *Cyrtograptus lundgreni*).

No final do Silúrico, houve novamente modificações na bacia sedimentar, com a entrada de mais oxigénio e a presença

de águas mais superficiais, começando os xistos negros a passar gradualmente a alternâncias de xistos e psamitos cinzentos escuros, que constituem já a base da Formação dos Xistos Raiados (Perdigão *et al.*, 1982). Era o começo de uma evolução tectono-sedimentar diferenciada, que se iria acentuar a partir do início do Devónico inferior. É na região de Barrancos que esta diferenciação está mais bem expressa através das formações dos Xistos Raiados, Monte das Russianas e Terena, em grande parte contemporâneas mas com diferenças litológicas bem marcadas. Estas unidades que estiveram, até muito recentemente, escalonadas entre o Silúrico superior e o Devónico superior/Carbónico (Oliveira *et al.*, 1991, com referências anteriores), têm sido, nos últimos anos, objecto de precisão cronoestratigráfica.

A primeira dezena de metros de xistos e psamitos da Formação dos Xistos Raiados forneceu associações de graptólitos das Biozonas de *Bohemograptus bohemicus tenuis* e *Neocucullograptus kozlowskii* do Ludlow e das Biozonas de *Neocolonograptus parultimus* – *Neocolonograptus ultimus* e *Monograptus bouceki* do Pridolí (Piçarra *et al.*, 1998), constituindo os últimos materiais do período Silúrico. Este tipo de sedimentos, com graptólitos da Biozona de *Monograptus uniformis* do Lochkoviano (Piçarra, 1998a), continua ainda no início do Devónico, passando depois a apresentar intercalações de quartzitos impuros. Há também clastos de lidito da Formação dos Xistos com Nódulos dispersos nos níveis superiores da Formação dos Xistos Raiados, sugerindo escorregamentos gravitacionais contemporâneos da sedimentação (Piçarra *et al.*, 1998b). Nas partes média e superior da formação foram identificadas associações de esporos do Devónico inferior, características da Biozona *Verrucosisporites polygonalis* - *Dictyotriletes emsiensis* (PE) do Pragiano e as espécies *Camarozonotriletes* sp., *Dictyotriletes canadiensis* e *D. subgranifer* da parte superior desta biozona, correspondendo ao limite Pragiano-Emsiano (Pereira, 1997; Pereira *et al.*, 1999) (Quadro III).

Em contemporaneidade com esta sedimentação, nas áreas mais a leste da região de Barrancos, depositava-se uma sucessão de pelitos cinzentos escuros, siltitos e calcarenitos finos intercalados (Formação do Monte das Russianas, Perdigão *et al.*, 1982), com espessura não superior a 100-150 m. Exceptuando os calcarenitos, as restantes litologias são semelhantes às da Formação dos Xistos Raiados, sendo por vezes bastante difícil ou até impossível a separação das duas unidades. O conteúdo faunístico da Formação do Monte das Russianas é bastante variado, com braquiópodes, trilobites, lamelibrânquios, coraliários, briozoários e crinóides (Delgado, 1908; Perdigão, 1972-73), considerado pelo segundo destes autores do Pragiano e do Emsiano. Estas idades foram recentemente confirmadas com esporos da Biozona *Verrucosisporites polygonalis* - *Dictyotriletes emsiensis* (PE) do Pragiano (Pereira, 1997; Pereira *et al.*, 1999) (Quadro III) e com faunas de crinóides, braquiópodes e coraliários do Praguiano e Emsiano inferior (Le Menn *et al.*, 2002).

Quadro III

Distribuição das espécies de esporos pelas unidades devónicas da região de Barrancos (adaptado de Pereira, Z. *et al*, 1999)

SILÚRICO		DEVÓNICO											
LUDLOV	PRID	LOWER DEVONIAN											
GORST	LUD	LOCHKOVIANO					PRAGUIANO				EMSIANO		
LP	TS	MN			BZ	PE			AS	DE		Biozonas Richardson & McGregor, 1986	
		MN			BZ	PoW			AB	FD	AP	Biozonas Streeel <i>et al.</i> , 1967	
		N	R	M	Si	G	Z	E	Po	W	Pa	Su	Espécies de Esporos
													<i>Ambitisporites avitus</i> <i>A. tripapillatus</i> <i>Retusotriletes warringtonii</i> <i>R. triangulatus</i> <i>R. ocellatus</i> <i>Archaeozonotriletes chulus</i> <i>Archaeozonotriletes sp.</i> <i>Retusotriletes abundo</i> <i>Emphanisporites protophanus</i> <i>E. multicostatus</i> <i>E. neglectus</i> <i>Emphanisporites micromatus</i> <i>Apiculiretusispora plicata</i> <i>Cymbosporites proteus</i> <i>Brochotriletes foveolatus</i> <i>Amicosporites streeelii</i> <i>Dictyotriletes emsiensis</i> <i>E. rotatus</i> <i>Verrucosisporites polygonalis?</i> <i>Brochotriletes hudsonii</i> <i>Apiculiretusispora arenorugosa</i> <i>Camptozonotriletes caperatus</i> <i>Dictyotriletes subgraniifer</i> <i>D. canadiensis</i> <i>Camarozonotriletes sp.</i> <i>Dictyotriletes gorgoneus</i> <i>Emphanisporites annulatus</i> <i>Dibolisporites echinaceus</i> <i>Dibolisporites sp.</i> <i>Apiculiretusispora brandtii</i> <i>Apiculatasporites microconus</i> <i>Apiculiretusispora gaspiensis</i> <i>Grandispora sp.</i>
FM. TERENA											UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		
FM. RUSSIANAS													
FM. "XISTOS RAIADOS"													

No início do Devónico, ao mesmo tempo que a sedimentação detrítica mais fina da Formação dos Xistos Raiados e da Formação de Russianas se estava a depositar, iniciava-se a deposição da sequência turbidítica da Formação de Terena, constituída por alternâncias de xistos e grauvaques, com alguns níveis de conglomerados intercalados. Uma particularidade desta unidade reside na ocorrência de olistólitos no seu seio, em grande parte constituídos por calhaus e blocos com restos das unidades silúrico-devónicas acima descritas, com predominância de liditos da Formação dos Xistos com Nódulos. A idade da Formação de Terena foi sempre objecto de alguma controvérsia. Primeiramente considerada do Devónico inferior por Delgado (1908) e Teixeira (1951), este com base em

restos de vegetais fósseis, foi posteriormente atribuída ao Carbónico inferior (Schermerhorn, 1971) e ao Devónico superior (Ribeiro *et al*, 1979; Perdigão *et al*, 1982), nestes últimos casos atribuindo-lhe um carácter sin-orogénico e uma posição discordante sobre as unidades subjacentes, já deformadas. A idade de Devónico inferior da Formação de Terena foi confirmada com graptólitos da Biozona de *Monograptus hercynicus* do Lochkoviano (Piçarra, 1997), identificados na base, e esporos do Lochkoviano e das Biozonas *Verrucosisporites polygonalis* - *Dictyotriletes emsiensis* (PE) e *Emphanisporites annulatus* - *Camptozonotriletes sextantii* (AS), respectivamente do Praguiano e do Emsiano (Pereira *et al*, 1999) (Quadro III), em toda a extensão da sucessão litológica.

Os dados bioestratigráficos actualmente existentes e as características sedimentológicas das três unidades sugerem que, no Devónico inferior terá existido uma plataforma argilo-carbonatada distal, com pequenos montículos recifais nas zonas mais internas, que a ocidente (coordenadas actuais) se diferenciou numa depressão profunda onde se depositou espessa (> 500m) sucessão de sedimentos turbidíticos. Esta diferenciação foi marcada por instabilidade crustal que conduziu a escorregamentos gravitacionais, como mostram os olistolitos intercalados nas formações de Xistos Raiados e de Terena. A sedimentação turbidítica é mais grosseira do lado ocidental da depressão, onde ocorrem conglomerados com calhaus de lidito, quartzo e xisto. O facto de na margem ocidental não estar representada a Formações de Russianas, nem os níveis superiores da Formação dos Xistos Raiados, indica forte erosão (ou não deposição) nesta margem, enquanto que na margem oriental continuava a sedimentação na plataforma argilo-carbonatada. Tudo isto sugere a existência de um bloco crustal levantado na margem ocidental e, conseqüentemente, forma assimétrica para a depressão alongada NO-SE

Nas áreas mais a nordeste do sector de Estremoz-Barrancos não está ainda bem conhecida a evolução sedimentar no final do Silúrico e no Devónico, por ausência de dados cronoestratigráficos, não sendo certo ter existido um modelo evolutivo semelhante ao da região de Barrancos. Todavia, no envolvente das antiformas de Estremoz e Ferrarias e no flanco oriental do sinclinal de Terena (fig. 3), há uma sequência xisto-quartzítica, na qual se intercalam vulcanitos básicos, alguns deles considerados basaltos alcalinos (Mata & Munhá, 1985), que, tradicionalmente atribuída ao Silúrico (Gonçalves & Assunção, 1970; Perdigão & Assunção, 1971; Gonçalves & Coelho, 1974; Perdigão, 1976), é provavelmente de idade Silúrico superior-Devónico inferior, correlacionando-se com a Formação dos Xistos Raiados (SGP, 1992; Piçarra, 2000). Esta sucessão é denominada Formação de Charneca e Formação de Veiros, na região de Alandroal-Juromenha (Oliveira, 1984).

ANTIFORMAS DE ESTREMOZ E FERRARIAS E COMPLEXO ÍGNEO DE BARRANCOS

Estas estruturas têm a particularidade comum de apresentarem rochas carbonatadas com vulcanismo ácido e básico associado e de se disporem alinhadas segundo a direcção SE-NO, desde Barrancos até Estremoz, passando pela região espanhola de Villanueva del Fresno. Neste capítulo descreve-se a estratigrafia da antiforma de Estremoz (A, fig. 3), por ser a mais completa de todas elas, não deixando de assinalar possíveis correlações com os materiais da antiforma de Ferrarias (B, fig. 3) e do Complexo Ígneo de Barrancos (C, fig. 3).

A sequência estratigráfica da antiforma de Estremoz foi inicialmente estabelecida com o recurso a correlações com a sequência do sector de Alter do Chão-Elvas, mantendo-se ainda presente esse paralelismo, para várias das unidades. A sucessão inicia-se com xistos negros e grauvaques da Formação de Mares, nos quais se intercalam chertes negros. Esta unidade basal dispõe-se segundo duas manchas na zona

axial da estrutura, sendo considerada do Neo-Proterozóico por correlação com a Formação de Mosteiros do Nordeste Alentejano. Segue-se, discordante, um membro vulcanoclástico constituído por conglomerados, arcoses e vulcanitos ácidos, considerado equivalente estratigráfico da "Série Clástica" do Câmbrico de Elvas (Gonçalves, 1971) ou das "rochas de natureza arcósica, com níveis conglomeráticos na base, passando a alternâncias de arenitos e argilitos" do Câmbrico de Ouguela (Pereira & Silva, 1997), por sua vez equivalentes da Formação Torreárboles, em Espanha. Este membro é considerado, pela generalidade dos autores, como possível marcador de uma discordância do Câmbrico inferior sobre o soco proterozóico.

Sobre este membro vulcanoclástico assenta, discordante, a Formação Dolomítica, constituída por calcários dolomíticos com vários níveis siliciosos intercalados, estes com maior desenvolvimento para o topo da unidade, tendo sido interpretados como marcadores de uma lacuna correspondente ao Câmbrico médio e superior, durante a qual se terá dado a carsificação e silicificação dos dolomitos (Oliveira, 1984).

Na antiforma de Ferrarias, os termos mais basais constituem estreita faixa de calcários dolomíticos, que se correlacionam com os da Formação Dolomítica da antiforma de Estremoz (Formação de Ferrarias; V. Oliveira, 1984).

A idade da Formação Dolomítica permanece incerta devido à ausência de qualquer dado cronoestratigráfico, mas tem sido considerada do Câmbrico inferior (Gonçalves & Coelho, 1974; Carvalhosa *et al*, 1987; Oliveira *et al*, 1991), por correlação com a Formação Carbonatada da região de Elvas. Os calcários dolomíticos da antiforma de Ferrarias, também sem qualquer dado cronológico, foram considerados do Silúrico por Perdigão (1976), tendo posteriormente sido atribuídos ao Câmbrico inferior (V. Oliveira, 1984; Piçarra & Le Menn, 1994).

Em aparente concordância sobre a formação anterior dispõe-se o Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado de Estremoz (CVSCE), constituído por mármore e calcoxistos com intercalações de metavulcanitos ácidos e básicos. Os mármore apresentam numerosos indícios de carsificação, com as cavidades, por vezes de dimensões decamétricas, preenchidas por xistos escuros. Os vulcanitos ocupam mais o topo da sucessão, predominando os básicos em relação aos de natureza ácida. Os primeiros apresentam composição química variável entre basaltos alcalinos e traquiandesitos (Mata & Munhá, 1985). Quanto às rochas felsicas, ocorrem em faixas de menor dimensão junto à terminação periclinal sudeste da antiforma, a norte de Alandroal, e junto a Estremoz, estas últimas consideradas como peralcalinas (Coelho & Gonçalves, 1970). A geoquímica destas rochas indica carácter subalcalino (Mata & Munhá, 1985). Sobre o CVSCE ocorrem quartzitos impuros, considerados equivalentes aos da Formação de Colorada, da região de Barrancos, e sobre eles liditos e xistos negros que forneceram graptólitos da Biozona de *Lituigraptus convolutus*, da parte média do Silúrico inferior (Piçarra, 2000)

Na antiforma de Ferrarias há mármore com intercalações de metavulcanitos intermédio-ácidos e básicos, designados localmente por Formação de Saboeiros (V. Oliveira, 1984), e

que se correlacionam com os do CVSCE (Oliveira, 1984; SGP, 1992; Piçarra, 2000). Lopes (2003), não defende esta correlação, invocando características sedimentares distintas e diferentes espessuras entre os dois conjuntos carbonatados. Os mármore apresentam níveis brechóides que sugerem remobilização durante a sedimentação.

A idade dos carbonatos da antifforma de Ferrarias e, por extensão, da antifforma de Estremoz, tem sido objecto de alguma discussão. Tradicionalmente considerados do Câmbrio inferior (Gonçalves *et al*, 1974), foram posteriormente assinalados ao Ordovícico (Oliveira, 1984; Carvalhosa *et al*, 1987) e até ao Silúrico (Perdigão, 1976). A descoberta de artigos de crinóides de idade não inferior ao Ordovícico médio (Piçarra & Le Menn, 1994) e, mais recentemente, de elementos conodontais com possível idade de Silúrico superior- Devónico, como *Ozorkodina?* sp. e *Oulodus?* sp. (Sarmiento *et al*, 2000), levantou a possibilidade de que, pelo menos os níveis mais altos dos mármore, onde se identificou o material fossilífero, e os níveis correlativos na estrutura de Estremoz, possam ter idade compreendida algures entre o Silúrico superior e o Devónico. Esta conclusão implica a existência de uma grande discordância entre os calcários dolomíticos e os mármore suprajacentes ou, em alternativa, coloca os carbonatos com várias idades, entre o Câmbrio inferior e o Devónico. Esta sugestão, devido às implicações geológicas que contem, merece alguns comentários, à laia de explicação alternativa.

Como vimos antes, os mármore de Estremoz e de Ferrarias, apresentam fortes indícios de carsificação, cuja idade não é possível precisar, mas será seguramente paleozóica, face à transformação dos sedimentos que preencheram as cavidades em xistos metamórficos, actualmente intercalados nos mármore. Por outro lado, são conhecidos vários casos na literatura, segundo os quais carbonatos carsificados podem conter no seu interior microfósseis mais recentes, introduzidos nos vazios provocados pela carsificação. Nestas circunstâncias, a idade dos microfósseis não reflecte a idade da unidade encaixante, mais antiga. Os restos conodontais encontrados nos calcários de Ferrarias, e noutros locais da ZOM (ver adiante) poderão estar nestas circunstâncias. Os restos conodontais, a terem sido infiltrados nos mármore, implicam exposição sub-aérea destes até ao Devónico (?). Isto implica que os quartzitos e os lilitos silúricos suprajacentes ao CVSCE estejam numa posição estratigráfica alóctone, tendo sido carreados para a sua posição actual durante a primeira fase da orogenia Varisca.

Por último, o Complexo Ígneo de Barrancos (C, fig. 3; fig. 4) corresponde a um conjunto formado por rochas vulcânicas ácidas e básicas e a brechas eruptivas, sem deformação tectónica, a que se associam carbonatos recristalizados e afectados por xistosidade. A instalação das rochas vulcânicas é considerada como tendo ocorrido no Carbónico superior, associada a uma tectónica distensiva dos finais da orogenia Varisca (Perdigão *et al*, 1982; V. Oliveira, 1984). A sua disposição transversal relativamente à orientação das estruturas principais e a forma lenticular dos seus afloramentos à escala cartográfica, sugere estarem relacionadas com uma possível zona de cisalhamento (contudo não claramente identificada em

Portugal), opinião esta também seguida em Espanha, neste caso associada à falha de Serra de Herrera-Serra de las Contiendas (ITGE, 1994).

Este complexo foi citado pela primeira vez por Delgado (1908), sob a designação de “Calcários e Diabases”, que considerou os carbonatos como equivalentes aos calcarenitos do Devónico inferior da Formação do Monte das Russianas, opinião partilhada por outros autores (Perdigão *et al*, 1982), excepto Perdigão (1970) que os considera do Caradociano. Piçarra (2000), citando a ocorrência de crinóides em três jazidas de calcários, uma a sudeste de Alandroal e as outras duas na região de Barrancos, admite equivalência estratigráfica entre os calcários deste complexo e, pelo menos, parte da sequência de “mármore” das estruturas de Estremoz e Ferrarias (fig. 3).

SECTOR DE MONTEMOR-FICALHO

Este sector corresponde parcialmente às áreas portuguesas dos domínios Évora-Aracena, segundo Chacón *et al*, (1983), e Beja-Aracena, de Apalategui *et al*, (1990).

O limite norte é feito com o sector de Estremoz-Barrancos, através do carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995).

O limite sul faz-se com o Maciço de Beja e com as antifformas de Serpa e Viana do Alentejo, não sendo marcado por nenhum acidente tectónico visível.

Neste sector individualizam-se as estruturas antifformais de Ficalho-Moura (fig. 5), Portel, Serpa, S. Brissos, Alvito-Viana do Alentejo e Escoural, e ainda o sub-sector de Santa Susana-Cabrela, este último tratado em artigo separado neste volume (ver Complexos vulcano-sedimentares de Toca da Moura e Cabrela). Todas estas estruturas têm traços comuns na sua estratigrafia, mas também particularidades próprias, incluindo aqui a natureza dos respectivos envolventes. É uma situação análoga à anteriormente descrita para o sector de Estremoz-Barrancos, mas em que a deformação tectónica das unidades é muito mais acentuada e o metamorfismo chega a atingir a “fácies eclogítica”.

A sucessão estratigráfica deste sector foi inicialmente elaborada com o recurso a correlações com as sucessões da Faixa Blastomilonítica e dos sectores de Alter do Chão-Elvas e Estremoz-Barrancos, sendo a versão mais recente a apresentada por (Oliveira *et al*, 1991) que é aqui actualizada e apresentada segundo duas sequências distintas (fig. 5), uma para as estruturas antifformais e a outra para restante área do sector, aqui denominada “Xistos de Moura” ou Complexo Filonítico de Moura.

ANTIFORMA DE FICALHO-MOURA E ESTRUTURAS CORRELATIVAS

A sucessão estratigráfica inicia-se por um conjunto pouco metamórfico, com xistos negros, chertes e grauvaques (Formação de Águas de Peixe, nas antifformas de Ficalho-Moura, Portel e Alvito-Viana do Alentejo) ou apresentando mais elevado grau de metamorfismo, com micaxistos, gnaisses, metavulcanitos ácidos e anfíbolitos (Formação de Escoural, nas

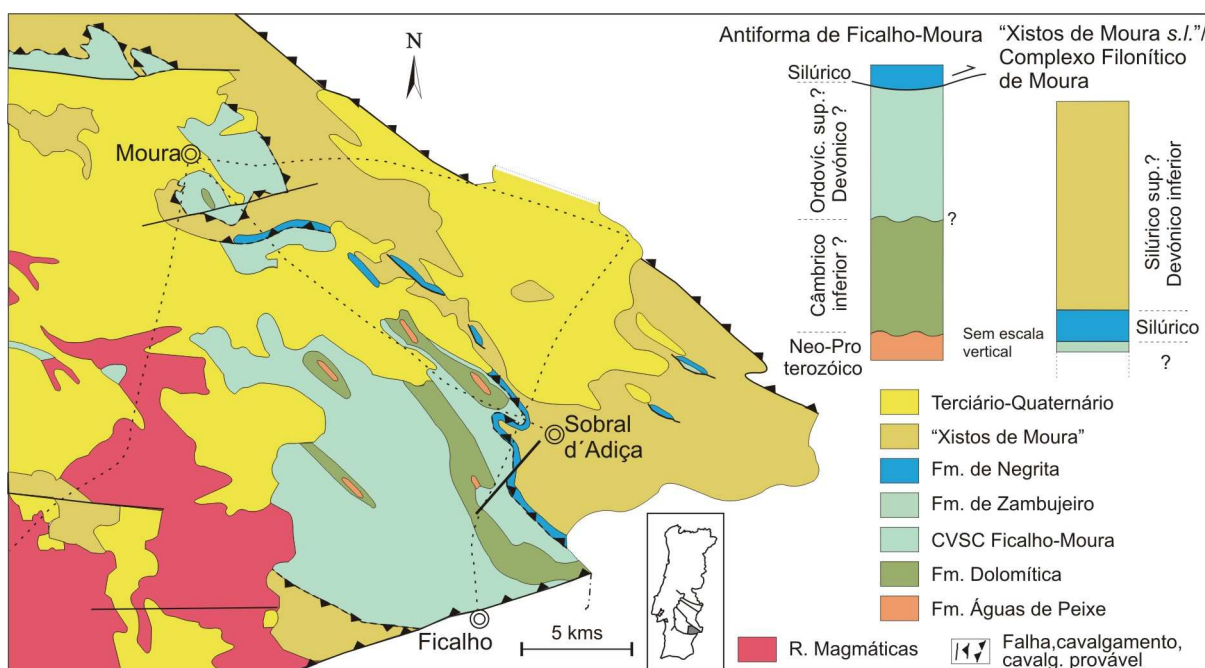


Fig. 5- Geologia da área de Ficalho-Moura do sector de Montemor-Ficalho

antiformas de Serpa, S. Brissos e Escoural). No antiforma de Alvito-Viana do Alentejo, assume grande desenvolvimento um conjunto quartzo-feldpático, denominado "Leptinitos e gnaisses leptiniticos da serra de Viana", considerado uma intrusão subvulcânica nos calcários (Carvalhosa, 1971). Fonseca (1995) designa-o como "gnaiesses félsicos tipo 1", com origem a partir de intrusões graníticas sin-cinemáticas da 1ª fase de deformação hercínica.

Todas estas seqüências são consideradas do Neo-Proterozóico, sendo correlacionadas com as Formações de Morenos e Mosteiros, da Faixa Blastomilonítica, e com a Formação de Mares, da antiforma de Estremoz.

Discordante sobre o soco proterozóico, ocorrem calcários dolomíticos (Formação Dolomítica), que apresentam, na base, níveis areno-conglomeráticos e vulcanitos félsicos apenas conhecidos em sondagem na região de Moura (Oliveira & Matos, 1992). Podem ocorrer também mármore de grão muito grosseiro, por vezes evidenciando bandado de xistos e de metabasitos, como acontece nas estruturas de Serpa ("Mármore com forsterite" de Oliveira, 1992), de Viana do Alentejo e de Escoural. Estas litologias e as subjacentes, de idade precâmbria, apresentam forte recristalização metamórfica, havendo até rochas metamórficas de alta pressão, eclogitos (Fonseca *et al*, 1993).

A Formação Dolomítica e aos "Mármore com forsterite" é atribuída uma idade de Câmbrico inferior, por correlação com os calcários dolomíticos da região de Elvas (SGP, 1992), sendo que, parte destes últimos, foram também considerados possíveis equivalentes estratigráficos dos mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura (Piçarra, 2000).

Segue-se um horizonte silico-ferruginoso, interpretado, tal como em Estremoz e Ferrarias, como possível marcador de uma discordância Câmbrico-Ordovícico (Oliveira, 1984; Oliveira & Piçarra, 1986). Este horizonte está bem representado na região de Ficalho, o mesmo não acontecendo nas áreas mais para noroeste (Moura e Portel), em que há níveis siliciosos não só intercalados na Formação Dolomítica, como também, mas em menor número, na unidade suprajacente. A interpretação estratigráfica apresentada para este nível não é consensual, havendo autores que o consideraram como uma possível discordância menor de idade Câmbrico inferior (L. Ribeiro *et al*, 1992b; S.G.P., 1992).

Sobre o horizonte silico-ferruginoso continuou a sedimentação carbonatada, intercalada com vulcanismo ácido e básico. Este conjunto é designado por Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho (Piçarra *et al*, 1992b) ou de Ficalho-Moura (CVSFM) (Oliveira *et al*, 1991). Na região de Ficalho, o vulcanismo de natureza ácida ("riólitos de alta sílica", L. Ribeiro *et al*, 1992b) está bem desenvolvido e ocupa os níveis inferiores do complexo. Ocorrem também termos vulcanoclásticos, designadamente tufo brecha, tufitos, xistos borra de vinho e calcoxistos. Quanto às rochas básicas, são consideradas toleitos continentais anorogénicos (L. Ribeiro *et al*, 1992b).

Nas áreas mais a leste do sector (Alvito-Viana do Alentejo, Escoural), desenvolve-se também extenso conjunto de mármore com vulcanismo básico associado ("mármore ímpuros" e "Unidade metabásica de Vila Ruiva-Alvito-Viana do Alentejo" de Fonseca, 1995; "Complexo de Santa Luzia", de Andrade, 1978), provavelmente correlacionável, no todo ou em parte, com o complexo da antiforma de Ficalho-Moura. Alguns destes basitos estão na fácies eclogítica, evidenciando um

episódio metamórfico de alta pressão associado a imbricação tectónica da 1ª fase da deformação hercínica (Fonseca, 1995; Fonseca *et al*, 1999).

A idade do CVSFM e das unidades correlativas do sector não é consensual. As idades atribuídas têm sido: Precâmbrico superior (Carvalhosa, 1983); Câmbrico inferior (Carvalhosa, 1965; 1971); Câmbrico inferior a médio (L. Ribeiro *et al*, 1992b); Câmbrico-Ordovícico? (Oliveira *et al*, 1991; V. Oliveira & Matos, 1992); Ordovícico (V. Oliveira & Piçarra, 1986); Ordovícico superior ou pós Silúrico superior (Piçarra & Le Menn, 1994).

Recentemente, os mármorees do complexo, situados a 750 m a nordeste do Monte do Figueiral (NO de Ficalho), forneceram elementos conodontais ramiformes (*Ozarkodina?* sp.) do Silúrico superior-Devónico (Graciela Sarmiento em Piçarra, 2000), confirmando a sua equivalência estratigráfica aos da antiforma de Ferrarias, do sector de Estremoz-Barrancos. A idade fornecida por estes restos conodontais é objecto das mesmas reservas que foram anteriormente apontadas para os que foram identificados na estrutura de Ferrarias. Deste modo, os líditos silúricos que aparecem a topo desta estrutura, como em Estremoz, são considerados em posição alóctone (fig.5), bem como todo o Complexo Filonítico de Moura.

Estes dados, implicam alterações tão profundas na geologia dos dois sectores que, levam a questionar se os fósseis não teriam sido extraídos de carbonatos que preencheram carsificações feitas numa série carbonatada mais antiga, mistificando agora a idade de todo o conjunto. É uma situação possível de ocorrer, mas difícil de confirmar nos casos presentes.

A idade de Silúrico superior-Devónico para os mármorees do CVSFM pressupõe que sejam discordantes sobre a Formação Dolomítica ou então que toda a série carbonatada se escalone entre o Câmbrico inferior e o Devónico, além de implicar a existência de um contacto tectónico importante entre eles e as litologias dos “Xistos de Moura” (ou Complexo Filonítico de Moura).

XISTOS DE MOURA/COMPLEXO FILONÍTICO DE MOURA

O Complexo Filonítico de Moura (Araújo, 1995; Araújo *et al*, 2005) corresponde ao conjunto litológico tradicionalmente conhecido por “Xistos de Moura” (fig. 5). É constituído por uma sequência imbricada de xistos siliciosos (micaxistos) nos quais se intercalaram rochas vulcânicas ácidas e básicas, além de passagens de líditos, xistos negros e raros níveis carbonatados.

Ocupa vasta área na região de Ficalho-Moura (“Formação dos Xistos de Moura”, Oliveira & Piçarra, 1986, Carvalhosa *et al*, 1987, Oliveira *et al*, 1991; Complexo Vulcano-sedimentar de Moura-Santo Aleixo, Piçarra *et al*, 1992b; Complexo Filonítico de Moura, Araújo, 1995; Araújo *et al*, 2005), prolongando-se para noroeste para as áreas de Portel, Viana do Alentejo (“Série de Moura”, Carvalhosa, 1972), Évora, Arraiolos (Formação de “Xistos de Moura”, carta geológica 35-C, Arraiolos, Carvalhosa, 1998) e Montemor-o-Novo (Formação de Carvalhal, Carvalhosa & Zbyszewski, 1994).

Uma das características principais deste complexo é a forte deformação tectónica que evidencia relativamente a unidades

xistentas de outros sectores, facto que levou Oliveira *et al*, (1991) a admitirem que ele constitui uma sequência muito complexa, englobando várias unidades litoestratigráficas afectadas por importante tectónica tangencial. Araújo, (1995) mostrou que muitas das suas litologias se apresentam imbricadas tectonicamente, com milonitização associada, além de alguns níveis apresentarem metamorfismo de alta pressão na fácies dos xistos azuis e localmente na fácies eclogítica.

São também identificadas, no flanco nordeste da antiforma de Ficalho-Moura, faixas lenticulares, com 10 m de espessura, constituídas por xistos negros e líditos (Formação de Negrita) tendo subjacente quartzitos e psamitos micáceos (Formação de Zambujeiro) na região de Sobral d’Adiça, os quais foram correlacionados com a formação de Colorada, da região de Barrancos (Piçarra & Gutiérrez-Marco, 1992). Estes mesmos autores identificaram graptólitos do Telychiano (parte alta do Silúrico inferior), nos xistos negros da região de Sobral d’Adiça.

As rochas máficas deste complexo apresentam duas assinaturas geoquímicas distintas (Araújo *et al*, 2005, com referências anteriores). Uma têm afinidades toleíticas, com assinatura anarogénica de tipo MORB, e são considerados fragmentos de ofiolitos intercalados tectonicamente nos micaxistos. As restantes, integrantes das “unidades” de Alqueva, do Moinho de Vilares e o complexo intrusivo da Ribeira de Odearce, neste último caso associadas a riólitos, distribuem-se entre basaltos toleíticos e basaltos alcalinos.

As litologias do Complexo Filonítico de Moura foram atribuídas diversas idades, nomeadamente Proterozóico superior (Delgado, 1904-7; Carvalhosa & Gonçalves, 1984); Câmbrico médio (Carvalhosa, 1983); Ordovícico-Silúrico (Oliveira *et al*, 1991; Piçarra *et al*, 1992b); Silúrico (Carvalho *et al*, 1971; Oliveira & Piçarra, 1986). Actualmente, admite-se um intervalo de idades entre o Ordovícico superior e o Devónico inferior?, não sendo de excluir a existência de litologias de idade ordovícica mais baixa. (Quadro I) (Piçarra, 2000, com referências anteriores).

2 MAGMATISMO

A evolução magmática nas regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena durante o ciclo Varisco mostra a existência de um evento extensional, com rompimento crustal e “rifting” intracontinental, bem representado nos sectores de Alter do Chão-Elvas e Estremoz-Barrancos. Os estádios iniciais de “rifting” ocorrem no sector de Alter do Chão-Elvas durante o Câmbrico inferior, na Formação de Vila Boim (Mata & Munhá, 1990), e estão representados por vulcanismo toleítico bimodal, que evolui até à passagem para o Câmbrico médio para vulcanismo básico alcalino-transicional, associado a vulcanismo ácido peralcalino (Complexo Vulcano-Sedimentar da Terragem - Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al*, 1992a). Durante o Câmbrico médio-superior o vulcanismo básico associado ao período extensional mantém o quimismo alcalino a transicional, mas migra para o domínio de Estremoz-Barrancos (Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al*, 1992a; Ribeiro *et al*, 1997) ocorrendo intercalado nos sedimentos basais da Formação de Ossa. Todo este vulcanismo é acompanhado, durante o Câmbrico, por um

episódio intrusivo de natureza granítica com origem crustal (Ribeiro *et al*, 1992a). No Câmbrio superior(?)/Ordovícico inferior o vulcanismo ocorre sob a forma de intercalações na Formação de Barrancos (Complexo Vulcânico de S. Marcos do Campo) sendo representado por vulcanitos básicos a intermédios com quimismo toleítico continental (Ribeiro *et al*, 1992a; Ribeiro *et al*, 1997) a calco-alcálico (Mata *et al*, 1993), evidenciando uma natureza orogénica (Ribeiro *et al*, 1992a; Ribeiro *et al*, 1997; Mata *et al*, 1993). A possível natureza orogénica dos vulcanitos de S. Marcos do Campo é incongruente com o regime magmático vigente na ZOM mas pode estar relacionado com a Fase Sarda que corresponde a um período de compressão transiente durante o Paleozóico inferior, o qual está geneticamente relacionado com a migração do “*rifting*” intracontinental para os domínios sudoestes da ZOM (Romão *et al*, 2005).

Ainda durante o Ordovícico, mas no sector de Alter do Chão-Elvas, ocorre importante actividade intrusiva representada pelos maciços básico-ultrabásicos de Alter do Chão e Elvas e peralcalinos de Alter Pedroso e de Cevedais (Ribeiro *et al*, 1992a).

No sector de Estremoz-Barrancos, o vulcanismo bimodal do Complexo Vulcano-Sedimentar Estremoz, intercalado na sequência carbonatada, é constituído por basaltos alcalinos, traquiandesitos e felsitos peralcalinos. Este magmatismo foi atribuído à transição Ordovícico-Silúrico (Ribeiro *et al*, 1997) ou ao Silúrico (Mata & Munhá, 1985). Atendendo à revisão litoestratigráfica apresentada no ponto anterior, a idade do Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz poderá atingir o Devónico inferior (Piçarra, 2000), pelo que a idade inicialmente estabelecida para este magmatismo poderá ser significativamente mais recente que o anteriormente admitido. De igual forma o vulcanismo básico, de natureza alcalina tipo intraplaca (Mata & Munhá, 1985) intercalado em xistos anteriormente atribuídos ao Silúrico deverá possuir uma idade devónica inferior (Piçarra, 2000).

Como resultado da migração para SW, no Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura ocorre vulcanismo básico com características toleíticas continentais associado a riolitos ricos em sílica. Este magmatismo foi inicialmente atribuído à transição Câmbrio-Ordovícico (Ribeiro *et al*, 1992a) ou até mesmo ao Ordovícico (Ribeiro *et al*, 1997). Mais recentemente dados de natureza estratigráfica (Piçarra, 2000) apontam para que a idade destas rochas possa chegar ao Silúrico superior-Devónico inferior. Tectonicamente intercalado no Complexo Filonítico de Moura surge vulcanismo básico alcalino intraplaca, interpretado como resultado da evolução magmatogénica do magmatismo anterior, e classicamente atribuído ao Silúrico (Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al*, 1992a). Tal como no caso anterior a idade silúrica atribuída ao vulcanismo básico alcalino intraplaca é discutível mas é sem dúvida anterior à imbricação deste complexo pelo que não pode ser mais recente que o Devónico inferior (Araújo *et al*, 2005).

Apesar das incertezas na idade do vulcanismo intercalado nos complexos vulcano-sedimentares de Moura-Ficalho e de

Estremoz, os dados geoquímicos sugerem uma evolução no sentido da alcalinidade e congruente com a evolução tectonomagmática para a ZOM, durante o Paleozóico inferior,

Com excepção do vulcanismo de S. Marcos do Campo, a ZOM denota uma evolução conjunta que indica um processo de oceanização com magmatismo anorogénico inicialmente toleítico, que evolui até ao Devónico inferior (?) para termos alcalinos, com manifestações esporádicas de peralcalinidade. Esta evolução, traduz diminuição nas taxas de fusão mantélicas e mostra indícios que evidenciam contaminação crustal e fenómenos de “*rifting*” abortados, gradualmente transferidos para sudoeste. No entanto, o processo de oceanização vigente no Paleozóico inferior atinge estádios de maior maturidade nos domínios meridionais da ZOM (Maciço de Évora-Beja), com formação de litosfera oceânica representada pelas Sequências Ofiolíticas Internas (Pedro, 2004), cujas características são abordadas em capítulo próprio.

Para além do magmatismo anorogénico, acima descrito, as regiões central e sul da ZOM possuem também diferentes tipos de maciços intrusivos de natureza orogénica, os quais estão geneticamente relacionados com os processos de subducção estabelecidos no bordo SW da ZOM durante o Paleozóico superior. Constituem exemplos os maciços gabrodioríticos de natureza calco-alcálica a shoshonítica (Vale de Maceira, Veiros e Campo Maior) onde se obtiveram idades radiométricas de 362 Ma para o maciço de Vale de Maceira (Moita *et al*, 2005) e de 369 Ma para o maciço de Campo Maior (Carrilho Lopes, 2004), bem como os maciços graníticos calco-alcálicos de Pedrógão (301 Ma.- Pinto & Andrade, 1987), de Sta. Eulália e de Vimieiro-Pavia (290 Ma - Pinto & Andrade, 1987). Apesar do magmatismo orogénico possuir a sua expressão máxima junto ao bordo SW da ZOM (Complexo Ígneo de Beja e maciço de Évora), os dados mostram que em termos magmatogénicos, nos domínios mais internos, o efeito da subducção fez-se sentir no mínimo entre o Devónico superior e o Carbónico superior-Pérmico. Por outro lado, o facto do magmatismo orogénico da ZOM possuir quimismo toleítico a calco-alcálico a sul e calco-alcálico a norte, chegando mesmo a atingirem-se termos shoshoníticos (maciços de Veiros e Vale Maceira), mostra uma migração do magmatismo orogénico para norte, que aponta no sentido de que a polaridade da subducção durante o Paleozóico superior fosse para norte e denota evolução tectonomagmática orogénica típica.

3 ESTRUTURA

Esta região apresenta-se geralmente muito aplanada e com fraca exposição, o que dificulta imenso os trabalhos na área da Geologia Estrutural. O Vale Rio Guadiana, com um traçado sub-perpendicular às estruturas, representa o único corredor com exposição praticamente contínua, transversal à região, sendo particularmente importante para a interpretação da sua complexidade tectónica. Na figura 6 apresentam-se as principais macroestruturas de todo este vasto sector. Nesta figura apresenta-se uma geotransversal construída a partir de vários

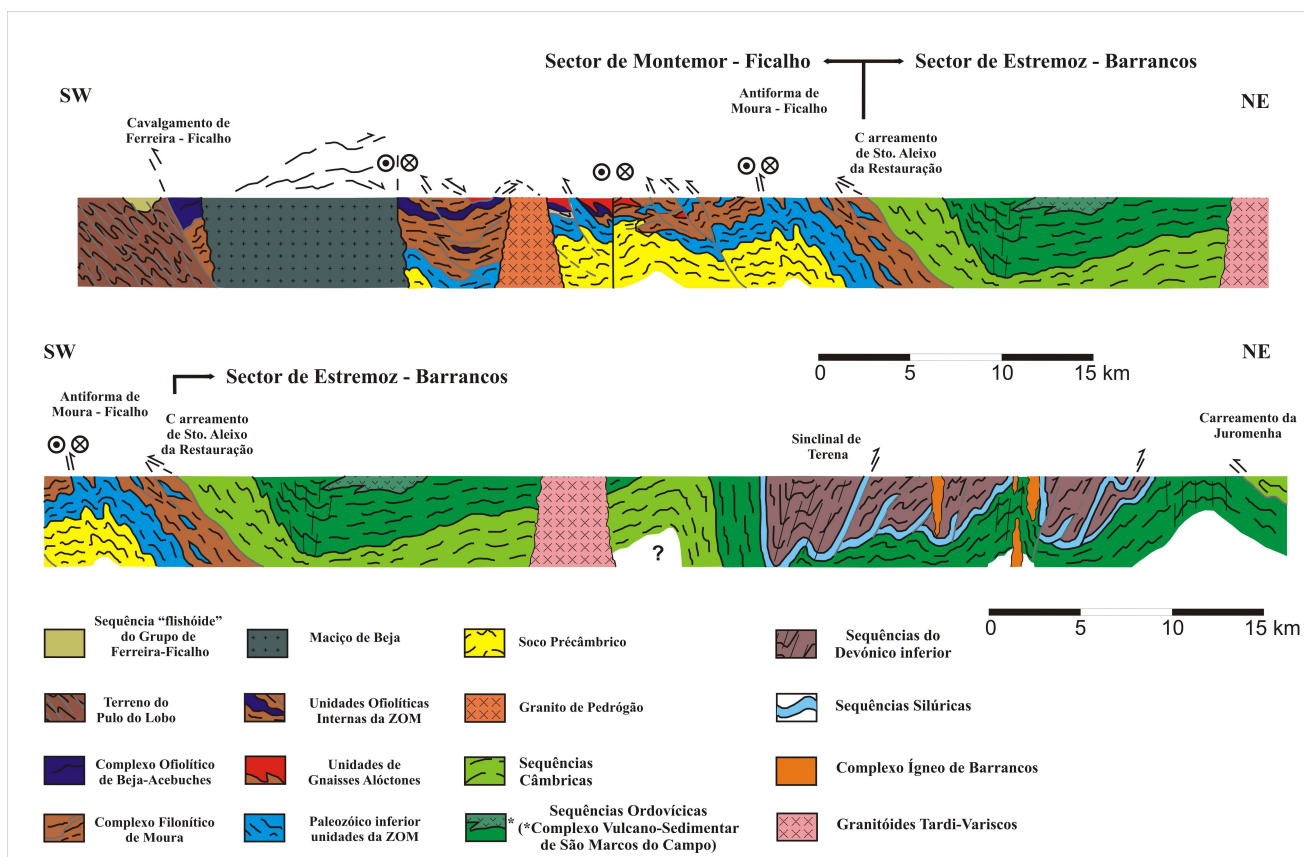


Fig. 6– Corte interpretativo da estrutura geral da região, baseado na geotransversal do Rio Guadiana (adaptado de Borrego *et al*, 2005)

levantamentos de cartografia geológica de detalhe, ao longo do Vale do Rio Guadiana (Araújo, 1995; Fonseca 1995; Borrego, *in prep.*).

A estrutura geral é condicionada pela proximidade da Sutura Sul Varisca, materializada pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, verificando-se, de SW para NE, uma diminuição gradual da deformação (em termos de intensidade e de número de fases). Apesar do estilo da deformação variar gradualmente e em rigor não existirem fronteiras rígidas, em termos descritivos optámos por subdividir a região num Domínio Central da ZOM (menos deformado) e num Domínio Sul (mais deformado), separados pelo Carreamento de Santo Aleixo da Restauração. Este acidente corresponde ao limite proposto por Oliveira *et al*, (1991), entre os sectores de Estremoz-Barrancos e de Montemor-Ficalho.

REGIÃO CENTRAL

Esta região corresponde aproximadamente ao sector de Estremoz-Barrancos já descrito no sub-capítulo dedicado à estratigrafia, abrangendo também os sub-sector correspondentes às antiformas de Estremoz e Ferrarias.

A região apresenta-se de uma forma geral moderadamente deformada, e afectada por um metamorfismo de baixo grau, na fácies dos xistos verdes, zona da clorite, tendo sido atingida por duas fases de deformação dúcteis, apesar da primeira nem sempre estar presente.

A primeira fase de deformação é mais intensa a SW e corresponde a dobramentos deitados a que se associa uma clivagem de plano axial que frequentemente transpõe a estratificação. A reconstituição da geometria desta primeira fase é geralmente difícil de estabelecer devido à sobreposição de estruturas posteriores, de segunda fase, mas em termos estatísticos os eixos concentram-se preferencialmente em torno da direcção N-S a NE-SW (fig. 7) e em afloramentos favoráveis, é possível identificar uma vergência para o quadrante W ou NW, confirmada com critérios sedimentares.

Na região entre Reguengos de Monsaraz e Mourão a deformação de segunda fase é localmente mais fraca, desenhando uma antiforma com vários quilómetros de amplitude e facilitando a observação das estruturas de primeira fase. Na zona de charneira desta estrutura de segunda fase a xistosidade S1 apresenta-se frequentemente pouco inclinada, por vezes quase horizontal ao longo de centenas de metros e sobre esses planos de xistosidade observa-se a lineação de intersecção L1 ondulada, com uma geometria que sugere o esboço de dobras em bainha incipientes, vergentes para N ou NNW. Ao longo de quase todo a Região Central a primeira fase é de intensidade fraca a moderada, e geralmente não se conseguem identificar lineações de estiramento. Na parte SW desta região a primeira fase torna-se contudo progressivamente mais forte em direcção ao Carreamento de Santo Aleixo da Restauração, surgindo algumas evidências de deformação progressiva, marcadas pelo

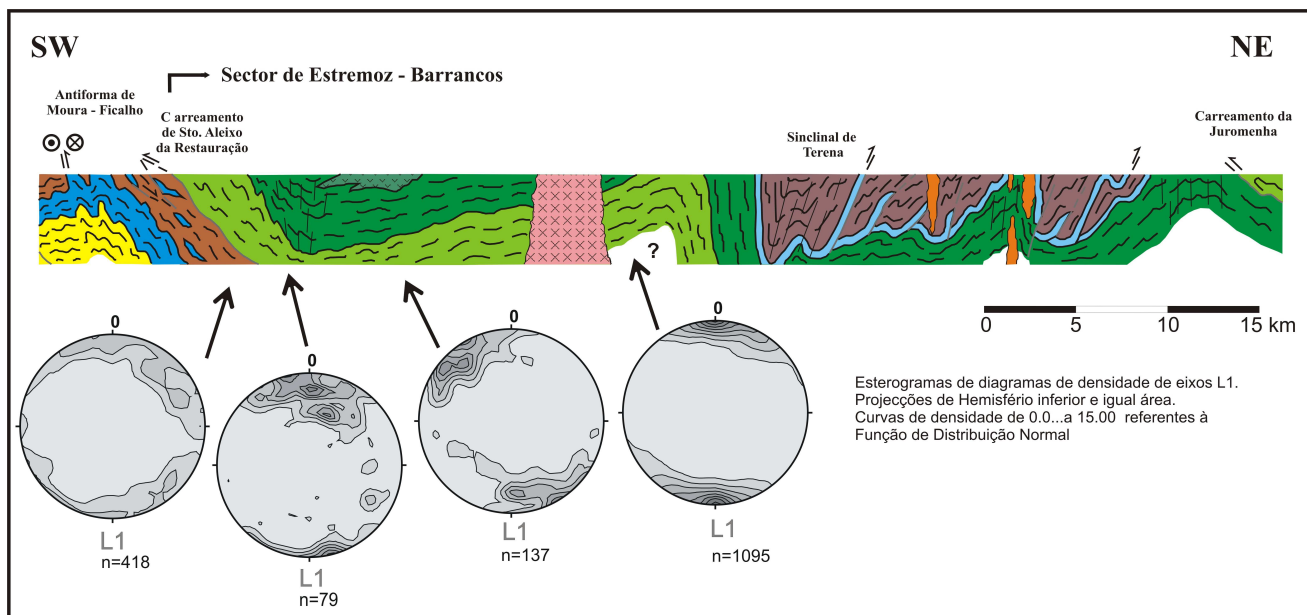


Fig. 7- Estereogramas de eixos de dobras de primeira fase (L1) ao longo da geotransversal do Rio Guadiana (ver legenda da fig. 6).

desenvolvimento local de uma xistosidade S1b. Aqui a lineação de estiramento torna-se frequente e passa a ser facilmente observável, apresentando-se orientada segundo a direcção NW-SE. A este estiramento associam-se critérios cinemáticos que indicam topo para NW. A relação geométrica entre as lineações de estiramento, a xistosidade e os eixos das dobras apontam para uma convergência oblíqua, dominada por uma importante componente de cisalhamento esquerda contemporânea do achatamento regional. Esta deformação não co-axial induz fenómenos de partição da deformação e é responsável pelas heterogeneidades geométricas representadas de forma esquemática na figura 8.

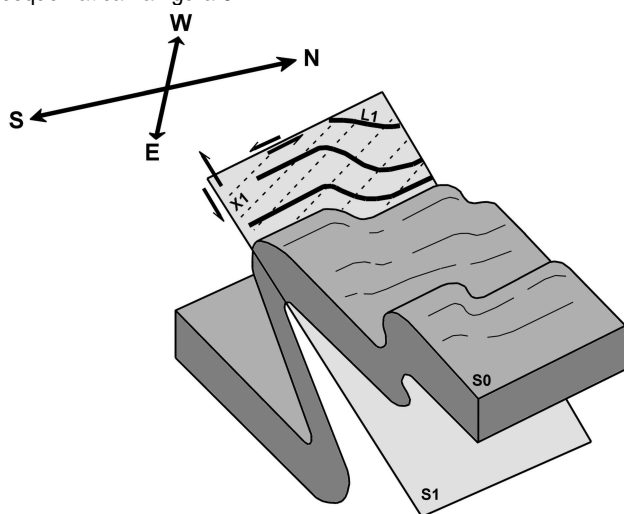


Fig. 8- Representação esquemática da geometria das estruturas de primeira fase (adaptado de Araújo, 1995).

Em locais em que a deformação é mais intensa, a geometria ilustrada na figura anterior acentua-se, podendo

gerar-se verdadeiras dobras em bainha subparalelas ao estiramento, comprovadas pela observação de polaridades sedimentares indicadoras de vergências locais para o quadrante Este (fig. 9)

Junto ao Carreamento de Santo Aleixo da Restauração a geometria das estruturas de primeira fase torna-se ainda mais complexa, as lineações de estiramento rodam, tornando-se praticamente transversais às principais zonas de cisalhamento (o estiramento adquire uma direcção E-W ou mesmo WSW-ENE), denotando fenómenos de partição da deformação num regime designado por transpressão tangencial (fig. 10).

Nas zonas de cisalhamento que materializam o Carreamento de Santo Aleixo da Restauração, localmente observam-se dobras intrafoliais de amplitude centimétrica a afectarem o bandado milonítico mais precoce, com uma geometria que aponta para um sentido de movimento oposto, ou seja, indicando transporte com topo para E. Esta cinemática parece apontar para que este acidente se tenha comportado como uma estrutura de colapso no final da primeira fase (Borrego, *in prep.*).

Como já referimos, a primeira fase está presente praticamente em toda a região, estando contudo aparentemente ausente na Formação de Terena, datada do Devónico Inferior (pontualmente alguns padrões anómalos da estratificação sugerem a existência de dobras mas sem clivagem associada). Este facto pode estar relacionado com a possível contemporaneidade da deposição deste flysch e da primeira fase mas este assunto voltará a ser abordado com mais algum detalhe no final do capítulo.

A segunda fase de deformação está presente ao longo de toda a Região Central, de uma forma mais homogénea e regular. Caracteriza-se por dobramentos com eixos de direcção NW-SE, com inclinação variável (em função da geometria anterior dos dobramentos de primeira fase) mas de uma forma



Fig. 9– Dobra de primeira fase com vergência para NE. A polaridade sedimentar é realçada pelo ponteados na base do leito quartzítico.

geral apresentam-se preferencialmente mergulhantes para o quadrante NW. As dobras apresentam amplitudes variáveis desde a escala quilométrica até ao desenvolvimento de crenulações com amplitude milimétrica. São de segunda fase algumas das principais macroestruturas desta região (Antiforma de Estremoz, Sinclinal de Terena, Anticlinal de Barrancos). Estes dobramentos apresentam geralmente uma clivagem de plano axial muito verticalizada mas em certos casos essa clivagem não é exactamente de plano axial, transectando com um pequeno ângulo as dobras e indicando a existência de uma componente de cisalhamento esquerda subparalela às estruturas, contemporânea do achatamento regional (fig. 11). Por outro lado, próximo da fronteira, na região de Mourão, as dobras de segunda fase apresentam uma direcção N-S, anómala quando comparada com o resto do sector. Esta área anómala é particularmente visível nas cartas de conjunto através do padrão desenhado pela Formação de Terena (N-S desde a região da Granja até um pouco a sul de Montes Juntos). Nesta região a xistosidade S2 tem uma direcção menos norteada que os eixos das dobras, mostrando uma transecção oposta à anteriormente descrita (fig. 11). Esta geometria das estruturas de segunda fase poderá resultar da existência de irregularidades na bacia de sedimentação devónica, as quais teriam induzido durante o início da segunda fase, a génese de dobramentos

localmente rodados para a direcção N-S. Esta questão voltará também a ser abordada no final do capítulo.

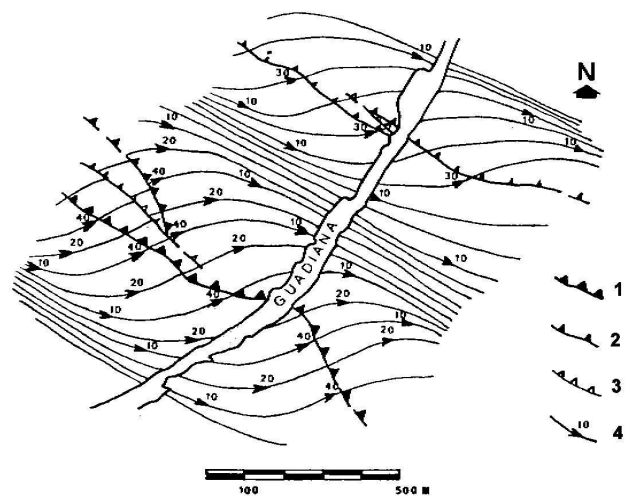


Fig. 10- Representação esquemática do comportamento do estiramento junto ao Carreamento de Santo Aleixo da Restauração (adaptado de Araújo & Ribeiro, 1995; 2000). 1 – zona de cisalhamento principal; 2 – zona de cisalhamento secundária; 3 – falha inversa; 4 – Trajectória da lineação de estiramento (com indicação do mergulho médio).

Ao longo desta região, apesar da segunda fase gerar estruturas muito verticalizadas, a vergência é claramente para NE (fig. 6). Essa vergência esbate-se na região SW, onde as dobras tendem a apresentar planos axiais verticais com flancos simétricos, passado depois na Região Sul a desenvolver-se uma vergência oposta, para SW. Para o conjunto das Regiões Central e Sul, a segunda fase desenha assim uma megaestrutura em leque. Iguamente de segunda fase são os múltiplos cavalgamentos com vergência para NE que ocorrem principalmente a norte do Sinclinal de Terena e que são responsáveis pelas sucessivas repetições das formações silúricas e devónicas (fig. 6).

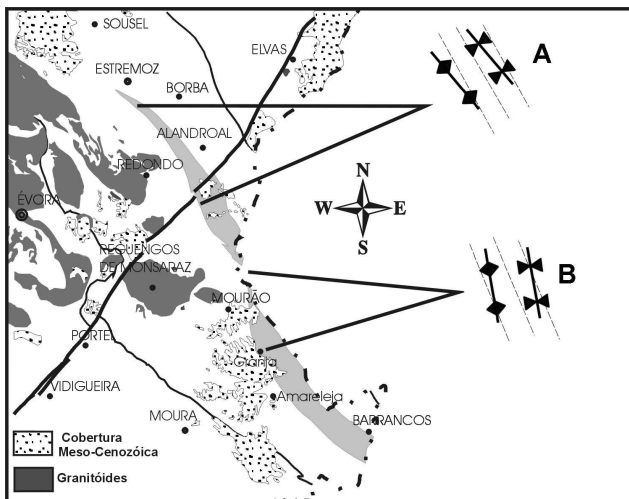


Fig. 11– Representação esquemática da relação geométrica entre a direcção dos eixos de dobra e a direcção da xistosidade de segunda fase (linhas a tracejado); A – relação mais frequente em toda a região, indicando uma componente de cisalhamento esquerda associada ao achatamento regional; B – relação contrária, resultante de orientações anómalas locais, dos eixos de segunda fase (esta orientação anómala é denunciada pelo padrão cartográfico da Formação de Terena).

REGIÃO SUL

Esta região corresponde sensivelmente ao sector de Montemor-Ficalho, descrito no sub-capítulo dedicado à estratigrafia, não abrangendo no entanto as regiões de mais alto grau, nas proximidades do Maciço de Évora.

Esta região apresenta-se claramente mais deformada e metamorvisada que a anterior devido à sua proximidade à linha de sutura materializada pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. O metamorfismo na fácies dos xistos verdes baixa, característico do sector anterior corresponde aqui a uma retrogradação de um episódio metamórfico que, pelo menos nalguns locais, atingiu a fácies anfíbolítica. Nalgumas unidades esta retrogradação metamórfica sobrepõe-se a um evento de alta pressão (na fácies dos xistos azuis e eclogítica), que será detalhadamente descrito no capítulo seguinte.

Como se pode observar no corte da figura 6, o Sector Sul pode ser dividido em termos tectonoestratigráficos num conjunto autóctone, cuja sucessão mais completa aflora na Antiforma de Ficalho-Moura e num conjunto parautóctone/alóctone, representado pelo Complexo Filonítico de Moura. A estrutura geral é controlada por dois eventos tectónicos responsáveis por uma intensa deformação tangencial gerada na dependência directa dos mecanismos de subducção e obducção associados à sutura.

O Complexo Filonítico de Moura corresponde à unidade tectónica geometricamente mais alta e é interpretado como um prisma de acreção relacionado com o processo de obducção de unidades oceânicas sobre a margem do Terreno Autóctone Ibérico (Araújo *et al*, 2005). Este complexo, maioritariamente composto por filitos, apresenta com grande frequência imbricações tectónicas de litologias do Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura (autóctone) mas também intercalações de sequências ofiolíticas fragmentadas e regra geral incompletas. Ainda imbricadas tectonicamente neste conjunto, ocorrem as referidas rochas de alta pressão (xistos azuis mais a NE e eclogitos a SW e W).

As duas fases descritas para a Região Central continuam presentes, embora com características por vezes um pouco diferentes mas neste sector surge uma outra fase de deformação que em trabalhos anteriores tem sido considerada anterior aos dois eventos tectónicos descritos para a Região Central (Araújo 1992 e 1995; Fonseca & Ribeiro, 1993; Fonseca 1995; Fonseca *et al*, 1999; Borrego *et al*, 2005; Araújo *et al*, 2005). Esta fase precoce é claramente a primeira fase de deformação quando estamos em presença de mantos alóctones, associados à obducção das unidades ofiolíticas. Considerando que a Região Sul inclui essas unidades alóctones mas também parautóctones e autóctones, a relação de idade entre esta fase e as estruturas associadas à primeira fase descrita para a Região Central é, em certos locais, no mínimo ambígua. De facto, Araújo em 1995 descreve padrões de interferência entre estruturas e situações de aparente diacronismo que indicam uma pene-contemporaneidade destas duas fases mais precoces. Durante o processo de fecho de um oceano não é realista admitir que o primeiro acontecimento seja a obducção de crosta oceânica, antes de haver subducção. A hierarquização das fases de deformação na parte meridional da Zona de Ossa-Morena foi historicamente influenciada pelo trabalho de Fonseca em 1989. Essa hierarquização temporal adapta-se bem à maioria das situações observadas mas na figura 12 procuramos ilustrar de uma forma mais realista as relações de idade entre o conjunto dos mecanismos de deformação que atingiram o bordo sul da ZOM.

Apesar da falta de rigor implícito na designação, para simplificar a descrição e facilitar a correlação deste texto com outros trabalhos anteriores, vamos passar a descrever a deformação da região, considerando de primeira fase as estruturas directamente relacionadas com os processos de obducção. Assim, a segunda e terceira fases são respectivamente correlacionáveis com a primeira e segunda, anteriormente descritas para a Região Central.

Como já foi referido, as estruturas de primeira fase são particularmente evidentes em escamas de natureza ofiolítica imbricadas no Complexo Filonítico de Moura e pontualmente,

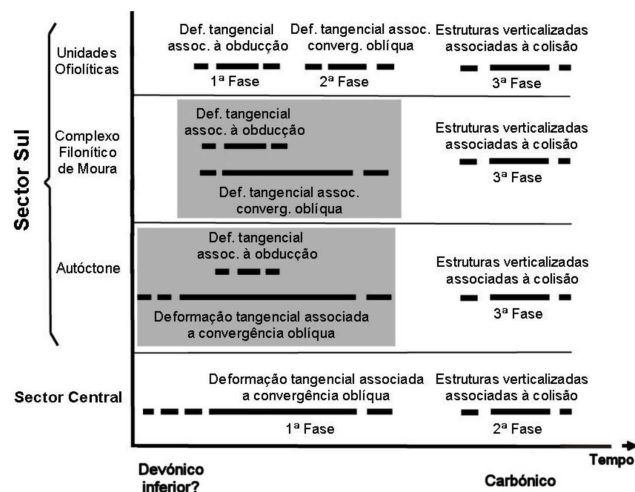


Fig. 12- Representação esquemática da idade relativa das fases e dos mecanismos de deformação que afectaram as regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena (adaptado de Araújo, 1995). As zonas marcadas a sombreado destacam os domínios onde há sobreposição temporal de distintos mecanismos de deformação. No Complexo Filonítico de Moura e no autóctone da região sul a complexidade estrutural agrava-se ainda devido ao facto das estruturas geradas na dependência da convergência oblíqua apresentarem evidências de deformação progressiva prolongada, podendo por vezes serem subdivididas em duas etapas (a e b).

nalguns gnaisses claramente alóctones, cujo significado permanece incerto. Estas estruturas estão razoavelmente preservadas nos níveis geometricamente superiores do Complexo Filonítico de Moura, perdendo progressivamente expressão em direcção aos níveis inferiores. À escala regional esta fase encontra-se relativamente preservada na região mais meridional, podendo ser reconhecida até cerca de 30 km a norte da sutura. A primeira fase é responsável pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica, originalmente sub-horizontal ou ligeiramente inclinada para o quadrante sul, à qual se associa uma lineação de estiramento mineral, de direcção NNE-SSW, com frequentes critérios cinemáticos que indicam topo para o quadrante norte. O bandado milonítico apresenta raras dobras intrafoliais, tardias, com eixos de direcção E-W e vergência geométrica para norte e, mais frequentemente, fendas de tracção sub-perpendiculares ao estiramento (E-W, muito verticalizadas), localmente preenchidas por diópsido. Esta fase de deformação, ao estar directamente relacionada com a obducção de crusta oceânica sobre a margem do Terreno Autóctone Ibérico, foi a principal responsável pela estruturação do Complexo Filonítico de Moura, caracterizado por uma imbricação de fragmentos de unidades autóctones, de ofiolitos e, mais raramente, de rochas afectadas por metamorfismo de alta

pressão. À escala regional o Complexo Filonítico de Moura sobrepõe-se na Região de Moura e Ficalho a formações autóctones que poderão ir até ao Devónico inferior (Piçarra, 2000) mas para W, por exemplo na região de Viana do Alentejo-Alvito, chega a sobrepor-se a formações proterozóicas (Rosas, 2003), truncando todo o Paleozóico autóctone. Estas evidências apontam para que o Complexo Filonítico de Moura corresponda a um prisma de acreção formado durante a primeira fase, na frente dos mantos ofiolíticos (actualmente já destruídos pela erosão) e na interface entre estes mantos e o conjunto autóctone. (fig. 13).

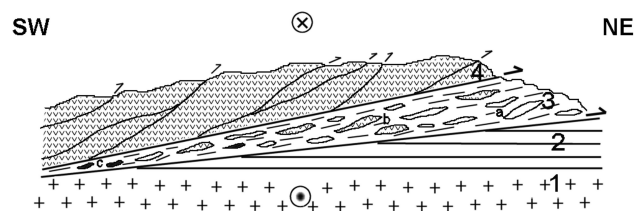


Fig. 13- Corte interpretativo das principais estruturas de primeira fase. 1 – Soco Proterozóico; 2 – Sequências autóctones (Câmbrico – Silúrico Superior/Devónico Inferior); 3 - Complexo Filonítico de Moura (a – fragmentos das sequências autóctones; b – escamas ofiolíticas; c – eclogitos e xistos azuis); 4 – Mantos ofiolíticos (adaptado de Araújo et al, 2005).

A segunda fase de deformação apresenta, do ponto de vista geométrico e cinemático, claras semelhanças com a primeira fase descrita para a Região Central. Nesta região esta fase é contudo claramente mais intensa e aparentemente corresponde a um evento mais prolongado no tempo, responsável por uma deformação progressiva, sendo frequentemente necessário subdividir as estruturas desta fase em 2a e 2b (Araújo 1995). As estruturas mais precoces mostram a mesma obliquidade entre as dobras (de direcção próxima de N-S) e a lineação de estiramento (NW-SE a NNW-SSE), à qual se associam critérios de cisalhamento indicadores de topo para NW, denunciando a componente de cisalhamento esquerda associada ao achatamento, já referida a propósito do Sector Central. Esta cinemática oblíqua é menos óbvia nas estruturas mais tardias (2b) onde o sentido de transporte tende a ser sub-perpendicular aos eixos das dobras, ou seja, para W. A segunda fase de deformação é responsável pelo acentuar do desmembramento tectónico das unidades anteriormente imbricadas no Complexo Filonítico de Moura e pelo aumento da complexidade da sua estrutura interna. Neste Complexo existem vários exemplos de zonas de cisalhamento de primeira fase que foram posteriormente retomadas por este segundo evento.

A terceira fase de deformação é claramente pós-metamórfica e relativamente fraca. Apresenta uma geometria semelhante à descrita para a segunda fase do Sector Central, com a particularidade da vergência passar a ser claramente para o quadrante SW. Além dos dobramentos de direcção NW-SE e

da clivagem de crenulação fraca associada, são também considerados do final desta fase os múltiplos acidentes com características frágeis, de direcção média E-W, que recortam a região. Entre estes destacam-se a Falha de Vidigueira-Moura e o Cavalgamento de Ferreira-Ficalho. Este último corresponde ao limite clássico da Zona de Ossa-Morena, a SW. São regra geral acidentes fortemente inclinados para norte que se comportaram como cavalgamentos com componente esquerda no final da terceira fase e alguns dos quais sofreram reactivação posterior, durante o ciclo alpino.

Síntese da evolução tectónica

Apesar de nos subcapítulos dedicados à estratigrafia e ao magmatismo termos abrangido o chamado sector de Alter do Chão-Elvas (Oliveira *et al*, 1991), no que se refere à estrutura concentrámo-nos na região mais a sul, pelo facto da estrutura desse sector já ter sido abordada no capítulo anterior (Nordeste Alentejano) e porque o seu estilo de deformação apresenta uma relação directa com ramo sul da Faixa Blastomilonítica. Uma questão que continua em aberto na geologia desta região, referida a propósito da estratigrafia, é o significado do limite entre os sectores de Estremoz Barrancos e de Alter do Chão-Elvas.

Como referimos, a Formação de Terena parece estar afectada apenas pela última fase de deformação, admitindo-se a possibilidade de localmente ter dobras anteriores, mas sem uma xistosidade associada. Este facto, associado (1) às características turbidíticas desta formação, (2) à marcada variação de fácies dos seus níveis inferiores quando se compara o flanco ocidental do sinclinal (constituído maioritariamente por grauvaques grosseiros com passagens conglomeráticas) com o oriental (onde predominam os xistos e os grauvaques são substituídos por quartzitos impuros), (3) à rápida passagem lateral, para NE, desta formação a sedimentos típicos de ambientes mais estáveis (Formações dos Xistos Raiados e do Monte das Russianas) e (4) às evidências de erosão e ressedimentação de rochas silúricas durante o Devónico Inferior, aponta para que o início da deformação varisca seja sensivelmente contemporâneo da deposição da Formação de Terena. As características mais proximais do flysch no flanco SW parecem indicar que as fontes de alimentação se situavam algures neste quadrante, o que está de acordo com o facto de ser deste lado que se situa a sutura e todo o Sector Sul, claramente mais deformado. Por outro lado, a orientação anómala do Sinclinal de Terena na região a Este de Mourão, praticamente N-S, pode explicar-se pelo desenvolvimento de um fosso, durante a deposição do flysch, condicionado pela orientação das estruturas de primeira fase (próximas de N-S) que estariam, no Devónico Inferior a deformar as unidades estratigraficamente inferiores. Posteriormente o dobramento de segunda fase é condicionado por esse fosso e os eixos de primeira ordem adaptam-se a esta anisotropia sinsedimentar, tornando-se localmente próximos de N-S, enquanto a xistosidade se forma rodada para NW, originando a transecção anómala anteriormente referida.

Estudos de proveniência (petrográficos e litogeoquímicos) recentemente realizados nas litologias siliciclásticas da Formação de Terena (Borrego *et al*, 2006), salientam o carácter sinorogénico desta unidade, o qual contrasta claramente com as unidades silúricas subjacentes. A assinatura geoquímica de elementos maiores dos termos pelíticos da Formação de Terena aponta para fontes de proveniência mistas onde ocorrem rochas vulcânicas félsicas a intermédias; esta interpretação é corroborada pela presença de litoclastos vulcânicos de natureza félsica nos grauvaques.

Deste modo a deposição da Formação de Terena parece ser condicionada por um ambiente orogénico activo, com o desenvolvimento e desmantelamento parcial de um arco vulcânico.

O facto da primeira fase não ter expressão na Formação de Terena e estar relativamente bem expressa na Formação dos Xistos Raiados (estratigraficamente equivalente) pode explicar-se pelo diferente comportamento reológico das duas formações. A diferente resposta à deformação destas duas unidades explica igualmente a estrutura imbricada da região a norte do Sinclinal de Terena (fig. 6), dominada por sucessivas repetições da sequência silúrica-devónica, onde os níveis de xistos negros do Silúrico Inferior funcionam como zonas preferenciais de descolamento. Esta tectónica pelicular é responsável pela sobreposição deste conjunto aos calcários do Devónico Inferior na região de Ferrarias e pela provável natureza alóctone das formações envolventes da Antiforma de Estremoz.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio da Fundação para a Ciência e Tecnologia através do financiamento plurianual do Centro de Geofísica de Évora e dos projectos: MODELIB (POCTI/35630/CTA/2000-FEDER), e PETROLOG (UI:263/POCTI/FEDER) e GEODYN (POCTI/ISFL-5-32).

BIBLIOGRAFIA

- Andrade, A. S. 1978. Precâmbrico e Paleozóico da transversal de Odivelas (Alentejo central). 2 - Problemas estratigráficos e metalogénicos do domínio NE. Memórias e Notícias 86, 43-73.
- Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C. 1990. Ossa Morena Zone, Structure. In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, 2, 80-219.
- Araújo, A. 1989. Estrutura de uma geotransversal no rio Guadiana, entre Moura e Mourão. Prova de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Dep. Geologia da Fac. Ciências de Lisboa.
- Araújo, A. 1995. Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências da Univ. de Évora, 200 p.
- Araújo, A., Ribeiro, A., 1995. Tangential Transpressive Strain Regime in the Évora-Aracena Domain (Ossa Morena Zone). Buletín Geológico y Minero 106/2, 111-117.
- Araújo, A. & Ribeiro, A., 2000. "Tangential transpression and triclinic transpressive shear zones: the example of Santo Aleixo da Restauração shear zone (Ossa-Morena Zone)". 6ª Conferência Anual do GGET, Volume das apresentações científicas, 21-24.
- Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., Moita, P., Pedro, J., Ribeiro, A., 2005. The Moura Phyllonitic Complex: An Accretionary Complex

- related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta* 18/5, 375-388.
- Araújo, A., Lopes, L., Pereira, M. F., Gonçalves, F., Silva, J. B., Ribeiro, A. 1994. Novos elementos sobre a Carreamento da Juromenha (Elvas). *Anais da Universidade de Évora*, 105-109.
- Borrego, J., *in prep.* Cartografia Geológico-Estrutural de um sector da Zona de Ossa-Morena (Sector de Estremoz – Barrancos) e sua interpretação Tectónica. PhD Thesis, Dep. Geociências, Universidade de Évora.
- Borrego, J., Araújo, A., Fonseca, P., 2005. A geotraverse trough the south and central sectors of the Ossa-Morena Zone in Portugal (Iberian Massif). *The Virtual Explorer e-journal* 19.
- Borrego, J., Araújo, A., Fonseca, P., Ribeiro, M. A., 2006. Estudos de Proveniência em litologias detriticas do Sinclinal de Terena (ZOM): tectónica e evolução geodinâmica do Silúrico basal ao Devónico inferior; VII Congresso Nacional de Geologia.
- Carrilho Lopes, J., 2004. Petrologia e Geoquímica de Complexos Plutónicos do Nordeste Alentejano (Portugal Central). Província Alcalino e Maciço de Campo Maior. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 505 p.
- Carvalho, D., Goínhas, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. 1971. Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Estudos Notas e Trabalhos do SFM* 20/1-2, 153-199.
- Carvalho, J. 1987. Estudo petrográfico e geoquímico de metavulcanitos da região de Santo Aleixo-Amareleja (Alentejo-Portugal). Relatório de Estágio Científico. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Carvalhosa, A. 1965. Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Memorias dos Serviços Geológicos de Portugal* 11, 1-130.
- Carvalhosa, A. 1971. Estudo geológico-petrográfico da região de Viana do Alentejo-Alvito. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* 18, 7-56.
- Carvalhosa, A. 1983. Esquema Geológico do Maciço de Évora. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 69/2, 201-208.
- Carvalhosa, A., Gonçalves, F. 1984. Geotransversal no Maciço de Évora entre Santo Aleixo e Ficalho. Guia das excursões da III Reunião da Zona de Ossa-Morena (Vila Viçosa, 1981). *Cuad. Lab. Xeol. De Laxe, La Coruña*, 8, 353-357.
- Carvalhosa, A., Zbyszewski, G. 1994. Notícia explicativa da folha 35-D (Montemos-o-Novo) da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Carvalhosa, A., Gonçalves, F., Oliveira, V. 1987. Notícia explicativa da folha 36-D (Redondo) da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Chacón, J., Delgado, M., Garrote, A. 1974. Sobre la existencia de los diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz.Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). *Boletín Geológico y Minero* 85 (6), 713-717.
- Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A., Oliveira, J. T. 1983. La estructura de la Zona de Ossa Morena. *Livro Jubilar J. M. Rios, Geologia de España* I, 490-504.
- Coelho, A.V.P., Gonçalves, F. 1970. Rocha hiperalcálica de Estremoz. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* 17, 181-185.
- Cunha, T., Vanguetaine, M. 1988. Acritharchs of the «Xistos com Phyllococites» Formation, Barrancos region, SE Portugal. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal* 74, 69-77.
- Delgado, J.F.N. 1904. Faune cambrienne du Haut-Alentejo (Portugal). *Comunicações da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*, 5, 307-374.
- Delgado, J.F.N. 1904-07. Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. I-Precambrico e Archaico, II-Cambrico. *Comunicações da Direcção dos Serviços Geológicos de Portugal* 6, 85-122.
- Delgado, J.F.N. 1908. *Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. Mémoires de la Commission Service Géologique du Portugal*, Lisboa, 245 p.
- Delgado, J.F.N. 1910. *Terrains Paléozoiques du Portugal, Étude sur les fossiles des Schistes à Néréites de San Domingos et des Schistes à Néréites et à Graptolites de Barrancos. Commission du Service Géologique du Portugal.*
- Delgado, M., Liñan, E., Pascual, E., Perez, F. 1977. Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Estudios Geológicos* 12, 75-90.
- Fonseca, P., 1989. Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa-Pulo do Lobo. Tema de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica do ECDU (Art. 53/60), Departamento de Geologia, FCUL, 127 p.
- Fonseca, P. 1995. Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas Regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Tese de Doutoramento, Dep. Geol. da Fac. Ciênc. Univ. de Lisboa, 325 p.
- Fonseca, P., Ribeiro, A., 1993. Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geol Rundsch* 82, Springer Verlag, 440-447.
- Fonseca, P., Munhá, J., Pedro, J., Rosas, F., Moita, P., Araújo, A., Leal, N. 1999. Variscan Ophiolites and High-Pressure Metamorphism in Southern Iberia. *Ophiolite* 24/ 2, 259-268.
- Gonçalves, F. 1971. Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Memórias Serviço Geológico Portugal*, nova série, 18, 62 p.
- Gonçalves, F., Assunção, C.T. 1970. Notícia explicativa da folha 37-A (Elvas) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Gonçalves, F., Coelho, A.V.P. 1974. Notícia explicativa da folha 36-B (Estremoz) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Gonçalves, F., Palacios, T. 1984. Novos elementos Paleontológicos e Estratigráficos sobre o Proterozóico Português da Zona de Ossa-Morena. *Memórias da Academia de Ciências de Lisboa* 25, 225-235.
- Gutiérrez-Marco, J.C. 1982. Nota sobre la fauna de Graptolitos ordovícicos de la región de Barrancos (Baixo Alentejo, Portugal). *Relatório interno, Serviços Geológicos de Portugal.*
- Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C., Robardet, M., Piçarra, J.M. 1996. Wenlock-Ludlow graptolite biostratigraphy and extinction: a reassessment from the southwestern Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Canadian Journal of Earth Sciences* 33, 656-663.
- ITGE (Instituto Tecnológico y Geominero de España) 1994. *Memória explicativa da carta 895 (Encinasola)*, 90 p.
- Koren, T., Lenz, A., Loydell, D.K., Melchin, M.J., Štorch, P., Teller, L. 1995. Generalized graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for global paleogeographic studies. *Lethaia* 28, 137-8.
- Le Menn, J., Gourvenec, R., Plusquellec, Y., Piçarra, J.M., Pereira, Z., Robardet, M., Oliveira, J.T. 2002. Lower Devonian benthic faunas from the Barrancos area (Ossa Morena Zone, Portugal) and their paleobiogeographic affinities. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 89, 19-38.
- Liñan, E., Perejón, A. 1981. El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz, (SW de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)* 79/1-2, 125-148.
- Liñan, E., Perejón, A., Gozalo, R., Moreno-Eiris, E., Oliveira, J.T. 2004. The Cambrian System in Iberia. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Cuadernos del Museo Geominero* 3.

- Lopes, L. 2003. Contribuição para o conhecimento tectono-estratigráfico do Nordeste Alentejano. Trniversal Terena-Elvas. Tese de doutoramento, Universidade de Évora, 568 p.
- Mata, J., Munhá, J. 1985. Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 71/2, 175-185.
- Mata, J., Munhá, J., 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbrios do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Com. Serv. Geol. Portugal* 76, 61-89.
- Mata, J., Ribeiro, M.L., Piçarra, J.M. 1993. S. Marcos do Campo Volcanic Complex: geochemical evidence for a volcanic arc in the Ossa Morena Zone (Ordovician ?). *Terra Abstracts, Supl. 6 to TERRA nova*, 5, 2.
- Mata, J., Ribeiro, M.L., Piçarra, J.M., 1999. Geochemical characteristics of the S. Marcos do Campo Volcanic Complex (Ossa-Morena Zone): evidence for subduction-related magmatism. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 86, 3-14.
- Mette, W. 1989. Acrítarchs from Lower Paleozoic rocks of the western Sierra Morena, SW-Spain and biostratigraphic results. *Geologica et Palaeontologica* 23, 1-19.
- Moita, P., Santos, J.F., Pereira, M., 2005. Dados geocronológicos de rochas intrusivas sin-tectónicas no Maciço dos Hospitais (Montemor-o-Novo, Zona de Ossa Morena). *Actas do XIV Semana de Gequímica/VIII Congresso de geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, vol. 2, 471-474.
- Moreno-Eiris, E., 1988. Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. *Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero*, 1-127.
- Oliveira, J.T. (coord.) 1992. Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, Notícia explicativa da folha 8, Serviços Geológicos de Portugal.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 77, 3-26.
- Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J.M., Young, T., Romano, M. 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez-Marco J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, 359-375.
- Oliveira, V. 1984. Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Estudos, Notas e Trabalhos do SFM* 26/1-4, 103-126.
- Oliveira, V., Matos, J. 1992. Enquadramento Geológico-Mineiro da Jazida de Enfermarias (Faixa Magnético-Zincífera, Sector SW, da Zona de Ossa-Morena). In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, 114-115.
- Oliveira, V., Piçarra, J.M. 1986. Litoestratigrafia do Anticlinório de Moura-Ficalho (Zona de Ossa Morena). *Maleo* 2/13, p.33.
- Pedro, J., 2004. Estudo geológico e geoquímico das Sequências Ofolíticas Internas da, Zona de Ossa-Morena (Portugal). Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 225 p.
- Perdigão, J.C. 1967. Estudos geológicos na pedreira do Mestre André (Barrancos). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 52, 55-64.
- Perdigão, J.C. 1972-73. O Devónico de Barrancos (Paleontologia e Estratigrafia). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 56, 33-54.
- Perdigão, J.C. 1976. Notícia explicativa da folha 37-C (Juromenha) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Perdigão, J.C., Assunção, C.T. 1971. Notícia explicativa da folha 41-A (Monsaraz) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Perdigão, J.C., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. 1982. Notícia explicativa da folha 44-B (Barrancos) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Pereira, M.F., Silva, J.B. 1997. A Estrutura nos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena: a Faixa Blastomilonítica e a zona de transição com o Autóctone Centro Ibérico (Nordeste Alentejano-Portugal). In: Araújo, A., Pereira, F. (Eds.), *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 183-204.
- Pereira, Z. 1997. Estudo palinoestratigráfico da região de Barrancos - resultados preliminares. Relatório interno, Instituto Geológico e Mineiro.
- Pereira, Z., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T. 1999. Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana* 38/2-3, 239-245.
- Piçarra, J.M. 1996. Nota sobre a descoberta de graptólitos do Devónico inferior na Formação de Terena, em Barrancos (Zona de Ossa Morena). In: A. Araújo e F. Pereira (eds.): *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Évora, 27-36.
- Piçarra, J.M. 1998. First Devonian graptolites from Portugal. pp.242-243, In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. (Eds.), *Proceedings of the Sixth International Graptolite Conference of the GWG (IPA) and the 1998 Field Meeting of the International Subcommission on Silurian Stratigraphy (ICS-IUGS)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, *Temas Geológico-Mineros* 23.
- Piçarra J.M. 2000. Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Vol. I - Litoestratigrafia do intervalo Cámbrico médio?-Devónico inferior, Vol. II - Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico inferior. Tese de doutoramento, Universidade de Évora, 268 pp.
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J. C. 1992. Estudo dos Graptólitos Silúricos do Flanco Oriental do Anticlinal de Moura-Ficalho (Sector de Montemor-Ficalho, Zona de Ossa Morena, Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 78/1, 23-29.
- Piçarra, J.M., Le Meen, J. 1994. Ocorrência de crinóides em mármoreos do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz: implicações estratigráficas. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 80, 15-25.
- Piçarra, J.M., Oliveira, V. 1986. Litoestratigrafia do Anticlinório de Moura-Ficalho (Zona de Ossa Morena). *Maleo* 2/13, 33.
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Oliveira, J.T., Robardet, M., Jaeger, H. 1992a. Bioestratigrafia do Silúrico da Zona de Ossa Morena (Portugal-Espanha). Revisão crítica dos dados existentes. In: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra, I. Rábano (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura 1, 118-119.
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C. & Robardet, M. 1998a. Pridoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 65-75.
- Piçarra, J.M., Oliveira, V., Oliveira, J.T. 1992b. Paleozóico, Estratigrafia, Zona de Ossa Morena. In OLIVEIRA, J.T. (coord.): *Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000*, Notícia explicativa da folha 8, Serviços Geológicos de Portugal, 17-25.
- Piçarra, J.M., Pereira, Z., Oliveira, J.T. 1998b. Novos dados sobre a idade da sucessão Silúrico-Devónica do Sinclinal de Terena, na região de Barrancos: Implicações geodinâmicas. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 84/1, A 15-17.

- Piçarra, J.M., Štorch, P., Gutiérrez-Marco, J.C., Oliveira, J.T. 1995. Characterization of the *Parakidograptus acuminatus* graptolite Biozone in the Silurian of the Barrancos region (Ossa Morena Zone, South Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 81, 3-8.
- Pinto, M., Andrade, A., 1987. Geocronologia dos granitóides da Zona de Ossa-Morena (Maciço Hespérico) no contexto do Arco Ibero-Armoricano. *Geociências* 2/1-2, 95-103.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J.H. 1979. *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.
- Ribeiro, M.L., Mata, J., Munhá, J. 1992a. Magmatismo do Paleozóico Inferior de Portugal. In: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra, I. Rábano (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-America*. Universidad de Extremadura, 377-395.
- Ribeiro, M.L., Mata, J., Piçarra, J.M. 1992b. Vulcanismo bimodal da região de Ficalho: características geoquímicas. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal* 78/2, 75-85.
- Ribeiro, M., Munhá, J., Mata, J., e Palácios, T., 1997. Vulcanismo da Zona de Ossa Morena e seu enquadramento Geodinâmico. In Araújo, A. E Pereira, M. (Eds.). *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Univ. Évora, 37-56.
- Rigby, J.K., Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Piçarra, J.M. 1997. First articulated Silurian sponges from the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Journal of Paleontology* 71/4, 554-563.
- Romão, J. C., Coke, C., Dias, R., António, R., 2005. Transient inversion during the opening of the Wilson cycle «Sardic phase» in the Iberian variscides – Stratigraphic and tectonic record
- Romariz, C. 1962. Graptólitos do Silúrico Português. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, 2ª sér., C 10/2, 115-312.
- Rosas F. M., 2003. Estudo tectónico do sector de Viana do Alentejo-Alvito: Evolução geodinâmica e Modelação Analógica de Estruturas em Afloramentos Chave (Ramo Sul da Cadeia Varisca Ibérica – SW da Zona de Ossa-Morena). PhD Thesis, GeoFCUL, Univ. Lisboa, 2003, 264 p.
- Sarmiento, G.N., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T. 2000. Conodontes do Silúrico (Superior?)-Devónico nos “Mármore de Estremoz”, Sector de Estremoz-Barrancos (Zona de Ossa Morena, Portugal). Implicações estratigráficas e estruturais a nível regional. I Congresso Ibérico de Paleontologia/VIII International Meeting of IGCP 421, Évora, Resumos 284-285.
- Schermerhorn, L.J.G. 1971. An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero* 82/3-4, 239-268.
- SGP (Serviços Geológicos de Portugal) 1992. *Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Teixeira, C. 1951. Notas sobre a geologia da região de Barrancos, e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 32, 75-84.