

**ESTUDO ESTRATIGRÁFICO DO SECTOR DE ESTREMOZ-  
BARRANCOS, ZONA DE OSSA MORENA, PORTUGAL**

**Volume I - Litoestratigrafia do intervalo  
Câmbrico médio?-Devónico inferior**

José Manuel Piçarra d' Almeida



169000

Universidade de Évora  
Departamento de Geociências  
Évora - 2000

Dissertação apresentada à Universidade de Évora  
para a obtenção do grau de Doutor em Geologia

## ERRATA

### VOLUME I

- no índice, onde se lê "VOLUME I - LITOSTRATIGRAFIA DO INTERVALO ORDOVÍCIO-DEVÓNICO INFERIOR" deve ler-se "VOLUME I - LITOSTRATIGRAFIA DO INTERVALO CÂMBRICO MÉDIO?-DEVÓNICO INFERIOR"
- na legenda da figura 2 deve ler-se apenas "Divisões do Maciço Ibérico (segundo Ribeiro *et al.*, 1979)"

U.E. SERVIÇOS ACADÉMICOS	N.º 1576
CLASSIFICAÇÃO	005/19
	SECÇÃO

## ÍNDICE

### VOLUME I - LITOESTRATIGRAFIA DO INTERVALO ORDOVÍCICO-DEVÓNICO INFERIOR

#### PREFÁCIO E AGRADECIMENTOS

#### RESUMO

#### ABSTRACT

### 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Objectivos do trabalho .....	1
1.2 - Localização geográfica da região estudada e modo de apresentação dos resultados .....	2
1.3 - Breve síntese da estrtigrafia da Zona de Ossa Morena (ZOM) .....	3
1.3.1 - Faixa Blastomilonítica .....	5
1.3.2 - Sector de Alter do Chão-Elvas .....	7
1.3.3 - Sector de Montemor-Ficalho .....	8
1.3.4 - Maciço de Beja e o Ofiolito de Beja-Acebuches.....	13

### 2 - O SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS

2.1 - Considerações muito gerais sobre o sector e metodologia adoptada para o seu estudo .....	15
2.2 - Região de Barrancos-Granja.....	17
2.2.1 - Estudos geológicos anteriores .....	17
2.2.2 - Litoestratigrafia.....	19
2.2.2.1 - Formação de Fatuquedo .....	22
2.2.2.2 - Formação de Ossa .....	23
2.2.2.3 - Formação de Barrancos .....	26
2.2.2.4 - Formação dos Xistos com <i>Phyllocytes</i> .....	28
2.2.2.5 - Formação de Colorada.....	30
2.2.2.6 - Formação dos Xistos com Nódulos.....	35

2.2.2.7 - Formação dos Xistos Raiados .....	45
2.2.2.8 - Formação do Monte das Russianas .....	52
2.2.2.9 - Formação de Terena .....	54
2.2.2.10 - Complexo Ígneo de Barrancos .....	58
2.3 - Região de Estremoz-Capelins .....	61
2.3.1 - Estudos geológicos anteriores e considerações gerais .....	61
2.3.2 - Anticlinal de Estremoz e Ferrarias. Litoestratigrafia .....	63
2.3.2.1 - Formação de Mares .....	64
2.3.2.2 - Membro Vulcanoclástico .....	65
2.3.2.3 - Formação Dolomítica .....	65
2.3.2.4 - Horizonte sílico-ferruginoso .....	67
2.3.2.5 - Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz .....	67
2.3.3 - Sequência litoestratigráfica geral (sinclinal de Terena e flancos do anticlinal de Estremoz) .....	71
2.3.3.1 - Formação de Fatuquedo e Nível Quartzítico com óxidos de Fe e Mn .....	72
2.3.3.2 - Formação de Ossa .....	74
2.3.3.3 - Formação de Barrancos <i>s.l.</i> .....	75
2.3.3.4 - Formação de Colorada .....	77
2.3.3.5 - Formação dos Xistos com Nódulos .....	81
2.3.3.6 - Formação dos Xistos Raiados .....	86
2.3.3.7 - Formação de Terena .....	88
2.4 - Ensaio de interpretação estrutural para o sector de Estremoz-Barrancos .....	90

## **ESTAMPAS**

### **ANEXOS:**

(na bolsa da contra-capa)

Anexo A - Mapa geológico da região de Barrancos-Mourão

Anexo B - Mapa geológico da região de Estremoz-Capelins

Anexo C - Localização das jazidas de graptólitos da região de Estremoz-Capelins

Anexo D - Localização das jazidas de graptólitos da região de Barrancos-Mourão

Anexo E - Relação dos géneros e espécies de graptólitos determinados e sua distribuição pelas jazidas das regiões de Estremoz e Barrancos.

## VOLUME II - BIOESTRATIGRAFIA DO INTERVALO ORDOVÍCICO-DEVÓNICO INFERIOR

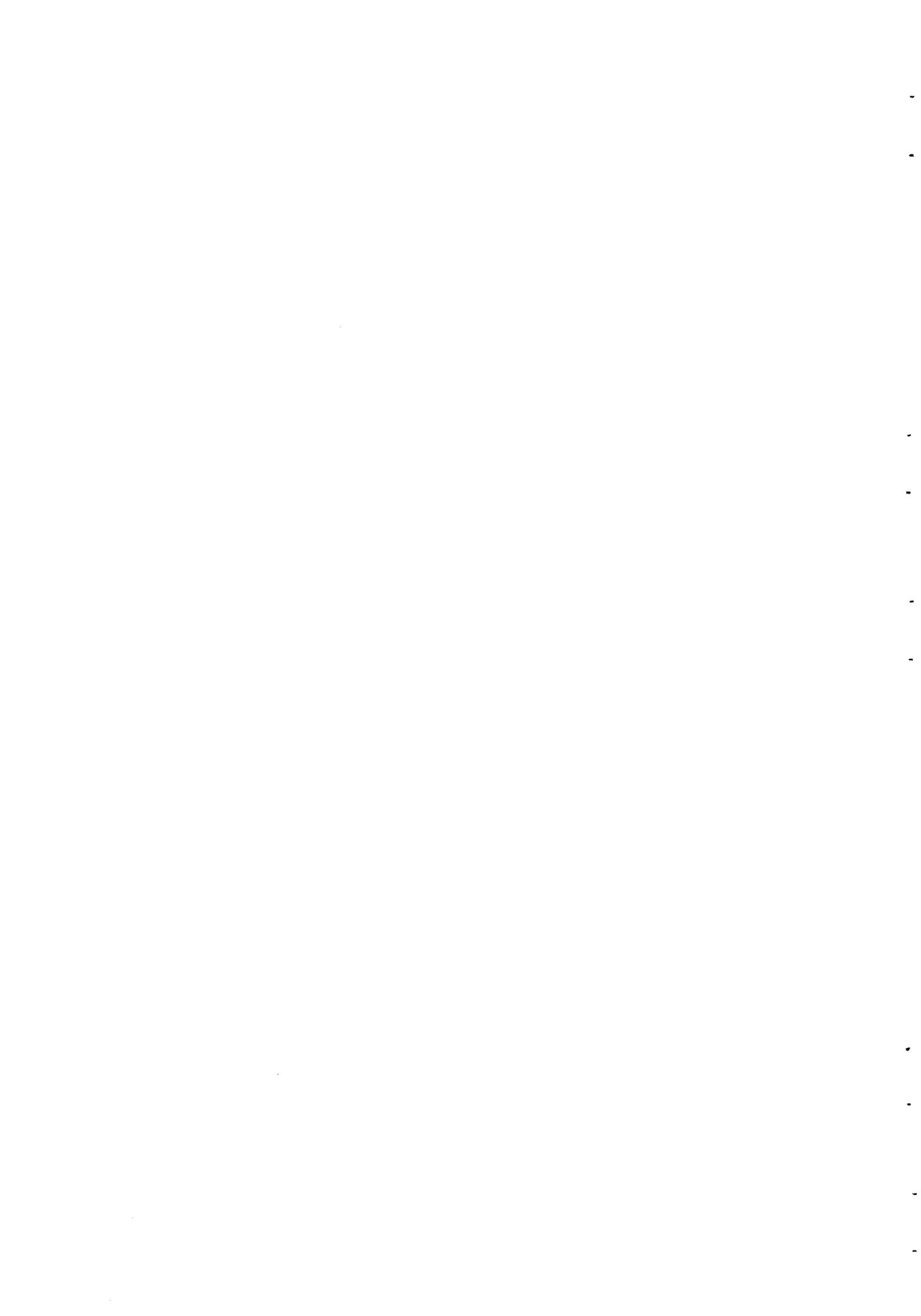
<b>1 - INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.2 - Metodologia da investigação paleontológica.....	1
<b>2 - ORDOVÍCICO</b> .....	3
2.1 - Antecedentes paleontológicos da região estudada.....	3
2.2 - Registo paleontológico da Formação de Barrancos.....	4
2.3 - Registo paleontológico da Formação dos Xistos com <i>Phyllocytes</i> .....	5
2.3.1 - Icnofósseis .....	5
2.3.2 - Graptólitos .....	9
2.3.3 - Microfósseis de parede orgânica .....	10
2.3.4. - Considerações bioestratigráficas e paleoecológicas da Formação dos Xistos com <i>Phyllocytes</i> .....	10
2.3.5 - Registo paleontológico da Formação de Colorada .....	12
<b>3 - SILÚRICO</b> .....	16
3.1- Antecedentes paleontológicos da região estudada.....	16
3.2 - Jazidas paleontológicas consideradas.....	18
3.2.1 - Região de Estremoz-Capelins .....	20
A - Flanco ocidental do sinclinal de Terena .....	20
B - Flanco oriental da sinclinal de Terena .....	23
C - Flanco ocidental do anticlinal de Estremoz .....	27

D - Faixa envolvente do anticlinal de Estremoz.....	29
E - Flanco oriental do anticlinal de Estremoz.....	34
3.2.2 - Região de Barrancos-Granja.....	41
A - Flanco ocidental do sinclinal de Terena.....	41
B - Flanco oriental do sinclinal de Terena.....	51
C - Sinclinal de Russianas.....	86
3.3 - Resultados bioestratigráficos.....	101
3.3.1 - Introdução e problemática.....	101
3.3.2 - Graptólitos da Rhuddaniano.....	106
- Biozona de <i>Parakidograptus acuminatus</i> .....	106
- Biozona de <i>Cystograptus vesiculosus</i> .....	107
- Biozona de <i>Coronograptus cyphus</i> .....	108
3.3.3 - Graptólitos do Aeroniano.....	108
- Biozona de <i>Demirastrites triangulatus</i> .....	108
- Biozona de <i>Lituigraptus convolutus</i> .....	110
- Outros graptólitos Aeronianos.....	111
3.3.4 - Graptólitos do Teliquiano.....	112
- Biozona de <i>Rastrites linnaei</i> .....	112
- Biozona de <i>Spirograptus turriculatus</i> .....	113
- Biozona de <i>Streptograptus crispus</i> .....	113
- Biozona de <i>Monoclimacis griestoniensis</i> .....	114
- Biozona de <i>Torquigraptus tullbergi</i> .....	115
- Biozona de <i>Oktavites spiralis</i> .....	115
- Topo do Teliquiano.....	116
3.3.5 - Graptólitos do Sheinwoodiano.....	117
- Biozonas do Sheinwoodiano baixo.....	117
- Biozonas do Sheinwoodiano tardio.....	118
3.3.6 - Biozonas do Homeriano.....	119
- Biozona de <i>Cyrtograptus lundgreni</i> .....	119

- Biozonas de <i>Pristiograptus parvus</i> e de <i>Pristiograptus dubius-Gothograptus nassa</i> .....	120
- Biozona de <i>Colonograptus? ludensis</i> .....	120
3.3.7 - Biozonas do Gorstiano .....	121
- Biozona de <i>Neodiversograptus nilssoni</i> .....	121
- Biozona de <i>Lobograptus scanicus</i> .....	122
3.3.8 - Biozonas do Ludfordiano .....	122
3.3.9 - Graptólitos do Pridoliano .....	123
3.4 - Correlação e aspectos paleobiogeográficos .....	125
<b>4 - DEVÓNICO INFERIOR</b> .....	<b>133</b>
4.1 - Graptólitos do Devónico inferior .....	133
- Biozona de <i>Monograptus uniformis</i> .....	133
- Biozona de <i>Monograptus hercynicus</i> .....	134
4.2 - Outros grupos fósseis da Formação dos Xistos Raiados .....	135
4.3 - Fósseis da Formação do Monte das Russianas .....	137
4.4 - Outros grupos fósseis da Formação de Terena .....	138
4.5 - Considerações sobre os fósseis do Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz .....	139
<b>5 - CONCLUSÕES</b> .....	<b>141</b>
<b>6 - BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>145</b>

## ESTAMPAS

- GRAPTÓLITOS
- OUTROS GRUPOS FÓSSEIS



## **PREFÁCIO E AGRADECIMENTOS**

O presente trabalho teve o seu início após o acesso, em 1992 e por concurso, ao lugar de Assistente de Investigação do quadro da ex Direcção Geral de Geologia e Minas. Foi realizado sob a orientação dos Doutores José Tomás Oliveira e António Alexandre V. Araújo, na área de estratigrafia, e pelo Doutor Juan Carlos Gutiérrez-Marco, na área da bioestratigrafia baseada em graptólitos.

O objectivo deste trabalho é contribuir para um melhor conhecimento da evolução sedimentar e geodinâmica do sector de Estremoz-Barrancos, no Paleozóico, e deste modo facilitar as correlacções laterais com as sequências dos outros sectores da Zona de Ossa Morena ou de outras áreas do Maciço Hespérico.

O Sistema Silúrico é analisado com particular detalhe, sob os aspectos lito e bioestratigráfico, mercê do estudo dos graptólitos recolhidos no decorrer do trabalho ou do material proveniente das colheitas de Nery Delgado. Aproveita-se o razoável estado de preservação dos graptólitos para uma mostra das espécies até agora identificadas neste sector.

Muitas questões ficam ainda por esclarecer ou por ausência de dados ou por estarem fora do âmbito deste trabalho, como são as dos domínios do metamorfismo, magmatismo e sedimentologia, entre outros.

Muitos dos resultados aqui apresentados foram já objecto de publicação, à medida que iam sendo obtidos.

Os meus primeiros agradecimentos vão para o Doutor José Tomás Oliveira, por todo o apoio que me tem dado e a quem muito devo em termos profissionais, mesmo ainda antes do início deste trabalho. Foi ele que me incentivou a candidatar-me à Carreira de Investigação e depois, como orientador, me proporcionou os meios e os apoios necessários à efectivação do trabalho, culminando com uma análise crítica e uma revisão cuidada deste texto. Agradeço-lhe igualmente que, por seu intermédio, me desse a conhecer outro grande amigo e também meu orientador, o Doutor Juan Carlos Gutiérrez-Marco. Este colega foi incedível no seu apoio ao trabalho e ensinamentos na área da Paleontologia, especialmente na identificação e classificação dos graptólitos, o seu método de trabalho no campo e no gabinete, os contactos com colegas estrangeiros e na discussão final do texto. O meu muito obrigado.

Ao Doutor António Alexandre Araújo, meu orientador por parte da Universidade de Évora, agradeço-lhe a sua total disponibilidade para discutir alguns dos assuntos do texto, especialmente os relacionados com a tectónica, assim como as inúmeras trocas de impressões no campo.

Ao nível de instituições quero agradecer especialmente ao Instituto Geológico e Mineiro, na pessoas dos Directores (Geral/Presidente e de Departamento de Geologia) que tiveram em exercício de há oito anos para cá, todos os esforços no sentido da minha valorização profissional, sem esquecer os apoios do ponto de vista material e logístico, essenciais à realização deste trabalho.

À Secção de Beja do IGM, desde sempre o meu local de trabalho, quero expressar a minha gratidão pelo apoios e vivências tidas ao longos destes anos com todo o seu Pessoal Técnico e Administrativo.

À Universidade de Évora, e em particular ao seu Departamento de Geociências, agradeço ter aceite este trabalho para ser objecto de provas públicas.

Ao Departamento de Paleontologia da Faculdade de Ciências Geológicas da Universidade Complutense de Madrid, agradeço os vários estágios feitos com o Doutor Juan Carlos Gutiérrez-Marco, para aprofundar as bases de sistemática e classificação dos graptólitos.

A “Fundação para a Ciência e a Tecnologia” e o “Instituto de Cooperação Científica e Tecnológica Internacional”, foram instituições que, em maior ou menor grau, financiaram acções ou reuniões ligadas com o tema do trabalho. Por isso, o meu reconhecimento.

São muitos os Colegas e amigos que de algum modo contribuíram para a realização deste trabalho e que agora merecem uma referência particular.

De entre eles, quero mencionar em primeiro lugar o Dr. Victor Oliveira, como um dos meus “mestres de campo” no início da minha carreira, com quem passei muitas horas de discussão sobre a estratigrafia dos diferentes sectores da ZOM.

No trabalho de campo foi fundamental a troca de impressões tidas , para além dos Doutores J. Tomás Oliveira e Alexandre Araújo, com o Profs. Francisco Gonçalves e José Brandão. Uma especial recordação do Prof. Francisco Gonçalves, não só por lhe ter seguido os passos no estudo da “nossa” Zona de Ossa Morena mas também pelo convite que me fez para prestar provas na Universidade de Évora.

Ao Doutor Michel Robardet agradeço toda a colaboração em projectos e artigos científicos comuns, assim como o seu vasto conhecimento sobre a geologia da parte espanhola da ZOM e da paleogeografia do SO Europeu.

Um especial agradecimento à Doutora Graciela Sarmiento, pelo sua colaboração e disponibilidade na procura de conodontes, nas muitas amostras de calcários que recebeu.

Aos Doutores Alfred Lenz e Petr Štorch, fica o meu reconhecimento pela troca de informações e ensinamentos na identificação e classificação dos graptólitos.

À Doutora Zélia Pereira agradeço toda a informação referente aos palinórfos.

Um especial agradecimento ao colega Rubem Dias pelo seu incansável apoio informático ao longo destes últimos anos, em particular na preparação das estampas. Neste campo da informática, não posso deixar de mencionar a colaboração dos colegas de Beja, em particular o Pedro de Sousa.

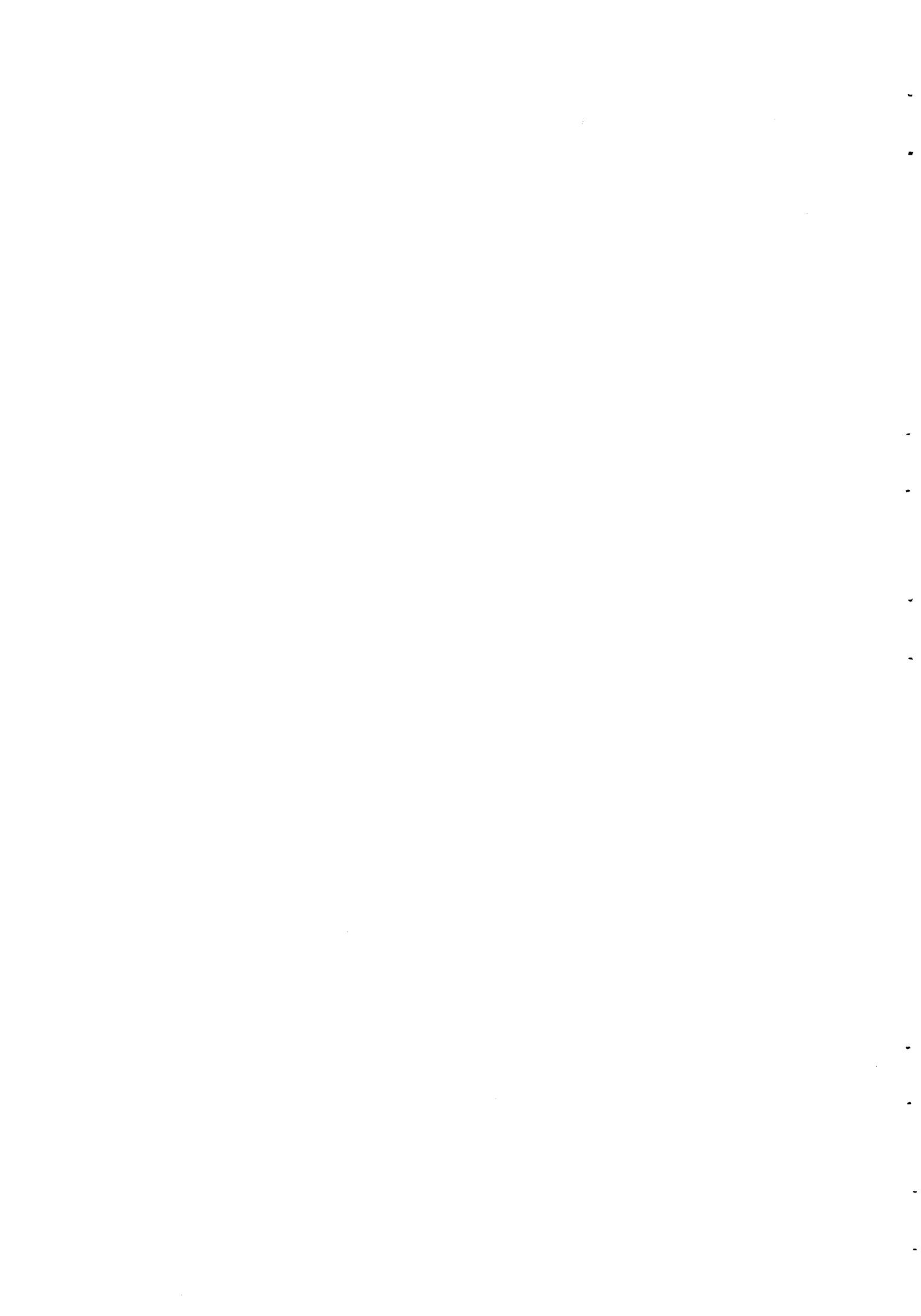
A colega Andrea Portero foi incansável na preparação final dos mapas em anexo a este trabalho. O meus agradecimentos, extensivos à Teresa Cunha e Aurete Pereira e ao Pessoal da Secção de Desenho de Departamento de Geologia.

Um saudação ao Uli Martin, brilhante fotógrafo do Departamento de Paleontologia da Univ. Complutense de Madrid, por algumas das belas estampas deste trabalho.

Muitos foram os colegas com quem, ao longo destes anos, colaborei e troquei informações nas mais variadas áreas da Geologia à Informática. Aqui deixo a referência a alguns deles, não esquecendo todos os outros: José Rebelo, José Romão, Carlos Meireles, Luísa Ribeiro, João Mata, Paulo Castro, ...

Um especial obrigado ao Técnico Profissional Principal, Sr. José Romão, pelo vários anos de trabalho de campo desenvolvido, sempre com o maior rigor e paixão.

Por último, à Margarida, Cristina e João o terem suportado, durante anos, a minha ausência de semanas fora de casa e de sempre me terem encorajado nos períodos mais difíceis.



## RESUMO

O objectivo do presente trabalho visou o estudo da sequência estratigráfica do Paleozóico do sector de Estremoz-Barrancos da Zona de Ossa Morena (Oliveira *et al.*, 1991), de um ponto de vista lito e bioestratigráfico, este fundamentalmente com base nos graptólitos do Silúrico e Devónico Inferior.

Neste sector diferenciam-se duas estruturas tectónicas principais: o Anticlinal de Estremoz e o Sinclinal de Terena.

O Anticlinal de Estremoz apresenta no núcleo uma sucessão considerada do Proterozóico Superior, sobre a qual assenta uma sucessão dolomítica atribuída ao Câmbrico Inferior (Formação Dolomítica), a que se segue um complexo vulcânico bimodal, com intercalações de mármore e raras passagens xistosas, de idade incerta (Ordovícico a Devónico ?). Envolvendo o anticlinal ocorre uma sequência terrígena, fortemente imbricada tectonicamente, que compreende: xistos e grauvaques da Formação de Fatuquedo, do Câmbrico Médio?; xistos roxos e esverdeados da Formação de Barrancos, do Ordovícico Inferior?; psamitos e quartzitos da Formação de Colorada, do Ordovícico Superior? a Silúrico basal; liditos e xistos negros da Formação dos "Xistos com Nódulos" do Silúrico; xistos e quartzitos da Formação dos "Xistos Raiados", do Silúrico Superior a Devónico Inferior.

Todas estas unidades estão bem representadas na região de Barrancos, na qual há um razoável controle bioestratigráfico.

No topo desta sequência há a sequência fliohóide da Formação de Terena, que ocupa o núcleo do Sinclinal de Terena.

Este trabalho é apresentado em dois volumes. O volume I trata da litoestratigrafia e apresenta um ensaio de interpretação estrutural para o sector. Os resultados obtidos serviram de base a correlações estratigráficas com outras áreas da Zona de Ossa Morena (ZOM) e do Maciço Hespérico. O volume II é dedicado à descrição paleontológica das faunas estudadas, principalmente dos graptólitos. É feita também uma reconstituição paleobioestratigráfica do sector, no contexto do Sudoeste Europeu.

Os principais resultados do volume I, são:

1 - Os mármore da parte superior do Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz forneceram crinóides de idade pós-Ordovícico Inferior (Piçarra & Le Menn, 1994). Recentes estudos, realizados por G. Sarmiento e ainda em curso de investigação, permitiram a identificação de conodontes, sugerindo uma idade Silúrico (? Superior) a Devónico. Os mármore estão geométricamente por debaixo de liditos do Silúrico inferior, datados com graptólitos. Se se confirmar a idade Silúrico-Devónico para os mármore, o Anticlinal de Estremoz forma uma janela tectónica, como já tinha sido sugerido em interpretações estruturais anteriores (Araújo, 1989; Silva *et al.*, 1994).

2 - A Formação de Fatuquedo, o "Nível Quartzítico com óxidos de Fe e Mn" e a Formação de Barrancos foram cartografadas pela primeira vez, no flanco oriental do Anticlinal de Estremoz. Foi definida uma nova estrutura tectónica, o Anticlinal do Alto do Castelo, que se prolonga para sudeste para áreas já anteriormente estudadas (V. Oliveira, 1994).

3 - As Formações de Colorada, “Xistos com Nódulos” e “Xistos Raiados”, foram cartografadas em várias áreas da região de Estremoz (mapa geológico do Anexo B), embora com conteúdo faunístico bastante escasso, em relação a Barrancos.

4 - A investigação fossilífera realizada na região de Barrancos, complementada com revisões de colecções antigas depositadas no Instituto Geológico e Mineiro (Lisboa e Porto) e dados palinológicos recentes (Z. Pereira *et al.*, 1998, 1999), permitiram obter os seguintes resultados:

a - os quartzitos do topo da Formação de Colorada passam gradualmente a léditos da Formação dos “Xistos com Nódulos”. Na passagem entre estas formações identificaram-se graptólitos da Biozona de *Parakidograptus acuminatus* do Rhuddaniano, o que prova, pela primeira vez em Portugal, a existência do Silúrico basal.

b - a Formação dos “Xistos com Nódulos” corresponde a uma sucessão condensada (60 m), com idade compreendida entre o Rhuddaniano e o Ludfordiano basal. Esta unidade era anteriormente considerada do Landoveriano médio e superior (Perdigão *et al.*, 1982).

c - a Formação dos “Xistos Raiados”, constituída por uma alternância de xistos e arenitos finos (200 m), forneceu graptólitos do intervalo Ludfordiano (Biozona de *Saetograptus leintwardinensis*) a Lochkoviano (Biozona de *Monograptus uniformis*) e esporos da Biozona PE, do limite Praguiano-Emsiano.

d - a Formação de Terena, composta por xistos, grauvaques e algumas passagens conglomeráticas, forneceu graptólitos (Biozona de *Monograptus hercynicus*) e esporos do Lochkoviano alto. Os níveis mais altos da sucessão foram datados do Praguiano e Emsiano, com base em esporos. Estas determinações colocam de parte as idades de Devónico superior (Ribeiro *et al.*, 1979; Perdigão *et al.*, 1982; Oliveira *et al.*, 1991) e Carbónico inferior (Schermerhorn, 1971) que antes lhe eram atribuídas e vêm confirmar o Devónico inferior, proposto por Teixeira (1951).

e - as novas determinações fossilíferas nas Formações dos “Xistos Raiados” e de Terena, complementados com os dados anteriores na Formação do Monte das Russianas, indicam claramente que estas unidades são contemporâneas, fazendo parte da mesma bacia sedimentar. As Formações dos “Xistos Raiados” e do “Monte das Russianas” fariam parte de uma plataforma carbonatada-siliciclástica, enquanto que a sedimentação turbidítica da Formação de Terena se fazia mais para oeste, em zonas mais profundas.

5 - O Complexo Ígneo de Barrancos é constituído por calcários, vulcanitos ácidos e brechas sinsedimentares, todos afectados pela deformação varisca. Esta associação litológica é intruída por doleritos, microdioritos e outras brechas, que não sofreram qualquer deformação tectónica (Perdigão *et al.*, 1982). O conhecimento deste complexo é muito limitado, não existindo informação segura relativa à sua idade.

6 - Do ponto de vista tectónico, todas as unidades do sector foram afectadas pelos dois episódios principais da deformação varisca. O primeiro episódio, com direcção NNO-SSE e vergência para NE, é claramente visível em Estremoz (Lopes, 1995). Em Barrancos, esta fase está representada por dobras tombadas vergentes para SO (Perdigão *et al.*, 1982). O segundo episódio está bem marcado por intensa e penetrante clivagem vertical, associada a dobras isoclinais. A ocorrência frequente de cavalgamentos, talvez esteja ligado a este segundo episódio de deformação. Poderão

ter ocorrido deslizamentos sinsedimentares por gravidade, mas a sua confirmação é difícil de fazer-se, atendendo à forte deformação tectónica.

O volume II é principalmente dedicado à descrição das associações de graptólitos do Silúrico-Devónico Inferior, recolhidos em jazidas das áreas de Barrancos e Estremoz. Este estudo foi complementado com a revisão de exemplares de colecções antigas, incluindo também icnofósseis. Os resultados conduziram ao reconhecimento de biozonas de graptólitos do Silúrico e Devónico inferior, permitindo comparações bioestratigráficas com outras áreas da ZOM, Maciço Hespérico e Europa mediterrânica.

Os principais resultados obtidos, são:

- identificação de esponjas da família ?*Hexactinellidae*, em xistos da Formação de Barrancos (Rigby *et al.*, 1982).
- reconhecimento de dezanove biozonas de graptólitos do Silúrico e duas do Devónico inferior, algumas delas constituindo a primeira referência em Portugal.
- identificação de graptólitos da Biozona de *Parakidograptus acuminatus*. Este dado confirma a existência do Silúrico inferior basal em Barrancos, ao contrário do que era antes admitido (Delgado, 1908; Perdigoão *et al.*, 1982).
- identificação, na região de Estremoz, do graptólito *Metaclimacograptus flamandi* do Teliqiano. Esta espécie é muito comum no Silúrico da Zona Centro Ibérica e nunca fora referenciada em qualquer área da ZOM. A ocorrência em ambas as zonas prova que pode ter havido migrações de faunas entre mares que poderiam não estar muito distantes um do outro.
- reconhecimento, na região de Barrancos, do Evento Lundgreni de extinção de graptólitos do Homeriano basal.
- descrição de um nova espécie de esponja, *Protospongia iberica* n. sp., recolhida na Formação dos Xistos com Nódulos.
- determinação, pela primeira vez em Portugal, de graptólitos das Biozonas de *Neocolonograptus parultimus*-*Neocolonograptus ultimus* e *Monograptus bouceki* do Pridoliano e das Biozonas de *Monograptus uniformis* e *Monograptus hercynicus* do Devónico inferior.

A sucessão do Silúrico-Devónico inferior da região de Barrancos correlaciona-se, em termos gerais, com a do sinclinal del Valle, na ZOM espanhola, com excepção da existência nesta de intercalações calcárias no Ludloviano e Pridoliano. Quando a sucessão de Barrancos é correlacionada com outros locais da Península Ibérica, algumas diferenças existem não só no que respeita à litologia como também no conteúdo das associações de graptólitos.

Do ponto de vista paleogeográfico, a ZOM e conseqüentemente o sector de Estremoz-Barrancos, estão integrados no Domínio Sul Ibérico (Robardet & Gutiérrez-Marco, 1990). A uma escala maior, as associações de graptólitos do

Silúrico-Devónico inferior de Barrancos, mostram fortes afinidades com as de outras áreas do Sudoeste Europeu.

## ABSTRACT

The present thesis aims the study of the Palaeozoic stratigraphic sequence that integrate the Estremoz-Barrancos sector of the Ossa Morena Zone (Oliveira *et al.*, 1991) with emphasis on the lithostratigraphy and on the palaeontological description of the graptolite assemblages of Silurian to Lower Devonian age.

In this sector two main tectonic structures are recognized, i.e, the Estremoz Anticline and the Terena Syncline.

The Estremoz Anticline comprise a late Proterozoic basement, which is unconformably overlain by a Lower Cambrian dolomitic succession (Dolomitic Formation) followed by a Vulcano-sedimentary Complex of bimodal volcanics, marbles and a few shales, of uncertain age (Ordovician to Devonian ?). Surrounding the anticline crops out a highly imbricated terrigenous sequence that comprise the Fatuquedo Formation of middle Cambrian age ? (shales and greywacks), the Barrancos Formation of Ordovician age ? (greenish and redish shales), the "Xistos com Nódulos" Formation of Silurian age (lydites and black shales) and the "Xistos Raiados" Formation of late Silurian to Early Devonian age (shales and silstones).

All the units that surround the Estremoz Anticline are well represented in the Barrancos region where their biostratigraphy is much better constrained. Overlying these sequence occurs the flyschoid unit of the Terena Formation, that form the core of the Terena Syncline.

This study is presented in two volumes. Volume I deals with the lithostratigraphy, mapping and a limited structural interpretation. The results obtained give support to stratigraphical correlations with other areas of the Ossa Morena Zone and the Hesperian Massif. Volume II is mainly concerned with the palaeontological description of the studied faunal assemblages, composed mostly of graptolites. A tentative paleobiostratigraphic reconstruction within the context of the South European Variscides is also undertaken.

The main results are here synthetised:

1 - Marbles forming the upper part of the Vulcano-sedimentary Complex of the Estremoz Anticline provided crinoids not older than the Ordovician and provisional conodont determinations (G. Sarmiento, written communication) suggests a late Silurian to Devonian age. A more detailed biostratigraphic interpretation of these results is in progress. These marbles are geometrically overlain by lydites of Lower Silurian age, proved by graptolite faunas. If the late Silurian to Lower Devonian age for the marbles is confirmed, than the Estremoz Anticline forms a tectonic window as suggested by previous structural interpretations (Araújo, 1989; Silva *et al.*, 1994).

2 - For the first time, the Fatuquedo Formation, the "Nível Quartzítico com óxidos de Fe e Mn" and the Barrancos Formation were recognised and mapped east of the Estremoz Anticline. This led to the identification of a new regional tectonic structure, the Alto do Castelo Anticline, whose southeast continuation had previously been mapped (V. Oliveira, 1984).

3 - The Colorada, "Xistos com Nódulos" and "Xistos Raiados" Formations whose type sections were defined in the Barrancos region (Perdigão *et al.*, 1982), prove to be also

represented in the Estremoz region, where they were also mapped (see geological map B, in anex). However, in the latter region, all these units are very poor in fossil assemblages.

4 - Intensive biostratigraphic field work in Barrancos, complemented with the revision of old collections housed in the "Instituto Geológico e Mineiro", Lisbon and Oporto, and recent palynological investigations (Z. Pereira *et al.*, 1998, 1999) allow the following main conclusions:

a - the quartzites of the upper part of the Colorada Formation grades upwards to the lydites and black shales of the "Xistos com Nódulos" Formation. Furthermore, they have yielded graptolites of Rhuddanaian *Parakidograptus acuminatus* Biozone showing for the first time the existence of the basal Silurian in Portugal.

b - the "Xistos com Nódulos" Formation corresponds to a condensed (60 m) euxinic succession, whose age range from the Rhuddanian to the basal Ludfordian. The age of this unit was previously considered of middle to upper Llandovery (Perdigão *et al.*, 1982).

c - the "Xistos Raiados" Formation, a silty/shale succession of about 200 m in thickness, yielded graptolites of Ludfordian (*Saetograptus leintwardinensis* Biozone), Pridoli and basal Lochkovian ages, and spores of the PE Biozone (Praguian-Emsian boundary).

d - the Terena Formation composed of shales, graeywackes and less conglomerate lenses forming a flysch sequence, yielded, at its base, graptolites (*Monograptus hercynicus* Biozone) and Lochkovian spores. Higher in the succession (central area of the Terena Syncline) spores of Praguian and Emsian ages were also identified. These determinations confirm the Lower Devonian age that had been suggested long ago (Teixeira, 1951) and was latter denied, in this case, Upper Devonian (Ribeiro *et al.*, 1979; Perdigão *et al.*, 1982; Oliveira *et al.*, 1991) or Lower Carboniferous (Schermerhorn, 1971) age having been ascribed to the unit.

e - these new age determinations for the "Xistos Raiados" and Terena Formations, together with former Lower Devonian fossil assemblages described in the Monte das Russianas Formation, clearly indicate that these three units were contemporaneous, forming part of the same sedimentary basin. The Monte das Russianas and "Xistos Raiados" Formations were laid down in a distal mixed carbonate/siliclastic platform while the Terena Formation turbidites filled a deeper depocenter situated elsewhere to the west.

5 - the so-called Barrancos Igneous Complex forms a belt of poorly understood outcrops that show an association of lithologies comprising carbonates, felsic volcanics and synsedimentary breccias, which were affected by the regional tectonic deformation. This association was, in turn, intruded by dolerites, microdiorites and other brecciated dykes, all showing no effect of tectonic deformation (Perdigão *et al.*, 1982). Further investigations are needed in order to get a better understanding of the age of the Barrancos Igneous Complex.

6 - On a structural point of view all the units of this sector were affected by two main episodes of tectonic deformation with associated folds and congenetic cleavage. The first episode, trending NNW-SSE, is clearly visible in the Estremoz Anticline, showing vergence towards NE (Lopes, 1995). In Barrancos, it appears to be represented by recumbent folds and associated cleavage vergent to SW (Perdigão *et al.*, 1982). The

second episode is marked by a pervasive, almost vertical regional cleavage, with associated isoclinal folds. Perhaps the most impressive characteristic of this episode is the widespread occurrence of thrust sheets forming tectonic piles. Around the major anticlines (as for instance the Estremoz Anticline), the vergence of thrust sheets converge towards the hinge zone, while this structural arrangement that thrusting is coheval with the generation of the major folds.

It should be mentioned here that synsedimentary gravity sliding also occurs but its regional significance is hard to visualize owing to the superimposed tectonic deformation.

Volume II is mainly dedicated to the description of the graptolite assemblages recovered from selected sections of Barrancos and Estremoz regions. This is complemented with the taxonomic revision of old collections, including trace fossils. The results allow the recognition of Silurian graptolite biozonation and the establishment of biostratigraphic comparisons with other areas of the OMZ and the Hesperian Massif.

The main results obtained are:

- identification of ?*Hexactinellidae* sponges on the Barrancos Formation shales (Rigby *et al.*, 1997). If they are truly dictyonine structures they are the oldest sponges known in Portugal.
- recognition of nineteen Silurian and two Lower Devonian graptolite biozones, some of them constituting the first reference for Portugal.
- identification of graptolite faunas of the *Parakidograptus acuminatus* Biozone. This data confirm the absence of a basal Silurian hiatus, in the Barrancos region, that had been, postulated previously (Delgado, 1908; Perdigo *et al.*, 1982).
- first identification, in the Estremoz region, of the graptolite species *Metaclimacograptus flamandi* of Telychian age. This species is quite common in the Silurian of the Central Iberian Zone. Its occurrence in both paleogeographic zones prove that marine passways may have existed between them.
- recognition of the Lower Homeric Lundgreni Event of graptolite extinction in the Barrancos region.
- description of a new sponge species, *Protospongia iberica* n. sp, recovered from the "Xistos com Nódulos" Formation.
- determination, for the first time in Portugal, of Pridoli graptolites of the *Neocolonograptus parultimus*-*Neocolonograptus ultimus* and *Monograptus bouceki* Biozones and Devonian graptolites of the *Monograptus uniformis* and *Monograptus hercynicus* Biozones.

With the exception of Ludlow and Pridoli limestone levels, the Silurian and Lower Devonian stratigraphic sequence of the Barrancos region is strongly similar to that of the Valle syncline of the Spanish OMZ. When the Barrancos succession is

correlated with other areas of the Iberian Peninsula some differences exist, not only of lithological order but also on the graptolite assemblages.

On a paleobiogeographic point of view, the Ossa Morena Zone, and consequently the Estremoz-Barrancos sector, is integrated in the South Iberian Domain (Robardet & Gutiérrez-Marco, 1990). The Silurian and Lower Devonian graptolite assemblages show also strong affinities with Western Europe.

# 1 - INTRODUÇÃO

## 1.1 - Objectivos do trabalho

A actividade desenvolvida procurou atingir os seguintes objectivos :

- a) Melhorar o conhecimento geológico da sucessão do Paleozóico das áreas de Estremoz e Barrancos, através da datação das unidades litoestratigráficas, com base em macro e microfósseis.
- b) Estabelecer uma sucessão do Silúrico para o sector de Estremoz-Barrancos, com base na caracterização das biozonas de graptólitos.
- c) Aperfeiçoar as bases de correlação estratigráfica entre as unidades das áreas de Estremoz e de Barrancos e alargar essa correlação a outros sectores da ZOM.
- d) Contribuir para o conhecimento da evolução paleogeográfica da ZOM, e em particular do sector de Estremoz-Barrancos, no contexto da margem norte gondwânica.
- e) Revisão da sistemática dos graptólitos

## 1.2 - Localização geográfica da área estudada e modo de apresentação dos resultados

A área que foi objecto de estudo situa-se na província do Alentejo, distribuída entre as regiões de Barrancos e Estremoz (Fig 1).

Para a realização dos trabalhos utilizaram-se as seguintes cartas topográficas, na escala 1: 25 000, publicadas pelos Serviços Cartográficos do Exército: 398 - Veiros, 411 - Ameixial, 412 - Santo Aleixo, 413 - Vila Boim, 425 - Estremoz, 426 - Vila Viçosa, 427 - Terrugem, 440 - Alandroal, 441 - Juromenha, 451 - Redondo, 452 - Rosário, 463 - Capelins, 483 - Mourão, 492 - Granja, 493 - Mentiras, 502 - Amareleja, 503 - Noudar, 504 - Barrancos (Norte), 514 - Santo Aleixo da Restauração, 515 - Barrancos (Sul).

Na cartografia geológica de pormenor, foram ainda utilizados mapas na escala 1: 5 000 dos Serviços Geográficos e Cadastrais.

Os resultados deste trabalho são apresentados em dois volumes separados. O volume I analisa as unidades litoestratigráficas estudadas, enquanto o volume II trata da bioestratigrafia dessas unidades.

A apresentação gráfica dos trabalhos é feita em dois mapas geológicos, à escala 1: 75 000, um para a região de Barrancos (Anexo A) e outro para a região de Estremoz (Anexo B). A adopção desta escala permite ter uma visão de conjunto da geologia de cada uma das regiões, que se perderia a uma escala maior.

As jazidas de graptólitos estudados, são localizadas individualmente em mapas à 1: 25 000, incorporados no texto do volume II.

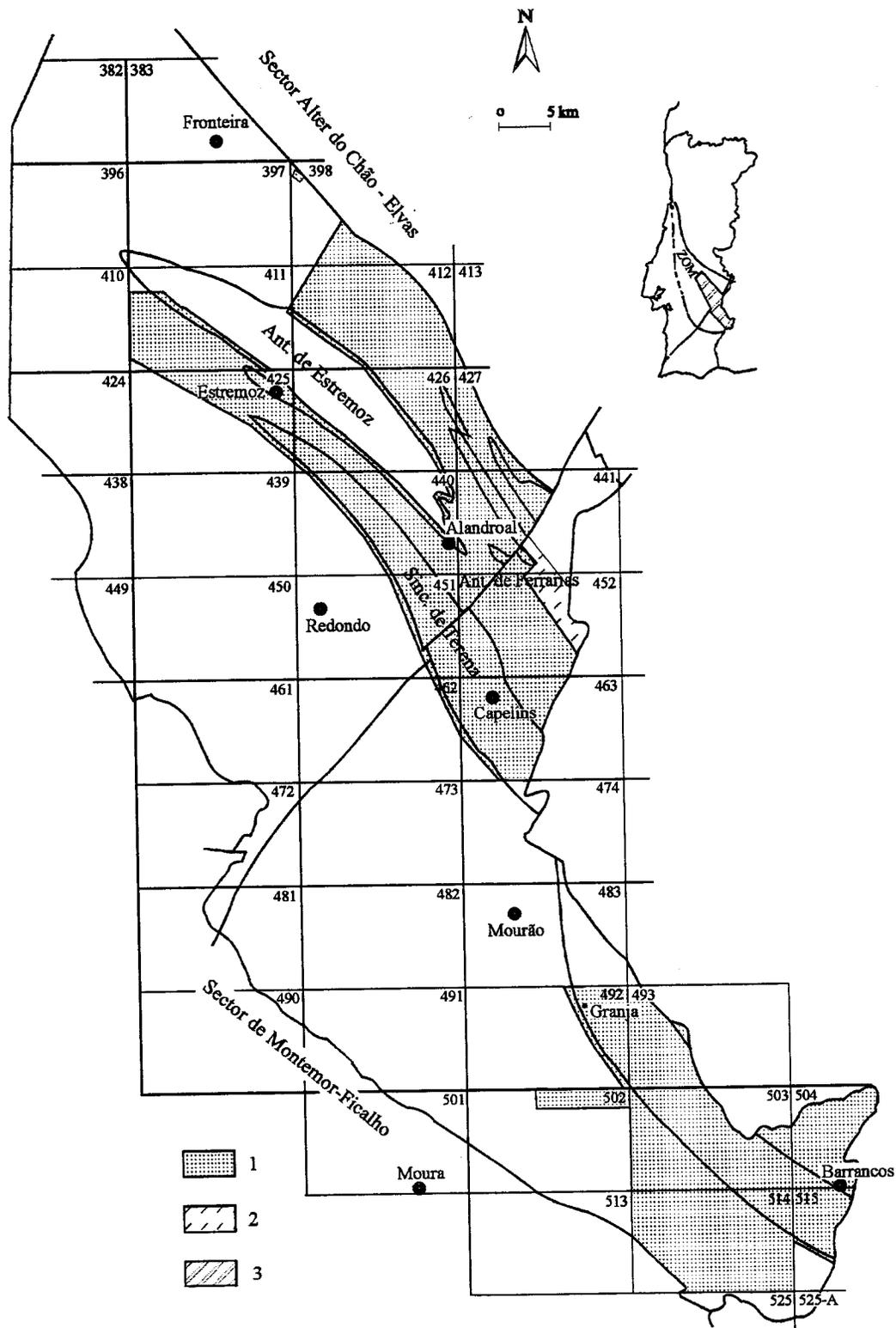


Fig. 1 - Localização da área de estudo no sector de Estremoz-Barrancos. 1 - área onde se realizaram trabalhos de campo; 2 - área com levantamentos geológicos de V. Oliveira (1984), objecto de observações pontuais; 3 - localização do sector na ZOM portuguesa.

Estas jazidas estão também localizadas em mapas à escala 1: 75 000, um para as da região de Estremoz (Anexo C) e outro para as de Barrancos (Anexo D).

Os géneros e espécies de graptólitos identificados, assim como a indicação da(s) localidade(s) onde foram recolhidos, apresentam-se no Anexo E.

A localização dos graptólitos revistos, provenientes de colecções antigas, em alguns casos, pode não corresponder exactamente ao ponto original de colheita, dado que os elementos de referência (mapas, vértices geodésicos, “montes”,...) foram outros e não os que agora utilizámos para a sua actual implantação.

### 1.3 - Breve síntese da estratigrafia da Zona de Ossa Morena (ZOM)

A Zona de Ossa Morena (ZOM) é uma das seis zonas em que está dividido o Maciço Ibérico (Fig 2).

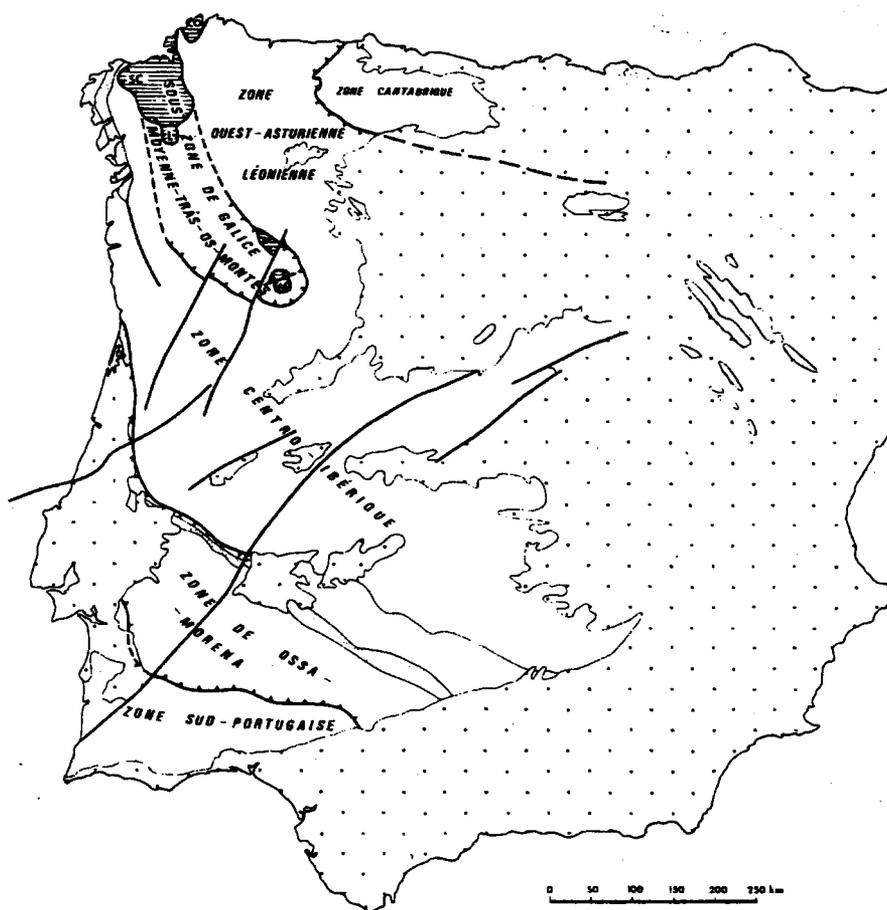


Fig. 2 - Divisões do Maciço Ibérico (segundo Ribeiro *et al.*, 1979). 1-Zona Cantábrica; 2-Zona Asturo-Leonesa-Occidental; 3-Zona de Galiza Média-Trás os Montes; 4-Zona Centro Ibérica; 5-Zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova; 6-Zona de Ossa Morena; 7-Zona do Pulo do Lobo; 8-Zona Sul Portuguesa.

Esta zonação foi proposta inicialmente por Lotze (1945), baseado principalmente em critérios estratigráficos e estruturais, decorrentes das diferenças existentes nas séries Precâmblicas e Paleozóicas do maciço. Posteriormente, como resultado da evolução de novas ideias principalmente sobre a tectónica global, outras divisões são apresentadas por outros autores, entre eles, Robardet (1976), Ribeiro *et*

al. (1979, 1990) e Quesada (1992), sem que todavia tenha havido grandes alterações aos limites inicialmente estabelecidos.

Os limites da parte portuguesa da ZOM fazem-se a norte com a Zona Centro Ibérica, através do cavalgamento de Ferreira do Zêzere-Portalegre e da falha de Porto-Tomar, e a sul, com a Zona Sul Portuguesa, marcado pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho e pela estreita faixa de rochas básicas e ultrabásicas que constituem o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Munhá *et al.*, 1986).

Os materiais da ZOM portuguesa, situam-se no intervalo Precâmbrico-Carbónico, com características litológicas, estruturais, metamórficas, ígneas e outras, muito distintas em algumas das suas áreas. Essas diferenças, conduziram ao estabelecimento de vários domínios e sub-domínios (“zonas e subzonas” ou “sectores”, segundo os autores). A primeira abordagem a esta questão foi apresentada por Carvalho *et al.* (1971), ao dividi-la em duas “zonas”, “Elvas-Portalegre” e “Estremoz-Évora-Beja”, esta subdividida nas subzonas de “Barrancos-Estremoz” e “Évora-Beja”.

Outras divisões para a ZOM são propostas por outros autores, entre eles Chacón *et al.* (1983), Apalategui *et al.* (1990), Araújo & Ribeiro (1995) e Oliveira *et al.* (1991). Estes últimos, usando o conceito de “sector”, consideram os seguintes (Fig. 3): Faixa Blastomilonítica; Alter do Chão-Elvas; Estremoz-Barrancos, com a diferenciação do anticlinal de Estremoz; Montemor-Ficalho, com a individualização do sinclinal de Cabrela; Maciço de Beja, com o subsector de Santa Susana-Odivelas.

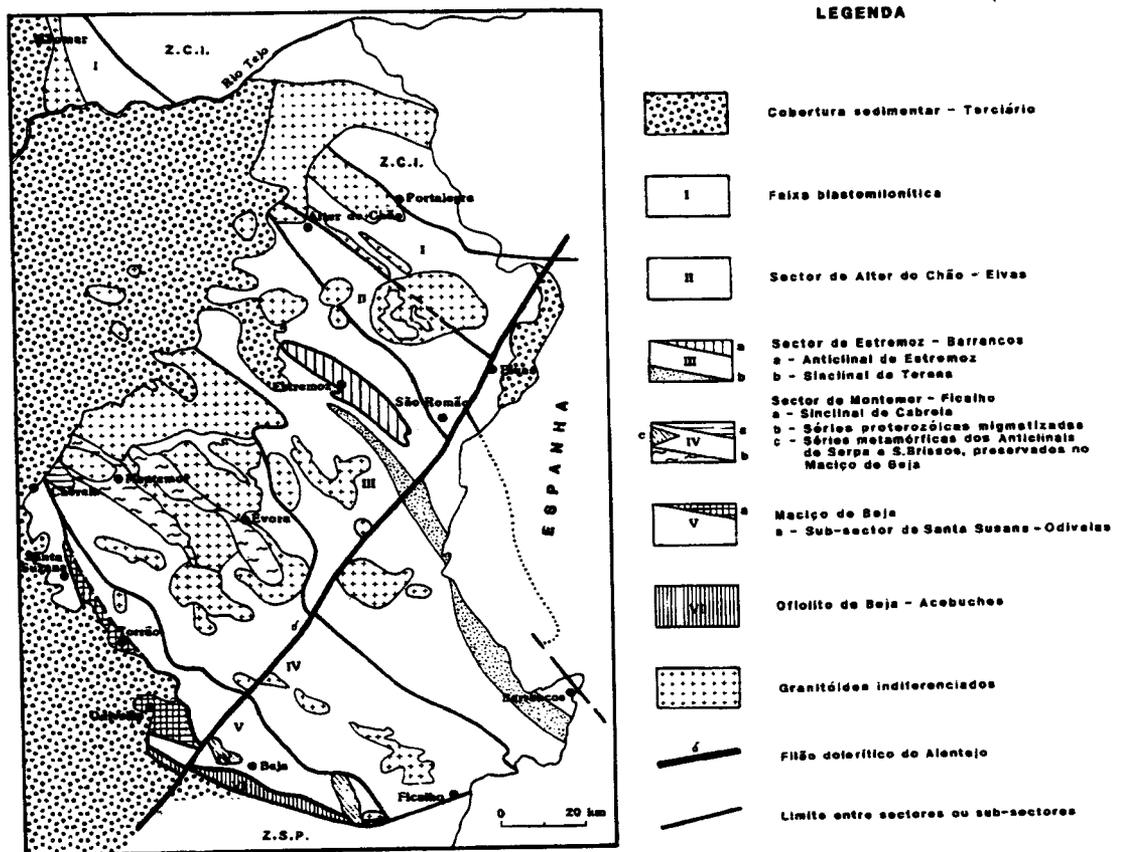


Fig. 3 - Divisões em sectores da Zona de Ossa Morena, em Portugal (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

A área objecto de estudo integra-se no sector de Estremoz-Barrancos, definido por Oliveira *et al.* (1991). Utilizando a divisão proposta por estes autores, aborda-se, nos pontos seguintes, a estratigrafia actualizada dos restantes sectores.

### 1.3.1 - Faixa Blastomilonítica

A Faixa Blastomilonítica (FB) corresponde ao sector mais setentrional da ZOM (Fig. 3), estando distribuída pelas regiões de Portalegre, Abrantes e prolongando-se para norte, em estreita faixa, até Espinho.

Tem sido caracterizada como uma importante zona de cisalhamento varisca que, segundo alguns autores, teria resultado da reactivação de uma provável sutura cadomiana (Abalos *et al.*, 1991; Quesada, 1992; Ribeiro, 1993; Silva *et al.*, 1993).

A sua geometria é a de uma estrutura em leque, dissimétrica, com um ramo norte, menos desenvolvido e vergente para nordeste, e um ramo sul com vergência para sudoeste.

É na região de Portalegre que tem sido objecto de mais estudos, atendendo a que é nela que alcança maior largura e as suas litologias estão melhor expostas. Nesta região, o limite norte da FB faz-se com a Zona Centro Ibérica (ZCI), através do cavalgamento de Portalegre, embora a norte deste acidente se tenha diferenciado o Subdomínio de Portalegre-Esperança, considerado como uma zona de transição entre a ZOM e a ZCI (Pereira, 1995). O limite sul é feito com o sector de Alter do Chão-Elvas, através do cavalgamento de Alter do Chão.

A FB é equivalente ao domínio Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano definido por Chacón *et al.* (1983) ou ao conjunto dos domínios de Valência de las Torres-Cerro Muriano e Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Apalategui *et al.* 1990).

O estabelecimento da sua sucessão estratigráfica, tem sido tarefa muito difícil de fazer, em virtude da maioria das rochas ter um elevado grau metamórfico e existirem múltiplos acidentes cizalhantes. Esta situação, levou a que vários autores utilizassem o conceito de “unidade tectono-metamórfica”. Assim foi o caso de Pereira (1995) e Pereira & Silva (1997), ao individualizarem várias unidades separadas por acidentes tectónicos importantes, nas megaestruturas “Crato-Arronches-Campo Maior” e “Assumar” (Gonçalves & Carvalhosa, 1993/94).

O estudo e a tentativa de diferenciação de unidades litoestratigráficas neste sector, iniciou-se a partir da década de setenta (Gonçalves, 1971a; Gonçalves *et al.*, 1972, 1978; Gonçalves & Oliveira, 1986).

A Figura 4 esquematiza a sucessão estratigráfica proposta por Oliveira *et al.* (1991), a qual veio reunir os dados conhecidos até então.

A Formação de Campo Maior é considerada a unidade mais antiga, apresentando litologias de alto gradiente metamórfico e milonitização. Sobre esta ocorre uma espessa série xistenta, com várias intercalações de metavulcânitos ácidos, básicos e de chertes negros, estes nos termos mais altos. Este conjunto, até recentemente designado por “Série Negra”, foi separado em duas unidades distintas (Gonçalves & Oliveira, 1986): uma inferior, a Formação de Morenos; uma superior, a Formação de Mosteiros.

A Formação de Morenos apresenta litologias muito diversas e com diferentes graus de metamorfismo, situação que levou Pereira & Silva (1997) a dividi-la nas seguintes unidades tectono-metamórficas: “Unidade de Micaxisto”; “Unidade da Contenda”; “Unidade da Barragem do Caia”.

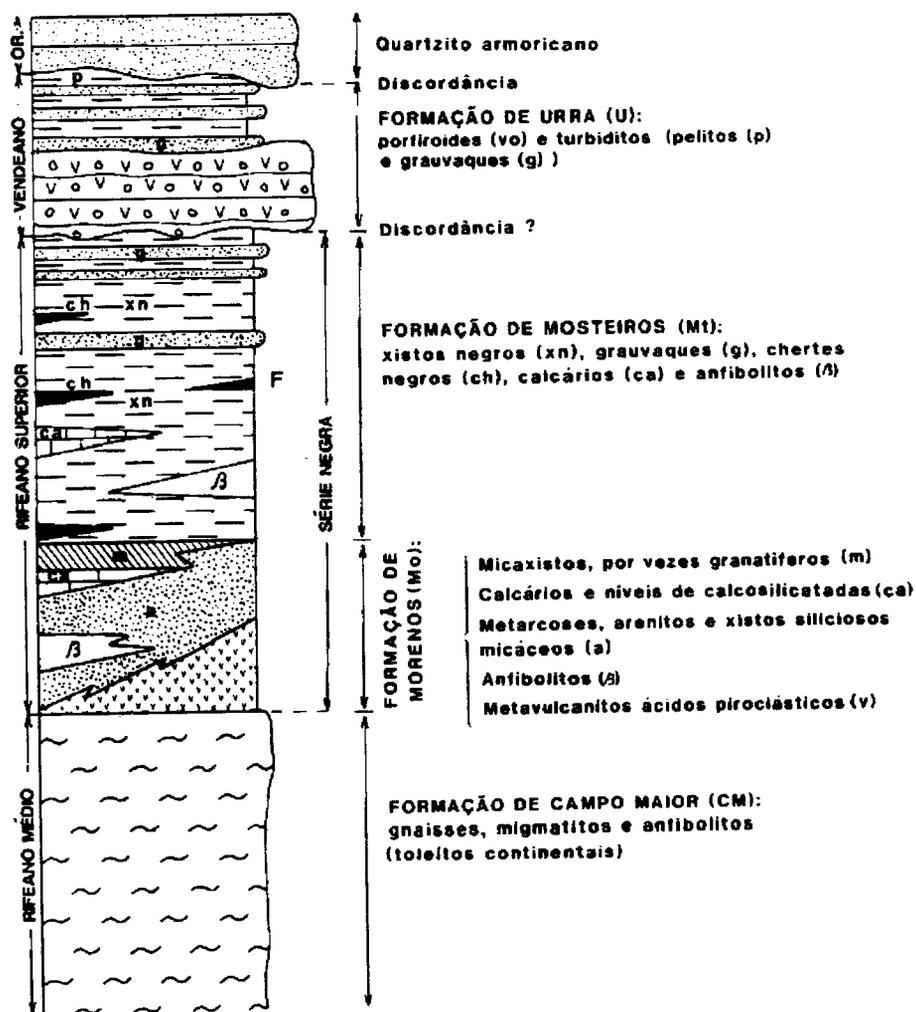


Fig. 4 - Sequência estratigráfica esquemática da Faixa Blastomilonítica (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

Na Formação de Mosteiros identificaram-se fósseis, concretamente cianobactérias do género *Eomichrystridium*, indicando o Rifeano-Vendeano (Gonçalves & Palacios, 1984).

Sobre a Formação de Mosteiros ocorrem litologias distintas a norte e a sul da estrutura Crato-Arronches-Campo Maior. Na parte norte, assenta, provavelmente em discordância, uma série vulcano-clástica denominada Formação de Urra, enquanto que a sul se dispõe a série carbonatada de Assumar (Formação Carbonatada), com vulcanitos e níveis areno-conglomeráticos na base.

No ramo norte daquela estrutura ocorrem também calcários (Câmbrico de Ouguela; Gonçalves, 1971), mas não se conhece a sua relação com a Formação de Urra.

O posicionamento da Formação de Urra e a natureza do seu contacto com os materiais ordovícicos da ZCI, tem sido uma das questões mais problemáticas da FB. Atribuída inicialmente ao Câmbrico (Gonçalves, 1971), foi depois assinalada ao Precâmbrico superior, em contacto discordante com a Formação do Quartzito Armoricano (Gonçalves & Peinador Fernandes, 1973). Pereira & Silva (1997) admitem que possa ser do Tremadociano?, sugerindo a sua passagem gradual ao "Quartzito Armoricano".

As unidades da FB estão representadas nas regiões de Abrantes (Gonçalves *et al.*, 1979; E. Pereira *et al.*, 1998) e Ferreira do Zêzere (L. Pereira, 1987). A partir daqui, e até à região de Espinho, ocorre uma sucessão plutono-metamórfica (Pereira *et al.*, 1980), em que algumas das unidades são tentativamente paralelizáveis às da região de Portalegre (Chaminé *et al.*, 1995).

### 1.3.2 - Sector de Alter do Chão-Elvas

Este sector (Fig. 3) corresponde ao domínio de Córdova-Elvas, segundo Chacón *et al.* (1983), e ao domínio de Elvas-Cumbres Mayores de Apalategui *et al.* (1990).

O limite norte é feito com a FB, através do cavalgamento de Alter do Chão.

Quanto ao limite sul, com o sector de Estremoz-Barrancos, não é consensual no que respeita à sua natureza. Segundo a interpretação clássica, considera-se o carreamento da Juromenha como o marcador do contacto entre as unidades câmbricas do sector de Alter do Chão-Elvas e os materiais considerados silúricos do sector de Estremoz-Barrancos (Gonçalves, 1971a; Ribeiro *et al.* 1979; Araújo *et al.* 1994). Silva (1997), questiona a existência deste manto de carreamento, sugerindo antes uma estrutura tectónica do tipo “cavalgamento”. Uma outra interpretação considera que o limite é antes materializado por um nível quartzítico com impregnações de Fe e Mn, localmente passando a um conglomerado, que materializaria uma discordância Câmbrico-Ordovícico (Oliveira, 1984; Oliveira *et al.*, 1991). Neste trabalho, como se descreve em pormenor no ponto 2.3.3.1, adopta-se esta última interpretação, embora sem a assinatura tectono-sedimentar que a acompanha.

Os estudos geológicos neste sector repartiram-se por duas fases principais. A primeira decorreu no final do século dezanove e início do vinte, estando fundamentalmente ligada à descoberta de fósseis na Formação de Vila Boim (Delgado, 1891; 1904). A segunda, iniciou-se a partir dos anos setenta com a publicação da geologia, à escala 1:50 000, e estudos estratigráficos, de pormenor ou de síntese (Gonçalves & Assunção, 1970; Gonçalves, 1971a; Gonçalves *et al.* 1975, 1978; Oliveira, 1984, Oliveira *et al.*, 1991), além de trabalhos sobre a geoquímica das rochas magmáticas (Mata & Munhá, 1986, 1990).

No que respeita à sucessão estratigráfica do sector, esquematizada na figura 5, apresenta um conjunto de unidades escalonadas entre o Câmbrico inferior e o Câmbrico superior-Ordovícico inferior? .

A sucessão inicia-se por um nível conglomerático, lateralmente passando a vulcanitos ácidos, que assenta em discordância sobre a Formação de Mosteiros da FB.. Nos conglomerados há clastos de lidito, com foliação formando dobras apertados, comprovando uma deformação cadomiana, ante-câmbrica (Pereira & Silva, 1997). No prolongamento desta unidade para sudeste, já em Espanha, estas litologias estão integradas na Formação Torreárboles.

Segue-se, discordante, segundo aqueles autores, uma série carbonatada, predominantemente dolomitizada (Formação Carbonatada) que, para sudeste, em Espanha (Formação Alconera), forneceu importante fauna do Câmbrico inferior (Cordubiense e Ovetiense).

Sobre a Formação Carbonatada assenta espesso conjunto siliciclástico, na qual se diferenciam três unidades distintas, da base para o topo: Formação de Vila Boim; Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem; Formação de Fatuquedo. Entre as unidades inferior e intermédia, desenvolve-se um termo quartzítico-conglomerático,

denominado “Barra Quartzítica”, que constitui um excelente nível guia de importância regional.

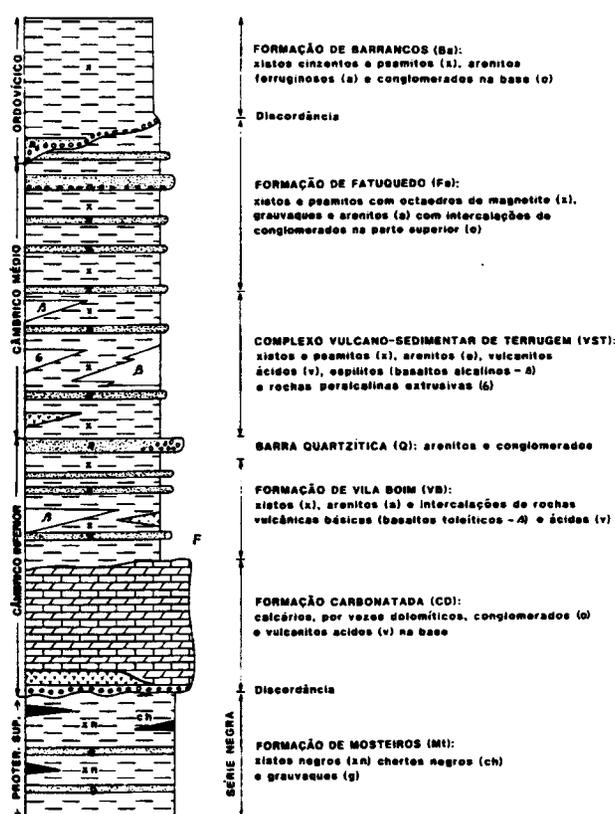


Fig. 5 - Sequência estratigráfica esquemática do sector de Alter do Chão-Elvas (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

As duas unidades mais inferiores têm a característica em comum de apresentarem intercalações de metavulcanitos félsicos e máficos. Porém, a génese e a composição das lavas máficas é distinta. Na Formação de Vila Boim são toleíticas, enquanto que no Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem são alcalino-transicionais, com elementos incompatíveis típicos de basaltos intra-placa (Mata & Munhá, 1990).

A Formação de Vila Boim forneceu fósseis de trilobites e braquiópodes, entre outros grupos, (Delgado, 1904) da parte alta do Câmbrio inferior (Marianiano).

A Formação de Fatuquedo apresenta, para o topo, passagens conglomeráticos e um nível quartzítico impregnado de óxidos de Fe e Mn que faz a passagem para a Formação de Barrancos. Estas litologias são consideradas, como já se disse anteriormente, marcadores de uma discordância Câmbrio-Ordovícico (Oliveira, 1984; Oliveira *et al.*, 1991).

### 1.3.3 - Sector de Montemor-Ficalho

Este sector (Fig. 3) 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 os anticlinais de Serpa e Viana do Alentejo, não sendo marcado por nenhum acidente tectónico.

A sua área é ocupada quase integralmente por um conjunto de unidades distribuídas entre o Precâmbrico superior e o Paleozóico médio, que, devido à acção da Orogenia Hercínica, se apresentam segundo estruturas antiformas e sinformas, com direcção preferencialmente noroeste-sudeste. As estruturas principais, são: Ficalho-Moura, Portel, Serpa, Alvito-Viana do Alentejo e Escoural. Na parte mais noroeste, diferencia-se o sinclinal de Cabrela.

As sucessões destas estruturas apresentam algumas diferenças litológicas entre elas, além de uma forte deformação tectónica e um metamorfismo de grau variado. Esta situação, aliada à quase ausência de fósseis, levou a que a maioria dos autores estabelecesse as sucessões recorrendo a correlações litoestratigráficas com áreas, como a da FB, Elvas, Barrancos e Estremoz, em que havia muito mais informação estratigráfica e paleontológica (Carvalhosa, 1965, 1983; Oliveira 1980/81; Ribeiro, 1983; Oliveira & Piçarra, 1986; Silva *et al.*, 1988; Oliveira *et al.*, 1991, 1992; Piçarra & Gutiérrez-Marco, 1992; Piçarra *et al.*, 1992b; Araújo, 1995; Fonseca, 1995).

De entre as sucessões estabelecidas, refira-se a apresentada por Oliveira *et al.* (1991) (Fig. 6, coluna B), por ser a mais recente e dar uma visão de conjunto da estratigrafia do sector.

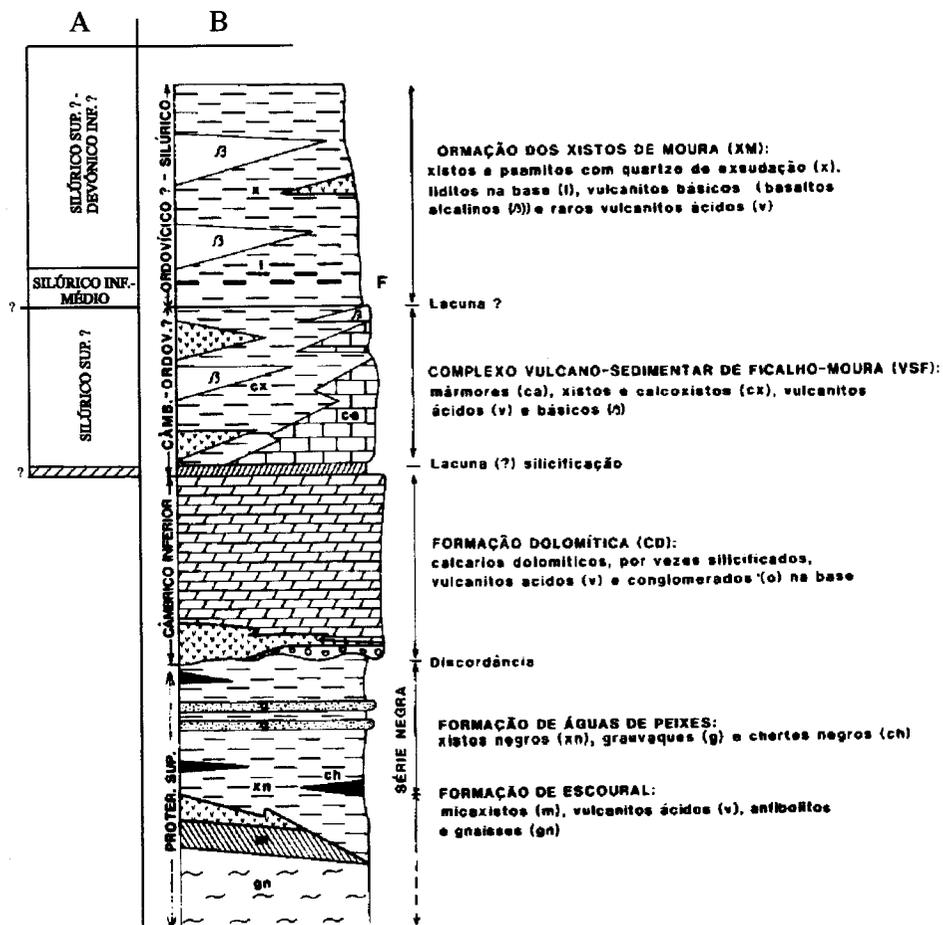


Fig. 6 - Sequência estratigráfica simplificada do sector de Montemor-Ficalho (coluna B; segundo Oliveira *et al.*, 1991). A coluna A apresenta as idades agora propostas, para algumas unidades do sector.

Porém, desde a sua publicação até à actualidade, sofreu algumas adaptações (Fig. 6, coluna A), como reflexo dos novos resultados bioestratigráficos obtidos no sector de Estremoz-Barrancos e mais recentemente, e ainda em fase de estudo, no próprio sector. Estamos-nos a referir aos resultados conseguidos no Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz, com base em crinóides (Piçarra & Le Menn, 1994) e, mais recentemente, conodontes (Sarmiento, com. escrita) (ponto 2.3.2.5), estes microfósseis também assinalados nos mármore do Complexo Vulcano-sedimentar de Ficalho-Moura (descrição abaixo).

A descrição actualizada das unidades do sector de Montemor-Ficalho apresenta-se a seguir, seguindo a sucessão estratigráfica de Oliveira *et al.* (1991).

A sucessão inicia-se por um conjunto vulcano-clástico (Formação de Escoural + Formação de Águas de Peixe), com grau intermédio a baixo de metamorfismo. As duas unidades estão presentes, na totalidade ou em parte, nos núcleos de Serpa, Viana do Alentejo e Escoural. Alguns micaxistos e chertes negros da segunda unidade chegam a aflorar no antiformal de Ficalho. Esta série, sem registar qualquer dado geocronológico, é considerada do Proterozóico superior, sendo correlacionada com: parte da Formação de Morenos; a Formação de Mosteiros; a Formação de Mares do anticlinal de Estremoz.

Na estrutura de Viana do Alentejo assume grande desenvolvimento um conjunto quartzo-feldpático, denominado “Leptinitos e gnaisses leptiniticos da serra de Viana”, correspondente a uma intrusão sub-vulcânica 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

Discordante sobre o soco precâmbrico ocorrem calcários dolomíticos (Formação Dolomítica) que apresentam, na base, níveis areno-conglomeráticos e vulcanismo ácido, este apenas conhecido em sondagem na região de Moura (Oliveira & Matos, 1992). Podem ocorrer também mármore de grão muito grosseiro, por vezes, com um bandado de sedimentos pelíticos e de metabasitos, como acontece nas estruturas de Serpa (“Mármore com forsterite” de Oliveira, 1992), Viana do Alentejo e Escoural. Estas litologias e as subjacentes, de idade precâmbrica, apresentam uma forte recristalização metamórfica, havendo até rochas metamórficas de alta pressão - eclogitos (Fonseca *et al.*, 1993).

A Formação Dolomítica é atribuída ao Câmbrio inferior por correlação com os calcários dolomíticos da região de Elvas. Os “mármore com forsterite” são também considerados desta idade, embora não seja de excluir serem mais recentes, equivalentes aos mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura.

Segue-se um horizonte silico-ferruginoso, interpretado como possível marcador de uma discordância Câmbrio-Ordovícico (Oliveira, 1984; Oliveira & Piçarra, 1986), resultante da erosão e carsificação da Formação Dolomítica e da ausência e (ou) erosão dos sedimentos do Câmbrio médio e superior. 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, no Complexo Vulcano-sedimentar de Ficalho-Moura.

A interpretação estratigráfica para este horizonte não é consensual, havendo autores que o consideraram como uma possível discordância menor de idade Câmbrio 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 (Oliveira

*et al.*, 1992). 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: tufos brecha, tufitos, xistos borra de vinho e calcoxistos. Quanto às rochas básicas, são nitidamente intra-placa e apresentam semelhanças geoquímicas com toleítos continentais anorogénicos (L. Ribeiro *et al.*, 1992b).

Nas regiões de Moura e Portel ocorrem também mármore com vulcanismo associado, predominantemente básico para o topo do complexo.

Araújo (1989, 1995), dividiu aquele complexo nas unidades tectono-estratigráficas do Moinho do Carneiro, Ribeira de Codes e Moínho de Vilares, citando a presença de “lavas em almofada” próximo do topo da primeira das unidades, no local da barragem de Alqueva. Ainda segundo este autor (1995), na última unidade, os metavulcanitos básicos parecem ser do tipo MORB-N, em contraste com os de natureza toleítica da região de Ficalho, podendo corresponder a uma escama de crosta oceânica obductada sobre a ZOM.

Nas áreas mais a leste do sector (Alvito, Viana do Alentejo, Escoural), desenvolve-se também extenso conjunto de mármore e vulcanismo básico associado (“mármore impuros” 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 do topo do complexo da região 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).

A atribuição de uma idade ao Complexo Vulcano-sedimentar de Ficalho-Moura e unidades equivalentes, tem sido difícil devido à ausência de informação bioestratigráfica ou geocronológica. Assim, tem sido considerado do: Precâmbrico superior (Carvalhosa, 1983); Câmbrico inferior (Carvalhosa, 1965; 1971); Câmbrico inferior a médio (L. Ribeiro *et al.*, 1992b); Câmbrico-Ordovícico? (Oliveira *et al.*, 1992; V. Oliveira & Matos, 1992); Ordovícico (V. Oliveira & Piçarra, 1986); Ordovícico superior ou pós Silúrico superior (Piçarra & Le Menn, 1994).

As idades avançadas por estes últimos autores, basearam-se nas identificações de artículos pedúnculares de crinóides nos mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz. Embora estes resultados não se tenham obtido neste sector, é quase unanimemente aceite que há uma equivalência estratigráfica entre os mármore da região de Estremoz e, pelo menos, os de Ficalho-Moura e Portel.

Muito recentemente, e ainda em fase de estudo, a identificação de conodontes do género *Ozarkodina?* sp. do Silúrico-Devónico, em mármore do Vulcano-sedimentar de Ficalho-Moura (coord. 641.4/4214.4, carta 513) (Sarmiento, comunicação escrita), sugere uma idade ainda mais recente das que eram anteriormente admitidas, implicando alterações na sucessão estratigráfica admitida para o sector. Outros elementos conodontais, destes dois períodos, foram também identificados em mármore do Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz (ponto 2.3.2.5), o que vêm reforçar a correlação estratigráfica admitida entre os mármore das duas regiões.

Por último, na sucessão de unidades do sector vem a “Formação dos Xistos de Moura” (Oliveira & Piçarra, 1986; Carvalhosa *et al.*, 1987; Oliveira *et al.*, 1991). Esta unidade tem tomado outras designações como: Complexo Vulcano-sedimentar de Moura-Santo Aleixo (Piçarra *et al.*, 1992b); Complexo Filonítico de Moura (Araújo, 1995). Ocupando uma vasta área da região de Moura-Ficalho, prolonga-se para

noroeste para as áreas de Portel, Viana do Alentejo (“Série de Moura”, Carvalho, 1972), Évora e Arraiolos.

Na área de Moura-Ficalho, é constituída predominantemente por xistos siliciosos (micaxistos), nos quais se intercalam vulcanitos ácidos e básicos. Os raros estudos geoquímicos e petrográficos das rochas básicas, indicam características alcalinas, sugerindo vulcanismo intraplaca (Ribeiro *et al.*, 1992a). Muitas das suas litologias apresentam-se imbricadas tectonicamente, com milonitização associada, além de apresentarem evidências de metamorfismo de alta pressão que atingiu a fácies eclogítica em rochas básicas (Araújo, 1995). Segundo este autor, os micaxistos das áreas de Portel-Viana do Alentejo e Escoural-Évora apresentam estruturação e características litológicas e metamórficas idênticas aos de Moura-Ficalho.

Restrito à área de Moura-Ficalho, ocorre um conjunto de liditos e xistos negros, designado localmente por “Formação de Negrita”, disposto em contacto (tectónico?) com vulcanitos do Complexo Vulcano-sedimentar de Ficalho-Moura ou sobre a forma de repetições tectónicas no interior dos xistos. Numa dessas repetições, situada a nordeste de Sobral d’Adiça, identificaram-se graptólitos do Landoveriano superior (Piçarra & Gutiérrez-Marco, 1992). Estes autores, assinalam ainda a existência de um membro quartzítico na base dos liditos, que correlacionam com a Formação de Colorada, da região de Barrancos.

A ausência de informação bioestratigráfica ou geocronológica até à data da descoberta destes graptólitos, levou a atribuir diversas idades à Formação dos Xistos de Moura e unidades equivalentes, nomeadamente Proterozóico superior (Delgado, 1904-1907; Carvalho & Gonçalves, 1984); Câmbrico médio (Carvalho, 1983); Ordovícico-Silúrico (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra *et al.*, 1992b); Silúrico (Carvalho *et al.* 1971; Oliveira & Piçarra, 1986).

A sucessão paleozóica de Moura-Ficalho tem muitos pontos em comum com a do Anticlinal de Estremoz, havendo uma equivalência estratigráfica entre as litologias da “Formação dos Xistos de Moura” (mais correctamente, dever-se-ia fazer referência a duas unidades distintas: a dos liditos; a que inclui as restantes litologias) e as que envolvem a estrutura de Estremoz (Oliveira & Piçarra, 1986; Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra *et al.*, 1992b). Assim, face ao conhecimento actual que se tem da geologia de Estremoz, é de admitir uma idade Silúrico superior-Devónico inferior para a maioria dos xistos siliciosos que integram a “Formação dos Xistos de Moura”, embora não seja de excluir a existência de litologias de idade ordovícica.

A sucessão estratigráfica do sinclinal de Cabrela, definida por Ribeiro (1983) e ilustrada na figura 7, apresenta um conjunto vulcano-sedimentar carbonatado (Formação de Cabrela) do Devónico superior. Esta sucessão apresenta na base um nível conglomerático com clastos já xistificados, que se dispõe discordante sobre uma série predominantemente carbonatada (Formação da Pedreira da Engenharia), datada com conodontes do Eifeliano (Boogard, 1972). Esta formação, por sua vez, assenta numa unidade de xistos e vulcânitos básicos equivalente à Formação dos Xistos de Moura.

A Formação de Cabrela foi deformada apenas por uma fase da Orogenia Hercínica, enquanto as unidades subjacentes apresentam evidências de uma fase anterior. Esta situação permite datar do Givetiano a idade da 1ª fase da Orogenia Hercínica, nesta região (Ribeiro, 1983).

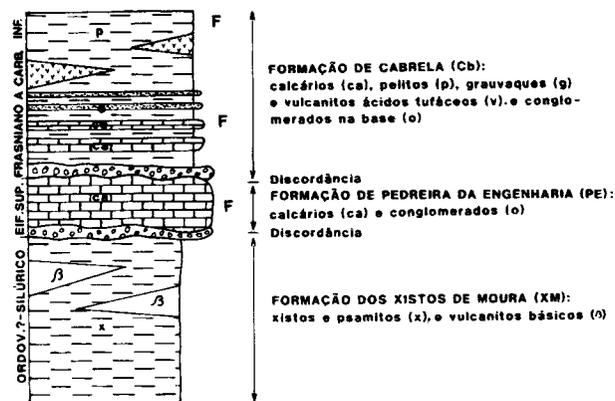


Fig. 7 - Sequência estratigráfica do sinclinal de Cabrela (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

### 1.3.4 - O Maciço de Beja e o Ofiolito de Beja-Acebuches

O Maciço de Beja (Fig. 3), como é considerado por Oliveira *et al.* (1991), engloba vários maciços plutónicos hercínicos (Gabros de Beja, Gabros e Dioritos de Cuba-Alvito, Pórfiros de Baleizão, entre outros) e dois complexos vulcano-sedimentares (Complexo Básico de Odivelas, Complexo da Toca da Moura), estes constituindo o subsector de Santa Susana-Odivelas (Fig. 8).

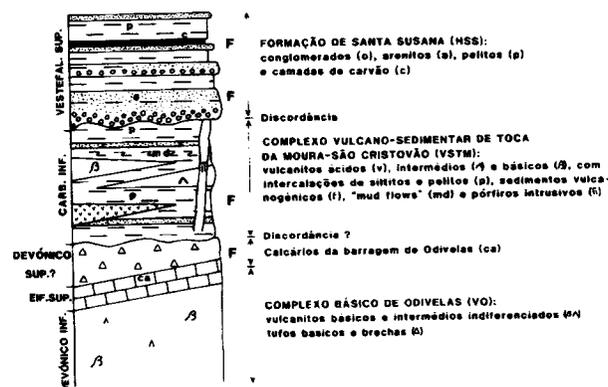


Fig. 8 - Sequência estratigráfica do sub-sector de Santa Susana-Odivelas (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

No bordo sul da ZOM ocorre uma sequência ofiolítica denominada Ofiolito de Beja-Acebuches (Munhá *et al.*, 1986).

Dado que a análise destes vulcanismos não está nos objectivos deste trabalho, apenas nos referiremos a eles, de modo muito resumido.

A área ocupada pelo Maciço de Beja corresponde à parte portuguesa mais ocidental do subdomínio de Évora-Beja-Aracena, de Chacón *et al.* (1983) ou do domínio de Beja-Aracena, segundo Apalategui *et al.* (1990). O seu limite norte é marcado pelo contacto com a sucessão paleozóica do sector de Montemor-Ficalho, enquanto que a sul contacta com o Ofiolito de Beja-Acebuches ou com o cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

A intrusão desses maciços ocorreu provavelmente no intervalo Tournaisiano?-Namuriano, sendo os Gabros de Beja os mais antigos e os Pórfiros de Baleizão os mais

recentes. O quimismo é muito variado, desde toleítico, como nos Gabros de Beja, a calco-alcálico, como nos vários litótipos do Complexo Gabrodiorítico de Cuba.

As sequências vulcano-sedimentares do subsector de Santa Susana-Odivelas, têm uma estreita relação com a evolução do orogeno hercínico, nesta área da ZOM. Nesse subsector, diferenciam-se duas sequências vulcano-sedimentares distintas, uma na região de Odivelas e outra na área de Santa Susana-Torrão. O seu escalonamento só é possível, atendendo a que ambas fornecerem informação cronoestratigráfica, embora a sua relação espacial seja imprecisa, provavelmente marcada por um contacto discordante, como se apresenta na figura 8.

A sucessão inicia-se pelo Complexo Básico de Odivelas (Andrade *et al.*, 1992), constituído por vulcanitos básicos e intermédios, passando para o topo a fácies piroclásticas que englobam pequenas intercalações calcárias. Os calcários forneceram conodontes do Eifeliano superior (W. Eder, *in* Oliveira *et al.*, 1991), braquiópodes e trilobites, entre outros grupos fósseis, do Devónico superior (Conde & Andrade, 1974).

Segue-se o Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura (Gonçalves, 1984/85), com rochas básicas, intermédias, diabases e riólitos, nas quais se intercalam pelitos e arenitos (“xistinhos”) que forneceram palinomórfos remobilizados do intervalo Câmbrico-Tournaisiano. O Tournaisiano superior é a idade admitida para o complexo (Cunha, *in* Andrade *et al.*, 1991). Discordante sobre ele dispõe-se uma série de depósitos continentais (Formação de Santa Susana; Gonçalves & Carvalhosa, 1984), com flora do Vestefaliano D superior (Teixeira, 1938-1940; Wagner & Sousa, 1983), formados já em regime tardi ou pós orogénico, numa bacia intramontanhosa.

Quanto ao Ofiolito de Beja-Acebuches (Fig. 3), é constituído por um conjunto de rochas ígneas máficas e ultramáficas dispostas numa estreita faixa entre Serpa e Ferreira do Alentejo. Esta sucessão materializa uma sutura hercínica, resultante da colisão entre a Zona Sul Portuguesa e a ZOM (Munhá *et al.*, 1986).

## 2 - O SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS

### 2.1 - Considerações muito gerais sobre o sector e metodologia adoptada para o seu estudo

A área e os limites do sector de Estremoz-Barrancos (Oliveira *et al.*, 1991, Fig. 3), têm-se mantido estáveis desde há muitos anos (Carvalho *et al.*, 1971; Chacón *et al.*, 1983, Araújo & Ribeiro, 1995). A única diferença existente entre estes últimos autores, tem sido o seu tratamento respectivamente como “subzona”, “subdomínio” ou “domínio”.

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 e Montemor-Ficalho. A natureza destes limites será abordada com mais pormenor, mais à frente no texto.

Na sua área individualizam duas estruturas geológicas principais: o anticlinal de Estremoz e o sinclinal de Terena. A primeira delas dispõe-se na parte mais noroeste do sector, enquanto que o sinclinal de Terena se alonga por cerca de 120 km de comprimento, entre Estremoz e Barrancos, continuando-se para sudeste até à região de Aracena, já em Espanha.

Neste sector, além de materiais do Precâmbrico e do Paleozóico inferior há também depósitos sedimentares dispersos de idade Oligocénico?, Miocénico e Quaternário, nas áreas de Mourão, Amareleja, Montoito e a noroeste de Sousel. Ocorrem igualmente maciços intrusivos, uns de composição granítica, como os de Reguengos de Monsaraz, Redondo e Fronteira, e outros de tendência gabróica, como os que afloram na área desta última povoação.

Tanto as rochas magmáticas como os depósitos cenozóicos, não vão ser objecto de análise neste trabalho.

Quando do início deste estudo era bastante diferenciado o conhecimento geológico na área do sector de Estremoz-Barrancos. Se havia regiões, como a de Barrancos, em que esse conhecimento era razoável a nível estratigráfico e até estrutural, as regiões mais para noroeste apresentavam uma geologia não actualizada, com excepção da área da carta geológica de Redondo (Carvalhosa *et al.*, 1987) e da área a sudeste de Alandroal (V. Oliveira, 1984).

Este estudo começou pela região de Barrancos, em virtude do autor estar a ainda a efectuar os últimos trabalhos de cartografia geológica para as Cartas Geológicas 1: 200 000, folha 8 (SGP, 1992a; Piçarra *et al.*, 1992). e 1: 500 000 (S.G.P, 1992b). Foi assim possível, com base na sucessão estratigráfica do Paleozóico de Barrancos, ir gradualmente avançando com a actualização da estratigrafia de áreas cada vez mais para noroeste desta, até à região de Estremoz.

Estes trabalhos permitiram tomar contacto, no terreno, com os principais problemas geológicos, em particular os de ordem estratigráfica, existentes em toda a área do sector.

Algumas revisões realizadas para aquelas cartas geológicas, já foram efectuadas no âmbito deste estudo.

Paralelamente à cartografia geológica foi efectuada uma investigação paleontológica das unidades presentes, na tentativa de dar resposta aos problemas

estratigráficos existentes. Essa investigação deu resultados em algumas das unidades, sendo que em outras tal não veio a acontecer, fundamentalmente pela própria natureza dos sedimentos, formados em meios poucos propícios à actividade orgânica.

A actividade de pesquisa paleontológica realizada assentou principalmente no estudo dos graptólitos provenientes não só de novas colheitas como também de exemplares de colecções antigas. Foi também realizada uma revisão taxonómica preliminar dos icnofósseis das Formações de Barrancos e dos Xistos com *Phyllodocites*, ilustrados por Delgado (1910).

Outros grupos fósseis, como esporos, conodontes, crinóides e esponjas, foram também determinados ou revistos, mercê da colaboração de outros colegas, como a seu tempo se fará referência no texto.

Toda a informação bioestratigráfica deste sector, complementada com mapas, desenhos e fotografias, está compilada no volume II deste trabalho.

Neste trabalho, em virtude da diferença de conhecimento entre as sucessões estratigráficas do Paleozóico de Barrancos e de Estremoz, optou-se pela sua descrição em separado. Estas sucessões apresentam-se nos pontos seguintes, sendo antes referenciados os conhecimentos anteriores à data do início deste trabalho.

Na descrição de cada uma das unidades litoestratigráficas é feita, por vezes, referência a trabalhos anteriores (alguns muito específicos), de modo a poderem ser facilmente comparados com os dados agora obtidos. Também muitos dos locais mencionados no texto não vêm assinalados nos mapas dos Anexos A e B. Tal facto, resultou da impossibilidade gráfica de os colocar nesses mapas. Optou-se antes por colocar os mais importantes, tendo para os restantes sido apresentadas as respectivas coordenadas, para uma mais fácil localização nas cartas 1: 25 000.

## 2.2 - Região de Barrancos-Granja (Mourão)

### 2.2.1 - Estudos geológicos anteriores

O primeiro testemunho geológico desta região, de que temos conhecimento escrito, foi obtido por Delgado, em 1878, e corresponde a um exemplar de graptólito do Silúrico. Foi sobre este período que este autor continuou as investigações, tendo publicado dois artigos muito gerais sobre a geologia de Portugal (1883-1887; 1900-1901), no primeiro dos quais já fazendo referência a dois andares, “inferior” e “superior” para o “Systema siluriano”.

Delgado prolongou os seus estudos nesta área até final da primeira década do século XX, tendo os resultados sido publicados nos seguintes trabalhos: “*Système Silurique du Portugal*” (1908) e “*Terrains Paléozoïques du Portugal, étude sur les fossiles des Schistes à Nereites de San Domingos et des Schistes à Nereites et à Graptolites de Barrancos*” (1910).

No primeiro destes trabalhos, entre as páginas 174 e 233, descreve três perfis geológicos e enumera abundante fauna de graptólitos e de outros grupos fósseis, concluindo pela definição da seguinte sucessão de unidades, da base para o topo: “Xistos de Fatuquedo”; “Xistos de Barrancos”; “Grauvaque e quartzito da Serra Colorada”; “Xistos com Nódulos e com graptólitos e *Cardiola interrupta*”; “Xistos raiados com impressões de *Nereites*, calcários e brechas subordinadas”; “Xistos e líditos com graptólitos de Noudar”; “Xistos e grauvaques com restos de vegetais”. As primeiras três unidades, considera-as do “Silúrico inferior” (correspondente ao actual Ordovícico), enquanto que as restantes são atribuídas ao “Silúrico superior” (correspondente ao actual Silúrico). Estava assim definida a primeira sucessão estratigráfica para a região de Barrancos.

No trabalho de 1910, Delgado ilustra os primeiros graptólitos ordovícicos encontrados em Barrancos, assim como faz um exaustivo estudo dos icnofósseis da pedreira do Mestre André.

As investigações de Delgado não tiveram a continuidade que seria de esperar, tendo-se verificado, até à década de sessenta, reduzida actividade de investigação geológica, só esporadicamente quebrada por trabalhos dos seguintes autores, tratando maioritariamente de assuntos de ordem paleontológica:

- a) Pruvost (1914) classifica fauna devónica de dois locais da região.
- b) Costa (1931) faz uma análise muito crítica do trabalho de Delgado (1908), sendo por vezes, confuso nas suas interpretações. Prova disso, é considerar, por exemplo na pág. 55, que existe uma única “formação graptolítica contínua” e posteriormente dizer textualmente “Já verificámos que é impossível destrinçar os vários horizontes graptolíticos” (pág. 57). Considera ainda que as três primeiras unidades de Delgado, a que junta os “Xistos com *Phyllocytes*”, são artificiais, propondo erradamente quatro outras formações, designando-as por: “Grauvaques e xistos grosseiros sem fósseis”; “Quartzites e grauvaques com *Arenicolites*”; Xistos cinzentos, verdes, avermelhados e arroxeados, por vezes tegulares, mais ou menos micáceos, com «ripple-mark», pistas de crustáceos, impressões de vegetais e *Nereites*”; “Xistos com lâminas de quartzito sem fósseis ou com *Didymograptus sparsus*”
- c) Mellado & Thadeu (1947), classifica a fauna de trilobites devónicas.
- d) Teixeira (1951), estudo os vegetais fósseis dos “Xistos e grauvaques” (posteriormente designados por Formação de Terena), considerando-os do Devónico inferior.

Naquele intervalo de tempo há ainda a assinalar dois estudos petrográficos, preliminares. Sousa Brandão (1911), caracteriza quatro tipos de rocha, uma das quais considera como diabase. Posteriormente, Torre de Assunção (1951) estuda as rochas vulcânicas de Barrancos, considerando que aquelas diabases são antes dioritos piroxénicos.

Com os trabalhos de preparação de cartas geológicas regionais, na escala 1:50 000, levados a efeito pelos Serviços Geológicos de Portugal, no início da década de sessenta, iniciou-se nova fase de intensificação dos estudos geológicos e paleontológicos (Romariz, 1961, 1962; Perdigão, 1967, 1972-1973) que vieram a culminar com a publicação da Carta Geológica 44 B-Barrancos, na escala 1: 50 000 (Perdigão *et al.*, 1982), de que a figura 9 ilustra a sequência de unidades litoestratigráficas desta região.

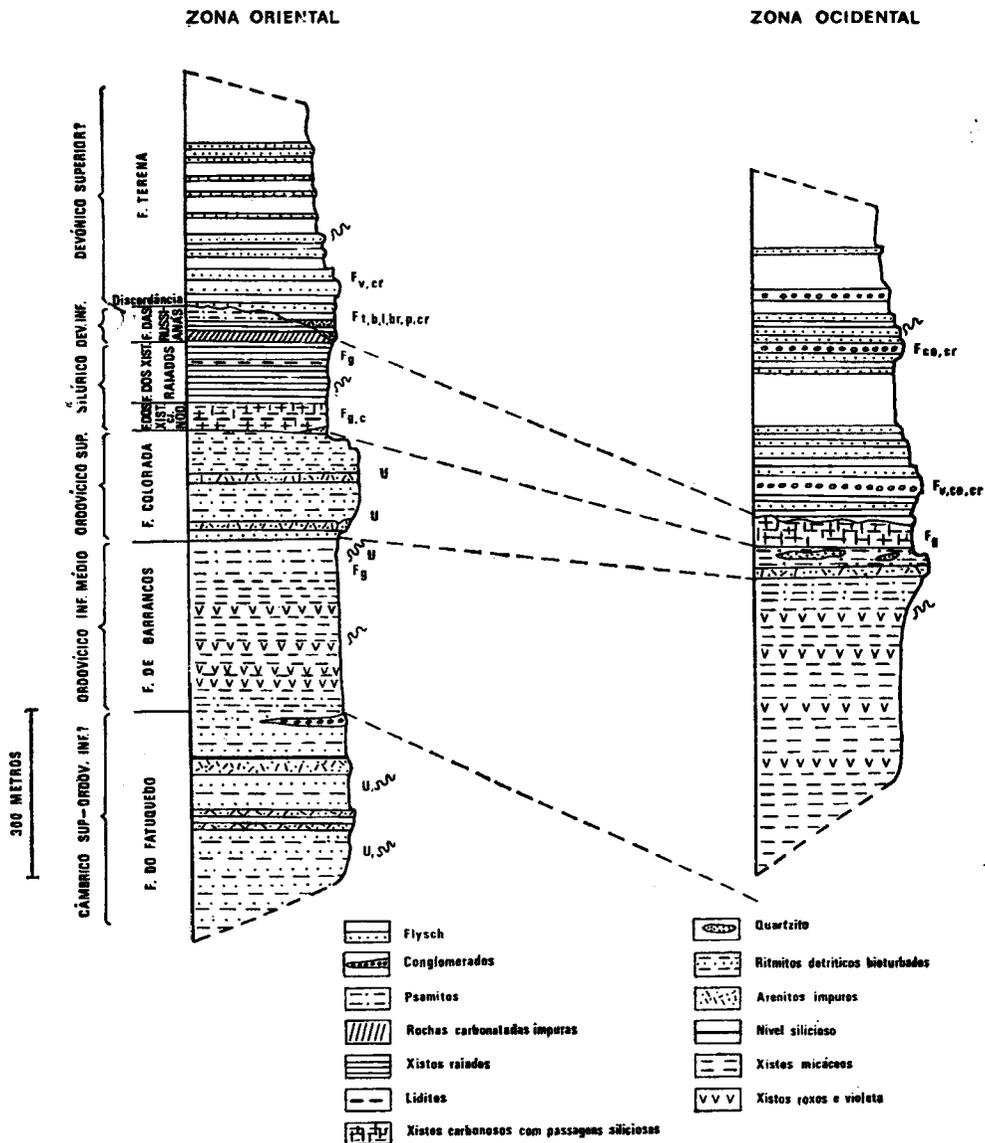


Fig. 9 - Sequências sedimentares esquemáticas do Paleozóico da área da carta geológica 44 B-Barrancos, segundo Perdigão *et al.* (1982).

Na última década, tiveram lugar vários estudos de natureza estratigráfica e paleontológica, alguns já no âmbito deste trabalho, tendo-se obtido resultados nos domínios da bioestratigrafia dos graptólitos (Piçarra *et al.*, 1995a, 1998a; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996; Piçarra, 1997, 1998), dos crinóides (J. Le Menn, *in* Piçarra *et al.*, 1999b) dos acritarcas e esporos (Cunha & Vanguetaine, 1988; Oliveira *et al.*, 1993; Z. Pereira *et al.*, 1998, 1999) e da estratigrafia regional (Oliveira *et al.*, 1991; SGP, 1992a).

### 2.2.2 - Litoestratigrafia

A sucessão do Paleozóico inferior da região de Barrancos é, desde há muitos anos, a melhor conhecida do sector de Estremoz-Barrancos, na maior parte dos domínios da geologia.

Quando do início deste trabalho, todo o conhecimento geológico desta região estava expresso no mapa e notícia explicativa da carta geológica 44 B-Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982) e num artigo de síntese da ZOM (Oliveira *et al.*, 1991). As unidades litoestratigráficas diferenciadas estavam atribuídas ao intervalo Câmbrico médio?-Devónico superior (Fig. 10), considerando-se que algumas apresentavam variações litológicas importantes, entre as áreas oriental e ocidental desta região, como se mostra na figura 9.

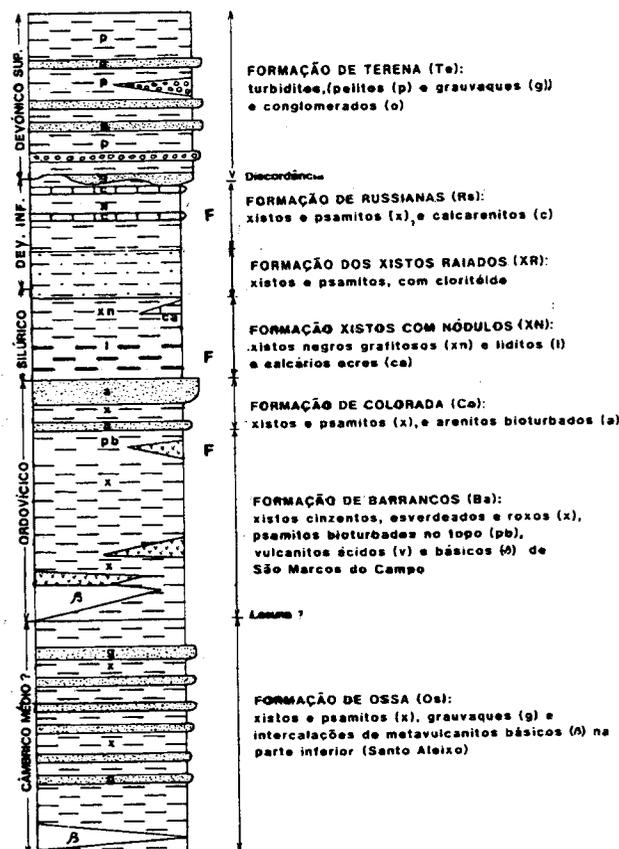


Fig. 10 - Sequência estratigráfica esquemática do Paleozóico do sector de Estremoz-Barrancos (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

As unidades litoestratigráficas presentes na região de Barrancos, permitiram diferenciar as seguintes estruturas principais, de sudoeste para nordeste (Fig. 11): sinclinal de Terena, com o seu flanco oriental conhecido também por “faixa das Mercês”; anticlinal de Barrancos; sinclinal de Russianas; anticlinal de Fatuquedo.

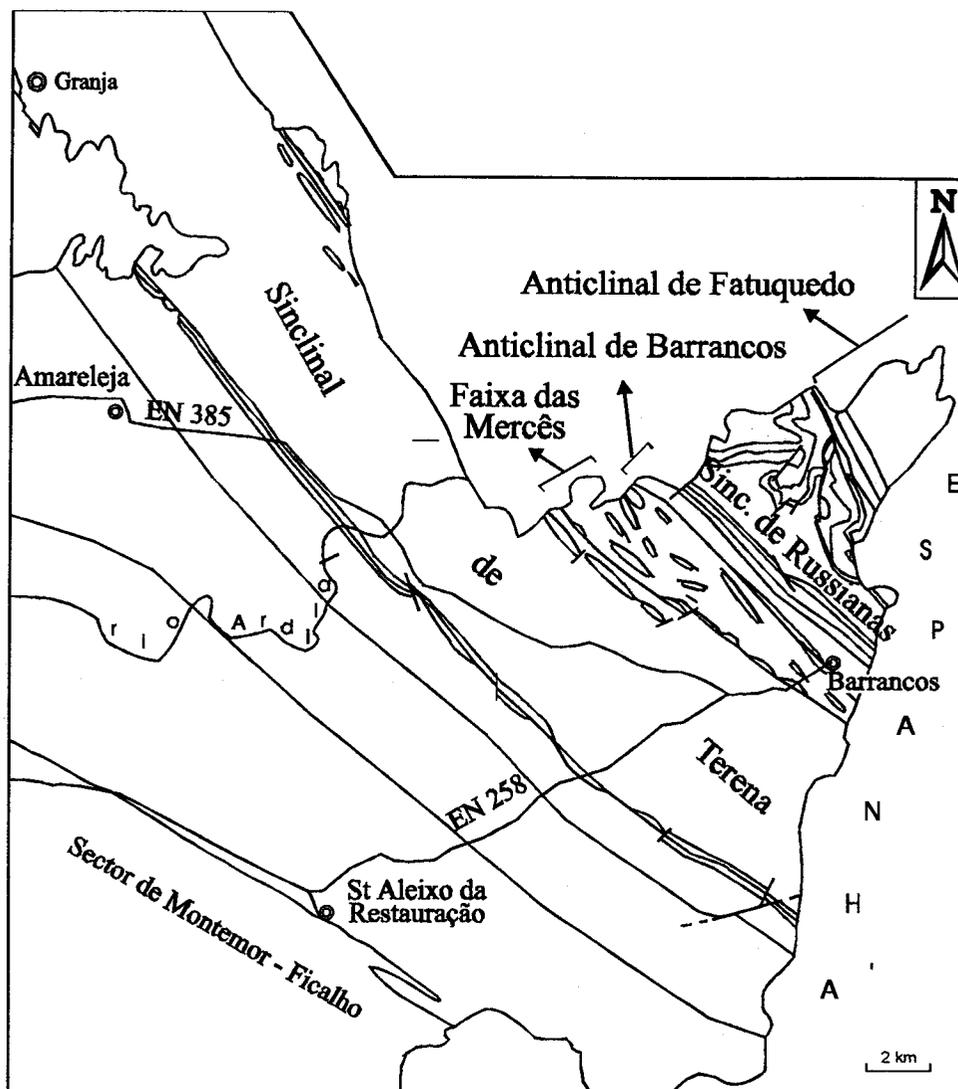


Fig. 11 - Estruturas geológicas principais da região de Barrancos-Granja

Estas estruturas continuam-se para sudeste, já em Espanha, na área da carta geológica 895-Encinasola (ITGE, 1994), sendo designadas, respectivamente, por; “Unidad de Terena”; “Mélange S<sup>a</sup> de Herrera - S<sup>a</sup> de las Contiendas”; “Unidad Sierra de Lapa”, esta no prolongamento do conjunto do anticlinal de Barrancos e do sinclinal de Russianas; “Unidad de Cumbres-Hinojales”.

Passa-se de seguida à caracterização das unidades litoestratigráficas do Paleozóico da região de Barrancos, mencionando-se os novos resultados obtidos.

A geologia actualizada da região de Barrancos, decorrente deste trabalho, está expressa no Anexo A e é apresentada, de modo muito esquemático, na figura 12. A nova sucessão estratigráfica está representada na figura 13.

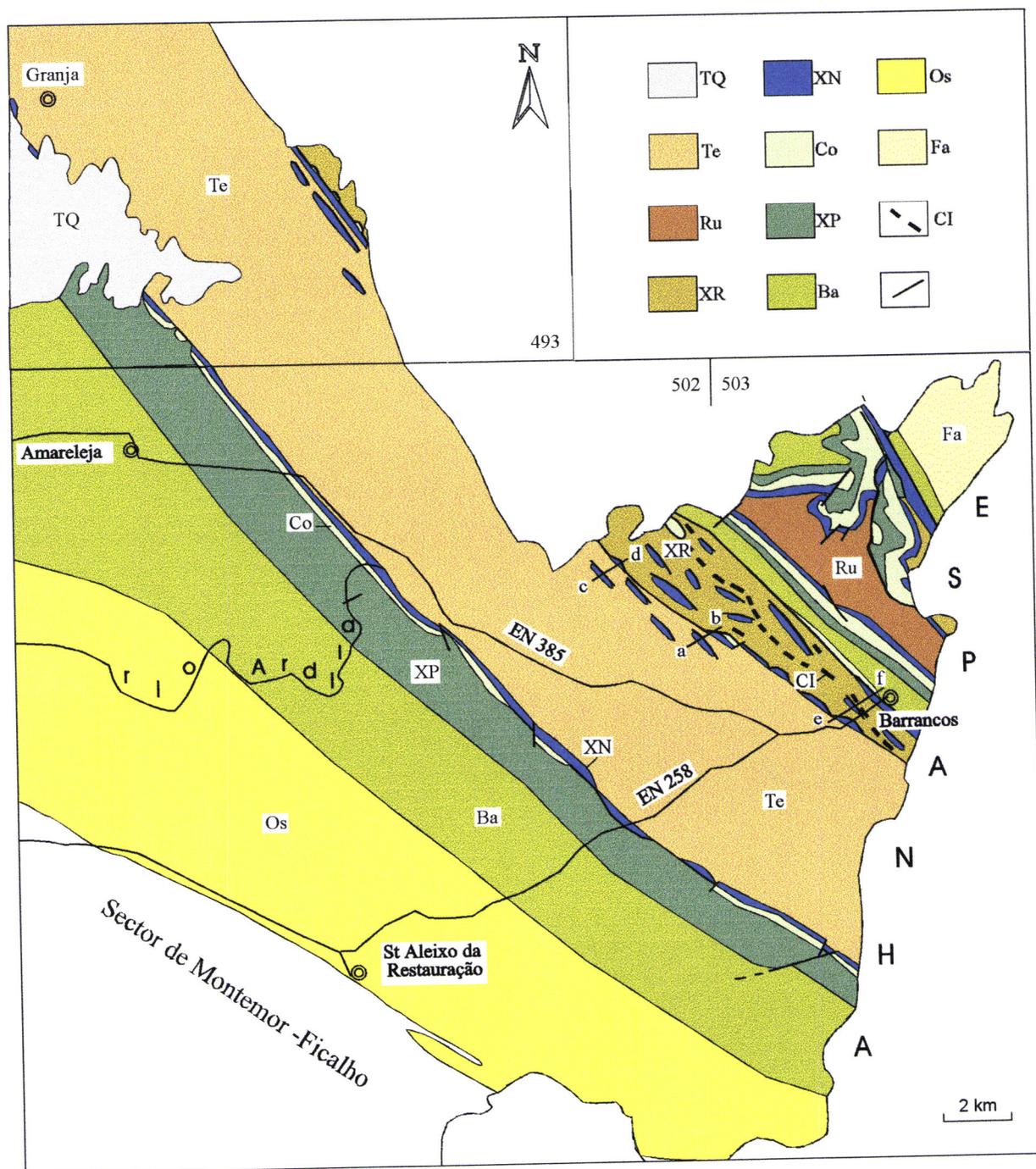


Fig. 12 - Geologia da região de Barrancos-Granja; TQ - cobertura terciário-quaternária; Te - Fm. de Terena; Ru - Fm. do Monte das Russianas; XR - Fm. dos Xistos Raiados; XN - Fm. dos Xistos com Nódulos; Co - Fm. de Colorada; XP - Fm. dos Xistos com *Phylloletes*; Ba - Fm. de Barrancos; Os - Fm. de Ossa; Fa - Fm. de Fatuquedo; CI - Complexo Ígneo de Barrancos; — Falha, cavalcamento ou carreamento; 502 - carta 1: 25 000. a-b, c-d e e-f, perfis estruturais (figs. 31, 32 e 33).

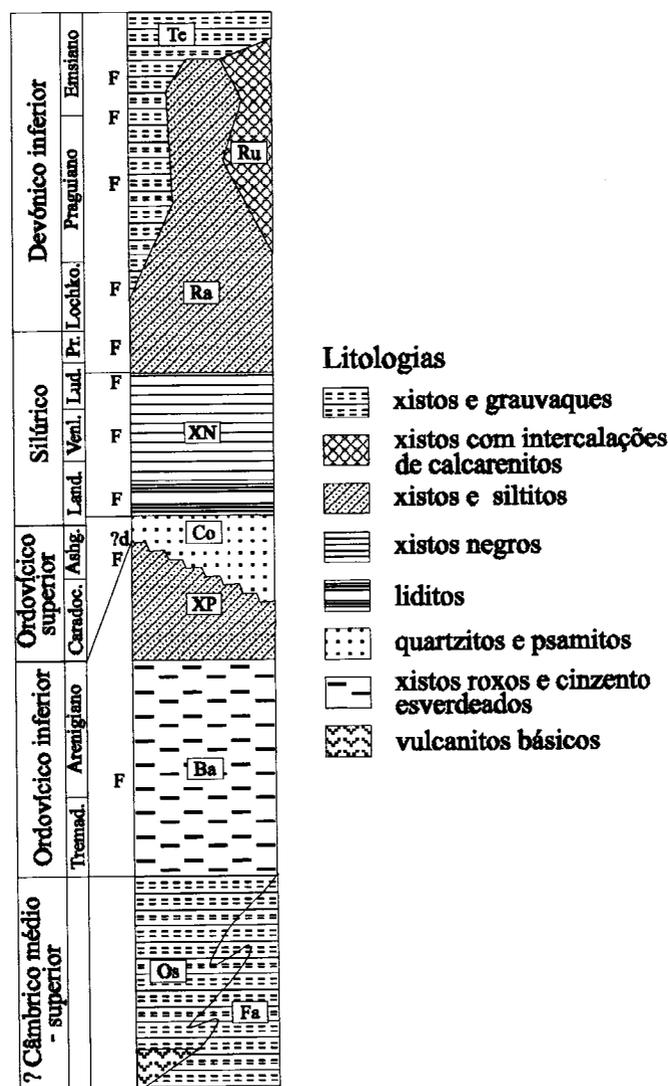


Fig. 13 - Sucessão estratigráfica do Paleozóico da região de Barrancos-Granja. Ver legenda da figura 12, para o nome das unidades. F-fósseis, d-discordância.

### 2.2.2.1 - Formação de Fatuquedo (Fa)

Esta formação pertence ao sector de Alter do Chão-Elvas (Fig. 5).

Atendendo ao facto de ocupar a parte nordeste da região de Barrancos, é também descrita neste ponto.

A Formação de Fatuquedo (Fa) corresponde à designação «Xistos de Fatuquedo» de Delgado (1908) e ocupa o núcleo da estrutura com o mesmo nome, numa área situada a norte de Barrancos e limitada pelo rio Ardila (Fig. 12).

Em termos litológicos, é constituída predominantemente por xistos esverdeados, micáceos, e alternâncias de siltitos e grauvaques, com espessura da ordem de algumas centenas de metros. A base da formação não é visível em Portugal, enquanto que as litologias do topo passam gradualmente às alternâncias de pelitos e siltitos da Formação de Barrancos. Localmente, pode apresentar intercalações de conglomerados, com clastos de quartzo e grauvaque numa matriz arenosa. Um destes conglomerados continua-se para sudeste, já em Espanha (cartas geológicas 874 - Oliva

de la Frontera e 895 - Encinasola), onde é considerado como marcador de uma discordância-angular desta unidade com a Formação de Barrancos (ITGE, 1990; 1994, pág. 20). Na região de Juromenha (ponto 2.3.3.1), o contacto entre as duas unidades é materializado por um nível quartzítico, com impregnações de Fe e Mn, ou por um conglomerado. Para V. Oliveira (1984), este nível corresponde ao conglomerado de base do Ordovícico, traduzindo também uma discordância deste sobre os materiais do Câmbrico.

Na área de Encinasola, aquele conglomerado tem óptima exposição nas trincheiras da estrada que liga esta povoação a Barrancos. Está descrita como sendo constituído por clastos de quartzito, “areniscas”, rochas vulcânicas de diversos tipos, calcários e dolomias do Câmbrico inferior, numa matriz arenosa que pontualmente apresenta fortes impregnações de ferro e manganês (ITGE, 1994).

A Formação de Fatuquedo apresenta igualmente algumas intercalações ferruginosas, provavelmente de origem detrítica, com espessura da ordem dos 20-30m. Níveis ferruginosos são também referidos em Espanha (norte de Oliva de la Frontera), numa unidade com a mesma designação (ITGE, 1990, 1994), uns considerados de origem vulcânica e outros de natureza sedimentar (Jiménez Millán *et al.*, 1992).

Segundo a nossa opinião, na região de Barrancos não é visível que qualquer dos níveis conglomeráticos ou ferruginosos da Formação de Fatuquedo marque uma lacuna sedimentar ou uma superfície de erosão. Estas situações são sempre difíceis de provar em áreas bastante tectonizadas e sem qualquer dado cronoestratigráfico, como é a de Barrancos.

A unidade apresenta-se também bioturbada, havendo referência a pistas de *skolithus*, *arenicolites*, *chondrites* e outras, em geral mal preservadas (Perdigão *et al.*, 1982).

Como uma das melhores exposições da Formação de Fatuquedo, considera-se a secção ao longo do rio Ardila, no troço em que este serve de fronteira entre Portugal e Espanha (carta nº 504).

No que respeita a idade, é considerada uma das duas unidades mais antigas da região de Barrancos, embora não rigorosamente datada devido à inexistência de dados bioestratigráficos ou de outra natureza. Desde Delgado (1908) até ao presente, as idades propostas por vários autores situam-na no intervalo Câmbrico superior-Ordovícico inferior (Costa, 1931; Perdigão *et al.*, 1982; Piçarra *et al.*, 1992a), excepto a atribuição ao Silúrico, dada por Teixeira (1981/1982c). Oliveira *et al.* (1991) consideram-na do Câmbrico médio por correlação com a Formação de Umbria Pipeta (Mette, 1989), na qual se identificaram acritarcas desta idade, numa localidade a sudeste de Encinasola (Espanha).

Sem outros dados, consideramos a Formação de Fatuquedo do Câmbrico médio-superior.

A Formação de Fatuquedo é provavelmente equivalente estratigráfico, no todo ou em parte, da Formação de Ossa, que a seguir se descreve.

#### **2.2.2.2 - Formação de Ossa (Os)**

A Formação de Ossa está presente apenas na parte mais ocidental do sinclinal de Terena (Fig 12) e é considerada a unidade mais antiga do sector de Estremoz-Barrancos (Fig. 13).

Foi definida na serra de Ossa (Carvalhosa *et al.*, 1987), mas prolonga-se para sudeste até à região de Santo Aleixo da Restauração e continua-se para lá da fronteira, em território espanhol.

Na região de Amareleja-Barrancos, onde foi estudada com mais detalhe, ocupa extensa área nas cartas 502, 514, 525 e menor área nas cartas 503 e 513. Fora desta região, assinala-se nas áreas das cartas geológicas, à escala 1: 50 000, 44 CD-Vila Verde de Ficalho (Carvalhosa, 1968), 43 B-Moura (Carvalhosa & Galopim de Carvalho, 1970), 41 C-Mourão (Perdigão, 1980) e 40 D-Portel (Carvalhosa, 1967).

A Formação de Ossa foi também exaustivamente estudada, do ponto de vista estrutural, por Araújo (1989, 1995) tendo designado as suas componentes vulcânica e sedimentar, respectivamente por “Unidade Monte Barbosa” e “Unidade Ribeira de Rocha Fria”.

A sucessão mais completa e contínua da formação, na região de Barrancos, é a que se dispõe entre os kms 79 e 89.8 da EN 258 (carta 514). Outras secções com boa exposição, são: a das estradas Safara-Amareleja (cartas 502 e 513) e Santo Aleixo da Restauração-Contenda (carta 514); a do vale do rio Ardila (cartas 502 e 503); a do vale do Guadiana, a norte de Moura (cartas 491 e 501).

Litológicamente, a formação é constituída por uma alternância de siltitos e pelitos, em níveis vulgarmente entre 2 e 5 mm, micáceos, cinzento-esverdeados e arroxeados, muitas vezes apresentando abundante quartzo de exsudação (estampa I, foto 1) como resultado, em parte, da deformação tectónica. Os pelitos arroxeados acentuam a sua predominância para o topo e mantêm-se na passagem gradual à formação superior (Formação de Barrancos). Lateralmente e para noroeste, torna-se progressivamente mais grauvacóide, principalmente na sua parte inferior, como se constata pelas passagens de grauvaque observáveis a norte de Reguengos de Monsaraz. Na região de Barrancos, os termos mais grosseiros são raros, apenas se diferenciando claramente uma faixa de 20-30 m, numa trincheira da estrada municipal 1042 que liga Santo Aleixo da Restauração à Contenda, a 750 m a sudoeste do Monte do Cevacedo (carta 514; 4213.6/664.2).

Nos níveis inferiores da formação há extensos afloramentos de vulcanitos básicos, conhecidos vulgarmente por “vulcanitos de Santo Aleixo da Restauração”, que se estendem desde esta povoação até à falha da Messejana, com continuação, algo imprecisa, para a região a nordeste da povoação de Monte de Trigo. Estas rochas formam uma faixa mais ou menos continua desde esta povoação até ao rio Guadiana (a norte de Moura), apresentando-se para sudeste até à fronteira espanhola, por vezes, dividida em dois “ramos” e associada a rochas intrusivas (doleritos), como acontece na área de Santo Aleixo da Restauração. As rochas dominantes são tufos de granularidade fina a grosseira, além de se observarem rochas espilíticas com fortes concentrações de epidoto e calcite (boa exposição ao km 79.2 da EN 258, próximo do ponte sobre a ribeira de Safareja), como resultado de processos hidrotermais. No topo deste vulcanismo, diferenciou-se, ainda que de modo descontínuo, um nível silicioso tipo “chert”, ferruginoso, que chega a alcançar 2 m de espessura, como acontece junto ao Monte da Morgadinha (carta 502; 4225/644.7). Este nível pode corresponder à mancha assinalada 1 km a sudoeste do Monte dos Sobraes e que é considerada como quartzito na carta geológica 44 CD-Vila Verde de Ficalho (Carvalhosa, 1968).

No vale do Rio Guadiana, a norte de Moura, são referenciadas lavas em almofada (Araújo, 1989).

Este vulcanismo tem sido pouco estudado, quer petrográficamente quer geoquimicamente. Carvalhosa (1965), sugere a presença de todos os termos

intermediários entre o ígneo e o sedimentar. Estudos preliminares, indicam características alcalinas para estas rochas, sugerindo vulcanismo intraplaca (Carvalho, 1987; L. Ribeiro *et al.* 1992a).

A largura máxima que a formação ocupa na área de Barrancos é, em média, de 8 km. Para noroeste, na região de Santiago Maior (a norte de Reguengos de Monsaraz), ocupa uma largura próxima dos 9 km, por efeito de uma intrusão granodiorítica. Porém, a sua espessura real, embora de difícil cálculo face à deformação tectónica, poderá ser da ordem de 2 a 3 milhares de metros.

No que respeita aos limites da Formação de Ossa, o inferior é de natureza tectónica e corresponde ao contacto dos vulcanitos de Santo Aleixo da Restauração com o Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Santo Aleixo (“Xistos de Moura”), já do sector de Montemor-Ficalho. Este contacto coincide com o carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1989, 1995), considerado por este autor como uma estrutura de 2ª fase hercínica. Este acidente serve de limite entre os sectores de Estremoz-Barrancos e Montemor-Ficalho (Oliveira *et al.*, 1991).

Quanto ao limite superior da formação, é gradual com a Formação de Barrancos. Este limite, na secção da EN 258, foi colocado nas litologias que afloram próximo ao km 89.8. Nesta situação, usou-se a acentuada diminuição de quartzo de exsudação na formação suprajacente em relação à Formação de Ossa, como critério de separação estas unidades. Este limite coincide com o que, na Carta Geológica 1: 500 000 (edição de 1972), era suposto marcar um acidente tectónico importante (já não assinalado, na edição de 1992 desta carta), na fronteira entre andares estruturais distintos.

As Formações de Ossa e Fatuquedo, apresentam forte semelhança litológica, pelo que, como já se referiu no ponto anterior, podem ser correlacionáveis do ponto de vista estratigráfico, e como tal assim são representadas na figura 13.

A idade da Formação de Ossa ainda não está claramente definida dada a ausência, até ao momento, de qualquer dado cronológico. Atendendo ao facto de ocupar uma posição estratigráfica inferior a uma unidade datada, no topo, do Arenigiano superior, consideramo-la do intervalo Câmbrico médio a superior. As idades atribuídas têm sido: Câmbrico-Ordovícico inferior ? (Carvalhosa & Zbyszewski, 1991); Câmbrico médio ? (Oliveira *et al.*, 1991); Câmbrico superior ? (Carvalhosa, 1983; Piçarra *et al.*, 1992b). Nas áreas das cartas geológicas já publicadas, à escala 1: 50 000, de Vila Verde de Ficalho, Moura, Mourão e Portel, as litologias que constituem a Formação de Ossa, vêm consideradas como pertencendo ao “Complexo Cristalofílico” do Précâmbrico.

#### a) Prolongamento da Formação de Ossa, em Espanha

As litologias da Formação de Ossa continuam-se para sudeste, na “Sierra de Aroche” (carta 895-Encinasola, ITGE, 1994), já em Espanha, fazendo parte da “Unidad de El Cubito”, considerada do ?Silúrico. É pois bastante diferente o entendimento dos colegas espanhóis, relativamente à posição estratigráfica das mesmas litologias, num e noutro lado da fronteira. Porém, a norte de Aracena (Espanha), pelo menos parte ou toda a Formação Umbria Pipeta ocupa uma posição estratigráfica idêntica à da Formação de Ossa. Como se referiu no ponto 2.2.1.2., na Formação de Umbria Pipeta identificaram acritarcas Câmbrico médio (Mette, 1989).

### 2.2.2.3 - Formação de Barrancos (Ba)

A Formação de Barrancos corresponde aos «Schistes fins, gris, verdâtres et violets de Barrancos, avec de rares empreintes de Néréites» de Delgado (1908), ou seja à parte inferior da formação homónima descrita por Perdigão *et al.* (1982). Estes autores, embora citando os dois membros «Xistos de Barrancos» e «Xistos com *Phyllodocites*» de Delgado, não os diferenciaram na carta geológica por os considerarem, por vezes, de difícil separação. Esta dificuldade é real, fundamentalmente nas áreas mais a noroeste do sector de Estremoz-Barrancos (Reguengos de Monsaraz, Redondo, Juromenha e Estremoz), facto expresso nas cartas geológicas publicadas. Embora se reconheça tal dificuldade, há áreas em que é possível a sua diferenciação, tal como já foi anteriormente apresentado por Piçarra *et al.* (1992b). Na área das cartas 44 A-Amareleja e 44 B-Barrancos, foi diferenciada no flanco ocidental do sinclinal de Terena e nos anticlinais de Barrancos e Fatuquedo (Fig. 13). Foi ainda reconhecida nas áreas das cartas geológicas 40 D-Portel, 41 C-Mourão e 44 CD-Vila Verde de Ficalho, embora sem aquela designação, em virtude de, na altura da publicação destas cartas, se usar uma classificação cronoestratigráfica e não litoestratigrafia, como é hoje corrente. Esta situação ocorre também com as restantes unidades que actualmente formam a sequência estratigráfica do sector de Estremoz-Barrancos.

Na região de Barrancos, a Formação de Barrancos é constituída por uma alternância de finos leitos pelíticos e siltíticos, micáceos, de tonalidades roxa, cinzenta e esverdeada (estampa II, foto 2). Os níveis roxos abundam mais para a base da sucessão, enquanto que para o topo vão predominando os de coloração esverdeada.

Segundo Perdigão *et al.* (1982), o tom fortemente arroxado desses xistos, lembrando “xistos borra de vinho” associados a vulcanismo, é devido ao meio, provavelmente oxidante, em que se depositaram. Em Barrancos, não há evidência segura de vulcanismo na Formação de Barrancos. V. Oliveira (1980), em cartografia do Serviço de Fomento Mineiro, indica a presença de metavulcanitos ácidos no topo dos “Xistos de Barrancos”, nos sítios do Porto do Sortano (carta 1:5 000, +96/-164) e Charco dos Moços (carta 1: 5 000, +96/-166), ambos na carta 504. É questionável esta situação, em virtude da relativa proximidade e até contacto desses vulcanitos com outros do “Complexo Ígneo de Barrancos” (ponto 2.2.2.10), como acontece no primeiro dos locais. Para noroeste destes locais, são assinalados vários afloramentos de vulcânicas deste complexo, “intercalados” tectonicamente nos “Xistos de Barrancos”.

A oeste de Granja há passagens vulcânicas intercaladas na parte inferior da Formação de Barrancos que se continuam para noroeste onde assumem grande expressão, sendo conhecidos na literatura por “vulcanitos de São Marcos do Campo” ou Complexo Vulcânico de S. Marcos do Campo (CVSMC). Estes vulcanitos foram estudados petrográficamente por Carvalhosa (1965), tendo identificado tufos, lavas, brechas e aglomerados vulcânicos, todos de carácter básico, sendo os dois primeiros termos mais abundantes. Posteriormente, Araújo (1989) ao efectuar a cartografia dos vulcanitos (para este autor, “Unidade de Monte Roncão”), em áreas próximas ao vale do Guadiana, cita também termos ácidos. Recentemente, Mata *et al.* (1993; 1999), com base em estudos geoquímicos, sugerem uma assinatura de tipo orogénico (arco vulcânico) para o vulcanismo de S. Marcos, indo em contradição com os modelos propostos para a evolução geodinâmica do ramo sul do orógeno hercínico, no intervalo Câmbrico-Devónico.

Os estudos realizados sobre a geoquímica de várias sequências vulcânicas da ZOM ( Mata & Munhá, 1990; L. Ribeiro *et al.*, 1997) e a análise sedimentar da sequência do Paleozóico inferior (Liñan & Quesada, 1990; Robardet & Gutiérrez-Marco, 1990), apontam para uma margem passiva no decurso daquele intervalo de tempo, após um processo de adelgaçamento crustal e de “rifting” no Câmbrico. O carácter orogénico do CVSMC, levantou dúvidas quanto à idade de Ordovícico inferior admitida para ele (Mata *et al.*, 1993; Araújo, 1995). Muitos dos termos que integram este complexo são da idade da Formação de Barrancos, pois estão claramente interestratificados com níveis sedimentares. Sendo certo que esta formação não forneceu, até ao momento, qualquer dado cronoestratigráfico, é todavia provável que a sua idade seja do Ordovícico inferior, ou até possa atingir o Câmbrico superior, de acordo com os seguintes pontos: a formação está disposta inferiormente a um conjunto bem datado do Arenigiano superior, o qual passa de maneira aparentemente gradual; as unidades equivalentes a esta formação, dispostas em outras áreas da ZOM (Estremoz e Juromenha), ocupam a mesma posição estratigráfica que ela; o Silúrico e o Devónico inferior da ZOM estão hoje em dia razoavelmente conhecidos em termos lito e bioestratográficos, pelo que não é de considerar que qualquer destas idades seja atribuível às litologias da Formação de Barrancos.

A melhor exposição da Formação de Barrancos, observa-se nas trincheiras da EN 258, troço Santo Aleixo da Restauração-Barrancos, entre os kms 89.8 e 92.8 (carta 514). Outras secções bem expostas, são as dos leitos dos rios Ardila (carta 503) e Guadiana, esta entre a aldeia de Estrela e a vila de Mourão (cartas 482, 483 e 491).

Esta formação ocupa uma largura entre 2 km, na área junto à fronteira com Espanha, e 21 km, a sudoeste de Mourão, aqui por efeito da intrusão do granodiorito de Reguengos de Monsaraz. A espessura real da unidade é de difícil cálculo, face ao dobramento a que foi sujeita, mas poderá ser de algumas centenas de metros ou ultrapassar pouco os mil metros.

No que respeita ao limite superior da formação, é aparentemente gradual com a Formação dos Xistos com *Phyllodocites*. Os critérios geológicos que se adoptaram para marcação deste limite, foram a diminuição dos xistos roxos em detrimento dos de coloração cinzento-esverdeado, mais micáceos, e o aparecimento de forte bioturbação.

As esponjas, com pouco valor cronoestratigráfico, constituem o único grupo fóssil até agora identificado na formação. Os restos de esponjas provêm de material recolhido por Delgado em 1891, na localidade situada 250 m N 15° E do monte do Pombal (carta 502). Correspondem a simples impressões sem relevo, que, atendendo ao mau estado de conservação, não permitem confirmar se se trata dos representantes mais antigos da família *Hexactinellida* (Piçarra & Rigby, 1996; Rigby *et al.*, 1997).

No que respeita aos icnofósseis, há cinco locais assinalados na região de Barrancos, três no flanco oriental do sinclinal de Terena e dois no anticlinal de Barrancos. Delgado (1908), cita a existência de *Nereites*, *Myrianites*, *Palaeochorda* e de *Chondrites?*, além de outras pistas de custáceos e anelídeos. Algum deste material foi posteriormente figurado (Delgado, 1910) e é objecto de análise no ponto 2.2 do volume II deste trabalho, em conjunto com outras amostras recolhidas por este autor, nas seguintes localidades (Anexo A): 750 m S 84° E e 800 m N 52° E do v.g. Zebro (carta 492); 900 m a oeste do Monte da Freixieira (carta 492); 1400 m N 54° O e 1850 m N 60° O da igreja de Amareleja (carta 502).

Como se verifica, o registo fóssil da Formação de Barrancos não permite a sua datação, não havendo, em alternativa, outros dados cronológicos. A maioria dos autores, a partir dos anos oitenta (Perdigão *et al.*, 1982; Carvalhosa, 1983; Oliveira *et*

al., 1991; Carvalhosa & Zbyszewski, 1991; Piçarra *et al.*, 1992c), atribuem-lhe uma idade de Ordovícico inferior, em virtude da sua posição inferior relativamente a um conjunto datado do Arenigiano superior. Até aquela data, e com excepção dos trabalhos de Delgado (1908) e Costa (1931), as litologias da Formação de Barrancos foram consideradas do Silúrico, como se constata nas cartas geológicas 40 D-Portel, 41 A-Mourão e 44 CD-Vila Verde de Ficalho. Teixeira (1981/1982b) chega a considerar a inexistência de Ordovícico em Barrancos.

#### a) Prolongamento da Formação de Barrancos, em Espanha

A Formação de Barrancos prolonga-se para sudeste, já em Espanha (na área das cartas 874-Oliva de la Frontera e 895-Encinasola), sendo designada pelo mesmo nome e descrita como apresentando as mesmas características geológicas, excepto no que se refere à natureza do seu limite inferior. Este limite, na carta de Oliva de la Frontera (ITGE, 1990), é considerado como sendo uma discordância marcado pela presença de conglomerados ou quartzitos ímpuros impregnados de óxidos de Fe e Mn. Por outro lado, na carta de Encinasola (ITGE, 1994), considera-se que a base contacta tectónicamente com a “Unidad de El Cubito”, considerada do Silúrico?. Todavia, as litologias assinaladas a esta “unidad” correspondem ao prolongamento para sudeste das da Formação de Ossa.

#### 2.2.2.4 - Formação dos Xistos com *Phyllodocites* (XP)

A Formação dos Xistos com *Phyllodocites* corresponde ao “Schiste à *Phyllodocites* de la Pedreira de Mestre Andre avec *Didymograptus sparsus* et des restes de végétaux marins très abondants”, referenciado na tabela publicada por Delgado (1908).

No capítulo anterior já foi justificada a sua não individualização na carta geológica 44 B-Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982) e nas áreas mais a noroeste do sector de Estremoz-Barrancos. Posteriormente (SGP, 1992a), foi diferenciada nas estruturas da região de Barrancos, concretamente os sinclinais de Terena e de Russianas e no anticlinal de Barrancos (Fig. 12).

Litológicamente, é constituída por uma alternância de finas laminações de pelitos e siltitos esverdeados e arroxeados (estampa III, foto 1), estes mais frequentes para a base da sucessão. Nos níveis intermédios da formação ocorre, localmente, um nível quartzítico? (40 cm) impregnado de óxidos de Fe e Mn (estampa III, foto 3). Este nível observa-se numa trincheira da EN 258, ao km 93.685, continuando para noroeste, numa extensão de 250 m. Uma outra intercalação desta natureza, e de espessura idêntica, aparece mais para noroeste deste local, a oeste do Monte das Taipas de Baixo (limite das cartas 502 e 514; coord. 666.4/4222.3).

Na passagem para a formação superior há um aumento da fracção arenosa, bem evidente no flanco oriental do anticlinal de Barrancos e particularmente na serra de Colorada. Esta sedimentação arenosa, lateralmente, quer para sudoeste (sinclinal de Terena) quer para nordeste (flanco oriental do sinclinal de Russianas) é menos abundante e mais fina.

Para noroeste de Mourão e até à região de Estremoz, a unidade não apresenta características litológicas distintivas da que lhe está subjacente, razão pela qual não foi diferenciada (Anexo B).

A Formação dos Xistos com *Phyllodocites* passa aparentemente de modo gradual, quer à unidade subjacente (Formação de Barrancos) quer à suprajacente (Formação de Colorada).

Uma das suas melhores exposições, corresponde à sucessão disposta entre o km 92.7 e 94.2 da EN 258 (carta 514). Nesta secção, contacta tectonicamente com a Formação dos Xistos com Nódulos (estampa III, foto 2). Outras secções razoavelmente expostas são as que estão compreendidas entre os km 38.9 e 41 da EN 386 (carta 503) e a da EN 258 (carta 504), troço Barrancos-fronteira espanhola.

No anticlinal de Barrancos, o limite superior faz-se com o nível quartzítico inferior da Formação de Colorada.

A formação ocupa uma faixa de largura compreendida entre 250 m, no flanco oriental do sinclinal de Russianas, e 2500 m, no flanco ocidental do sinclinal de Terena, na área de Amareleja. Esta grande amplitude resulta do dobramento hercínico, estimando-se que a espessura real seja da ordem de duas a três centenas de metros.

A característica principal da Formação dos Xistos com *Phyllodocites* é a abundância de icnofósseis. Delgado (1908, 1910) descreve vários exemplares, a maioria deles provenientes da pedreira do Mestre André, entre os quais as novas icnoespécies, *Phyllodocites saportai* sp. n., *Lophoctenium geinitzi* sp. n., *Myrianites bocagei* sp. n., *Myrianites lorioli* sp. n. e *Myrianites andrei* sp. n., formas que vêm referenciadas nos principais livros da especialidade. Posteriormente, Perdiggão (1961, 1967) analisa os exemplares daquele autor, não acrescentando nada de relevante.

Uma revisão preliminar deste material, reconhecendo a existência de 13 icnogéneros, é apresentada no ponto 2.3.1 do volume II deste trabalho.

Além dos icnofósseis, há ainda que destacar a existência de graptólitos e de acritarcas, ambos apenas identificados na região de Barrancos. Assim, no que respeita aos graptólitos, Delgado (1908) cita *Didymograptus sparsus*, em material proveniente da pedreira do Mestre André, no anticlinal de Barrancos. Esta espécie e *Didymograptus hirundo*, são referenciados posteriormente por Perdiggão (1967), em exemplares provenientes do mesmo local. Mais recentemente, Gutiérrez-Marco (1982, dados não publicados) introduz alterações taxonómicas nas formas citadas, designando-as respectivamente por *Expansograptus sparsus* e *E. hirundo*, e assinála-as à Biozona de *Expansograptus hirundo* do Arenigiano superior, equivalente ao andar Fenniano da escala britânica (Fortey & Owens, 1987).

Quanto aos acritarcas, espécies como *Aureotesta clathrata*, *Coryphidium bohemicum*, *C. minutum*, *Frankea sarbernardensis*, *Goniosphaeridium dentatum* e *Striatotheca quieta*, identificadas em amostras colhidas ao km 94.1 da EN 258 (carta 514), no flanco ocidental do sinclinal de Terena, formam uma associação típica do intervalo Arenigiano-Lanviriano (Cunha & Vanguestaine, 1988).

Dos três grupos fósseis indicados, os icnofósseis são os mais importantes do ponto de vista paleoambiental e paleoecológico. No que respeita às condições do meio em que se depositou a formação e tendo em atenção os inogéneros presentes, estar-se-ia em profundidades variáveis entre 1000 m, na zona batial, e menos de 500 m (para a parte superior da formação), já na zona nerítica. Esta última profundidade, concretamente entre 150 e 200 m, constitui, segundo Cooper *et al.* (1991), o biótopo epipelágico do *Expansograptus hirundo*, graptólito identificado nesta formação.

No que respeita à idade da formação, os dados cronoestratigráficos antes referenciados são escassos, dispersos e restritos à sua parte superior. Poder-se-á apenas dizer, com alguma segurança, que a sua parte superior, no anticlinal de

Barrancos, é do Arenigiano superior. O dado fornecido pelos acritarcas, apresenta um intervalo de idades mais amplo, sendo por isso menos preciso. Todavia, ambas as idades são compatíveis com a sua atribuição ao Ordovícico inferior, como se apresenta nos trabalhos mais recentes, em que foi objecto de diferenciação (Piçarra *et al.*, 1992b), ou então naqueles em que era considerada como membro da Formação de Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982; Oliveira *et al.*, 1991; Carvalhosa & Zbyszewski, 1991). As únicas divergências relativamente àquela idade, foram apresentadas por Teixeira (1981/1982a) e por Perdigão (cartas geológica 41 C-Mourão; 1980), que a consideraram do Silúrico.

#### a) Prolongamento da Formação dos Xistos com *Phyllodocites*, em Espanha

A Formação dos Xistos com *Phyllodocites* prolonga-se para sudeste, nas áreas das cartas 874-Oliva de la Frontera e 895-Encinasola. Não foi diferenciada em qualquer das áreas, estando integrada nos «Esquistos de Barrancos» ou na «Formación “Barrancos”», quer se considere a primeira ou a segunda das cartas geológicas.

#### 2.2.2.5 - Formação de Colorada (Co)

A Formação de Colorada corresponde aos “Grauvaques da Serra Colorada” (Delgado, 1908) e à Formação da Serra Colorada (Perdigão *et al.*, 1982). Foi diferenciada em todas as estruturas principais da região de Barrancos (Fig. 12), apresentando-se como um conjunto de natureza psamítico-quartzítica, com espessura variável entre 20-40 m, no flanco ocidental do sinclinal de Terena, e 200 m, no anticlinal de Barrancos. Estas espessuras tão díspares, sendo possíveis em ambientes marinhos de pouca profundidade como aquele que deu lugar à sua deposição, podem não ser correlativas no tempo, situação que não se pode aclarar por ausência de dados cronológicos.

Seguidamente, faz-se uma descrição pormenorizada da formação, de oeste para este, nas seguintes estruturas: flancos ocidental e oriental do sinclinal de Terena; anticlinal de Barrancos; sinclinal de Russianas.

A figura 14 apresenta as sucessões litológicas relativas à melhor exposição da unidade, em cada uma das estruturas antes indicadas.

#### a) Flanco ocidental do sinclinal de Terena

A Formação de Colorada aflora de modo mais ou menos contínuo, ocupando uma faixa de aproximadamente 40 m de largura. Este valor, correspondente à sua espessura real máxima, em certos locais pode passar para 200 m (v.g. Amarela e no rio Ardila, a noroeste do v.g. Botefã, ambos na carta 503), por efeito da tectónica hercínica. Esta tectónica é aliás a principal responsável quer pela sua ausência, como acontece, entre outros locais, a sul do v.g. Gata (carta 514), a norte do v.g. Botefã (carta 503) e na região de Mourão, quer pela forma “boudinada” com que normalmente se apresenta, ou ainda pela presença anómala no interior da Formação dos Xistos com *Phyllodocites*, como acontece entre o v.g. Fornilhos e a EN 386 (carta 503).

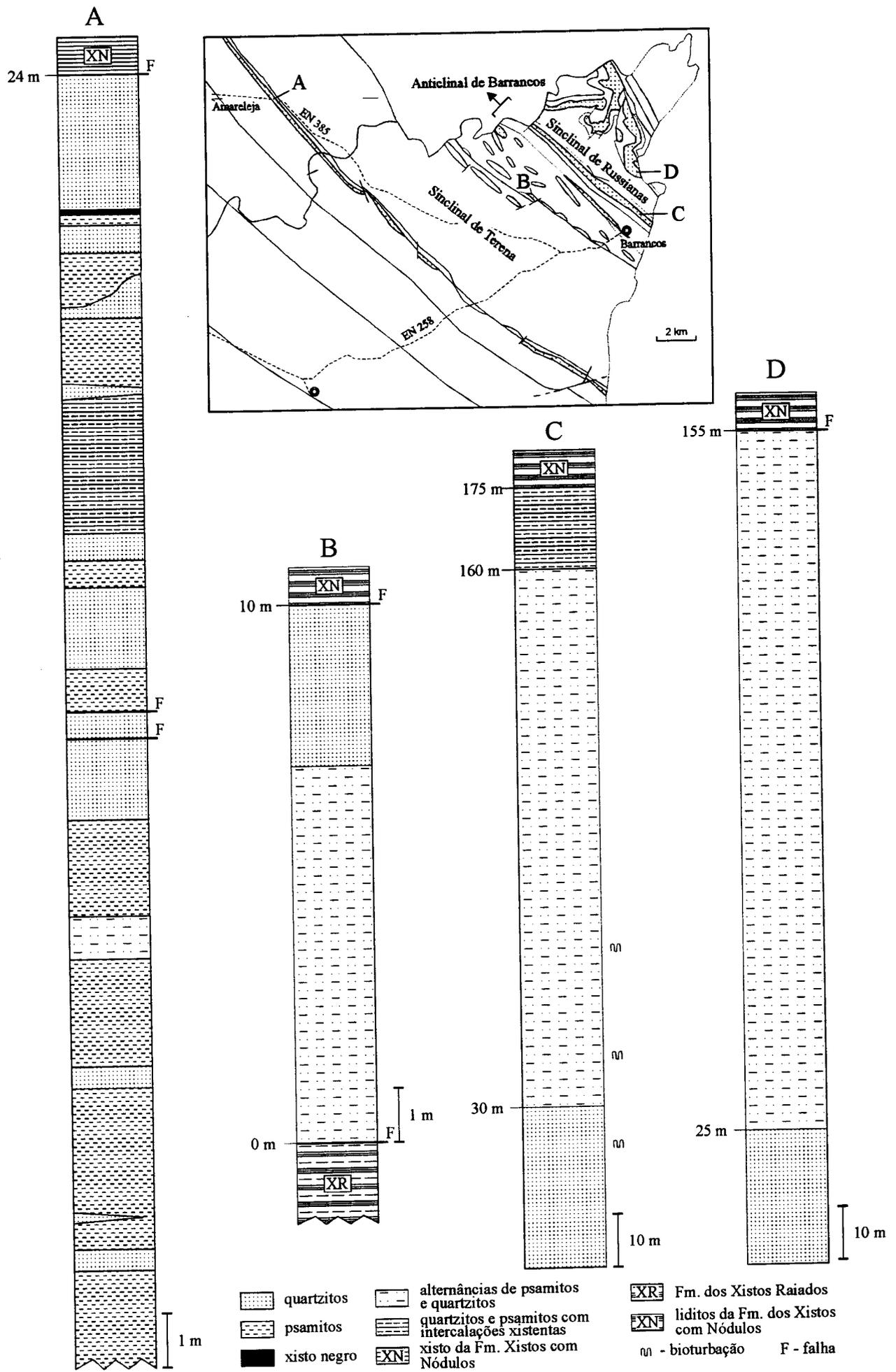


Fig. 14 - Colunas sedimentares da Fm. de Colorada, nas estruturas principais da região de Barrancos.

Uma das melhores exposições da formação (Fig. 14, coluna A), corresponde à sucessão composita das secções da trincheira ao km 41.6 da EN 386 e do caminho para o Monte da Paz, 100 m a noroeste da primeira (carta 503). É fundamentalmente constituída por psamitos micáceos, alternando com níveis quartzíticos de espessura variável, atingindo um deles os 3 m. A parte superior da sucessão apresenta algumas passagens xistentas, culminando com termos quartzíticos. Nesta secção, a passagem à formação superior é de natureza tectónica. Esta é uma situação muito vulgar em outras secções observadas, havendo até a supressão total da formação, como acontece na trincheira ao km 94.2 da EN 258 (carta 514) (Estampa III, foto 2).

A nordeste do v.g. Amarela (local situado a noroeste da secção tipo), há um nível microconglomerático de 40 cm de espessura, com calhaus rolados de quartzo e quartzito numa matriz quartzítica fina, intercalado em quartzitos.

Nas bancadas quartzíticas é vulgar haver estruturas sedimentares, tais como: figuras de carga (400 m a noroeste do v.g. Amarela; carta 503); pseudo-nódulos, alguns alcançando 30 cm de diâmetro (650 m a sudoeste do Monte de Aparis, carta 514); estratificação entrecruzada; prováveis estruturas “hummocky” e “slumps”.

Nos quartzitos há também pistas orgânicas, a maioria delas inclassificáveis. Há algumas que podem corresponder a galerias ou sulcos abertos no sedimento, dos tipos *Palaeophycus* e *Planolites*.

A diferenciação da Formação de Colorada só ocorre a partir da década de setenta, com a publicação das cartas geológicas 41 C-Mourão e 44 B-Barrancos. Até então, as suas litologias estavam englobadas nos “Schistes à nodules” (Delgado, 1908).

#### b) Flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das Mercês)

A presença da Formação de Colorada só recentemente foi considerada neste flanco (Piçarra *et al.*, 1992b), embora na carta geológica 44 B-Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982) haja uma mancha assinalada àquela formação, mas que é reinterpretada na notícia explicativa (pág. 31), como correspondendo antes a um nível quartzítico da base da Formação de Terena.

A Formação de Colorada é constituída predominantemente por quartzitos, apresentando-se com espessura variável entre 0 e 10 m, por efeito da tectónica. A sua identificação iniciou-se com os trabalhos de cartografia geológica na área da carta 44 A-Amareleja, e baseou-se em três aspectos: a) os quartzitos, pese embora a sua pouca espessura, eram litologicamente muito semelhantes aos da formação, nos locais em que esta estava bem definida; b) verificação, mais ou menos constante, da associação dos quartzitos a xistos negros e liditos, nos vários alinhamentos distribuídos a toda a largura do flanco; c) análise da informação bioestratigráfica antiga (Delgado, 1908; Romariz, 1962) e recente (Piçarra *et al.*, 1992b; 1995a), fornecida pelos xistos negros e liditos, daí resultando o conhecimento da posição estratigráfica dos quartzitos.

Embora os trabalhos consubstanciados nas duas primeiras alíneas apontassem para uma efectiva presença da formação, foram os dados bioestratigráficos que a confirmaram.

Os primeiros estudos realizados na parte mais noroeste da região de Barrancos, em locais com fraca exposição dos materiais e raros níveis fossilíferos, mostraram de imediato que os quartzitos se dispunham subjacentemente aos xistos negros e liditos, numa situação idêntica à dos quartzitos e psamitos micáceos da Formação de

Colorada, presentes em vários locais da região de Barrancos. Posteriormente (Piçarra, 1995a), o estudo pormenorizado das secções do Monte da Coitadinha (Fig. 16-A) e da ribeira de Murtega (Fig. 16-B), permitiu confirmar esta situação, além de ter possibilitado novos dados relativamente à idade do topo da formação e a constatação da passagem gradual à unidade suprajacente (estampa IV, foto 1).

Da análise das várias dezenas de locais dispersos na área das cartas geológicas 41 C-Mourão, 44 A-Amareleja e 44 B-Barrancos, conclui-se que a Formação de Colorada está representada por quartzitos e psamitos micáceos (0-10 m).

O secção tipo da formação neste flanco está esquematizada na coluna B da figura 14 e resultou da conjugação das sucessões situadas a 300 m a sudoeste do Monte Almojarife (carta 503) e a 500 m a este do Monte da Galeana (carta 493).

Os quartzitos apresentam-se normalmente em bancadas que raramente ultrapassam os 50 cm e com coloração esbranquiçada, embora sejam negros quando são. Apresentam-se, por vezes, atravessados por numerosos veios de quartzo ou estão brechificados, situação a que não é alheia a forte deformação tectónica que os afectou. Esta deformação é também a causa principal da redução drástica de espessura que apresenta na maioria dos locais, como é o caso dos 37 cm de quartzito aflorante na trincheira da EN 258, ao km 102.15 (Fig. 17). Neste local, a base do quartzito está em contacto tectónico com xistos e quartzitos, datados do Devónico inferior, com base em esporos (Pereira, 1997; Pereira *et al.*, 1998). Situações semelhantes a esta são conhecidas também na ribeira de Murtega, nos Montes das Mercês e da Alechita, a noroeste de Barrancos, e revelaram-se importantes no que respeita a um melhor conhecimento da estruturação tectónica desta área, como se descreve no ponto 2.4 (Figs. 31, 32 e 33)

### c) Anticlinal de Barrancos

É nesta estrutura, concretamente no seu flanco oriental, que a Formação de Colorada adquire o máximo de espessura, estimada em 200 m. No flanco ocidental está limitada a duas ocorrências próximo de Barrancos (carta geológica 44-B) ou a pequenos afloramentos lenticulares sem expressão cartográfica, tudo isto devido a acidente tectónico importante que a faz desaparecer.

Como secção tipo desta estrutura indica-se a sucessão desde o v.g. Colorada até à estrada municipal 1024 (carta 504), no início do caminho para os Montes do Carreba e do Braga (Fig. 14, coluna C). Inicia-se por 30 m de quartzitos brancos, em níveis de 2-3 cm mas que podem atingir 10 cm, muito bioturbados, a que se sobrepõem aproximadamente 100-130 m de psamitos micáceos com um ou outro nível quartzítico intercalado. Os últimos 15 m da sucessão, bem visível na trincheira daquela estrada municipal, são constituídos por uma alternância de xistos esverdeados e esbranquiçados, micáceos, com quartzitos, em níveis de 15-20 cm. O contacto da formação com a que lhe está suprajacente é de natureza tectónica.

A parte basal da formação também está muito bem exposta no sítio denominado “Pipa” (aproximadamente 1750 m a noroeste do v.g. Colorada), no qual se observam várias bancadas de quartzito negro (cor original), algumas delas apresentando figuras sedimentares do tipo “ripple mark”.

No flanco ocidental da estrutura, os raros afloramentos restringem-se a várias dezenas de metros de psamitos micáceos e quartzitos esbranquiçados que contactam tectonicamente com as unidades sub e suprajacentes. Na trincheira ao km 103.3 da EN

258, mesmo à entrada da vila de Barrancos, observa-se o contacto tectónico entre os quartzitos ímpuros e os liditos da formação suprajacente.

Em toda a área é vulgar os quartzitos apresentarem pistas orgânicas, a maioria delas inclassificáveis. Muitas delas, como as existentes nos quartzitos do v.g. Colorada, correspondem a galerias ou sulcos abertos no sedimento, dos tipos *Palaeophycus* e *Planolites* (e não *Arenicolites*, como apresenta em fotografia, Teixeira, 1981, figura 198). Pistas do tipo *Scolithus*, estão bem expostas numa pequena trincheira da estrada municipal 1042, em local situado 500 m a noroeste daquele vértice geodésico.

#### d) Sinclinal de Russianas

Nesta estrutura, pese embora a não existência de boas exposições, tem-se um conhecimento razoável da sucessão da Formação de Colorada, a partir da junção dos elementos colhidos em vários locais. Entre estes locais, citam-se os afloramentos do caminho que liga a ponte das Russianas à Malhada das Trancas, no troço junto à ribeira do Cadaval (aproximadamente 3 km a norte de Barrancos), e os da ribeira do Ardila (quando não cobertos por areia) a oeste do v.g. Lobo, ambos na carta 504.

A sucessão litológica é, em termos gerais, idêntica à do Anticlinal de Barrancos. Na base, apresenta um termo mais quartzítico, com espessura próxima dos 20-25 m. Segue-se um conjunto de psamitos micáceos com intercalações quartzíticas, cuja espessura total, de difícil cálculo, poderá ser da ordem dos 100-150 m (Fig 14, coluna D). O contacto superior é, na maioria dos casos, de natureza tectónica, com a Formação dos Xistos com Nódulos. Há até situações em que contacta directamente com a Formação do Monte das Russianas, como acontece 1250 m a sul do v.g. Culebras (carta 504).

A formação está bastante bioturbada, com formas semelhantes às identificadas no anticlinal de Barrancos.

#### e) Considerações gerais sobre a Formação de Colorada

O tipo de sedimentação regressiva, como o que deu lugar à Formação de Colorada, desenvolve normalmente uma espessa coluna litológica, mas também é susceptível de criar superfícies de erosão. No caso concreto desta unidade, é de considerar a hipótese da existência dessa(s) superfície(s) de erosão, como uma das causas na variação da sua espessura.

Também os elementos bioestratigráficos disponíveis são a favor dessas discontinuidades. Dispondo-se entre uma unidade com fósseis do Arenigiano superior (podendo chegar ao Lanvirniano) e xistos negros datados do Silúrico inferior basal (provável idade também dos seus níveis quartzíticos do topo), não é de prever que a sua pouca espessura corresponda a um intervalo de tempo tão prolongado.

Na análise desta situação, há ainda que tomar em consideração o conhecimento regional e ao nível da margem norte gonduânica, sobre os eventos regressivos ocorridos no Ordovícico, como se relata em pormenor no ponto 2.3.5 do volume II. Resulta assim, como muito seguro que, pelo menos, o nível quartzítico do topo da formação seja do Ordovícico superior-Silúrico inferior baixo. Este nível pode assentar discordante sobre as restantes litologias da formação (algumas delas podendo ser ainda do Arenigiano, como as do anticlinal de Barrancos) ou directamente sobre a Formação

dos Xistos com *Phyllocytes*, como acontece no flanco ocidental do Sinclinal de Terena.

A idade de Silúrico inferior já tinha sido anteriormente admitida para os seus níveis superiores, sendo a restante parte da sucessão considerada do Ordovícico médio ou superior (Perdigão *et al.*, 1982). Actualmente está confirmada aquela idade para os quartzitos do topo (Piçarra *et al.*, 1995a; o presente trabalho). Para as restantes litologias, continua incerta a sua idade.

#### f) Prolongamento da Formação de Colorada, em Espanha

A Formação de Colorada prolonga-se em território espanhol, tanto para noroeste (carta 874-Oliva de la Frontera, ITGE, 1990) como para sudeste (carta 895-Encinasola, ITGE, 1994), sendo denominada respectivamente por “Grauvacas de Sierra Colorada” e “Formación Colorada”. Em ambas as regiões, a formação apresenta um membro basal quartzítico a que se segue um “miembro metagrauváquico”. O membro inferior apenas foi diferenciado na carta de Oliva de la Frontera, enquanto que na de Encinasola é referido na notícia explicativa, com a designação de “Cuarcitas de S<sup>a</sup> de la Lapa”. Na carta de Oliva de la Frontera, faz-se ainda menção à presença de um nível quartzítico no topo da sucessão, descontínuo e de menor espessura do que o da base. Como se constata, as características litológicas da Formação da Colorada do sector nordeste da região de Barrancos, mantêm-se em Espanha.

#### 2.2.2.6 - Formação dos Xistos com Nódulos (XN)

A Formação dos Xistos com Nódulos é a unidade melhor conhecida da região de Barrancos, em grande medida devido ao conteúdo faunístico que possui, principalmente graptólitos.

Os primeiros estudos desta formação, de que há registo escrito, foram realizados por Nery Delgado em 1878. Na sua monografia (1908), este autor apresenta uma sequência litoestratigráfica da qual faz parte um conjunto litológico que denomina “Schistes à nodules avec Graptolites et *Cardiola interrupta*” e que considera ser a unidade mais baixa, de entre um grupo de cinco que atribuí ao Silúrico superior ou Gotlandiano (corresponde ao actual Silúrico).

Posteriormente a Delgado, outros trabalhos se desenvolveram nesta unidade, sendo de salientar o estudo sobre graptólitos (Romariz, 1962) e a publicação da carta geológica de Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982), na qual se faz referência, pela primeira vez, à designação “Formação dos Xistos com Nódulos”.

Uma descrição mais pormenorizada dos estudos anteriores efectuados sobre esta formação, está desenvolvida no ponto 3.1 do volume II.

A Formação dos Xistos com Nódulos está presente em todas as estruturas principais da região de Barrancos (Figs. 12 e 15), apresentando algumas variações litológicas e uma importante fauna de graptólitos. Na região de Mourão, ocorre em ambos os flancos do sinclinal de Terena, sendo denominada por “líditos e xistos associados” na carta geológica 41 C-Mourão (Perdigão, 1980).

Seguidamente, caracteriza-se a unidade em cada uma das estruturas principais definidas nestas regiões, apresentando-se a respectiva coluna sedimentar (Fig. 15).

Os dados paleontológicos mais pormenorizados, constam do ponto 3.2.1 e 3.3 do volume II.

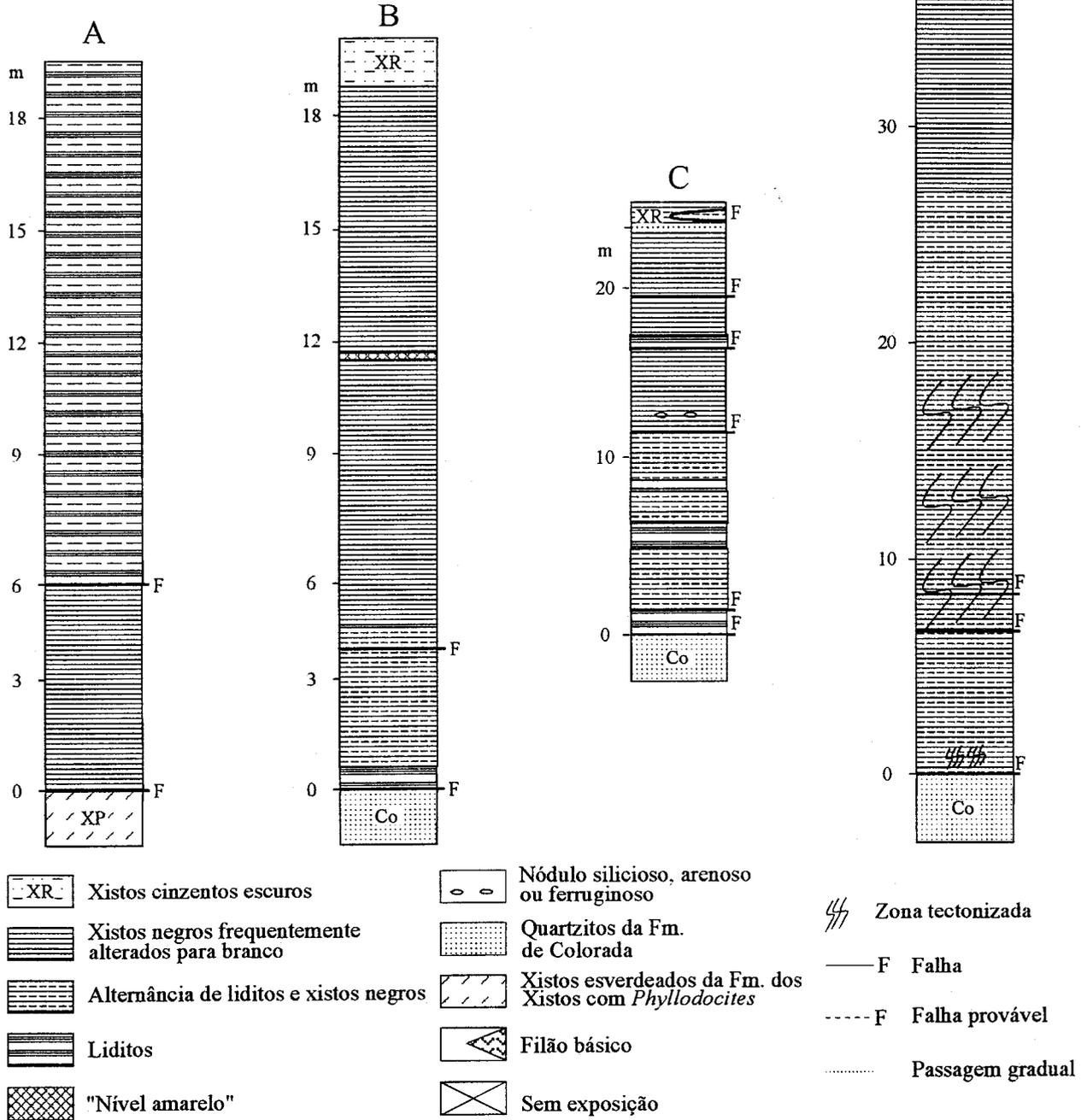
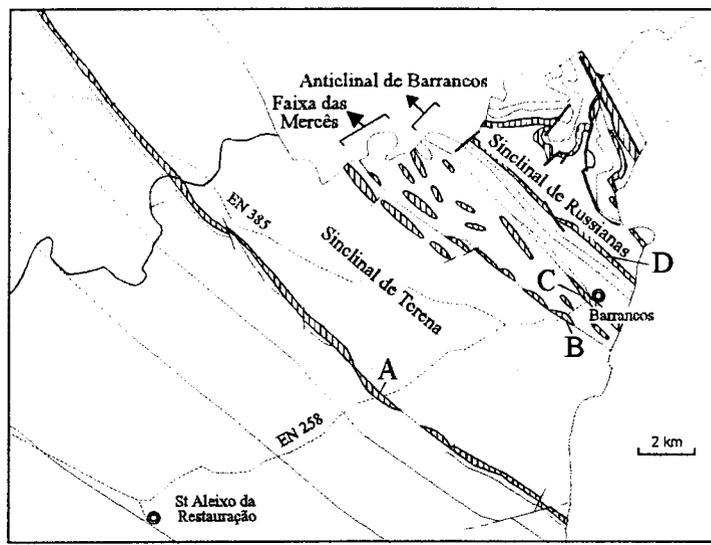


Fig. 15 - Sequências sedimentares da Fm. dos Xistos com Nódulos, nas principais estruturas da região de Barrancos-Granja.

#### a) Flanco ocidental do sinclinal de Terena

Ao longo deste flanco (região de Barrancos-Granja), a Formação dos Xistos com Nódulos apresenta-se numa estreita faixa, descontínua e em “corpos” de forma lenticular, por acção da tectónica hercínica. Esta tectónica é provavelmente a causa principal da ausência dos liditos da base, na maioria das secções observadas, frequentemente substituídos por uma brecha ferruginosa. Os únicos liditos observados restringem-se a 3 m e em contacto tectónico com a Formação dos Xistos com *Phyllocytes*, num local situado 600 m a sul da trincheira ao km 41.6 da EN 386 (carta 503).

A sucessão é composta ainda por xistos negros carbonosos, alterados para branco, rosa e vermelho, localmente com nódulos siliciosos, a que se seguem xistos negros esverdeados. Este conjunto observa-se em 3 locais distintos: nas trincheiras norte e sul ao km 94.2 da EN 258 (carta 514); na trincheira ao km 41.6 da EN 386 (carta 503); a 1 km a S 22° E da vigia Contenda Norte (carta 515), na estrada municipal 1042, entre Barrancos e Santo Aleixo da Restauração.

Na primeira localidade (Fig. 15, coluna A), onde a sucessão está melhor exposta e há o maior número de dados bioestratigráficos deste flanco (jazida “Gata 1”, no ponto 3.2.2-A do volume II), os xistos negros carbonosos, alterados para tons rosa, contactam por acidente tectónico com os xistos da Formação dos Xistos com *Phyllocytes* (estampa III, foto 2). Este acidente elimina não só a Formação de Colorada (e provavelmente ainda alguns níveis da parte superior da Formação dos Xistos com *Phyllocytes*), como também as partes inferior e média baixa da sucessão, respectivamente do Landoveriano e do Venloquiano baixo, dado que os primeiros 50 cm da formação são já do Homeriano (Venloquiano alto), atendendo à presença de graptólitos da Biozona de *Cyrtograptus hundgreni*.

Nos xistos rosados do Venloquiano, é visível a presença de várias falhas e dobras que os repetem, provocando até o aparecimento de uma “intercalação de origem tectónica” de xistos negros e cinzentos-esverdeados do Ludloviano, situação controlada com graptólitos em ambas as litologias. Os xistos negros e cinzentos-esverdeados constituem a parte alta da formação e são claramente do Ludloviano. Esta é também a idade dos xistos negros situados na trincheira sul desta localidade, dado conterem graptólitos do intervalo acima da Biozona de *Neodiversograptus nilssoni* e abaixo da Biozona de *Saetograptus leintwardinensis*, ambas do Gorstiano (Ludloviano baixo). Nesta localidade, os dados bioestratigráficos disponíveis permitem considerar que a passagem entre aqueles dois termos litológicos se faz próximo do limite Venloquiano-Ludloviano.

Em resumo, a Formação dos Xistos com Nódulos, neste local, apresenta apenas materiais do Venloquiano alto e do Ludloviano baixo, num conjunto cuja espessura máxima não deverá ser superior a 10 m.

Naquela segunda localidade, os xistos negros carbonosos, alterados para branco e vermelho, contactam com quartzitos da Formação de Colorada, por meio de um acidente tectónico com 3 m de caixa de falha. Estes xistos, expostos numa trincheira com um comprimento aproximado de 36 m, estão afectados por numerosos acidentes tectónicos, sendo difícil calcular a sua espessura real. Nos seus níveis inferiores, observam-se raros nódulos arenosos, enquanto que mais para o topo há pseudo-nódulos e outros corpos de forma ovóide, provavelmente ligados a processos de alteração. Seguem-se xistos negros, de espessura próxima dos 15 m, que contactam, por acidente tectónico, com alternâncias de xistos e arenitos finos da

formação suprajacente. Este local, em termos paleontológicos, apenas forneceu fragmentos de graptólitos muito deformados.

Na terceira localidade, correspondente à jazida de graptólitos “Contenda Norte 2” (ponto 3.2.2-A do volume II), os níveis mais baixos da formação, com má exposição no solo da estrada municipal, correspondem a xistos esbranquiçados, extremamente alterados, que contactam por acidente tectónico com quartzitos da Formação de Colorada. Na ausência dos liditos da base, estes xistos devem fazer parte do conjunto que a eles se sobrepõem, constituído por xistos negros carbonosos, normalmente alterados para branco e rosa, e que se apresentam bem expostos ao longo de uma trincheira.

A sucessão culmina com 4 m de xistos negros, com níveis quartzíticos intercalados de 10 cm de espessura máxima, que contactam, por acidente tectónico, com alternâncias de xistos cinzentos e arenitos finos, com restos de fósseis vegetais, já de uma formação suprajacente.

Os dados bioestratigráficos disponíveis, apenas nos permitem confirmar que os xistos esbranquiçados e rosados são, pelo menos, do Venloquiano, em virtude da existência de graptólitos da Biozona de *Cyrtograptus lundgreni* do Homeriano.

Neste flanco, os xistos negros do topo da formação passam a alternâncias de xistos e arenitos finos, cinzentos escuros, como as que constituem a base da sucessão da jazida “Contenda Norte 1” (Fig. 29, do ponto 3.2.2. do volume II). Estas litologias são correlacionáveis com as da Formação dos Xistos Raiados, unidade definida no sector mais oriental da região de Barrancos. Este limite é de difícil observação, devido à escassez de bons afloramentos e à existência de numerosos acidentes tectónicos. Para a sua marcação recorreu-se, por vezes, à análise de fragmentos soltos no terreno.

Sintetizando, no flanco ocidental do sinclinal de Terena (região de Barrancos-Granja), a Formação dos Xistos com Nódulos é constituída, da base para o topo, por: liditos (raros), xistos negros carbonosos, alterados para branco e rosa, e xistos negros ou cinzento-esverdeados.

No que respeita à idade da formação, os liditos da base parecem, pelo menos, atingir o Landoveriano médio, face à referência a graptólitos desta idade feita por Delgado (1908, pág. 207). Dos exemplares agora recolhidos ou revistos, os mais antigos reportam-se à Biozona de *Oktavites spiralis* do Teliquiano. Os xistos esbranquiçados e rosados são do Venloquiano, dada a presença de graptólitos das Biozonas de *Cyrtograptus centrifugus* e *Cyrtograptus murchisoni*, ambas do Sheinwoodiano e da Biozona de *Cyrtograptus lundgreni* do Homeriano. Quanto aos xistos negros e cinzento-esverdeados do topo, ao apresentarem graptólitos das Biozonas de *Neodiversograptus nilssoni* e de *Lobograptus scanicus*, ambas do Homeriano, são, pelo menos, do Ludloviano inferior.

Quanto aos limites da formação, o inferior é abrupto em termos litológicos, como prova a passagem de liditos e xistos negros a quartzitos e psamitos micáceos da Formação de Colorada subjacente. Tal situação, pode não implicar a existência de uma discordância ou lacuna sedimentar entre aquelas litologias, como foi admitido para a região de Barrancos (Delgado, 1908; Perdígão *et al.*, 1982) e que recentemente se provou não existir (Piçarra *et al.*, 1995). Em vários locais deste flanco constatou-se que o limite era de natureza tectónica. Todavia, face à escassez de dados bioestratigráficos e outros, não é de excluir que localmente possa existir alguma discordância e (ou) lacuna.

O limite superior da formação parece ser gradual, passando os xistos negros ou cinzento-esverdeados a terem progressivamente a entrada de materiais areníticos finos que constituem já os termos basais da Formação dos Xistos Raiados.

Na região de Mourão, a formação está coberta por materiais recentes, em grande parte da sua extensão. Nas poucas secções disponíveis, observam-se normalmente os xistos negros alterados para tons esbranquiçados e avermelhados, o que demonstra que estas litologias se prolongam para noroeste da região de Barrancos. Os únicos fósseis identificados referem-se a fragmentos de graptólitos, classificados a nível genérico e sem grande valor cronoestratigráfico (Perdigão, 1980).

#### b) Flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das Mercês)

Na área deste flanco, a Formação dos Xistos com Nódulos dispõe-se em vários alinhamentos e de uma forma descontínua, tudo por efeito da tectónica hercínica. Esta situação ocorre tanto na região de Barrancos como na de Mourão, embora nesta apenas restrita a uma faixa de 6 km de comprimento por 1 km de largura máxima. Na região de Mourão, os dados são poucos e restringem-se à referência a graptólitos do Landoveriano, Venloquiano (Biozona de *Cyrtograptus lundgreni*) e Ludloviano basal, na jazida “Galeana” (ponto 3.2.2-B do volume II).

Na região de Barrancos, a existência dos vários alinhamentos de xistos negros e liditos levou a que a maioria dos autores considerasse que eles correspondiam a mais do que um horizonte estratigráfico. Delgado (1908), indica dois horizontes distintos: um inferior, “Schistes à nodules”, e outro superior, “Schistes et lydite de Noudar”. Posteriormente, Costa (1931) e, mais recentemente, Perdigão *et al.* (1982), analisando os dados de Delgado, dão conta da existência de muitas espécies de graptólitos comuns em ambos os horizontes, mas continuam a mantê-los em diferentes posições estratigráficas. O primeiro autor diz textualmente (pág. 57) «Já verificámos que é impossível destrinçar os vários horizontes graptolíticos ...». Os segundos, na carta geológica de Barrancos, continuam a mencionar mais do que um horizonte. O inferior é considerado como correspondendo à “Formação dos Xistos com Nódulos”, enquanto os restantes são referenciados como “intercalações de ampelitos com *Monograptus*” e integram a “Formação dos Xistos Raiados”.

A nossa investigação sobre estes níveis de liditos e xistos negros iniciou-se na carta 503, concretamente na área do castelo de Noudar. Embora com afloramentos muito dispersos, frequentemente restringidos a liditos brechificados, os primeiros resultados apontaram logo para uma sucessão constituída por liditos na base (estampa IV, foto 2), a que se seguiam xistos negros carbonosos, normalmente alterados para branco (estampa V, foto 1). Estes xistos negros apresentam, esporadicamente, nódulos arenosos e ferruginosos, de dimensão variável (estampa V, foto 2), muitos deles contendo fósseis de graptólitos. Este escalonamento litológico foi confirmado pela presença de associações graptólitos mais antigas nos liditos, concretamente do Landoveriano, do que nos xistos esbranquiçados, que por sua vez apresentavam graptólitos do Venloquiano. Verificou-se também que os liditos estavam, por vezes, em contacto com quartzitos e psamitos micáceos, considerados como a Formação de Colorada, no ponto 2.2.2.5.

Estas situações foram observadas em várias localidades situadas nas áreas das cartas 493, 503, 504 e 515. De entre elas, destacam-se duas secções na ribeira de

Murtega (carta 503) e a sucessão da trincheira ao km 102.15 da EN 258 (carta 515), que, no conjunto, consideramos como o estratotipo da Formação dos Xistos com Nódulos para a região de Barrancos.

Nas secções da ribeira de Murtega, correspondentes às jazidas “Monte da Coitadinha 1” e “Ribeira de Murtega 1” (ponto 3.2.2-B do volume II), as sucessões litológicas, representadas respectivamente em A e B da figura 16, mostram que os liditos são predominantes nos níveis mais inferiores da formação, embora com maior ou menor número de intercalações de xistos negros.

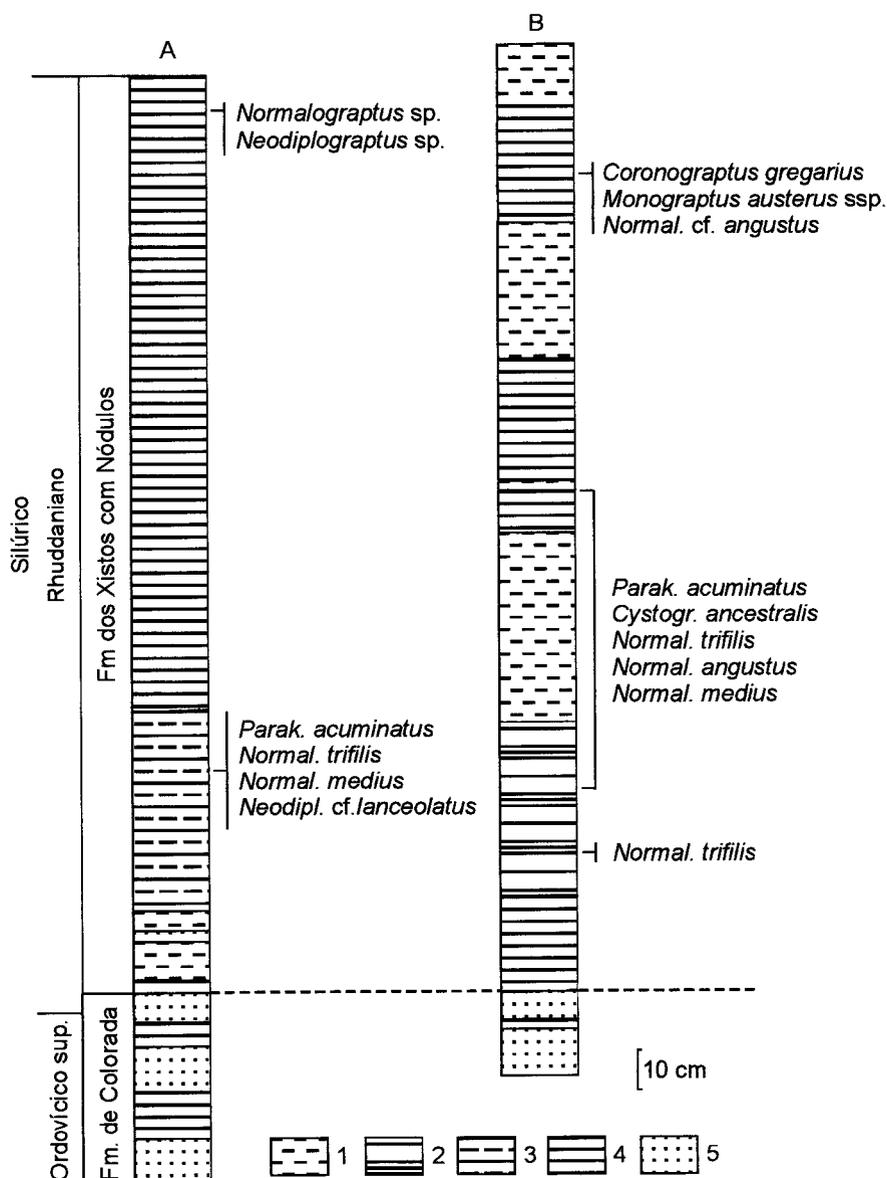


Fig. 16 - Silúrico basal das secções do “Monte da Coitadinha 1” (A) e “Ribeira de Murtega 1” (B) (modificado de Robardet *et al.*, 1998). 1 - xistos negros, 2 - xistos negros com intercalações de liditos, 3 - liditos com raras intercalações de xistos negros, 4 - liditos, 5 - quartzitos ímpuros.

Em ambos os locais é visível a passagem gradual dos liditos e xistos negros aos quartzitos subjacentes da Formação de Colorada (estampa IV, foto 1), situação que, em toda área do sector de Estremoz-Barrancos, só foi novamente observada na secção

1a da jazida “Monte do Carreba” (ponto 3.2.2-C do volume II), no sinclinal de Russianas.

Os trabalhos realizados permitiram também a identificação, em ambas as secções, de graptólitos da Biozona de *Parakidograptus acuminatus* do Rhuddaniano. Estes resultados (Piçarra *et al.*, 1995) vieram comprovar a presença de Silúrico basal em Barrancos e excluir a ideia proposta por Delgado (1908) e questionada recentemente (Perdigão *et al.*, 1982; Oliveira *et al.*, 1991) de que, não existindo terrenos daquela idade, a Formação dos Xistos com Nódulos assentava em discordância sobre a Formação de Colorada.

A identificação daquela associação de graptólitos apenas a 36 cm acima do nível quartzítico mais alto da Formação de Colorada, faz admitir, como muito provável, que, pelo menos, o topo desta unidade possa ser da base do Silúrico, à semelhança do que acontece noutros locais da ZOM espanhola, com litologias similares e na mesma posição estratigráfica.

No que respeita à secção da trincheira ao km 102.15 da EN 285 (Fig. 17 e 18), apresenta tão só a sucessão mais completa do Silúrico português, em termos lito e bioestratigráficos, incluindo não só litologias da Formação dos Xistos com Nódulos como os níveis basais da Formação dos Xistos Raiados suprajacente.

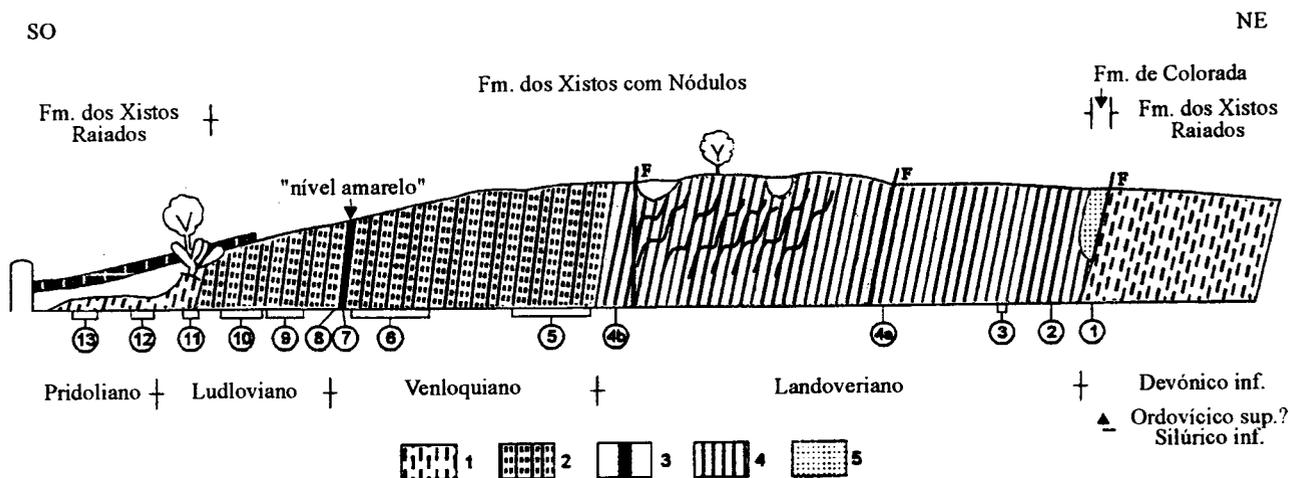


Fig. 17 - Silúrico da secção “Eiras Altas” (adaptado de Robardet *et al.*, 1998). A numeração de 1 a 13 corresponde à da coluna da figura 18. 1-xistos cinzentos e siltitos, 2-xistos negros alterados para branco, 3-“nível amarelo”, 4-liditos e xistos negros, 5-quartzitos.

Esta secção corresponde à jazida “Eiras Altas”, descrita pormenorizadamente do ponto de vista bioestratigráfico e figurada (Figs. 46, 47 e 48) no ponto 3.2.2-C do volume II. A sua sucessão está esquematizada na coluna B da figura 15 e apresenta-se, de um modo mais pormenorizado, na figura 18.

Nesta secção, a Formação dos Xistos com Nódulos apresenta uma espessura provável de 18 m, iniciando-se com 6 m de liditos e xistos negros, aqueles predominantes para a base, que contactam por falha com uma bancada quartzítica da Formação de Colorada. Por efeito desta falha, os termos basais da formação não estão presentes, existindo materiais da parte inferior e média do Aeroniano e do Teliquiano, reconhecidos respectivamente pela presença de graptólitos do intervalo das Biozonas

de *Demirastrites triangulatus-Lituigraptus convolutus* e das Biozonas de *Rastrites linnaei*, *Monoclimacis griestoniensis* e *Oktavites spiralis*. Os dois metros superiores deste conjunto, apresentam-se dobrados e com alguns acidentes tectónicos que chegam a colocar materiais mais antigos do Teliqüiano entre outros mais recentes do intervalo das Biozonas de *Cyrtograptus centrifugus-Cyrtograptus murchisoni* do Sheinwoodiano.

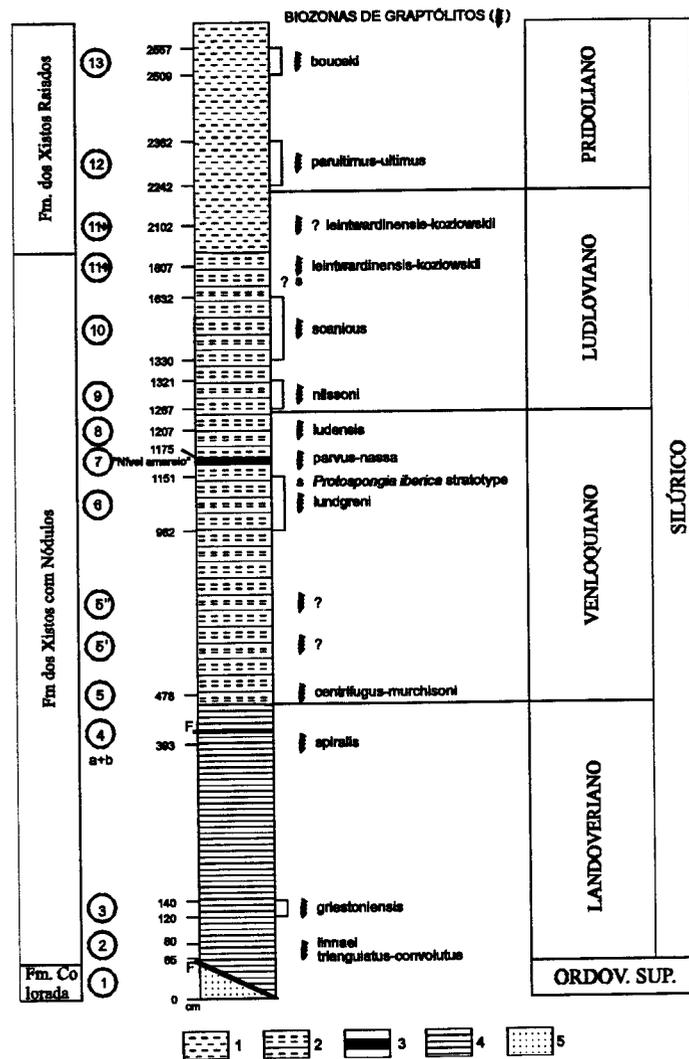


Fig. 18 - Silúrico da secção das “Eiras Altas”, com indicação das biozonas de graptólitos determinadas (adaptado de Robardet *et al.*, 1998). A legenda é a mesma da figura 17. Para localização dos níveisossilíferos (1 a 13), na secção, ver figura 17.

A restante parte da formação é constituída por xistos negros, com raras passagens lidíticas, normalmente alterados para tons de cinzento claro e rosa. Este conjunto, de aproximadamente 14 m de espessura real (aparentemente não é visível qualquer acidente tectónico) engloba o Venloquiano, e grande parte do Ludloviano. Na primeira destas séries, determinaram-se as associações de graptólitos do intervalo das Biozonas de *Cyrtograptus centrifugus-Cyrtograptus murchisoni*, da Biozona de *Cyrtograptus lundgreni*, do intervalo da Biozonas de *Pristiograptus dubius parvus-Gothograptus nassa* e da Biozona de *Colonograptus? ludensis*, além de esponjas hexactinélídeas, de que se destaca *Protospongia iberica* n. sp. (volume II, estampa

XIII, fotos 2 e 3). Estas esponjas situam aproximadamente junto à base de um nível de forte coloração amarela (estampa V, foto 3), o qual materializa o Evento Lundgreni de extinção de graptólitos e que, neste local, é traduzido pela presença apenas de *Pristiograptus dubius parvus* e *Gothograptus nassa*. Nos materiais do Ludloviano, reconheceram-se graptólitos das Biozonas de *Neodiversograptus nilssoni*, *Lobograptus scanicus* e o do intervalo das Biozonas de *Saetograptus leintwardinensis-Neocucullograptus kozlowskii*.

Nesta secção é visível a passagem gradual dos xistos negros da Formação dos Xistos com Nódulos aos xistos cinzentos escuros, com intercalações silto-arenosas, da Formação dos Xistos Raiados.

Em alguns locais deste flanco ocorrem calcários dolomíticos colocados superiormente aos xistos esbranquiçados e rosados, sem que todavia se vejam as relações entre eles, fundamentalmente por falta de afloramentos. São exemplo desta situação, na região de Barrancos, os 30 cm de calcário dolomítico ferruginoso situados a 875 m a S 55° E do Monte da Alechita (carta 503) e os 2 m de calcário cinzento escuro, aflorando a 1 km a N 45° E do Castelo de Noudar (carta 503), em pleno leito do rio Ardila.

Na região de Mourão, afloram igualmente dois níveis de calcário dolomíticos, situados a 5750 m a N 35° O do v.g. Galeana (carta 493). Estes níveis apresentam 2 m de espessura cada um e dispõem-se superiormente a um conjunto de xistos rosados com graptólitos.

Todos estes calcários foram considerados do topo da Formação dos Xistos com Nódulos (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra & Oliveira, 1996), situação que actualmente questionamos, não só pela fragilidade dos dados em que assentou tal tomada de posição, mas fundamentalmente pela ocorrência de outros níveis carbonatados noutras unidades, concretamente no “Complexo Ígneo de Barrancos” e na Formação do Monte das Russianas.

### c) Anticlinal de Barrancos

Apresenta-se numa estreita faixa, descontínua, sendo raros os locais em que está exposta. Um desses locais corresponde à sucessão da trincheira do km 103.7 da EN 258, mesmo à entrada da vila de Barrancos (Fig. 19; coluna C da figura 15).

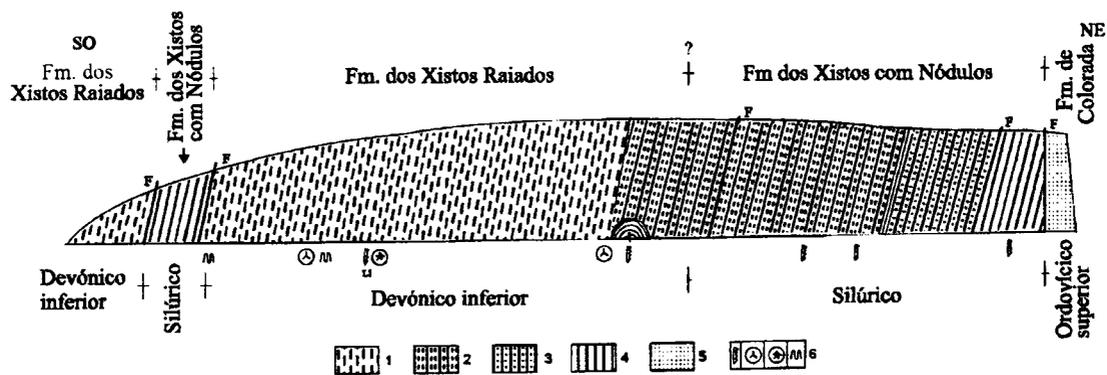


Fig. 19 - Silúrico da parte nordeste da secção “Barrancos”. A legenda é a da figura 17 + os símbolos dos fósseis (6) que são, da esquerda para a direita: graptólitos; esporos; crinóides; pistas orgânicas.

Todavia, pese embora a boa exposição com que se apresenta na trincheira (estampa V, foto 1), tem uma forte alteração está afectada por vários acidentes tectónicos (estampa IV, foto 2). Na base da sucessão, contactando por falha com quartzitos da Formação de Colorada, ocorrem 12 m de alternâncias de liditos e xistos negros alterados para branco, aqueles mais abundantes nos níveis inferiores. Seguem-se aproximadamente 12 m de xistos negros com nódulos siliciosos e arenosos, dispersos, alguns de razoável dimensão (o maior observado têm 25 cm de diâmetro maior), que, por sua vez, contactam, por acidente tectónico, com xistos cinzentos escuros da Formação dos Xistos Raiados, datados, com esporos, do limite Praguiano-Emsiano (Pereira *et al.*, 1998). Os xistos negros forneceram graptólitos muito mal preservados, que definem, num dos níveis, a Biozona de *Cyrtograptus lundgreni* do Homeriano.

Para noroeste e sudeste deste local, é frequente a formação estar restringida a poucos metros de liditos ou a uma brecha lidítica ferruginosa.

Esta secção corresponde à jazida “Barrancos, secção nordeste” descrita no ponto 3.2.2-B do volume II.

#### d) Sinclinal de Russianas

À semelhança do que acontece no Anticlinal de Barrancos, também aqui a formação se dispõe numa estreita faixa, na parte ocidental desta estrutura. Quanto à sua ocorrência no flanco leste, apresenta-se intensamente afectada pela deformação hercínica, evidenciando, em conjunto com outras unidades, a interferência de duas fases de deformação (Perdigão *et al.*, 1982).

Embora sejam vários os locais em que ocorrem afloramentos dispersos, fundamentalmente de liditos com graptólitos (ponto 4.2.2-C do volume II), são poucos aqueles em que a sucessão está bem exposta de modo a ser precisada do ponto de vista lito e bioestratigráfico. Um desses locais corresponde às cinco secções (1, 1a, 2, 2a e 3 esquematizadas respectivamente nas figuras 58 a 62, no ponto 4.2.2 do volume II), da jazida “Monte do Carreba”, situada na estrada municipal 1024 que parte de Barrancos.

Conjugando os dados obtidos nas várias secções, verifica-se que a formação é fundamentalmente constituída por liditos e xistos negros (coluna D da figura 15), estes normalmente alterados para tons esbranquiçados e amarelados. Os liditos são mais abundantes nos níveis inferiores da sucessão, existindo até uma fina intercalação quartzítica, como se verifica na secção 1a. Este conjunto, de espessura real entre 3 e 5 m, passa inferiormente de modo gradual à Formação de Colorada, constituindo um dos dois locais em que tal situação se observa na região de Barrancos. Esta secção 1a forneceu associações de graptólitos das Biozonas de *Coronograptus cyphus* do Rhuddaniano, *Demirastrites triangulatus* e *Lituigraptus convolutus*, ambas do Aeroniano.

Os restantes xistos esbranquiçados e amarelados que completam a formação, forneceram associações de graptólitos das Biozonas de *Monoclimacis griestoniensis* do Teliquiano e de *Cyrtograptus lundgreni* do Homeriano. A espessura deste conjunto, poderá ser da ordem de 10-15 m, de acordo com as colunas estratigráficas das secções 2a e 3. Estes xistos passam de modo gradual a xistos cinzentos escuros com finos leitos silto-areníticos da Formação dos Xistos Raiados, como se observa no caminho que sai da estrada municipal 1024 para os Montes do Carreba e do Braga (secção 3).

#### e) O prolongamento da Formação dos Xistos com Nódulos, em Espanha

A Formação dos Xistos com Nódulos prolonga-se para Espanha, quer para noroeste (regiões de Villanueva del Fresno e Oliva de la Frontera) quer para sudeste (região de Encinasola). Na região de Villanueva del Fresno, contígua à de Mourão, a formação mantém as mesmas características litológicas sendo denominada, entre outras designações por, “liditas e pizarras negras” (IGME, 1975) e “Graptolithenschiefer” (Kalthoff, 1963), neste caso com referência a graptólitos do Landoveriano e Venloquiano.

Nas áreas espanholas contíguas às de Barrancos (Oliva de la Frontera e Encinasola) é denominada “Ampelitas y Liditas Negras”, nas cartas geológicas 1:50 000.

Foi também objecto de estudo para teses de doutoramento, fundamentalmente de geólogos alemães. Destes trabalhos, refira-se a citação de Assmann (1959) à presença de “*Acidograptus cf. acuminatus*” na região de Encinasola, constituindo a primeira referência à biozona de graptólitos mais baixa do Silúrico, assim como a listagem de 68 exemplares de graptólitos, distribuídos no intervalo Landoveriano-Ludloviano basal, apresentada por Hoegen (1989).

#### 2.2.2.7 - Formação dos Xistos Raiados (XR)

A designação “Xistos Raiados” foi primeiramente adoptada por Delgado (1908). Na página 209 da sua monografia, lê-se: “Schistes rayés avec empreintes de *Nereites* auxquels sont subordonnés les calcaires et les brèches en masses lenticulaires, plus ou moins grandes, ainsi que les minces lits irréguliers qui en de nombreux points accompagnent des enclaves de fossiles dévoniens”.

Aquele autor, embora com algumas afirmações confusas sobre os “Schistes rayés” como é a referência a “enclaves” de fósseis devónicos, tinha razão ao afirmar que constituíam alternâncias de finos leitos de pelitos e siltitos que acompanhavam não só as grandes “massas lenticulares” de calcários e brechas (agrupados actualmente no “Complexo Ígneo de Barrancos”) como também os leitos calcários e os “enclaves” com fósseis devónicos que hoje pertencem à Formação do Monte das Russianas.

Talvez devido a incertezas quanto ao posicionamento estratigráfico dos “Xistos Raiados”, Delgado não os considerou como uma unidade distinta. Assinalou-os antes como um tipo de “facies sedimentar”, na qual incluiu não só as litologias antes referidas, como também algumas “faixas graptolíticas”.

Em 1931, Costa, no seu livro “O Paleozóico Português (Síntese e crítica)”, ao analisar em pormenor o trabalho de Delgado sobre a geologia de Barrancos, entre outras regiões, não vem esclarecer nada em relação aos “Xistos Raiados”. Pelo contrário, torna mais confusa a questão, ao considerar um xisto raiado (“rajado”, segundo este autor) colhido a 1350 m S 10° E da Capela de S. Ginez, como sendo do Ordovícico (pág 57 e 58).

Só em 1982, com a publicação da carta geológica 44-B, Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982), é formalmente indicada a designação “Formação dos Xistos Raiados”. Estes autores, clarificam um pouco mais o conteúdo litológico da unidade, retirando-lhe as litologias da Formação do Monte das Russianas, assim como lhe atribuem uma idade situada entre o Venloquiano e o Ludloviano inferior. Continuam no entanto a



#### a) Flanco ocidental do sinclinal de Terena

Neste flanco, a Formação dos Xistos Raiados está restringida a 10-15 m de uma alternância de xistos e siltitos finos, cinzentos escuros, na qual se identificaram graptólitos do Ludloviano (coluna A da Fig. 20).

Os limites inferior e superior da formação, fazem-se respectivamente com os xistos negros esverdeados da Formação dos Xistos com Nódulos e com as alternâncias de xistos e grauvaques da Formação de Terena.

As secções estudadas correspondem, na maioria, a afloramentos dispersos, intensamente tectonizados e muitos alterados, como é o caso da sucessão da trincheira ao km 41.6 da EN 386 (carta 503).

Uma dos locais em que a formação está melhor exposta corresponde à secção da jazida "Contenda Norte 1" (Fig. 31, no ponto 3.2.2-A do volume II), situada 300 m a S 80° O da vigia Contenda Norte (carta 515). Neste local, é constituída, pelo menos, por 10 m de xistos cinzentos escuros, com raros níveis siltíticos intercalados. Seguem-se aproximadamente 25 a 30 m de uma alternância de xistos esverdeados e níveis quartzítico-areníticos, já considerados da base da Formação de Terena.

Os xistos cinzento escuros contêm fragmentos mal preservados de graptólitos, um deles assinalado com duvidas ao género *Saetograptus* do Ludloviano. A investigação palinológica efectuada, não forneceu qualquer resultado positivo.

No que respeita à idade, apenas poderemos confirmar que os seus termos basais são do Ludloviano, pós Biozona de *Lobograptus scanicus*, dado ter sido esta a biozona mais recente determinada na formação subjacente.

A Formação dos Xistos Raiados é pela primeira vez diferenciada neste flanco, tendo até então as suas litologias feito parte da base da Formação de Terena.

Na área de Mourão, a formação apresenta as características litológicas antes indicadas.

#### b) Flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das Mercês)

A Formação dos Xistos Raiados apresenta importantes variações litológicas e de espessura ao longo deste flanco, sendo útil a definição de duas sucessões distintas, uma para o sector mais ocidental e outra para a sua parte média e oriental. Estas sucessões estão esquematizadas, respectivamente, nas colunas B e C da figura 20.

No sector mais ocidental, a formação está bem exposta em dois locais distintos: na trincheira ao Km 102.15 da EN 258 (3ª secção da jazida "Eiras Altas; ponto 3.2.2-B do volume II, Fig. 48); a 175 m a oeste do Monte das Mercês (jazida "Monte das Mercês; ponto 3.2.2-B do volume II, Fig. 43).

Na primeira localidade, a formação está restringida a 6 m de xistos cinzentos escuros com finas intercalações siltíticas, algumas de coloração ocre e violeta, que constituem os seus termos basais (Fig. 18). Os siltitos são normalmente bastanteossilíferos, tendo sido determinados graptólitos do intervalo das Biozonas de *Saetograptus leintwardinensis*-*Neocucullograptus kozlowski* do Ludfordiano, do intervalo das Biozonas de *Neocolonograptus parultimus*-*Neocolonograptus ultimus* e da Biozona de *Monograptus (Formosograptus) bouceki*, estas duas últimas do Pridoliano (Piçarra *et al.*, 1998a).

Quanto à sucessão do Monte das Mercês, inicia-se por 3.7 m de xistos cinzentos que passam superiormente, por acidente tectónico, a 12 m de uma alternância de xistos cinzentos e finos leitos silto-arenosos (Fig. 21).

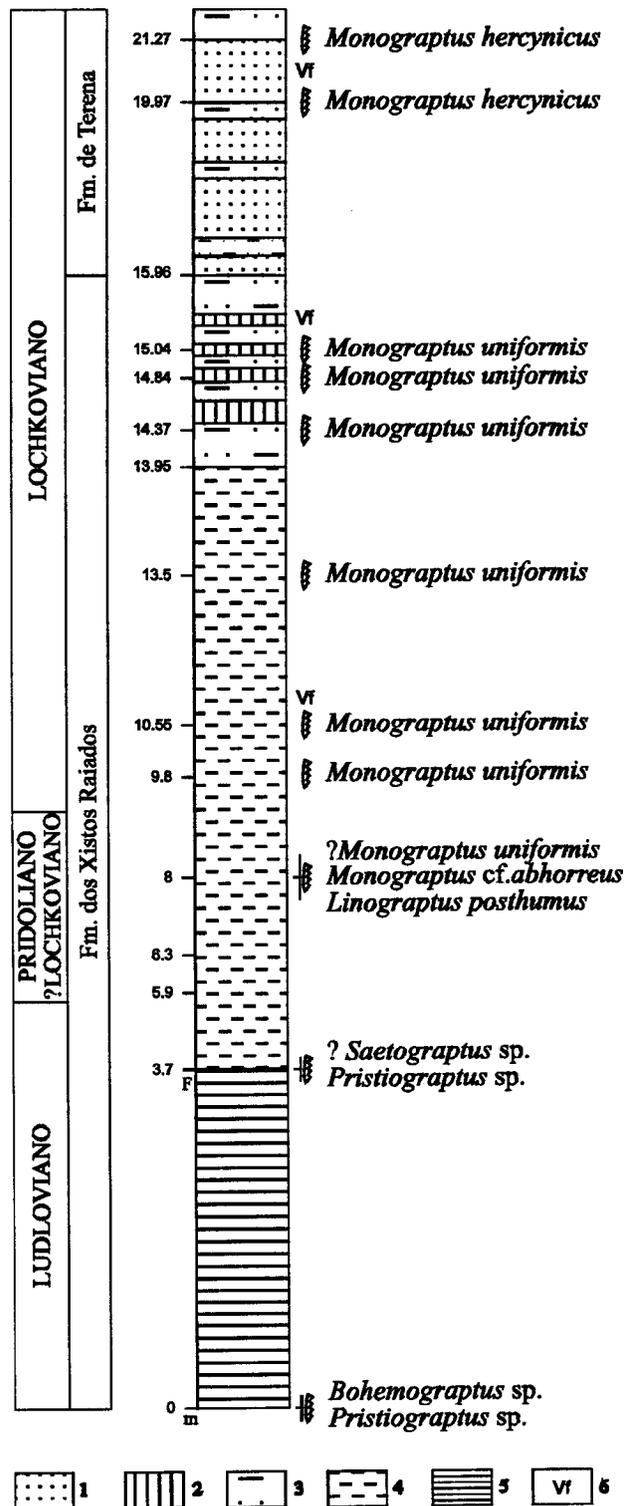


Fig. 21 - Sucessão estratigráfica da Formação dos Xistos Raiados, na secção do Monte das Mercês (segundo Robardet *et al.*, 1998). 1-grauvaques, 2-níveis quartzo-areníticos, 3-siltes negros, 4-siltes com intercalações de pelitos, 5-pelitos cinzentos, 6-vegetais fósseis.

Nos xistos basais determinaram-se graptólitos do Ludloviano, enquanto que na parte superior da sucessão se identificaram vários níveis fossilíferos com associações de graptólitos que definiram a Biozona de *Monograptus uniformis* do Lochkoviano basal (Piçarra, 1998). O limite superior da formação é feito de modo gradual com xistos esverdeados e grauvaques da Formação de Terena.

Esta secção foi também amostrada para palinórfos, tendo fornecido esporos muito piritizados que todavia não puderam ser determinados (Z. Pereira, comun. oral).

Conjugando os dados das duas localidades, podemos concluir que a formação, na parte mais ocidental do flanco, tem pelo menos 20 a 25 m de espessura e situa-se no intervalo Ludfordiano-Lochkoviano basal.

A Formação dos Xistos Raiados é pela primeira vez diferenciada neste flanco (Anexo A), tendo até então as suas litologias feito parte da base da Formação de Terena.

No que respeita à parte média e oriental do flanco, a Formação dos Xistos Raiados ocupa grande parte da sua área, situação que já era assinalada na carta geológica 44 C-Barrancos, embora integrando intercalações de ampelitos e liditos que, neste trabalho (ponto 2.2.2.6, alínea b), se consideram como constituindo a Formação dos Xistos com Nódulos.

Quando do estudo dos vários alinhamentos de liditos e xistos negros da Formação dos Xistos com Nódulos presentes neste flanco, realizaram-se investigações nos xistos cinzentos com intercalações silto-quartzíticas (estampa VI, foto 1), que se dispunham “entre” aquelas litologias. No decurso do trabalho, embora se fosse adquirindo o conhecimento de que a tectónica fazia repetir as formações, a existência de algumas diferenças litológicas nas sucessões estudadas, veio criar dúvidas quanto à posição estratigráfica de algumas delas. Se em muitos locais, como o da “Cerca das Almas”, 500 m a noroeste de Barrancos (carta 504), a sucessão de xistos cinzentos escuros com intercalações de quartzitos se assemelhava claramente à da Formação dos Xistos Raiados, havia outros (por exemplo, na área do Castelo de Noudar, carta 503) em que esta evidência não era tão clara, existindo litologias que se assemelhavam às da Formação dos Xistos com *Phyllodocites*.

Na tentativa de resolver esta situação e ao mesmo tempo datar os xistos, em virtude da ausência de informação bioestratigráfica, fez-se uma amostragem para pesquisa palinológica que se veio a revelar bastante positiva (Figs. 69 e 70 no ponto 4.2 do volume II).

Uma das secções estudadas, compreende as trincheiras da EN 258, entre os kms 102.2 e 103.7. Em vários locais desta secção, obtiveram-se associações de esporos da Biozona *Verrucosiporites polygonalis-Dictyotriletes emsiensis* (PE) do Praguiano e as espécies *Camarozonotriletes* sp., *Dictyotriletes canadiensis* e *D. subgranifer* da parte superior desta biozona, correspondendo ao limite Praguiano-Emsiano (Z. Pereira *et al.*, 1998, 1999). Ao km 103.7, a secção exposta (Fig. 19; estampa V, foto 1), correspondente à jazida “Barrancos” (ponto 3.2.2-B do volume II, Figs. 51 e 52), oferece uma óptima exposição dos xistos cinzentos escuros com intercalações de silto-areníticas, nos quais se obteve uma associação de esporos do limite Praguiano-Emsiano. Esta sucessão tem a particularidade de apresentar leitões conglomeráticos com clastos de lidito e xisto esbranquiçado (estampa VI, foto 2), de dimensões que chegam a atingir os 30 cm. Estes elementos são provenientes da erosão da Formação dos Xistos com Nódulos, dado conterem graptólitos do Landoveriano e provavelmente também do Venloquiano. Há ainda material remobilizado do intervalo

Pridoliano-Lochkoviano basal, atendendo à presença de artigos pedunculares de crinóides do género *Scyphocrinites*.

Na faixa das Mercês, foi identificado um outro nível conglomerático, numa secção da ribeira de Murtega, na área do Porto do Sortano (2500 m a N 15° O do Monte das Mercês; carta 504).

Estas passagens conglomeráticas não se restringem a este flanco, assinalando-se uma outra no sinclinal de Russianas (descrição a seguir, na alínea c). Estes níveis podem ser contemporâneos dos conglomerados existentes no bordo oeste da base da Formação de Terena, assinalados entre Barrancos e Mourão, e com continuação para noroeste.

A presença destes conglomerados sugere a possibilidade de terem acontecido escorregamentos gravitacionais de materiais mais antigos (das Formações dos Xistos com Nódulos e de Colorada?) ou então desnudação local dos mesmos, contemporânea da sedimentação no Devónico inferior. Estas situações não devem ter resultado de grande instabilidade crustal, uma vez que não existe lacuna significativa no registo sedimentar entre as Formações dos Xistos com Nódulos, Xistos Raiados e Terena (Piçarra *et al.*, 1998b).

Reunindo toda a informação relativa à Formação dos Xistos Raiados, na parte média e oriental do flanco, concluímos que é constituída predominantemente por xistos cinzentos escuros, com intercalações silto-arenosas e quartzíticas, estas mais para o topo, além de vários níveis conglomeráticos, alguns situados nos níveis mais altos da sucessão.

A espessura da formação é de difícil cálculo, atendendo aos efeitos da tectónica hercínica. Ainda assim, parece ser superior à das outras áreas da região de Barrancos, estimando-se em 100-150 m.

No que respeita à idade, apenas podemos adiantar que a sua parte média e alta são do Praguiano-limite com o Emsiano. Dos níveis inferiores, muitas vezes ausentes por efeito da tectónica (ou com probabilidade de terem sido localmente erodidos), não há qualquer informação bioestratigráfica ou outra, embora se possa admitir serem ainda do Silúrico superior (Ludloviano alto-Pridoliano), em virtude da idade Ludloviano baixo (Biozona de *Neodiversograptus nilssoni* do Gorstiano) dos níveis mais altos da formação subjacente.

### c) Sinclinal de Russianas

De entre os poucos locais em que a formação aflora nesta estrutura, destaca-se a secção 3 da jazida “Monte do Carreba” (Fig. 63 no ponto 3.2.2-C do volume II), situada na estrada municipal 1024 que parte de Barrancos, e a sucessão que está exposta no caminho que liga a barragem da ribeira de Murtega à estrada municipal Barrancos-Castelo de Noudar, aproximadamente 1100 m a oeste do Monte das Russianas (Fig. 22).

Na primeira das localidades, observam-se 40 m de xistos e psamitos cinzentos escuros, micáceos, com intercalações silto-arenosas de 2-3 cm de espessura máxima. Neste conjunto identificaram-se três níveis fossilíferos, com fragmentos de graptólitos muito mal preservados, o mais alto dos quais forneceu um provável exemplar de *Monograptus uniformis* do Lochkoviano basal. Há ainda vestígios de vegetais fósseis, a vários níveis da sucessão.

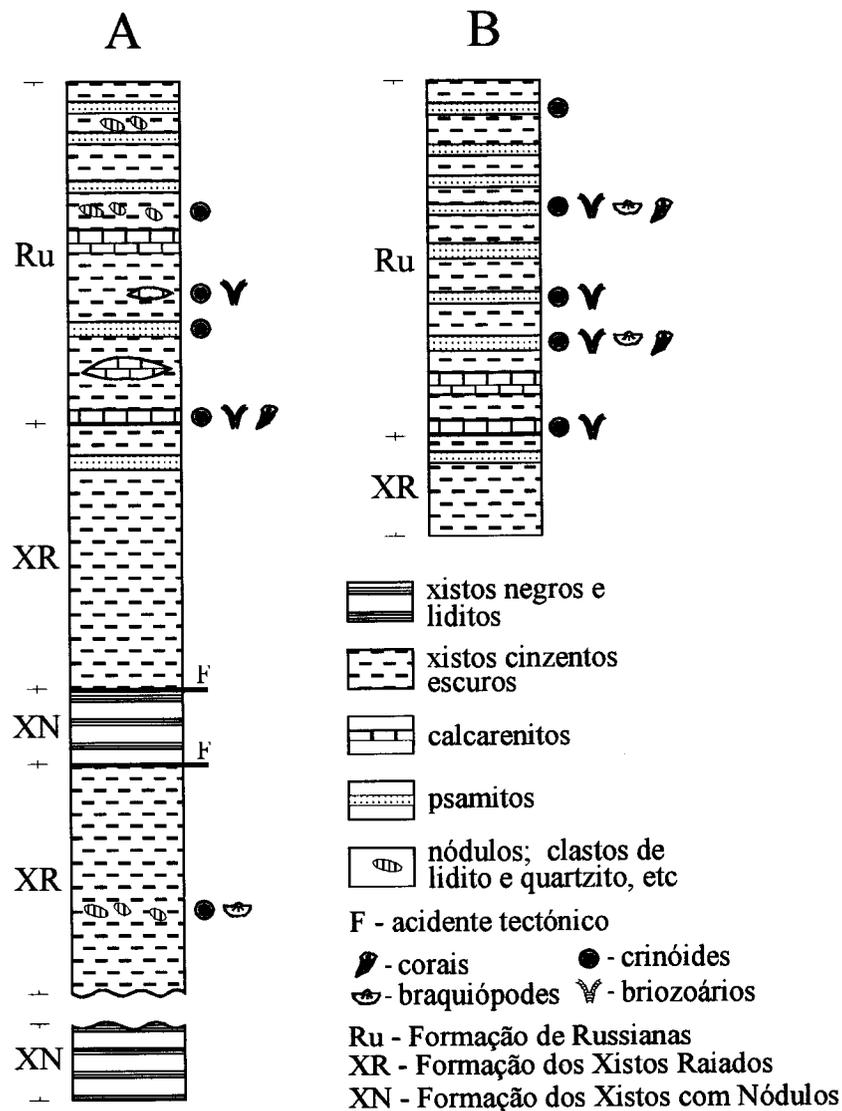


Fig. 22 - Colunas estratigráficas das Formações dos Xistos Raiados e do Monte das Russianas, em dois locais do sinclinal de Russianas. A-secção da barragem da ribeira de Murtega; B-área do Monte das Russianas.

Na secção da barragem da ribeira do Murtega (Fig. 22, coluna A), a formação apresenta-se bastante tectonizada, sendo interrompida por uma cunha tectónica de liditos da Formação dos Xistos com Nódulos. Inferiormente a estes liditos, há um conjunto de xistos cinzentos escuros, nos quais se intercala um nível conglomerático de espessura variável entre 30 cm e 1 m. Os clastos são de quartzito e lidito?, além de existirem concreções ferruginosas e nódulos fosfatados?, estes contendo fragmentos de braquiópodes e artigos pedunculares de *Scyphocrinites*. Superiormente à cunha lidítica, continuam os xistos cinzentos escuros que gradualmente começam a apresentar níveis de calcarenitos lenticulares e psamitos, termos já da formação suprajacente.

Conjugando todos os dados disponíveis, podemos concluir que a Formação dos Xistos Raiados é constituída por xistos e psamitos cinzentos escuros (50 m?), nos quais se intercalam passagens silto-areníticas e, pelo menos, um nível conglomerático (coluna D da figura 20). A idade deste conjunto é difícil de precisar pela escassez de informação bioestratigráfica, mas admite-se que a base possa ser do Silúrico superior

(Ludloviano alto-Pridoliano) e o topo se situe próximo ao limite Lochkoviano-Praguiano, de acordo com a fauna identificada nos níveis inferiores da formação suprajacente (Z. Pereira *et al.*, 1998; Piçarra *et al.*, 1999b)

#### d) O prolongamento da Formação dos Xistos Raiados, em Espanha

A designação “Formación Xistos Raiados” desde há alguns anos faz parte da sequência paleozóica das cartas geológicas das áreas espanholas contíguas às de Barrancos. É assim, na de Encinasola (ITGE, 1994) e na de Oliva de la Frontera (ITGE, 1990). As litologias desta formação também são conhecidas, entre outras designações, por “Esquitos Oscuros con Cloritoide” (IGME, 1984) e por “Murtiga Formation” (Hoegen *et al.*, 1994).

O estudo desta unidade em território espanhol, não trouxe grandes avanços ao seu conhecimento, fazendo-se frequentemente referência aos dados citados na carta geológica de Barrancos. Há, no entanto, um aspecto interessante a considerar na carta de Encinasola, que é o da “Formación Xistos Raiados” incluir um membro “facies común”, fundamentalmente xistento, no qual se intercalam níveis calcarenitos, agrupados no “miembro Russianas”. Quer isto dizer que esta formação equivale em Portugal ao conjunto das Formações dos Xistos Raiados e do Monte das Russianas. Os calcarenitos não foram aqui individualizados numa unidade distinta, provavelmente devido à semelhança litológica dos xistos situados acima e abaixo deles.

#### 2.2.2.8 - Formação do Monte das Russianas (Ru)

A Formação do Monte das Russianas (Perdigão *et al.*, 1982) está bem exposta na área do “monte” que lhe deu o nome, junto à ribeira de Murtega (Anexo A).

Os primeiros trabalhos realizados na formação reportam-se a Delgado (1908). Este autor não a individualiza como unidade, integrando-a nos “Xistos Raiados” ou unidade 5.

Posteriormente, os poucos estudos realizados, a maioria de ordem paleontológica (Pruvost, 1914; Mellado & Tadeu, 1947; Teixeira, 1954; Perdigão 1972-1973) incidiram, em grande medida, na revisão da fauna recolhida por Delgado ou no estudo de novos exemplares, nem sempre no melhor estado de preservação, como foi o caso dos realizados por este último autor.

Em 1982, com a publicação da carta geológica 44 B-Barrancos, as suas litologias são agrupadas em dois membros: o inferior, “Xistos e Calcários”, considerado do Gediniano? (actualmente Lochkoviano); o superior, “Xistos e Psamitos”, do intervalo Siegeniano (actualmente Praguiano) - Emsiano.

A idade admitida para o membro inferior, não foi baseada em dados paleontológicos seguros. Quanto à idade do membro superior, teve o suporte paleontológico de uma fauna de braquiópodes, trilobites, lamelibrânquios e outros grupos fósseis recolhidos em duas jazidas (Perdigão 1972-1973). De então para cá, não houve revisão deste material ou novas pesquisas fossilíferas, o que implica que muitos dos exemplares necessitam, pelo menos, de uma actualização taxonómica. A única excepção foi a identificação de braquiópodes do Emsiano basal (Racheboeuf & Robardet, 1986), numa jazida a este do Monte das Russianas.

Litológicamente, a formação caracteriza-se por uma sucessão de xistos cinzentos escuros, psamitos e calcarenitos finos intercalados, de espessura não superior a 150 m.

A presença de calcarenitos é a característica fundamental desta formação. Além dos calcarenitos, as restantes litologias são semelhantes às da Formação dos Xistos Raiados, com parte das quais se correlacionam no tempo (coluna D da figura 20) e se interdigitam. Exemplo desta situação é a estreita faixa de calcarenitos e psamitos da Formação do Monte das Russianas nos “Xistos Raiados” do flanco oriental do sinclinal de Terena, junto ao Monte do Clemente (Perdigão *et al.*, 1982; Anexo A deste trabalho).

Os pequenos afloramentos de calcários dolomíticos, referidos no último parágrafo da alínea b) do ponto 2.2.2.6, podem ocupar a posição estratigráfica dos calcarenitos do Monte do Clemente e dos do sinclinal de Russianas. Atendendo à pequena expressão cartográfica que têm, não foram diferenciados no mapa geológico de Barrancos-Mourão (Fig. 12 e Anexo A). Do ponto de vista paleoambiental são todavia importantes, indicando que as condições de sedimentação em que se formaram se estenderam a regiões muito para oeste da área do actual sinclinal de Russianas, local do seu maior desenvolvimento.

Os carbonatos da formação ter-se-iam depositado em áreas de plataforma externa, junto a edifícios bioconstruídos que sofreram depois destruição por acção das ondas ou de fortes correntes, dando lugar a níveis de biocalcarenítos. Posteriormente, a sedimentação poder-se-á ter tornado mais profunda e calma, atendendo às fácies mais finas que constituem o resto da formação.

No que respeita à idade da Formação do Monte das Russianas, considerada do intervalo Lochkoviano-Emsiano (Perdigão *et al.*, 1982), alguns dados recentes vieram precisá-la. Numa sucessão de xistos que intercalam níveis de calcarenitos, situada 1 km a S 80° E do v.g. Colorada (carta 504), foi identificada uma associação de esporos da Biozona *Verrucosiporites polygonalis-Dictyotriletes emsiensis* do Praguiano superior (Fig. 69 e 70; Z. Pereira, 1997; Z. Pereira *et al.*, 1998, 1999). Outros resultados foram obtidos nos trabalhos que desenvolvemos, no verão de 1997, relacionados com um projecto luso-francês, no âmbito do Programa de Cooperação entre o ICCTI e a Embaixada de França. Nesta acção, foram estudadas duas sucessões da formação, concretamente a que se apresenta no caminho que liga a barragem da ribeira de Murtega (1100 m a oeste do Monte das Russianas) à estrada municipal Barrancos-Castelo de Noudar (coluna A da figura 22) e a que aflora no caminho do Monte das Russianas àquela ribeira (coluna B da figura 22), ambas na carta 504. A sucessão da primeira localidade é constituída por psamitos, calcarenitos lenticulares e passagens conglomeráticas, com clastos de lidito, nódulos areníticos e carbonatados, apresenta vários níveis fossilíferos de acumulação de crinóides, a que se associam, em alguns deles, briozoários e corais. Um dos níveis forneceu uma associação de artículos pedunculares de crinóides compreendendo *Botryocrinus punctatus*, *Asperocrinus radiatus*, *Trybliocrinus plougastelensis*, *Salairocrinus* sp. e *Schyschcatocrinus* sp. (J. Le Menn, *in* Piçarra *et al.* 1999b). Segundo este autor, as três primeiras espécies encontram-se também na Formação de l’Armorique, na parte ocidental do Maciço Armoricano, com uma extensão cobrindo os intervalos S84-100 e N8-17, situados logo por cima do limite Lochkoviano-Praguiano.

Na segunda sucessão investigada, constituída por xistos, psamitos e calcarenitos, há igualmente vários níveis de acumulação de fósseis de artículos pedunculares de crinóides, braquiópodes, briozoários e corais. Os braquiópodes, os

corais e os briozoários, estes muito abundantes, apresentam-se muito fragmentados e descalcificados, não permitindo determinações taxonómicas. Quanto aos artículos pedúnculares de crinóides, identificou-se *Botryocrinus montguyonensis*, *Asperocrinus annulatus*, *Laudonomphalus* sp., *Pterinocrinus* cf. *salviensis* e *Diamenocrinus* sp. (J. Le Menn, in Piçarra *et al.*, 1999b). Para este autor, a pouca diversidade taxonómica desta associação, não permite uma correlação segura com as das formações armoricanas, embora aquelas formas estejam presentes na parte inferior das Formações de Faou, na parte ocidental do Maciço Armoricano, e de Montguyon, na bacia de Laval, ambas datadas do Praguiano superior. Um outro nível fossilífero, provavelmente mais alto que o anteriores, apenas forneceu a espécie *Asperocrinus annulatus*.

A partir destes resultados, podemos concluir que os calcarenitos são, pelo menos, do Praguiano, e que os xistos dispostos inferiormente a eles, podendo ainda ser desta idade, devem atingir o Lochkoviano.

#### a) Prolongamento da Formação do Monte das Russianas, em Espanha

As litologias da Formação do Monte das Russianas ocorrem em Espanha, tanto para noroeste, na área de Oliva de la Frontera (“Capas de Russianas”; ITGE, 1990), como para sudeste, na região de Encinasola (“miembro Russianas”; ITGE, 1994). Em ambas as áreas não é considerada como uma unidade distinta, estando antes englobada na “Formación Xistos Raiados”.

#### 2.2.2.9 - Formação de Terena (Te)

Esta unidade litoestratigráfica ocupa o núcleo da maior estrutura da região de Barrancos (Fig. 12), estendendo-se para noroeste até à região de Estremoz e para sudeste até Aracena, já em Espanha. A sua designação, feita por Schermerhorn (1971), vem da povoação de Terena (Alandroal), local por onde passa.

Do ponto de vista litológico, a Formação de Terena é constituída por uma sucessão turbidítica formada por alternâncias de xistos e grauvaques (estampa VII, foto 1), com alguns níveis de conglomerados intercalados. Na região de Barrancos ocupa uma faixa de aproximadamente 6 km de largura.

Com a litologia descrita na notícia explicativa da carta geológica 44 B-Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982), o objectivo do trabalho foi investigá-la em questões menos conhecidas, como sejam: os níveis inferiores e o contacto com a formação subjacente; as intercalações conglomeráticas e carbonatadas; o conteúdo faunístico.

No que respeita ao limite inferior da formação, verifica-se que é gradual com a Formação dos Xistos Raiados, como se observa no corte do Monte das Mercês (Fig. 21, alínea b do capítulo 2.2.2.7). Todavia, na maioria dos locais, verifica-se que este contacto é de natureza tectónica. Esta situação é particularmente evidente no seu bordo ocidental, chegando a contactar com a Formação dos Xistos com *Phyllocytes*, como acontece a 500 m a nordeste do v.g. Botefa (carta 503) e a 500 m a sudeste do km 94.2 da EN 258 (carta 514), neste local prolongando-se até perto da ribeira de Murtigão, numa extensão aproximada de 1500 m.

Há no entanto dois locais com óptimas exposições dos níveis mais inferiores, situação que é rara de ser observada, em que se observa a passagem gradual à

formação subjacente. São as secções situadas 175 m a oeste do monte das Mercês (carta 504) e a 300 m a S 80° O da vigia Contenda Norte (carta 515).

Na primeira localidade, correspondente à jazida “Monte das Mercês” (ponto 3.2.2-B do volume II; Fig. 43), a formação inicia-se por 20 m de grauvaques, com finas intercalações de pelitos (Fig. 21). Dois destes níveis pelíticos, revelaram-se extremamente importantes no processo de datação da formação, ao fornecerem exemplares de *Monograptus hercynicus* do Lochkoviano alto (Piçarra, 1997, 1998; estampa XII, foto 1). Este conjunto passa inferiormente e de modo gradual a pelitos cinzentos escuros com finas intercalações quartzíticas da Formação dos Xistos Raiados, em cuja parte superior se identificaram graptólitos do Pridoliano (Piçarra *et al.*, 1998a) e do Lochkoviano basal (Piçarra, 1997, 1998).

Quanto à segunda localidade, correspondente à jazida “Contenda Norte 1” (ponto 3.2.2-A do volume II, Fig. 31), os seus termos inferiores apresentam 63 m de grauvaques, em níveis de 10 a 15 cm de espessura, nos quais se intercalam pelitos esverdeados e rosados mais para a base. Respectivamente a 24,2 cm e 46 m acima do que se considera ser o limite inferior da formação, identificaram fragmentos de graptólitos muito mal conservados. Não foi possível a sua classificação taxonómica, apenas se podendo dizer que o exemplar do nível inferior se assemelha, com muitas dúvidas a *Neocolonograptus ultimus?* do Pridoliano, enquanto que a forma do nível mais alto é um *Monograptus* com tecas ganchudas (Piçarra, 1997). Este conjunto assenta numa alternância de pelitos e siltitos cinzentos escuros da Formação dos Xistos Raiados.

Os conglomerados são outro tipo litológico da Formação de Terena, que na região de Barrancos se dispõe em dois alinhamentos: um na base da formação do seu bordo ocidental e que se prolonga para noroeste até à região a oeste de Alandroal; o outro, supostamente nos níveis superiores.

O nível basal aflora também na sucessão da jazida “Contenda Norte 1”, citada anteriormente, apresentando aí uma espessura visível de 18 m. A matriz do conglomerado é de natureza grauvacóide e os clastos são predominantemente de quartzito, além de liditos (erodidos à Formação dos Xistos com Nódulos), raros, como os que se observam, em grande abundância, num afloramento situado 500 m a sudeste daquela jazida (estampa VII, foto 2).

Em outros locais da região de Barrancos, este nível conglomerático tem uma espessura que pode variar até 3 m, como acontece a 1 km a NNE do v.g. Fornilhos (carta 503), mas normalmente tem características litológicas similares às que antes foram referidas. Apresenta-se numa só faixa, com excepção das áreas dos v. g. Gata (carta 514) e Travessa, esta a noroeste da Mina de Aparis (carta 503), nas quais se dispõem respectivamente em duas e três faixas paralelas, situações que podem ou não ser o resultado da repetição tectónica de um nível apenas.

Na região de Mourão, este conglomerado observa-se junto à ponte da ribeira de Guadelim (EN 384, entre Granja e Mourão), apresentando predominância de clastos de quartzito e raros liditos, além de fragmentos de crinóides, briozoários e coraliários. Estes exemplares fósseis estão actualmente em fase de estudo.

O outro nível conglomerático da formação, presente apenas na área da carta 515, é constituído predominantemente por clastos de quartzito, lidito? e xisto, estes raros. Os clastos têm dimensão variável entre 2 e 10 mm, de forma angulosa a rolada, e apresentam-se englobados numa matriz grauvacóide.

Este conglomerado está muito próximo de níveis de calcarenitos negros, grosseiros, presentes a noroeste da ribeira de Arroio (carta 515; coordenadas 672.2-4220.5). Estes níveis carbonatados, com fragmentos dispersos de artículos de crinóides e vegetais fósseis, aparecem também sobre a forma lenticular, incluindo, por vezes, clastos? de quartzitos.

As ocorrências de calcários na Formação de Terena, não se restringem apenas a estas intercalações. Há-as também muito próximo do conglomerado dos níveis basais da formação, como se observa a norte do v.g. Travessa, na área da mina de Aparis (carta 503), além de pequenas passagens a vários níveis da sucessão, como nos mostra a cartografia de V. Oliveira (1980). A observação de algumas dessas passagens, a maioria delas mal expostas, não trouxe novos dados. Algumas foram objecto de pesquisa micropaleontológica, sem resultado positivo.

No decorrer do trabalho de campo analisaram-se ainda as seguintes secções, em que a formação está bem exposta: entre os kms 94.2 e 102.1 da EN 258 (cartas 514 e 515); entre o km 41.6 e 55 da EN 386 (carta 503); no rio Ardila (carta 503); na EN 384, entre a Granja e ponte sobre a ribeira de Guadelim, para os níveis inferiores.

Os elementos recolhidos confirmam a opinião já antes avançada por Perdigão *et al.* (1982) que a ocidente os níveis inferiores da formação são mais grauvacóides e com conglomerados intercalados, enquanto que a oriente, na generalidade, predominam os xistos. Nos níveis mais altos da formação predominam os xistos, embora haja uma ou outra passagem mais grauvacóide e até mesmo conglomerática.

Do ponto de vista sedimentar, a Formação de Terena constitui uma sequência turbidítica resultante do preenchimento de uma depressão. Nos bordos da bacia depositaram-se os sedimentos mais grosseiros e espessos enquanto que no centro sedimentaram os mais finos, esporadicamente com algumas intercalações de grauvaques e com conglomerados do tipo dos pelitos com clastos (“debris flow”), originados a partir de escorregamentos provenientes de elevações intrabasinais (Oliveira, 1984).

No que respeita à idade da formação, a primeira referência é feita por Delgado (1908) que a considera do “Gotlandiano” e a designa por “Xistos e grauvaques superiores”.

Em 1931, Costa, no seu livro “O Paleozóico Português (síntese e crítica)”, nada acrescenta sobre a unidade, antes a atribuindo ao Ordovícico inferior.

Teixeira (1951), baseado no estudo de fragmentos de vegetais fósseis (ponto 4.4 do volume II), naquilo que ele denomina por “flora de psilofítneas”, considera-a do Devónico inferior, idade que é reiterada posteriormente por este mesmo autor (1981/1982d) e por Perdigão (1967) que a designa por “faixa com vegetais fósseis de Eiras Altas”. Esta idade foi posta em causa por Pfefferkorn (1968) e Schermerhorn (1971), ao considerarem que os fragmentos de vegetais fósseis estavam mal preservados e que poderiam ser de formas do Devónico superior ou mesmo do Carbónico inferior. Estes autores admitiram igualmente que ela assentava em discordância sobre as unidades subjacentes silúricas.

A idade de Devónico superior foi retomada por Ribeiro *et al.* (1979) e Perdigão *et al.* (1982), baseada não só na hipótese da sua génese estar relacionada com movimentos tectónicos pós 1ª fase da orogenia hercínica, considerada na região com tendo ocorrido no Givetiano, mas também por apresentar conglomerados com clastos de calcários fossilíferos, que se atribuíam à erosão dos calcarenitos do Devónico inferior da Formação do Monte das Russianas. Esta idade foi mantida até

recentemente, na maioria das sínteses e cartas geológicas publicadas sobre a ZOM (Carvalhosa *et al.*, 1987; Oliveira *et al.*, 1991).

Perante a não unanimidade dos autores relativamente à idade da Formação de Terena, um dos objectivos deste trabalho foi tentar precisá-la, recorrendo para isso à investigação fossilífera (macro e micro).

Nos primeiros estudos realizados, verificou-se que, em vários locais do flanco oriental do sinclinal de Terena, parecia ser gradual a sua passagem à formação subjacente, datada do Pridoliano (Piçarra *et al.*, 1998a), sugerindo que os seus primeiros níveis fossem do Devónico inferior.

A investigação fossilífera, nível a nível, de várias sucessões da base, deu resultados positivos com a identificação de graptólitos das Biozona de *Monograptus hercynicus* do Lochkoviano alto (Piçarra, 1997, 1998), em xistos e grauvaques situados a 175 m a oeste do Monte das Mercês (Fig. 21), correspondente à jazida com o mesmo nome (ponto 3.2.2-B do volume II).

Estava assim confirmada a idade de Devónico inferior, pelo menos, para os níveis basais da formação. A partir daí, dada a natureza da restante parte da unidade não ser propícia à presença de macrofósseis, avançou-se para a pesquisa palinológica. Este estudo foi realizado pela Doutora Zélia Pereira, tendo-se obtido resultados extremamente positivos, expressos na identificação das seguintes associações de esporos (Figs. 69 e 70; Z. Pereira, 1997, Z. Pereira *et al.* 1998, 1999): do Lochkoviano?, na jazida “Contenda Norte 1” (ponto 3.2.2-A do volume II, Fig. 31); da Biozona de *Verrucosiporites polygonalis-Dictyotriletes emsiensis* do Praguiano, ao km 95 da EN 258; do limite Praguiano-Emsiano, entre os km 48 e 49 da EN 386; da Biozona de *Emphanisporites annulatus-Camarozonotriletes sextanti* do Emsiano, entre os km 96 e 97 da EN 258.

A conjugação dos resultados obtidos com os graptólitos e os esporos, permite situar a Formação de Terena no Devónico inferior (intervalo Lochkoviano alto-Emsiano), excluindo as outras idades admitidas e questionando assim a evolução tectono-sedimentar admitida para a bacia devónica da região de Barrancos. Deste modo, a génese da Formação de Terena não teria ocorrido posteriormente à 1ª fase da orogenia hercínica e logicamente não estaria ligada a um ambiente sin-orogénico pré 2ª fase desta orogenia, como era considerado (Ribeiro *et al.*, 1979; Perdígão *et al.*, 1982; Quesada *et al.*, 1990).

#### a) Prolongamento da Formação de Terena, em Espanha

A Formação de Terena prolonga-se em Espanha, quer para noroeste, na região de Rabito, voltando a reentrar em Portugal a nordeste de Monsaraz, como para sudeste, na região de Encinasola. Na carta de Rabito (IGME, 1975) está dividida numa “Serie inferior de grauwackas y pizarras” e na “Formación Terena”. Na área de Encinasola, continua a ser a designada por “Terena Formation” (Hoegen, 1989) ou então por “Flysch de Terena” (ITGE, 1994), neste caso com a distinção do membro basal “Formación de Pizarras Negras y Grauvacas (existindo só no bordo ocidental) e da “Formación Terena”.

Os trabalhos desenvolvidos em Espanha, pouco acrescentam ao conhecimento que temos da formação, salvo uma descrição mais pormenorizada do ponto de vista sedimentar. É até bastante frequente a citação de dados de Barrancos.

Uma das questões mais interessantes, transcrita na notícia explicativa da carta geológica de Encinasola (ITGE, 1994, pág 36 a 38), é a que sugere que a

sedimentação do flysh pode ter sido diacrónica ao longo da bacia e ter migrado de oeste para este. Esta hipótese, segundo os autores da carta, assenta nas idades obtidas com base em informação bioestratigráfica proveniente de vários locais da ZOM.

#### 2.2.2.10 - Complexo Ígneo de Barrancos (CI)

A designação “Complexo Ígneo de Barrancos”, apresentada por Perdigão *et al.* (1982), corresponde a um conjunto de rochas subvulcânicas, brechas e calcários (estampa VIII, foto 2), presentes no flanco oriental do sinclinal de Terena (Anexo A). Estes autores, em termos muito gerais, consideram-no constituído por dois termos: um dominante, mais ácido, constituído por rochas quartzo-feldspáticas; outro de natureza diorítico-diabásica. Citam ainda a presença de brechas eruptivas, com elementos exclusivamente ígneos ou com clastos de calcário, xisto e rochas eruptivas, além de brechas sedimentares com cimento carbonatado, estas menos frequentes. Assinalam também que as rochas subvulcânicas metamorfizam os xistos e que não estão deformadas, ao contrário dos calcários que se apresentam xistificados.

A implantação deste complexo está considerada como tendo ocorrido no Carbónico superior, associada a uma tectónica distensiva dos finais da Orogenia Hercínica (Perdigão *et al.*, 1982; V. Oliveira, 1984). A sua disposição transversal relativamente à orientação das estruturas principais e a forma em “boudins” como se apresenta, sugere uma implantação numa possível zona de cisalhamento.

Este conjunto vulcano-clástico foi citado pela primeira vez por Delgado (1908), sob a designação de “Calcários e Diabases”, tendo considerado os carbonatos como equivalentes aos calcarenitos do Devónico inferior da Formação do Monte das Russianas, opinião mantida pela maioria dos autores que o estudaram posteriormente.

Os estudos que se seguiram, constituíram análises ou simples referências já citadas em trabalhos anteriores (Costa, 1931; Teixeira, 1951; Perdigão, 1972) ou incidiram sobre a mineralogia das rochas vulcânicas (Sousa Brandão, 1911; Torre de Assunção, 1951).

Em 1970, Perdigão considera-o de idade Caradociano, assinalando que o complexo se continua na região de Alandroal.

Para este trabalho, foi feito o seu levantamento geológico na carta 503 (Noudar). Na área desta carta ocorre em afloramentos dispersos e de forma lenticular, por vezes a “cortar” xistos e psamitos cinzentos escuros da Formação dos Xistos Raiados. Distribuí-se numa faixa de 600 m de largura que para noroeste (1 km a N 60° O do Monte da Coitadinha) passa a 20 m, sendo visível no leito do rio Ardila, em contacto tectónico com os xistos.

O complexo foi também objecto de estudo em locais situados nas cartas 504 (Barrancos Norte) e 515 (Barrancos Sul), algumas das vezes no seguimento de pesquisa fossilífera feita em liditos com que, por vezes, contacta. Neste trabalho utilizou-se alguma cartografia já existente, à escala 1:5 000 (V. Oliveira, 1980), que se tornou importante na localização dos poucos e dispersos afloramentos.

Dos estudos realizados, há três aspectos principais a considerar:

- 1) As evidências de campo mostram que os calcários contactam, por vezes, com liditos da Formação dos Xistos com Nódulos, datados do Silúrico inferior. Este contacto,

nos locais observados, é de natureza tectónica e, na maioria das vezes, com brechas associadas. Aos lilitos, por sua vez, encostam xistos cinzentos e quartzitos da Formação dos Xistos Raiados, mais recentes do que eles (intervalo Pridoliano - limite Praguiano-Emsiano) (Fig. 33).

Numa análise simplista da sucessão de unidades verifica-se que ela é progressivamente mais moderna desde os calcários até aos xistos, o que suporia para aqueles uma idade, no máximo, do Silúrico inferior, pois é esta a idade dos lilitos com quem contactam.

- 2) O Complexo Ígneo de Barrancos continua-se para noroeste, nas regiões de Villanueva del Fresno (Espanha), Monsaraz, Juromenha e Alandroal. Nesta última região, o complexo ("Complexo Ígneo e Rochas Associadas", segundo Oliveira, 1984) está alinhado com os anticlinais de Ferrarias e Estremoz., nas quais há mármores do Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz (Anexo A), numa posição estratigráfica em tudo idêntica aos calcários do Complexo Ígneo.

A contrariar esta hipótese de correlação entre estes dois calcários, poder-se-ia admitir que a tectónica tivesse colocado, segundo a mesma direcção, estruturas com litologias de idades muito distintas. Porém, a presença da mesma sucessão de unidades a envolver ambos os conjuntos de calcários, situação já anteriormente assinalada (Piçarra & Le Menn, 1994), é outra coincidência a ter em consideração.

Em nosso entender, admitimos a possibilidade de existir uma equivalência estratigráfica entre os "mármores de Estremoz", que integram o Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz (ponto 2.3.2.5), e os calcários do Complexo Ígneo de Barrancos.

Paralelamente aos trabalhos de campo, fez-se também a investigação micropaleontológica dos calcários. Neste sentido, pese embora a recristalização e o metamorfismo apresentado pela maioria deles, efectuou-se uma amostragem nas regiões de Barrancos e Alandroal. O processo de tratamento das amostras, obtenção do residuo e observação do mesmo, foi gentilmente feito pela Doutora Graciela Sarmiento, da Universidade Complutense de Madrid. Após muitos e desmotivantes resultados negativos, esta colega identificou conodontes do Silúrico (superior?)-Devónico (estampa XV do volume II), numa amostra de mármore do Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz do anticlinal de Ferrarias. Este resultado afasta definitivamente a hipótese de idade ordovícica para estes mármores e motiva alterações na sucessão estratigráfica dos anticlinais de Estremoz e Ferrarias, além de complexas relações estruturais com os materiais que os envolvem, como se discute com mais pormenor nos pontos 2.3.3.5 e 2.6.

No que respeita aos calcários da região de Barrancos, admitindo a equivalência com os da área de Estremoz, terão provavelmente a mesma idade, ou seja do intervalo Silúrico-Devónico.

A sua equivalência ao calcarenitos da Formação de Russianas (Perdigão *et al.*, 1982) é questionável, dado que se apresentam em contextos geológicos muito diferentes.

As questões deixadas aqui em aberto, no que respeita à idade, posição estratigráfica e possível correlação dos calcários do Complexo Ígneo de Barrancos com os de Estremoz, deverá continuar a ser investigada no futuro, atendendo às implicações que têm na geologia regional e às incertezas ainda existentes.

Não tendo ainda como certa a idade do Complexo Ígneo de Barrancos, é deixada em aberto a sua posição na sucessão estratigráfica da região de Barrancos (Fig. 10).

#### a) Prolongamento do Complexo Ígneo em Espanha

Tal como a maioria das unidades já descritas, também o Complexo Ígneo se prolonga para Espanha, quer para noroeste, na área de Oliva de la Frontera e Villanueva del Fresno, quer para sudeste, na região de Encinasola. A noroeste, o conhecimento deste complexo é muito restrito, tendo até sido considerado como "klippes" de materiais vulcânicos e carbonatados do Câmbrio (IGME, 1975a).

A sudeste, na área da carta geológica 895-Encinasola (ITGE, 1994), indicam-se rochas subvulcânicas de tipos ácido, intermédio e básico, relacionadas com a zona de falha S<sup>a</sup> de Herrera - S<sup>a</sup> de las Contiendas, e brechas. Estas brechas são consideradas como tendo-se formado na "mélange" tectónica resultante da evolução tardia daquele acidente, que se considera posterior à 2<sup>a</sup> fase de deformação da orogenia hercínica.

Na carta geológica de Encinasola não há referência a carbonatos.

## 2.3- Região de Estremoz-Capelins

### 2.3.1 - Estudos geológicos anteriores e considerações gerais

A “região de Estremoz”, que consideramos neste ponto, cobre uma área que se estende desde Estremoz até Capelins (Fig. 23).

A primeira referência escrita conhecida sobre a geologia da região de Estremoz reporta-se ao artigo “Breves apontamentos sobre os terrenos paleozoicos do nosso paiz” (Delgado, 1870), em que se faz menção aos calcários de Estremoz como “terreno metamórfico muito antigo”.

Outros estudos, de âmbito mais geral sobre a geologia de Portugal, voltam a citar aspectos geológicos de Estremoz (Delgado, 1883-87, 1904-1907), o mais antigo dos quais assinala os xistos ao “systema siluriano” e refere que se prolongam até à região de Barrancos. É ainda aquele autor que, na sua monografia sobre o “Sistema Silúrico de Portugal” (1908, pág. 211-213), faz referência a várias localidades com graptólitos.

Até ao início da década de setenta, apenas se publicaram artigos de síntese (Costa, 1931; Teixeira, 1966) e um estudo específico sobre os calcários (Silva & Camarinhas, 1957).

A partir de 1970, inicia-se a publicação das cartas geológicas, à escala 1:50 000, cuja sequência de emissão foi a seguinte: 37 A-Elvas (Gonçalves & Assunção, 1970); 41 A-Monsaraz (Perdigão & Assunção, 1971); 36 B-Estremoz (Gonçalves & Coelho, 1974); 37 C-Juromenha (Perdigão, 1976); 36 D-Redondo (Carvalhosa *et al.*, 1987); 40 B-Reguengos de Monsaraz (Carvalhosa & Zbyszewski, 1991).

As duas últimas cartas publicadas incorporam muito do conhecimento geológico obtido nos últimos vinte anos na ZOM, de que se mencionam como referências os trabalhos de Ribeiro *et al.* (1979) e de Perdigão *et al.* (1982). O trabalho destes últimos autores, correspondente à Carta geológica de Barrancos, revelou-se como um ponto de referência em todos os trabalhos de estratigrafia do Paleozóico, realizados na região de Estremoz.

A carta geológica de Redondo baseou-se também nos trabalhos pioneiros de V. Oliveira (1984), na aplicação da sequência paleozóica de Barrancos na região de Alandroal-Juromenha.

Outros estudos mais específicos foram realizados, nomeadamente de geoquímica de rochas vulcânicas (Mata & Munhá, 1985) e de geologia estrutural (Araújo, 1989; Lopes, 1995, 1998).

Os estudos estratigráficos realizados até ao início deste trabalho, cuja síntese se apresenta em Oliveira *et al.* (1991), levaram à diferenciação de duas estruturas geológicas principais na região, o anticlinal de Estremoz e o sinclinal de Terena, e uma estrutura secundária, o anticlinal de Ferrarias.

No âmbito deste trabalho, efectuou-se a revisão cartográfica das unidades do Paleozóico do envolvente do anticlinal de Estremoz e dos flancos do sinclinal de Terena. Realizaram-se também observações pontuais nas unidades dos anticlinais de Estremoz e Ferrarias, algumas para pesquisa paleontológica.

A maioria dos trabalhos de campo foram realizados à escala 1: 25 000, tendo sido também utilizada a escala 1: 5000, em áreas seleccionadas.

Foram investigadas inúmeras secções para pesquisa de graptólitos. As que forneceram exemplares, são objecto de análise pormenorizada no ponto 3.2.1 do volume II.

O geologia actualizada desta região está expressa no mapa do Anexo B e, de um modo muito esquemático, na figura 23.

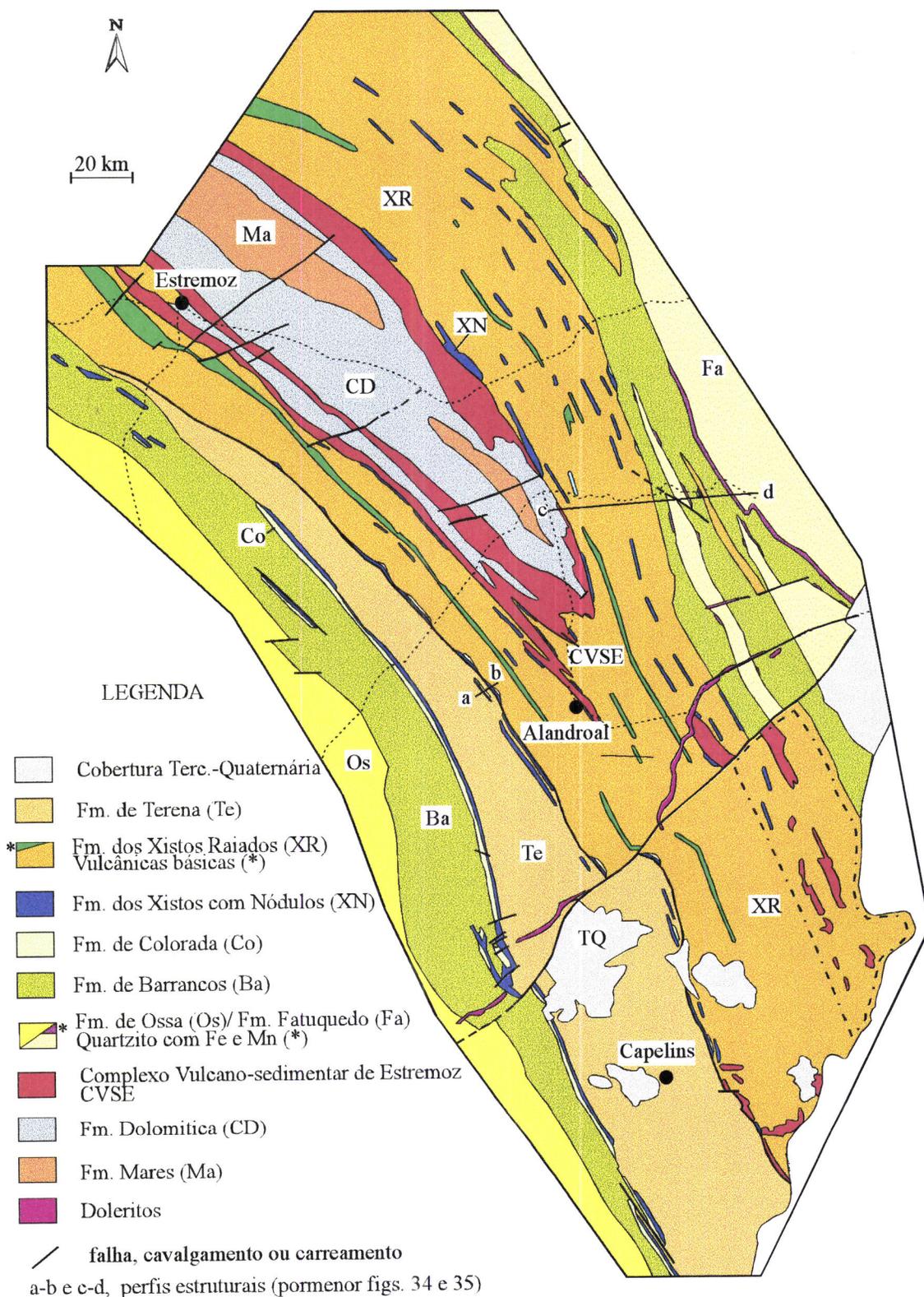


Fig. 23 - Geologia da região de Estremoz-Capelins. A área no interior do tracejado, apenas foi objecto de observações pontuais.

A descrição das unidades é apresentada a seguir, estando separadas as que integram as estruturas anticlinais de Estremoz e Ferrarias das que constituem a sequência litoestratigráfica geral, estas correspondendo às do sinclinal de Terena e às das restantes estruturas secundárias da região de Estremoz (Fig. 24).

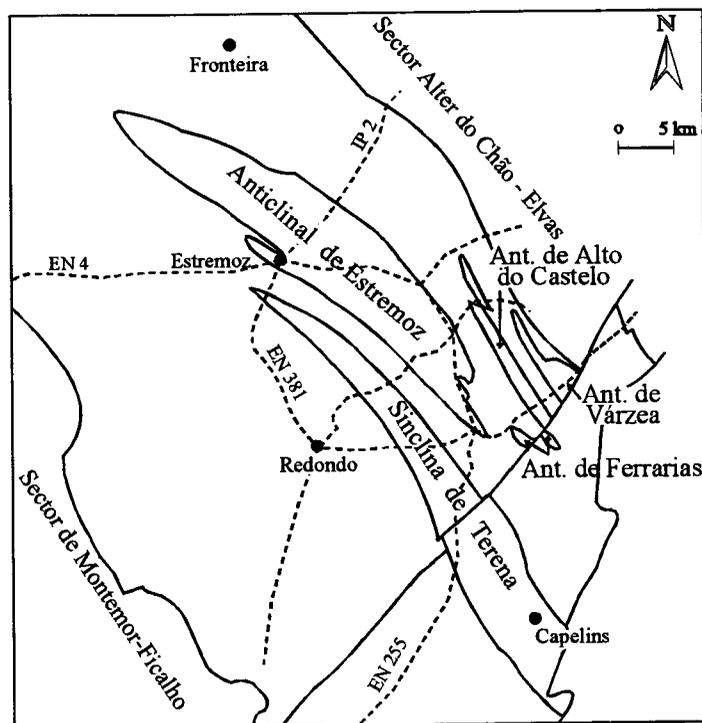


Fig. 24 - Principais estruturas geológicas da região de Estremoz-Capelins.

### 2.3.2 - Anticlinais de Estremoz e de Ferrarias. Litoestratigrafia

O anticlinal de Estremoz é uma estrutura geológica que se individualiza na parte mais noroeste do sector de Estremoz-Barrancos. Apresenta uma forma elíptica, com diâmetros maior e menor, respectivamente de 45 e 8 km, dispendo-se entre Alandroal, a sudeste, e Cano, a noroeste, neste local terminando sob cobertura sedimentar terciário-quadernária. A área que ocupa, distribui-se pelas cartas geológicas, à escala 1: 50 000, 32 D-Sousel, 36 B-Estremoz, 36 D-Redondo e 37 C-Juromenha.

A sua individualização como entidade geológica distinta, já constava da edição de 1899 da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 500 000 (Delgado & Choffat, 1899), sem que todavia fosse feita qualquer diferenciação litológica. Essa diferenciação, expressa num dos primeiros mapas geológicos do anticlinal, foi feita por Silva & Camarinhas (1957).

Na década de setenta, com os trabalhos relativos à cobertura geológica da região à escala 1: 50 000 (Gonçalves, 1971b, 1972; Gonçalves & Coelho, 1974), ficou definida a sucessão litoestratigráfica do anticlinal.

A figura 24 apresenta a sequência estratigráfica esquemática admitida para esta estrutura, à data do início deste trabalho. Como se verifica, são várias as incertezas não só no que respeita à idade de algumas unidades, como também da natureza do limite entre elas. Estas situações são explicadas pela ausência de resultados de ordem bioestratigráfica ou geocronológica, sendo frequente o recurso a correlações com a

sequência do sector de Alter do Chão-Elvas e Montemor-Ficalho, como se constatará pela descrição das unidades que a seguir se apresenta. Na coluna A desta figura apresentam as idades prováveis de algumas das unidades investigadas, face aos novos dados obtidos.

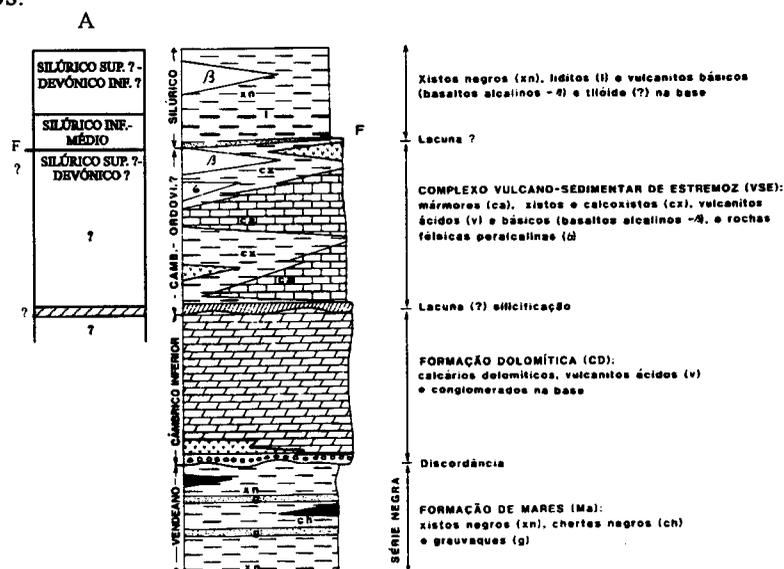


Fig. 25 - Sequência estratigráfica esquemática do anticlinal de Estremoz (segundo Oliveira *et al.*, 1991). A - alterações admitidas neste trabalho, relativamente à idade de algumas unidades.

As nossas investigações incidiram principalmente nas litologias do Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz. As restantes unidades, num passado recente, tinham sido objecto de alguns trabalhos de campo, concretamente para a folha 8 da Carta Geológica 1: 200 000 (Piçarra *et al.*, 1992b) e para a nova edição da Carta Geológica à escala 1: 500 000 (S.G.P., 1992).

### 2.3.2.1 - Formação de Mares (Ma)

A Formação de Mares corresponde aos “xistos de Mares” de Delgado (1904-07) e é considerada a unidade mais antiga do anticlinal de Estremoz (Fig. 25). Dispõe-se segundo duas manchas na zona axial da estrutura, respectivamente entre Arcos e Sta. Vitória do Ameixial, a noroeste, e entre Borba e Vila Viçosa, a sudeste (Anexo B). Esta última mancha foi também considerada como correspondendo a pórfiros graníticos tectonizados (Gonçalves, 1971b; Gonçalves & Coelho, 1974).

Litológicamente é constituída por uma sucessão de xistos negros e grauvaques, com intercalações de chertes negros. Estes chertes observam-se numa trincheira ao km 238 do antigo troço, agora abandonado, da estrada Estremoz-Portalegre (carta 412). Os restantes termos da formação observam-se nas trincheiras do novo traçado do IP 2, entre a Quinta do Maduro (coord. 624.2/4203.8, carta 412) e o Monte Sostibérios (coord. 625.2/4305, carta 412).

No que respeita ao limites da formação, apenas se conhece o superior, considerado de natureza discordante com um membro vulcano-clástico.

A idade da formação ainda não foi precisada, devido à ausência de qualquer dado cronológico. Porém, é considerada do Precâmbrico superior por correlação com

a Formação de Mosteiros do nordeste alentejano, na qual se identificaram acritarcas (Gonçalves & Palacios, 1984).

### 2.3.2.2 - Membro Vulcanoclástico (vc)

Este conjunto corresponde aos “Conglomerados e arcoses da base do Câmbrico” (Gonçalves & Coelho, 1974) e ocorre de modo descontínuo, superiormente à Formação de Mares, no Anticlinal de Estremoz (Anexo B). Em publicações recentes tem sido integrado na Formação Dolomítica, como consta da sequência estratigráfica esquemática apresentada por Oliveira *et al.* (1991) (Fig. 25).

Litológicamente é constituído por conglomerados, arcoses e vulcânitos ácidos. Os conglomerados apresentam uma predominância de elementos de quartzo e quartzito, numa matriz silicificada. Na trincheira ao km 224.1 do IP 2 (carta 412), observam-se prováveis tufitos e vulcânicas ácidas granulares, ambos os termos bastante tectonizados.

Atendendo às correlações estratigráficas admitidas entre as unidades inferiores do anticlinal de Estremoz e as do sector de Alter do Chão-Elvas, este membro é considerado equivalente estratigráfico da “Série Clástica” do Câmbrico de Elvas (Gonçalves, 1971a) 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).

As litologias deste membro têm sido considerados, pela generalidade dos autores, como possíveis marcadores de uma discordância do Câmbrico inferior sobre o soco proterozóico.

### 2.3.2.3 - Formação Dolomítica (CD)

A Formação Dolomítica (Oliveira *et al.*, 1991) corresponde aos “dolomitos e calcários dolomíticos cristalinos” (Gonçalves & Coelho, 1974), presentes numa vasta área do anticlinal. É também designada por “Formação das Ferrarias” (V. Oliveira, 1984) e “Formação Dolomítica de Estremoz” (Carvalhosa *et al.*, 1987).

É constituída essencialmente por calcários dolomíticos com vários intercalações chérticas, passagens de vulcânicas ácidas e alguns filões doleríticos que os atravessam. Estes últimos aspectos podem ser observados na trincheira próxima ao km 2 da EN 254 (carta 426), no troço entre Vila Viçosa e Bencatel. Os calcários evidenciam frequentemente uma dolomitização secundária, manifestada pela presença de uma granularidade maior, sendo conhecidos vulgarmente por calcários tipo “olho de mocho”. Ocorrem também calcários dolomíticos de grão mais fino, denominados “pedra cascalva”, supostamente nos níveis mais inferiores da sucessão. A hipótese discutida entre alguns autores de que alguns dolomitos podiam ser primários, é uma questão difícil de confirmar face à intensa tectonização que sofreram.

No anticlinal de Ferrarias (Fig. 26), há calcários dolomíticos (Formação de Ferrarias; V. Oliveira, 1984), que se correlacionam com os da Formação Dolomítica. Foram designados por “calcários” da “Série «Calcários e diabases» de Nery Delgado”, na carta geológica 37-C, Juromenha (Perdigão, 1976).

A idade da Formação Dolomítica permanece em dúvida devido à ausência de qualquer dado geocronológico, tendo-lhe sido atribuídas várias idades, nomeadamente: Precâmbrico (Delgado, 1870; Delgado & Choffat, 1899), Câmbrico (Costa, 1931;

Silva & Camarinhas, 1957) e Câmbrio inferior (Gonçalves, 1971a,b; Gonçalves & Coelho, 1974; Carvalhosa *et al.* 1987; Oliveira *et al.*, 1991). Esta última idade é baseada na correlação com os calcários dolomíticos de Elvas que se prolongam para sudeste, em Espanha (Calcários de Alconera), onde foram datados com trilobites.

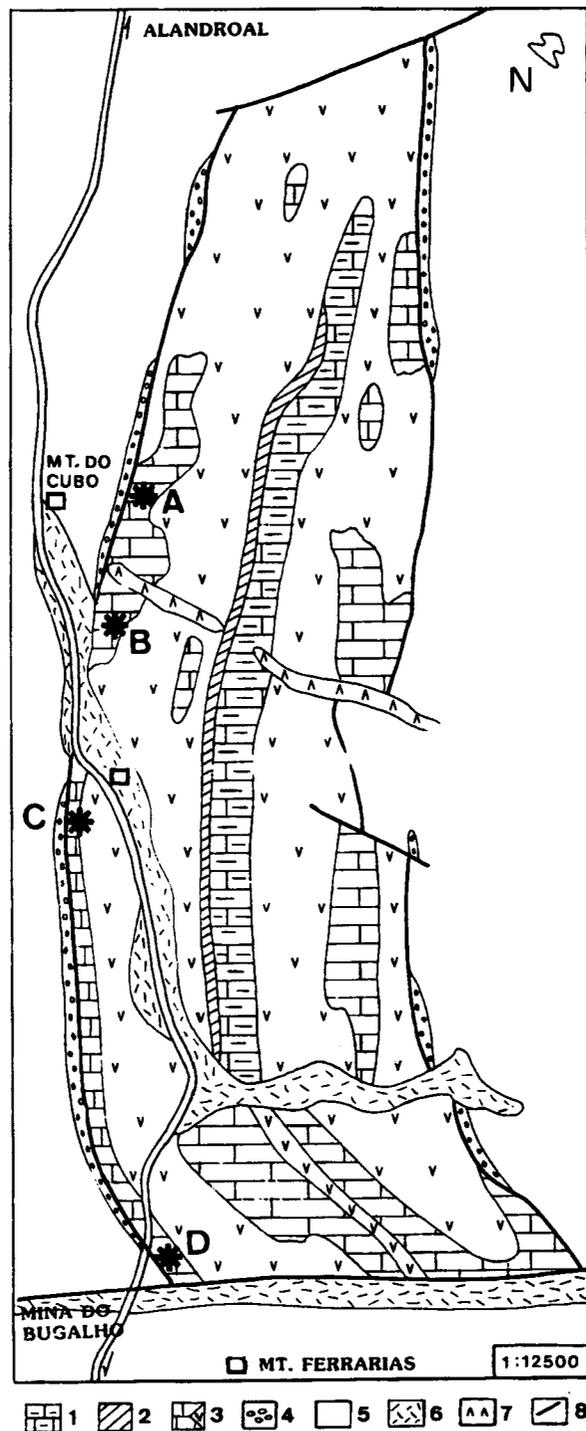


Fig. 26 - Geologia do anticlinal de Ferrarias, com localização das principais jazidas de crinóides (A a D) (modificada de Piçarra & Le Menn, 1994). 1-Fm Dolomítica, 2-horizonte sílico-ferruginoso, 3-CVSE, 4-Fm dos Xistos com Nódulos, 5-Fm dos Xistos Raiados, 6-aluviões, 7-dolerito, 8-falha.

Quanto aos calcários dolomíticos do anticlinal de Ferrarias, também não forneceram qualquer dado cronológico. Atribuídos ao Silúrico por Perdigoão (1976), foram posteriormente considerados do Câmbrico inferior, por correlação com os do anticlinal de Estremoz (V. Oliveira, 1984; Piçarra & Le Menn, 1994).

#### 2.3.2.4 - Horizonte silico-ferruginoso (si)

O horizonte silico-ferruginoso (“lacuna ? silicificação” na sequência estratigráfica da figura 25) dispõe-se de forma lenticular sobre a Formação Dolomítica, nos anticlinais de Estremoz e Ferrarias (V. Oliveira (1984; Carvalhosa *et al.*, 1987). O primeiro autor, caracterizou este nível de sílica, de 0 a 10 m de espessura, localmente mineralizado com sulfuretos, como marcador de uma lacuna do Câmbrico médio e superior. Paralelizou-o também com um horizonte silicioso da região de Ficalho-Moura (V. Oliveira, cartografia inédita; Piçarra & Oliveira, 1986), que ocupa uma posição estratigráfica semelhante.

A concentração de sílica teria vindo da dissolução dos calcários dolomíticos ricos naquele elemento, em situação de emersão e sujeitos à destruição (V. Oliveira, 1984). A primeira referência a silificações em Estremoz foi apresentada por Gonçalves & Coelho (1974), mas sem lhe ser dada qualquer assinatura genética.

A interpretação estratigráfica para este horizonte 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).

Aceitando a hipótese da sílica marcar uma discordância, esta teria que ser bastante maior da que é sugerida, atendendo à datação recente, como pós-Arenigiano, do Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz (Piçarra & Le Menn, 1994), unidade que contacta com ela.

#### 2.3.2.5 - Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz (CVSE)

O Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz (CVSE) (Carvalhosa *et al.*, 1987) foi definido no anticlinal de Estremoz. Corresponde aos “calcários cristalinos, muito xistificados na base” de Gonçalves & Coelho, (1974) ou aos mais vulgarmente conhecidos “Mármore de Estremoz”.

É constituído por mármore e calcoxistos, com intercalações de vulcanitos ácidos e básicos.

A disposição destas litologias não é uniforme ao longo dos flancos do anticlinal de Estremoz. Os mármore predominam, nas seguintes áreas: terminação periclinal sudeste, a norte de Pardais; bordo sudoeste, entre Lagoa e Barro Branco; bordo nordeste, entre Vila Viçosa e Borba.

Os metavulcanitos ocupam mais o topo da sucessão carbonatada, predominando os básicos em relação aos de natureza ácida. Aqueles, desenvolvem-se em ambos os bordos, mas com maior expressão a noroeste de Borba. Na sua composição química, variam entre basaltos alcalinos e traquiandesitos, indicando um ambiente intra-placa (Mata & Munhá, 1985).

Quanto às rochas felsícas, ocorrem em faixas de dimensão menor junto a Estremoz, a norte de Rio de Moinhos e na terminação periclinal sudeste, a norte de Alandroal. As da mancha de Estremoz, foram consideradas como peralcalinas (Coelho

& Gonçalves, 1970). Dados recentes indicam que a maioria destas rochas consideradas peralcalinas, têm quimismo subalcalino (Mata & Munhá, 1985).

No anticlinal de Ferrarias, há mármore com intercalações de metavulcanitos intermédio-ácidos e básicos (Formação de Saboeiros, de V. Oliveira, 1984) que se correlacionam com os de Estremoz. Os vulcanitos ácidos são predominantes sobre os de natureza básica e, em certas áreas, mesmo sobre os mármore. Os vulcanitos ácidos tinham antes sido confundidos com quartzitos (Perdigão, 1976).

Os trabalhos que desenvolvemos no CVSE, tiveram lugar nos níveis mais altos da sucessão, muitas vezes, aproveitando a sua boa exposição em pedreiras. As áreas examinadas situam-se no bordo sul (cartas 426 e 440) e na terminação periclinal sudeste do anticlinal de Estremoz (cartas 440 e 441) e no bordo sul do anticlinal de Ferrarias (carta 441).

De um modo geral, os mármore são cinzentos-escuros ou negros com intercalações de xistos negros, calcoxistos, tufos e tufitos? ácidos. Estes tufitos, muitas vezes, ocorrem também no contacto com os liditos da Formação dos Xistos com Nódulos, apresentando, por vezes, forte deformação (milonitos?) como se observa nos seguintes locais: 750 m a nordeste do v.g. Torre 2ª (coord. 639.3/4290.6, carta 440); Horta das Nogueiras e Horta Nova, respectivamente a 2000 e a 900 m a noroeste de Bencatel (coord. 633.3/4291.5 e 634.2/4290.7, carta 440). Há também vulcânicas ácidas de aspecto brechóide, devendo corresponder a tufos brecha (a oeste de Fonte Soeiro; coord. 639.6/4288.5, carta 441) ou a brechas de origem tectónica (entre o v.g. Nora e Pardais, aproximadamente a 2.5 km a N de Alandroal; no v.g. Carambo, coord. 638.3/4286.5; ambas na carta 440).

É também frequente a presença de brechas carbonatadas (estampa VIII, foto 2), com níveis, por vezes lenticulares, de xisto e arenitos, além de clastos de quartzito, lidito? e restos de artículos colunares de crinóides (Piçarra & Le Menn, 1994) (estampa VIII, foto 3). Alguns ou a totalidade destes aspectos, observam-se, entre outros locais, nos seguintes: a sudoeste do Barro Branco (coord. 631.6/4293.3, carta 426); a 250 m a sudeste do v.g. Carambo (coord. 638.5/4286.5, carta 440); a 300 m a sudeste do Monte do Cubo (coord. 644.1/4283.5, carta 441); a 750 m a este da Mina do Bugalho (coord. 647/4283.3, carta 441). Na segunda das localidades, há duas intercalações ferruginosas, de 15 cm de espessura cada uma, nas quais se observam estruturas alongadas, muito recristalizadas, que podem corresponder a restos de crinóides. Intercalações semelhantes a estas, com inúmeras acumulações e fragmentos isolados de artículos de crinóides (estampa XIV, foto 2), ocorrem no terceiro daqueles locais (ponto B da Fig. 26).

Os restos de crinóides, sobre a forma de colunares dissociados ou de fragmentos pedúnculares com vários artículos, encontram-se em muito mau estado de conservação. Não foi por isso possível observar as características das superfícies articulares, pelo que não se conseguiu nenhuma determinação genérica. Todavia, por algumas características morfológicas, incluindo o diâmetro que num exemplar chega a ser de 2 cm, concluiu-se que os fragmentos não são de géneros anteriores ao Ordovícico médio, existindo forte probabilidade de serem formas mais recentes (Piçarra & Le Menn, 1994).

Os resultados cronoestratigráficos obtidos com os crinóides, embora não determinativos quanto à idade precisa dos mármore do CVSE e unidades equivalentes, permitiram suprimir ou limitar algumas das idades que tinham sido propostas anteriormente, nomeadamente: Câmbrico inferior (Gonçalves, 1971b; Carvalho *et al.*, 1971); subdividido entre o Câmbrico e Silúrico (Delgado, 1904-7;

Gonçalves & Coelho, 1974); Ordovícico (V. Oliveira, 1984; Carvalhosa *et al.*, 1987; Oliveira *et al.*, 1991).

As duas alternativas de idade, Ordovícico superior e pós Silúrico superior, propostas por Piçarra & Le Menn (1994) para o CVSE, assentam nos seguintes pressupostos: para a primeira, admitem a sua correlação com os calcários ashgilianos do sinclinal del Valle, na ZOM espanhola, e de outras áreas da Península Ibérica. Quanto à idade pós Silúrico superior, suportam-na com os seguintes dados: os clastos de lidito e xistos negros, presentes nas brechas carbonatadas, podem ser provenientes da destruição da Formação dos Xistos com Nódulos; possível equivalência do CVSE aos calcários e vulcânicas associadas que se apresentam na região de Rosário-Capelins (a sudeste do anticlinal de Ferrarias) e em Barrancos (Complexo Ígneo de Barrancos), nesta região consideradas do Devónico inferior (Perdigão *et al.*, 1982).

No prosseguimento dos trabalhos que desenvolvemos para sudeste do anticlinal das Ferrarias, nas áreas das cartas 452 (Rosário) e 463 (Capelins), observámos muitas das ocorrências de mármore e vulcânitos ácidos e básicos associados (“Complexo Ígneo e Rochas Associadas”, de Oliveira, 1984). Estes estudos foram complementados com uma amostragem nos mármore, para pesquisa micropaleontológica, efectuada também nos de Estremoz, Ferrarias e Moura-Ficalho, estes últimos fora da área do sector de Estremoz-Barrancos.

Os mármore apresentam-se normalmente ferruginosos, de cor ocre, em virtude das alterações provocadas não só pela circulação de fluidos como também pelo metamorfismo das rochas intrusivas e extrusivas com que contacta. Quando são têm coloração cinzenta escura, sendo visível uma dolomitização que provocou o aumento da granularidade. Localmente, apresentam sílica sobre a forma de lenticulas ou a preencher fracturas, como se verifica a nordeste de Montes Juntos (coord. 646/4269, carta 463).

Os mármore estão normalmente associados a rochas vulcânicas predominantemente de natureza ácida, existindo também doleritos e brechas com elementos de rochas eruptivas e calcários. V. Oliveira (1984) refere a presença de dois tipos de brechas: de intrusão e de colapso. Não é de excluir que algumas sejam de origem tectónica, pois são frequentes contactos desta natureza com as rochas encaixantes, nomeadamente com liditos da Formação dos Xistos com Nódulos ou com xistos cinzentos escuros com intercalações quartzíticas da Formação dos Xistos Raiados.

O contexto geológico em que estas ocorrências de mármore e vulcânicas associadas se apresentam é, por vezes, semelhante ao do CVSE, nas estruturas de Estremoz e Ferrarias (Piçarra & Le Menn, 1994), sugerindo-se uma equivalência estratigráfica entre as suas litologias. Há, no entanto, algumas diferenças entre os conjuntos: a área que ocupam é variável, diminuindo drasticamente de noroeste (anticlinal de Estremoz) para sudeste (a oeste de Rosário), em que se distribui por pequenas ocorrências; o vulcanismo parece ser mais básico a noroeste (anticlinal de Estremoz), passando para sudeste, a partir do anticlinal de Ferrarias, a predominar o ácido.

Estas litologias prolongam-se para sudeste de Capelins, entrando em Espanha na área de Villanueva del Fresno, e voltando a reaparecer em Portugal, na área de Barrancos, onde têm sido agrupadas no “Complexo Ígneo de Barrancos”.

Há assim fortes probabilidades de estes dois complexos serem equivalentes no tempo, situação que é assumida neste trabalho, como se sugere no ponto 2.2.2.10.

A maioria dos mármore dispostos no eixo Estremoz-Ferrarias-Capelins-Barrancos, revelou a presença de fragmentos de crinóides. Este facto, é mais um

elemento que suporta a equivalência estratigráfica anteriormente referida. Além dos exemplares de crinóides já conhecidos (Piçarra & le Menn, 1994), outros apareceram no resíduo de amostras tratadas para pesquisa micropaleontológica (Sarmiento, com. escrita), provenientes dos seguintes locais: a 375 e a 400 m a nordeste do v.g. Aguilhão (coord. 648.8/4270.7, 648.9/4270.7, carta 463-Capelins); a 1 km a nordeste do castelo de Noudar (coord. 670.4/4228.2, carta 503-Noudar/Barrancos); a 350 m a oeste de Barrancos (coord. 676.8/4222.6, carta 504-Barrancos/norte).

A pesquisa micropaleontológica preliminar feita nos mármore, e ainda em curso de investigação, forneceu conodontes do Silúrico (superior?)-Devónico (Sarmiento, com. escrita), apenas determinados a nível genérico (Estampa XV do volume II). Os “elementos” conodontais provêm de uma amostra colhida 300 m a sudeste do Monte do Cubo (ponto B da figura 26), ou seja do local onde tinham sido identificados os crinóides.

Este resultado revela-se de grande importância geológica não só a nível local como regional, produzindo os seguintes efeitos:

- Embora ainda não determinativo quanto à idade precisa do Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz, exclue desde já a hipótese de ser do Ordoviciano.
- Produz alterações significativas na sucessão estratigráfica admitida para os anticlinais de Estremoz e Ferrarias.
- Levanta questões de ordem paleogeográfica, relativamente à natureza litológica dos materiais do Silúrico-Devónico já conhecidos no sector de Estremoz-Barrancos.
- Implica a reinterpretação da relação estrutural entre os anticlinais de Estremoz e Ferrarias (além, provavelmente, das ocorrências de mármore das áreas de Capelins e para sudeste até Barrancos) e os respectivos envolventes.

Quanto à estruturação da região, é tradicionalmente aceite que o anticlinal de Estremoz é uma estrutura enraizada, com um núcleo precâmbrico a que se seguem unidades do Câmbrio, Ordoviciano e Silúrico.

Os primeiros estudos realizados no âmbito deste trabalho e as investigações de ordem estrutural feitas por colegas da Universidade de Évora e da Faculdade de Ciências de Lisboa, levaram a considerar que o anticlinal de Estremoz podia corresponder a uma janela tectónica de um importante carreamento (Araújo, 1989; Silva *et al.*, 1994; Fig. 27). Outros estudos não foram conclusivos quanto à existência deste carreamento (Lopes, 1995; Silva, 1997).

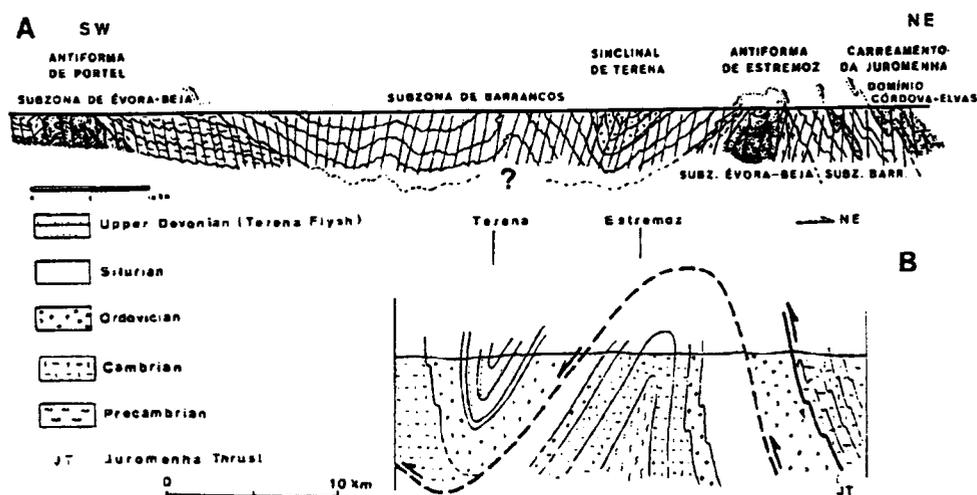


Fig. 27 - Interpretação do anticlinal de Estremoz como uma janela de um carreamento, proposto por: A-Araújo (1989,1995), B-Silva *et al.* (1994).

Este novo dado bioestratigráfico, conjugado com o conhecimento da geologia dos anticlinais de Estremoz, Ferrarias e seus envolventes, incluindo a área de Capelins, leva-nos a admitir a possibilidade da existência de um contacto tectónico importante (carreamento ?) entre o CVSE e as unidades com que contacta, concretamente as Formações dos Xistos com Nódulos, Colorada e Xistos Raiados (Anexo B), situação que deve ser investigada no futuro, pelas implicações locais e regionais que pode ter.

Esta problemática é analisada mais detalhadamente no ponto 2.4 deste volume.

e) Alterações nas sucessões estratigráficas de outras regiões da ZOM, nomeadamente de Moura-Ficalho, Portel, Serpa e Alvito-Viana do Alentejo.

A importância estratigráfica dos conodontes não se esgota na região de Estremoz-Capelins. É conhecido que as sequências estratigráficas das regiões de Moura-Ficalho, Portel, Serpa, Alvito-Viana do Alentejo e Aracena (Espanha), têm muitos pontos em comum com a que se observa nos anticlinais de Estremoz e Ferrarias. Em todas elas há um conjunto vulcano sedimentar carbonatado, suprajacente a uma sucessão dolomítica, que contacta quer com liditos quer com uma série xisto-quartzítica.

Há assim fortes probabilidades do complexo vulcano-sedimentar presente em cada uma daquelas regiões ter a mesma idade ou aproximada da do CVSE. Um dado a favor desta equivalência, é identificação também de conodontes do Silúrico-Devónico no Complexo Vulcano-sedimentar de Moura-Ficalho (ponto 1.3.3), resultados obtidos na mesma campanha de amostragem referida anteriormente.

### **2.3.3 - Sequência litoestratigrafia geral (sinclinal de Terena e flancos do anticlinal de Estremoz)**

A sequência litoestratigráfica geral corresponde, no terreno, às unidades presentes na região de Barrancos, com excepção das que constituem os anticlinais de Estremoz e Ferrarias.

Estas unidades ocupam uma larga superfície distribuída pelas cartas geológicas, á escala 1: 50 000, 32 D-Sousel, 36 B-Estremoz, 36 D-Redondo, 37 A-Elvas, 37 C-Juromenha e 41 A-Monsaraz. Definem uma grande estrutura principal, o sinclinal de Terena, além de outras estruturas secundárias, como são os anticlinais de Várzea e de Alto do Castelo (Fig. 24). A primeira estrutura corresponde na literatura ao «klippe» da Juromenha (Perdigão, 1976), enquanto que a última é definida neste trabalho.

Até ao início da cobertura geológica, à escala 1: 50 000, na década de setenta, o conhecimento geológico da região de Estremoz era muito limitado. A partir dessa data, foi-se gradualmente verificando que eram muitas as semelhanças litológicas com a geologia da região de Barrancos.

No âmbito deste trabalho, utilizou-se como base a sequência estratigráfica de Barrancos (Fig. 10, no ponto 2.2.2), em virtude da maioria das unidades desta região se prolongarem para a área de Estremoz. No decurso da investigação, constatou-se não haver grandes variações litológicas entre as unidades numa e noutra região. Por esta razão, optou-se por manter a mesma designação com que são referenciadas em Barrancos, embora a algumas delas já anteriormente tivessem sido dadas designações locais, que serão citadas no texto.

A sequência estratigráfica actualizada da região de Estremoz, embora com lacunas no que respeita à idade da maioria das unidades, está expressa na figura 28.

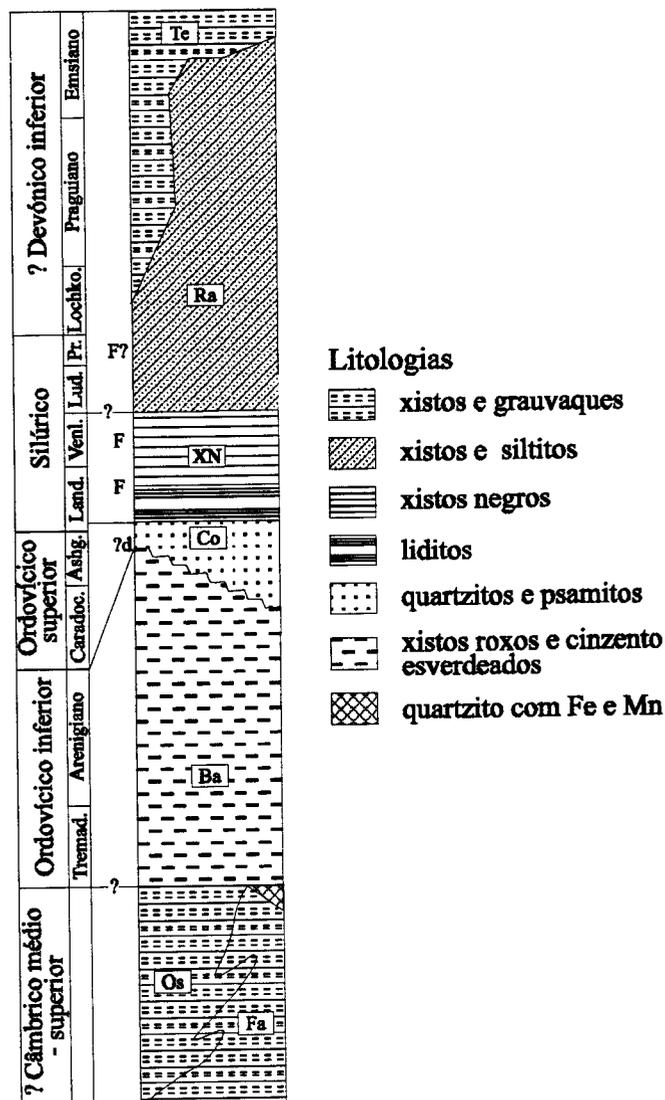


Fig. 28 - Sucessão estratigráfica do Paleozóico da região de Estremoz-Capelins (excepto unidades dos anticlinais de Estremoz e Ferrarias). F-fósseis; d-discordância

Para algumas das áreas da região de Estremoz foi feito um ensaio de interpretação estrutural que está esquematizado nas figuras 34 e 35, pese embora não só as incertezas quanto à idade de algumas unidades mas também os poucos elementos tectónicos disponíveis.

A geologia desta região está expressa no mapa do Anexo B.

### 2.3.3.1 - Formação de Fatuquedo (Fa) e Nível Quartzítico com óxidos de Fe e Mn (q)

Esta unidade aflora na parte mais oriental da região de Estremoz (Fig 23 e Anexo B), sendo constituída por xistos cinzentos, grauvaques e arenitos, com intercalações conglomeráticas e um nível quartzítico com óxidos de Fe e Mn, este na parte superior. Corresponde à Formação de Briôa-S. Romão, individualizada por V. Oliveira (1984).

Na carta geológica 37 C-Juromenha (Perdigão, 1976), estas litologias foram considerados como constituindo um «klijp» de materiais do Câmbrico no Silúrico,

associado ao carreamento da Juromenha (Gonçalves, 1971; Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro, 1981; Araújo *et al.*, 1994). Opinião diferente tem V. Oliveira (1984), ao considerar que aqueles termos litológicos ocupam o núcleo de uma estrutura anticlinal enraizada. Este autor, questiona também a existência daquele contacto tectónico, embora admita haver cavalgamentos. Pelo contrário, sugere antes que há uma discordância entre os materiais do Câmbrico médio e do Ordovícico inferior, sendo materializada por um quartzito com Fe e Mn que lateralmente passa a um conglomerado.

Com o objectivo de verificar no terreno as questões geológicas atrás referidas, efectuámos algumas revisões na área entre São Romão e Mina do Bugalho (carta 441) e continuámos a cartografia do quartzito com Fe e Mn, para noroeste de S. Romão. Realizou-se também trabalho de campo, na estrutura anticlinal individualizada a oeste de Juromenha (V. Oliveira, 1984), que passamos a designar por “anticlinal de Várzea” (do v.g. “Várzea” situado 4 km a sudoeste de Juromenha).

O resultado mais relevante dos trabalhos efectuados foi a cartografia do nível quartzítico com Fe e Mn, não só na estrutura de Várzea mas também para oeste dela, definindo o núcleo de um outro anticlinal, que passamos a designar por “anticlinal de Alto do Castelo” (local a 3 km a oeste de S. Romão; carta 427). Esta estrutura estende-se desde a área da Mina do Bugalho (carta 441), até à região a sul de St. Aleixo (carta 412).

As litologias que ocupam o núcleo daquelas duas estruturas anticlinais, em conjunto com o quartzito, constituem a unidade equivalente à Formação de Fatuquedo da região de Barrancos. São predominantemente xistos e arenitos cinzentos escuros e esverdeados (estampa I, foto 2), estes mais para o topo, muito micáceos, com intercalações de quartzitos e grauvaques. Na parte superior da sucessão ocorre o quartzito, de espessura máxima de 50 cm, com uma forte coloração castanha escura a preto, em resultado dos minerais de ferro e manganês que possui (estampa II, foto 1).

Na cartografia de V. Oliveira (1984), as litologias do núcleo do anticlinal de Alto do Castelo, são consideradas equivalentes às da Formação de Barrancos

Como secções tipo da unidade, indicamos as sucessões expostas entre os kms 46 e 49 da EN 373 e na estrada municipal V. Viçosa-S.Romão, no sítio do Alto do Castelo, respectivamente para o conjunto e para os níveis superiores da unidade.

No anticlinal da Várzea, o quartzito aflora, entre outros pontos, nos seguintes, todos na área da carta 441: 300 m a sudoeste do Monte da Misericórdia (coord. 649.7/4289.7); 500 m a oeste do Monte da Torre Velha (coord. 648.5/4290.3); 750 m a oeste do Forte do Conde Ferragudo (coord. 646.3/4291.5).

No anticlinal do Alto do Castelo, são vários os pontos em que também se identificou o nível quartzítico. De entre esses locais, mencionam-se os seguintes: ao km 51.5 da EN 373 (coord. 646.2/4287.1, carta 441); na trincheira da estrada V. Viçosa-S. Romão, no sítio do Alto do Castelo (coord. 642.9/4294.2, carta 427); a sul do Monte do Ratinho (coord. 642.6/4294.6; carta 427).

Quanto à cartografia da faixa quartzítica que passa junto a S. Romão, correspondente ao limite entre os sectores de Estremoz-Barrancos e Alter do Chão-Elvas, foi seguida, com alguma continuidade, pelo menos até ao Monte da Giralda (coord. 634.1/4311.9, carta 412). Para noroeste deste local, já na área da carta 32 D-Sousel, a sua identificação tornou-se bastante difícil, atendendo à presença de vários maciços intrusivos (Veiros, Fronteira), embora se tenha assinalado, com algumas incertezas, uma ou outra ocorrência.

Neste trabalho, tal como o fizeram outros autores, utilizamos este quartzito para separar esta unidade da suprajacente, embora tenhamos verificado que as suas características litológicas ainda se mantêm nos níveis mais baixos da unidade superior.

Relativamente à importância estratigráfica admitida para o nível quartzítico, anteriormente apresentada, é difícil, de momento, confirmá-la ou rejeitá-la definitivamente.

Quanto à existência ou não do carreamento da Juromenha, não nos podemos pronunciar com rigor, dado que os estudos estruturais conducentes à sua investigação não se enquadram no âmbito deste trabalho. Todavia, as evidências de campo são a favor de uma continuidade sedimentar entre esta unidade e que lhe está suprajacente. Também os níveis conglomeráticos de S. Romão (carta 427) e St. Aleixo (carta 412) estão interestratificados na parte superior da unidade, não nos parecendo serem depósitos de “wild flysch”, na dependência de um carreamento sinsedimentar, como preconiza Araújo *et al.* (1994).

Silva (1997), questiona a existência deste carreamento, sugerindo antes que é um cavalgamento associado à 2ª fase (T2) da Orogenia Hercínica.

A idade desta formação permanece incerta, sendo de admitir, tal com em Barrancos, o Câmbrio médio-superior. Esta unidade pode ser equivalente estratigráfico da Formação de Ossa, presente na parte ocidental da região de Estremoz.

### 2.3.3.2 - Formação de Ossa (Os)

Na região de Estremoz, a Formação de Ossa aflora no flanco ocidental do sinclinal de Terena (Fig. 23 e Anexo B), dispendo-se entre Reguengos de Monsaraz e Aviz. É constituída por xistos e psamitos com intercalações de grauvaques e anfibolitos, estes raros e restritos à área de Redondo (Carvalhosa *et al.* 1987). Esta sucessão, em termos litológicos, é idêntica à da formação na região de Barrancos, excepto no que se refere à ausência da faixa vulcânica da base (vulcanitos de Santo Aleixo da Restauração). Nas áreas de Reguengos de Monsaraz e Redondo há anfibolitos na posição destes vulcanitos, fazendo parte da Formação dos “Xistos de Moura” (Carvalhosa & Zbyszewski, 1991; Carvalhosa *et al.*, 1987).

No âmbito deste trabalho, precisámos com mais detalhe, nas cartas 411 e 425, o seu limite superior com a Formação de Barrancos. Este limite tinha sido por nós objecto de estudo, nos trabalhos desenvolvidos para a edição de 1992, da Carta Geológica 1: 500 000.

Atendendo a que passagem entre aquelas formações é gradual, o seu limite nem sempre foi de fácil marcação, principalmente fora das vias rodoviárias em que os afloramentos são escassos. Esse limite foi marcado aproximadamente aos kms 7.7, 246.5 e 135.5, respectivamente das EN 4, 18 e 381.

Tal com em Barrancos (ponto 2.2.2.2), consideramos a Formação de Ossa do Câmbrio médio-superior, embora, até ao momento, não haja qual dado geocronológico.

A unidade pode correlacionar-se, no todo ou em parte, com a Formação de Fatuquedo (Fig. 28), descrita no ponto anterior.

### 2.3.3.3 - Formação de Barrancos s. l. (Ba)

Esta unidade corresponde ao conjunto das Formações de Barrancos e dos Xistos com *Phyllodocites*, da região de Barrancos.

Na região de Estremoz, a sua diferenciação só ocorreu a partir da década de oitenta (corresponde à Formação de Nave-Vara, de Oliveira, 1984; Carvalhosa *et al.* 1987; Carvalhosa & Zbyszewski, 1991; S.G.P., 1992). Até então, as suas litologias estavam englobadas num conjunto xisto-quartzítico-lidítico atribuído ao Silúrico (Perdigão & Assunção, 1971; Gonçalves & Coelho, 1974; Perdigão, 1976).

Actualmente, está bem individualizada em ambos os flancos do anticlinal de Estremoz e no flanco ocidental do sinclinal de Terena (Fig. 23 e Anexo B). A sua presença no flanco oriental desta última estrutura é discutível, sendo objecto de análise neste ponto.

Até ao momento, não há registo de qualquer dado bioestratigráfico ou geocronológico, capaz de precisar a sua idade. Admitimos que possa ser do Ordovícico inferior, por correlação com a unidade na região de Barrancos.

#### a) Flanco ocidental do sinclinal de Terena

É constituída predominantemente por xistos físeis, compreendo finos leitos de natureza pelítica e siltítica, de coloração cinzenta, esverdeada e roxa. Originalmente, a maioria deles terá tido a cor cinzento escura, que ainda se observa quando a rocha está mais sã. Os níveis roxos existem em muito menor percentagem do que em Barrancos.

Ocupa uma faixa de 2.5 a 3.5 km de largura, entre Reguengos de Monsaraz e Aviz, valores que não correspondem à espessura real. Admite-se uma espessura da ordem de várias centenas até um milhar de metros.

Efectuaram-se trabalhos de campo apenas nas áreas das cartas 411 e 425. A sua melhor exposição é a das trincheiras da EN 18, entre os kms 243.5 e 246.5.

#### b) Flanco oriental do sinclinal de Terena

Na carta geológica 36 D-Redondo, os xistos deste flanco são considerados equivalentes estratigráficamente aos da Formação dos Xistos Raiados, de Perdigão *et al.*, 1982 (Carvalhosa *et al.*, 1987).

Nos trabalhos que realizámos para a Carta Geológica 1:500 000 (S.G.P., 1992), constatou-se que os xistos prolongavam-se para a área de Estremoz e que contactavam, depois da terminação periclinal do sinclinal, com xistos da Formação de Barrancos s.l.. Este contacto, naquela carta geológica, foi considerado como sendo de natureza tectónica.

Posteriormente, já no âmbito deste trabalho, retomámos os estudos geológicos no flanco oriental do sinclinal, admitindo que a Formação de Barrancos s.l. aí estivesse presente, dado existir no flanco oposto e a estrutura ser aparentemente um sinclinal simples.

Dos estudos realizados, concluí-se pela presença de, pelo menos, duas unidades que se correlacionam perfeitamente com as Formações de Colorada e dos Xistos com Nódulos (que a seguir se descrevem) do flanco ocidental. Uma terceira unidade foi individualizada, correspondente à “série xistenta”, citada no primeiro parágrafo do texto desta alínea, ocupando uma posição estratigráfica idêntica à Formação de Barrancos s.l.. Porém, estes xistos, ao contrário dos do flanco ocidental, apresentam, mais ou menos a meio da faixa que ocupam, um nível de vulcanitos básicos e duas

faixas descontínuas de liditos e xistos negros. Esta situação, veio trazer incertezas quanto ao seu posicionamento estratigráfico. Com os dados disponíveis, podem-se colocar duas hipóteses:

- 1) Segundo a sequência de unidades diferenciadas, os xistos podem ser os materiais mais antigos e por isso equivalentes aos da Formação de Barrancos *s.l.*

Ao longo do flanco, há locais em que eles se assemelham muito aos xistos da Formação de Barrancos *s.l.*, nomeadamente a norte de Rosário (carta 452) e na área de Rio de Moinhos (carta 426). Esta semelhança litológica, não implica necessariamente que sejam equivalentes estratigráficamente.

- 2) Pode existir um grande acidente tectónico no contacto sudoeste dos xistos, pondo em contacto litologias com posições estratigráficas muito distantes.

São frequentes os acidentes tectónicos neste flanco, muitas vezes repetindo as unidades e outras vezes eliminando-as.

Não querendo paralelizar as situações, pela distância que estão uma da outra, assinalamos o contacto tectónico entre o quartzito da formação de Colorada e os xistos da Formação dos Xistos Raiados, na sucessão ao km 102,5 da EN 285, na região de Barrancos (Fig. 17, alínea b do ponto 2.2.2.6).

Neste caso, tendo em atenção a geologia regional e a existência de situações semelhantes em Barrancos, admitimos como mais provável que a “série xistenta” esteja numa posição estratigráfica mais alta, correspondente à Formação dos Xistos Raiados, e que haja um grande acidente tectónica no seu limite sudoeste. Ainda assim, na área deste flanco admitimos a hipótese de existirem litologias referíveis à Formação de Barrancos *s. l.*, situação que poderá acontecer em outras áreas da região de Estremoz. Por esta razão, no Anexo B, assinalamos estas áreas como fazendo parte do “domínio da Formação dos Xistos Raiados”.

Na tentativa de datação destes xistos com palinórfos, a Doutora Zélia Pereira processou várias amostras, sem que tenha havido, até ao momento, qualquer resultado positivo.

### c) Flanco oriental do anticlinal de Estremoz

Foi diferenciada pela primeira vez na área de Alandroal-Juromenha (cartas 427 e 441), sob a designação de Formação de Nave-Vara (V. Oliveira, 1984). Ocupa os flancos das estruturas anticlinais de Várzea e de Alto do Castelo (Fig. 23 e Anexo B).

Efectuámos a sua cartografia para noroeste daquela área, nas cartas 412, 413, 426 e 427. Na primeira das cartas, em virtude da complexidade tectónica e ausência de afloramentos, revelou-se extremamente difícil marcar os limites da terminação noroeste do anticlinal de Alto do Castelo.

Nalgumas áreas do flanco, principalmente na sua parte mais norte-oriental, houve dificuldade em posicionar, na sequência estratigráfica geral, alguns dos xistos, ficando-se com a dúvida se alguns deles não seriam da Formação dos Xistos Raiados. Para salvaguardar esta possível situação, no Anexo B assinala-se aquelas áreas como do “domínio da Formação de Barrancos *s.l.*”

A unidade continua-se para noroeste de St. Aleixo (carta 412), pelo menos, numa estreita faixa, sendo depois intruída por corpos magmáticos, na área da carta geológica 32 D-Sousel (região de Fronteira). Nesta região não foi realizada a revisão cartográfica desta unidade, com excepção de uma pequena área situada 1 km a sul de São Saturnino (carta 398; área assinalada na figura 1, mas não no Anexo B). Neste local identificámos dois afloramentos de calcários intercalados em xistos provavelmente da Formação de Barrancos. Os xistos apresentam-se extremamente

alterados e com sinais de metamorfismo de contacto, sendo impossível precisar a sua posição estratigráfica. O contacto dos xistos com os calcários deve ser de natureza tectónico, dado existirem brechas ferruginosas bem desenvolvidas. A particularidade destes calcários assenta no facto de apresentarem abundantes artigos de crinóides (volume II, estampa XIV, foto 3). O estudo destes fósseis não foi conclusivo, no que respeita à sua classificação taxonómica, não indicando por isso qualquer informação cronológica. O tratamento destes calcários para conodontes, também não deu resultados positivos.

Na área deste flanco há a destacar duas secções em que a unidade está razoavelmente exposta: na estrada municipal V. Viçosa-S. Romão, no sítio do Alto do Castelo (carta 427); entre os kms 162.7 e 164.5 da EN 4 (cartas 426 e 427).

Na primeira destas secções, aparenta ter uma espessura real inferior á de outras áreas, da ordem de 5 a 7 centenas de metros. É constituída por xistos físeis, micáceos, cinzento escuros (estampa II, foto 3), esverdeados ou roxos, estes mais raros. Estas características litológicas mantêm-se em toda a área do flanco, havendo apenas a acrescentar, segundo V. Oliveira (1984), a existência de “manifestações vulcânicas”, junto à Mina dos Mociços.

No início do nosso trabalho, houve litologias, de áreas envolventes do anticlinal, que admitimos poderem ser da Formação de Barrancos *s.l.* (Piçarra & Oliveira, 1993), mas que neste trabalho consideramos estarem em posição estratigráfica superior (ponto 2.3.3.6).

#### 2.3.3.4 - Formação de Colorada (Co)

Os quartzitos, que constituem as litologias dominantes nesta formação, foram pela primeira vez individualizados no flanco ocidental do sinclinal de Terena, na área da carta geológica 41 A-Monsaraz (Perdigão & Assunção, 1971). Segundo estes autores, faziam parte de um conjunto xisto-quartzítico-lidítico do Silúrico, constituindo o prolongamento da faixa a ocidente do v.g. Gata, em Barrancos. Ainda neste flanco, foram posteriormente referenciados nas áreas de Redondo (Carvalhosa *et al.*, 1987) e Reguengos de Monsaraz (Carvalhosa & Zbyszewski, 1991), em ambas pela designação “Formação da Serra Colorada”.

Em 1984, V. Oliveira diferencia um conjunto psamítico-quartzítico (Formação do Vale da Ursa), nas áreas de Alandroal, Juromenha e Mina dos Mociços, que considera equivalente aos quartzitos da Formação de Colorada da região de Barrancos.

A nossa investigação sobre a formação orientou-se em dois sentidos: observações pontuais, em áreas em que está bem conhecida, concretamente no flanco ocidental do sinclinal de Terena e nas áreas de Alandroal-Juromenha; cartografia das áreas em que a geologia publicada era, na maioria, anterior à da carta geológica de Barrancos.

Dos resultados obtidos salienta-se a sua identificação, pela primeira vez, no flanco oriental do sinclinal de Terena (Anexo B).

A figura 29 apresenta sequências litológicas esquemáticas da formação, nas várias estruturas principais da região.

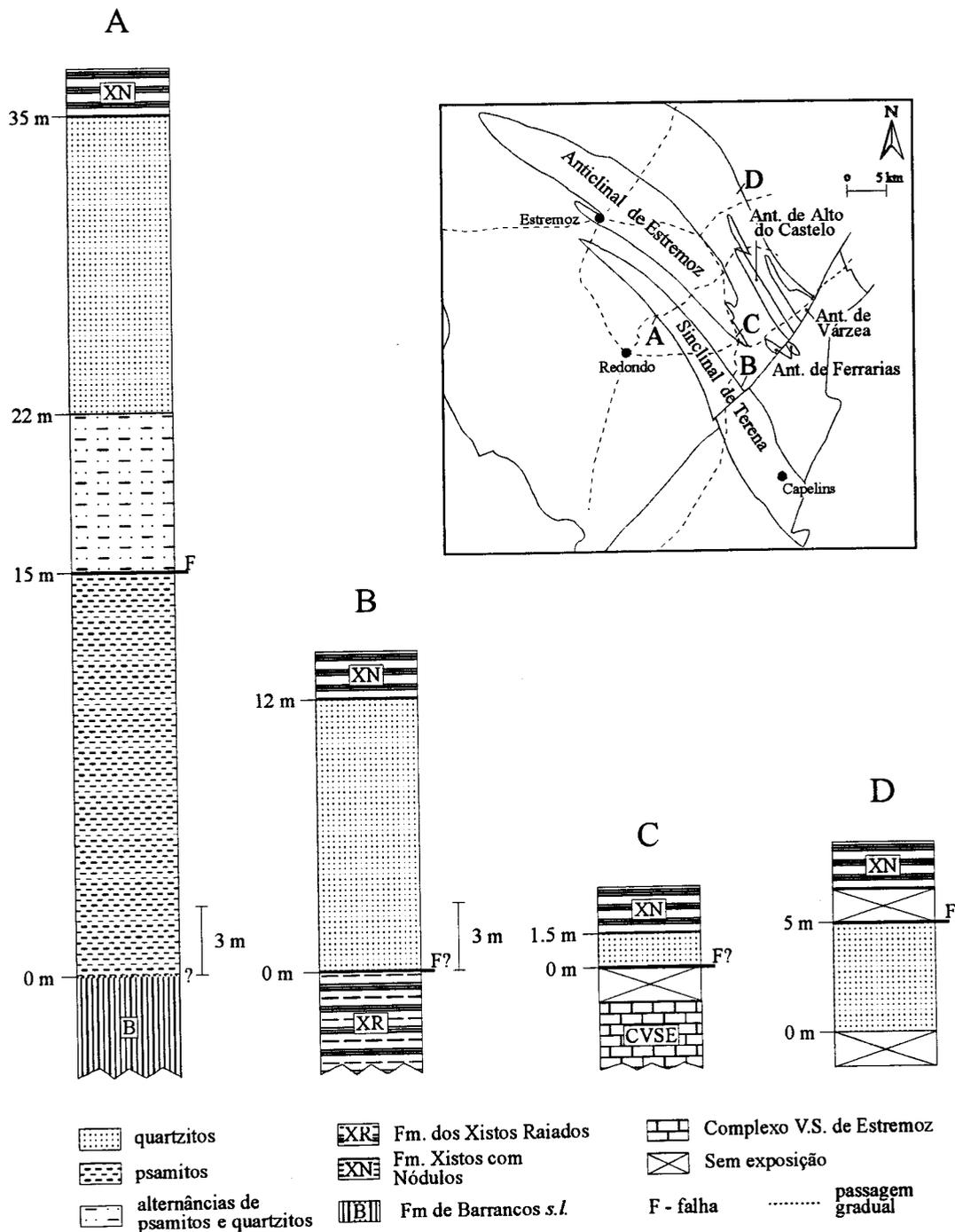


Fig. 29 - Sequências litológicas pormenorizadas da Formação de Colorada, nas estruturas principais da região de Estremoz-Capelins.

a) Flanco ocidental do sinclinal de Terena

Apresenta-se segundo uma faixa mais ou menos contínua desde a região de Monsaraz até a oeste de Bencatel, área a partir da qual ou está ausente ou se repete em vários alinhamentos, por efeito da tectónica hercínica (Fig. 23 e Anexo B).

A sucessão tipo da formação neste flanco, corresponde à da secção da Fonte Ferrenha (coord. 631.5/4286.4, carta 440), junto ao km 10 da EN 254 (coluna A da figura 29). Nesta secção, em aparente continuidade sedimentar com xistos cinzentos escuros, físeis, da unidade subjacente, ocorrem aproximadamente 15 m de psamitos

micáceos a que sucedem 20 m de quartzitos com algumas intercalações de psamitos, principalmente nos níveis inferiores. As bancadas quartzíticas, maciças, chegam a ter 1 m. Sobre os quartzitos ocorrem xistos negros da formação suprajacente, com graptólitos do Aeroniano? e Teliquiano, respectivamente a 1.5 e a 4.1 m acima do contacto. (Fig. 6, no ponto 3.2.1-A do volume II). Aparentemente este contacto parece ser gradual, mas as condições de afloramentos não são as melhores para o confirmar ou não.

Mais para noroeste (carta 425), junto à terminação do sinclinal de Terena, já na área da carta geológica 36 B-Estremoz, os quartzitos do topo afloram, de um modo descontínuo, nos flancos de estruturas sinclinais apertadas vergentes para nordeste, enquadrando liditos e xistos negros da formação suprajacente. Estes quartzitos aparecem pela primeira vez referenciados na Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000, edição de 1992, embora antes tenham sido objecto de cartografia à escala 1:5 000 (V. Oliveira, dados não publicados).

A espessura real da formação, mais ou menos constante ao longo do flanco, é da ordem dos 30 m.

Não se reconheceram na formação, quaisquer vestígios paleontológicos, à excepção dos icnofósseis *Cruziana* (*C. goldfussi* ou *C. furcifera*), *Daedalus* [*D. cf. Halli* (Rouault)] e *Arthropycus?* isp, citados e ilustrados por Perdígão (1965), em amostras soltas de quartzito do v.g. Cuncos (carta geológica 41A-Monsaraz).

#### b) Flanco oriental do sinclinal de Terena

A Formação de Colorada, agora diferenciada neste flanco, é constituída por quartzitos dispostos normalmente em corpos lenticulares. Esta disposição deve-se à acção da tectónica hercínica que provocou, por vezes, não só o seu desaparecimento como também a repetição (5 vezes a sudeste do v.g. Patinhos, na carta 440). Uma breve referência à estruturação tectónica do bordo oeste deste flanco é apresentada no ponto 2.4 e esquematizada na figura 34.

Outros dos efeitos da tectónica, é a espessura muito variável com que se apresenta, a maior delas observada de 12 m, como ocorre a 500 m a sudeste do v.g. Paroleira (coord. 640.2/4278.3, carta 452). A sucessão desta localidade é a mais completa do flanco, em termos litológicos (coluna B da figura 29). No sector mais noroeste do flanco, desde o local junto à escola primária da Glória (coord. 624.95/4295.4, carta 426) até à terminação periclinal do sinclinal, a sudoeste de Estremoz, está quase sempre ausente.

Ao longo do flanco são muitos os locais em que aflora, constituindo, em conjunto com a formação suprajacente, uma crista residual que se prolonga até à área de Capelins, a sudeste (Anexo B). Algumas das melhores exposições situam-se nos seguintes locais, todos correspondentes a vértices geodésicos: Algarve Seco, a este de Capelins (carta 463); Pereiros (estampa III, foto 4), Mendes e Paroleira, junto a Rosário (carta 452); Patinhos, a oeste de Alandroal (carta 440).

O seu limite inferior faz-se com um conjunto xistento que é supostamente considerado (ponto 2.3.3.9) como correspondendo à Formação dos Xistos Raiados. Quanto ao contacto superior parece ser gradual, para liditos e xistos negros, como se observa junto à EN 373, a noroeste do v.g. Atalaia (coord. 636.6/4283.8, carta 440).

### c) Anticlinal de Estremoz

A presença da Formação de Colorada é pela primeira vez assinalada no anticlinal de Estremoz, num local situado na sua terminação periclinal sudeste, a 100 m a S 50° E do v.g. Carambo (coord. 638.3/4286.5, carta 440) (coluna C da figura 29).

Corresponde exclusivamente a um 1 m de quartzito negro ímpuro, micáceo. Este quartzito contacta com uma sucessão de liditos e xistos negros siliciosos da Formação dos Xistos com Nódulos (jazida “Carambo 3” do ponto 3.2.1-B do volume II, Fig 18), na qual é possível verificar a polaridade sedimentar através da presença de graptólitos em dois níveis fossilíferos. O nível inferior, apenas a 4.1 m do quartzito, é do Rhuddaniano?, enquanto que o superior, do Aeroniano, está a 9.6 m. Estes factos foram determinantes na colocação estratigráfica deste quartzito, que deve ser equivalente aos níveis quartzíticos mais altos da Formação de Colorada da região de Barrancos.

A base do quartzito está situada a 4 m de mármore negros do CVSE, não havendo porém afloramentos de modo a que se observe o contacto. Este contacto deverá ser de natureza tectónica, como se concluiu na alínea d do ponto 2.3.2.5.

A razão pela qual apenas foi identificado claramente num único local, no conjunto dos anticlinais de Estremoz e das Ferrarias, deve-se em grande medida à sua ausência por causas tectónicas. Em alguns pontos, muitos deles em pedreiras, verificámos que entre os liditos e os mármore é frequente existir uma rocha quartzosa, por vezes com aspecto brechóide, muito deformada, que pode ter sido originalmente um quartzito.

A idade deste quartzito é incerta mas, pela posição que ocupa relativamente ao primeiro nível fossilífero, poderá ainda ser dos níveis mais baixos do Silúrico (Rhuddaniano) ou então já do topo do Ordovícico.

No envolvente dos Anticlinais de Estremoz e Ferrarias, foi individualizada nas áreas das cartas 412, 413, 426 e 427 e 441 (Anexo B), concretamente na estrutura secundária anticlinal de Alto do Castelo e também em afloramentos dispersos, lenticulares.

Apresenta características litológicas idênticas à das outras áreas já descritas, ou seja quartzitos com raras intercalações de psamitos micáceos. A espessura é da ordem de 10 m, embora na maioria das vezes esteja ausente ou reduzida a 1 ou 2 m, por efeito da tectónica hercínica. O seu contacto com as unidades sub e suprajacentes é normalmente de natureza tectónica, como se verifica na secção ao km 162.7 da EN 4 (carta 426).

Das poucas exposições em que a formação está mais completa, mencionamos as seguintes, a maioria pertencentes à estrutura anticlinal de Alto do Castelo: Monte dos Torneiros (coluna D da figura 29) (coord. 640/4303.6, carta 413); a 750 m a sul do v.g. Famão, na estrada municipal V. Viçosa-S. Romão (coord. 643.4/4294.5, carta 427); na herdade do Pombal (coord. 638.4/4302, carta 426); Monte dos Torneiros (coord. 640/4303.6, carta 413).

Os quartzitos encontram-se associados a liditos e xistos negros, dispostos segundo vários alinhamentos descontínuos (Anexo B). Esta é a situação dos que afloram, entre outros, nos seguintes locais: 500 m a N 70° E do km 54 da EN 373, (coord. 644.2/4285.2, carta 441); v. g. Monte da Vinha (coord. 635.7/4301.3, carta 426).

Os quartzitos ocorrem numa área de extrema complexidade tectónica, semelhante, na sua estruturação, à do flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das

Mercês), em Barrancos (ponto 2.4). Atendendo a estas circunstâncias, subsistem dúvidas em relação à posição estratigráfica de alguns deles, dado que os há também na Formação dos Xistos Raiados (ponto 2.3.3.6).

#### d) Considerações sobre a idade da formação

Os trabalhos realizados não foram conclusivos quanto à sua idade, atendendo à ausência de dados geocronológicos.

Das unidades com que contacta, apenas a que lhe está estratigráficamente superior, forneceu fósseis do Silúrico inferior.

Se admitirmos que a formação inferior a ela, por correlação com Barrancos, é do Ordovícico inferior, temos então que a situar no intervalo Ordovícico inferior-Silúrico inferior.

Tomando em consideração o conhecimento que temos da formação na região de Barrancos, admitimos, ainda que com muitas incertezas, que possa ser do Ordovícico superior-Silúrico inferior. Neste caso, terá que se admitir a hipótese de uma lacuna sedimentar do Ordovícico médio e superior, situação que terá todavia que ser investigada e provada no futuro.

#### 2.3.3.5 - Formação dos Xistos com Nódulos (XN)

É constituída por liditos e xistos negros carbonosos, estes normalmente alterados para branco. Ocorre em ambas as estruturas principais da região de Estremoz, além de estar presente no envolvente do anticlinal de Ferrarias (Fig. 23 e Anexo B).

Os primeiros estudos na formação foram realizados por Delgado (1908; pág. 212-213) e proporcionaram a identificação de graptólitos, em cinco jazidas.

Só na década de setenta, com a publicação das cartas geológicas da região à escala 1: 50 000 (Gonçalves & Assunção, 1970; Perdigão & Assunção, 1971; Gonçalves & Coelho, 1974; Perdigão, 1976), se retomou o seu estudo, considerando-se os liditos e os xistos negros como intercalações numa série xisto-quartzítica, atribuída ao Silúrico.

As faixas de liditos e xistos negros foram posteriormente agrupadas em duas unidades, que tomaram designações diferentes conforme o local: Formações de Mociços e da Charneca, na área de Alandroal-Juromenha (Oliveira, 1984); Formação das Hortinhas e “xistos cinzentos escuros com intercalações de liditos ...”, na área do Redondo (Carvalhosa *et al.*, 1987). Estes autores consideraram as suas unidades respectivamente equivalentes estratigráficas das Formações dos Xistos com Nódulos e dos Xistos Raiados, definidas por Perdigão *et al.* 1982.

No âmbito deste trabalho, observámos a maioria dos liditos e xistos negros da região de Estremoz, tendo efectuado uma intensa pesquisa de graptólitos. Reviram-se igualmente exemplares de graptólitos, provenientes de colecções antigas.

Nestes estudos, tomámos sempre em consideração os conhecimentos de ordem litológica, bioestratigráfica, estrutural e outros, anteriormente adquiridos sobre a Formação dos Xistos Nódulos da região de Barrancos (ponto 2.2.2.6).

Os resultados alcançados, que se descrevem a seguir e se figuram (Fig. 30) para a unidade nas diferentes áreas, não foram tão conclusivos como os obtidos na região de Barrancos, em parte devido à forte deformação tectónica que afecta as suas litologias.

Considerações de ordem bioestratigráfica mais pormenorizadas, descrevem-se nos pontos 3.2.1 e 3.3 do volume II.

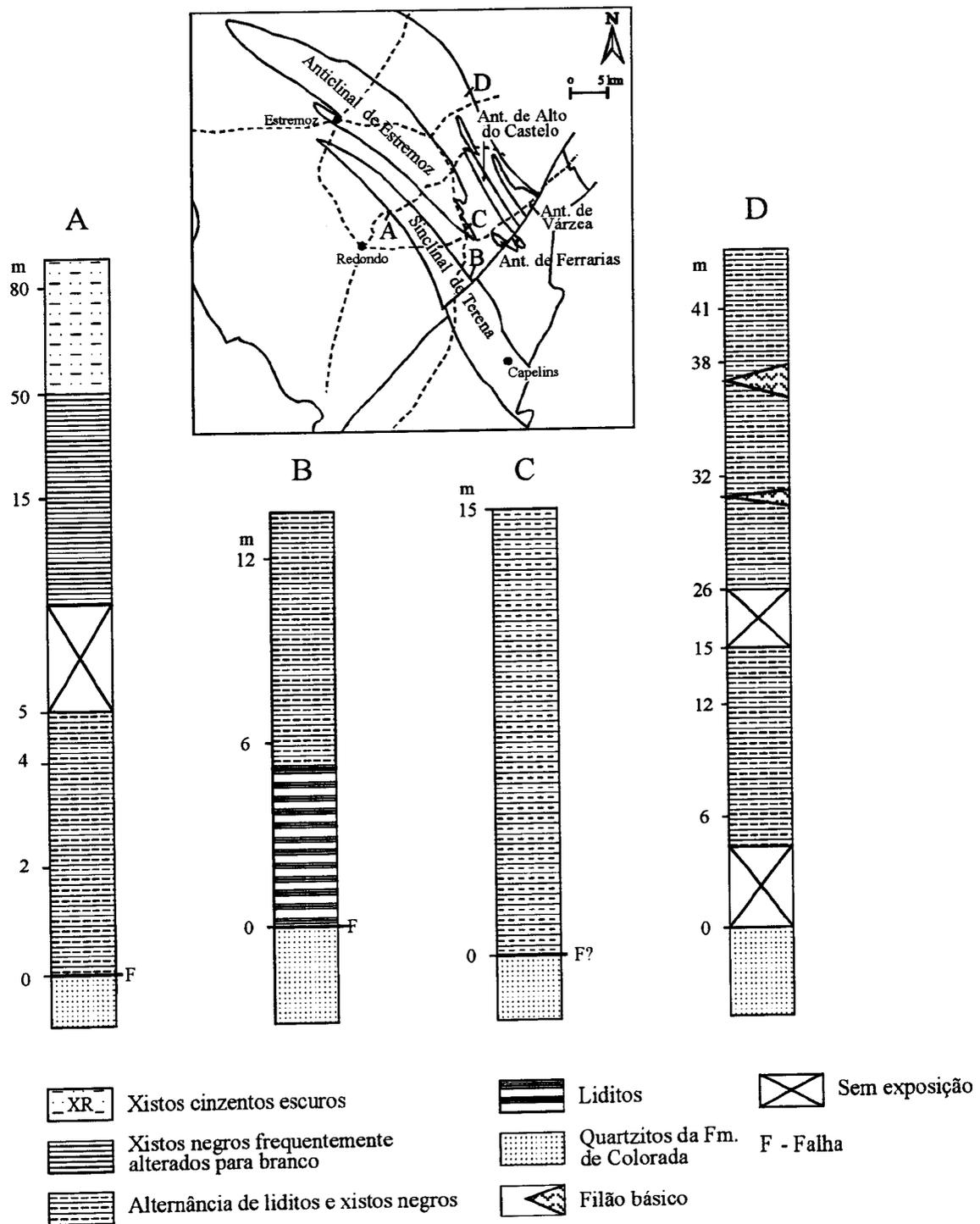


Fig. 30 - Sequências litológicas pormenorizadas da Formação dos Xistos com Nódulos, nas estruturas principais da região de Estremoz-Capelins.

a) Flanco ocidental do sinclinal de Terena

Neste flanco as condições de exposição não são as melhores para a formação. Consegue-se seguir ao longo de todo o flanco, mas é frequente estar restringida a uma brecha lídica ferruginosa.

Um dos poucos locais em que aflora razoavelmente, corresponde à secção da Fonte Ferrenha (coluna A da figura 30; corresponde à jazida “Fonte Ferrenha” do ponto 3.2.1-A do volume II, Fig. 6). A sucessão inicia-se por 5 m de uma alternância de liditos e xistos negros, nos quais se identificaram graptólitos da Biozona de *Oktavites spiralis* do Teliquiano. Sobre estes há um conjunto de 30 a 745 m de xistos negros carbonosos, com forte alteração e afectados por numerosos acidentes tectónicos. Estes xistos passam a xistos cinzentos escuros da unidade suprajacente.

Nas várias repetições tectónicas a que foi sujeita, a sudoeste da terminação periclinal do sinclinal de Terena, afloram fundamentalmente liditos, como acontece no v.g. Tapadinha (coord. 617.8/4298.1, carta 425). Os liditos podem constituir os níveis mais baixos da formação, embora não haja nenhum dado bioestratigráfico que o confirme.

#### b) Flanco oriental do sinclinal de Terena

Ocorre de um modo muito descontínuo ao longo de todo o flanco, constituindo com a formação subjacente um conjunto que dá um relevo de erosão, seguido quase continuamente desde Capelins, a sudeste, até a oeste de Alandroal .

É constituída genericamente por liditos na base, a que sucedem xistos negros carbonosos, alterados, por vezes, para branco ou até rosa. São também frequentes as brechas ferruginosas. Estas características observam-se em várias secções, entre elas as que estão situadas nos vértices geodésicos Algarve Seco (coord. 644.7/4271.1, carta 463), Patinhos (coord. 635.2/4285.7, carta 440) e Paroleira (coord. 640.2/4278.3, carta 452).

No v.g. Patinhos, a formação está repetida cinco vezes por efeito da tectónica (Fig. 34). Na sequência da faixa mais ocidental destas cinco, afloram 4 m de liditos na base, nos quais se identificaram dois níveis fossilíferos da Biozona de *Litograptus convolutus* do Aeroniano. Sobre os liditos dispõem-se aproximadamente 70 m de xistos negros muito dobrados e com forte alteração, manifestada pela presença de sulfuretos.

No v.g. Paroleira, a sucessão inicia-se por 5 m de liditos a que sucedem 14 m visíveis de xistos negros siliciosos, com finas intercalações de lidito, que forneceram graptólitos do Teliquiano (coluna B da figura 30; corresponde à jazida “Paroleira” do ponto 3.2.1-B do volume II, Fig. 11). Perto deste local, no v.g. Mendes (coord. 642.45/4278.8, carta 452), há litologias do Venloquiano alto, datadas com graptólitos da Biozona de *Cyrtograptus lundgreni*.

O limite inferior da formação parece ser gradual com quartzitos da Formação de Colorada, como se referiu na alínea b) do ponto anterior. Quanto ao limite superior, faz-se com finas alternâncias de pelitos e siltitos, cinzentos escuros, como os que afloram ao km 7.7 da EN 254 (carta 440). Estas litologias estão incluídas na base da Formação de Terena (Anexo B), embora se assemelhem e ocupem posição estratigráfica idêntica aos níveis basais da Formação dos Xistos Raiados.

#### c) Anticlinais de Estremoz e Ferrarias

No anticlinal de Estremoz, esta unidade corresponde a uma faixa de liditos e xistos negros, de espessura variável entre 0 e 30 m.

Estas litologias foram referenciadas nas cartas geológicas à escala 1:50 000, 36 B-Estremoz, 37 C-Juromenha e 36 D-Redondo, mas sem qualquer designação formal, estando incluídas com xistos e quartzitos, num conjunto considerado do Silúrico.

A sua diferenciação no anticlinal de Ferrarias, só foi realizada em 1984 (Formação dos Mociços; V. Oliveira), não constando por isso na carta geológica 37 C-Juromenha (Perdigão, 1976).

Em ambas as estruturas anticlinais, ocorre frequentemente em contacto tectónico com mármore ou vulcanitos ácidos do CVSE. Este contacto está muitas vezes materializado nos próprios liditos, sob a forma de uma brecha ferruginosa (Mina dos Veiros, coord. 639.7/4289.7, carta 441; 750 m a sudeste de Bencatel, coord. 635.2/4289.7, carta 440). Outras vezes ocorre uma rocha de aspecto milonítico, com se observa, entre outros locais, em buracos de pedreiras abandonadas junto à Horta das Nogueiras e à Horta Nova, respectivamente a 2000 e a 900 m a noroeste de Bencatel (coord. 633.3/4291.5 e 634.2/4290.7; ambos na carta 440).

Noutros locais, fundamentalmente nos flancos das estruturas, esta unidade chega a estar ausente. Esta situação verifica-se a noroeste de Estremoz e de Borba, no anticlinal de Estremoz, e a oeste da Mina do Bugalho, no anticlinal das Ferrarias.

A terminação periclinal sudeste do anticlinal de Estremoz, atendendo a que é uma zona de charneira (embora com várias estruturas anticlinais secundárias) é uma das poucas áreas em que a formação está melhor exposta e menos afectada tectonicamente. Esta situação foi fundamental para a identificação de graptólitos classificáveis taxonomicamente.

Apenas num único local, situado a 100 m a S 50° E do v.g. Carambo (carta 440), se observou a sua passagem inferior a quartzitos da Formação de Colorada (ponto 2.3.3.4). Este local pode ser considerado como a secção tipo da formação nesta faixa envolvente do anticlinal de Estremoz (ponto C da figura 30; corresponde à jazida "Carambo 3" do ponto 3.2.1-D do volume II, Fig. 18). Na base da sucessão ocorrem aproximadamente 5 m de alternâncias de liditos e xistos negros, com graptólitos bisseriados do Rhuddaniano, que se continuam por mais 15 m, mas em que os liditos são mais raros e os xistos tomam frequentemente uma coloração rosa. Estes últimos termos forneceram graptólitos do Aeroniano.

O contacto superior da formação não é visível nesta secção, mas fora desta área verifica-se que se faz com xistos cinzentos escuros, com finas intercalações silto-quartzíticas da Formação dos Xistos Raiados. Este contacto é observável junto ao Monte do Magarreiro (coord. 640.2/4284.8, carta 441).

Outras jazidas fossilíferas (ponto 3.2.1-D do volume II), situam-se junto ao Monte da Torrinha (coord. 636.1/4288.5), Monte Novo da Broa (coord. 637.2/4287.7) e na área do v.g. Carambo (coord. 638.3/4286.5), todas na carta 440. Os exemplares determinados são do Rhuddaniano e do Aeroniano (*Lituigraptus convolutus*), correspondendo respectivamente à parte baixa e média do Landoveriano (Silúrico inferior).

De acordo com estes dados, a idade da formação é, pelo menos, da parte inferior e média do Landoveriano, sendo de admitir que atinga o Venloquiano, dado o conhecimento que temos da unidade, em outros pontos da região.

Para sudeste do anticlinal das Ferrarias, nas áreas de Rosário (carta 452) e Capelins (carta 463), ocorrem também liditos em contacto com afloramentos dispersos de mármore e vulcânicas ácidas (consideradas equivalentes estratigráficos do CVSE, no ponto 2.3.2.5). Nos raros afloramentos visíveis verifica-se que aquele contacto é de natureza tectónica, apresentando-se os liditos muito brechificados e, por vezes, metamorizados pelos muitos filões existentes.

No flanco ocidental do anticlinal de Estremoz, a Formação dos Xistos com Nódulos aflora de modo muito disperso, de um lado e doutro de uma faixa de rochas básicas (Anexo B).

É constituída por liditos e xistos negros carbonosos, com forte alteração hidrotermal ou evidenciando metamorfismo de contacto junto às rochas básicas. Atendendo a esta alteração, o material fossilífero identificado está muito mal preservado, reconhecendo-se apenas que há, pelo menos, graptólitos bisseriados do Aeroniano ou do Teliuiano (ponto 3.2.1-C do volume II).

A formação contacta normalmente com xistos cinzentos escuros, esverdeados e rosados, quer a nordeste quer a sudoeste. A natureza destes contactos é normalmente tectónica, manifestada pela presença de brecha lidítica ferruginosa. Na sucessão do Monte do Pinheiro (coord. 631.2/4291.8, carta 440), constituída por 24 m de xistos negros, com finas intercalações lidíticas, observa-se, no seu limite sudoeste, a passagem aparentemente gradual a uma série superior de xistos cinzentos escuros, físeis, provavelmente da Formação dos Xistos Raiados.

De entre os poucos locais em que aflora, referenciam-se os seguintes, com as respectivas litologias, dispostas de nordeste para sudoeste:

- 1) monte da Coelha (coord. 626/4296.8, carta 426): 15 m de liditos e xistos negros, nos quais se identificaram dois nódulos siliciosos; o contacto nordeste é tectónico com xistos cinzentos e está materializado por 20 cm de quartzo; o contacto sudoeste não é visível.
- 2) campo de jogos de Aldeia de Mourinhos (coord. 627.3/4295.6, carta 426): 4 m de brecha lidítica, passando a 6 m de liditos muito dobrados; ambos os contactos são tectónicos, com xistos cinzentos e amarelos.
- 3) monte Fuzeira ao monte do Álamo (coord. 632/4291.05 e 632.3/4290.6, carta 440): 10 m de xistos negros com intercalações lidíticas, passando para sudeste a ter apenas 2.7 m; contactos tectónicos com xistos esverdeados e rosados, micáceos.
- 4) monte Cabril (coord. 640.8/4280.8, carta 452): 3 repetições tectónicas de liditos, entre psamitos micáceos.

Na restante área de Estremoz, dispõe-se em vários alinhamentos a quase toda a largura do flanco oriental do anticlinal de Estremoz e de ambos os flancos do anticlinal de Ferrarias, excluindo as áreas das estruturas de Várzea e de Alto do Castelo, em que ocorre nos seus bordos, embora de maneira muito irregular. Um ensaio de interpretação estrutural feita para estas repetições da formação, consta de um perfil feito ao longo da estrada municipal V. Viçosa-S. Romão, iniciado no CVSE e cortando perpendicular as unidades do flanco oriental do anticlinal de Estremoz. (Fig. 35).

Litológicamente, mantêm as mesmas características já referenciadas anteriormente, ou seja liditos e xistos negros carbonosos (estampa IV, foto 3), por vezes, alterados para branco ou rosa. São também abundantes as brechas tectónicas.

A espessura varia muito, sendo frequente valores entre 1 e 5 m, embora se admita poder atingir 30 a 35 m.

Na maioria dos alinhamentos efectuou-se intensa pesquisa de graptólitos que, na maioria dos casos, se revelou infrutífera ou forneceu poucos dados bioestratigráficos (ponto 3.2.1-E do volume II).

Um dos poucos locais em que a formação está razoavelmente exposta e há alguma informação bioestratigráfica, corresponde à jazida "Torreiros 1" (ponto 3.2.1-E do volume II, Fig 24). Afloram aproximadamente 30 m de xistos negros siliciosos com intercalações de liditos (coluna D da figura 30). Os termos superiores são intruídos por filões básicos. Identificaram-se vários níveis de graptólitos, tendo-se definido duas biozonas do Teliuiano que permitiram determinar a polaridade sedimentar da formação.

Pelo contrário, nos restantes locais, a escassez de elementos bioestratigráficos pouco contribuiu para o conhecimento rigoroso da posição estratigráfica da formação, assim como das litogias com que contacta, problema este já assinalado nas alíneas b) e c) do ponto anterior.

d) Breves considerações sobre a formação e, em especial, sobre a sua idade

Genéricamente, os resultados obtidos sobre a formação na região de Estremoz, não são muito divergentes dos alcançados em Barrancos. Todavia, permanecem grandes lacunas, tanto ao nível da bioestratigrafia, como dos limites da formação.

As conclusões a que se chega, de momento, são:

- 1) a formação é constituída apenas por um conjunto de liditos e xistos negros carbonosos, com espessura máxima de 30 a 40 m.
- 2) os vários alinhamentos de liditos e xistos negros, presentes nas diferentes áreas da região de Estremoz, resultam de repetição tectónica associada à Orogenia Hercínica.
- 3) Os dados bioestratigráficos disponíveis indicam que a formação se situa, pelo menos, no intervalo Rhuddaniano-Homeriano (Biozona *Cyrtograptus lundgreni*). Não se tomaram em consideração os exemplares da jazida da Fonte Ferrenha, classificados como do Pridoliano por Delgado (1908), em virtude de não as termos revisto (por desconhecimento do local onde estão depositados) e de serem citadas em conjunto com formas mais antigas.

A idade mais antiga aproxima-se muito da determinada em Barrancos. É provável que o seu limite inferior seja também gradual com a formação subjacente. Quanto à idade do limite superior, é de admitir que a sedimentação terrígena da Formação dos Xistos Raiados possa ter-se iniciado mais cedo em Estremoz (final do Venloquiano?) do que em Barrancos (Ludloviano médio), situação que terá que ser confirmada.

### 2.3.3.6 - Formação dos Xistos Raiados (XR)

Na região de Estremoz há um conjunto xisto-quartzítico que se admite ser equivalente estratigráfico da Formação dos Xistos Raiados, segundo o novo conceito desta formação, apresentado no ponto 2.2.2.7. Esta formação ocupa extensa área do envolvente dos núcleos dos anticlinais de Estremoz e Ferrarias e do flanco oriental do sinclinal de Terena (Fig. 23 e Anexo B). Há no entanto alguns locais em que é difícil assegurar se esses xistos e quartzitos pertencem à Formação dos Xistos Raiados ou se pelo contrário fazem parte da Formação de Barrancos. A área da região de Estremoz em que esta situação pode ocorrer, é assinalada como “domínio da Formação dos Xistos Raiados” num esquema do Anexo B.

Em estudos anteriores, aquele conjunto xisto-quartzítico foi integrado em unidades consideradas equivalentes à “Formação dos Xistos Raiados, de Perdigão *et al.*, 1982”, como sejam: Formações da Charneca e de Vieiros, na área de Alendroal-Juromenha (V. Oliveira, 1984); “xistos cinzentos escuros com intercalações de liditos...” da carta 36 D-Redondo (Carvalhosa *et al.* 1987). Algumas daquelas litogias também se admitiram ser da Formação de Barrancos (Piçarra & Oliveira, 1993).

A espessura real da unidade é de difícil cálculo, mas deverá ser da ordem do meio milhar de metros.

Até ao momento não forneceu qualquer dado bioestratigráfico, com excepção de raras pistas fósseis, ou geocronológico, capaz de precisar a sua idade. De acordo com idade da formação subjacente, ainda que não muito precisa (capítulo anterior), e do conhecimento da formação, na região de Barrancos (ponto 2.2.2.7), admitimos que esteja no intervalo Silúrico superior (Ludloviano)-Devónico inferior.

#### a) Flanco oriental do sinclinal de Terena

Dispõe-se entre o sinclinal de Terena e o anticlinal de Estremoz, segundo uma faixa de 2.5 a 3 km de largura, entre St<sup>a</sup> Vitória do Ameixial e Alandroal, e de aproximadamente 5 km, para sudeste desta última localidade e até Capelins (Fig. 23 e Anexo B).

É constituída por xistos cinzentos escuros com finas intercalações quartzíticas. Nos níveis mais inferiores ocorrem quartzitos, em leitos e lenticulas até 15 cm, e passagens microconglomeráticas (estampa VI, foto 3). Alguns destes microconglomerados são de origem sedimentar, com clastos predominantemente de quartzito e raros liditos. Outros resultaram da deformação tectónica sofrida por níveis quartzíticos, com formação de "boudins" dispersos. Um destes aspectos, pode observar-se 1 km a oeste do v.g. Pipa (coord. 642.4/4282.6, carta 441).

Mais para a parte média-alta da formação, voltam a predominar os níveis silto-quartzíticos, formando mesmo uma faixa de 100 m de largura, como se verifica, entre outros locais, nos seguintes: entre os km 15.3 e 15.8 da EN 255 (carta 440); km 56.5 da EN 373 (coord. 641.2/4284.2, carta 441), prolongando-se para sudeste até perto do km 5 da estrada municipal Alandroal-Rosário (coord. 642.2/4281.5, carta 452).

Supostamente intercalados nos xistos, há vulcanitos básicos dispostos em vários níveis. A sua espessura é variável entre poucos metros e uma centena. As alternâncias de xistos e vulcanitos, assinalam-se mais na parte noroeste da faixa, por exemplo, nos seguintes pontos: a sudoeste de Estremoz, no estrada para o monte do Gadelha (coord. 620.7/4299.3, carta 425); a norte de Rio de Moinhos (coord. 630.2/4292.8, carta 426); entre os montes de Torrinha e de Gavião, a sudeste de Bencatel (carta 440). Alguns dos níveis vulcânicos podem estar repetidos tectonicamente, situação que já foi comprovada na área e descrita anteriormente para outras unidades.

Na parte mais sudeste do flanco, apenas ocorre um nível vulcânico básico (cartas 452 e 463).

A maioria das rochas básicas pode corresponder a filões camadas, dado que é frequente os xistos que com elas contactam, apresentarem indícios de metamorfismo de contacto e apresentarem octaedros de magnetite, disseminados.

#### b) Anticlinais de Estremoz e de Ferrarias

A formação apresenta uma sucessão litológica similar à descrita na alínea anterior, com excepção de algumas variações na base.

Essas variações, correspondem a um aumento da componente quartzítica em relação à pelítica, conforme se caminha da área da Mina do Bugalho, a sudeste, para as áreas de Orada e St<sup>o</sup> Aleixo, a noroeste.

Na área da Mina do Bugalho, concretamente no envolvente e para sudeste do núcleo do anticlinal de Ferrarias, há uma alternância de xistos e quartzitos, apresentando-se estes em níveis e lenticulas que não ultrapassam os 10 cm de

espessura. Alguns vestígios de bioturbação, foram identificados em quartzitos situados a 1100 m N 10° O e a 300 m S 40° E do v.g. Ruivana (carta 452).

Nas áreas a este de Vila Viçosa e Borba, começa a haver um predomínio de sedimentos arenosos, ocorrendo psamitos negros micáceos e níveis quartzíticos. Estas litologias assinalam-se, entre outros locais, nos seguintes: na área do Monte do Paço (coord. 639.4/4297, carta 427); montes das Vinhas (coord. 635.7/4298.7) e do Gato (coord. 637.2/4299.6), ambos na carta 426.

A sedimentação arenosa atinge a sua maior expressão na área entre Orada e Stº Aleixo (carta 412), com a presença de 10 m de quartzitos micáceos, muito bioturbados. A repetição tectónica dos quartzitos, em conjunto com os liditos da formação subjacente, são os responsáveis pelo relevo residual da Serra de Aires, a sul de Stº Aleixo.

Nos níveis inferiores da formação, ocorrem também microconglomerados, com clastos predominantemente de quartzito numa matriz argilosa negra. Estes microconglomerados estão restritos à área mais ocidental do flanco, assinalando-se, entre outros pontos, nos seguintes: km 158.1 da EN 4, a nordeste de Borba (coord. 635.7/4298.2, carta 426); km 57.7 da EN 373, a sudeste de Alandroal (coord. 640.1/4284.4, carta 441).

A restante parte da sucessão é constituída fundamentalmente por xistos cinzentos escuros, nos quais se intercala, mais para o topo, um membro silto-arenoso e vulcanitos básicos.

O conjunto silto-arenoso é formado por inúmeros níveis siltíticos e quartzíticos, muito finos, ocupando uma faixa de 50 a 100 m de largura, descontínua, que se segue desde nordeste de Alandroal (carta 441) até a sul da Orada (carta 412).

As rochas básicas voltam a repetir-se no flanco oriental do anticlinal de Estremoz, tendo sido cartografados na área da carta 36 B-Estremoz (Gonçalves & Coelho, 1974), até leste de São Lourenço de Mamporcão, e na área de Alandroal, integrando a Formação de Vieiros (V. Oliveira, 1984). Foram agora individualizados, entre estas duas áreas, embora se apresentam de modo muito descontínuo. Os xistos que com elas contactam, revelam igualmente indícios de metamorfismo de contacto e são ricos em octaedros de magnetite. Estes aspectos são visíveis nos seguintes locais: caminho para o monte Touris, junto ao km 233.3 do traçado antigo do IP2 (coord. 626.6/4307.8, carta 412); Tapada Real, a oeste do Poço do Vale Longo (coord. 638.4/4297.4, carta 426); monte do Chiado, junto à estrada municipal, Alandroal-Rosário (coord. 641.3/4283.5, carta 441).

### **2.3.3.7 - Formação de Terena (Te)**

A Formação de Terena apresenta ligeiras diferenças litológicas em relação à área de Barrancos, concretamente numa menor percentagem de grauvaques em relação a xistos e da ausência de conglomerados, no bordo ocidental, para noroeste da área do Redondo.

No seu bordo ocidental, os níveis mais basais são constituídos por 20 a 30 m de xistos cinzentos escuros, com finas laminações silto-quartzíticas. Estas litologias observam-se bem na secção da Fonte Ferrenha (Fig. 6 no ponto 3.2.1-A do volume II). Segue-se uma alternância de xistos, grauvaques e conglomerados. Estes conglomerados, ocorrem quase de modo contínuo desde Barrancos até à área do monte da Aldeia (coord. 633.8/4283.8, carta 440), a oeste de Alandroal, passando depois, para noroeste, a um grauvaque.

Os níveis xistentos inferiores assemelham-se (tal como os do bordo oposto) aos xistos da base da Formação dos Xistos Raiados. Atendendo a que ambos parecem ocupar a mesma posição estratigráfica, ou seja estão dispostos suprajacentemente à Formação dos Xistos com Nódulos, é admissível a sua correlação estratigráfica. Todavia, e ao contrário do que acontece em Barrancos, face à ausência de fósseis resulta por confirmar, até ao momento, essa correlação.

No bordo oriental, as condições de exposição dos níveis basais são um pouco melhores que no bordo oposto. A sucessão inicia-se por 30 a 40 m de xistos cinzentos escuros, com uma ou outra passagem mais quartzítica de espessura até 10 cm. Seguem-se alternâncias de xistos cinzentos, grauvaques e quartzitos ímpuros, que se dispõem até ao topo da formação.

Aproximadamente a 100-150 m da base da formação, há uma predominância de quartzitos, diferenciando-se mesmo uma faixa que se segue desde o Alandroal até à região de Barrancos (Anexos A e B). Estes quartzitos, em níveis descontínuos de 10-15 cm de espessura, apresentam-se, por vezes, bioturbados.

Os quartzitos bioturbados podem ser equivalentes laterais de outros muito idênticos, que se apresentam nos níveis inferiores da Formação dos Xistos Raiados (alínea b, do capítulo anterior). Esta situação é similar à que ocorre em Barrancos, entre quartzitos das duas unidades e em que a equivalência está confirmada com fósseis.

Os níveis inferiores da Formação de Terena estão expostos, entre outros locais, nos seguintes: entre o km 7.7 e 8 da EN 254, a sudoeste de Bencatel (coord. 633/4287.8, carta 440); km 21 e 22 da EN 255 (coord. 639/4279, carta 451); 500 m a sudeste do v.g. Paroleira (coord. 640/4278, carta 452); 1250 m a oeste do v.g. Mendes (coord. 641.4/4278.8, carta 452). Nos dois últimos locais, observam-se bem os quartzitos bioturbados.

As alternâncias de xistos e grauvaques dos termos intermédio e superior da formação, podem observar-se, muito descontinuamente, nas poucas trincheiras das vias rodoviárias da região. Das observações efectuadas parece haver um ligeiro predomínio de xistos em relação aos grauvaques.

## 2.4 - Ensaio de interpretação estrutural para o sector de Estremoz-Barrancos.

As unidades paleozóicas deste sector evidenciam duas fases de deformação atribuídas à da Orogenia Varisca (Ribeiro *et al.*, 1979; Perdigão *et al.*, 1982; Araújo, 1995; Silva, 1997).

A 1ª fase é considerada como tendo gerado dobras tombadas vergentes para oeste, com flancos inversos laminados por cavalgamentos. Os testemunhos desta fase são difíceis de observar, devido a terem sido mascarados pela fases posteriores. Em Barrancos, restringem-se ao compartimento do Cuco (Perdigão *et al.* 1982), estrutura de interferência das duas fases principais de dobramento, situada na sua parte mais oriental (Anexo A). Na região de Estremoz as evidências desta fase observam-se, muito raramente, apenas à escala mesoscópica, principalmente nos mármoreos do CVSE, presentes na anticlinal de Estremoz (Lopes, 1995). Este autor refere que as dobras de 1ª fase têm eixo N-S, sendo vergentes para WSW e com planos axiais mergulhantes para ENE ou NE com pequena inclinação.

Outras estruturas foram igualmente consideradas como resultado desta fase, com sejam o carreamento e o “klijp” da Juromenha”, embora estas com interpretações diferentes, como se menciona nos pontos 1.3.2 e 2.3.3.1. Também desta fase seria o possível carreamento que tornaria o anticlinal de Estremoz como uma janela tectónica (Araújo, 1995; Silva *et al.*, 1994; Fig. 27), situação que será abordada mais à frente neste ponto.

A 2ª fase de deformação é a responsável pelas duas estruturas principais do sector, concretamente o anticlinal de Estremoz e o sinclinal de Terena, e por outras secundárias, como sejam: anticlinais de Ferrarias, Várzea e de Alto do Castelo (Fig. 24), na região de Estremoz; anticlinais de Barrancos e de Fatuquedo e sinclinal de Russianas, na região de Barrancos (Fig. 11). As dobras geradas nesta fase são geralmente apertadas e dissimétricas, de orientação NW-SE e com planos axiais subverticais. Esta deformação apresenta associada uma componente de cisalhamento esquerda, formando autênticos corredores, bem visíveis nas rochas carbonatadas expostas nas pedreiras de Estremoz (Lopes, 1995), além de, no seu processo progressivo, desenvolver cavalgamentos, como o da Juromenha (Silva, 1997).

A maioria das interpretações estruturais para o sector e a definição das principais estruturas foi feita, em grande medida, sobre sequências paleozóicas em que há desconhecimento da idade precisa de algumas unidades estratigráficas, motivando leituras diferentes não só para os “estruturalistas”, como também para os “estratigrafos”.

Os novos dados estratigráficos já apresentados neste trabalho reflectem-se necessariamente em algumas das estruturas referenciadas, justificando aqui a sua abordagem de um modo muito sintético e primário, dada a especificidade do tema e atendendo também ao facto de estar fora do âmbito deste trabalho. Apresenta-se por isso, um ensaio de interpretação estrutural baseado em vários perfis estruturais (Figs. 31 a 33 para a região de Barrancos-Capelins, com localização na figura 12; Figs 34 e 35 para a região de Estremoz-Capelins, com localização na figura 23), realizados em áreas com razoável informação bioestratigráfica.

Para a região de Barrancos apresentam-se três perfis estruturais (Figs. 31 a 33), todos eles realizados no flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das Mercês), área em que há maior informação bioestratigráfica, além de levantamentos geológicos à escala 1:5 000 (V. Oliveira, 1980), utilizados neste trabalho.

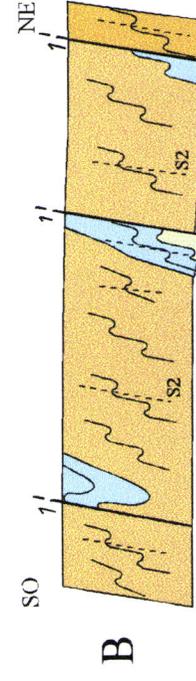
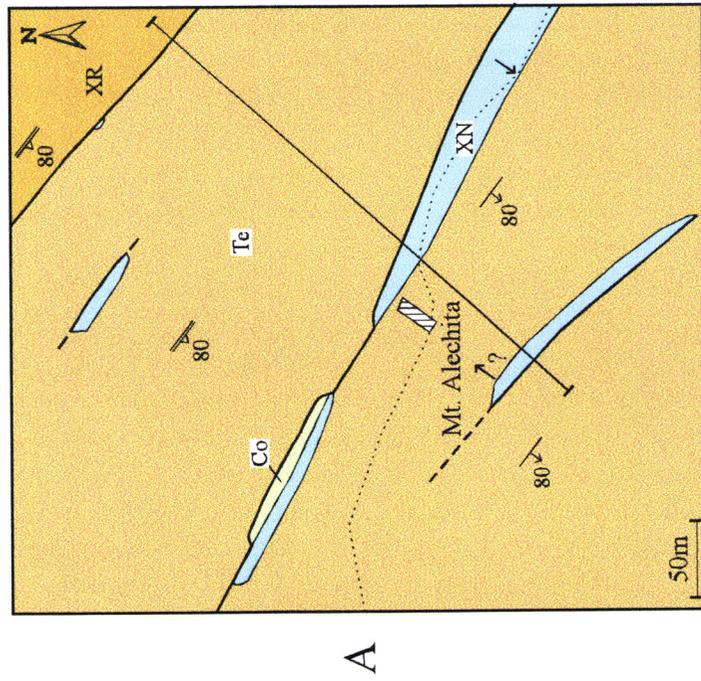


Fig. 32 - Geologia da área do Mt. de Alechita (Barrancos) (A) e perfil estrutural (B). Legenda, ver fig. 33.

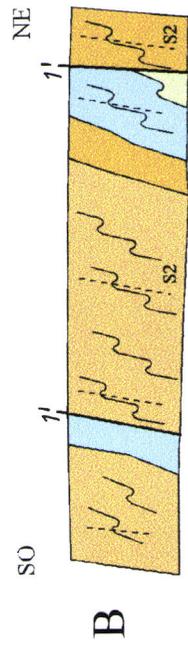
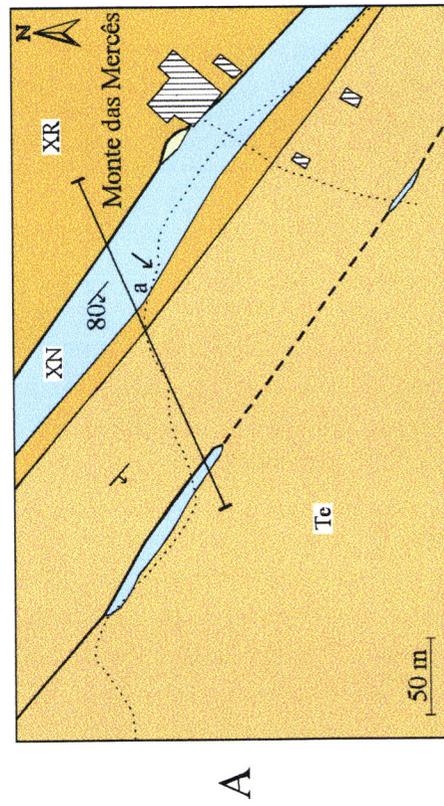


Fig. 31 - Geologia da área do Mt. das Mercês (Barrancos) (A) e perfil estrutural (B).. Legenda, ver fig. 33.

Os perfis das figuras 31 e 32, apresentam a Formação dos Xistos com Nódulos, a que, por vezes, se associa a Formação de Colorada, repetida nos níveis basais da Formação de Terena. Na secção do Monte das Mercês (Fig. 31) esta repetição pode estar também associada uma tectónica de empilhamento, em que o bloco oeste cavalga o compartimento leste. Neste perfil há um bom controle bioestratigráfico da Formação dos Xistos com Nódulos e da passagem da Formação dos Xistos Raiados à Formação de Terena (jazida “Mercês”, ponto 3.2.2-B do volume II; nível assinalado pela letra a na figura 31).

Em relação ao perfil estrutural da secção do Monte da Alechita (Fig. 32), os elementos de ordem lito e bioestratigráfica respeitantes às várias repetições da Formação dos Xistos com Nódulos apontam para que sua base esteja sempre para nordeste, com excepção? da faixa mais sudoeste (jazida “Monte da Alechita 3” no ponto 3.2.2-B do volume II) que parece ser ao contrário. Este sentido da polaridade é pouco comum na Formação dos Xistos com Nódulos deste flanco oriental (e única, de que temos conhecimento). Há no entanto que manter alguma incerteza no que respeita a essa polaridade, em virtude das idades determinadas com base em graptólitos provirem de dois níveis fossilíferos isolados, distanciados 12 m um do outro, e que não se apresentam na mesma sucessão vertical. Todavia, é também de admitir a hipótese de estes materiais poderem constituir um “olistolito” da Formação dos Xistos com Nódulos, depositado no decurso da sedimentação turbidítica da Formação de Terena, situação que a figura 32 apresenta.

O último perfil estrutural da região de Barrancos, corresponde ao da secção da EN 258, entre os km 102.15 e 103.7 (Fig. 33) e atravessa todo o flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das Mercês). Neste perfil verifica-se que as Formações dos Xistos com Nódulos e dos Xistos Raiados estão repetidas várias vezes. A presença anómala de calcários e ?vulcânicas ácidas do Complexo Ígneo de Barrancos, além de doleritos e brechas tectónicas tardias, em contacto tectónico com litologias da Formação dos Xistos Raiados, é uma situação para o qual, de momento, não há uma explicação credível e fundamentada. Os dados lito e fundamentalmente bioestratigráficos da Formação dos Xistos com Nódulos (jazidas “Eiras Altas” e “Barrancos”, no ponto 3.2.2-B do volume II), indicam que, em todas as repetições, a polaridade da sucessão tem sempre o mesmo sentido, para sudoeste. A repetição da Formação dos Xistos Raiados é confirmada pela existência de esporos do limite Praguiano-Emsiano (Z. Pereira, 1997; Z. Pereira *et al.*, 1998, 1999), em vários locais deste perfil.

A conjugação de todos estes dados afasta completamente a hipótese da estruturação deste flanco se fazer em anticlinais e sinclinais simples, apontando para um possível empilhamento de sucessivas escamas tectónicas, como mostra a figura 31 e 33.

Neste último perfil estrutural há ainda aspectos de ordem sedimentológica que reforçam a hipótese, já anteriormente referida (perfil estrutural do Monte de Alechita; Fig. 32), de terem ocorrido escorregamentos gravitacionais de materiais das Formações de ?Colorada e dos Xistos com Nódulos, quando da sedimentação do Devónico inferior (Piçarra *et al.*, 1998). Trata-se da presença de clastos de quartzito e lidito, respectivamente da primeira e da segunda daquelas unidades, nos xistos da Formação dos Xistos Raiados (alíneas b e c do ponto 2.2.2.7), situação que também ocorre na base da Formação de Terena (ponto 2.2.2.9).

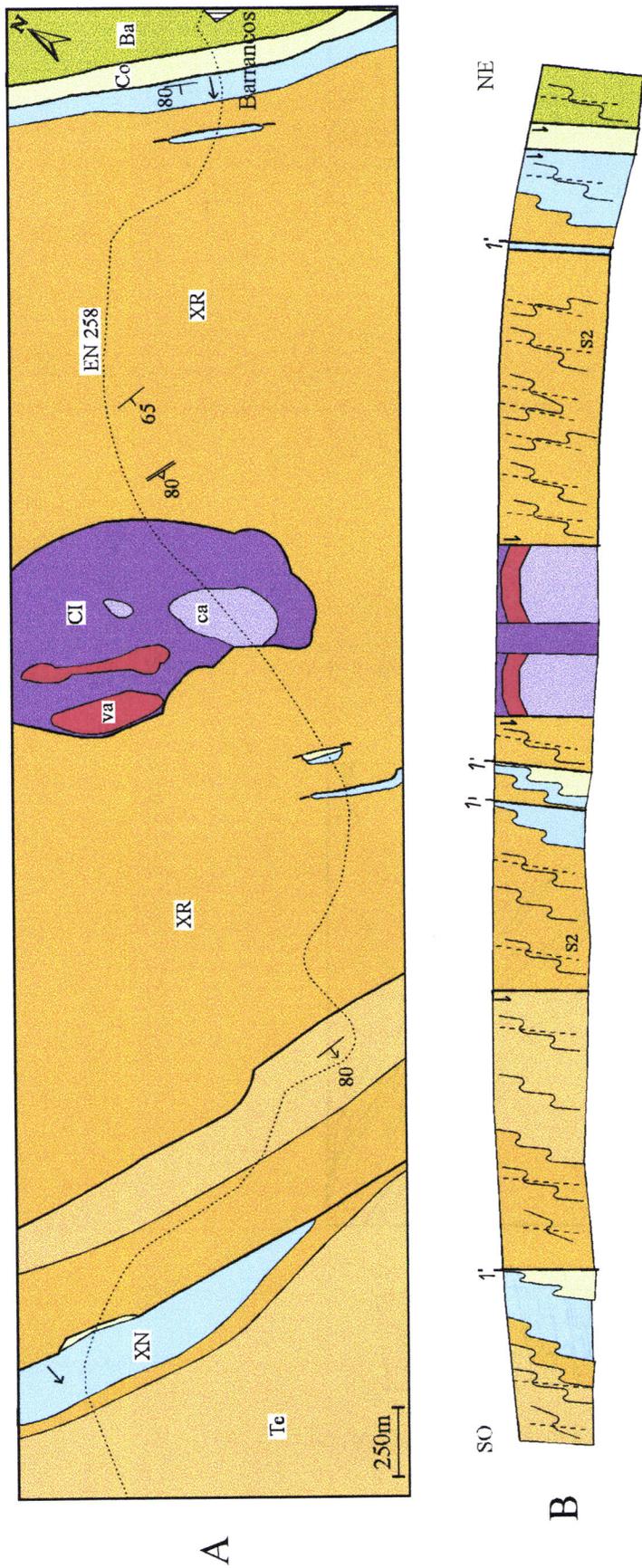


Fig. 33 - Sequência de unidades litostratigráficas (A) e perfil estrutural (B) do flanco oriental do sinclinal de Terena, em Barrancos (EN 258, entre os kms 102.1 e 103.7).

Legenda para as figuras 31 a 35

* Fm. de Fatuquedo (Fa) Quartzito com Fe e Mn (*)	Fm. de Terena (Te)	estratificação	—	traçado do perfil estrutural
Fm. de Barrancos (Ba)	1 Complexo Ígneo de Barrancos (CI) calcários-ca (1), vulc. ácidas-va (2)	xistosidade de 2ª fase (S2)	▧	localidade
Fm. de Colorada (Co)	2 Doleritos e brechas intrusivas	falha normal, cavalgamento ou encurtamento	—	vértice geodésico
Fm. dos Xistos com Nódulos (XN)	C.V.S.E. - Vulcânicas básicas	falha provável	- - -	linha de água
* Fm. dos Xistos Raiados (XR) Vulcânicas básicas (*)	Fm. Dolomítica (FD)	sentido do movimento	1	via de comunicação
		polaridade sedimentar	✓	

No que respeita à região de Estremoz seleccionámos dois perfis estruturais: um no bordo oriental do sinclinal de Terena (Fig. 34) e o outro cruzando todo o flanco oriental do anticlinal de Estremoz (Fig. 35), este correspondendo à secção exposta ao longo da estrada municipal Vila Viçosa-S.Romão. No primeiro perfil, verifica-se que o conjunto das Formações de Colorada e dos Xistos com Nódulos se repete várias vezes na base da Formação de Terena, sugerindo um sistema de empilhamento tectónico, contemporâneo da 2ª fase de deformação. Nesta situação, atendendo a aspectos de ordem litológica e há existência de três níveis com graptólitos (jazida “Patinhos”, ponto 3.2.1-A do volume II), é possível saber que a polaridade sedimentar nas várias repetições da Formação do Xistos com Nódulos é sempre para sudoeste.

No que respeita ao perfil esquematizado na figura 35, sobressai a questão da natureza do contacto entre o CVSE e a Formação dos Xistos com Nódulos. De acordo com os dados bioestratigráficos disponíveis (pontos 2.3.2.4 e 2.3.3.5), este contacto só pode ser interpretado como um grande acidente tectónico, indo assim em favor da hipótese, referida no início deste ponto, da existência de um “carreamento” que colocaria o anticlinal de Estremoz como uma “janela tectónica”. Na restante parte do perfil a repetição da Formação do Xistos com Nódulos, sugere igualmente um empilhamento tectónico das suas litologias, embora não seja de excluir que, em certas áreas, possam existir pequenas estruturas anticlinais e sinclinais muito apertadas. Na parte leste deste perfil, consideramos os anticlinais de Alto do Castelo e de Várzea como estruturas enraizadas, assim como já tinha sido admitido anteriormente (V. Oliveira, 1984; Oliveira *et al.* 1991).

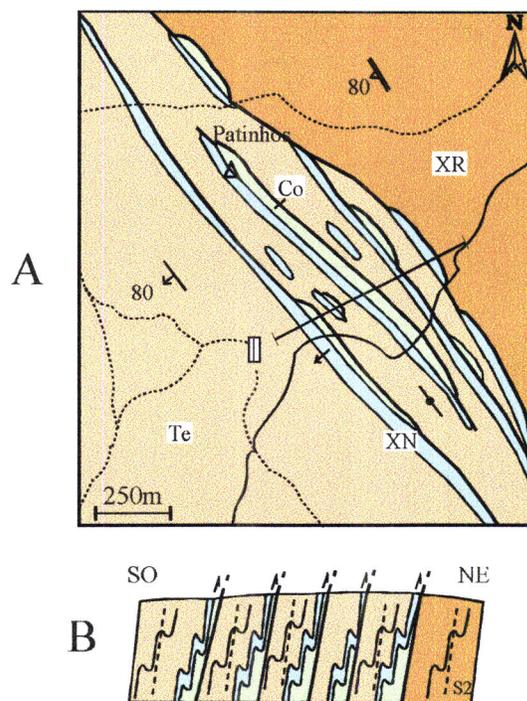
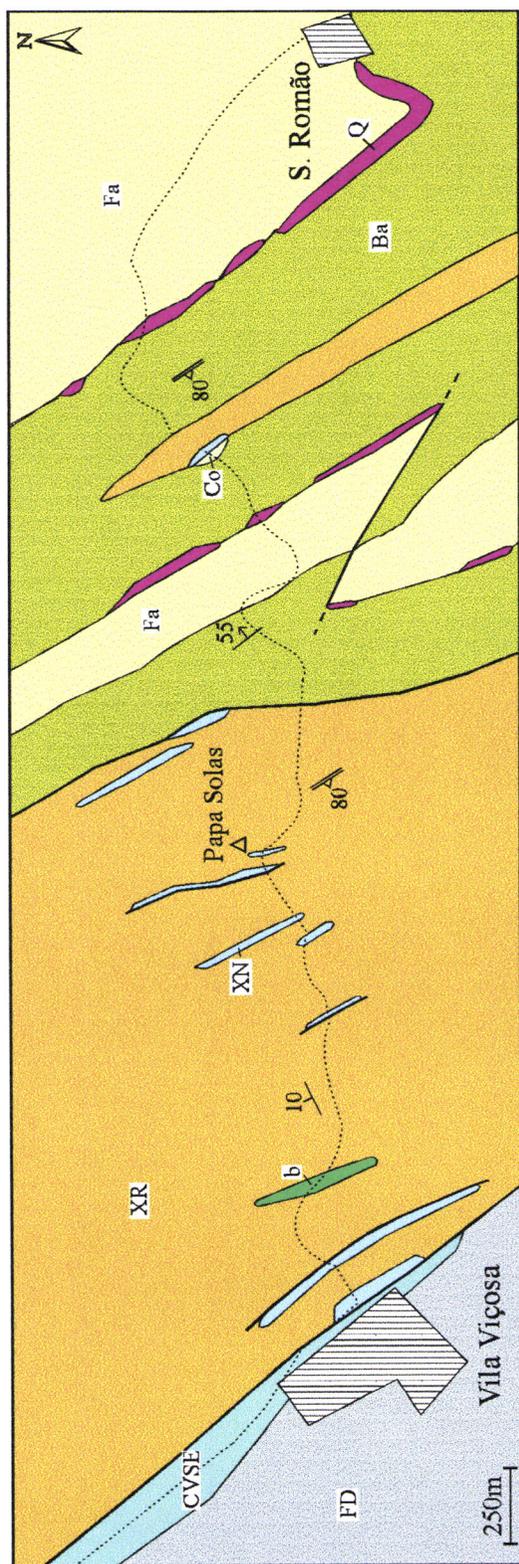
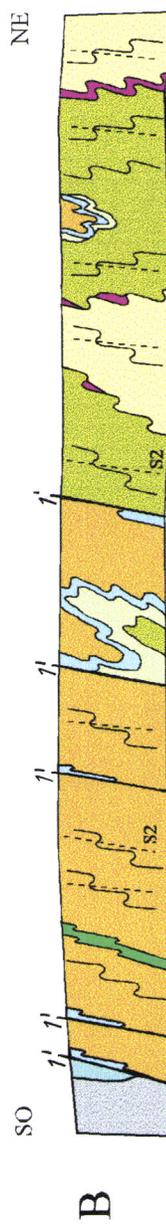


Fig. 34 - Geologia da área do v.g. Patinhos (Alandroal) (A) e perfil estrutural (B). Legenda, ver fig. 33.



A



B

Fig. 35 - Sequência de unidades litoestratigráficas no corte da estrada municipal Vila Viçosa-S. Romão (A). Perfil estrutural no bordo e flanco oriental do Anticlinal de Estremoz (B). Legenda, ver fig. 33.

# **ESTAMPAS**

## **Estampa I**

**1** - Pormenor dos xistos da Formação de Ossa, no flanco ocidental do sinclinal de Terena; Amareleja.

**2** - Vista parcial dos xistos da Formação de Fatuquedo, no anticlinal do Alto do Castelo; estrada municipal V. Viçosa-S. Romão.



1



2

## **Estampa II**

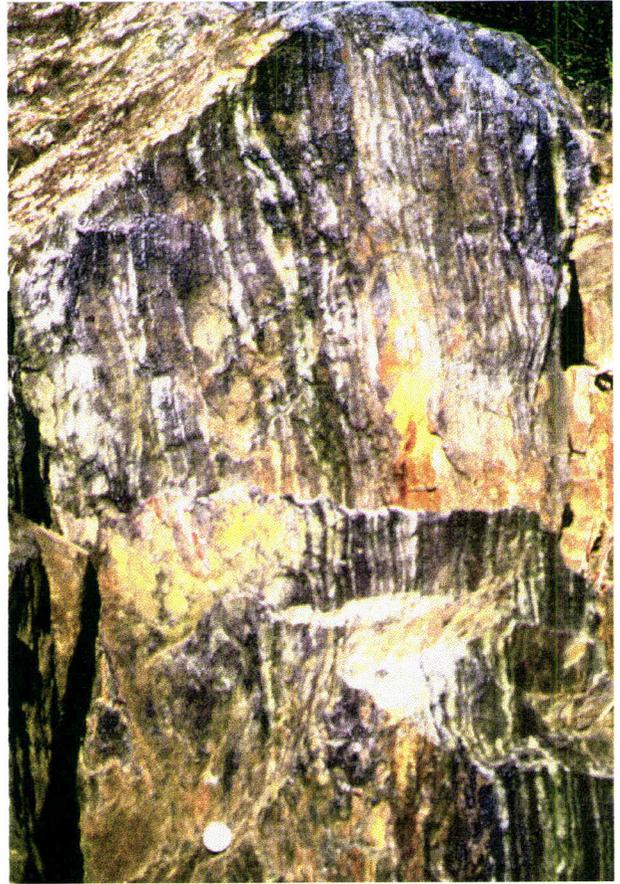
**1** - Nível quartzítico com óxidos de Fe e Mn do topo da Formação de Fatuquedo, no anticlinal do Alto do Castelo; sudoeste do Monte do Ratinho, junto à estrada municipal V. Viçosa-S. Romão.

**2** - Pormenor dos xistos roxos da Formação de Barrancos, no flanco ocidental do sinclinal de Terena, Barrancos.

**3** - Pormenor dos xistos da Formação de Barrancos *s.l.*, no anticlinal do Alto do Castelo; estrada municipal V. Viçosa-S. Romão.



1



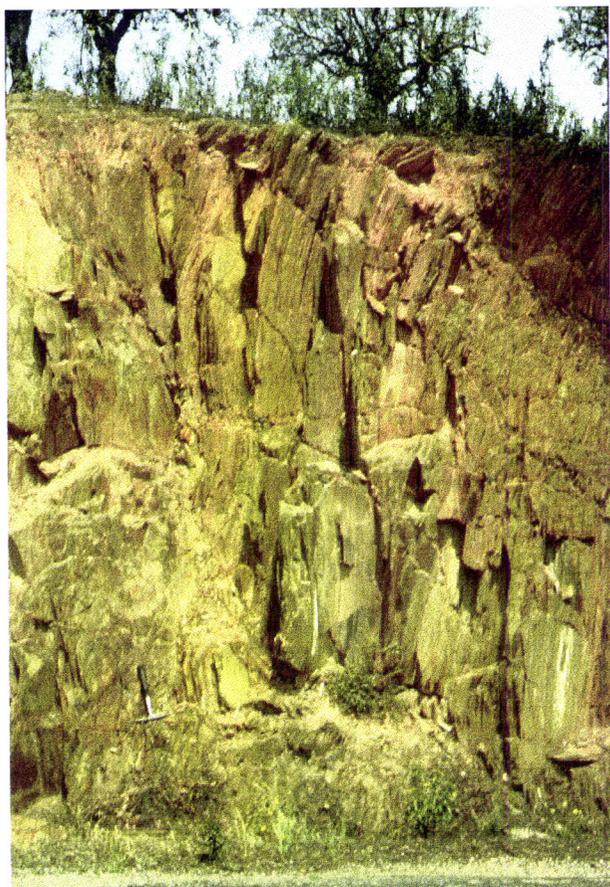
2



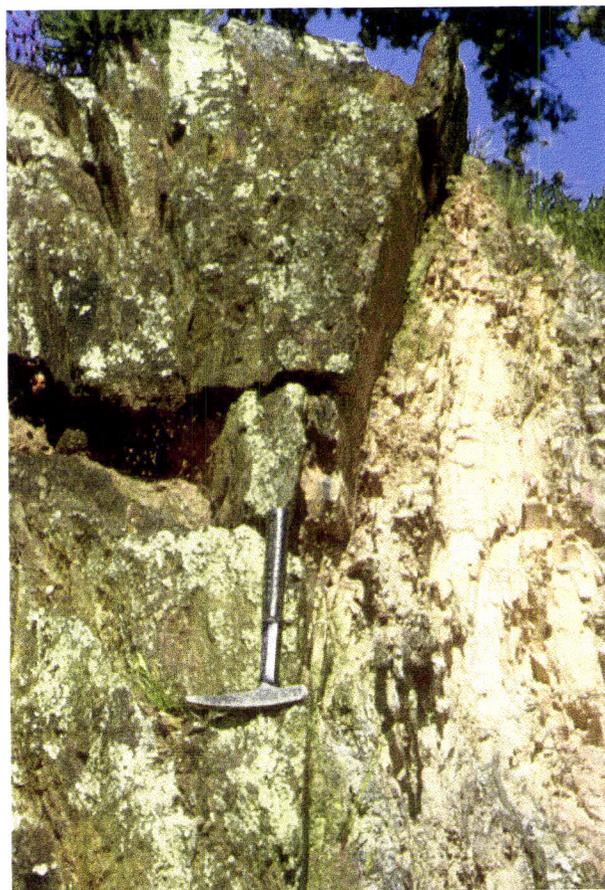
3

### **Estampa III**

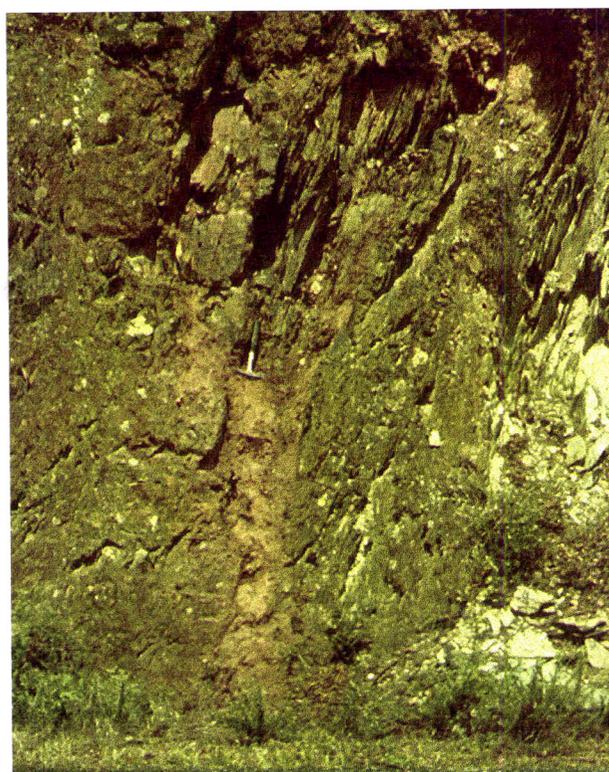
- 1 - Sequência de xistos da Formação dos Xistos com *Phyllocytes*, no flanco ocidental do sinclinal de Terena; EN 258, trecho St. Aleixo da Restauração-Barrancos.
- 2 - Contacto tectónico entre os xistos esverdeados da Formação dos Xistos com *Phyllocytes* e os xistos negros, alterados para branco, da Formação dos Xistos com Nódulos, no flanco ocidental do sinclinal de Terena; km 94.2 da EN 258, trecho St. Aleixo da Restauração-Barrancos.
- 3 - Nível quartzítico? impregnado de Fe e Mn, intercalado na Formação dos Xistos com *Phyllocytes*, do flanco ocidental do sinclinal de Terena; km 93.68 da EN 258, trecho St. Aleixo da Restauração-Barrancos.
- 4 - Vista parcial dos quartzitos da Formação de Colorada, no flanco oriental do sinclinal de Terena; v.g. Pereiros (Rosário/Alandroal).



1



2



3



4

## **Estampa IV**

**1** - Passagem gradual (assinalada pela fita métrica) dos psamitos micáceos do topo da Formação de Colorada às alternâncias de xistos negros e liditos da Formação dos Xistos com Nódulos, do flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das Mercês); Ribeira de Murtega, Barrancos; local da jazida de graptólitos “Ribeira de Murtega 1”.

**2** - Pormenor das alternâncias de xisto negros (alterados para branco e rosa) e liditos da Formação dos Xistos com Nódulos, no bordo ocidental do anticlinal de Barrancos; Km 103.7 da EN 258, à entrada de Barrancos.

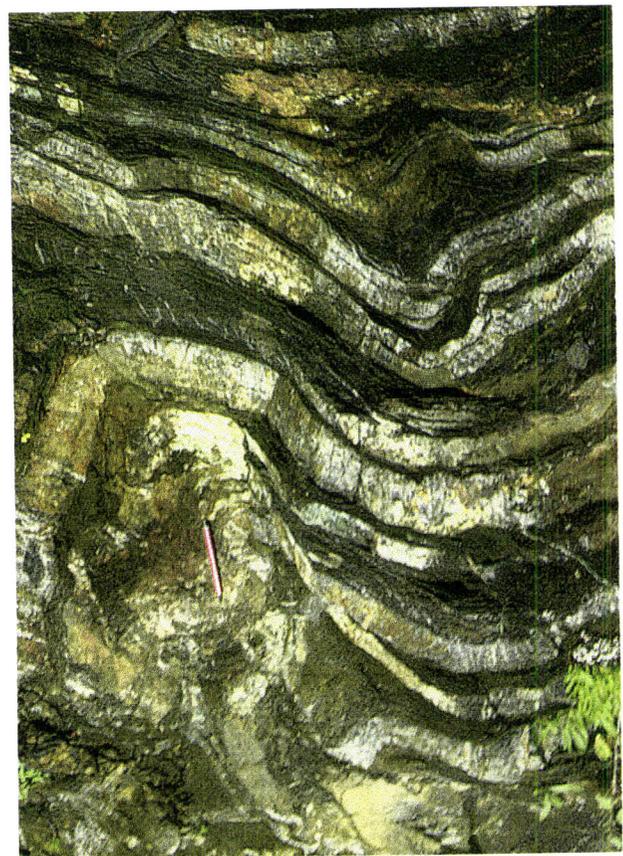
**3** - Dobras nas alternâncias de xistos negros e liditos da Formação dos Xistos com Nódulos, no flanco oriental do anticlinal de Estremoz; sítio da Alcaraviça, a norte de Borba.



1



2



3

## **Estampa V**

1 - Aspecto geral da sucessão de unidades litoestratigráficas do bordo ocidental do anticlinal de Barrancos, ao km 103.7 da EN 285, à entrada de Barrancos. A - quartzitos da Formação de Colorada; B - lilitos e xistos negros da Formação dos Xistos com Nódulos; xistos cinzentos escuros da Formação dos Xistos Raiados; f - contacto tectónico; linha a tracejado - limite provável entre formações.

2 - Nódulos areno-siliciosos ou ferruginosos na Formação dos Xistos Raiados; localização: idem anterior.

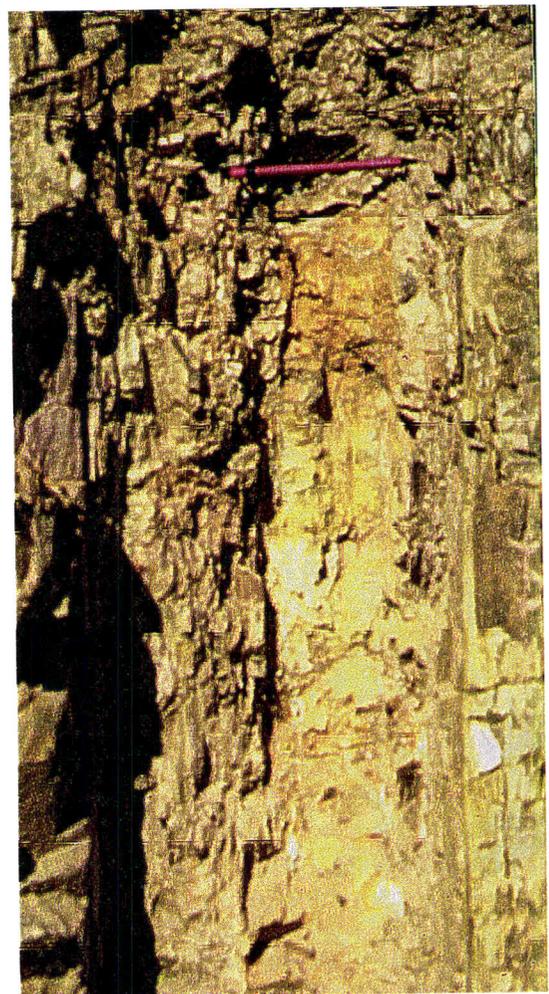
3 - “Nível amarelo” (vulcânico?) da Formação dos Xistos com Nódulos que materializa o Evento Lundgreni de extinção de graptólitos; Km 102.15 da EN 285, troço St. Aleixo da Restauração-Barrancos (local da jazida de graptólitos “Eiras Altas”).



1



2



3

## **Estampa VI**

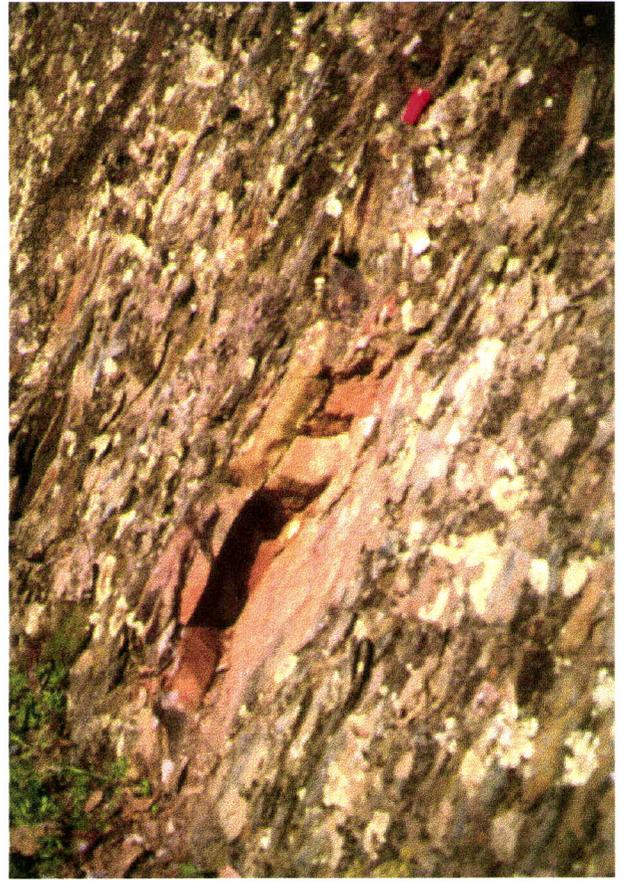
**1** - Pormenor dos xistos e quartzitos da Formação dos Xistos Raiados, no flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das Mercês), datados do limite Praguiano-Emsiano (Biozona PE de esporos); km 102.4-5 da EN 285, troço St. Aleixo-Barrancos.

**2** - Pormenor de um clasto de xisto, com graptólitos do Landoveriano, da Formação dos Xistos com Nódulos, disperso numa matriz xistenta da Formação dos Xistos Raiados; Km 103.6 da EN 285, à entrada de Barrancos.

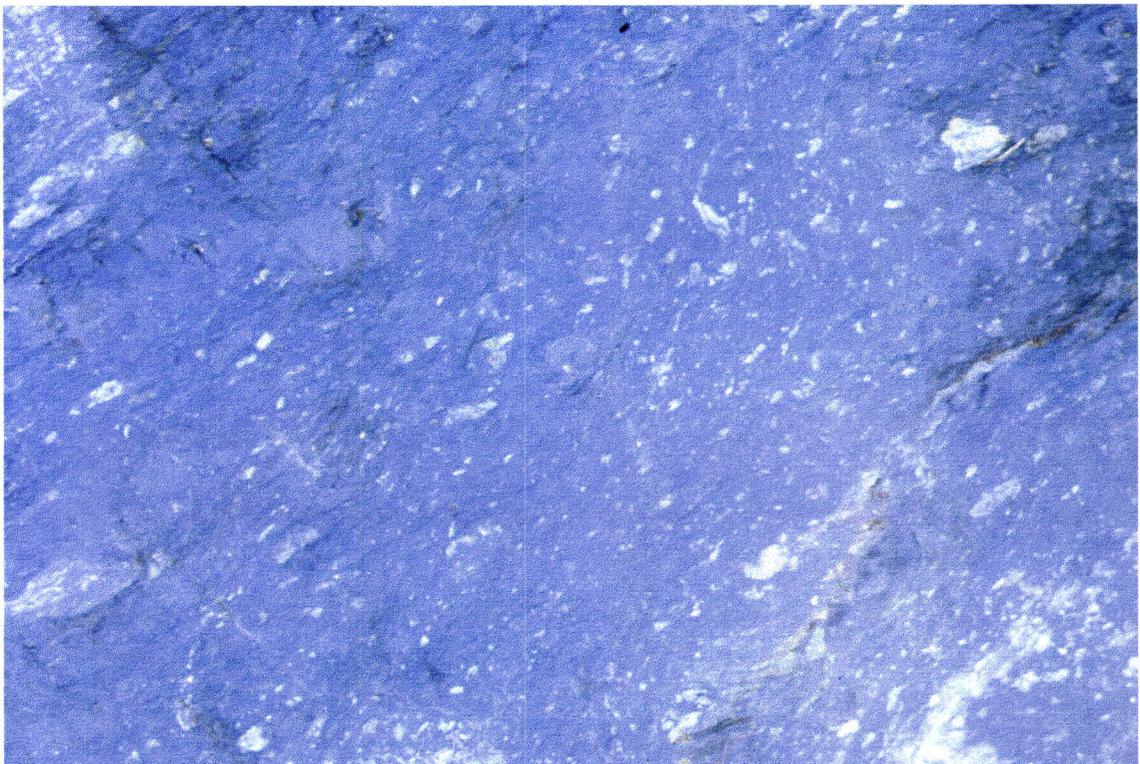
**3** - Fácies psamítico-microconglomerática da Formação dos Xistos Raiados. Km 158 da EN 4, troço Borba-Elvas.



1



2



3

## **Estampa VII**

1 - Sucessão turbidítica de xistos e grauvaques da Formação de Terena; EN 258, troço St. Aleixo-Barrancos.

2 - Pormenor do conglomerado da base da Formação de Terena, com clastos de lidito da Formação dos Xistos com Nódulos; flanco ocidental do sinclinal de Terena; 500 m sul da vigia "Contenda Norte", Barrancos.



1



2

## **Estampa VIII**

**1** - Mármore do Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz, no Anticlinal de Ferrarias; Fácies conglomerática, com clastos essencialmente de quartzito; a este do Monte do Cubo (Alandroal), na estrada municipal para o Rosário.

**2** - Calcários do Complexo Ígneo de Barrancos, no flanco oriental do sinclinal de Terena (Faixa das Mercês); área do Monte da Coitadinha, Barrancos.

A foto 1 foi cedida pelo colega Luís Lopes da U.E.



1



2