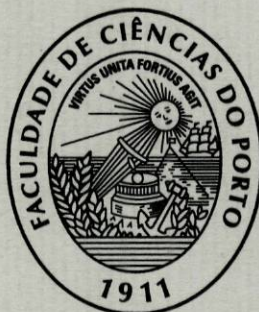


António José Guerner Dias

**Reavaliação do potencial petrolífero do
onshore da Bacia Lusitaniana, Portugal**

Volume 1 – Texto



Departamento de Geologia
Faculdade de Ciências, Universidade do Porto
2005

António José Guerner Dias

**Reavaliação do potencial petrolífero do
onshore da Bacia Lusitaniana, Portugal**

Volume 1 – Texto

Reg. 2069
Cota _____

*Tese submetida à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
para obtenção do grau de Doutor em Geologia*

Departamento de Geologia
Faculdade de Ciências, Universidade do Porto
2005

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
FACULDADE DE CIÊNCIAS DO PORTO
BIBLIOTECA

Este trabalho integra o Plano de Actividades do Centro de Geologia da Universidade do Porto, no âmbito do GIPEGO, subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I & D (FCT).

**À Ana, ao Diogo, à
Sara e à Cristina**

Um pouco mais de sol – eu era brasa,
Um pouco mais de azul – eu era além.
Para atingir, faltou-me um golpe de asa...
Se ao menos eu permanecesse aquém...
(Mário de Sá-Carneiro)

Para ser grande, sê inteiro: nada
teu exagera ou exclui.
Sê todo em cada coisa. Põe quanto és
no mínimo que fazes.
Assim em cada lago a lua toda
brilha, porque alta vive.
(Ricardo Reis)

ÍNDICE GERAL

VOLUME 1 – Texto

Índice de figuras	vi
Índice de quadros	viii
Resumo	x
Abstract	xiii
Résumé	xvi
Agradecimentos	xix
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objectivos do trabalho	3
1.2. Apontamento histórico sobre os trabalhos de “prospecção” de hidrocarbonetos <i>l.s.</i> efectuados na Bacia Lusitânica	5
2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA BACIA LUSITÂNICA	7
2.1. Introdução	8
2.2. Enquadramento estratigráfico	10
2.3. Enquadramento estrutural	18
2.4. Evolução tectonostratigráfica	23
2.5. Importância do sal na estruturação da bacia	28
3. AMOSTRAGEM E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	32
3.1. Introdução	33
3.2. Sondagens seleccionadas	34
3.3. Amostragem para os diferentes estudos da presente tese	40
3.3.1. Petrologia Orgânica	40
3.3.2. Geoquímica Orgânica	43
3.4. Preparação de amostras	44
3.4.1. Petrologia Orgânica	44
3.4.2. Geoquímica Orgânica	47
4. METODOLOGIAS DE INVESTIGAÇÃO UTILIZADAS	48
4.1. Introdução	49
4.2. Petrografia orgânica	50
4.2.1. Poder Reflector da Vitrinite	51
4.2.2. Fluorescência	54
4.3. Pirólise Rock-Eval	56
4.4. Interpretação de registos geofísicos (sísmica de reflexão)	59
5. RESULTADOS	64
5.1. Estudo petrográfico	65
5.1.1. Identificação e descrição dos constituintes orgânicos	65
5.1.2. Poder Reflector da Vitrinite	75
5.1.3. Análise em fluorescência	81
5.2. Estudo geoquímico	82

5.2.1. Teor em carbono orgânico total (COT)	83
5.2.2. T _{máx} e Índice de Hidrogénio	85
5.3. Tipo de cerogénio presente	90
5.3.1. Diagramas T _{máx} / Índice de Hidrogénio	95
5.4. Registo geofísico e estrutura da bacia	99
6. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	104
6.1. A(s) rocha(s)-mãe da Bacia Lusitaniana	105
6.1.1. Formações do Oxfordiano – Kimmeridgiano	107
6.1.2. Formações do Cenomaniano – Turoniano	111
6.2. Características da migração e acumulação na bacia	112
6.3. Bacia Lusitaniana: um Sistema Petrolífero?	115
7. SÍNTESE DAS CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS	122
7.1. Síntese das conclusões	123
7.2. Trabalhos futuros	128
REFERÊNCIAS	130

VOLUME 2 – Anexos

- Anexo I – Logs com a variação do Poder Reflector em função da profundidade
- Anexo II – Dados da pirólise Rock-Eval
- Anexo III – Linhas sísmicas
- Anexo IV – Estampas

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 – Divisão da Bacia Lusitaniana em três sectores e respectivos limites (segundo Ribeiro <i>et al</i> 1996)	9
Figura 2.2 – Unidades litostratigráficas da Bacia Lusitaniana (segundo Rocha <i>et al.</i> 1986, Rasmussen <i>et al.</i> 1998 e Rey 1999)	10
Figura 2.3 – Superfícies limitadas por descontinuidades (SLD) definidas para o Mesozóico da Bacia Lusitaniana (modificado a partir de Pinheiro <i>et al.</i> , 1996)	27
Figura 2.4 – Localização das estruturas diapíricas da Bacia Lusitaniana (B – diapiro de Bolhos; CR – Diapiro das Caldas da Rainha; CSBV – cavalgamento da Serra da Boa Viagem; FTV – Falha de Torres Vedras; L – diapiro de Leiria; M – diapiro de Matacães; MR – diapiro de Monte Real; Mt – “pop-up” de Montejunto; PM-RM – diapiro de Porto de Mós – Rio Maior; PN – diapiro de Pinhal Novo; S – diapiro de Soure; Se – diapiro de Sesimbra; SPM – diapiro de São Pedro de Muel) (segundo Ribeiro <i>et al.</i> 1996)	30
Figura 3.1 – Localização geográfica das sondagens e orientação dos perfis AB e CD com elas definidos; a vermelho encontra-se indicada a localização das sondagens utilizadas neste estudo	37
Figura 3.2 – Coluna estratigráfica tipo para o sector Norte da bacia, de acordo com as sondagens SPM-2 e MR-W9	38
Figura 3.3 – Coluna estratigráfica tipo do sector Central da bacia, de acordo com as sondagens Ga-1, VV-2, AG-2, Ab-2, TV-4, TV-5, Fx-1, Sb-1 e Mt-1	39
Figura 3.4 – Coluna estratigráfica tipo do sector Sul da bacia, de acordo com as sondagens Br-2 e Br-3	40
Figura 4.1 – Relação entre as diferentes etapas do domínio sedimentar até à entrada no domínio metamórfico, com o poder reflector aleatório da vitrinite (Ra), a evolução de carvões com diferente grau de incarbonização e o tipo de hidrocarbonetos (HC) produzidos (segundo Perrodon, 1980)	53
Figura 4.2 – Correlação entre Poder Reflector da Vitrinite (eixo das abcissas) e o valor do parâmetro Tmax (eixo das ordenadas) obtido em dois modelos de pirólise Rock-Eval: o Rock-Eval 2 (RE2) e o Rock-Eval 6 (RE6) (Lafargue <i>et al.</i> , 2001).	58
Figura 4.3 – Mapa parcial do sector Norte da bacia, onde se evidenciam as linhas sísmicas que foram seleccionadas neste sector	61
Figura 4.4 – Mapa parcial do sector Central da bacia, onde se evidenciam as linhas sísmicas que foram seleccionadas neste sector	62
Figura 4.5 – Mapa onde se evidenciam as linhas sísmicas que foram seleccionadas na separação entre os sectores Norte e Central	63
Figura 5.1 – Relação volumétrica entre a matéria inorgânica e matéria orgânica sedimentar, dispersa numa rocha (adaptado de Tissot & Welte, 1984)	68

Figura 5.2 – Relação entre diferentes propriedades dos carvões e as zonas petrolíferas de Wassojewitsch (segundo Teichmüller, 1974, modificado por Lemos de Sousa 1978). 1) Q = relação vermelho / verde do espectro de fluorescência. Escalas: (A) – Ammosov & Sju I (1961); (B) – Hood & Gutjhar (s.d.); (C) – Wassojewitsch et al (1969)	76
Figura 5.3 – Variação do teor em COT, função da profundidade e dos níveis estratigráficos seleccionados por sondagem	85
Figura 5.4 – Variação do valor de Tmax, com a profundidade em função dos níveis estratigráficos seleccionados por sondagem	88
Figura 5.5 – Variação do Índice de Hidrogénio com a profundidade e função dos níveis estratigráficos seleccionados por sondagem	90
Figura 5.6 – Diagrama de Van Krevelen, com representação esquemática da evolução para os diferentes tipos de cerogénio (adaptado de Tissot & Welte 1984; Durand & Monin 1980)	94
Figura 5.7 – Diagrama Tmax / IH para as amostras sujeitas a pirólise Rock-Eval	96
Figura 6.1 – Percentagem das reservas originais, mundiais, de petróleo (barras de cor verde) e gás (barras de cor vermelha), para o intervalo estratigráfico compreendido entre o Pérmico superior e a actualidade (adaptado de Cramez, 1994, segundo Ulmishek & Klemme, 1990)	105
Figura 6.2 – Representação dos ciclos eustáticos de 1ª ordem, ou megaciclos, ao longo da história da Terra e sua relação com a acreção ou fragmentação de massas continentais (adaptado de Vail & Cramez, 1994)	106
Figura 6.3 – Tipo e quantidade de hidrocarbonetos gerados, em função do tipo de cerogénio inicial (segundo Tissot & Espitalié, 1975)	110
Figura 6.4 – Ascensão de material evaporítico, com formação de armadilhas associadas. As rochas deformadas em estrutura antiformal, de encontro ao corpo evaporítico, constituem a forma mais típica de armadilha nesta situação (adaptado de Levorsen 1956, in Biju-Duval, 1999)	117
Figura 6.5 – Elementos essenciais no Sistema Petrolífero da Bacia Lusitaniana e respectivos momentos críticos. O momento crítico I coincide com o início da formação de hidrocarbonetos e, o momento crítico II, coincide com a inversão da bacia e conseqüente dispersão dos hidrocarbonetos entretanto acumulados (metodologia adaptada de Magoon & Dow 1994, in Biju-Duval 1999)	120

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 3.1 – Amostras da Bacia Lusitânica estudadas em 1991	33
Quadro 3.2 – Sondagens, do <i>offshore</i> , amostradas em 1994	34
Quadro 3.3 – Sondagens, do <i>onshore</i> , amostradas em 1994	35
Quadro 3.4 – Distribuição da amostragem por formação geológica, para o sector Norte da Bacia Lusitânica	41
Quadro 3.5 – Distribuição da amostragem por formação geológica, para o sector Central da Bacia Lusitânica	42
Quadro 3.6 – Distribuição da amostragem por formação geológica, para o sector Sul da Bacia Lusitânica	43
Quadro 3.7 – Distribuição da amostragem, para a pirólise Rock-Eval, por formação geológica nos diferentes sectores	44
Quadro 4.1 – Relação entre a cor da fluorescência, o grau de maturação da matéria orgânica e o poder reflector da vitrinite (Perrodon, 1980)	55
Quadro 4.2 – Perfis sísmicos seleccionados, analisados e interpretados	60
Quadro 5.1 – Classificação dos caustobiólitos – matéria orgânica sedimentar fóssil (adaptado de Lemos de Sousa 1985)	67
Quadro 5.2 – Classificação dos hidrocarbonetos líquidos e migrabetumes detectados em superfícies polidas de amostras de “Whole Rock” (adaptado de Alpern <i>et al</i> 1993)	70
Quadro 5.3 – Escala de abundância relativa a utilizar na quantificação dos diferentes grupos de organoclastos	70
Quadro 5.4 – Abundância relativa, por formação, dos diferentes grupos de organoclastos, nas sondagens do sector Norte da Bacia Lusitânica	71
Quadro 5.5 – Abundância relativa, por formação, dos diferentes grupos de organoclastos, nas sondagens do sector Central da Bacia Lusitânica	72
Quadro 5.6 – Abundância relativa, por formação, dos diferentes grupos de organoclastos, nas sondagens do sector Sul da Bacia Lusitânica	73
Quadro 5.7 – Valores de poder reflector e de microdureza Vickers obtidos sobre migrabetume em gastrópode	74
Quadro 5.8 – Maturação das amostras das sondagens do sector Norte, em função do valor médio do Poder Reflector Aleatório da Vitrinite	79
Quadro 5.9 – Maturação das amostras das sondagens do sector Central, em função do valor médio do Poder Reflector Aleatório da Vitrinite	79

Quadro 5.10 – Maturação das amostras das sondagens do sector Sul, em função do valor médio do Poder Reflector Aleatório da Vitrinite	80
Quadro 5.11 – Pirólise Rock-Eval – teor em Carbono Orgânico Total para sondagens localizadas no sector Norte da Bacia Lusitânica	83
Quadro 5.12 – Pirólise Rock-Eval – teor em Carbono Orgânico Total para sondagens localizadas no sector Central da Bacia Lusitânica	84
Quadro 5.13 – Pirólise Rock-Eval – teor em Carbono Orgânico Total para sondagens localizadas no sector Sul da Bacia Lusitânica	84
Quadro 5.14 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro T_{max} , para sondagens localizadas no sector Norte da Bacia Lusitânica	86
Quadro 5.15 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro T_{max} , para sondagens localizadas no sector Central da Bacia Lusitânica	86
Quadro 5.16 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro T_{max} , para sondagens localizadas no sector Sul da Bacia Lusitânica	87
Quadro 5.17 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro IH, para sondagens localizadas no sector Norte da Bacia Lusitânica	88
Quadro 5.18 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro IH, para sondagens localizadas no sector Central da Bacia Lusitânica	89
Quadro 5.19 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro IH, para sondagens localizadas no sector Sul da Bacia Lusitânica	89
Quadro 5.20 – Fases de maturação em relação com o poder reflector da vitrinite (PR) (segundo de Taylor <i>et al</i> , 1998)	94

RESUMO

A Bacia Lusitaniana, situada no bordo Oeste do território continental português, evoluiu desde o Triásico superior em íntima ligação com os processos tectono-sedimentares associados com a abertura do Atlântico Norte. A ruptura do supercontinente Pangea e a dispersão dos continentes então recentemente formados fez com que a Bacia Lusitaniana apresente, por cima do substrato Paleozóico, dois tipos principais de bacias sedimentares:

- (i) bacias de tipo *rift*, constituídas por depósitos clásticos, de cor avermelhada e pobres em matéria orgânica, quer dizer, sem potencial petrolífero, e
- (ii) uma margem divergente, de tipo Atlântico.

Estes dois tipos de bacias sedimentares estão separados por uma discordância maior que corresponde à ruptura da litosfera. Esta discordância (superfície de erosão) é contemporânea do vulcanismo sub-aéreo que precedeu a oceanização, ou seja, a formação da crosta oceânica.

Na margem divergente podem ser postas em evidência duas fases sedimentares principais. Na base, uma fase transgressiva, com geometria retrogradante, que se estende, sensivelmente, até ao Cenomaniano – Turoniano. Esta fase transgressiva é fossilizada por uma fase regressiva, com geometria progradante, cuja idade é, principalmente, pós-Cenomaniano. Uma superfície basal de progradação separa as duas fases sedimentares do ciclo estratigráfico de avanço continental pós-Pangea, quer dizer, que o hiato entre as fases transgressiva e regressiva aumenta na direcção do mar. Durante a fase transgressiva, a margem divergente tinha uma plataforma continental, o que quer dizer que a linha da costa se encontrava centenas de quilómetros a este do rebordo da bacia (rebordo da plataforma). Ao contrário, durante a fase regressiva, e tal como a sua geometria progradante indica, a partir de uma certa altura, a margem divergente não tem plataforma continental, o que significa que a linha da costa coincidia praticamente com o rebordo da bacia. Durante a fase transgressiva ocorreram dois grandes deslocamentos da linha da costa para o continente (duas grandes transgressões), induzidos por dois picos eustáticos: um durante o Oxfordiano/Kimmeridgiano e, outro, durante o Cenomaniano/Turoniano. Estes deslocamentos da linha da costa para o continente criaram nas partes distais da plataforma continental condições

ideais para a produção e preservação da matéria orgânica tanto marinha (tipo II) como continental dispersiva (tipo III). Assim, naturalmente, os sedimentos ricos em matéria orgânica, isto é, rochas-mãe potenciais encontram-se quer no Oxfordiano/Kimmeridgiano, quer no Cenomaniano/Turoniano.

Por outro lado, a complexa evolução tectono-estratigráfica da bacia, permite a sua divisão em três sectores (Norte, Central e Sul), limitados por importantes acidentes tectónicos, que se distinguem não só pelas fácies e intervalos sedimentares presentes em cada um deles, mas também pelo grau de evolução atingido pela matéria orgânica. A matéria orgânica das rochas-mãe potenciais do Cenomaniano/Turoniano é imatura em todos os sectores da bacia. Quanto às rochas-mãe potenciais do Oxfordiano superior apenas no sector Central, a matéria orgânica foi suficientemente enterrada para atingir a maturação necessária à produção de hidrocarbonetos. Assim, as formações geológicas ditas de Cabaços e de Montejunto, de idade Oxfordiano superior, são as únicas que podem ser consideradas como verdadeiras rochas-mãe. Com efeito, trata-se das formações mais ricas em matéria orgânica cuja maturação foi determinada pelo poder reflector da vitrinite e pelo parâmetro Tmax da pirólise Rock-Eval. Os hidrocarbonetos produzidos (líquidos e gasosos) migraram para as armadilhas (estratigráficas ou mistas, provavelmente, induzidas pelo sal). Contudo, a partir do Miocénico formou-se uma zona de subdução, de tipo Benioff, ao longo do *offshore* profundo de Portugal e, em consequência, a margem divergente antes referida transformou-se em margem convergente. O regime tectónico predominante, que até então era distensivo, passou a compressivo. Este regime tectónico produziu um importante levantamento e uma erosão da bacia e, assim, as eventuais acumulações de hidrocarbonetos existentes foram destruídas e, aqueles, ter-se-ão dispersado. Com efeito, sob o ponto de vista petrolífero, podem considerar-se dois períodos críticos na Bacia Lusitânica. O primeiro corresponde à geração, migração e acumulação dos hidrocarbonetos nas armadilhas entretanto criadas. O segundo, corresponde à mudança de regime tectónico de distensivo para compressivo. Se o primeiro período permite a acumulação de hidrocarbonetos, quer dizer, a formação dum Sistema Petrolífero, o segundo, promove a destruição dos jazigos formados e uma subsequente dispersão dos hidrocarbonetos aí acumulados, quer dizer, a destruição do Sistema Petrolífero. Em outros termos, o *onshore* do sector Central da Bacia Lusitânica teve um Sistema Petrolífero entre

o Cretácico superior e o Miocénico. Todavia, depois do Miocénico, quando se iniciaram as inversões tectónicas, o Sistema Petrolífero foi, provavelmente, destruído, o que explica a grande quantidade de indícios de superfície.

Em conclusão, e se as hipóteses aqui avançadas não forem refutadas por novas observações geológicas (campo, sondagem, sísmicas), é evidente que se pode afirmar que a prospecção/pesquisa petrolífera feita até agora, a qual fundamentalmente testou armadilhas estruturais induzidas pela inversão tectónica miocénica (ou posterior), foi totalmente inadequada. Na realidade, estas armadilhas estruturais são largamente posteriores à migração dos hidrocarbonetos e, por conseguinte, a probabilidade de encontrar hidrocarbonetos (desmigrados) em quantidades económicas é praticamente nula. No entanto, não se pode excluir que se possam ainda encontrar hidrocarbonetos em quantidades talvez económicas (a carga das rochas-mãe é fraca) nas únicas armadilhas estratigráficas, ou mistas, adequadas, isto é, as de idade anterior à migração dos hidrocarbonetos (Cretácico superior).

ABSTRACT

The Lusitanian Basin is located in the western Portugal. Since the upper Triassic, the geological history of this basin is naturally linked with the tectonic and sedimentary processes associated with the opening of the North Atlantic Ocean. The break-up of the Pangea supercontinent and the subsequent dispersion of new-formed continents are at the origin of two main types of sedimentary basins overlapping the Palaeozoic substratum:

- (i) Rift-type basins, filled of reddish clastic deposits, poor in organic matter and with no generating hydrocarbon potential, and
- (ii) an Atlantic-type divergent margin.

These two types of sedimentary basins are separated by a major unconformity, which corresponds to the rupture of the lithosphere (break-up unconformity). This erosional surface is roughly coeval with the lava flows (subaerial volcanic crust), which precede the oceanization, that is to say, the formation of the ocean crust. In the diverging margin, there are two main sedimentary phases: (i) a transgressive phase, with a retrogressive geometry (backstepping), with a time duration extending until the Cenomanian / Turonian and (ii) a regressive phase, with a progradational geometry (forestepping), dating back to the post-Cenomanian, which fossilizes the previous one. A major downlap surface separates these phases of the post-Pangaea continental encroachment stratigraphic cycle, with a non-depositional hiatus increasing seaward. During the transgressive phase, the shelf (platform) of the divergent margin expanded enough. At the transgression peak, the shoreline was probably located hundreds of kilometres landward of the shelf break. Contrariwise, during the regressive phase, as suggested by its progradational or forestepping geometry, after a certain amount of progradation, the margin became without shelf, since the depositional coastal break (roughly the shoreline) became coincident with the shelf break. In the transgressive phase, two major landward shifts of the coastal onlaps (two transgression peaks), emphasizing two eustatic highs, occurred: Oxfordian/Kimmeridgian, and Cenomanian /Turonian. These shifts of the coastal deposits created starved conditions, on the distal parts of the shelf, favouring production and preservation of organic matter (marine type

II, and continental dispersive type III). Thus, the potential source rocks are Oxfordian / Kimmeridgian and Cenomanian/Turonian in age.

The complex tectonic and stratigraphic evolution of the basin individualized three main sectors (North, Central and South), which boundaries correspond to major tectonic events. Each sector has distinctive facies, stratigraphic columns, and organic matter maturation levels. The organic matter of Cenomanian/Turonian potential source rocks is immature in all sectors of the basin. On the contrary, the organic matter of Oxfordian/Kimmeridgian potential source rocks reached maturation in the Central sector of the basin. Therefore, but the Cabaços and Montejunto formations (Upper Oxfordian) can be considered as source rocks. Indeed, these geologic formations are the richest in organic matter (high TOC), and their organic matter reached the oil and gas window, as suggested by vitrinite reflectance and Tmax parameter of Rock Eval pyrolysis. The hydrocarbons produced (liquid and gaseous) migrated to stratigraphic, morphologic (by juxtaposition) and salt-induced traps. However, as in Miocene, a Benioff-type subduction zone developed along Portugal deep offshore, the Lusitanian divergent margin became convergent. The pristine predominant extensional tectonic regime change into compressional. Uplift and erosion took place destroying eventual hydrocarbon accumulations and dispersing upward the hydrocarbons. Admittedly, at hydrocarbon standpoint, two critical complex geologic events must be considered. The first one corresponds to generation, migration and accumulation of hydrocarbons in extensional-dominated traps. The second corresponds to the change in tectonic regime (extensional to compressional). If the first event allowed the formation of a Petroleum System, the second created a lot of structural traps but it favoured the devastation of trapping with dispersion of hydrocarbons (annihilation of the Petroleum System). In other words, between the Upper Cretaceous and Miocene, the Central sector of the Lusitanian Basin had a Petroleum System. However, in Miocene, since the onset of the tectonic inversion, the Petroleum System was destroyed creating, in surface, a lot of oil seepages.

In conclusion, if the advanced conjectures are not refuted by new geological data (field, drilling or seismic), it can be hypothesized that the hydrocarbon exploration carried out till now, which basically tested post-inversion structural traps, was inadequate. In fact, the probability of finding economic accumulation in dismigrated hydrocarbons in such a young structural traps, formed largely after the migration of

hydrocarbons (Upper Cretaceous), is practically nil. Nevertheless, one should not exclude the possibility of still find small amounts of hydrocarbons (the charge of the source rocks is quite weak) in pre-Upper Cretaceous stratigraphic or mixed traps, since they are older than the migration of hydrocarbons.

RÉSUMÉE

Dès le Triassique supérieur que le Bassin Lusitanien, situé sur le bord occidental du Portugal continental, est très étroitement lié aux processus tectoniques et sédimentaires associés à l'ouverture de l'Atlantique Nord. La fragmentation du supercontinent Pangée et la dispersion des continents qui venaient juste de se former tout récemment ont fait en sorte que le Bassin Lusitanien montre deux principales sortes de bassins sédimentaires sur le substrat Paléozoïque :

(i) des bassins rift, formés de dépôts clastiques rougeâtres qui sont pauvres en matière organique ; c'est-à-dire, sans le potentiel pour produire du pétrole ; et

(ii) une marge divergente du type Atlantique (classification de A. Bally, 1980).

Ces deux types de bassins sédimentaires sont séparés par une discordance majeure qui correspond à la rupture de la lithosphère. Cette discordance (surface d'érosion) est survenue presque en même temps que l'implémentation de du volcanisme subaérien qui a précédé l'océanisation; c'est-à-dire, la formation de la croûte océanique.

Il y a deux principales phases sédimentaires qui sont mises en évidence pour la marge divergente. Sur la base, une phase transgressive avec une géométrie en rétrogression, qui va pratiquement jusqu'au Cénomaniens – Turonien. Cette phase transgressive est fossilisée par une phase régressive avec une géométrie progradante qui remonte à la période après le Cénomaniens. Une surface de progradation de base sépare les deux phases sédimentaires du cycle stratigraphique de la progression continentale après la Pangée ; c'est-à-dire que l'hiatus entre les phases transgressive et régressive augmente à mesure que l'on avance vers la mer. Durant la phase transgressive, la marge divergente avait une plateforme continentale; c'est-à-dire, le littoral se situait à des centaines de kilomètres à l'est du bord du bassin (bord de la plateforme). D'autre part, durant la phase régressive, et tout comme l'indique sa géométrie progradante, à partir d'un certain moment, la marge divergente ne possède pas de plateforme continentale, ce qui veut dire que le littoral coïncidait pratiquement avec le bord du bassin. Durant la phase transgressive, il y eut deux principales dérives du littoral vers le continent (deux grandes transgressions), induites par deux hauts niveaux

eustatiques: l'un durant Oxfordien/Kimméridgien, et l'autre durant le Cénomaniens/Turonien. Ces dérives de littoral vers le ont créé les conditions idéales dans les parties distales de la plateforme continental pour la production et préservation la matière organique tant marine (type II) que dispersive continentale (type III). Ainsi, naturellement que les sédiments riches en matière organique (c'est-à-dire, de potentielles "roches mères") se trouvent tant dans l'Oxfordien/Kimméridgien que dans le Cénomaniens/Turonien.

Cependant, la complexe évolution tectonique et stratigraphique du bassin, qui tient compte de sa division en trois secteurs (Nord, Centre et Sud) qui sont limités par d'importants accidents tectoniques, se distinguent non seulement par les faciès et les intervalles sédimentaires présents dans chacun d'eux, mais aussi par le niveau d'évolution atteint par la matière organique. La matière organique des potentielles "roches mères" du Cénomaniens/Turonien est immature dans tous les secteurs du bassin. Quant aux potentielles "roches mères" de l'Oxfordien/Kimméridgien, ce n'est que dans le secteur central qu'il y avait de la matière organique enfouie assez profondément pour atteindre la maturation nécessaire à la production hydrocarbures. Donc, les dénommées formations géologiques de Cabaços et Montejunto, de l'Oxfordien supérieur, sont les seules qui peuvent être considérées de vraies "roches mères". En effet, ces formations sont les plus riches en matière organique dont la maturation fut déterminée par le facteur de réflexion de vitrinite et par le paramètre Tmax pour la pyrolyse Rock Eval. Les hydrocarbures (liquides et gazeux) produits migrés vers des pièges (stratigraphiques, mixtes ou structurels induits par le sel). Cependant, à partir du Miocène, il se peut qu'une zone de subduction du type Benioff se soit formée dans les profondeurs le long de la côte du Portugal, et, par conséquent, la susdite marge divergente est devenu une marge convergente. Le régime tectonique prédominant, qui fut distensif jusqu'à ce moment-là, est devenu compressif. Ce régime tectonique, qui a produit major une importante levée du bassin et de l'érosion sur celui-ci, peut avoir détruit d'éventuelles accumulations d'hydrocarbures existants, et ceux-ci peuvent avoir été dispersés. En effet, du point de vue pétrolier, on peut considérer deux moments / périodes cruciaux pour le Bassin Lusitanien. Le premier correspond à la production, migration et accumulation d'hydrocarbures dans les pièges qui furent créés pendant ce temps. Le deuxième correspond au changement de régime tectonique, du distensif au compressif. Si la première période tient compte de

l'accumulation d'hydrocarbures (c'est-à-dire, la formation d'un Système Pétrolier), la deuxième encourage la destruction de dépôts formés, et la subséquente dispersion des hydrocarbures qui s'y sont accumulés (c'est-à-dire, la destruction du Système Pétrolier). En d'autres mots, l'onshore du secteur central du Bassin Lusitanien a déposé un Système Pétrolier entre le Crétacé supérieur et le Miocène. Toutefois, après le Miocène, depuis le début des inversions tectoniques, il est probable que le Système Pétrolier ait été détruit, ce qui explique la grande quantité d'indications se rapportant à la surface.

En conclusion, et si les hypothèses avancées ci-dessus ne sont pas réfutées par de nouvelles observations géologiques (terrain, sondage ou sismiques), on peut évidemment affirmer que la prospection/exploration pétrolière effectuée jusqu'à maintenant, qui a essentiellement testé les pièges structurels causés par l'inversion tectonique Miocénique (ou plus tard), fut inadéquate. Effectivement, ces pièges structurels surgissent largement après la migration d'hydrocarbures et, par conséquent, la probabilité de trouver des hydrocarbures (démigrés) en des quantités économiquement viables est pratiquement zéro. Cependant, nous ne devons pas exclure la possibilité de trouver encore des hydrocarbures en des quantités qui puissent être viables (la charge organique des "roches mères" est faible) dans les seuls pièges stratigraphiques ou mixtes, c'est-à-dire, ceux qui sont plus anciens que la migration des hydrocarbures (Crétacé supérieur).

AGRADECIMENTOS

A elaboração e execução de um trabalho, tal como o conducente a umas provas de doutoramento, embora com largos períodos de trabalho individual é, sem dúvida, também ele profundamente marcado pela solidariedade e apoio das mais diversas pessoas e entidades. Assim, quero aqui expressar o meu mais sincero agradecimento:

- Ao Professor Doutor Manuel João Lemos de Sousa que, desde o longínquo ano de 1988, me acolheu na sua equipe de investigação e me sugeriu os temas dos trabalhos de investigação que desenvolvi desde então. A confiança que, desde a primeira hora, em mim depositou e o incentivo constante constituem uma marca indelével da sua orientação.

- Ao Professor Doutor Carlos Cramez de quem recebi numerosos e importantes ensinamentos sobre a Geologia do Petróleo em geral e sobre prospecção geofísica e interpretação de perfis geofísicos em particular. Quero ainda agradecer a forma francamente acolhedora, à boa maneira transmontana, como me recebeu durante um estágio efectuado na Suíça.

- Aos elementos dos então Gabinete / Núcleo para a Pesquisa e Exploração de Petróleo (GPEP / NPEP), Dr.^a Teresinha Abecassis e demais elementos da sua equipe pela colaboração e auxílio prestado ao longo da elaboração do presente trabalho. São devidos, ainda, especiais agradecimentos à Dr.^a Teresinha Abecassis, pela autorização para a consulta, posterior selecção e cedência oficial das linhas sísmicas em arquivo naquela entidade, algumas das quais foram por nós interpretadas e integram o presente trabalho.

- Ao Professor Doutor Jean-Robert Disnar e colaboradores, da Unidade de Investigação UMR 6113 do CNRS, Institut des Sciences de la Terre, Universidade de Orleães, França pela solicitude e rapidez com que se efectuaram algumas das análises de pirólise Rock-Eval nos laboratórios daquela unidade de investigação e que constam deste trabalho.

- Aos sucessivos Presidentes da Direcção do Departamento de Geologia, cujo mandato decorreu durante a realização deste trabalho, quero aqui expressar o meu agradecimento pelas facilidades concedidas.

- Ao Ary, companheiro de longa data, desde o tempo em que um era professor e outro aluno, agradeço a certeza da sua amizade. Com ele, desde os primeiros trabalhos na "BCD", fui aprendendo a olhar para a geologia de outro modo. Agradeço ainda a disponibilidade constante e as palavras amigas com que me foi brindando ao longo do tempo.

- Às minhas antigas professoras Manuela Marques e Deolinda Flores, colegas de equipa no GIPEGO, agradeço a iniciação nos estudos de microscopia da matéria orgânica. Agradeço-lhes, ainda, terem desenvolvido trabalhos, durante a regência das disciplinas de Estágio e de Seminário (do último ano da Licenciatura em Geologia), utilizando amostragem da nossa área de estudo.

- À D. Manuela Tavares, amiga desde a primeira hora, a quem agradeço a, já habitual, eficiência colocada na revisão das referências bibliográficas que constam deste trabalho. Agradeço, ainda, todo o auxílio que, em diferentes momentos, me disponibilizou.
- Ao Benedito e ao Zé Pedro, com quem partilhei muitas das agruras deste percurso, deixo aqui expressa a minha solidariedade.
- Aos amigos Higino Tavares, Rui Silva e Paulo Campinho, que me auxiliaram na execução da amostragem.
- Aos alunos de Estágio e Seminário, António José Barra, Raul Alves Xastre, Nuno Miguel Ferreira e Paulo Ricardo Rodrigues, cujo auxílio na preparação de muitas das amostras foi fundamental.
- A todos os meus alunos, destes quase vinte anos de docência universitária, agradeço a amizade, o apoio e a disponibilidade demonstrada em cada momento sempre que solicitados para a realização das mais diversas tarefas. Este trabalho, acreditem, também é Vosso.
- Aos colegas e amigos do Departamento de Geologia da FCUP que sempre nos motivaram aqui expreso o meu reconhecimento.
- A todos os meus amigos, dos mais diversos quadrantes, quero, simplesmente, agradecer o facto de, um dia, os nossos caminhos se terem cruzado, permitindo que se tenha partilhado, ora curtos ora longos, percursos comuns.

1. INTRODUÇÃO

“ *Sapere aude* ” (1)

A narração bíblica do dilúvio apresenta uma das primeiras referências à utilização de materiais fósseis, de origem orgânica, obtidos na Natureza. Assim, a arca, onde se supõe terem sido transportados os animais por Noé, foi revestida por um betume, tanto no seu isolamento interior como nas juntas da madeira que compunham o seu exterior. Esta prática, de calafetagem das embarcações, era comum entre praticamente todos os povos que viviam em torno do mar Mediterrâneo, tendo sido mais tarde alvo de grande aperfeiçoamento por parte dos portugueses na época das descobertas.

A procura de petróleo por meio de sondagens, ainda que muito rudimentares, constitui uma técnica aplicada pela civilização chinesa muito antes da era cristã. Inicialmente, eram usados tubos em cana de bambu, encastrados uns nos outros. Só alguns séculos mais tarde, os mesmos chineses terão passado a utilizar outros materiais, entre os quais se destacam tubos produzidos em bronze.

Diversas utilizações, como por exemplo a produção de produtos farmacêuticos durante a Idade Média, precederam a grande corrida ao ouro negro que se despoletou, durante o século XIX, alguns anos após o início da era industrial.

¹ *Ousa saber*

1. INTRODUÇÃO

1.1. Objectivo do trabalho

A matéria orgânica fóssil é um constituinte habitual das rochas sedimentares, embora se apresente com um teor relativamente reduzido, regra geral inferior a 0,5%. Contudo é esta mesma matéria orgânica que está na origem das acumulações de hidrocarbonetos.

Uma rocha, com potencial para gerar hidrocarbonetos, pode ser caracterizada como sendo constituída, geralmente, por sedimentos de grão fino e com um teor em matéria orgânica suficientemente elevado para que, em condições favoráveis de evolução geoquímica, esta se possa transformar nos referidos hidrocarbonetos. Estas rochas, que podemos designar como rochas-mãe, apresentam, contudo, heterogeneidades muito importantes como sejam, por exemplo, a natureza da matéria orgânica que contêm, a variação do teor em carbono de origem orgânica, ou as variações de distribuição da matéria orgânica não só a nível estratigráfico (variação vertical), mas também dentro do mesmo nível estratigráfico (variação lateral).

O trabalho por nós desenvolvido sobre uma bacia sedimentar portuguesa do Mesozóico, a Bacia Lusitaniana, tem como objectivo principal a reavaliação do potencial petrolífero do *onshore* da mesma. Assim, a reavaliação foi efectuada à luz do conceito moderno de Sistema Petrolífero e utilizando a metodologia hipotético-dedutiva. Deste modo, para o efeito, promovemos a revisão e síntese crítica da literatura (publicações e relatórios) existentes sobre a bacia de modo a permitir a concepção de um modelo genético-evolutivo geral. Este modelo foi, subsequentemente, testado a partir da análise de pormenor das características adequadas e dos métodos analíticos correlativos, de modo a que o modelo pudesse ser corroborado ou refutado.

Nos termos apontados, a análise de pormenor incidiu nos seguintes aspectos:

- identificação de rochas com características adequadas para serem consideradas como rochas-mãe. De facto, a existência de ambientes de deposição muito diversos, por vezes fortemente condicionados por uma evolução tectonostratigráfica bastante dinâmica, faz com que ocorra uma grande variedade de litologias, algumas das quais com potencialidades para evoluírem para rochas-mãe;
- caracterização da matéria orgânica presente quanto à sua origem. Embora a bacia em estudo seja, claramente, uma bacia formada em ambiente do tipo marinho, nalguns sectores, admite-se que a influência de sedimentos transportados a partir do continente foi bastante significativa. Assim, é comum, presenciarmos, na mesma formação, a coexistência de matéria orgânica sedimentar fóssil de natureza marinha, com matéria orgânica de origem continental;
- determinação do grau de maturação atingido pelas rochas identificadas com potencial para a produção de hidrocarbonetos. A complexa história da Bacia Lusitaniana permite que a mesma formação, localizada em distintos sectores da mesma, possa ter evoluído de forma manifestamente diferenciada apresentando, conseqüentemente, graus de maturação diversos;

Com vista ao desiderato em questão, foram seleccionadas e amostradas várias sondagens, realizadas anteriormente, em diversos pontos da bacia, para trabalhos de prospecção / pesquisa de hidrocarbonetos. Às amostras, após a adequada preparação laboratorial, foram aplicadas diferentes técnicas analíticas de estudo, nomeadamente do âmbito da petrografia / petrologia orgânica e da geoquímica orgânica / pirólise Rock-Eval. Além destes estudos, também se analisaram e interpretaram vários perfis geofísicos / linhas sísmicas.

1.2. Apontamento histórico sobre os trabalhos de “prospecção” de hidrocarbonetos *l.s.* efectuados na Bacia Lusitaniana

A história da prospecção de hidrocarbonetos em Portugal (Gomes 1981, Carvalho 1983) ter-se-á iniciado em meados do século XIX. Data de 1844 uma das primeiras referências à existência de hidrocarbonetos no nosso território. No lugar designado Canto de Azeche, em São Pedro de Muel, entre 1844 e 1861 foram exploradas areias asfálticas.

Cerca de sessenta anos mais tarde, em 1904, realiza-se a primeira sondagem no lugar das Sismarias, concelho de Monte Real. Esta sondagem, dados os condicionamentos técnicos dos métodos de perfuração utilizados na altura, apenas conseguiu atingir a profundidade de 58 metros.

Em 1907 existiam 215 pedidos de registo de concessão para a realização de trabalhos de pesquisa e prospecção. Estes pedidos estavam todos confinados à região de Monte Real e de Torres Vedras.

Entre 1906 e 1912 foram executadas quatro sondagens, todas na região de Torres Vedras, com profundidades que variaram desde os 200 até aos 722 metros. Estas sondagens forneceram indícios de petróleo e gás que foram, na altura, considerados bastante prometedores.

Entre 1928 e 1929, na região de Monte Real, realizaram-se seis sondagens, também com profundidades variáveis e que forneceram alguns bons indícios em hidrocarbonetos.

Em 1937 é concedido a dois ingleses, através do alvará 2.138, uma área com mais de 22.000 km², correspondendo à quase totalidade do onshore da Bacia Lusitaniana e da Bacia Algarvia. Esta concessão, que mudou várias vezes de mão, permaneceu em vigor até 1969, na posse da então denominada Companhia Portuguesa dos Petróleos (CPP). Durante este longo período, na Bacia Lusitaniana, realizaram-se mais de 60 sondagens (cerca de metade com uma profundidade superior a 500 m) e 4.000 km de perfis sísmicos.

Em 1973 assinam-se os primeiros contratos para concessões na plataforma continental. Foram então realizadas, no offshore da Bacia Lusitânica, 14 sondagens profundas (com profundidade variando entre 2500 a 4000 metros) e mais de 20.000 km de sísmica marinha. O último destes contratos expirou em 1979.

A partir do início da década de oitenta do século passado, até aos dias de hoje, a pesquisa diminui de intensidade. Registe-se a realização de onze sondagens no offshore da Bacia Lusitânica, 4.000 km de perfis de sísmica na plataforma continental pouco profunda e cerca de 2.000 km de perfis sísmicos realizados no onshore.

Nos últimos anos, os trabalhos de prospecção têm-se concentrado nas áreas da plataforma continental de maior profundidade.

Apesar da realização deste número considerável de trabalhos de pesquisa, continuam por esclarecer, de forma inequívoca, alguns aspectos, talvez dos mais importantes, relacionados com as potencialidades da Bacia Lusitânica para a produção de hidrocarbonetos.

É intenção deste trabalho procurar responder ou, no mínimo, ajudar a clarificar, algumas das questões que permanecem em aberto, designadamente através da tentativa de definição de “*um*” Sistema Petrolífero (veja-se capítulo 6) ou, mais correctamente, “*do*” Sistema Petrolífero da Bacia Lusitânica, nas suas diferentes componentes.

Por razões de ordem prática e metodológica o presente trabalho diz respeito apenas ao onshore da bacia em estudo, muito embora estejamos convencidos que não haverá diferenças substanciais em relação ao seu offshore já que interpretamos a Bacia Lusitânica – até pelas suas reduzidas dimensões espaciais relativas – como um todo, marcado pela mesma complexa história geológica geral, intimamente relacionada com um período tão marcante da História da Terra: a ruptura do super-contidente Pangea e a abertura do Oceano Atlântico, seguida de subsequente inversão / encurtamento que dura até aos nossos dias.

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA BACIA LUSITANIANA

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA BACIA LUSITANIANA

2.1. Introdução

A Bacia Lusitaniana¹ é uma das duas grandes unidades tectonostratigráficas, de idade mesozóica, que se individualizam no território de Portugal Continental. Esta bacia relaciona-se com a abertura do Atlântico Norte, em consequência do afastamento que se verificou entre o continente norte-americano e o continente europeu aquando da rotura verificada com a fragmentação do supercontinente Pangea.

A Bacia Lusitaniana, de orientação sensivelmente N-S, desenvolve-se ao longo de uma extensão aproximada de 225 km, tendo de largura cerca de 70 km. Os seus limites geográficos são o Maciço Hespérico a oriente, materializado geologicamente por um complexo conjunto de falhas (Porto – Tomar, Arrife – Vale Inferior do Tejo, Setúbal – Pinhal Novo) e o *horst* da Berlenga a ocidente, materializado por uma falha entre o arquipélago da Berlenga e a Península de Peniche. Para Norte, a bacia está limitada por uma passagem em “*échelon*”, para a Bacia do Porto. O seu limite a Sul corresponde à elevação do soco que se verifica para Sul da Serra da Arrábida (Ribeiro *et al.* 1996).

Os sedimentos que se acomodaram nesta bacia reflectem, por um lado as litologias dominantes na fonte de alimentação e, por outro, factores de natureza morfo-climática, tais como o clima, o regime de transporte e a correspondente posição do nível eustático.

Dentro da Bacia Lusitaniana, baseados em critérios tais como as variações de fácies e a espessura das unidades litoestratigráficas de idade jurássica inferior (Rocha *et al.* 1990), individualizaram três sectores que coincidem, grosso modo, com sectores tectónicos bem delimitados. Trabalhos posteriores (Ribeiro *et al.*,

(¹) Autores há que têm usado a designação de “Bacia Lusitânica” para esta entidade geológica.

1996) retomam esta divisão em três sectores precisando, contudo, o limite Sul de um deles. Assim temos:

- Sector Norte, localizado para Norte da falha da Nazaré;
 - Sector Central, localizado entre a falha da Nazaré e a falha do Vale do Tejo;
- Tejo;
- Sector Sul ou sector da Arrábida, localizado entre a falha do estuário do Tejo e a falha da Arrábida.

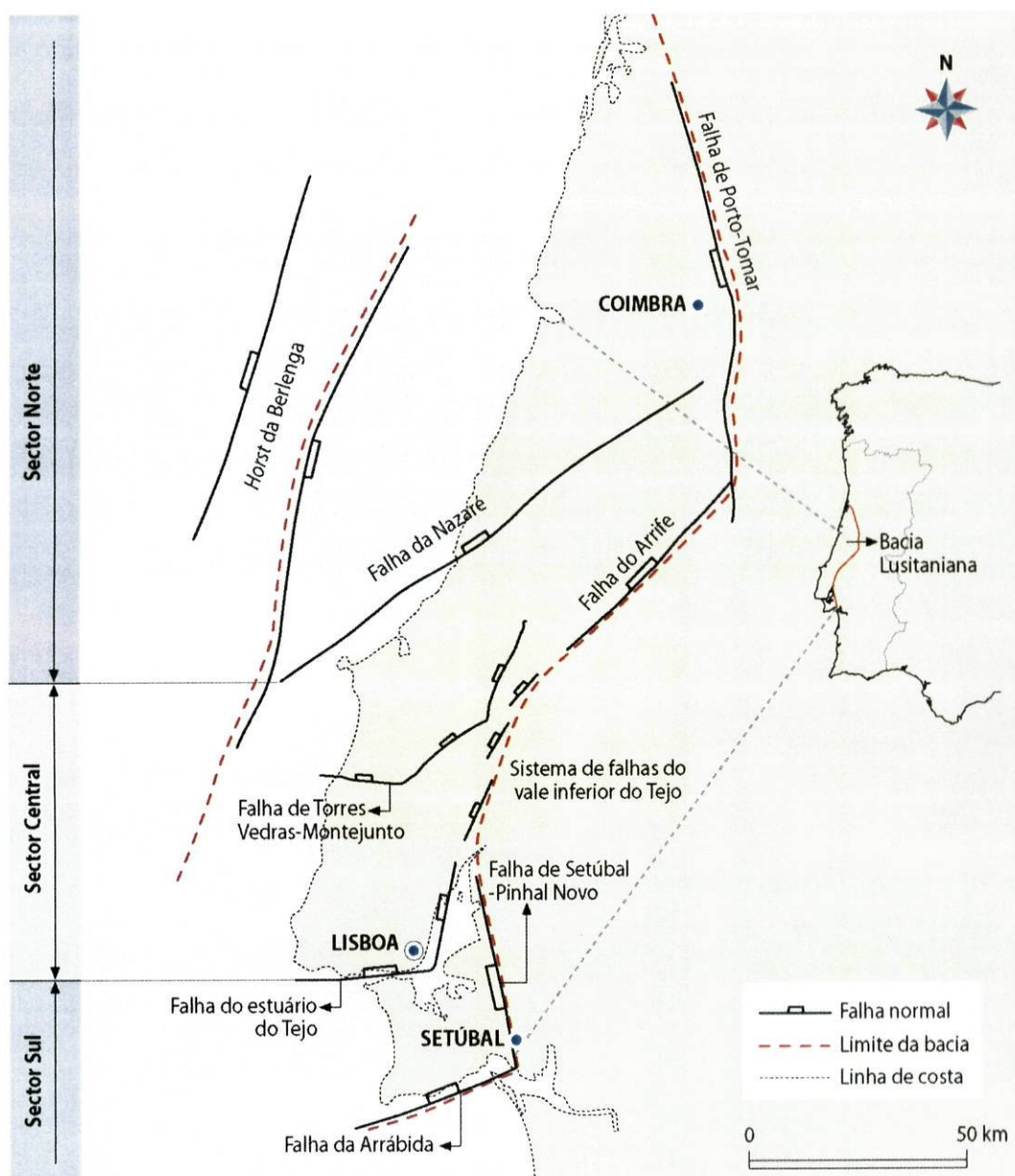


Figura 2.1 – Divisão da Bacia Lusitaniana em três sectores e respectivos limites (segundo Ribeiro *et al* 1996)

2.2. Enquadramento estratigráfico

As diferentes unidades litoestratigráficas, nem sempre presentes em todos os sectores, ora apresentando variações de espessura, ora de fácies, são as que, de forma resumida, se ilustram na figura 2.2., adaptada de quadro produzido pelo então Gabinete para a Pesquisa e Exploração do Petróleo (GPEP) e complementado com trabalhos de outros autores (Rocha *et al.* 1986, Rasmussen *et al.* 1998, Rey 1999 e Kullberg 2000).

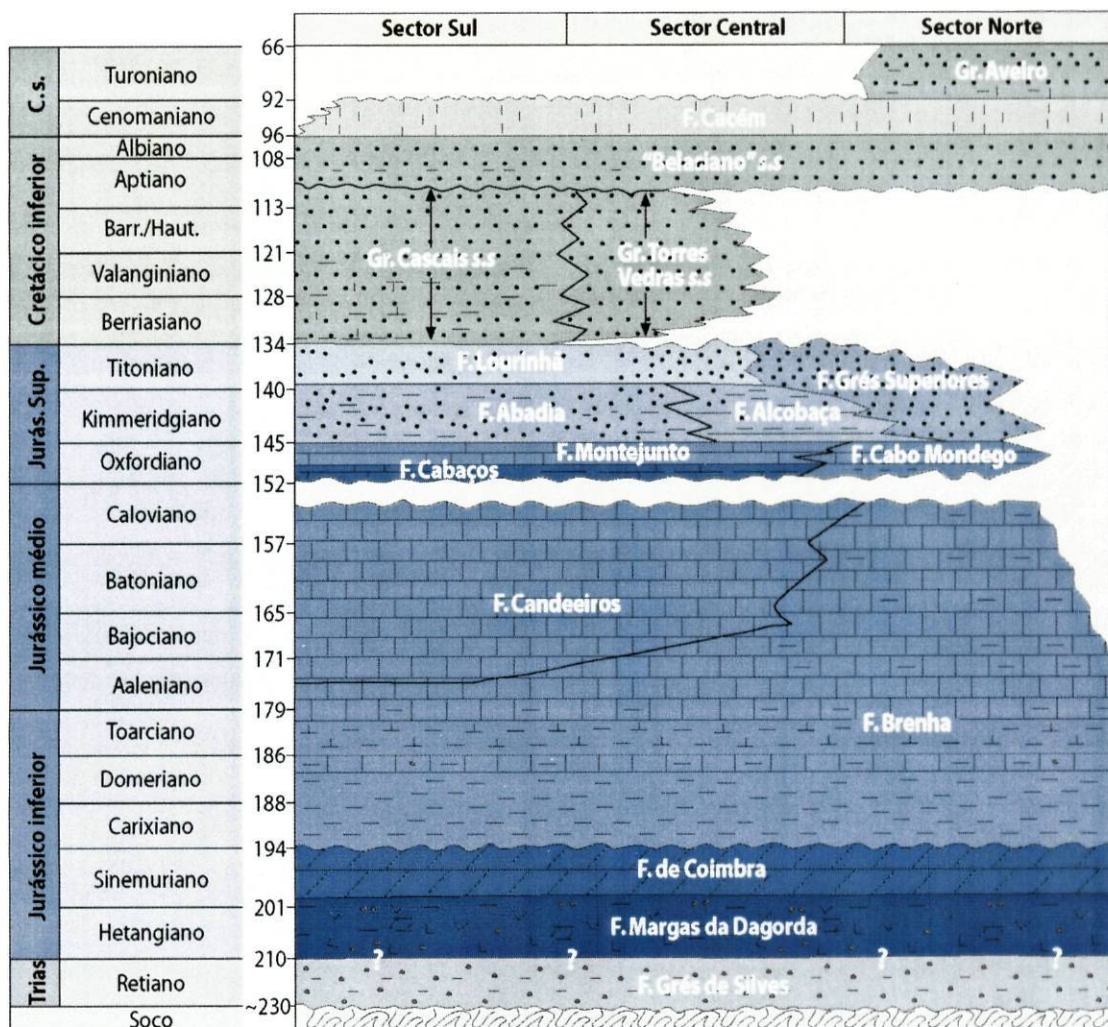


Figura 2.2 – Unidades litoestratigráficas da Bacia Lusitaniana (segundo Rocha *et al.* 1986, Rasmussen *et al.* 1998 e Rey 1999).

Trabalhos há que apresentam registos estratigráficos muito mais pormenorizados para a bacia. Contudo, o pormenor apresentado no quadro anterior, fundamentando-se, essencialmente, nas unidades sismoestratigráficas definidas com base nos perfis de sísmica de reflexão, e tendo em consideração a índole do presente trabalho, afigura-se-nos com o grau de pormenorização e individualização suficiente para os fins em vista.

Como é natural, desde os primeiros trabalhos desenvolvidos por Paul Choffat, até trabalhos muito mais recentes, a definição das diferentes unidades litoestratigráficas da bacia tem evoluído, embora sem obtenção de consenso, entre os diferentes autores. Em síntese e em relação às unidades patentes na figura 2.2 temos, da base para o topo, o seguinte:

i) Grés de Silves (Choffat, 1887) – Triásico Superior

Estes sedimentos constituem a base da Bacia Lusitaniana e correspondem a depósitos de natureza detrítica, siliciclástica, formados num alargado sistema de leques aluviais, com direcção média de transporte de Este para Oeste (Rocha *et al.*, 1996). Na fase inicial, estes depósitos preencheram os relevos residuais, sobretudo ao longo de canais, do Maciço Hespérico pelo que a sua espessura é muito variável.

ii) Margas da Dagorda (Choffat, 1892) – Hetangiano

Trata-se de uma formação de carácter evaporítico, também com espessura muito variável, sendo a principal responsável pela ocorrência do diapirismo que se verifica ao longo da Bacia Lusitaniana. Após a deposição da formação dos Grés de Silves, o ambiente de natureza continental vai dando lugar a um ambiente de deposição em planície aluvial com intrusões marinhas episódicas. Este novo ambiente, acompanhado de um aumento, por vezes significativo, da subsidência, permite a deposição de materiais de natureza evaporítica. Estes materiais (com predomínio de gesso e de sal gema), dada a sua baixa densidade e baixa ductilidade sofreram migrações, tanto no sentido vertical como no sentido horizontal, pelo que, na maior parte das situações, poderão não ocupar

actualmente a sua posição estratigráfica original. Além disto, o fenómeno de migração contribuiu para as grandes variações laterais que esta formação apresenta. Nalguns pontos da bacia, a espessura desta formação é muito reduzida, ou mesmo nula, e, nas áreas diapíricas a espessura poderá atingir centenas ou mesmo milhares de metros. Quando a migração é mais acentuada, permitindo a deslocação praticamente na totalidade da formação evaporítica, pode acontecer que a unidade dos Grés de Silves chegue a estar em contacto directo com a formação estratigraficamente superior à formação das margas da Dagorda.

É, ainda, de salientar a importância que as formações ricas em sal podem ter na maturação da matéria orgânica. De facto, a elevada condutividade térmica do sal faz com que uma rocha-mãe que se encontre nas suas proximidades apresente um estado de evolução diferente do que a mesma rocha-mãe quando em contacto com outros tipos de litologias.

Uma outra característica, com alguma relevância, desta unidade prende-se com o magmatismo que é contemporâneo da sua génese. Na Bacia do Algarve são bem conhecidas as escoadas basálticas sinsedimentares com esta mesma formação (Rocha 1979). Contudo, na Bacia Lusitaniana a única ocorrência de magmatismo eruptivo é dada pelo “Complexo Vulcano-sedimentar”, no qual rochas ígneas de natureza toleítica vão alternando com tufos vulcânicos argilosos e com pelitos ricos em gesso e dolomitos, tal como se verifica na região de Sesimbra, no sector Sul da bacia (Martins 1991).

iii) Camadas de Coimbra (Choffat 1880) – Sinemuriano

Esta unidade, a primeira verdadeiramente carbonatada, é constituída por dolomitos, calcários dolomíticos e calcários, reflectindo quer o ambiente marinho em que se depositou, quer um aumento progressivo da profundidade de deposição. A evolução da bacia durante o Sinemuriano faz com que se evidencie alguma assimetria de fácies entre os bordos Este e Oeste. Assim, as fácies dolomíticas estão melhor representadas a Este, ao passo que no bordo Oeste dominam as fácies carbonatadas. A espessura desta unidade é muito variável, sendo progressivamente mais espessa de Este para Oeste, o que reflecte a sua deposição numa rampa homoclinal, inclinando para Oeste. Comparando os dados

de sondagens realizadas em *offshore* (a Oeste) com os de sondagens realizadas em *onshore* (a Este), verifica-se que a espessura aproximada desta formação apresenta um valor médio de cerca de 400 metros registado nas sondagens do *Offshore* e um valor médio de cerca de 250 metros nas sondagens do *Onshore*.

- iv) Formação da Brenha (De Meijer & Witt, 1974 *in* Witt, 1977) – Pliensbaquiano a Caloviano
Formação de Candeeiros (Matos & Witt, 1976 *in* Witt, 1977) – Aaleniano a Caloviano

A Formação da Brenha assenta em discordância, em toda a bacia, sobre a formação descrita anteriormente. Os sedimentos que compõem esta unidade são, na base, essencialmente constituídos por margas e calcários margosos. À medida que a sedimentação vai prosseguindo, já no Aaleniano, predominam calcários margosos que, no Bajociano, passam a calcários compactos.

Esta formação, na parte mais oriental dos sectores Central e Sul da bacia, diferencia-se, a partir do Aaleniano, na Formação de Candeeiros que apresenta um limite inferior diacrónico desde o Bajociano (Rugot-Perrot, 1961). A distinção entre estas duas unidades é consequência da sua deposição em distintos ambientes de sedimentação. Assim, a Formação da Brenha corresponde a um ambiente de rampa carbonatada externa, de águas profundas, sendo frequentes as faunas de amonites e, a Formação de Candeeiros, corresponde a um ambiente de rampa carbonatada interna de pequena profundidade.

- v) Formação de Cabaços (Choffat, 1983) – Oxfordiano médio

Trata-se de uma formação onde os calcários são betuminosos, apresentando, com alguma frequência, níveis com lignite. Assenta, genericamente, em ligeira discordância angular sobre as formações da Brenha e de Candeeiros. Trata-se de uma formação que se encontra representada apenas nos sectores Central e Sul da Bacia Lusitânica.

No sector Central, onde é melhor conhecida, a sua deposição deu-se em ambiente lacustre na região mais a norte (na área entre Alcobaça e Pombal) e, em ambiente de transição entre um meio lacustre com salinidade variável e um meio

marinho, na região mais a sul (na área entre Montejunto e Torres Vedras) (Wright 1985).

vi) Formação de Montejunto (Choffat, 1887) – Oxfordiano médio a Oxfordiano superior

Trata-se de uma formação depositada em ambiente marinho de plataforma carbonatada interna, de pequena profundidade e, esporadicamente, afectada por influências de materiais argilosos. É composta por calcários micríticos compactos com algumas intercalações margosas.

Esta formação não ocorre no sector Norte da bacia. A espessura, muito variável, pode ser da ordem dos 200 a 500 metros quando depositada sobre blocos basculados limitados por falhas. As maiores espessuras que apresenta, variando entre 500 a 1500 metros, correspondem à deposição em sub-bacias caracterizadas por forte subsidência em consequência, muito provavelmente, do escape de materiais evaporíticos.

vii) Formação de Cabo Mondego (De Meijer & Witt, 1974 in Witt, 1977) – Oxfordiano médio a superior

O equivalente para o sector Norte da Formação de Montejunto é a Formação de Cabo Mondego. Esta formação, que assenta em discordância sobre a formação da Brenha, é composta por calcários margosos, com intercalações de calcários betuminosos, veios de material lignitoso e também material arenoso. Esta grande variabilidade litológica traduz um ambiente de deposição do tipo planície litoral variando lateralmente até uma plataforma carbonatada interna. A espessura desta formação, que é praticamente constante em toda a sua extensão, é da ordem dos 250 metros.

viii) Formação de Abadia (Choffat, 1885-88) – Kimmeridgiano

Trata-se de uma formação predominantemente detrítica, composta por margas, onde aparecem intercalados níveis de arenitos grosseiros e, por vezes, mesmo de conglomerados. Na Bacia Lusitaniana está representada nos sectores Central e Sul da bacia, entre as falhas de Torres Vedras / Montejunto e a da

Arrábida e corresponde a um ambiente de deposição do tipo rampa submarina em sistema progradante (Ellwood, 1987). No sector Norte, esta formação, não se encontra representada

Apresenta uma espessura muito variável que, por vezes, ultrapassa, tal como na sondagem Sobral-1, os 1000 metros.

ix) Formação de Alcobaça (Choffat, 1885-88) – Kimeridgiano

Para Norte da falha Torres Vedras / Montejunto, a formação de Abadia tem como equivalente lateral a Formação de Alcobaça. As litologias que a compõem são margas, mais ou menos arenosas, e margas e calcários detríticos. Estes materiais depositaram-se num ambiente de plataforma siliciclástica-carbonatada de profundidade reduzida.

x) Formação de Lourinhã (Hill, 1988) – Titoniano

Trata-se de uma formação que está representada em parte do sector Central (sub-bacia de Arruda) e no sector Sul. É composta, essencialmente, por unidades detríticas de fácies marinha de pequena profundidade, com algumas intercalações de unidades carbonatadas, que são mais frequentes na região de Torres Vedras. A espessura típica desta formação, medida na sondagem Ramalhal-1 (Rocha *et al.*, 1996), é da ordem dos 630 metros.

A designação de Formação da Lourinhã, introduzida por Hill (1988), tem sido utilizada, no sector Central da Bacia Lusitaniana, para substituir a designação de Grés Superiores.

xi) Grés Superiores (Choffat, 1882) – Kimmeridgiano a Titoniano

Os Grés Superiores são, em parte do sector central e no sector Norte, o equivalente da formação da Lourinhã. Trata-se de uma formação constituída, quase exclusivamente, por arenitos com raros níveis de conglomerados ou de calcários margosos. Esta formação assenta em discordância sobre as formações de Cabo Mondego e de Alcobaça. O ambiente de deposição corresponde a um regime fluvial meandrizado, sobre planície aluvial e/ou deltaica de natureza mais

argilosa. A espessura desta formação é, regra geral, da ordem dos 500 a 600 metros (Rocha *et al.*, 1981).

xii) Grupos de Torres Vedras s.s. e de Cascais s.s. (Rey, 1992, 1993)
Berriasiano a Aptiano inferior

As formações presentes nestes grupos representam, na Bacia Lusitaniana, os sedimentos depositados durante o Cretácico inferior. A base destas formações é heterócrona sendo, progressivamente, mais moderna de Sul para Norte. A sua espessura, mais ou menos constante é, quase sempre inferior a 300 metros (vejam-se as sondagens realizadas na região do Barreiro).

Estas formações, embora melhor representadas pelas sondagens do sector Norte, estão melhor estudadas nos sectores Central e Sul da bacia uma vez que aí o Cretácico inferior aflora. Desta forma, é possível distinguir os dois grupos, quer em termos de localização geográfica, quer em termos de caracterização de fácies:

- no sector Central, aflora o Grupo de Torres Vedras, constituído por sedimentos siliciclásticos;
- no sector Sul, aflora o Grupo de Cascais, constituído por sedimentos detriticos alternando com níveis de natureza carbonatada.

xiii) Belasiano s.s. (Choffat, 1886) – Aptiano Superior a Albiano

As formações do Belasiano s.s. encontram-se representadas em toda a Bacia Lusitaniana, constituindo a unidade de base do Cretácico para Norte da falha da Nazaré (sector Norte da Bacia) e, também, na parte oriental do sector Central. O contacto desta unidade é discordante sobre as formações sobre as quais assenta, sejam eles do Cretácico inferior, do Triásico ou mesmo do soco hercínico (Dinis e Trincão, 1995; Rey *in* Rocha *et al.*, 1996). Esta discordância tem expressão quer a nível de blocos basculados no interior da bacia, quer ao nível cartográfico, acompanhando o rejuvenescimento e erosão do soco hercínico a Este e a Oeste, produzindo depósitos clásticos típicos de ambiente fluvial de alta energia. Contudo, os depósitos apresentam características correspondentes a distintos tipos de ambiente, tais como fluviais, estuarinos, costeiros ou lagunares,

produzindo essencialmente, e tal como seria expectável, sedimentos de fácies siliciclástica.

Do exposto, facilmente se depreende que, a espessura desta formação é muito variável.

xiv) Formação de Cacém (De Meijer & Witt, 1974, in Witt, 1977) –
Cenomaniano a Turoniano inferior

A nível global, esta formação corresponde aos sedimentos depositados durante o nível eustático mais elevado do Mesozóico. Trata-se de um nível eustático de 1ª ordem. A mudança de tendência, passando de transgressiva para regressiva, mais evidente a partir do Cenomaniano Superior, é de difícil precisão, dada a natureza dos depósitos que se produzem a partir daquele momento.

A sedimentação, praticamente em toda a bacia, é de fácies carbonatada, ocorrendo, contudo, pequenos domínios onde a influência detrítica é predominante, nomeadamente na parte mais a nordeste da bacia.

xv) Grupo de Aveiro (De Meijer, Matos & Witt, 1976, in Witt, 1977) –
Turoniano a Senoniano

Trata-se de uma formação confinada ao sector Norte da bacia, ocorrente nos arredores de Aveiro, dominando essencialmente na parte da plataforma continental.

É dominada por formações de carácter detrítico do tipo arenito, apresentando algumas intercalações de material carbonatado. A espessura é variável entre 150 e 260 metros.

xvi) Cenozóico indiferenciado

As formações de idade Cenozóica, presentes sobretudo no sector Norte e Sul da bacia, correspondem a uma grande variabilidade de fácies e, dado a sua reduzida importância, quer no contexto geral da bacia, quer no que à evolução da matéria orgânica e à prospecção de hidrocarbonetos diz respeito, não se afigura relevante a sua abordagem de forma demasiado pormenorizada, uma vez que se

trata de litologias nas quais a matéria orgânica se encontra ainda muito pouco evoluída.

2.3. Enquadramento estrutural

A Bacia Lusitaniana, tal como já referido, formou-se em distensão devido ao estiramento crustal despoletado com a fragmentação da Pangea e consequente abertura do oceano Atlântico.

São falhas normais, de orientação geral NNE-SSW e com enraizamento no soco hercínico, que controlam a formação das áreas principais de máxima sedimentação, os depocentros, no interior da bacia. Estas falhas absorveram grande parte da distensão mesozóica, distensão esta de orientação geral E-W (Ribeiro et al. 1996). Admite-se, ainda, que falhas subperpendiculares também tenham desempenhado algum papel durante esta fase distensiva tendo, também elas, acomodado alguma da deformação que então se verificou (Terrinha et al. 1996).

As falhas, de idade tardi-varisca, formaram-se durante o primeiro de dois episódios compressivos que se verificaram entre o final daquela orogenia e o Triásico (Ribeiro et al. 1979). Este episódio, datado entre os 280 ± 10 M.a. e os 300 ± 10 M.a., com a direcção principal da compressão orientada segundo N-S, permitiu a formação de dois sistemas de falhas conjugadas. Um sistema composto por desligamentos esquerdos, orientados segundo os azimutes NNE-SSW a ENE-WSW e, outro, composto por desligamentos direitos orientados segundo os azimutes NNW-SSE a NW-SE.

O outro episódio compressivo, com idade mais recente do que 280 ± 10 M.a. apresenta a direcção de compressão principal sensivelmente perpendicular à do primeiro episódio. Esta compressão é marcada por duas importantes ocorrências de natureza tectónica: a formação de uma zona de cisalhamento afectando o granito das Berlengas e a reactivação da falha Porto-Tomar com movimentação inversa.

Os dois episódios referidos terão ocorrido, provavelmente, após a estruturação dos últimos terrenos de idade hercínica, mas antes da deposição das primeiras formações do Triásico superior. Estes terrenos, que constituem os primeiros depósitos de idade Mesozóica e, conseqüentemente, a base da Bacia Lusitaniana, não apresentam sinais de terem sido afectados por aqueles episódios de deformação.

Assim, a assinatura estrutural da Bacia Lusitaniana está fortemente condicionada por duas situações distintas:

- - por um lado, a ocorrência de importantes direcções de fraqueza, existentes no substrato hercínico da bacia, geradas durante aquela orogenia, e que foram sendo reactivadas e,
- - por outro lado, a ocorrência do movimento distensivo que permitiu a abertura e formação da bacia propriamente dita.

A conjugação destes dois factores é o principal responsável pela forte compartimentação interna que a Bacia Lusitaniana apresenta, permitindo a sua divisão em sectores, não só em função das características relacionadas com as variações laterais de fácies e de espessura entre as unidades litostratigráficas, tal como referido, mas também em função das características impostas pelos eventos de natureza tectónica.

Assim, sector a sector, podemos resumir as características de índole estrutural, tal como segue:

- SECTOR NORTE

Neste sector devem ser realçadas as estruturas herdadas do soco e materializadas pelo *graben* de Monte Real, com orientação aproximada de NW-SE, e pelo *horst* da Berlenga, com orientação geral segundo o azimute NNE-SSW. A orientação destas duas estruturas é compatível com a reactivação de falhas tardi-hercínicas, verificada durante a ocorrência da distensão mesozóica, num campo de tensões com direcção da extensão principal segundo o azimute NE-SW (Kullberg, 2000).

A análise de perfis sísmicos (veja-se, Anexo III – Perfis geofísicos, por exemplo, as linhas sísmicas UTP81-2 ou UTP81-8), com uma orientação geral de

perpendicular a subperpendicular à direcção de extensão da bacia, mostra que o início da actividade distensiva está registado desde o Triásico superior ou seja, a partir da formação das camadas mais antigas da mesma. É possível, ainda, observar outros episódios de reactivação, ocorridos durante o Jurássico médio e durante a parte inferior do Jurássico superior.

Os principais alinhamentos estruturais, associados à organização dos diferentes corpos sedimentares formados durante o Triásico-Jurássico, permitem a individualização de blocos com uma largura que pode variar desde os 2 km aos 16 km (Soares *et al.* 1993).

- SECTOR CENTRAL

No sector Central da bacia há que distinguir diferentes situações, para melhor se compreender as características da tectónica que a afectou. Assim, vamos tentar analisar, individualmente, quatro estruturas distintas deste sector: o seu bordo oriental, o seu bordo ocidental, a falha da Nazaré e o *graben* de São Mamede.

a) Bordo Oriental

O bordo oriental, do sector Central da Bacia Lusitaniana, contacta com a falha Porto-Tomar. Paralelamente a esta falha e no sentido do interior da bacia, desenvolve-se um corredor, com cerca de 20 km de largura, no qual se destaca uma sequência de estruturas tipo *horst* e *graben* que delimitam uma região onde a crosta não se encontra estirada a Este da falha, de outra região com estiramento para o interior da bacia.

O desenvolvimento de *horst's* e de *graben's* resulta do facto de a falha de Porto-Tomar ser subvertical, sem capacidade para acomodar deformação em resultado da distensão. A dimensão que as estruturas tipo *horst* e tipo *graben* chegam a atingir, com escarpas que podem chegar por vezes à centena de metros, constitui mais um factor para compreender a forte compartimentação que a bacia evidencia.

A Sul de Tomar, o limite da bacia abandona a falha Porto-Tomar, e passa a fazer-se ao longo da falha do Arrife. Esta falha encontra-se em correspondência com a falha de Setúbal-Pinhal Novo no sector Sul da bacia.

b) Bordo Ocidental

Ao contrário do bordo oriental, o limite tectónico da bacia a ocidente é materializado por uma falha normal, orientada segundo o azimute NNE-SSW, e localizada entre as Berlengas e a Península de Peniche. Uma outra falha, com orientação paralela à anterior, é a falha das Caldas da Rainha, ao longo da qual migraram importantes massas salíferas que vieram a resultar em estruturas diapíricas, alinhadas segundo a orientação da falha e que, de Norte para Sul constituem os diapiros de Santa Cruz, do Vimeiro, de Bolhos e das Caldas da Rainha.

Neste bordo verifica-se que, nos sedimentos do Jurássico inferior e em parte dos do Jurássico médio, está bem patente a influência que a sua localização marginal implica. A sequência estratigráfica, na área de Peniche, mostra uma influência terrígena, claramente distinta de sequências com a mesma idade mas localizadas no bordo oposto da bacia. Este dado permite supor da existência de um bordo activo, localizado nas proximidades e materializado pelas escarpas do *horst* da Berlenga.

c) Falha da Nazaré

A falha da Nazaré é um dos acidentes tectónicos de maior relevância a afectar a bacia em estudo. Assim, é através desta falha que se estabelece a fronteira entre o sector Norte e o sector Central da bacia. As formações, essencialmente as de idade jurássica, apresentam fácies e espessuras muito diferentes consoante se esteja para NW ou para SE deste acidente. A interpretação da movimentação desta falha, durante a distensão mesozóica, entre outros por Wilson *et al* (1989) e por Rasmussen *et al* (1998), permite caracterizá-la como normal e inclinando para Norte.

Contudo, entre outros elementos, a análise da cartografia geológica publicada e de perfis sísmicos, mostra que a principal movimentação actual da falha permite a sua caracterização como falha inversa, cavalgando para Norte (veja-se Anexo III – Perfis geofísicos, a linha sísmica UTP 81-8). Esta movimentação está, certamente, relacionada com a inversão tectónica da bacia, ocorrida desde o Miocénico.

d) *Graben* de São Mamede

O *graben* de São Mamede é uma estrutura alongada segundo a direcção NW-SE e corresponde ao prolongamento para SE do *graben* de Monte Real. A presença desta estrutura no sector Central da bacia é sustentada pelos seguintes argumentos (Ribeiro *et al.*, 1996):

- a referida continuidade para NW com o *graben* de Monte Real;
- a ausência de materiais de natureza diapírica aflorantes, se considerarmos a espessura de halite maciça que foi perfurada nesta região;
- dados da geofísica que mostram um reflector sísmico horizontal, com origem em camadas de material evaporítico que se encontram na posição original;
- a existência de uma importante falha, de geometria concordante com a presença de *graben* a NE – a falha de Minde;
- a espessura de quase 2300 m, apresentada pela formação das Margas da Dagorda, na sondagem de São Mamede (SM-1)

- SECTOR SUL

No sector sul da bacia distinguem-se duas situações distintas que justificam a análise, por separado, do bordo oriental e do bordo meridional deste sector.

a) Bordo oriental

Trata-se de um bordo materializado por uma estrutura tipo falha, a falha de Setúbal-Pinhal Novo, que delimita o soco hercínico, localizado para Este, de um sector da bacia abatido e onde a espessura de sedimentos chega a ultrapassar os 3 km.

Paralelamente a este bordo, deslocando-nos para o interior da bacia, é possível observar falhas normais de orientação N-S, que afectam as formações do Jurássico inferior e médio mas não as do Jurássico superior (Kullberg, 2000).

Esta zona encontra-se, ainda, bastante deformada pela tectónica compressiva do Cenozóico, responsável pela edificação da Serra da Arrábida.

b) Bordo meridional

Este bordo, tal como o oriental, também é materializado por uma estrutura tipo falha. A falha da Arrábida, localizada para Sul da linha de costa da Península de Setúbal, é considerada como sendo uma falha de bordo de bacia. Como

argumentos capazes de sustentar esta designação são utilizados, habitualmente, os seguintes:

- a diferença de espessura entre as unidades do Jurássico na Península de Setúbal, que varia entre 2500 m e 3000 m, e as mesmas unidades na bacia mesozóica da plataforma alentejana onde aquelas unidades apresentam espessura da ordem dos 1000 m, isto com base em elementos de sondagens realizadas no *offshore*;

- a diferente configuração da superfície do soco hercínico, evidenciada pelos perfis geofísicos que mostram que aquela superfície a Norte da falha da Arrábida inclina para Norte, ao passo que a Sul da mesma falha inclina para Oeste e com declive muito mais acentuado.

2.4. Evolução tectonostratigráfica

A tectónica e o eustatismo são os principais factores que condicionam a ocorrência de descontinuidades sedimentares, em associação com outros fenómenos naturais, tais como o clima e os processos sedimentares propriamente ditos. Estes dois factores controlam, pois, o registo estratigráfico patenteado por uma bacia, controlando as variações relativas do nível do mar assim como o espaço disponível para a acomodação de sedimentos.

As variações do nível do mar, as variações climáticas e, bem assim, a ocorrência de diferentes episódios tectónicos maiores, podem ficar registadas nos processos sedimentares e assinaladas à escala global com um carácter marcadamente periódico.

As variações eustáticas podem, ainda, ser representadas através de uma curva sinusoidal, que apresentam comprimento de onda distinto consoante o tempo geológico considerado. Assim, podemos considerar ciclos eustáticos de 1ª ordem quando o comprimento de onda corresponde a um período de tempo geológico superior a 50 M.a. (curva eustática de longo termo). Para um ciclo eustático de 2ª ordem teremos um comprimento de onda que corresponde a um período de tempo geológico com duração entre 3 M.a. a 50 M.a. Os ciclos

eustáticos de 3ª ordem apresentam uma duração, em termos de tempo geológico, da ordem dos 3 M.a. a 0,5 M.a. Podem, ainda, ser definidos ciclos eustáticos de ordem inferior (4ª ordem ou seguintes) quando apresentem comprimento de onda correspondente a um período de tempo inferior a 0,5 M.a. (Duval *et al*, 1998).

A tendência, a nível global, mostra-nos que na base do Triásico, início da Era Mesozóica, se inicia um ciclo eustático de 1ª ordem que se prolonga até aos nossos dias. Se, durante o Triásico, os ambientes para formação de rochas sedimentares eram restritos e de reduzida expressão, durante o Jurássico e o Cretácico a dimensão dos meios sedimentares aumentou de forma muito significativa, assumindo estes ambientes um papel muito importante na evolução e formação daquele tipo de rochas.

A curva eustática global é, segundo Haq *et al*. (1988), desde o início do Jurássico inferior até, sensivelmente, ao limite Cenomaniano / Turoniano, tendencialmente ascendente, ou seja, corresponde a uma subida do nível do mar, que atinge aqui o seu máximo. A partir do Cretácico superior e durante todo o Cenozóico assiste-se a um abaixamento no nível do mar, correspondendo à fase regressiva deste ciclo eustático principal. As principais inflexões, à tendência globalmente transgressiva, encontram-se nos intervalos: Domeriano – Toarciano inferior, Toarciano médio – Aaleniano inferior, Bajociano – Batoniano superior (esta com uma inflexão mais acentuada do que a registada nos intervalos anteriores), Titoniano – Valanginiano e Barremiano inferior – Albiano inferior (esta apresentando uma pequena inflexão).

Ainda nesta óptica é possível individualizar quatro etapas principais no enchimento da bacia, todas elas relacionadas com as diferentes fases de rifting que se registou no Atlântico Norte:

- 1ª etapa entre o Triásico superior e o Caloviano;
- 2ª etapa entre o Oxfordiano e o Berriasiano;
- 3ª etapa entre o Valanginiano inferior e o Aptiano;
- 4ª etapa entre o Aptiano superior e o Campaniano.

É, ainda, possível definir uma quinta etapa, entre o Campaniano superior e o Maastrichtiano, precursora, ainda que de forma algo incipiente, da inversão tectónica que passou a afectar a Bacia Lusitaniana durante o Cenozóico.

O registo sedimentar define grandes pacotes sedimentares, separados por descontinuidades de grande representatividade assinaladas em toda a bacia e em relação directa com os grandes eventos da geodinâmica que a afectou. Estas sequências sedimentares limitadas por descontinuidades (designadas abreviadamente pela sigla SLD – sequências limitadas por descontinuidades, por adaptação do inglês UBS – unconformity bounded sequence) foram estabelecidas, na Bacia Lusitaniana, após trabalhos desenvolvidos por diferentes autores (Wilson *et al.* 1989; Pena dos Reis 1992; Cunha 1992).

A primeira sequência sedimentar, SLD-1, encontra-se estruturada numa bacia com carácter distensivo que permitiu o desenvolvimento de um sistema de *grabens* e de *semi-grabens*, limitados por falhas tendencialmente normais. Este modelo de estruturação implicou que a espessura dos sedimentos apresente importantes variações laterais. Segundo Palain (1976), a sedimentação, desde o Triásico superior até ao Hetangiano, é dominada por sedimentos clásticos de origem aluvial que, lateralmente e de forma gradual, passam a depósitos margosos e evaporíticos. No Jurássico inferior e médio, aqueles depósitos dão lugar a uma plataforma carbonatada. Contudo, a movimentação associada às falhas do *horst* das Berlengas cria condições para que ocorra novamente sedimentação de material detrítico assim como a própria ressedimentação de material, de natureza carbonatada, entretanto depositado (Mouterde *et al.* 1979; Soares *et al.* 1988; Soares *et al.* 1990), gerando-se uma acentuada assimetria nos depósitos formados mais a ocidente em relação aos do centro e este da bacia. Este facto é bem visível na passagem do Jurássico inferior ao Jurássico médio.

A descontinuidade que limita a tecto esta primeira SLD é marcada pela lacuna estratigráfica que se estende desde o Caloviano superior até ao Oxfordiano inferior. Admite-se a sua relação com uma descida do nível do mar, que expõe praticamente toda a plataforma, em simultâneo com a elevação térmica que antecede o início de uma segunda fase de rifting.

A segunda sequência sedimentar, SLD-2, inicia-se no Oxfordiano superior e estende-se até ao início do Cretácico, constituindo, talvez, uma das mais importantes sequências. Esta SLD é caracterizada pela ocorrência de três distintos episódios tectonosedimentares:

i) início de uma fase de rifting que permitiu um aumento da coluna de água em toda a bacia onde predominou a sedimentação carbonatada;

ii) atinge-se o clímax extensional, já no Oxfordiano superior e que se prolongará até ao Kimeridgiano superior. Formam-se bacias e sub-bacias, com subsidência muito acentuada e alimentadas por material de natureza predominantemente siliciclástica;

iii) actividade de rifting tardia (Kimeridgiano superior, Títoniano e Berriasiano) correspondendo a um período de subsidência térmica, em associação com variações eustáticas que resultam na progradação dos sistemas siliciclásticos então formados e que promovem o enchimento da bacia.

A terceira SLD-3, com base no Berriasiano superior a Valanginiano inferior, mostra uma bacia em que o sector central, fortemente deprimido, estava marginado por semi-grabens. No depocentro o registo litológico, que aí se observa, corresponde a material de natureza carbonatada, depositado em ambiente marinho de plataforma que passa, lateralmente, a depósitos de natureza transicional, chegando mesmo a continental, constituídos por sedimentos siliciclásticos pelo que, esta sequência, é ainda caracterizada por um acentuado abaixamento do nível do mar.

A quarta sequência, SLD-4, regista a importante transgressão que terá atingido o seu máximo, provavelmente, no início do final do Turoniano. A placa Ibérica terá iniciado, ainda durante a deposição da SLD-3, um importante movimento de rotação em sentido retrógrado, em consequência da formação de crusta oceânica, inicialmente a ocidente e, a partir do Aptiano, a NW da Galiza, acentuando-se, desta forma, a abertura do Golfo da Biscaia. Na parte Norte da bacia, desde o Aptiano superior até ao Cenomaniano, a sedimentação que então se forma é típica de ambiente fluvial (Dinis, 1999).

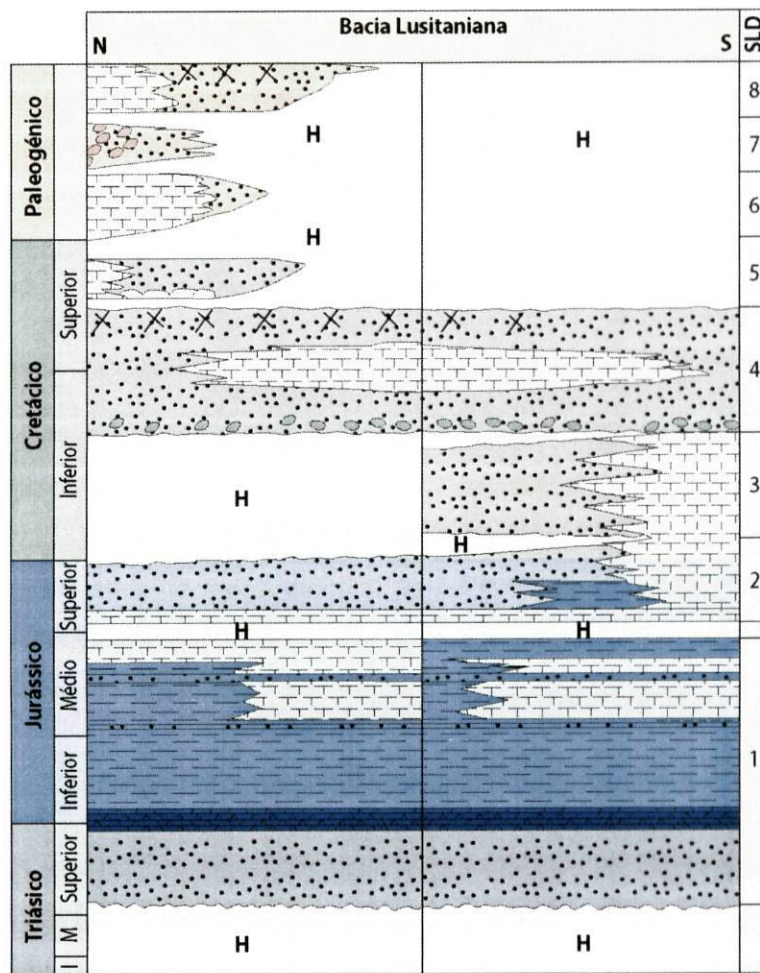


Figura 2.3 – Superfícies limitadas por descontinuidades (SLD) definidas para o Mesozóico da Bacia Lusitaniana (modificado a partir de Pinheiro *et al*, 1996).

A evolução mesozóica da bacia é, ainda, marcada por uma quinta sequência sedimentar, a SLD-5, com início no Campaniano e término no Maastrichtiano. É durante a deposição desta unidade que ocorrem importantes modificações ao nível do campo de tensões regional que afecta toda a bacia, passando a direcção de compressão máxima a orientar-se segundo o azimute NNW-SSE. Em consequência destas modificações, os movimentos tectónicos e halocinéticos e o magmatismo acentuam-se, particularmente a Sul do paralelo da Nazaré e no *offshore*. Assim, a inversão tectónica que afectou a bacia e que viria a ter a sua expressão máxima no Miocénico superior, foi despoletada com as modificações que se geraram durante esta última SLD.

2.5. Importância do sal na estruturação da bacia

Um diapiro salino pode ser definido como uma estrutura discordante com os estratos sedimentares onde se encontra encaixado (Warren, 1999) e formado, geralmente, sob condições de tensão explicadas pela tectónica salina. Muitas vezes o termo halocinese é utilizado como sinónimo de tectónica salina mas, para o autor acima referido, aquele termo apenas caracteriza um dos processos que podem ocorrer durante este tipo de tectónica, em resultado da libertação de energia potencial gravítica em consequência, sobretudo, das diferenças de densidade verificadas entre os materiais evaporíticos e os sedimentos sobrejacentes. Assim, um diapiro pode ser constituído por materiais que não os sais evaporíticos, desde que estes apresentem diferenças de densidade significativas em relação aos outros estratos com os quais se encontram interestratificados.

O movimento do sal, através da carga sedimentar que o recobre, pode ser activado em consequência de dois mecanismos principais (Jackson, 1995):

- movimentos distensivos para abertura de uma bacia e,
- variação lateral da espessura das formações que recobrem as massas de sal.

A implantação de um diapiro salino, quando em regime distensivo, pode ocorrer segundo um de três modelos (Jackson *et al* 1994), a saber:

i) reactivo – se a existência de falhas normais na cobertura sedimentar permitir que o sal rompa essa mesma cobertura. Nesta situação a fracturação da cobertura é o resultado da tectónica regional, quando em regime distensivo, não sendo provocada pelo movimento da massa de sal;

ii) activo – se é a massa de sal, de grande volume, consegue abrir caminho através de uma cobertura sedimentar que, idealmente, terá que ser pouco espessa. Caso a espessura da cobertura sedimentar seja superior a cerca de 20% da espessura da massa de sal, esta dificilmente será capaz de romper as camadas que lhe estão sobrejacentes;

iii) passivo – se a massa de sal emerge à superfície e alastra lateralmente. Neste processo, à medida que vai ocorrendo a ascensão da massa de sal, as

camadas sedimentares adjacentes vão sofrendo fenómenos de subsidência acelerada.

Além de poderem ocorrer em regime distensivo, os diapiros salinos também se podem formar nouro tipo de ambiente tectónico, como seja em regime predominantemente compressivo (Letouzey *et al*, 1995) ou, ainda, serem originados por carga diferencial. Contudo, dadas as características da Bacia Lusitaniana, o diapirismo em regime distensivo é, provavelmente, o que melhor pode explicar a formação dos diversos diapiros que aí ocorrem.

Na Bacia Lusitaniana, os principais diapiros encontram-se alinhados segundo a direcção NNE-SSW embora, mais raramente, também possam ocorrer segundo as direcções NNW-SSE a NW-SE, sendo, como já referido, que a formação responsável pelo diapirismo é a das Margas da Dagorda litologicamente composta por material de natureza argilosa, rico em sais evaporíticos que, nuns locais, são essencialmente halite e, noutros, gesso.

Quase todos os diapiros estão localizados a Norte da região de Torres Vedras, ocupando áreas tanto no sector Norte como no Central da bacia. No sector Sul apenas se registam os dois pequenos diapiros de Pinhal Novo de Sesimbra.

Os principais diapiros, e também os de maiores dimensões são o diapiro das Caldas da Rainha e o diapiro de Porto de Mós – Rio Maior, ambos no sector Central da bacia e, os diapiros de São Pedro de Muel e de Monte Real no sector Norte.

Por fim, refira-se que a análise dos mapas geológicos, que interessem a área daqueles diapiros, evidencia, fundamentalmente, duas situações comuns a praticamente todos eles:

- por uma lado, a existência de falhas associada à implantação da estrutura diapírica e,
- por outro lado, a discordância angular, ou não, entre a estrutura diapírica e as unidades stratigráficas sobre as quais estes se encontram encaixados.

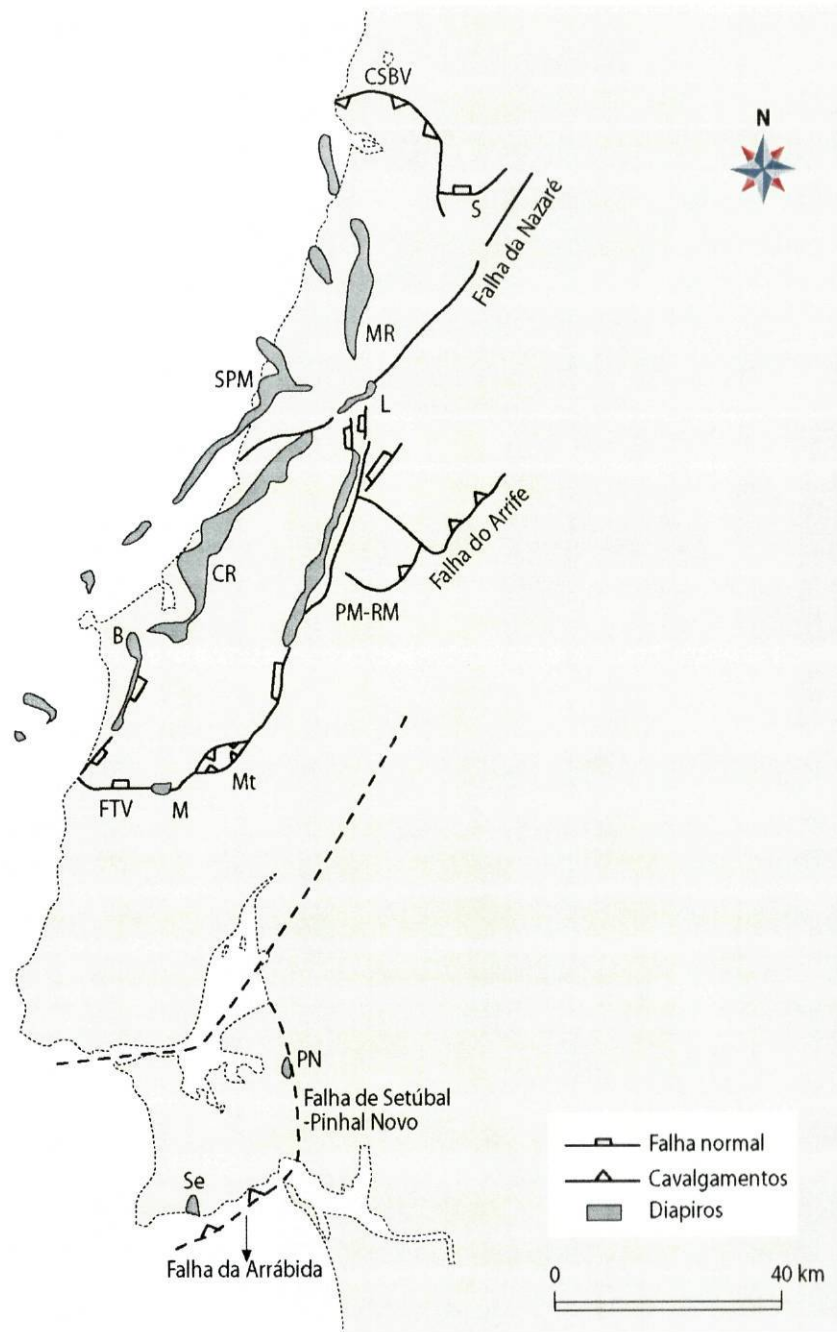


Figura 2.4 – Localização das estruturas diapíricas da Bacia Lusitânica (B – diapiro de Bolhos; CR – Diapiro das Caldas da Rainha; CSBV – cavalgamento da Serra da Boa Viagem; FTV – Falha de Torres Vedras; L – diapiro de Leiria; M – diapiro de Matacães; MR – diapiro de Monte Real; Mt – “pop-up” de Montejunto; PM-RM – diapiro de Porto de Mós – Rio Maior; PN – diapiro de Pinhal Novo; S – diapiro de Soure; Se – diapiro de Sesimbra; SPM – diapiro de São Pedro de Muel) (segundo Ribeiro *et al.* 1996).

Um outro aspecto, não menos importante do que os dois atrás citados, e que pode ter assumido um papel preponderante na movimentação das massas salinas, prende-se com a presença de corpos de natureza magmática intimamente

relacionados com as estruturas diapíricas (Kullberg, 2000). O material magmático, durante a sua ascensão, atingindo as Margas da Dagorda provocou o seu aquecimento e hidratação, pelo que os evaporitos fundiram. A fusão provoca, nestes materiais, um aumento de volume, uma diminuição da sua densidade e da sua viscosidade passando, os evaporitos, a apresentar uma maior mobilidade. Ter-se-á despoletado, assim, muitos dos movimentos das massas de sal que se conhecem na Bacia Lusitaniana.

3. AMOSTRAGEM E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

3. AMOSTRAGEM E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

3.1. INTRODUÇÃO

Em 1991, a então Unidade de Petrologia Orgânica do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, teve oportunidade, por solicitação do na ocasião Gabinete para a Pesquisa e Exploração do Petróleo (GPEP), de estudar um conjunto de amostras, seleccionadas por aquele gabinete, provenientes de algumas das sondagens realizadas na Bacia Lusitaniana.

As sondagens donde eram provenientes essas amostras, assim como o número de amostras por sondagem e a profundidade correspondente, encontram-se resumidas no quadro 3.1.

Quadro 3.1 – Amostras da Bacia Lusitaniana estudadas em 1991.

Sondagem	Ref.	Nº de amostras	Profundidade das amostras entre (m)
Aldeia Grande 2	AG-2	8	1300 e 1600
Freixial 1	Fx-1	6	1950 e 2100
Torres Vedras 4	TV-4	14	640 e 1940
Sobral 1	Sb-1	7	1350 e 2330
Montalegre 1	Mt-1	6	760 e 945
Barreiro 2	Br-2	9	2155 e 2424
Barreiro 3	Br-3	5	2010 e 2188

O conhecimento adquirido com este estudo facilitou o delinear de um plano de amostragem para a presente investigação de modo a cobrir satisfatoriamente, tanto em latitude e longitude como em profundidade, as diferentes formações que compõem a Bacia Lusitaniana, considerando-se as sondagens realizadas e a sua localização geográfica. Registe-se, aliás, o facto de o interesse pelo tema da presente tese e a sua inclusão na listagem de projectos do Centro de Geologia da

Universidade do Porto ter, em grande parte, como origem os resultados obtidos em 1991 através do estudo supracitado.

O conhecimento da altura, obtido na unidade de Petrologia Orgânica, baseava-se, fundamentalmente, em estudos sobre a evolução da matéria orgânica contida naquelas amostras. Outros elementos, tais como a evolução estratigráfica e tectónica da bacia, não foram na altura analisados de forma a permitir um conhecimento mais completo da bacia. A amostragem que então se fez pode, de alguma forma, reflectir estas lacunas no conhecimento que, com o evoluir dos nossos estudos, procuramos de alguma forma ir suprimindo.

3.2. Sondagens seleccionadas

Com vista a estudos de Petrologia e Geoquímica Orgânicas, das noventa e sete sondagens realizadas até finais de 1990 (76 em *onshore* e 21 em *offshore*) seleccionaram-se vinte e nove sondagens (23 localizadas sobre o *onshore* e 6 localizadas sobre o *offshore*) que foram alvo de uma amostragem de acordo com critérios definidos pela equipe de investigação da Unidade de Petrologia Orgânica, tendo em vista um estudo de fundo de reavaliação do potencial petrolífero da Bacia Lusitaniana. Um resumo das características destas sondagens e do número de amostras recolhidas em cada sondagem, cujo total ultrapassa as 900, apresenta-se no quadro 3.2.

Quadro 3.2 – Sondagens, do *offshore*, amostradas em 1994.

Sondagem	Ref.	Localização	Profundidade da sondagem (m)	Nº de amostras
Dourada 1C	Do-1C	<i>Offshore</i>	3668	39
Moreia 1	Mo-1	<i>Offshore</i>	2144	47
13C – 1	13C-1	<i>Offshore</i>	2801	49
14A – 1	14A-1	<i>Offshore</i>	2862	40
14A – 2	14A-2	<i>Offshore</i>	2290	44
14C – 1A	14C-1A	<i>Offshore</i>	2142	30

Quadro 3.3 – Sondagens, do *onshore*, amostradas em 1994.

Sondagem	Ref.	Localização	Profundidade da sondagem (m)	Nº de amostras
Gaiteiros 1	Ga-1	<i>Onshore</i>	2368	53
Campelos 1	Cp-1	<i>Onshore</i>	3591	50
Bombarda 1	Bb-1	<i>Onshore</i>	1500	30
Benfeito 1	Bf-1	<i>Onshore</i>	3343	77
Enxara do Bispo 1	EB-1	<i>Onshore</i>	1813	36
Aldeia Grande 2	AG-2	<i>Onshore</i>	1603	12
Freixial 1	Fx-1	<i>Onshore</i>	2503	22
Sobral 1	Sb-1	<i>Onshore</i>	2947	37
Montalegre 1	Mt-1	<i>Onshore</i>	1750	19
Monte Real W9	MR-W9	<i>Onshore</i>	1388	28
S. Pedro de Muel 2	SPM-2	<i>Onshore</i>	1507	30
Vila Verde 2	VV-2	<i>Onshore</i>	576	14
Barreiro 2	Br-2	<i>Onshore</i>	2425	26
Barreiro 3	Br-3	<i>Onshore</i>	2606	27
Ramalhal 1	Rm-1	<i>Onshore</i>	3521	33
Abadia 2	Ab-2	<i>Onshore</i>	1383	37
Torres Vedras 1	TV-1	<i>Onshore</i>	1164	22
Torres Vedras 3	TV-3	<i>Onshore</i>	1042	21
Torres Vedras 4	TV-4	<i>Onshore</i>	2340	23
Torres Vedras 5	TV-5	<i>Onshore</i>	900	14
Torres Vedras 6B	TV-6B	<i>Onshore</i>	1056	21
Arruda 1	Ar-1	<i>Onshore</i>	2137	21
Norte Matacões 1	NM-1	<i>Onshore</i>	1365	21

Dado que, tal como acima exposto em que por razões de ordem prática e metodológica se decidiu na presente tese estudar apenas o *onshore* da bacia e atendendo ao elevado número de amostras disponíveis, procedeu-se em seguida à definição, sobre a área emersa da Bacia Lusitaniana, de dois perfis, um longitudinal com orientação aproximada de N10°E e outro transversal com orientação de N85°E, que pudessem ser os mais representativos quer das

diferentes características da bacia quer da amostragem que então tinha sido efectuada.

Para o perfil longitudinal foram seleccionadas as sondagens (ordenadas de Norte para Sul):

- Monte Real (MR-W9);
- São Pedro de Muel (SPM-2);
- Gaiteiros (Ga-1);
- Vila Verde (VV-2);
- Aldeia Grande (AG-2);
- Abadia (Ab-2);
- Sobral (Sb-1);
- Montalegre (Mt-1);
- Barreiro (Br-2);
- Barreiro (Br-3).

Por outro lado, considerando a extensão geográfica da bacia, o perfil transversal seleccionado contemplou uma secção localizada sobre a área onde as diferentes campanhas de prospecção fizeram incidir um maior número de trabalhos. Este perfil, situado no sector central da bacia, comporta as seguintes sondagens (ordenadas de Oeste para Este):

- Torres Vedras (TV-4);
- Torres Vedras (TV-5);
- Abadia (Ab-2);
- Freixial (Fx-1).

O ponto comum entre estes dois perfis é a sondagem Abadia (Ab-2). A localização geográfica destas sondagens, assim como a orientação dos dois perfis, encontra-se representada na figura 3.1.

Algumas destas sondagens (AG-2, TV-4, Fx-1, Sb-1, Mt-1, Br-2 e Br-3) já haviam, como referido, sido parcialmente estudadas pela Unidade de Petrologia Orgânica. Contudo o trabalho, por nós realizado, integra outras amostras correspondendo a outros níveis estratigráficos, assim como a aplicação de metodologias de estudo mais completas, permitindo uma visão mais global e integradora sobre do conhecimento obtido.

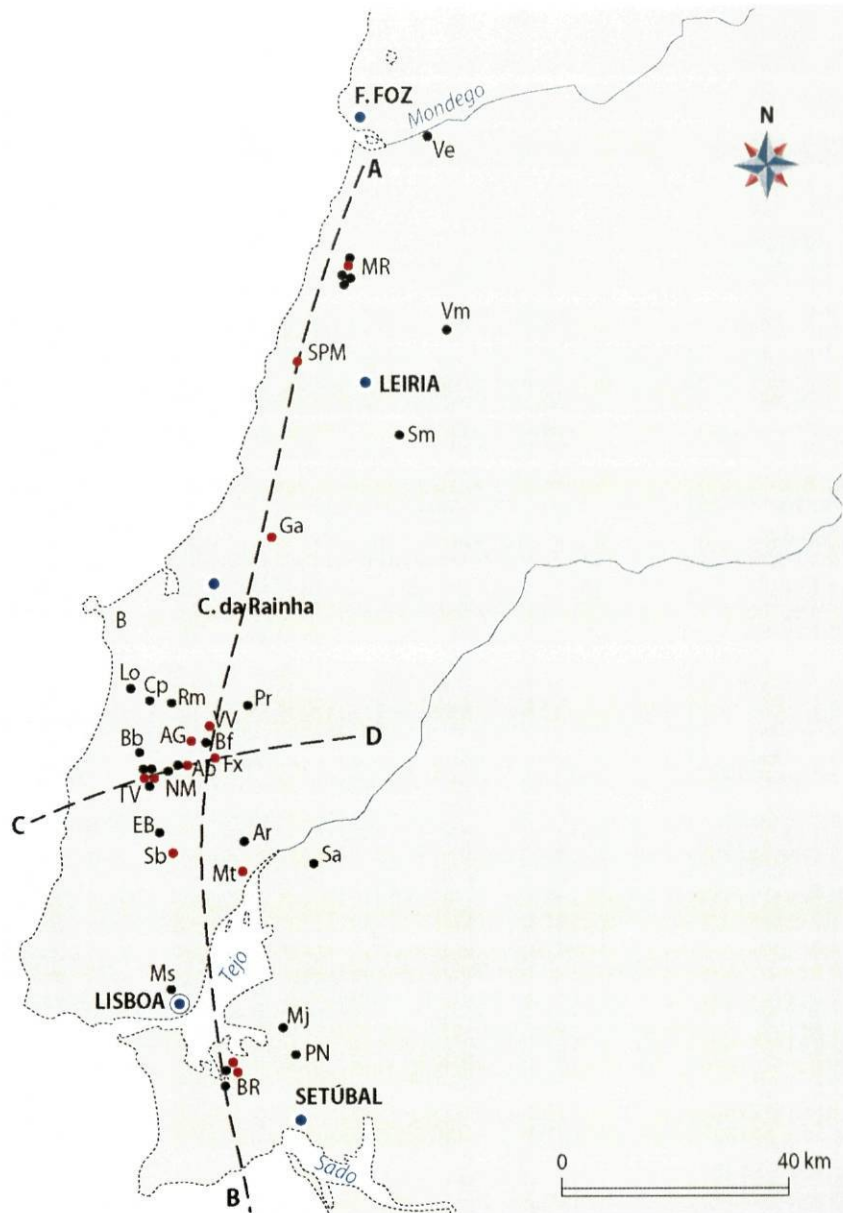


Figura 3.1 – Localização geográfica das sondagens e orientação dos perfis AB e CD com elas definidos; a vermelho encontra-se indicada a localização das sondagens utilizadas neste estudo.

Em relação a cada um dos sectores em que se divide a bacia, verifica-se que as sondagens seleccionadas se distribuem da seguinte forma:

- Sector Norte – representado pelas sondagens São Pedro de Muel (SPM-1) e Monte Real (MR-W9);
- Sector Central – delimitado pelo polígono com vértices nas sondagens Montalegre (Mt-1), Sobral (Sb-1), Torres Vedras (TV-4 e TV-5) e Gaiteiros (Ga-1), inclui ainda as sondagens nas

proximidades de Vila Verde (VV-2), Aldeia Grande (AG-2), Abadia (Ab-2) e Freixial (Fx-1);

- Sector Sul – encontra-se representado pelas sondagens realizadas na região do Barreiro (Br-2 e Br-3).

Estratigraficamente, cada um dos sectores amostrados, de acordo com a coluna estratigráfica produzida para as sondagens aí realizadas, pode ser descrito de forma resumida do seguinte modo:

➤ **SECTOR NORTE**

Para o Sector Norte, a coluna estratigráfica tipo (que se representa na figura 3.2), de acordo com o observado nas sondagens MR-W9 e SPM-1, apresenta duas grandes lacunas estratigráficas.

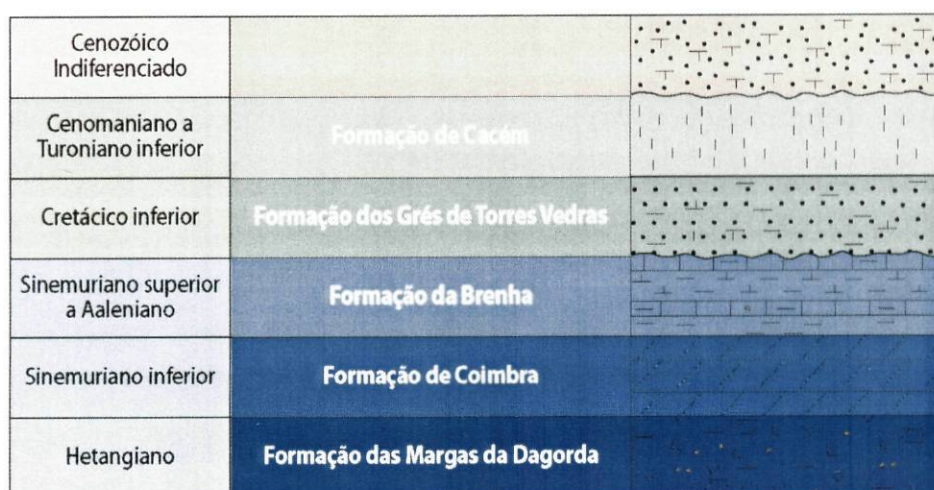


Figura 3.2 – Coluna estratigráfica tipo para o sector Norte da bacia, de acordo com as sondagens SPM-2 e MR-W9.

A primeira, e mais significativa, é uma lacuna que se estende desde o topo do Jurássico inferior (Sinemuriano a Aaleniano) até ao início da sedimentação Cretácica. Verifica-se, assim, que as formações do Jurássico médio (grande parte da Formação de Brenha) e praticamente todo o Jurássico superior (Formações de Cabaços, de Montejunto, da Abadia e dos Grés Superiores ou as correspondentes aos seus equivalentes laterais neste sector da bacia.), que constituem importantes sequências sedimentares noutros sectores, não se encontram aqui representadas.

A segunda lacuna aqui registada abrange grande parte do Cretácico superior (desde, possivelmente, o Turoniano médio) até à base do Neogénico.

➤ **SECTOR CENTRAL**

As sondagens por nós estudadas, e pertencentes ao Sector Central, caracterizam-se pelo facto de, as correspondentes colunas estratigráficas se iniciarem por materiais de Idade Jurássica (em geral do Kimmeridgiano ou mesmo do Títoniano). Não foram assinaladas lacunas estratigráficas significativas pelo que, admite-se, haverá continuidade estratigráfica desde o início das sondagens até ao seu término embora, por vezes, sejam intersectadas por acidentes estruturais com significado não só local mas muitas vezes regional e variáveis de sondagem para sondagem.

A coluna estratigráfica tipo para este sector representa-se na figura 3.3.



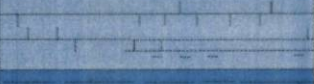



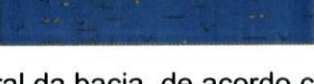
Kimmeridgiano superior a Títoniano	Formação dos Grés Superiores / Lourinhã	
Kimmeridgiano	Formação de Abadia	
Oxfordiano médio a superior	Formação de Montejunto	
Oxfordiano médio	Formação de Cabaços	
Sinemuriano superior a Caloviano	Formação da Brenha / Candeeiros	
Sinemuriano inferior	Formação de Coimbra	
Hetangiano	Formação das Margas da Dagorda	

Figura 3.3 – Coluna estratigráfica tipo do sector Central da bacia, de acordo com as sondagens Ga-1, VV-2, AG-2, Ab-2, TV-4, TV-5, Fx-1, Sb-1 e Mt-1.

➤ **SECTOR SUL**

O Sector Sul, representado pelas sondagens realizadas na região do Barreiro (Br-2 e Br-3), apresenta uma sequência estratigráfica que, da base para o topo das sondagens, pode ser resumida da seguinte forma:

- registo contínuo de sedimentação desde o Jurássico Médio (Bajociano a Batoniano) até à base do Cretácico Superior (Cenomaniano Inferior);

- lacuna estratigráfica desde as formações da base do Cenomaniano até ao Cenozóico (Neogénico);

- sedimentação de formações com Idade Cenozóica.

A coluna estratigráfica tipo para o sector Sul da bacia é a que se representa na figura 3.4.

Cenozóico Indiferenciado		
Cenomaniano inferior	Formação de Cacém	
Cretácico inferior	Formação dos Grés de Cascals	
Kimmeridgiano superior a Titoniano	Formação dos Grés Superiores / Lourinhã	
Kimmeridgiano	Formação da Abadia	
Oxfordiano médio a superior	Formação de Montejunto	
Oxfordiano médio	Formação de Cabaços	
Sinemuriano superior a Caloviano	Formação da Brenha	

Figura 3.4 – Coluna estratigráfica tipo do sector Sul da bacia, de acordo com as sondagens Br-2 e Br-3.

3.3. Amostragem para os diferentes estudos da presente tese

3.3.1. Petrologia orgânica

Dados os objectivos a atingir com o presente trabalho (veja-se 1.1), as amostras seleccionadas para estudo tiveram em vista investigações tradicionalmente do domínio da Petrologia (estudo em microscopia óptica e respectiva interpretação petrográfica) e da Geoquímica (pirólise Rock-Eval) Orgânicas. Partiu-se, assim, de um conjunto cujo critério de amostragem se baseou, à partida, fundamentalmente na estratigrafia das sondagens. Assim, embora estando na presença de sondagens que, nalguns casos, atravessaram formações de idade cenozóica chegando a atingir o soco varisco, a amostragem efectuada incidiu sobre as formações de idade mesozóica, com particular

destaque para as datadas como sendo do Jurássico superior, nomeadamente do Oxfordiano / Kimmeridgiano.

As formações de idade cretácica, ou mais recente, apenas foram amostradas nas sondagens do sector Norte (MR-W9 e SPM-2) e nas sondagens do sector Sul (Br-2 e Br-3), correspondendo a menos de 11% do total da amostragem. Aqui, a amostragem procurou incidir, essencialmente, sobre o Cretácico, nomeadamente a passagem entre o Cenomaniano e o Turoniano.

As formações de idade jurássico superior, nomeadamente as formações de Cabaços, de Montejunto, de Abadia e a parte inferior da formação dos Grés Superiores, foram abundantemente amostradas, correspondendo a cerca de 67% do total de amostras.

O Jurássico médio e inferior, representado pelas formações da Brenha, de Coimbra e das Margas da Dagorda, amostrado nas sondagens do sector Norte, em quatro das sondagens do sector central (Ga-1, TV-4, TV-5 e Sb-1) e em duas das sondagens do sector da Arrábida, correspondem a cerca de 22% da amostragem efectuada.

O Triásico, representado pela formação dos Grés de Silves, foi pontualmente amostrado mas, de momento e com vista ao presente estudo, sobre estas amostras não se procedeu a qualquer tipo de análise.

No quadro 3.4, apresenta-se a distribuição da amostragem, por sondagem e por formação estratigráfica, para o sector Norte da bacia. O Jurássico Superior não se encontra aqui representado.

Quadro 3.4 – Distribuição da amostragem por formação geológica, para o sector Norte da Bacia Lusitaniana.

Sondagens	SPM-1	MR-W9
Cenozóico indiferenciado	5	3
Cenomaniano (Formação de Cacém)	2	5
Cretácico inferior (Formação dos Grés de Torres)	6	7
Sinemuriano superior a Aaleniano (Formação da Brenha)	10	7 + 6
Sinemuriano inferior (Formação de Coimbra)	0	0
Hetangiano (Formação da Dagorda)	7	0

No quadro 3.5, apresenta-se a distribuição da amostragem, por sondagem e por formação estratigráfica, para o sector Central da bacia. Neste sector, verifica-se que o Cretácico, assim como todo o Cenozóico, não foram amostrados, uma vez que não foram intersectados por nenhuma das sondagens seleccionadas. Abaixo da Formação da Brenha / Candeeiros, a Formação de Coimbra não foi amostrada e, apenas se amostrou a Formação da Dagorda numa única sondagem.

Quadro 3.5 – Distribuição da amostragem por formação geológica, para o sector Central da Bacia Lusitaniana.

Sondagens	Ga-1	VV-2	AG-2	Ab-2	TV-4	TV-5	Fx-1	Sb-1	Mt-1
Kimmeridgiano sup. a Titoniano (F. Grés Superiores/Lourinhã)	0	0	0	1	0	4	0	2	0
Kimmeridgiano inf. (F. de Abadia/Alcobaça)	5	9	4	20	2	5	13	20	6
Oxfordiano superior (F. de Montejunto)	9	5	4	6	4	0	4	5	4
Oxfordiano superior (Formação de Cabaços)	4	0	4	1	8	0	5	2	3
Sinemuriano sup. a Caloviano (F. da Brenha/Candeeiros)	0	0	0	9	8	0	0	7	6
Hetangiano (F. Margas da Dagorda)	0	0	0	0	0	5	0	0	0

No quadro 3.6, apresenta-se a distribuição da amostragem, por sondagem e por formação estratigráfica, para o sector Sul. Embora o Cenozóico tenha sido intersectado, a amostragem neste sector começa pelas formações do Cretácico Inferior, ou seja pela Formação dos Grés de Cascais, seguindo-se uma amostragem em contínuo até, praticamente, à base do Jurássico Superior, ou seja a base da Formação de Cabaços. Uma das sondagens realizadas neste sector (Br-3) atingiu o Jurássico Médio, a Formação de Candeeiros / Brenha, que foi igualmente amostrada.

Quadro 3.6 – Distribuição da amostragem por formação geológica, para o sector Sul da Bacia Lusitânica.

Sondagens	Br-2	Br-3
Cretácico inferior (Formação dos Grés de Cascais)	3	3
Kimmeridgiano sup. a Titoniano (Formação da Lourinhã)	3	4
Kimmeridgiano inferior (F. de Abadia/Alcobaça)	9	9
Oxfordiano superior (F. de Montejunto)	3 (3)	2 (1)
Oxfordiano superior (Formação de Cabaços)	3 (3)	1 (2)
Sinemuriano sup. a Caloviano (F. da Brenha/Candeeiros)	0	5

Assim, distribuídas pelos três sectores, e tal como referido nos quadros 3.4, 3.5 e 3.6, foi estudado um conjunto de 297 amostras.

3.3.2. Geoquímica orgânica

Para a pirólise Rock-Eval, as amostras que se seleccionaram foram em muito menor quantidade embora dentro do mesmo universo referido no ponto anterior.

O principal critério utilizado nesta selecção de amostras baseia-se na quantidade de matéria orgânica que se admite que a amostra possa conter com base no estudo óptico prévio.

Assim, o Cenozóico não foi amostrado pelo que as amostras mais recentes que se submeteram a pirólise Rock-Eval correspondem às da Formação de Cacém (Cenomaniano) da sondagem SPM-2. No sector Central e Sul incidiu-se, essencialmente, sobre amostras pertencentes às Formações de Abadia (Kimmeridgiano inferior), Montejunto (Oxfordiano superior), Cabaços (Oxfordiano superior) e Brenha (Sinemuriano superior a Caloviano). Em termos estratigráficos procurou-se utilizar amostras que correspondessem, grosso modo, à passagem Oxfordiano / Kimmeridgiano para o Jurássico superior e, à passagem do Cenomaniano ao Turoniano para o Cretácico superior.

No quadro 3.7, estão listadas as amostras submetidas a pirólise Rock-Eval, distribuídas pelas diferentes formações e por sector da bacia.

Quadro 3.7 – Distribuição da amostragem, para a pirólise Rock-Eval, por formação geológica nos diferentes sectores.

	Sector	Norte	Central	Sul
Cenomaniano – Formação de Cacém		3	0	0
Kimmeridgiano inferior – Formação de Abadia / Alcobaça		0	4	0
Oxfordiano superior – Formação de Montejunto / Cabo Mondego		0	7	7
Oxfordiano superior – Formação de Cabaços		0	24	6
Sinemuriano superior a Caloviano – Formação da Brenha / Candeeiros		0	8	1

Do quadro acima, verifica-se que para análise Rock-Eval se prepararam um total de 60 amostras.

3.4. Preparação de amostras

3.4.1. Petrologia Orgânica

A preparação das amostras obedeceu ao protocolo desenvolvido, e amplamente utilizado, nos laboratórios do Grupo de Investigação em Petrologia e Geoquímica Orgânica (GIPEGO) do Centro de Geologia da Universidade do Porto (Alpern *et al* 1993).

Experiências anteriores, em estudos de matéria orgânica dispersa (MOD), permitiram desenvolver aquele protocolo, de modo a conduzir as análises a dois tipos distintos de preparação:

- a preparação de Rocha Total (“Whole Rock”) abreviadamente designada por WR;
- a preparação da fracção leve (“Light Fraction”) abreviadamente designada por LF.

A preparação do tipo WR mais não é do que uma amostra em grão, tal como a vulgarmente utilizada no estudo microscópico de carvões, em que a

amostra, mesmo triturada, permanece intacta quer nos seus constituintes, quer nas relações que possam existir entre eles.

A preparação do tipo LF, por sua vez, é uma preparação em que se procura concentrar os constituintes de origem orgânica presentes na rocha, por eliminação total ou parcial dos constituintes de natureza mineral.

Para se obterem as preparações de WR e de LF é necessária uma quantidade de material de cerca de 7g a 8g por amostra.

Como se disse, a WR é uma amostra em grão que se obtêm após trituração do material, de modo a que este passe no peneiro de 1 mm de malha quadrada. O material assim obtido é colocado numa forma cilíndrica, com cerca de 3cm de diâmetro por 2cm de altura. Sobre os grãos da rocha contidos na forma, coloca-se uma camada de uma resina aglutinante, suficiente para cobrir todo o material. Para que a resina possa aderir e impregnar todos os grãos é habitual mexer a mistura com um estilete. Esta operação faz com que, normalmente aparecem algumas bolhas de ar na mistura, pelo que a preparação deve ser colocada numa estufa, a cerca de 30° a 40°C, durante aproximadamente 10 min. Este aquecimento, ainda que moderado, torna a resina mais fluida o que permite que as bolhas de ar se possam escapar pela superfície.

Após secagem e endurecimento de toda a mistura, a pastilha obtida é retirada da forma procedendo-se ao seu polimento, em diferentes passos, utilizando-se materiais abrasivos de granulometria sucessivamente mais fina.

Este tipo de preparação, entre outras características, apresenta as seguintes vantagens analíticas:

- observação do tipo de relação existente entre a matéria orgânica e a matéria mineral;
- observação e separação de partículas orgânicas que sejam autóctones daquelas que, na mesma amostra, possam ser alóctones, sobretudo se se tratar de poluição orgânica do material;
- observação de partículas que correspondam a fragmentos de microfauna (restos de esqueletos e carapaças);
- observação eventual de hidrocarbonetos, particularmente os que se encontram no estado líquido;

- observação, nas situações em que estes existam na preparação, de migrabetumes.

Na preparação LF utilizam-se cerca de 5 g de material (*cuttings* ou mesmo rocha), que são triturados em almofariz de ágata de modo a passarem no peneiro de 212 μm de abertura de malha quadrada.

Seguidamente, a fracção menor que 212 μm é separada por densimetria. A um líquido de densidade, aproximadamente, igual a 1,7 são adicionadas as partículas menores que 212 μm sendo a mistura, colocada num copo, e sujeita a ultra-sons durante cerca de 1 min, de modo a dispersar as partículas. Em seguida, faz-se uma centrifugação, durante a qual as partículas de origem orgânica fóssil ficam a sobrenadar no líquido, uma vez que a sua densidade é de, aproximadamente, 1,2. Por sua vez as partículas de origem mineral, com densidade em geral superior a 2,0, deslocam-se para a base do líquido.

A parte superficial do líquido, na qual se encontram as partículas de origem orgânica, é decantada para um tubo "Millipore", tendo que atravessar um filtro respectivo com, aproximadamente, 25 milímetros de diâmetro e uma porosidade de cerca de 3 μm . A matéria orgânica fica retida sobre o filtro que é colocado sobre uma lâmina de Plexiglass, cuja adesão é assegurada por umas gotas de acetato de etilo. Além desta função, o acetato de etilo também permite a dissolução do filtro, pelo que restarão sobre a lâmina apenas as partículas de matéria orgânica. Em seguida procede-se ao polimento tradicional, tal como referido para a amostra WR.

A principal vantagem deste tipo de preparação LF resulta do facto de, muitas vezes, as amostras serem relativamente pobres em matéria orgânica pelo que, a utilização de um processo que permita a sua concentração consegue obviar as dificuldades inerentes à observação em WR. Além do aspecto, aliás extremamente vantajoso, as preparações LF apresentam, ainda, duas outras vantagens, não menos significativas:

- é um processo que, embora apresentando uma sequência de passos algo alargada, permite rapidez na obtenção de preparações;

- as preparações permitem que se possa fazer análise microscópica, quer em luz reflectida, quer em luz transmitida.

3.4.2. Geoquímica Orgânica

As amostras seleccionadas para pirólise “Rock-Eval” não têm, em princípio, preparação especial e são constituídas por pouco mais de 1 g do material de granulometria inferior a 212 μm previamente preparado para a LF.

4. METODOLOGIAS DE INVESTIGAÇÃO UTILIZADAS

4. METODOLOGIAS DE INVESTIGAÇÃO UTILIZADAS

4.1. Introdução

Medir o grau de evolução de uma rocha capaz de produzir hidrocarbonetos, ou seja, o grau de maturação de uma rocha-mãe, com o objectivo de caracterizar o potencial petrolífero de uma bacia sedimentar, é um dos aspectos mais importantes entre o conjunto de técnicas que se aplicam na prospecção de hidrocarbonetos líquidos e/ou gasosos.

Quando se inicia o processo de afundimento que afecta o conjunto dos sedimentos instalados numa bacia sedimentar as litologias que então se formam, mesmo quando potencialmente favoráveis à génese de hidrocarbonetos, deverão ser designadas, simplesmente, como rocha-mãe potencial. De facto, conforme a evolução que essa rocha-mãe potencial venha a atingir na bacia sedimentar é que ela poderá, eventualmente, transformar-se numa verdadeira rocha-mãe.

A amostragem efectuada sobre o material proveniente das sondagens de prospecção / pesquisa (ou mesmo em afloramentos) poderão ser alvo de diferentes processos analíticos com vista a determinar a maturidade de uma rocha-mãe. São muitas as técnicas utilizadas, dependendo o uso de cada uma do caso em presença, ou seja, daquelas técnicas que melhor se adequem às características da bacia em estudo. No nosso caso, e tendo em atenção o real incipiente conhecimento da Bacia Lusitaniana do ponto de vista em causa utilizamos as seguintes técnicas tradicionais correspondentes a estudos de base:

- determinação do **poder reflector da vitrinite** – é um método óptico baseado no facto da refacção da luz por material carbonoso traduzir a sua estrutura molecular e, conseqüentemente, o arranjo a nível atómico imposto pela evolução (maturação) a que foi sujeito. A vitrinite é um maceral relativamente abundante em todos os materiais orgânicos de origem continental, pelo que esta técnica foi uma adaptação desenvolvida a partir do estudo dos carvões. A grande

limitação deste método é que não se pode aplicar, por motivos óbvios, a cerogénios tipo I;

- **pirólise Rock-Eval** – é um método muito completo e de aplicação generalizada que consiste numa técnica de *cracking* que permite a caracterização dos hidrocarbonetos livres (quer líquidos, quer gasosos) contidos na amostra de rocha, dos compostos oxigenados e hidrocarbonados e, adicionalmente, a determinação do carbono orgânico total (COT) obtido graças à oxidação, no ar, da matéria orgânica residual.

Além da avaliação da maturação pelos dois métodos referidos, analisaram-se, ainda, alguns perfis geofísicos, estrategicamente seleccionados entre os muitos quilómetros de linhas geofísicas que foram efectuadas na Bacia Lusitaniana. Esta análise teve como intuito interpretar a arquitectura da bacia e comprovar se o estilo estrutural assim divisado era ou não compatível com os resultados obtidos nos estudos de maturação.

4.2. Petrografia orgânica

O estudo petrográfico é, hoje, uma ferramenta indispensável na determinação das características da matéria orgânica dispersa nas rochas sedimentares. De facto, a Matéria Orgânica Dispersa (MOD) nos sedimentos não é mais do que o que resta da fossilização de numerosos grupos de organismos, de origem tanto vegetal animal.

Este tipo de estudo teve grande incremento com a aplicação da microscopia em luz reflectida. Na verdade, quem estudava rochas com matéria orgânica, utilizando as vulgares lâminas delgadas, cedo se apercebeu da presença de variadas partículas opacas que tanto poderiam ser de origem orgânica como mineral. Assim, a microscopia em luz reflectida tal como aplicada ao estudo dos carvões foi, de seguida, utilizada pelos petrógrafos para o estudo óptico da matéria orgânica dispersa.

4.2.1. Poder reflector da Vitrinite

As análises microscópicas efectuadas sobre as preparações de rocha total visaram, além da observação de aspectos qualitativos, sobretudo, a determinação do poder reflector da vitrinite.

A vitrinite é um maceral relativamente abundante em materiais orgânicos de origem continental, pelo que esta técnica foi amplamente desenvolvida e testada a partir do estudo da vitrinite presente em carvões. Além deste aspecto, em determinados estados de evolução da matéria orgânica, trata-se de um maceral de fácil identificação, quando comparado com macerais do grupo da liptinite ou da inertinite.

De acordo com a evolução evidenciada pelas nossas amostras, a vitrinite pode ser caracterizada como sendo um maceral que apresenta, em luz reflectida não fluorescente, uma cor variando entre tons de cinzento claro e cinzento-escuro. Por sua vez, a liptinite neste mesmo grau de maturação apresenta tons que são sempre mais escuros do que os vitrinite. A inertinite apresenta por sua vez uma coloração muito mais clara, variando de cinzento claro a branco ou branco amarelado. Contudo, à medida que o grau de evolução aumenta, estas diferenças de coloração vão-se esvaindo, pelo que pode ser necessária a utilização de outras características para a correcta distinção entre os diferentes macerais tais como aspectos de natureza morfológica, típicos de cada grupo maceral e que se relacionam quer com a formação dos próprios tecidos orgânicos quer com transformações sofridas pela matéria orgânica no início do processo evolutivo.

Por outro lado, a medição do poder reflector da vitrinite permite determinar o grau de evolução (que no caso do estudo de carvões é designado por grau de incarbonização ou de carbonificação) que a matéria orgânica dispersa nos sedimentos apresenta.

Nas medições usa-se, por extensão, o método hoje em dia normalizado para os carvões (ICCP 1963, 1971, 1976, 1993; Norma NP 3606; ISO 7404-5) que consiste na comparação, em determinado comprimento de onda (546nm) da luz emitida em incidência normal por superfície correctamente polida e não oxidada de uma partícula de vitrinite, em imersão em óleo, com a luz reflectida, nas mesmas condições, por padrões de poder reflector conhecido. As partículas de

vitrinite em que se mede o poder reflector devem, ainda, apresentar-se sem inclusões de matéria mineral e sem fendas e, as medições devem ser efectuadas afastadas do limite entre partículas de diferentes materiais.

Dentre os diferentes poderes reflectores que são passíveis de medir em microscopia óptica (Lemos de Sousa, 1972) o habitualmente usado para estudos de maturação de bacias sedimentares é o poder reflector aleatório que, naturalmente, foi o utilizado no presente trabalho. Por outro lado, os valores apresentados e com que trabalhamos referem-se ao valor médio de poderes reflectores aleatórios medidos nas diferentes partículas de vitrinite presentes em cada preparação / amostra.

Dada a natureza das amostras de MOD, o número de medições de poder reflector aleatório de amostra para amostra é muito variável. Há ainda que ter em atenção que quando a MOD para estudo é colhida a partir de sondagens, como é o nosso caso, as preparações correspondentes a um determinado nível podem conter partículas de contaminação provenientes de outro nível.

Apesar de todos estes constrangimentos, o método, quando aplicado correctamente, é particularmente eficaz para definir a evolução da matéria orgânica, desde que, obviamente, a vitrinite seja um dos constituintes da amostra, isto é, no caso de cerogénios de tipo II e/ou tipo III. O poder reflector aumenta com a paleotemperatura atingida pela rocha sendo, por esta razão, um parâmetro indicador das transformações sofridas pela mesma durante as diferentes etapas sedimentares. As substâncias de natureza orgânica são, regra geral, muito mais sensíveis do que as de origem mineral. Por esta razão a sua transformação começa logo com as primeiras etapas do processo sedimentar (Perrodon, 1980). É por este motivo que os limites entre a diagénese, a catagénese e a metagénese, podem ser estabelecidos, entre outros parâmetros, com o recurso a medidas de poder reflector.

Podemos dizer que a passagem da diagénese à catagénese faz-se quando o poder reflector da vitrinite apresenta valores à volta de 0,5%. É, ainda, para este valor de poder reflector que a matéria orgânica passa da zona imatura para uma zona madura capaz de produzir hidrocarbonetos líquidos ou seja, entra numa zona designada por "*Janela do Petróleo*". Ainda durante a catagénese, depois da

formação de hidrocarbonetos líquidos, janela do petróleo, passa-se para uma zona onde ocorre a formação de hidrocarbonetos gasosos designada por alguns autores “*Janela do Gás*”. E se o limite inferior da Janela do Petróleo é comumente aceite que corresponde ao valor de 0,5% do poder reflector da vitrinite, o limite superior da mesma janela, ou seja, a passagem da janela do petróleo para a janela do gás, já corresponde a um valor de mais difícil aceitação entre os diversos autores. Assim, foi nossa opção considerar, para aquele limite, um valor de poder reflector da vitrinite próximo de 1,0%.

Na figura 4.1., ilustra-se precisamente a evolução da matéria orgânica, ao longo das diferentes etapas sedimentares até ao domínio metamórfico, seja para formação de hidrocarbonetos, seja para formação de carvões, em relação com o aumento do poder reflector da vitrinite.

Etapa sedimentar	Ra da Vitrinite	Tipo de HC formados	Carvão
Diagénesse	0,5	Metano e gás precoce (Zona Imatura)	Turfa
			Lignite
Catagénesse	2,0	Janela do Petróleo	Carvão
		Janela do Gás	Betuminoso
Metagénesse	4,0	Metano	Antracite
Metamorfismo		?	

Figura 4.1 – Relação entre as diferentes etapas do domínio sedimentar até à entrada no domínio metamórfico, com o poder reflector aleatório da vitrinite (Ra), a evolução de carvões com diferente grau de incarbonização e o tipo de hidrocarbonetos (HC) produzidos (segundo Perrodon, 1980).

O limite entre a catagénesse e a metagénesse coincide com a saída da Janela do Gás ou seja com o seu limite superior. Assim, para valores de poder reflector da vitrinite de aproximadamente 2,0% acaba a zona madura, para

formação de hidrocarbonetos gasosos, e entra-se numa zona sobremadura em que se forma essencialmente metano.

A metagénese, última etapa do domínio sedimentar, termina quando o poder reflector atinge valores próximos de 4,0%, terminando também a formação de metano. Neste ponto, os processos geológicos já não são característicos da formação de rochas sedimentares, mas estamos em domínios próprios do metamorfismo.

4.2.2. Fluorescência

A fluorescência é uma propriedade que a matéria orgânica pode apresentar e consiste na emissão de luz, com determinada cor, quando se encontra sob a acção de um agente luminoso excitador, designadamente da luz ultravioleta emitida em condições normalizadas (ICCP 1993).

A análise microscópica em luz reflectida em fluorescência pode ser considerada como complementar da análise em luz normal. Quando se iniciou a sua aplicação ao estudo de bacias sedimentares com eventual potencial petrolífero teve um grande desenvolvimento, podendo, por exemplo, ser usada para distinguir rochas capazes de produzir hidrocarbonetos – rochas-mãe, de rochas estéreis.

Mais importante, porém, é o facto da fluorescência quantitativa (tanto em comprimento de onda fixo, quanto espectral) e, à semelhança do poder reflector da vitrinite, poder assinalar alterações relacionadas com variações químicas que a matéria orgânica vai sofrendo ao longo do seu processo evolutivo, isto é em termos de maturação. Mais ainda: no caso do cerogénio tipo I que não contem vitrinite, a fluorescência é o único parâmetro óptico quantitativo susceptível de medir a maturação, neste caso quando aplicado aos componentes do grupo da liptinite, ou seja, aos componentes petrográficos principais do tipo de cerogénio em questão. Alguns autores (entre outros Thompson-Rizer & Woods, 1987) tentaram, outrossim, construir escalas de maturação das rochas-mãe com base na cor da fluorescência apresentada por certas partículas orgânicas, em particular esporos. Um outro exemplo, de uma boa escala de maturação com base na cor da fluorescência, é o que se passa com certas algas lacustres (Perrodon, 1980), em

particular as do grupo *Botryococos*, cuja cor de fluorescência pode variar entre o verde (quando a rocha-mãe ainda está imatura) e o vermelho (quando os materiais orgânicos já se encontram num estado de sobrematuração).

No quadro 4.1, apresenta-se a relação entre o grau de maturação de uma rocha-mãe, a variação da cor da fluorescência, em partículas do grupo da liptinite, e a variação do poder reflector da vitrinite.

Quadro 4.1 – Relação entre a cor da fluorescência, o grau de maturação da matéria orgânica e o poder reflector da vitrinite (Perrodon, 1980).

Cor da fluorescência	Grau de maturidade	Poder reflector da Vitrinite (%)
Verde	Zona imatura	PR < 0,5
Amarelo a alaranjado	Zona madura (janela do Petróleo)	0,5 < PR < 1,0
Laranja	Fim da janela do Petróleo	PR ~ 1,0
Vermelho	Zona supermadura	PR > 1,0

A fluorescência, que se observa nalgumas partículas de matéria orgânica, deve-se, essencialmente, à presença dos designados fluoróforos.

Entre os três grupos de macerais, o que apresenta maior intensidade de fluorescência é o grupo da liptinite cujos macerais apresentam um teor mais elevado em hidrogénio. A fluorescência de partículas pertencentes ao grupo de macerais da vitrinite, regra geral, não é tão intensa e as transformações que aqui ocorrem são bastante mais rápidas no sentido do desaparecimento desta propriedade. Por sua vez, os macerais do grupo da inertinite não apresentam fluorescência visível quando sob o efeito de luz ultravioleta.

Diferentes fenómenos, relacionados com a fluorescência, ocorrem com a evolução a que as partículas orgânicas vão sendo sujeitas. Entre estes, amplamente descritos na bibliografia especializada (Van Gijzel, 1975; Philippe *et al*, 1986; Hagemann & Hollerbach, 1986; Robert, 1988; Lin & Davis, 1988, Ottenjann, 1988; Pradier *et al*, 1991), destacam-se: o “*quenching*” ou supressão, o “*fading effect*” e o “*thermal cracking*”. Resumidamente, cada um destes fenómenos pode ser assim descrito:

- “*quenching*” ou supressão – é uma consequência do processo evolutivo e resulta da concentração de fluoróforos que leva ao desaparecimento gradual dos efeitos da fluorescência; antes da supressão total da fluorescência esta pode passar por tons avermelhados (“*red shift*”);

- “*fading effect*” – é uma variação, aumento ou diminuição, na intensidade da fluorescência da matéria orgânica, em resultado da transformação fotoquímica, das substâncias fluorescentes, devido a fenómenos de oxidação quando em contacto com oxigénio atmosférico e/ou quando a exposição ao agente excitador é mais prolongada. Este efeito, quando observável em matrizes organo-minerais, pode ser uma propriedade diagnóstica para avaliar o grau de maturação orgânica presente numa rocha sedimentar;

- “*thermal cracking*” – é um fenómeno observado essencialmente quando existem hidrocarbonetos livres. A transformação em cadeias mais simples (“*cracking*”) aumenta a quantidade de fluoróforos aumentando a sua diluição num meio neutro o que enfraquece o efeito de supressão. Este efeito faz com que aumente a intensidade de fluorescência dos hidrocarbonetos e uma mudança para tons de azul (“*blue shift*”).

4.3. Pirólise Rock-Eval

A técnica de pirólise pelo método Rock-Eval é uma técnica amplamente utilizada na indústria petrolífera. Trata-se de um método bastante completo e de elevada precisão, tendo sido desenvolvido no Institut Francais du Pétrole (IFP).

Resumidamente, podemos descrever a pirólise Rock-Eval (Espitalié *et al*, 1977, 1985a, 1985b, 1986) como sendo um processo que consiste em aquecer, através de um aumento constante de temperatura (25°C / minuto), numa atmosfera inerte (hélio) uma amostra de rocha previamente preparada na granulometria adequada, a fim de obter:

- a quantidade de hidrocarbonetos livres (quer gasosos quer líquidos) contidos na amostra e susceptíveis de se libertarem a uma temperatura inferior a 300°C. O valor obtido constitui o pico **S1**;

- a quantidade de produtos hidrocarbonados, libertados por “cracking” térmico, a uma temperatura entre os 300 e os 600°C. Este valor constitui o pico **S2**;

- a quantidade de compostos oxigenados (essencialmente o CO₂) libertados pela pirólise da matéria orgânica a uma temperatura próxima dos 390°C. O valor obtido constitui o pico **S3**. O valor de 390°C, escolhido para a temperatura, permite evitar uma eventual mistura do CO₂ assim formado com o CO₂ produzido pela decomposição dos carbonatos que começam o seu processo de dissociação a partir desta temperatura.

Assim, de acordo com o atrás referido, é possível quantificar os hidrocarbonetos livres (quer líquidos quer gasosos) contidos na amostra de rocha, os compostos oxigenados (CO₂) e hidrocarbonados e, ainda, determinar o carbono orgânico total (COT) obtido graças à oxidação ao ar da matéria orgânica residual.

A partir dos dados obtidos com a pirólise Rock-Eval podemos, então, determinar os seguintes parâmetros:

- **Tmax** que corresponde à temperatura (em °C) atingida no pico S2. Trata-se do principal indicador de maturação da matéria orgânica fornecido pela pirólise. Para uma mesma lei de aquecimento (geralmente 25°C / minuto), a evolução térmica natural da matéria orgânica traduz-se por um aumento do valor de Tmax (Tissot & Espitalié 1975; Espitalié *et al* 1977). Contudo, este parâmetro depende do tipo de matéria orgânica original e, para matéria orgânica de origem continental apresenta algumas limitações, pelo que deve ser utilizado conjuntamente com outros parâmetros. Este parâmetro permite estabelecer três fases de evolução da matéria orgânica cujos limites, definidos pela temperatura, podem variar consoante a origem daquela matéria orgânica;

- o **teor em carbono orgânico total (COT)** expresso em percentagem ponderal (carbono orgânico residual + carbono orgânico pirolisado deduzido dos picos S1 e S2). Trata-se um indicador que permite aquilatar, à priori, do potencial da amostra para a produção de hidrocarbonetos;

- o **Índice de Hidrogénio (IH)** que correspondente à quantidade de hidrocarbonetos libertados pela pirólise (pico S2), relacionados com o Carbono

Orgânico Total (COT). Este índice caracteriza o potencial químico em hidrocarbonetos da matéria orgânica segundo o seu tipo e o seu grau de evolução;

- o **Índice de Oxigénio (IO)** expresso em miligramas de CO_2 libertado pela pirólise por grama de COT. Nas situações em que seja possível estabelecer uma boa correlação entre este índice e a razão atómica O/C, podemos considerar, como primeira aproximação, que ele representará a riqueza em oxigénio da matéria orgânica;

- o **Índice de Produção (IP)** que é a razão entre $S1/(S1+S2)$. Este índice exprime a proporção entre os hidrocarbonetos livres relativamente à totalidade de hidrocarbonetos obtidos por pirólise.

O equipamento usado na pirólise Rock-Eval tem sido alvo de diversos melhoramentos e a aparelhagem utilizada actualmente, o Rock-Eval 6 (Lafargue *et al*, 2001), permite correlações mais rigorosas entre a temperatura Tmax e o valor do poder reflector da vitrinite, tal como se ilustra na figura 4.2.

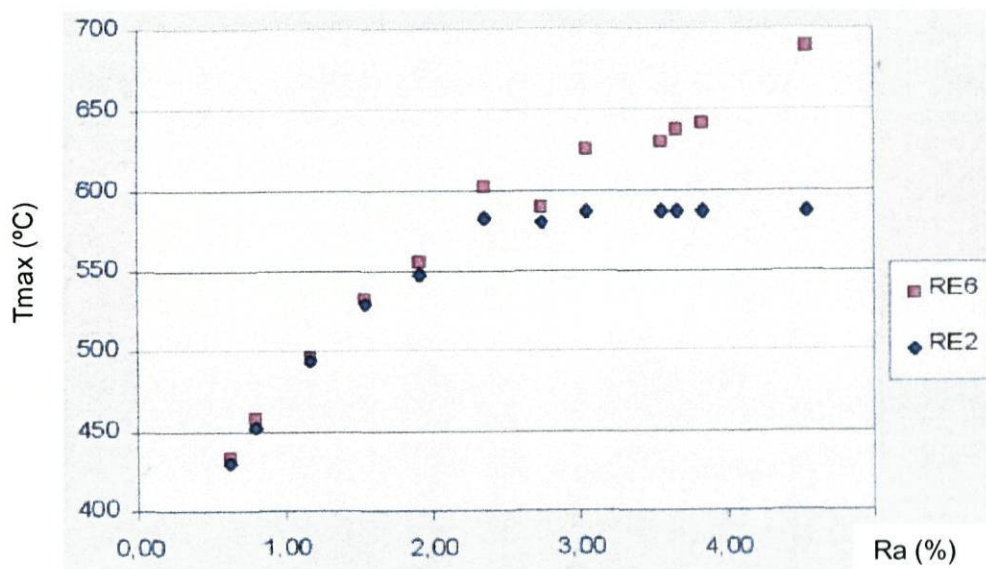


Figura 4.2 – Correlação entre Poder Reflector da Vitrinite (eixo das abcissas) e o valor do parâmetro Tmax (eixo das ordenadas) obtido em dois modelos de pirólise Rock-Eval: o Rock-Eval 2 (RE2) e o Rock-Eval 6 (RE6) (Lafargue *et al*, 2001).

A correlação que agora é possível obter entre o Tmax e o poder reflector da vitrinite, com o Rock-Eval 6, mostra-se cada vez mais linear, sobretudo para valores de poder reflector superiores a 2,0%, quando comparado com versões da aparelhagem Rock-Eval mais antigas.

4.4 Interpretação de registos geofísicos (sísmica de reflexão)

A sísmica de reflexão, como contributo para a prospecção / pesquisa, foi amplamente aplicada em vários sectores da Bacia Lusitaniana.

No nosso caso, a análise e interpretação de perfis geofísicos, seleccionados entre os numerosos quilómetros de linhas sísmicas existentes, foram efectuadas com o intuito de responder a problemas concretos de interpretação da arquitectura da bacia de modo a comprovar se a estrutura deduzida era ou não compatível com a interpretação dos resultados obtidos nos estudos de maturação.

Por outro lado, o estudo das linhas sísmicas teve como objectivo analisar a eventual influência dos movimentos do sal na evolução da maturação da MOD, assim como a localização espacial do mesmo sal em relação a hipotéticas rochas-mãe já que, esta posição relativa poderia estar relacionada com a criação de espaços para acomodação / acumulação de hidrocarbonetos.

Outro aspecto que se procurou clarificar ao analisar perfis geofísicos, prendeu-se com a tentativa de comprovar a compartimentação interna da bacia. Realmente, a existência de uma mesma formação geológica, em que a matéria orgânica apresenta distintos graus de evolução, poderia, de alguma forma, ser justificado pelo facto de estarmos perante sub-bacias sedimentares com distinta capacidade para acomodação de sedimentos.

Os limites, que se estabelecem entre cada um dos três sectores da bacia, foi outro dos aspectos que se procurou avaliar com a observação dos perfis geofísicos.

Assim, no âmbito do Projecto MILUPOBAS, uma equipa do GEUS procedeu a uma análise dos perfis sísmicos, tanto do onshore como do offshore, da Bacia Lusitaniana. Este trabalho deu um importante contributo para uma melhor compreensão, quer da estrutura, quer da evolução sofrida pela bacia (Lomholt *et al* 1996).

Inicialmente seleccionamos 11 perfis, que se distribuem pelos três sectores da bacia, tal como se apresenta no quadro 4.2.

Quadro 4.2 – Perfis sísmicos seleccionados, analisados e interpretados.

Linha sísmica	Sector Norte	Sector Central	Sector Sul
UTP 81-5			
UTP 82-14			
UTP 82-13			
UTP 81-8			
UTP 81-2			
AR 2-81			
AR 8-80			
AR 9-80			
AR 15-51			
B 1			
B 3			

- Perfis seleccionados
 - Perfis analisados e interpretados
 - Perfis analisados mas não interpretados

Entre os perfis seleccionados, embora todos tenham sido alvo de análise, nem todos viriam a ser alvo de completa interpretação, uma vez que se verificou que os dados que eles poderiam fornecer não seriam de inequívoca utilidade para os fins em vista na presente tese.

Por outro lado, um dos problemas com que deparamos na interpretação das linhas sísmicas deveu-se à ausência de uma rigorosa calibração estratigráfica de determinadas linhas. Mesmo projectando a estratigrafia, obtida a partir de sondagens realizadas nas proximidades da linha, nem sempre foi possível obter a calibração adequada pelo que, foi nossa opção não proceder a completa interpretação desse perfil.

Assim, interpretaram-se dois perfis no sector Norte e um no sector Central. Com vista a melhor interpretar os limites entre sectores interpretaram-se, ainda,

dois perfis orientados, sensivelmente, num azimute perpendicular ao limite entre os sectores Norte e Central.

A localização dos perfis seleccionados para o sector Norte é a que se apresenta na figura 4.3. Das linhas apresentadas, a linha UTP 81-5 não foi interpretada.

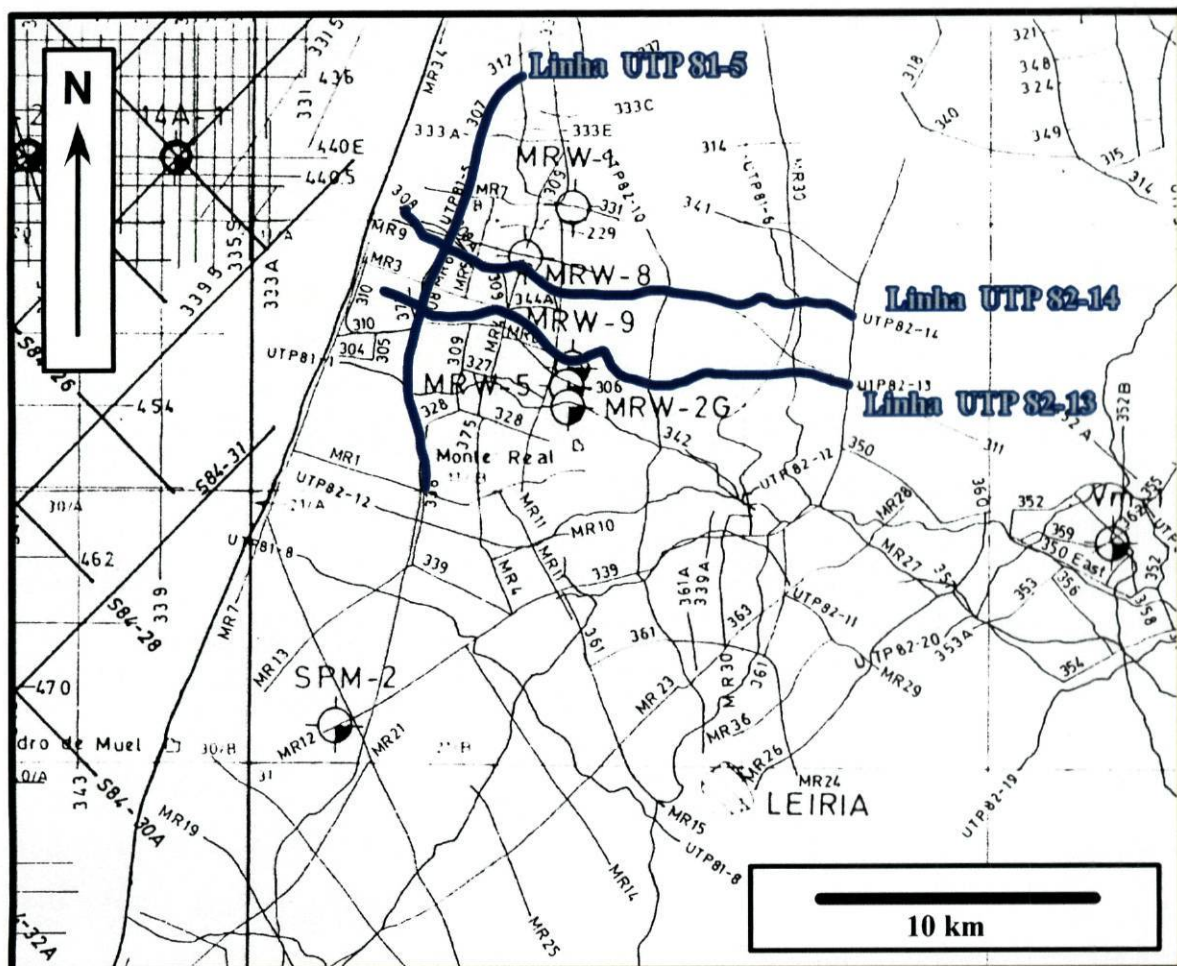


Figura 4.3 – Mapa parcial do sector Norte da bacia, onde se evidenciam as linhas sísmicas que foram seleccionadas neste sector.

Para a calibração das linhas sísmicas do sector Norte da bacia, utilizaram-se as sondagens realizadas na região de Monte Real, nomeadamente MR-W9 e MR-W5.

A localização dos perfis seleccionados para o sector Central é a que se apresenta na figura 4.4. Das linhas representadas, apenas se procedeu à interpretação da linha AR 9-80.

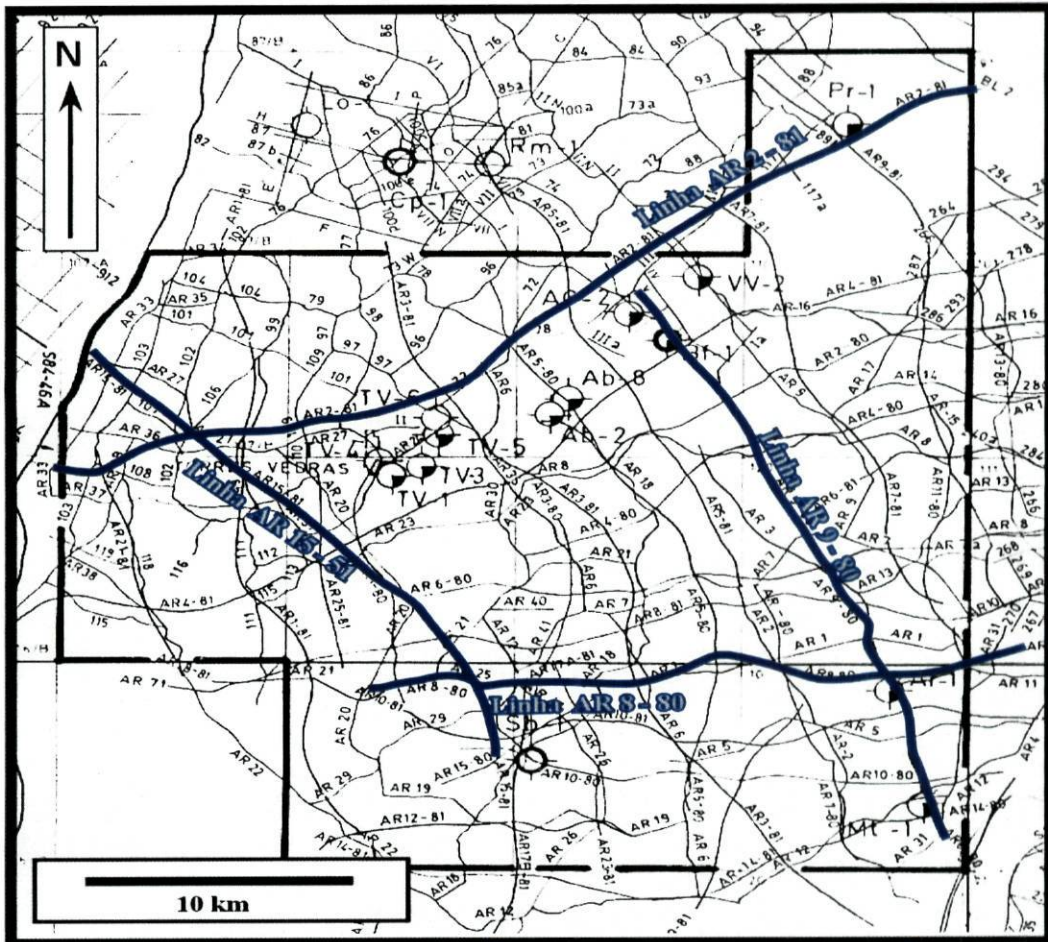


Figura 4.4 – Mapa parcial do sector Central da bacia, onde se evidenciam as linhas sísmicas que foram seleccionadas neste sector.

Para a calibração das linhas sísmicas deste sector, utilizaram-se as sondagens realizadas o mais próximo possível do perfil. Assim, a linha sísmica AR 9-80, foi calibrada com as sondagens realizadas nas proximidades da Aldeia Grande e de Benfeito, nomeadamente AG-2 e Bf-1.

As localizações das linhas sísmicas que intersectam o limite entre o sector Norte e o sector Central encontram-se representadas na figura 4.5, tendo ambas as linhas sido interpretadas. Na calibração destas duas linhas foi utilizada a sondagem SPM-2 localizada, sensivelmente, a meia distância das linhas UTP81-8 e UTP 81-2.

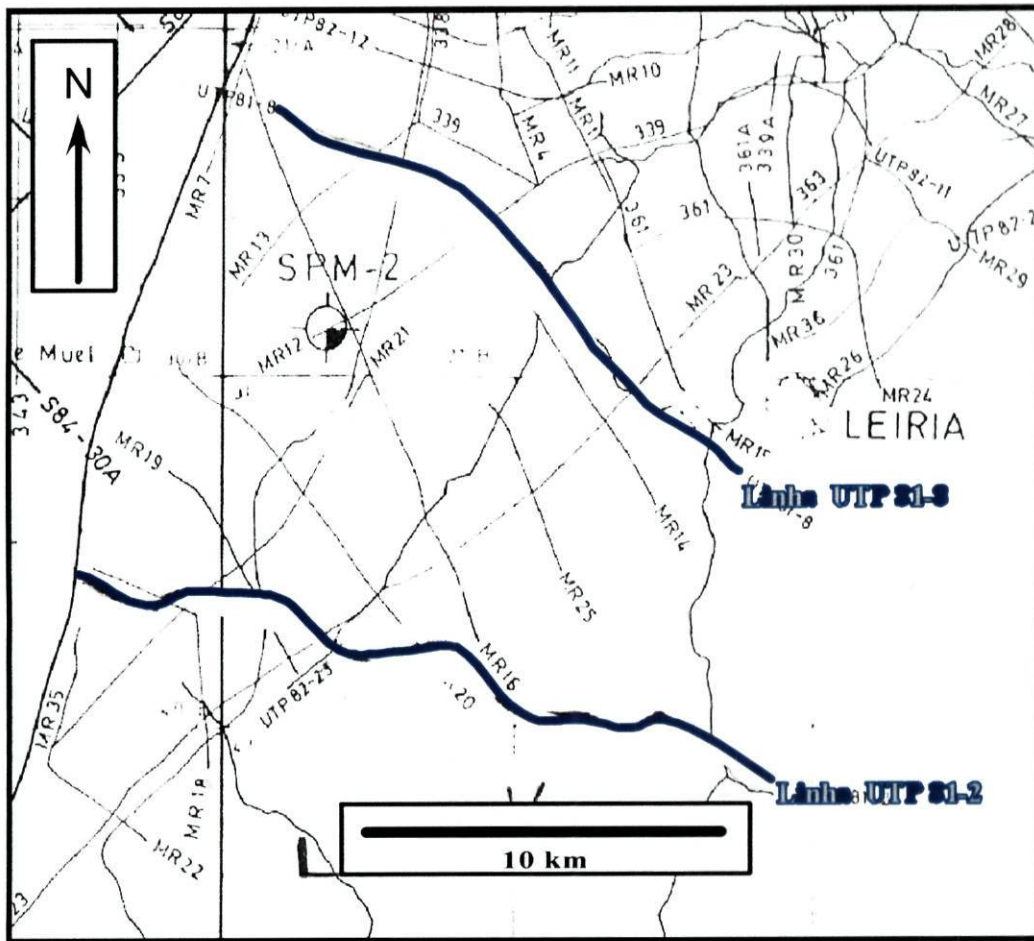


Figura 4.5 – Mapa onde se evidenciam as linhas sísmicas que foram seleccionadas na separação entre os sectores Norte e Central.

5. RESULTADOS

5. RESULTADOS

5.1. Estudo petrográfico

Como referido no capítulo anterior, o estudo petrográfico de preparações tanto “Whole Rock”, como “Light Fraction” tinha como objectivos principais não só a identificação dos constituintes orgânicos presentes como também a determinação do poder reflector aleatório da vitrinite, este último enquanto parâmetro de medição do grau de maturação.

Ora se, com maior ou menor dificuldade, foi possível determinar o poder reflector da vitrinite, em praticamente todas as amostras, já a identificação dos diferentes componentes da matéria orgânica para além da vitrinite viria a revelar-se bastante problemática, em muitas das amostras. Tal deveu-se, por um lado ao teor em matéria orgânica francamente baixo e, por outro, ao facto de se estar perante materiais, alguns deles armazenados há dezenas de anos, e que, assim, mostravam sinais claros de alteração e de oxidação.

5.1.1. Identificação e descrição dos constituintes orgânicos

Duma forma geral podemos dizer que as amostras estudadas se revelaram, salvo raras excepções, relativamente pobres em constituintes orgânicos.

Em muitas bacias sedimentares, como a Bacia Lusitaniana, a matéria orgânica encontra-se sob a forma dispersa nos sedimentos, em conjunto com materiais de origem detrítica ou de precipitação química. Trata-se daquilo que habitualmente se designa por matéria orgânica dispersa (MOD). Além disso, a MOD constitui uma pequena fracção numa rocha sedimentar pelo que, em relação ao volume total de rocha, não representa, na maior parte das situações, mais do que 0,5.

Muitas foram, ao longo do tempo, as tentativas de sistematização dos diferentes componentes orgânicos presentes nas rochas sedimentares. Foi

Potonié quem inicialmente, em 1908, classificou como **caustobiólitos** “os produtos combustíveis dos seres vivos, ricos em carbono, fluidos ou sólidos, fósseis, subfósseis ou formados recentemente após a morte”. Precisando melhor esta definição, o ICCP (1963), define como caustobiólitos “as rochas que contenham quantidades mais ou menos importantes de compostos carbonados de origem orgânica ou, mesmo, carbono puro, desde que este também seja de origem orgânica”. Assim, podemos dizer que os caustobiólitos correspondem ao que se designa por matéria orgânica sedimentar fóssil.

Na Natureza ocorrem pois diferentes tipos de caustobiólitos. Uma sistematização possível é a que se apresenta no quadro 5.1, onde se faz uma divisão dos caustobiólitos em três grupos com características e propriedades distintas: os naftobetumes, os cerabetumes e os carvões. Esta divisão baseia-se num critério de solubilidade ou de insolubilidade daqueles materiais em solventes orgânicos tradicionais (sulfureto de carbono, clorofórmio, etc.). Os carvões e os cerabetumes são insolúveis naqueles solventes, ao passo que os naftobetumes são solúveis em relação aos mesmos solventes. Alguns materiais orgânicos não entram em nenhum dos dois grupos dado que são parcialmente solúveis naqueles solventes. Tal é o caso das resinas fósseis e dos asfaltóides que estão na transição dos naftobetumes para os cerabetumes.

No estudo da matéria orgânica dispersa, além do conceito de caustobiólito, são, igualmente, muito importantes os conceitos de cerogénio e de betume, conceitos estes que têm diferentes definições para os geoquímicos e para os petrógrafos. Assim, a definição, segundo os geoquímicos orgânicos, que é a mais abrangente para aquele termo refere-se ao cerogénio como “a fracção da matéria orgânica sedimentar insolúvel nos solventes orgânicos usuais”. A fracção solúvel da matéria orgânica sedimentar é, por sua vez, designada como betume também pelos geoquímicos.

Nesta acepção, o cerogénio é, pois, a forma mais abundante de carbono de origem orgânica presente na Terra. Admite-se que o cerogénio possa ser cerca de 1000 vezes mais abundante do que toda a matéria orgânica que se encontra concentrada nos jazigos de carvão e de petróleo. Se não considerarmos as rochas reservatório e os sedimentos actuais, nas formações sedimentares mais antigas o

cerogénio constitui entre 80 a 90% da matéria orgânica presente nessas formações. O valor restante, de 10 a 20%, corresponde a betumes. Na figura 5.1, apresenta-se uma relação volumétrica entre a fracção inorgânica e as diferentes fracções orgânicas que uma rocha sedimentar pode apresentar.

Quadro 5.1 – Classificação dos caustobiólitos – matéria orgânica sedimentar fóssil (adaptado de Lemos de Sousa 1985).

CAUSTOBIÓLITOS	Naftobetume	Gás natural
		Petróleo
		Malte
		Asfalto natural
		Asfaltite
		Ozocerite (e outras ceras minerais)
		Resina fóssil
		Asfaltóide (pirobetume asfáltico)
	Cerabetume	Matéria orgânica dos solos (humos)
		Matéria orgânica das vasas (sapropelo)
		Matéria orgânica das rochas-mãe
		Matéria orgânica dos xistos betuminosos
	Carvão	Carvão sapropélico
		Carvão húmico

	Solúveis em solventes orgânicos
	Parcialmente solúveis em solventes orgânicos
	Insolúveis em solventes orgânicos
	Insolúveis em solventes orgânicos

Por fim, note-se que com vista a evitar confusões de nomenclatura Alpern (1970, 1980) propôs que o conjunto dos constituintes orgânicos, observados em luz reflectida e reconhecíveis ao microscópio se designe por organólitos ou organoclastos.

Em contraste, os petrógrafos utilizam o termo cerogénio para designar o conjunto da matéria orgânica sedimentar fóssil mais ou menos dispersa na matriz das rochas sedimentares, em preparações para exame microscópico, tanto do tipo WR como LF. Ora, tal não implica, pois, qualquer critério de solubilidade ou insolubilidade mas sim e apenas uma separação física por densidade no caso da preparação tipo LF. Refira-se, ainda, e de maneira a não confundir conceitos que os petrógrafos orgânicos não usam o termo betume, mas antes a designação de migrabetume para os hidrocarbonetos sólidos identificáveis ao microscópio.

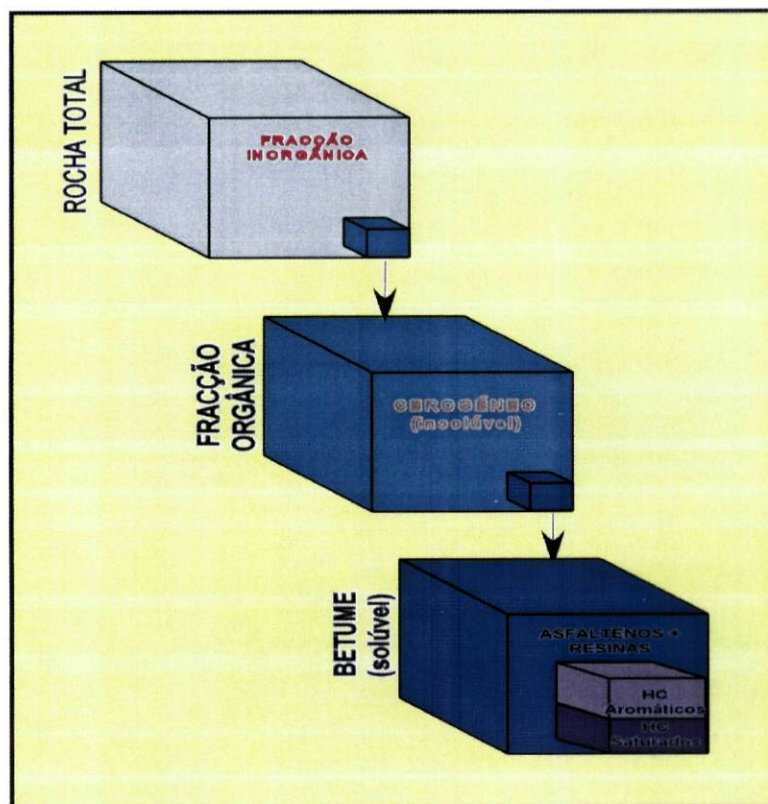


Figura 5.1 – Relação volumétrica entre a matéria inorgânica e matéria orgânica sedimentar, dispersa numa rocha (adaptado de Tissot & Welte, 1984).

Os betumes sólidos são produtos decompostos ou de neoformação, solúveis ou insolúveis nos solventes usuais e que podem ser autóctones ou, na maior parte das situações, migrados, daí receberem a designação de **migrabetume** por parte dos petrógrafos (Alpern 1980).

O estudo do cerogénio ao microscópico consiste em identificar e classificar as partículas orgânicas de acordo com as regras e a nomenclatura de base em

uso pelo International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP 1963, 1971, 1976 e 1993) para os constituintes dos carvões. De facto, embora muitos destes constituintes possam ser identificados como cerogénio, quando se estuda MOD a situação é substancialmente mais complicada do que nos carvões, porque as partículas orgânicas se encontram bastante fragmentadas, são de reduzido tamanho e aparecem disseminadas no seio da matéria mineral mesmo em preparações do tipo LF. Outra dificuldade no estudo do cerogénio reside no facto de aparecerem outros organoclastos que não os macerais, como seja o caso de zooclastos e de betumes sólidos (migrabetumes).

Assim, as nomenclaturas propostas para a classificação petrográfica do cerogénio / organoclastos têm sido as mais diversas; porém, examinadas comparativamente o que se verifica é que variam, essencialmente, na pormenorização (Stach *et al* 1982; Taylor *et al* 1998). Numa tentativa de harmonização das várias propostas, o ICCP isolado primeiro (ICCP 1993; Hutton *et al* 1999 in Ade & Lemos de Sousa) e, mais tarde, em conjunto com a The Society of Organic Petrologists (TSOP) elaboraram uma classificação mais simples para uso prático que, em termos gerais, se reduz às seguintes entidades:

- Macerais dos grupos da Huminite / Vitrinite;
- Macerais do grupo da Liptinite;
- Macerais do grupo da Inertinite;
- Zooclastos;
- Migrabetumes e, quando seja o caso,
- Matrizes organo-minerais.

Foi, pois, esta a nomenclatura usada no presente trabalho.

Por outro lado, e em relação aos hidrocarbonetos sólidos (migrabetumes) e também líquidos seguimos a terminologia implementada pelo GIPIGO para a sua identificação e descrição (Quadro 5.2).

Quadro 5.2 – Classificação dos hidrocarbonetos líquidos e migrabetumes detectados em superfícies polidas de amostras de “Whole Rock” (adaptado de Alpern *et al* 1993).

HIDROCARBONETOS (HC)	HC líquidos		gotas filmes redes não esféricos	Termos convencionais:	
		HC dissolvidos (na resina)			
	HC sólidos (migrabetumes)	Liptibetume PR < 0,3%	Fluorescente		Asfaltite, Ozocerite, Wurtzilite, Gilsonite
			Não-fluorescente		Pez brilhante, Albertite
		Vitribetume 0,3% <PR< 0,7%	Fluorescente		Grahamite
			Não-fluorescente		Albertite
		Fusibetume PR > 0,7%	Isotrópico		Impsonite
			Anisotrópico		Antraxolite
	Pirombetume	Coque Esferobetume anisotrópico			

Para quantificar a abundância relativa, muito variável de amostra para amostra estudada, de cada componente orgânico, estabeleceu-se uma escala variando desde o raro até ao muito abundante. No quadro 5.3, apresentam-se os diferentes graus que compõem esta escala, assim como a simbologia utilizada para a caracterização de cada grau.

Quadro 5.3 – Escala de abundância relativa a utilizar na quantificação dos diferentes grupos de organoclastos.

Designação	Símbolo
Muito abundante	+++++
Abundante	++++
Relativamente abundante	+++
Pouco abundante	++
Raro	+
Não observado	-

Os resultados obtidos por este tipo de análise foram os seguintes:

A – Sector Norte da bacia

No quadro 5.4 apresenta-se a quantidade relativa em organoclastos, observados nas amostras estudadas e pertencentes às duas sondagens do sector Norte: SPM-2 e MR-W9.

Neste sector, verifica-se que os macerais do grupo da Vitrinite e os do grupo da Inertinite são uma presença constante ao longo de toda a sequência estratigráfica, embora, na maior parte das situações, sejam raros a pouco abundantes. A Formação de Cacém é aquela que apresenta uma maior variabilidade de componentes e uma abundância relativa mais interessante, quer em migrabetumes quer em macerais do grupo da liptinite.

Quadro 5.4 – Abundância relativa, por formação, dos diferentes grupos de organoclastos, nas sondagens do sector Norte da Bacia Lusitaniana.

	V	I	L	MB	Z
Cenozóico indiferenciado	+	+	-	-	-
Cenomaniano (Formação de Cacém)	++	++	+++	+++	+
Cretácico inferior (Formação dos Grés de Torres)	+	+	-	-	-
Sinemuriano superior a Aaleniano (F. da Brenha)	+++	+++	+	-	-
Sinemuriano inferior (Formação de Coimbra)	++	++	-	-	-
Hetangiano (Formação das Margas da Dagorda)	+	+	-	-	-

V – macerais do grupo da vitrinite; **L** – macerais do grupo da liptinite; **I** – macerais do grupo da inertinite; **MB** – migrabetumes; **Z** – zooclastos.

B – Sector Central da bacia

No quadro 5.5, apresenta-se um resumo sobre a quantidade relativa em organoclastos, observados em amostras pertencentes às sondagens do sector Central: Ga-1, VV-2, AG-2, TV-4, TV-5, Ab-2, Fx-1, Sb-1 e Mt-1.

Quadro 5.5 – Abundância relativa, por formação, dos diferentes grupos de organoclastos, nas sondagens do sector Central da Bacia Lusitaniana.

	V	I	L	MB	Z
Kimmeridgiano sup. a Titoniano (Formação dos Grés Superiores)	+	-	-	-	-
Kimmeridgiano inferior (Formação de Abadia)	++	+	+	+++	+
Oxfordiano superior (Formação da Montejunto)	++	++	+	+++	-
Oxfordiano superior (Formação de Cabaços)	+++	+	++	+++	-
Sinemuriano superior a Caloviano (Formação da Brenha)	+	++	++	+	-
Sinemuriano inferior (Formação de Coimbra)	++	+	-	-	-
Hetangiano (Formação das Margas da Dagorda)	-	-	-	-	-

V – macerais do grupo da vitrinite; L – macerais do grupo da liptinite; I – macerais do grupo da inertinite; MB – migrabetumes; Z – zooclastos.

No sector Central, verifica-se que são as formações de Abadia, Montejunto e Cabaços e, em parte, da Formação da Brenha, onde os organoclastos são mais abundantes e diversificados. Os macerais do grupo da Vitrinite e os do grupo da Inertinite, assim como os migrabetumes, aparecem em toda a sequência que é abrangida pelas formações atrás mencionadas. Os macerais do grupo da liptinite, embora em quantidade menos representativa, também aparecem nas mesmas formações. Os zooclastos são relativamente raros e, embora se tenham observado alguns na Formação da Abadia e numa ou noutra amostra pertencente a outras formações, a sua presença é pouco significativa.

C – Sector Sul da bacia

No quadro 5.6, apresenta-se um resumo sobre a quantidade relativa em organoclastos, observados em amostras pertencentes às sondagens do sector Sul – Br-2 e Br-3.

Quadro 5.6 – Abundância relativa, por formação, dos diferentes grupos de organoclastos, nas sondagens do sector Sul da Bacia Lusitânica.

	V	I	L	MB	Z
Cenozóico indiferenciado	-	-	-	-	-
Cenomaniano (Formação de Cacém)	-	-	-	-	-
Cretácico inferior (Formação dos Grés de Cascais)	+	+	-	-	-
Kimmeridgiano sup. a Titoniano (F. Grés Superiores/Lourinhã)	+	-	-	-	-
Kimmeridgiano inferior (Formação de Abadia)	+	+	++	+++	-
Oxfordiano superior (Formação da Montejunto)	++	+++	++	++	-
Oxfordiano superior (Formação de Cabaços)	+	++	++	++	-
Bajociano a Caloviano (Formação da Brenha)	+	+	-	-	-

V – macerais do grupo da vitrinite; **L** – macerais do grupo da liptinite; **I** – macerais do grupo da inertinite; **MB** – migrabetumes; **Z** – zooclastos.

No sector Sul, verifica-se que as formações de Cabaços, Montejunto e Abadia, à semelhança do que acontece no sector Central, apresentam uma maior variabilidade e quantidade relativa de organoclastos. As formações de natureza mais detrítica, nomeadamente as formações dos Grés de Cascais e dos Grés Superiores são, claramente, as que apresentam menor quantidade de organoclastos. Na Formação de Cacém e na Formação da Brenha, os fracos resultados obtidos poderão, pelo menos em parte, ser explicados com o reduzido número de amostras que foram alvo de estudo. Os zooclastos praticamente não foram observados em nenhuma das amostras.

Além da identificação e determinação da quantidade relativa de organoclastos, foi ainda possível analisar um caso particular de betuminização. Trata-se de gastrópodes fósseis, em que as cavidades internas da sua concha estavam, praticamente na totalidade, impregnadas com um material de características betuminosas, com um aspecto muito semelhante aos migrabetumes, de poder reflector mais baixo em relação aos observados em amostras de sondagens.

Sobre este material, cuja ocorrência é descrita na bibliografia (Carrington da Costa 1941) como “*substância negra, brilhante, quebradiça, de fractura concóide, que lembra à primeira vista certos azeviches*”, procedeu-se à determinação do poder reflector e da sua microdureza Vickers. De facto, a utilização destes dois parâmetros, na identificação deste tipo de materiais orgânicos, juntamente com ataques químicos a superfícies previamente polidas pode revelar-se determinante. Os resultados obtidos apresentam-se no quadro 5.7.

Quadro 5.7 – Valores de poder reflector e de microdureza Vickers obtidos sobre migrabetume em gastrópode.

	Betume
Poder reflector máximo – %	0,12
Poder reflector mínimo – %	0,09
Microdureza (máximo) – kg/mm ²	22,29
Microdureza (mínimo) – kg/mm ²	18,02

Assim, o poder reflector muito baixo (inferior a 0,3%), variando entre 0,09 e 0,12, permite-nos classificar este betume como sendo um liptibetume. A medida de poder reflector associada à determinação da microdureza Vickers leva-nos a considerar que, seguindo o critério de Alpern (1971), este betume poderá ser uma asphaltite.

Por último, refira-se que estes gastrópodes foram colhidos na Serra de Montejunto, nas formações de natureza calcária, que recebem o mesmo nome.

Permanece, contudo, ainda por determinar a origem deste betume. Poder-se-á tratar de material autóctone, originado no seio da Formação de Montejunto e que se tenha alojado nas cavidades vazias das conchas dos gastrópodes ou, poderá ser material alóctone, migrado de outras formações que se encontram em sequência estratigráfica com a Formação de Montejunto. Este é, de facto, um dos assuntos que terá de ser resolvido com base em biomarcadores (veja-se item 7.2).

5.1.2. Poder reflector

A determinação do poder reflector da vitrinite, tal como referido no capítulo precedente, constitui um dos principais parâmetros de medição do grau de evolução, isto é, da maturação atingida pela matéria orgânica fóssil.

Os primeiros trabalhos em que se utilizou o poder reflector da vitrinite, como indicador de maturação no estudo de bacias petrolíferas, foram desenvolvidos nas décadas de sessenta e setenta do século passado (Ammosov, 1962; Bostick, 1971; Teichmuller, 1971). Após estes primeiros trabalhos, este parâmetro, passou a ser utilizado, de forma sistemática, como uma importante ferramenta de auxílio à prospecção / pesquisa de hidrocarbonetos sendo considerado, por muitos autores, como o melhor para determinar o grau de maturação das rochas-mãe (Robert, 1980; Hunt, 1996).

Por outro lado, vale a pena chamar a atenção para o facto de Wassojewitsch (1969) ter assinalado a correlação entre a maturação / produção de hidrocarbonetos com base noutros parâmetros de graus de incarbonização, tais como as matérias voláteis e o teor em carbono, facto este sintetizado no conhecido “diagrama de Wassojewitsch”. No referido diagrama (ver figura 5.2), adaptado e completado com outros parâmetros introduzidos por correlação, por vários autores modernos tais como Teichmüller (1974), verifica-se que o aparecimento de hidrocarbonetos líquidos se inicia quando o poder reflector aleatório da vitrinite atinge valores próximos de 0,5% - é a entrada na “janela do petróleo”. A “janela do petróleo” pode estender-se, consoante os autores, até valores de poder reflector que pode variar de 1,0 a 1,35%. Contudo, para valores acima de cerca de 1,0% a produção de hidrocarbonetos líquidos já é muito diminuta pelo que, acima deste valor, apenas há produção de gás em quantidades significativas.

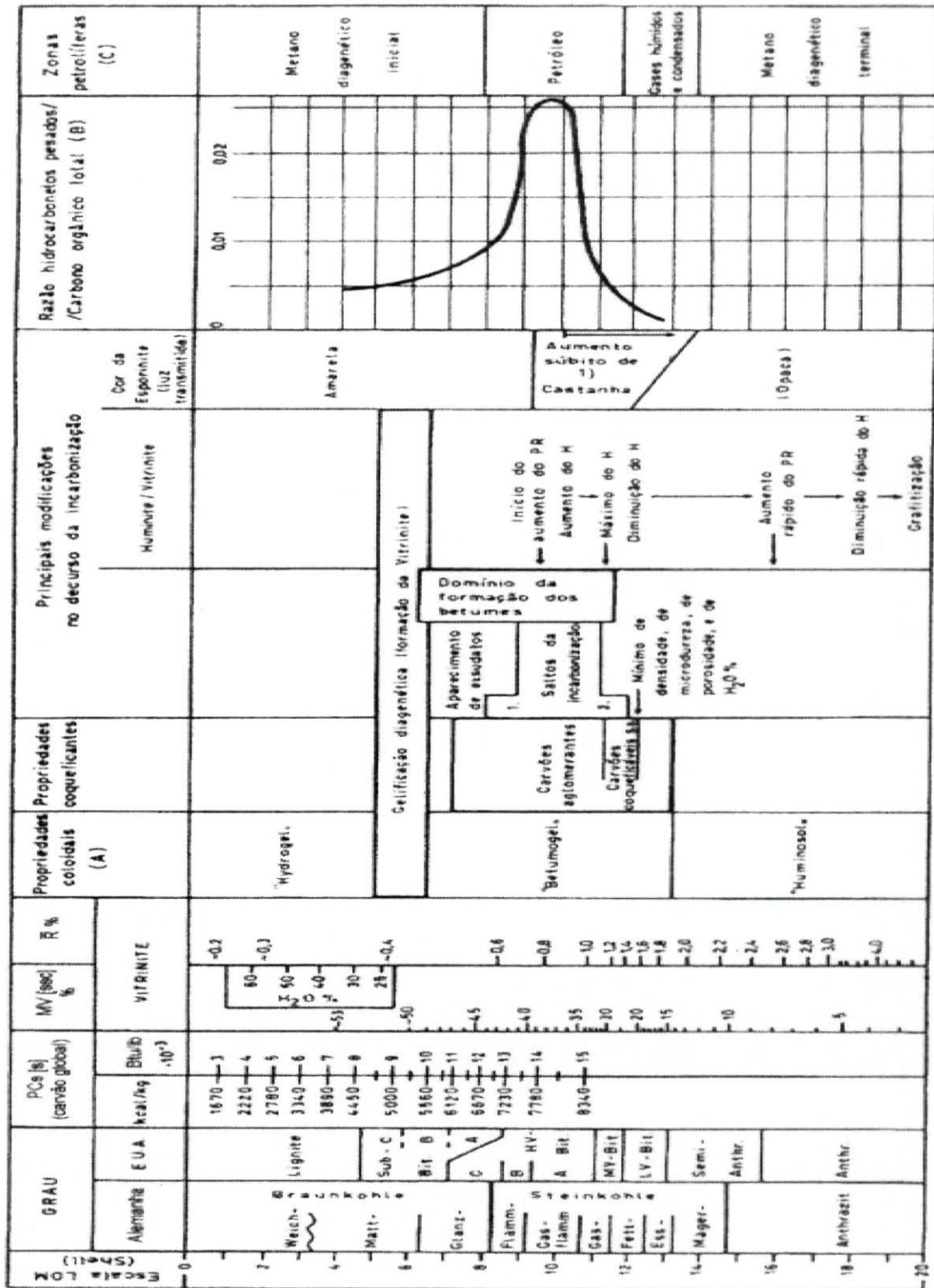


Figura 5.2 – Relação entre diferentes propriedades dos carvões e as zonas petrolíferas de Wassojewitsch (segundo Teichmüller, 1974, modificado por Lemos de Sousa 1978). 1) Q = relação vermelho / verde do espectro de fluorescência. Escalas: (A) – Ammosov & Sju I (1961); (B) – Hood & Gutjhar (s.d.); (C) – Wassojewitsch et al (1969).

No nosso trabalho, o valor médio do poder reflector aleatório da vitrinite, foi encarado como sendo o mais fiável indicador do grau de maturação das amostras estudadas, pelas seguintes razões:

- a vitrinite encontra-se presente em praticamente todas as amostras;
- trata-se de um parâmetro que evidencia uma sensibilidade à variação de grau muito mais uniforme, quando comparado com outros macerais (Stach *et al.*, 1982);
- trata-se de um parâmetro para o qual existem abundantes correlações na bibliografia com outros parâmetros de maturação, nomeadamente os geoquímicos tais como os obtidos com a pirólise Rock-Eval (ver, sobre este assunto capítulo 4 – figura 4.2);
- trata-se de um bom indicador para a definição dos limites das janelas de formação de hidrocarbonetos líquidos e gasosos;
- a medição do poder reflector da vitrinite é precisa e está normalizada nos léxicos do ICCP (1963, 1971, 1976, 1993) e nas Normas ISO 7404-5 e na Portuguesa NP 3606;
- mesmo partículas de vitrinite com reduzidas dimensões (até aproximadamente 2 μm) podem ser utilizadas para medição;
- geralmente, uma pequena quantidade de amostra de rocha tem um número de partículas de vitrinite suficiente para determinações com valor estatístico;
- é possível distinguir diferentes populações de vitrinite: a vitrinite autóctone, a vitrinite alterada por oxidação e mesmo vitrinite alóctone que tenha sido retrabalhada; isto consegue-se, geralmente, por métodos estatísticos tais como a simples construção de histogramas. É, contudo, necessário ter em atenção a eventual presença de vitrinites oxidadas, mesmo oxidação natural, o que pode implicar tanto um aumento (Stach, 1982) como uma diminuição (Lemos de Sousa, 1978).

No tratamento dos resultados, obtidos com a determinação do poder reflector para cada uma das amostras, elaborou-se inicialmente um histograma que, para cada classe, apresenta um intervalo de 0,2% de poder reflector. A análise do histograma permitiu, entre outros aspectos, retirar do conjunto as

medições que, à priori, foram consideradas como pertencendo a uma população não condizente com a maturação da matéria orgânica esperada para aquela profundidade. Dos restantes valores determinou-se a média do poder reflector aleatório da vitrinite para aquela profundidade.

Tendo em conta que se estudaram quase trezentas amostras, repartidas por treze sondagens, não se viu utilidade na apresentação dos histogramas individuais, optando-se por apresentar log's das treze sondagens, acompanhadas da coluna estratigráfica e da representação do poder reflector com a profundidade. Estes dados podem ser consultados no Anexo I.

De acordo com o atrás preceituado, uma rocha-mãe pode classificar-se, em termos de maturidade para a produção de hidrocarbonetos líquidos, em:

- **imatura** – quando o poder reflector da vitrinite é inferior a 0,5%;
- **madura** – quando o poder reflector da vitrinite varia entre 0,5 e aproximadamente 1,0%;
- **sobremadura** – quando o poder reflector da vitrinite é superior a aproximadamente 1,0%.

Nos log's do Anexo I, o limite inferior da “janela do petróleo” é assinalado por uma linha, de cor vermelha a cheio, correspondente ao valor 0,5% de poder reflector. Por sua vez, o limite superior da mesma janela é, também, assinalado por uma linha de cor vermelha mas a tracejado, uma vez que este limite é bastante mais discutível. No nosso trabalho assumimos um valor de 1,0% para o limite superior da “janela do petróleo”.

Os resultados obtidos, por sector da bacia e distribuídos por formação geológica, encontram-se nos quadros 5.8 – para o sector Norte, 5.9 – para ao sector Central e 5.10 – para o sector Sul.

Nos quadros 5.8, 5.9 e 5.10, tal como acontece nos log's, a referência à maturação das amostras estudadas é apenas em relação à produção de hidrocarbonetos líquidos.

Quadro 5.8 – Maturação das amostras das sondagens do sector Norte, em função do valor médio do Poder Reflector Aleatório da Vitrinite.

Sondagens	SPM-1	MR-W9
Cenozóico indiferenciado	I	I
Cenomaniano (Formação de Cacém)	I	I
Cretácico inferior (Formação dos Grés de Torres)	I	I
Sinemuriano superior a Aaleniano (Formação da Brenha)	I a M	I a M
Sinemuriano inferior (Formação de Coimbra)	M	M
Hetangiano (Formação da Dagorda)	M	n.d.

I – imatura; M – madura; SM – sobremadura; n.d. – não determinado.

No sector Norte verifica-se que as formações mais recentes, até à base do Cretácico, se encontram imaturas. Mesmo a Formação da Brenha está parcialmente imatura sobretudo, como seria de esperar, a sua parte mais superficial. Neste sector, rochas-mãe em estado maduro podem ser encontradas, sensivelmente, a partir do meio da Formação da Brenha para profundidades cada vez maiores.

Quadro 5.9 – Maturação das amostras das sondagens do sector Central, em função do valor médio do Poder Reflector Aleatório da Vitrinite.

Sondagens	Ga-1	VV-2	AG-2	Ab-2	TV-4	TV-5	Fx-1	Sb-1	Mt-1
Kimmeridgiano superior a Caloviano (F. Grés Superiores/Lourinhã)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	M	n.d.	M	n.d.
Kimmeridgiano inferior (F. de Abadia/Alcobaça)	M	M	I	M	M	SM	I a M	M	I a M
Oxfordiano superior (F. de Montejunto)	M a SM	SM	I a M	M	M a SM	F	M	M	I a M
Oxfordiano superior (Formação de Cabaços)	M	n.d.	M	M	M a SM	F	M	M	M
Sinemuriano superior a Caloviano (F. da Brenha/Candeeiros)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	SM	F	n.d.	SM	M
Sinemuriano inferior (Formação de Coimbra)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	SM	F	n.d.	n.d.	n.d.
Hetangiano (F. das Margas da Dagorda)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	SM	n.d.	n.d.	n.d.

I – imatura; M – madura; SM – sobremadura; n.d. – não determinado; F – falha.

No sector Central, as formações de Abadia, Montejunto e Cabaços são, em geral, as que se apresentam em estado de maturação. Pontualmente ocorrem excepções a esta situação, tal verifica-se em:

- a Formação da Abadia, nas sondagens AG-2, Fx-1 e Mt-1, aparece como imatura ou madura apenas na sua parte mais profunda;
- a Formação da Abadia, na sondagem TV-5, aparece como sobremadura;
- a Formação de Montejunto, na sondagem VV-2, aparece como sobremadura;
- a Formação de Montejunto, nas sondagens AG-2 Mt-1, aparece como imatura ou madura apenas na sua parte mais profunda.

Abaixo da Formação de Cabaços, as rochas-mãe aparecem já num estado de sobremaduras. Exceptua-se a sondagem Mt-1 onde a formação da Brenha aparece, ainda, como madura.

Quadro 5.10 – Maturação das amostras das sondagens do sector Sul, em função do valor médio do Poder Reflector Aleatório da Vitrinite.

Sondagens	Br-2	Br-3
Cenomaniano (Formação de Cacém)	n.d.	I
Cretácico inferior (Formação dos Grés de Cascais)	I	I
Kimmeridgiano superior a Titoniano (Formação da Lourinhã)	I	I
Kimmeridgiano inferior (F. de Abadia/Alcobaça)	I	I
Oxfordiano superior (F. de Montejunto)	I	I
Oxfordiano superior (Formação de Cabaços)	I	I
Bajociano a Caloviano (Formação de Candeeiros/Brenha)	n.d.	I a M

I – imatura; M – madura; SM – sobremadura; n.d. – não determinado.

A análise sobre a maturidade das amostras do sector Sul da bacia é bastante mais fácil. Neste sector da bacia verifica-se, simplesmente, que as possíveis rochas-mãe se encontram, claramente, imaturas. Poderá constituir excepção a esta situação, apenas a Formação da Brenha que, para maiores profundidades, apresenta valores de poder reflector muito próximos do limite inferior definido para a “janela do petróleo”.

5.1.3. Análise em fluorescência

A análise em fluorescência foi utilizada, no nosso trabalho, com o único objectivo de permitir identificar a presença de hidrocarbonetos líquidos, estejam eles dissolvidos na matriz da rocha ou sejam de neoformação.

A possibilidade de estabelecer uma escala de maturação da matéria orgânica com base na análise em fluorescência, foi por nós posta de parte, sobretudo, porque a abundância relativa em organoclastos, em particular os macerais do grupo da liptinite, nomeadamente esporos e fragmentos de algas, com boas propriedades de fluorescência, se revelou muito reduzida.

As sondagens onde se observaram, em maior quantidade, macerais do grupo da liptinite foram as sondagens TV-4 e TV-5. Nestas sondagens, nas amostras correspondentes às formações de Cabaços (a TV-4) e da Abadia (TV-5), foi possível observar uma série de organoclastos correspondentes a fragmentos de esporinite, cutinite e, mais raramente, alginite, todos eles macerais do grupo da liptinite.

Assim, a análise em fluorescência serviu, essencialmente, para detectar a presença de hidrocarbonetos nas amostras. Estes, sempre que se observaram, poderiam estar ainda numa hipotética rocha-mãe ou já a preencher espaços numa rocha reservatório. Assim, de forma simples, a distinção entre uma rocha-mãe e uma rocha reservatório pode resultar do facto de, nas primeiras, ser possível observar a formação de hidrocarbonetos líquidos em consequência da intensidade de fluorescência da resina de montagem das amostras WR. Nas rochas reservatório, os hidrocarbonetos encontram-se a preencher diferentes tipos de cavidades e fracturas ou, mais frequentemente, impregnando os materiais de natureza clástica. As impregnações de hidrocarbonetos observadas podem assumir aspectos muito distintos, sendo as mais frequentes:

- finas camadas ao longo das superfícies de clastos (filmes);
- preenchimento de superfícies de fractura ou alojados ao longo de planos de clivagem;
- preenchimento de poros e outros espaços entre os clastos;

- preenchimento de cavidades abertas por dissolução;
- sob a forma de gotas, por vezes alinhadas ou, mais frequentemente, dispersas na matriz;
- redes anastomosadas constituídas por finos alinhamentos de hidrocarbonetos.

A produção de hidrocarbonetos praticamente não foi observada nas amostras das sondagens do sector Norte, nem nas amostras das sondagens do sector Sul. Tal está de acordo com o grau de maturação, determinado com o poder reflector da vitrinite, obtido para estas duas zonas e já que se trata de rochas-mãe imaturas.

Nas sondagens do sector Central, contudo, foi possível observar não só a formação de hidrocarbonetos, mas também estes aparecendo sob a forma de impregnações, com diversos aspectos, nas amostras. Neste sector, as formações da Brenha / Candeeiros, Coimbra e Dagorda, foram consideradas, genericamente, como sendo sobremaduras pelo que, aqui, não seria de esperar pela observação de hidrocarbonetos neoformados. De facto, foi nas formações de Cabaços, Montejunto e Abadia, onde se registou, para a maioria das amostras destas formações, quer formação quer impregnações em hidrocarbonetos.

No Anexo IV, podem ser observados diversos aspectos, relacionados com a presença de hidrocarbonetos, em situações que indiciam quer geração, quer acumulação.

5.2. Estudo geoquímico

O estudo geoquímico consistiu na pirólise Rock-Eval, com o intuito de obter dados que nos permitissem avaliar, fundamentalmente, os seguintes parâmetros e características das nossas amostras:

- o teor em Carbono Orgânico Total (COT);
- estado de maturação das amostras, em função dos valores obtidos para o parâmetro T_{max};

- tipo de cerogénio presente, em função dos valores obtidos para o Índice de Hidrogénio;
- delimitação de ciclos transgressivos / regressivos em função da relação entre o COT e o Índice de Hidrogénio.

5.2.1. Teor em Carbono Orgânico Total (COT)

O resultado das análises da pirólise Rock-Eval em carbono orgânico total, determinado sobre amostras de rocha total e relativos a diferentes sondagens e diferentes níveis estratigráficos, encontra-se nos quadros 5.11, 5.12 e 5.13 para os sectores Norte, Central e Sul, respectivamente.

No sector Norte, os níveis analisados correspondem à formação de Cacém da sondagem SPM-2, incidindo essencialmente em terrenos que, estratigraficamente, marcam a passagem Cenomaniano / Turoniano.

Quadro 5.11 – Pirólise Rock-Eval – teor em Carbono Orgânico Total para sondagens localizadas no sector Norte da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	COT _{max} (%)	COT _{min} (%)	COT _{méd} (%)
Cacém	3	0,18	0,06	0,08

A análise destes resultados mostra que, de uma maneira geral, o teor em Carbono Orgânico Total (COT), com algumas variações relativamente significativas, é baixo. Admite-se que o reduzido número de amostras analisadas (apenas três) possa, de alguma forma, ter condicionado estes resultados.

As amostras seleccionadas para pirólise Rock-Eval, em sondagens localizadas sobre o sector Central e Sul da Bacia, incidiram sobre as formações de Abadia, Montejunto, Cabaços e Brenha. Verifica-se que as três primeiras correspondem, em termos estratigráficos, a níveis com Idade Oxfordiano / Kimmeridgiano, ao passo que os níveis da formação da Brenha, que foram amostrados, representam o Jurássico médio e parte do Jurássico inferior (desde o Sinemuriano superior até ao Caloviano).

Quadro 5.12 – Pirólise Rock-Eval – teor em Carbono Orgânico Total para sondagens localizadas no sector Central da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	COT _{max} (%)	COT _{min} (%)	COT _{méd} (%)
Abadia	4	0,26	0,20	0,23
Montejunto	7	1,27	0,26	0,62
Cabaços	25	4,12	0,12	0,67
Brenha	9	0,30	0,12	0,21

Quadro 5.13 – Pirólise Rock-Eval – teor em Carbono Orgânico Total para sondagens localizadas no sector Sul da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	COT _{max} (%)	COT _{min} (%)	COT _{méd} (%)
Montejunto	7	1,21	0,38	0,71
Cabaços	7	1,49	0,72	0,77

A análise dos resultados obtidos nas amostras dos três sectores da bacia, mostra que, independentemente da profundidade da amostra, a formação da Brenha apresenta valores de COT sempre inferiores a 0,30%, valor considerado francamente baixo para se poder esperar alguma capacidade de produção em hidrocarbonetos por parte desta formação.

As outras duas formações (Montejunto e Cabaços) apresentam uma maior diversidade de valores de COT. Se exceptuarmos o resultado de 4,12%, obtido na Formação de Cabaços na sondagem Fx-1, por nós considerado de muito bom tendo em consideração o contexto em que nos situámos, verifica-se que cerca de 47% das amostras estudadas nas duas formações referidas apresentam valores superiores a 0,50% de COT o que permite considerá-las como tendo capacidade para a produção de hidrocarbonetos.

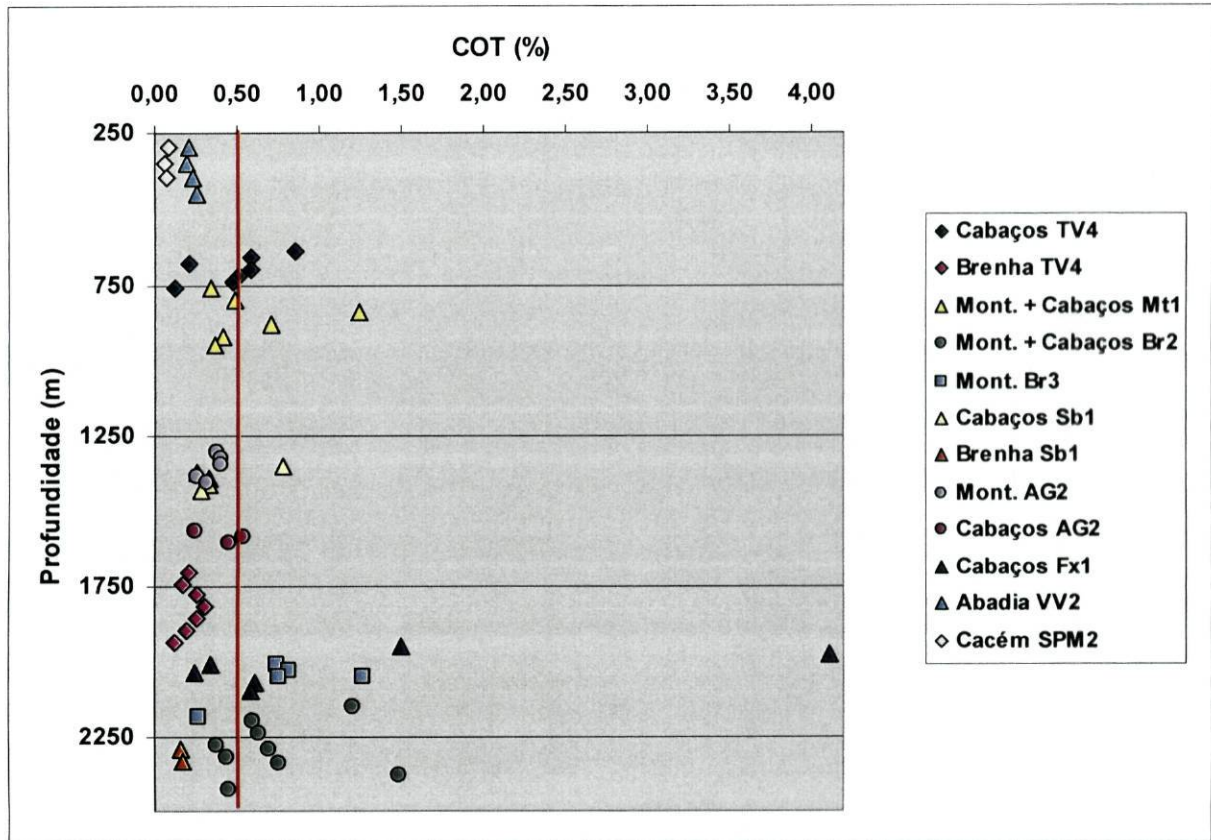


Figura 5.3 – Variação do teor em COT, função da profundidade e dos níveis estratigráficos seleccionados por sondagem.

A figura 5.3, onde se projectam os valores de COT em função da profundidade, mostra, por outro lado, que não existe qualquer relação entre o teor em carbono orgânico total e a profundidade a que foram obtidas as amostras.

Na figura 5.3, a linha vertical de cor vermelha corresponde a um teor de 0,5% em carbono orgânico total, ou seja, o valor acima do qual se considera que as formações apresentam um teor em matéria orgânica com capacidade para gerar hidrocarbonetos.

5.2.2. Tmax e Índice de Hidrogénio

Os diagramas construídos a partir dos valores do Índice de Hidrogénio (IH) e da Temperatura Máxima da Pirólise (T_{max}) encontram-se representados no Anexo II.

Uma síntese dos valores obtidos para o parâmetro T_{max} relativo a amostras das sondagens dos sectores Norte, Central e Sul da bacia, apresentam-se nos quadros 5.14, 5.15 e 5.16, respectivamente. Faz-se ainda notar que as amostras agora listadas nem sempre são exactamente as mesmas em que se determinaram valores de COT, uma vez que nas situações em que os valores de COT eram muito baixos não foi possível determinar o parâmetro T_{max} .

Nas sondagens do sector Norte, os níveis para os quais se apresentam resultados correspondem, tal como para o teor em COT, à formação de Cacém da sondagem SPM-2.

Quadro 5.14 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro T_{max} , para sondagens localizadas no sector Norte da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	$T_{max_{máx}}$ (°C)	$T_{max_{mín}}$ (°C)	$T_{max_{méd}}$ (°C)
Cacém	3	430	347	395

Os resultados mostram os valores do parâmetro T_{max} que indicam estarmos em presença de amostras em estado imaturo.

Quadro 5.15 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro T_{max} , para sondagens localizadas no sector Central da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	$T_{max_{máx}}$ (°C)	$T_{max_{mín}}$ (°C)	$T_{max_{méd}}$ (°C)
Abadia	4	447	430	439
Montejunto	5	442	424	433
Cabaços	22	498	402	441
Brenha	6	459	381	432

No sector Central, embora se verifique alguma variabilidade de valores, genericamente, podemos dizer que a maior parte das amostras se encontra em estado maduro ou muito próximo deste estado.

Quadro 5.16 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro Tmax, para sondagens localizadas no sector Sul da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	Tmax_{máx} (°C)	Tmax_{min} (°C)	Tmax_{méd} (°C)
Montejunto	6	436	431	434
Cabaços	6	422	438	431

Por fim e quanto ao sector Sul, podemos dizer que as amostras submetidas a pirólise encontram-se em estado imaturo.

No gráfico da figura 5.4, ilustra-se a variação do parâmetro Tmax, com a profundidade. Ao contrário do que seria de esperar, não se observa qualquer relação entre os valores de Tmax e a profundidade. Veja-se, por exemplo, os valores de Tmax obtidos para a Formação de Cabaços na sondagem TV-4 para profundidades entre 650 e 750 metros e, os valores de Tmax, para a mesma formação mas agora na sondagem Br-2 e a profundidades superiores a 2000 metros. Os valores de Tmax, nos exemplos citados, são mais elevados para as menores profundidades (TV-4) e de menor expressão para as amostras de maior profundidade (Br-2).

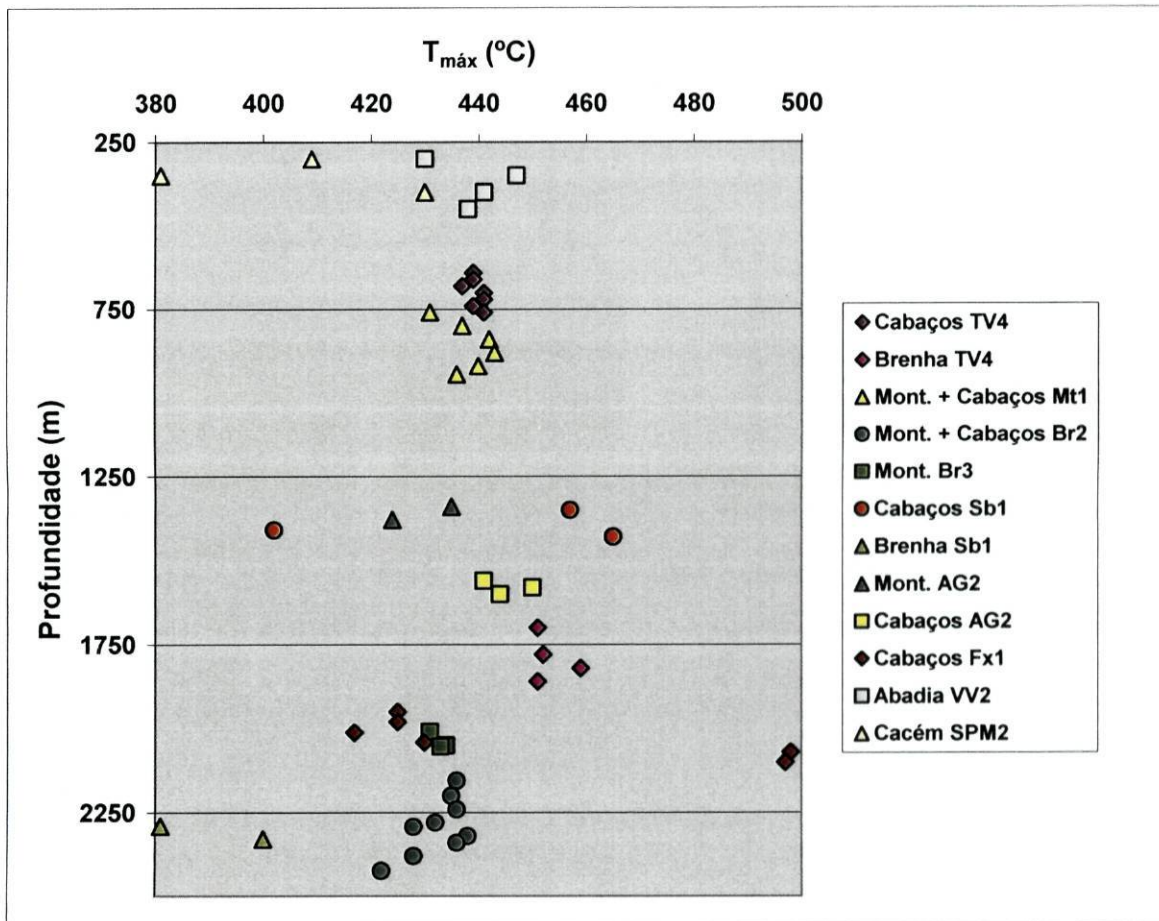


Figura 5.4 – Variação do valor de Tmax, com a profundidade em função dos níveis estratigráficos seleccionados por sondagem.

Relativamente aos valores obtidos para o índice de hidrogénio (IH), as mesmas amostras mostram uma maior variabilidade de resultados. Assim, para o sector Norte, os resultados são os que se sintetizam no quadro 5.17.

Quadro 5.17 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro IH, para sondagens localizadas no sector Norte da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	IH _{máx} (mgHC/gTOC)	IH _{mín} (mgHC/gTOC)	IH _{méd} (mgHC/gTOC)
Cacém	3	488	186	298

Embora se tenham analisado apenas três amostras, é neste sector que o Índice de Hidrogénio apresenta valores globais mais elevados.

Os resultados obtidos para o Índice de Hidrogénio, em amostras do sector Central sintetizam-se no quadro 5.18.

Quadro 5.18 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro IH, para sondagens localizadas no sector Central da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	IH _{máx} (mgHC/gTOC)	IH _{mín} (mgHC/gTOC)	IH _{méd} (mgHC/gTOC)
Abadia	4	148	85	120
Montejunto	5	173	4	51
Cabaços	22	428	3	116
Brenha	6	34	3	11

Neste sector, embora se verifique alguma variabilidade de valores, genericamente, podemos dizer que a maior parte das amostras encontra-se num estado maduro ou muito próximo da maturidade.

No quadro 5.19, sintetizam-se os resultados obtidos para o Índice de Hidrogénio nas amostras do sector Sul da bacia.

Quadro 5.19 – Pirólise Rock-Eval – valor do parâmetro IH, para sondagens localizadas no sector Sul da Bacia Lusitaniana.

Formação	Nº de amostras	IH _{máx} (mgHC/gTOC)	IH _{mín} (mgHC/gTOC)	IH _{méd} (mgHC/gTOC)
Montejunto	6	15	3	8
Cabaços	6	423	7	82

Embora, pontualmente, na Formação de Cabaços apareça um ou outro valor mais elevado para este parâmetro, globalmente, os valores do Índice de Hidrogénio neste sector são relativamente baixos.

A relação entre o Índice de Hidrogénio e a profundidade pode ser analisada no gráfico da figura 5.5. Também aqui, não se observa qualquer relação objectiva entre o Índice de Hidrogénio e a profundidade, quer se confronte a mesma formação em sondagens diferentes, quer formações distintas ocorrentes na mesma sondagem.

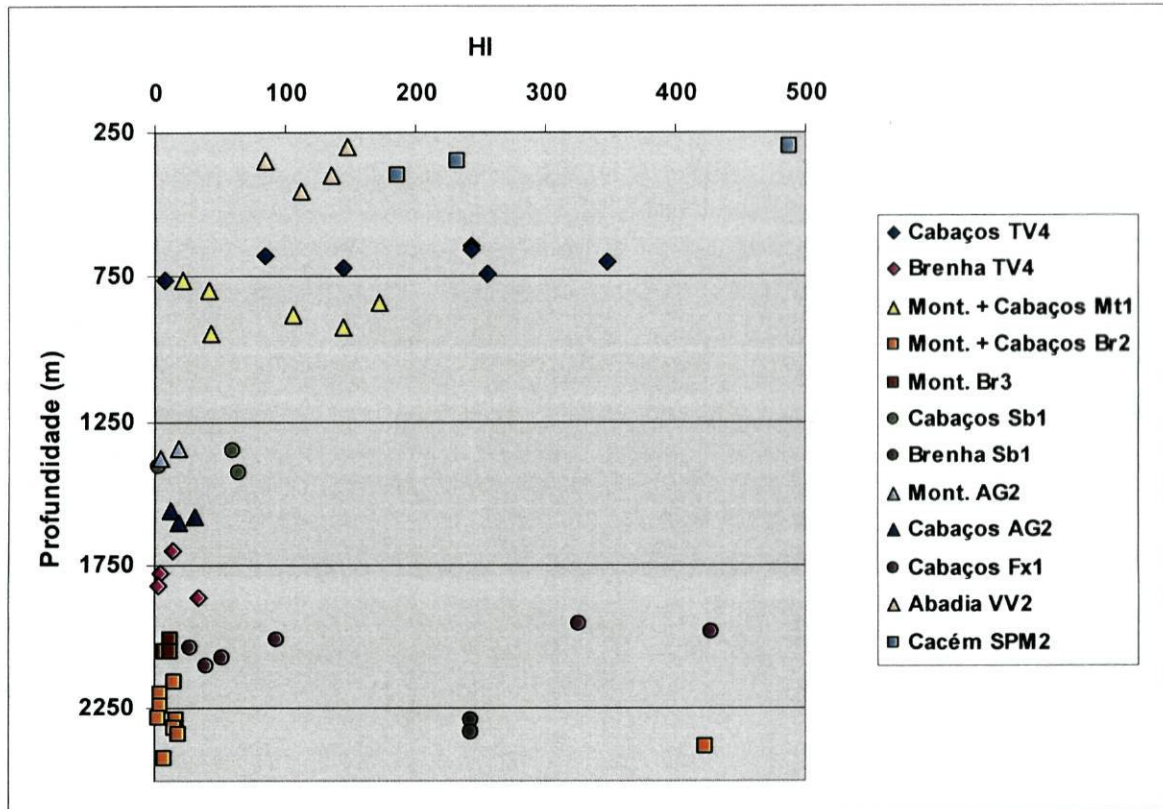


Figura 5.5 – Variação do Índice de Hidrogénio com a profundidade e função dos níveis estratigráficos seleccionados por sondagem.

5.3. Tipo de cerogénio presente

A matéria orgânica encontra-se, geralmente, dispersa nos sedimentos. As situações em que se verificam grandes concentrações de material de origem orgânica, tal como nos carvões, são, por um lado uma excepção e, por outro lado, representam uma reduzida fracção da totalidade da matéria orgânica de origem sedimentar.

Regra geral, como referido anteriormente, a quantidade de matéria orgânica presente nas rochas sedimentares não ultrapassa, na maior parte das situações, um teor próximo de 0,5%. Quando este teor é mais elevado os sedimentos poderão vir a considerados como uma rocha mãe potencial ou seja, uma rocha sedimentar susceptível de gerar hidrocarbonetos (Perrodon, 1980; Stach *et al*, 1982).

A verificação desta susceptibilidade deve-se, como facilmente se compreenderá, a todo um conjunto de factores que, conjugados no momento e no local adequado, poderão fazer com que aquela matéria orgânica se venha a transformar em hidrocarbonetos.

Assim, as características da rocha mãe, em particular o seu potencial para gerar hidrocarbonetos, são uma das principais condições, diremos que fundamental, para a formação de um jazigo.

Ao abordar o potencial petrolífero de uma bacia sedimentar é necessário considerar aspectos quer de natureza qualitativa, quer de natureza quantitativa. Qualitativamente, sabe-se hoje em dia, em função do tipo de matéria orgânica presente nos sedimentos e, conseqüentemente, em função do teor nos seus três componentes atômicos fundamentais – carbono, hidrogénio e oxigénio – que as rochas-mãe poderão produzir hidrocarbonetos com composição e propriedades distintas.

Em termos quantitativos, se tivermos um sedimento com elevado teor em matéria orgânica e com uma expressão volumétrica também elevada (em espessura e em continuidade lateral), o seu potencial petrolífero é, necessariamente, elevado. Verifica-se que, na maior parte das bacias, há uma variação lateral ao nível das características, e mesmo do tipo, das rochas sedimentares que a compõem. Relativamente à concentração da matéria orgânica, estudos realizados em bacias sedimentares fechadas ou semi-fechadas, mostraram que existe uma distribuição mais ou menos concêntrica em relação à forma da bacia, aumentando o teor em matéria orgânica desde a periferia até à parte central da mesma (Biju-Duval, 1999). Este facto pode ser explicado, não só pelas características hidrodinâmicas da bacia considerada, mas também pelas condições mais anaeróbicas presentes nas zonas de maior profundidade que permitem uma melhor acumulação e sobretudo melhor preservação da matéria orgânica.

Após a deposição dos sedimentos (quer os de origem detrítica quer os de origem orgânica) numa bacia sedimentar, as primeiras transformações que estes sofrem caracterizam-se por uma diagénese precoce que ocorre num ambiente

carente em oxigénio e controlado por um metabolismo, essencialmente, do tipo bacteriano.

Os sedimentos de origem orgânica degradados levam à formação do cerogénio, ou seja, a fracção insolúvel do total de matéria orgânica presente numa rocha sedimentar. Representa a fracção, da matéria orgânica presente num sedimento, não transformada em hidrocarbonetos, ou ainda não transformada. O termo cerogénio, alvo ainda hoje de alguma controvérsia foi, no início, utilizado para definir a matéria orgânica dos xistos betuminosos capaz de produzir petróleo por meio de pirólise.

Na actualidade (Alpern, 1980; Tissot e Welte, 1984) podemos considerar o cerogénio como sendo a fracção insolúvel da matéria orgânica após a sua extracção por um solvente orgânico. Esta fracção insolúvel representa, em média, 80 a 95% do conteúdo orgânico presente na matriz das rochas sedimentares, fazendo notar que com a diferença do conceito de migrabetume (veja-se item 5.1.1) este conceito é, em termos gerais, válido tanto para petrógrafos como geoquímicos orgânicos.

Definem-se, habitualmente, três tipos distintos de cerogénio que dependem, fundamentalmente, do tipo de biomassa que lhes deu origem. Consequentemente, estes três tipos de cerogénio, podem ser diferenciados pela sua composição química resultando em distinto posicionamento no conhecido “diagrama de Van Krevelen” em que se representam razões atómicas entre o hidrogénio e o carbono (H/C), e entre o oxigénio e o carbono (O/C) (figura 5.6). Assim temos:

- *cerogénio tipo I* – trata-se de um cerogénio rico em hidrogénio e pobre em oxigénio pelo que apresenta uma razão H/C elevada e uma razão O/C relativamente baixa. Este tipo de cerogénio caracteriza meios de deposição em presença de água doce, do tipo lacustre, resultando de uma biomassa constituída essencialmente por algas e bactérias ricas em lípidos; pode ser designado como cerogénio do tipo Liptinite;
- *cerogénio tipo II* – trata-se de um cerogénio com teor em hidrogénio elevado, embora inferior ao do cerogénio tipo I, e um teor em oxigénio intermédio, pelo que apresenta uma razão H/C e O/C também elas intermédias. Este tipo de cerogénio caracteriza ambientes de deposição

marinhos, anaeróbios e resulta, essencialmente, de matéria orgânica proveniente de organismos planctónicos por vezes misturados com restos de plantas superiores; pode ser designado como cerogénio do tipo Exinite;

- *cerogénio do tipo III* - trata-se de um cerogénio com um baixo teor em hidrogénio, pelo que a razão H/C é igualmente baixa mas, em contrapartida, a razão O/C é relativamente elevada. Este tipo de cerogénio, proveniente de tecidos vegetais de plantas superiores com origem continental, encontra-se no seio de sedimentos marinhos ou lacustres em quantidade variável; pode ser designado como cerogénio do tipo Vitrinite.

Pode-se, ainda, falar de um *cerogénio tipo IV*, que resulta de restos de vegetais superiores que sofreram fenómenos de fusinização antes ou durante a sua deposição. Este cerogénio, que raramente se encontra isolado em relação aos outros tipos, apresenta interesse relativamente reduzido para a prospecção de hidrocarbonetos. É também conhecido por cerogénio do tipo Inertinite.

O melhor cerogénio que caracteriza a geração de hidrocarbonetos líquidos é o cerogénio tipo I. Contudo, a maior parte dos jazigos de hidrocarbonetos líquidos que se conhecem encontram-se associados a cerogénio do tipo II.

A evolução dos diferentes tipos de cerogénio, desde a sedimentação, passando por fases de maturação até atingir a de sobrematuração, tal como se encontra bem expressa no diagrama de Van Krevelen (Tissot *et al* 1974). Assim, consoante a composição elementar de cada tipo de cerogénio, eles apresentam trajectos evolutivos diferentes durante a diagénese e durante parte da catagénese mas, no final desta fase, tornam-se convergentes.

Na figura 5.6, podem ser observados os trajectos evolutivos para cada tipo de cerogénio, assim como as zonas correspondentes a diferentes estados de maturação. No diagrama de Van Krevelen, os campos a verde correspondem a partes do trajecto em que o cerogénio é considerado imaturo. A zona do trajecto a azul claro corresponde a cerogénio maduro ou seja, a matéria orgânica está em condições de produzir hidrocarbonetos líquidos. A parte em azul-escuro

corresponde à a produção de hidrocarbonetos gasosos e, finalmente, a parte de cor arroxeadada corresponde a uma zona de sobrematuração da matéria orgânica.

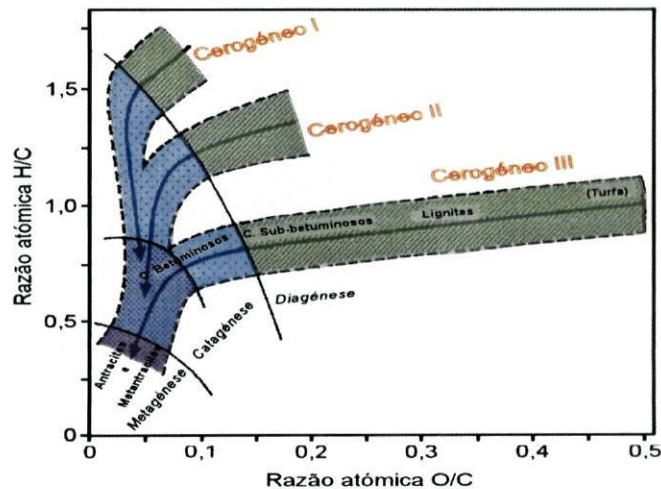


Figura 5.6 – Diagrama de Van Krevelen, com representação esquemática da evolução para os diferentes tipos de cerogénio (adaptado de Tissot & Welte 1984; Durand & Monin 1980).

Os diferentes graus de maturação que o cerogénio pode apresentar, tem correspondência com as fases em que os geoquímicos dividem o processo de maturação, em função do poder reflector da vitrinite (Taylor *et al*, 1998). No quadro 5.20, relaciona-se, precisamente, as fases de maturação com o poder reflector da vitrinite.

Quadro 5.20 – Fases de maturação em relação com o poder reflector da vitrinite (PR) (segundo de Taylor *et al*, 1998).

Fase de maturação	Grau de maturidade	PR (%)
Diagénese	Imaturo	< 0,5
Metagénese (janela do petróleo)	Maduro (HC líquidos)	0,5 < PR < 1,0
Metagénese	Maduro (HC gasosos)	1,0 < PR < 2,0
Catagénese	Sobremaduro	> 2,0

Os limites apresentados nem sempre geram consenso entre os diversos autores, pelo que devem ser encarados como correspondendo a valores médios e aproximados.

5.3.1. Diagramas T_{max} / Índice de Hidrogénio

Da construção de diagramas utilizando o parâmetro T_{max} e o Índice de Hidrogénio (IH), poder-se-á obter uma série de informações muito importantes para a caracterização da matéria orgânica. A identificação do tipo de cerogénio pode ser dada, genericamente, pelo valor do IH que se obtêm em cada amostra (Espitalié *et al* 1977). Assim, podemos considerar os seguintes limites:

- IH superior a 650 mgHC/gTOC corresponde um cerogénio do tipo I;
- IH entre 300 e 650 mgHC/gTOC corresponde um cerogénio do tipo II;
- IH inferior a 300 mgHC/gTOC corresponde um cerogénio do tipo III.

Além da identificação do tipo de cerogénio presente, é ainda possível definir os limites inferior e superior, função da temperatura do parâmetro T_{max} atingida durante a pirólise, quer da janela de produção de hidrocarbonetos líquidos (vulgo janela do petróleo) quer os limites inferior e superior entre os quais se processa a produção de hidrocarbonetos gasosos, ou seja, o estado de maturação em que se encontra a matéria orgânica. Assim, no nosso trabalho, podemos considerar que estes limites para a produção de hidrocarbonetos (HC) líquidos quando a matéria orgânica corresponde a cerogénio tipo I são:

- zona imatura abaixo dos 440°C;
- zona de produção de HC líquidos entre 440° e 447,5°C;
- zona sobremadura acima de 447,5°C.

Para o cerogénio tipo II:

- zona imatura abaixo dos 435°C;
- zona de produção de HC líquidos entre 435° e 453,5°C;
- zona sobremadura acima de 453,5°C.

E, para o cerogénio tipo III:

- zona imatura abaixo dos 432,5°C;
- zona de produção de HC líquidos entre 432,5° e 466°C;

- zona sobremadura acima de 466°C.

A construção de diagrama Tmax / IH permite, assim, identificar o tipo de cerogénio presente, bem como o seu grau de evolução. Os diagramas obtidos, podem ser consultados no Anexo II, onde se encontram gráficos individuais para cada formação estudada e por sector da bacia. Na figura 5.7, apresentam-se dados globais para todas as formações estratigráficas, em relação às amostras estudadas.

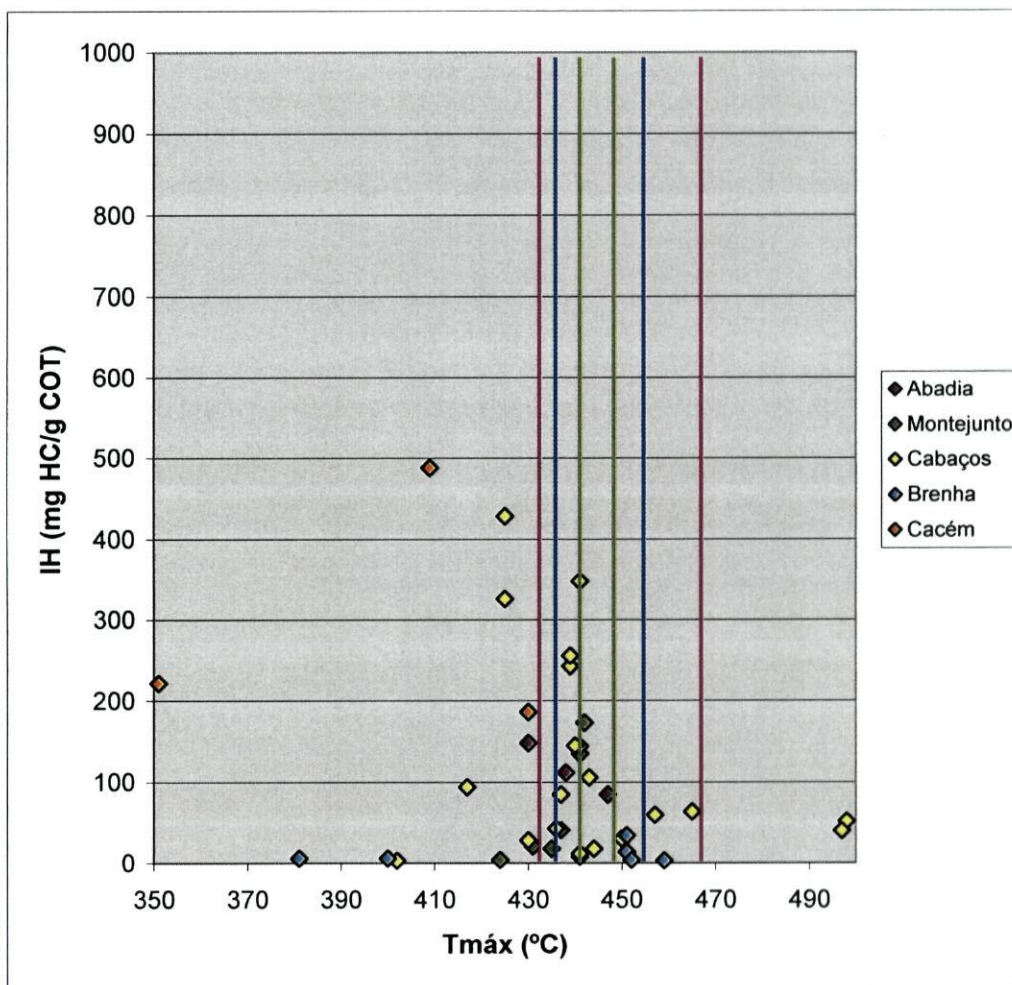


Figura 5.7 – Diagrama Tmax / IH para as amostras sujeitas a pirólise Rock-Eval.

Neste diagrama, evidenciam-se, para os três tipos de cerogénio, os limites de maturação, referidos anteriormente. Assim, para o cerogénio do tipo I, em relação ao parâmetro Tmax, a sua zona madura para a produção de hidrocarbonetos líquidos é definida entre as linhas verticais de cor verde

(correspondentes às abcissas de valor 440° e 447,5°); à esquerda da primeira destas linhas (440°) aquele cerogénio será imaturo e, à direita da segunda (447,5°) ele produzirá apenas hidrocarbonetos gasosos. Os limites de maturação para o cerogénio tipo II encontram-se definidos entre as linhas verticais de cor azul (correspondentes às abcissas de valor 435° e 453,5°); tal como para o caso anterior, à esquerda da primeira destas linhas (435°) o cerogénio tipo II será imaturo e, à direita da segunda (453,5°), produzirá apenas hidrocarbonetos gasosos. Quanto ao cerogénio do tipo III, os limites de maturação, encontram-se definidos entre as linhas verticais de cor roxa (correspondentes às abcissas de valor 432,5° e 466°); à esquerda da primeira destas linhas (432,5°) o cerogénio tipo III será imaturo e, à direita da segunda (466°) produzirá apenas hidrocarbonetos gasosos.

O diagrama da figura 5.7, conjugado com os diagramas que se encontram no Anexo II, permite que se destaque alguns aspectos, dos quais consideramos com maior relevância os seguintes:

- i) Os pontos representativos das amostras obtidas na sondagem SPM-2, localizada no sector Norte da Bacia, pertencentes à Formação de Cacém de idade Cenomaniano – Turoniano, apresentam valores para o parâmetro Tmax com alguma dispersão mas sempre inferiores a 430°C. Este facto indica-nos que estamos em presença de matéria orgânica claramente imatura, independentemente do tipo de cerogénio considerado. Em duas das três amostras analisadas, que apresentam valores de IH mais elevado, a sua projecção nestes diagramas coloca-as sobre a banda característica do cerogénio tipo II; a terceira amostra analisada (com um valor de IH da ordem de 186 mgHC/gTOC) projecta-se, claramente, sobre a banda correspondente ao cerogénio do tipo III;
- ii) Os pontos representativos das amostras obtidas nas sondagens Br-2 e Br-3, localizadas no sector Sul da Bacia e pertencentes às formações de Montejunto e de Cabaços, apresentam valores de Tmax que variam entre 422° e 438°C, o que indica que se trata de material imaturo se admitirmos estar na presença de um cerogénio

do tipo I. Os valores obtidos para o IH mostram, contudo, que, à excepção de uma das amostras da sondagem Br-2 em que este parâmetro atinge o valor de 423 mgHC/gTOC, estamos em presença de cerogénio tipo III. A maior parte dos valores de IH, inferiores a 20 mgHC/gTOC, projectam-se sobre a banda característica do cerogénio tipo III; desta forma, parte das amostras que apresentam um valor de Tmax superior a 432°C podem ser consideradas maduras, encontrando-se dentro dos limites definidos para a janela do petróleo;

- iii) Os pontos representativos das amostras obtidas nas sondagens do sector Central da Bacia e pertencentes às formações de Abadia, Montejunto, Cabaços e Brenha apresentam resultados algo distintos consoante a formação considerada;
- iv) A Formação de Abadia, da qual se analisaram quatro amostras da sondagem VV-2, apresenta valores de Tmax entre 430° e 447°C. Conjugando estes valores com os resultados obtidos para o IH, cujo valor mais elevado foi de 148 mgHC/gTOC, o que permite admitir que nos encontramos em presença de um cerogénio do tipo III, podemos considerar que, genericamente, estes níveis se encontram no estado maduro para a produção de hidrocarbonetos líquidos;
- v) A Formação de Montejunto, da qual se analisaram sete amostras das sondagens AG-2 e Mt-1, apresenta valores de Tmax que variam entre 424° e 442°C. Por sua vez, os valores obtidos para o parâmetro IH, francamente baixos e sempre inferiores a 173 mgHC/gTOC, indicam tratar-se de um cerogénio do tipo III e, nesta conformidade, parte das amostras ainda estão imaturas e parte podem ser consideradas maduras;
- vi) A Formação de Cabaços, da qual se analisaram vinte e cinco amostras pertencentes às sondagens TV-4, Mt-1, Sb-1, AG-2 e Fx-1, apresenta alguma dispersão de valores, tanto do parâmetro Tmax como do IH. Contudo, apesar da referida dispersão, é nesta formação que os valores, no que à maturação e tipo de cerogénio

presente diz respeito, se mostram mais interessantes. Na Formação de Cabaços cinco amostras (20% das amostras analisadas) apresentam um IH superior a 200 mgHC/gTOC o que indicia poder-se estar em presença de um cerogénio do tipo II e, por outro lado, há uma concentração de pontos no interior dos limites superior e inferior para o estado maduro, de acordo com o parâmetro Tmax, considerando um cerogénio do tipo III. Ora, mesmo considerando este tipo de cerogénio, que apresenta limites mais amplos para a maturação, 20% das amostras encontra-se na zona imatura;

- vii) A Formação da Brenha, da qual se analisaram seis amostras pertencentes às sondagens TV-4 e Sb-1, é aquela que apresenta maior dispersão de resultados no que à maturação diz respeito. Assim, duas das amostras encontram-se num estado claramente imaturo (as pertencentes à sondagem Sb-1), ao passo que as restantes se encontram próximo do limite superior de maturação para um cerogénio do tipo II. Deve-se, além disso, referir ainda que os baixos valores do IH, sempre inferiores a 34 mgHC/gTOC, permitem considerar estarmos em presença de matéria orgânica correspondente a um cerogénio do tipo III.

5.4. Registo geofísico e estrutura da bacia

Como se disse no capítulo anterior, aquando das referências sobre o estudo de perfis geofísicos, as linhas sísmicas seleccionadas, tinham como principais objectivos clarificar aspectos relacionados com:

- a influência da halocinese, sobretudo na estruturação da bacia, mas também avaliar a sua importância na variação da evolução apresentada pela matéria orgânica;
- a avaliação da compartimentação interna da bacia e a consequente criação de espaço para acomodação de sedimentos;

- a verificação da passagem de um regime distensivo a um regime compressivo, responsável pela inversão que se verifica no sector central da bacia, com influência provável na destruição de estruturas anteriormente criadas para a acumulação de hidrocarbonetos.

Para o efeito analisamos e interpretamos, entre as muitas existentes, algumas linhas sísmicas que consideramos estratégicas, em termos de localização, para os nossos objectivos.

As linhas geofísicas interpretadas, assim como as mesmas linhas antes da interpretação, encontram-se no Anexo III.

A análise e interpretação efectuada, sobre cada uma das linhas sísmicas, pode ser descrita, de forma resumida, tal como se segue:

i) Perfil geofísico UTP 82-13

Neste perfil, a principal estrutura que se observa é consequência da movimentação de uma massa de sal que reactiva uma falha inversa que afecta a sequência sedimentar desde as formações do Jurássico inferior (provavelmente desde a base do Hetangiano) até à base do Cretácico. A ascensão e, sobretudo o alastramento horizontal da massa salífera, verifica-se sobre formações que apresentam uma idade Cenomaniano. Este dado, muito importante, permite-nos determinar uma idade provável para a ocorrência dos principais movimentos relacionados com as formações evaporíticas.

O movimento de massas salíferas existentes em profundidade, provoca a formação de uma pequena estrutura em antiforma afectando essencialmente as formações do Jurássico.

A idade da falha que se observa é, muito provavelmente, anterior ao Cretácico, tendo sido reactivada no Cretácico superior em consequência da migração do sal.

Em termos estratigráficos, não se observam variações significativas ao nível da espessura das camadas das diferentes formações. As variações que se registam parecem corresponder a uma adaptação das unidades sedimentares à geometria e orientação da falha. Assim sendo e pelo que se pode observar neste sector do perfil, a acomodação de sedimentos durante o Jurássico e, mesmo,

durante o Cretácico, pode ter ocorrido em ambiente de intra-bacia, afastado dos seus bordos, o que faz com que os contactos entre as sucessivas camadas sejam, quase sempre, sub-paralelos.

ii) Perfil geofísico UTP 82-14

Trata-se de um perfil sub-paralelo ao anterior (UTP 82-13) pelo que as estruturas observadas são, praticamente em tudo, muito semelhantes. O movimento de sal é aqui menos expressivo embora se processe ao longo do mesmo plano de falha, no seu prolongamento para Norte. A ascensão atravessa uma sequência de camadas do Jurássico e acaba por migrar horizontalmente sobre formações do Cretácico superior (provavelmente Cenomaniano).

Observa-se uma pequena estrutura em antifforma que afecta as formações de idade jurássica, assim como as do Cretácico inferior. Esta antifforma é provocada pela halocinese das massas salíferas que se encontram em profundidade.

As irregularidades observadas na espessura das camadas sedimentares devem-se, essencialmente, à movimentação da massa de sal e à movimentação inversa que se observa na falha.

iii) Perfil geofísico UTP 81-8

Este perfil intersecta o limite entre os sectores Norte e Central da bacia na extremidade Este. Confirma, em certa medida, o sugerido por outros autores para a movimentação da falha da Nazaré (Ribeiro *et al*, 1996). Durante a distensão mesozóica aquela falha funcionou como normal, inclinando para NW, permitindo assim uma maior acumulação de sedimentos no sector Norte da bacia. A reactivação da falha, durante a inversão Cenozóica, em consequência da sua geometria, terá favorecido a formação, em níveis mais superficiais, de falhas inversas em simetria com falha localizada a SE (falha do Arrife). O nível de material evaporítico terá favorecido o desenvolvimento destas estruturas.

Estratigraficamente verifica-se um espessamento da unidade das Margas da Dagorda de encontro às estruturas de falha. Nalguns locais este espessamento pode ter resultado, com movimentações ao longo dos planos de falha, na

formação de diapiros aflorantes. A variação de espessura, nas formações de idade jurássica, observada neste perfil deve, provavelmente, estar fortemente condicionada pela movimentação da falha da Nazaré, em detrimento de razões de ordem sedimentológica.

iv) Perfil geofísico UTP 81-2

Este perfil, à semelhança do anterior (UTP 81-8), foi estudado com o intuito de analisar, entre outros aspectos, o limite entre os sectores Norte e Central da bacia. Deste modo, muitas das observações acima efectuadas são, igualmente, válidas para este perfil.

A estrutura da falha da Nazaré parece ser, aqui, ainda mais complexa do que no perfil anterior. A falha, normal durante a distensão mesozóica, é reactivada como falha inversa durante a compressão cenozóica, materializando-se por meio de um complexo sistema de falhas com direcções paralelas a sub-paralelas.

Verifica-se a deformação das unidades estratigráficas nas proximidades da estrutura falhada. A cobertura sedimentar, quando localizada sobre prováveis massas de evaporitos, apresenta encurvamento em antiforma.

A descontinuidade estratigráfica, evidenciada pela sondagem SPM-2, não é fácil de identificar pela análise do registo geofísico. Embora se trate de um hiato na sedimentação que é muito significativo, indo desde a base do Cretácico até ao topo do Jurássico inferior, ele passa de forma praticamente imperceptível na linha geofísica.

Sobre o soco, foram interpretadas uma série de falhas normais que materializam a distensão da bacia, com a formação de semi-grabens.

v) Perfil geofísico AR 9-80

Trata-se de um perfil localizado no sector Central da bacia e onde se podem observar aspectos bastante diversificados. O primeiro dos aspectos que deve ser referido prende-se com a abertura da própria bacia. Observa-se uma estrutura em semi-graben, limitada a NNW por uma falha com movimentação normal, típica de bacias formadas em distensão. Aqui, a movimentação de sal é

relativamente pouco expressiva, correspondendo apenas a um espessamento da formação para NNW, de encontro à superfície da principal falha observada.

A reactivação desta falha, provavelmente herdada do soco, agora como falha inversa, ocorre, seguramente, após a deposição das últimas formações de idade jurássica observadas neste perfil (Formação dos Grés Superiores) e, muito provavelmente, após a deposição das formações cretácicas, coincidindo com a inversão de idade cenozóica que caracteriza a bacia. Esta inversão deve ser responsável pelo levantamento global de todo o cortejo sedimentar, seguido da consequente erosão das formações pós-Titoniano que não se observam ao longo deste perfil.

A região onde se projectaram as sondagens AG-2 e Bf-1 encontra-se intensamente afectada por uma série de falhas, subsidiárias da falha anterior, mostrando movimentações tanto inversas como normais.

As formações do Oxfordiano / Kimmeridgiano, nomeadamente as de Cabaços, Montejunto e Abadia, mostram um espessamento, ainda que pouco expressivo, em direcção a SSE.

Nota: os perfis geofísicos seleccionados sobre o sector Sul da bacia, numa primeira abordagem, mostraram uma assinatura geofísica bastante monótona. Este aspecto, associado ao facto de não termos uma calibração suficientemente credível para a sua interpretação, levou-nos a não apresentar qualquer interpretação geofísica para este sector.

6. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

6. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

6.1. A(s) rocha(s)-mãe da Bacia Lusitaniana

A nível mundial, as principais rochas-mãe mesozóicas situam-se, estratigraficamente, no Jurássico superior e no período compreendido entre o Aptiano e o Turoniano. Podemos, mesmo, afirmar que estas são, não só as melhores rochas-mãe do Mesozóico, mas também, muito provavelmente, as melhores de toda a história da Terra. Os dois intervalos referidos representam mais de 50% das reservas mundiais de petróleo e de gás que foram referenciadas até hoje. Veja-se figura 6.1 em que se ilustra a distribuição das reservas originais de petróleo e gás desde o Pérmico superior até à actualidade.

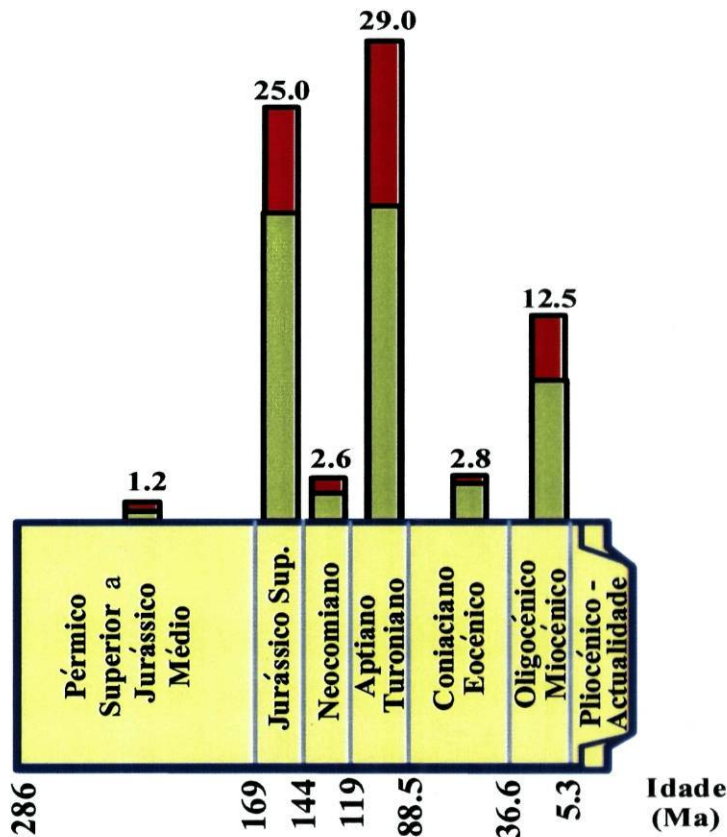


Figura 6.1 – Percentagem das reservas originais, mundiais, de petróleo (barras de cor verde) e gás (barras de cor vermelha), para o intervalo estratigráfico compreendido entre o Pérmico superior e a actualidade (adaptado de Cramez, 1994, segundo Ulmishek & Klemme, 1990).

Os dois intervalos acima referidos encontram-se directamente relacionados com variações eustáticas muito importantes ou seja, durante aqueles períodos atingiram-se picos eustáticos de diferente ordem e com expressão também ela diferenciada.

Em termos gerais podem-se definir dois grandes megaciclos, ou ciclos de 1ª ordem (ver figura 6.2) que resultam de processos tectono-eustáticos induzidos pela fragmentação ou formação de supercontinentes, com expressão ao nível da tectónica global (Vail & Cramez, 1994).

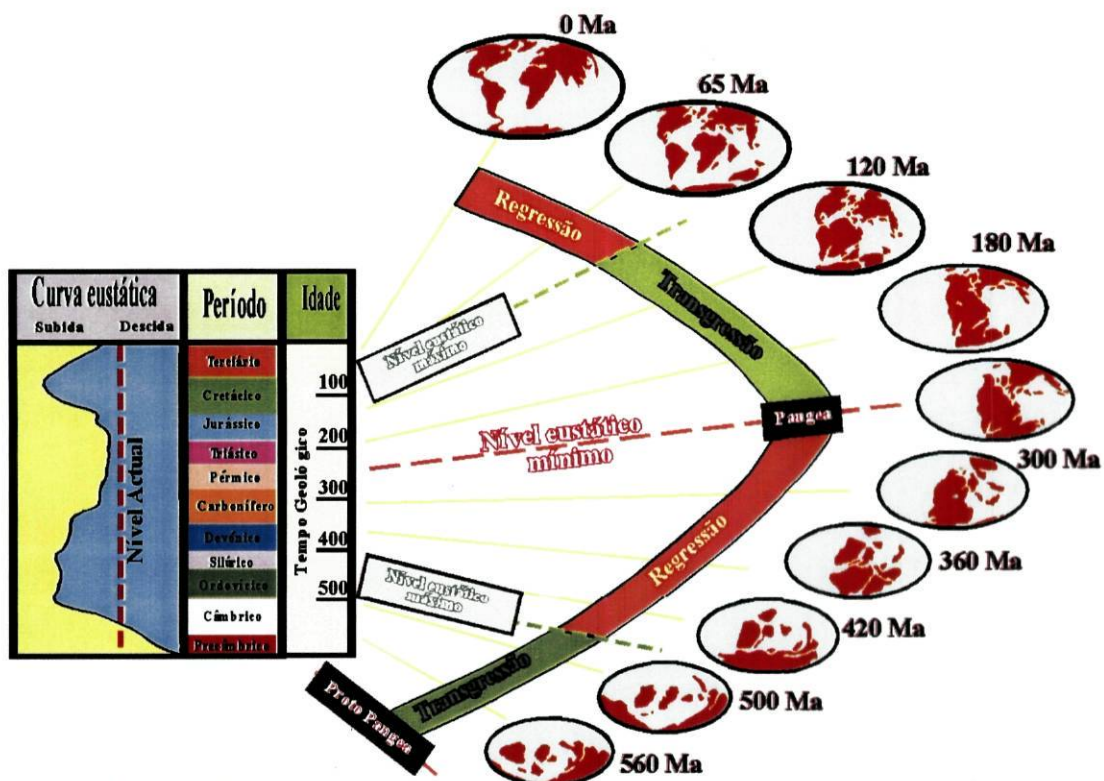


Figura 6.2 – Representação dos ciclos eustáticos de 1ª ordem, ou megaciclos, ao longo da história da Terra e sua relação com a acreção ou fragmentação de massas continentais (adaptado de Vail & Cramez, 1994).

O primeiro vai desde o Proterozóico até ao final do Paleozóico / início do Mesozóico. Este primeiro megaciclo começa com uma transgressão que atinge o seu máximo, sensivelmente, a meio do ciclo, passando em seguida a uma regressão. Atingiu-se o final do ciclo quando o nível eustático era mínimo. O segundo megaciclo começa, então, no início do Mesozóico, com um ciclo transgressivo de 1ª ordem, e vai até à actualidade, em movimento regressivo que

se terá iniciado na passagem Cenomaniano / Turoniano. Os ciclos transgressivos ou regressivos de 1ª ordem são, na realidade, compostos por ciclos de ordem inferior (de 2ª ordem, que, por sua vez, se dividem em ciclos de 3ª ordem, cada vez com menor duração) quer transgressivos, quer regressivos, que se vão alternando ao longo do tempo.

Durante o Jurássico superior, na passagem entre o Oxfordiano e o Kimmeridgiano, atinge-se um pico eustático, correspondente ao final de uma transgressão, de 2ª ordem. Por sua vez, no intervalo compreendido entre o Aptiano e o Turoniano, nomeadamente na passagem do Cenomaniano ao Turoniano, atinge-se um outro pico eustático, também correspondente ao final de uma transgressão mas, agora, de 1ª ordem.

Estas variações, sobretudo do eustatismo, mas também da tectónica e do clima, condicionam o desenvolvimento e o enchimento das bacias sedimentares (Vail *et al* 1977; Mitchum *et al* 1977; Posamentier & Vail 1988; Posamentier *et al* 1988; Vail *et al* 1991; Barbosa *et al* 1995). As condições de sedimentação, em torno do momento em que se atinja um máximo transgressivo, são das mais propícias à acumulação de sedimentos, onde a matéria orgânica dispersa se inclui. Em certos ambientes, dentro de uma bacia sedimentar, a matéria orgânica sob certas condições termodinâmicas, pode vir a ser transformada em hidrocarbonetos.

Em Portugal, a passagem pelos dois picos eustáticos atrás referidos, também se encontra representada e foi sobre as formações estratigráficas que os materializam que se concentraram os nossos estudos. Contudo, a expressão estratigráfica dos dois máximos eustáticos, assume características evolutivas um pouco diferenciadas.

6.1.1. Formações do Oxfordiano – Kimmeridgiano

Na Bacia Lusitaniana, as formações com idades compreendidas entre o Oxfordiano e o topo do Kimmeridgiano são (das mais antigas para as mais recentes):

- Formação de Cabaços;

- Formação de Montejunto / Formação do Cabo Mondego;
- Formação de Abadia;
- Formação dos Grés Superiores / Formação da Lourinhã.

Destas formações, a última, pela sua natureza fortemente detrítica é aquela que se revela com menor interesse para o estudo da matéria orgânica dispersa e, conseqüentemente, para a prospecção de hidrocarbonetos.

As outras três formações, Cabaços, Montejunto e Abadia, apresentam algumas semelhanças litológicas e características de maturação da matéria orgânica que fazem com que sejam as formações mais interessantes.

A Formação de Cabaços é uma formação carbonatada onde os calcários são betuminosos e apresentam níveis com lignite. Sabe-se que, no sector Central, onde esta formação é melhor conhecida (Wright, 1985), a sua deposição ocorreu em ambiente lacustre mais a norte (na região de Alcobaça – Pombal) e em ambiente de transição de lacustre, com salinidade variável, a marinho mais a sul (na região de Montejunto – Torres Vedras).

Por sua vez, a Formação de Montejunto, terá sido depositada em ambiente marinho de plataforma carbonatada interna, de pequena profundidade e, esporadicamente, afectada por influências de materiais argilosos. É composta por calcários micríticos compactos com algumas intercalações margosas. A Formação do Cabo Mondego, equivalente lateral no sector Norte da Formação de Montejunto, é composta por calcários margosos, com intercalações de calcários betuminosos, veios de lignite e também material arenoso. Esta variabilidade litológica traduz um ambiente de deposição do tipo planície litoral a plataforma carbonatada interna.

Finalmente, a Formação de Abadia é composta por margas, onde aparecem intercalados níveis de arenitos grosseiros e, por vezes, mesmo de conglomerados. Na Bacia Lusitaniana está representada nos sectores Central e Sul, entre as falhas de Torres Vedras / Montejunto e a da Arrábida correspondendo a um ambiente de deposição do tipo rampa submarina em sistema progradante (Ellwood 1987).

A breve descrição litológica, aqui apresentada, seria suficiente para concluir que as formações mais ricas em matéria orgânica seriam as de Cabaços e de

Montejunto. Ora, os estudos petrográficos por nós efectuados também corroboram esta afirmação. Contudo, verifica-se que a Formação de Abadia apresenta uma quantidade de migrabetumes muito significativa, chegando mesmo ao ponto de, em algumas das amostras, aquela quantidade ser superior à encontrada nas formações de Cabaços e de Montejunto. A determinação do Carbono Orgânico Total (COT), por meio da pirólise Rock-Eval, mostrou que (veja-se capítulo anterior) são as formações de Cabaços e de Montejunto, as únicas que apresentam um teor em COT superior a 0,5%. Assim, numa primeira conclusão, podemos afirmar que as formações com maior potencial para serem consideradas como rochas-mãe são, sem dúvida, as formações de Cabaços e de Montejunto.

No sector Norte da bacia, estas unidades não apresentam expressão digna de registo. Nos sectores central e Sul, estando bem representadas, apresentam um grau de maturação da matéria orgânica muito distinto.

Os estudos efectuados sobre amostras obtidas nas sondagens Br-2 e Br-3, ambas do sector Sul, mostram, de forma inequívoca, que o grau de maturação atingido é ainda muito baixo, ou seja, neste sector, a matéria orgânica encontra-se num estado ainda imaturo. Esta conclusão é apoiada, não só pela determinação do poder reflector da Vitrite (sempre inferior a 0,5%), mas também pelo valor do parâmetro Tmax obtido com a pirólise Rock-Eval (sempre inferior a 440°C e com valores médios em torno de 430°C).

No sector Central, a forte compartimentação deste sector da bacia com a formação de sub-bacias, tais como as sub-bacias de Bombarral, Turcifal e Arruda, por vezes intensamente subsidentes, provocou algumas variações na evolução da matéria orgânica embora, numa forma geral, possamos dizer que as rochas-mãe, neste sector, se encontram em estado maduro. Este dado é apoiado, quer pela determinação do poder reflector da Vitrite (que na maior parte das amostras encontra-se entre 0,5 e 1,0%), quer pelo parâmetro Tmax (que, para a Formação de Cabaços, embora com grande dispersão, apresenta um valor médio da ordem dos 441°C).

As variações assinaladas, índices evolutivos mais avançados nas sondagens das regiões de Torres Vedras (TV-4 e TV-5) e de Vila Verde (VV-2), ou índices evolutivos mais atrasados nas sondagens das regiões de Montalegre (Mt-

1) e da Aldeia Grande (AG-2), correspondem a situações paleogeográficas em que o grau de subsidência e o aporte sedimentar era também variável. Seguramente mais intenso nos locais onde a matéria orgânica se encontra mais evoluída e, mais moderado, na situação contrária.

Genericamente, podemos dizer que as formações de Cabaços e de Montejunto apresentam um teor em matéria orgânica significativo e que esta se encontra, no sector Central da bacia, em estado maduro, ou seja, capaz de gerar hidrocarbonetos.

A questão que podemos colocar é: *qual o tipo de hidrocarbonetos que esta matéria orgânica será capaz de formar?*

De acordo com o tipo de cerogénio presente, identificado com o estudo petrográfico e a partir dos valores obtidos para o Índice de Hidrogénio (IH), pensámos estar em presença de um cerogénio do tipo Vitrinite, ou seja, de um cerogénio do tipo III, em que os seus constituintes têm origem, essencialmente, em produtos vegetais de origem continental. Este tipo de cerogénio, sendo relativamente fraco em termos de produtividade quando comparado com o tipo I e II, é capaz de gerar uma quantidade muito reduzida de hidrocarbonetos líquidos sendo mais propício à formação de hidrocarbonetos gasosos (Tissot & Espitalié), tal como se ilustra na figura 6.3.

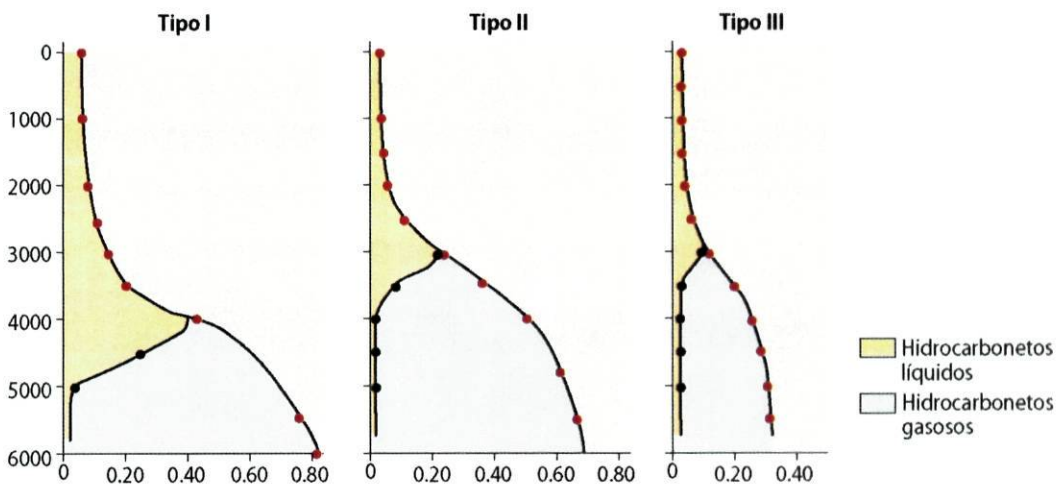


Figura 6.3 – Tipo e quantidade de hidrocarbonetos gerados, em função do tipo de cerogénio inicial. Ordenadas – profundidade em metros; abcissas – quantidade relativa de hidrocarbonetos gerada (segundo Tissot & Espitalié, 1975).

6.1.2. Formações do Cenomaniano – Turoniano

Na Bacia Lusitaniana, a formação com idade compreendida entre a base do Cenomaniano até ao Turoniano é a Formação de Cacém. Esta formação que praticamente não foi intersectada pelas sondagens realizadas na parte Central da bacia está, contudo, bem representada nos sectores Norte e Sul.

Como se disse anteriormente, esta formação materializa o nível eustático mais elevado que ocorre na Era Mesozóica. A sedimentação, praticamente em toda a bacia, é de fácies carbonatada típica de plataforma ocorrendo, pequenos domínios, onde a influência detrítica é predominante, nomeadamente na parte nordeste.

Esta formação foi estudada através das sondagens realizadas na região de São Pedro de Muel (SPM-2) e de Monte Real (MR-W9). O grau de maturação, avaliado pelo poder reflector da vitrinite mostra, de forma clara, que a matéria orgânica está em estado ainda imaturo (poder reflector em torno do valor 0,4%). Esta conclusão é apoiada pelos valores obtidos para o parâmetro Tmax (sempre inferior a 430°C e com valores médios em torno de 395°C), mesmo tendo em consideração o reduzido número de amostras analisadas.

Estes resultados não surpreendem se tivermos em conta a profundidade a que esta formação ocorre, sensivelmente entre os 300 e os 600 metros, sabendo que a cobertura Cenozóica não apresenta espessura suficiente para induzir índices de maturação da matéria orgânica mais acentuados.

Um resultado que deve ser considerado surpreendente, mas pela negativa, é o valor do teor em COT que foi obtido para as amostras da Formação de Cacém que foram sujeitas a pirólise Rock-Eval. Embora tenham sido analisadas apenas três amostras consideramos que os valores em COT são muito baixos (inferiores a 0,18%). Na realidade, de acordo com estes valores, esta formação não deve ser considerada como rocha-mãe.

Quanto ao tipo de cerogénio presente, identificado pela petrografia e pelo Índice de Hidrogénio (IH), admitimos estar em presença de um cerogénio do tipo III embora, pontualmente, os resultados possam apontar para um cerogénio do tipo II. Os organoclastos, mais abundantes nesta formação, são macerais do

grupo da Liptinite (em conjunto com migrabetumes) e, os valores obtidos para o IH foram, globalmente, dos mais elevados, dentro de valores que apontam para um cerogénio do tipo II.

Em conclusão, a Formação de Cacém não deve ser considerada como rocha-mãe porque, além do seu grau de maturação ser imaturo, o teor em carbono orgânico total é muito baixo.

6.2. Características da migração e acumulação na bacia

A migração e acumulação de hidrocarbonetos depende de numerosos processos, físicos e químicos, que, muitas das vezes, podem actuar de forma independente uns em relação aos outros.

A Bacia Lusitaniana, tal como referido, pode ser classificada com uma bacia formada em distensão do tipo "rift", em consequência da fracturação do supercontinente Pangea. Neste tipo de bacia, além de, genericamente, existirem fortes taxas de subsidência e de sedimentação, a compartimentação propicia a formação de ambientes confinados com fluxo de calor, por vezes elevado, ou seja, apresentam boas condições para formação de uma rocha-mãe com um teor em matéria orgânica interessante, associado a uma maturação relativamente rápida (Perrodon, 1992; Biju-Duval, 1999). Além das características referidas tais bacias também se caracterizam por apresentar, como rocha reservatório, formações variadas, heterogéneas e, muitas vezes, geograficamente dispersas. A existência de falhas normais, muitas delas ainda enraizadas no soco paleozóico, faz com migração dos hidrocarbonetos gerados se processe ao longo dos planos daquelas falhas que podem ser ainda activas ou não. Podemos, assim, admitir que a migração seja predominantemente vertical.

As características enunciadas, típicas de uma bacia formada em distensão, também ocorrem na Bacia Lusitaniana. Contudo, o domínio distensivo que predominou durante todo o Mesozóico terá dado lugar a um domínio compressivo no Cenozóico. Com efeito, a inversão que afectou a bacia (Ribero *et al*, 1996; Terrinha *et al*, 1996) em consequência de movimentos compressivos de idade

cenozóica (provavelmente a partir do Miocénico) pode, de alguma forma, ter camuflado ou, mesmo, destruído algumas daquelas características induzindo a formação de outras.

Ora, o regime compressivo referido apresenta, como consequência mais negativa para as acumulações de hidrocarbonetos, a possibilidade de serem criados novos percursos para a migração promovendo a dispersão de acumulações pré-existentes, podendo levar até à sua destruição em consequência de fenómenos associados a simples erosão.

Por outro lado, recordemos que as formações que podem ser consideradas como rochas-mãe potenciais, isto é, as formações de Cabaços e de Montejunto só no sector Central da bacia é que atingiram um grau de maturação que lhes permitiu gerar hidrocarbonetos. Neste sector da bacia, a existência de falhas normais, sub-verticais e com orientação NNE-SSW, herdadas do substrato hercínico, constituem, provavelmente, os principais percursos para a migração de hidrocarbonetos. Em simultâneo, os movimentos halocinéticos, relativamente expressivos também nesta parte da bacia durante a fase distensiva são, certamente, responsáveis pela formação e reactivação de falhas que poderão constituir, também elas, percursos de migração.

Estratigraficamente o reservatório, ou reservatórios, poderiam estar localizados superiormente em relação às rochas-mãe. No sector Central da bacia em estudo, as formações que, pelas suas características litológicas, nomeadamente a granulometria e, conseqüentemente, a permeabilidade e a porosidade, poderiam constituir boas rochas reservatório, ou rochas armazém, são as formações de Abadia, dos Grés Superiores / Lourinhã e, em muito menor expressão no sector Central da bacia, os Grés de Torres Vedras / Grés de Cascais. Contudo e relativamente a qualquer uma destas formações, torna-se necessário referir a ausência de continuidade ao longo do sector Central da Bacia Lusitaniana. Assim, a Formação dos Grés de Torres Vedras / Grés de Cascais não se encontra representada em amplas áreas do sector Central e, mesmo, o registo estratigráfico da Formação dos Grés Superiores / Lourinhã é, nas sondagens estudadas, muito irregular. Contudo, anteriormente à inversão cenozóica, que afectou de forma mais acentuada este mesmo sector, aquelas formações, dentro

de cada sub-bacia ou dentro de cada domínio sedimentar, poderiam ter-se apresentado com uma continuidade lateral sem interrupções. A inversão tectónica, por um lado, e os movimentos halocinéticos por outro, terão, com efeito, eventualmente provocado ruptura na continuidade lateral das formações que poderiam constituir bons reservatórios.

A identificação de uma rocha reservatório é, quase sempre, detectada por outros meios que não apenas a petrografia ou a geoquímica orgânicas. Contudo, a caracterização, mesmo só em termos de petrografia orgânica, das formações referidas anteriormente, permitiu observar dois tipos principais de reservatórios com algum potencial (veja-se aspectos ao microscópio no Anexo IV):

- reservatórios em clastos de material detrítico – onde os hidrocarbonetos migrados se encontram a preencher os espaços entre os grãos;

- reservatórios em material carbonatado – nos quais os hidrocarbonetos migrados se encontram a envolver uma componente de natureza aloquímica, tal como oólitos, ou a preencher planos de fractura e de clivagem em material de composição carbonatada.

Assim, os hidrocarbonetos formados na rocha-mãe da Formação de Cabaços, após migração, poderão ter-se acumulado parcialmente no reservatório carbonatado ou mais detrítico da Formação de Montejuento e no reservatório detrítico da Formação da Abadia ou em formações detríticas que se encontrem a tecto desta última.

Por sua vez, os hidrocarbonetos gerados nos níveis mais ricos em matéria orgânica da Formação de Montejuento, poderão ter-se acumulado nos níveis detríticos desta mesma formação ou, igualmente, em níveis detríticos de formações localizadas estratigraficamente a tecto.

Em síntese, as grandes ideias a reter, no que à migração e acumulação de hidrocarbonetos na Bacia Lusitaniana diz respeito, consistem no seguinte:

- migração predominantemente vertical, ao longo de falhas normais, herdadas do soco e activas durante a distensão mesozóica;

- acumulação de hidrocarbonetos nas formações detríticas (tais como as formações de Abadia ou dos Grés Superiores de idade kimmeridgiana) e, por

vezes, carbonatadas (como rochas carbonatadas da Formação de Cacém), estratigraficamente a tecto das rochas-mãe;

- migração, a partir das acumulações, também vertical, seguida de dispersão, ao longo das mesmas falhas, mas agora reactivadas como inversas, durante a inversão cenozóica.

6.3. Bacia Lusitaniana: um Sistema Petrolífero?

Um Sistema Petrolífero pode ser definido como sendo um sistema físico-químico, dinâmico, que evolui no espaço e no tempo geológico, e que é capaz de gerar e concentrar hidrocarbonetos (Demaison & Huizinga 1991; Demaison & Huizinga 1994).

Esta definição implica que um sistema petrolífero seja, possivelmente, composto por dois subsistemas distintos que poderão ser independentes e que, por vezes, ocorrem numa mesma bacia sedimentar:

- - um subsistema gerador, que é o responsável pela produção de hidrocarbonetos, sejam eles líquidos ou gasosos, durante um certo período de tempo geológico;
- - um subsistema responsável pela migração e aprisionamento, onde se concentram ou não os hidrocarbonetos gerados pela rocha-mãe quando esta atinge um grau de maturação suficiente para geração.

Em face do exposto fica claro que se, em determinada bacia sedimentar, não existe o subsistema gerador torna-se desnecessário o estudo do subsistema de migração e aprisionamento.

Para a completa caracterização do potencial petrolífero de uma bacia sedimentar, com base na definição de um eventual Sistema Petrolífero, devem ser analisados e avaliados diferentes componentes, a saber, pela ordem indicada:

- i) qual ou quais as rochas-mãe e o estado de maturação que atingiram;
- ii) qual ou quais as rochas reservatório e, particularmente, a sua localização e características petrofísicas;

- iii) a existência, tipo, localização e idade das armadilhas, associadas a rochas que permitam uma cobertura eficaz;
- iv) o intervalo de tempo e as vias de migração dos hidrocarbonetos formados, em relação com a idade de formação das armadilhas;
- v) a capacidade de retenção dos hidrocarbonetos no seio das armadilhas, ou seja, a sua estanquicidade.

Por outro lado, os Sistemas Petrolíferos podem ser divididos em três grandes tipos que traduzem graus de conhecimento cada vez maior, obtido graças a uma correlação (geoquímica) definida entre os hidrocarbonetos gerados e a rocha-mãe (conhecida ou potencial) existente numa bacia que lhes poderá ter dado origem (Magoon, 1988; Magoon & Dow Ed.s, 1994; Magoon & Valin, 1994; Cramez, 2000). Assim, poderemos ter:

- Sistema Petrolífero conhecido – quando existe uma boa correlação geoquímica entre a rocha-mãe e as acumulações de hidrocarbonetos;

- Sistema Petrolífero hipotético – quando os dados geoquímicos são suficientes para identificar a rocha-mãe mas, contudo, não foi possível estabelecer uma boa correlação geoquímica (nomeadamente com biomarcadores) entre a rocha-mãe potencial e as acumulações de hidrocarbonetos ou, simplesmente, com hidrocarbonetos por vezes dispersos noutras formações;

- Sistema Petrolífero especulativo – quando a existência de uma rocha-mãe e as acumulações de hidrocarbonetos são possíveis ou prováveis, com base nos estudos geológicos, petrográficos e geofísicos, sem que as evidências geoquímicas sejam inequívocas.

A aplicação de todos os princípios enunciados à Bacia Lusitaniana poderá traduzir-se pelas seguintes considerações:

I) Presença de rochas-mãe, isto é, de rochas com teores adequados em matéria orgânica e em estado de maturação capaz de gerar hidrocarbonetos em quantidades economicamente exploráveis: pode-se considerar que cumprem esta condição as formações de Cabaços e de Montejunto no que respeita ao sector Central da bacia. A Formação de Cacém constitui, por outro lado, uma rocha-mãe potencial.

II) Presença de rochas reservatório ou armazém capazes de acumular hidrocarbonetos: pode-se considerar que cumprem as condições gerais (porosidade para acumular e permeabilidade para libertar hidrocarbonetos) para poderem ser consideradas bons reservatórios os níveis detríticos das formações de Abadia, dos Grés Superiores / da Lourinhã e dos Grés de Torres Vedras / Grés de Cascais, verificando-se, ainda, que tais rochas reservatório são heterogéneas e se encontram espacialmente dispersas.

III) Armadilhas: as armadilhas, estruturais ou não-estruturais, formadas estão, muito provavelmente, associadas aos movimentos halocinéticos da Formação das Margas da Dagorda. Estes movimentos, cuja idade é ainda controversa, parecem estar dependentes de actividade magmática que se verificou na bacia durante o Cretácico (Kullberg, 2000). O magma, no seu movimento ascendente, ao atingir as Margas da Dagorda provocou o seu aquecimento e hidratação, pelo que os evaporitos fundiram. Com a fusão verificou-se aumento de volume, diminuição da densidade e da viscosidade passando, os evaporitos, a apresentar maior mobilidade, iniciando o seu processo de ascensão que, por sua vez, originou estruturas capazes de acumular hidrocarbonetos. E, embora possam ter ocorrido movimentos halocinéticos posteriores ao Cretácico, a formação dos principais diapíros que ocorrem na parte Central da bacia deu-se, muito provavelmente durante o Cretácico inferior.

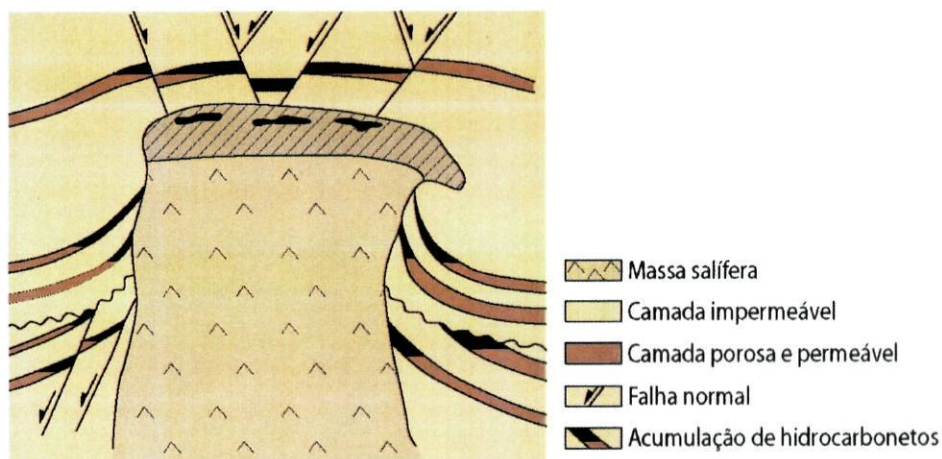


Figura 6.4 – Ascensão de material evaporítico, com formação de armadilhas associadas. As rochas deformadas em estrutura antiformal, de encontro ao corpo evaporítico, constituem a forma mais típica de armadilha nesta situação (adaptado de Levorsen 1956, in Biju-Duval, 1999).

Os movimentos, responsáveis pela inversão miocénica que se verificou na bacia, também podem ter conduzido à formação de armadilhas estratigráficas capazes de acumular hidrocarbonetos. Contudo, como veremos adiante, no nosso caso, somos de opinião que estes movimentos terão sido essencialmente responsáveis pela dispersão de hidrocarbonetos e não acumulação.

A alternância, na sequência estratigráfica, entre rochas capazes de serem um bom reservatório com rochas de porosidade e permeabilidade reduzida que impeçam a livre circulação dos hidrocarbonetos, completa, com alguma eficiência, as armadilhas geradas. As rochas inibidoras da circulação de hidrocarbonetos são designadas rochas selantes do Sistema Petrolífero.

IV) Migração: a migração dos hidrocarbonetos, desde a rocha-mãe até ao reservatório, isto é, a migração designada por secundária, constitui um dos principais, senão mesmo o principal, momento crítico num Sistema Petrolífero. Na nossa bacia, como referido anteriormente, admitimos que as vias de migração, ou seja, os caminhos pelos quais os hidrocarbonetos se deslocaram, são predominantemente verticais e encontram-se localizados nos planos de falha normais relacionados com a fase de distensão da bacia. Assim, as armadilhas associadas às estruturas diapíricas serão aquelas que, no nosso caso, apresentam melhores condições para acumulação, logo, destas estruturas, as formadas anteriormente à migração serão aquelas com maior potencial para constituírem boas acumulações e, pela mesma razão, as armadilhas formadas posteriormente à migração, à partida, não apresentam potencial para constituírem boas acumulações. Pois bem, a análise interpretativa conjunta de linhas sísmicas e dos locais de sondagens de prospecção / pesquisa de hidrocarbonetos na Bacia Lusitaniana, mostra que as sondagens efectuadas testaram as armadilhas estruturais induzidas pela inversão cenozóica da bacia onde é, pois, muito mais reduzida a probabilidade de encontrar hidrocarbonetos que, neste caso, seriam desmigrados. Contudo, é óbvio que eventuais acumulações com interesse económico só se poderão encontrar nas armadilhas estratigráficas ou mistas formadas anteriormente à migração secundária de hidrocarbonetos, isto é, as armadilhas de idade anterior ao Cretácico superior.

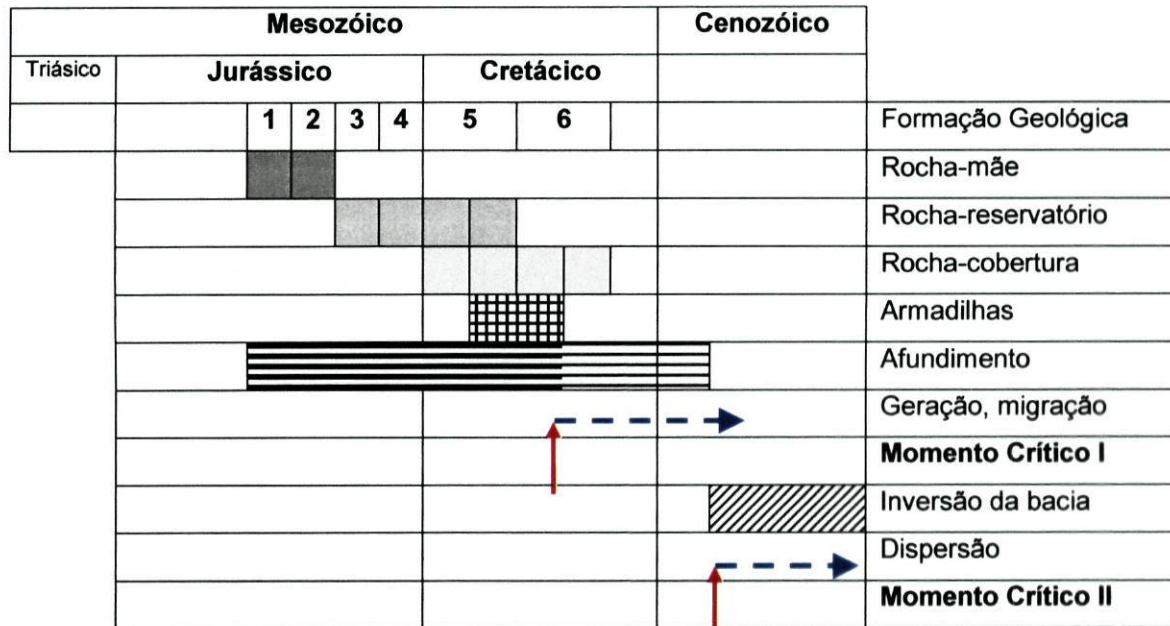
V) Capacidade de retenção do Sistema Petrolífero: esta propriedade do sistema traduz-se na sua competência em manter os hidrocarbonetos armazenados no reservatório. A avaliação deste parâmetro implica um correcto conhecimento da evolução tectónica regional e, mesmo, global da bacia. Sempre que a estanquicidade dum reservatório de hidrocarbonetos não é eficaz surgem os chamados indícios de superfície, graças aos quais se fizeram muitas das descobertas entre os maiores jazigos de hidrocarbonetos líquidos que se conhecem.

Na Bacia Lusitaniana são numerosos os indícios de superfície que é possível observar, quer no sector Norte, quer no seu sector Central. Tal indica que, ou a estanquicidade inicial do reservatório, era fraca ou a evolução da bacia, posteriormente à migração e acumulação, poderá ter provocado a dispersão dos hidrocarbonetos existentes no reservatório.

A propósito dos indícios de superfície, Perrodon (1980), para ilustrar a sua importância, utilizou a seguinte metáfora: *“os indícios de superfície representam a guarda avançada de um grande exército (que permanece enterrado) ou, pelo contrário, são os últimos soldados de um batalhão completamente dizimado”*.

Ora, uma tentativa para reportar estratigraficamente o conjunto dos aspectos atrás enunciados, para o Sistema Petrolífero da Bacia Lusitaniana, permite-nos definir o(s) momento(s) crítico(s), para a evolução desta bacia enquanto sistema gerador de hidrocarbonetos. Regra geral, e como já dissemos, o momento crítico em qualquer Sistema Petrolífero, coincide com o intervalo de tempo em que ocorre a migração secundária e a acumulação, até por que tal momento crítico implica que as armadilhas susceptíveis de acumular os hidrocarbonetos estejam já formadas.

Na figura 6.5, apresentam-se os elementos considerados essenciais para o Sistema Petrolífero da Bacia Lusitaniana e assinalam-se os dois momentos considerados críticos na evolução desta bacia.



1 – Formação de Cabaços; 2 – Formação de Montejuento; 3 – Formação de Abadia; 4 – Formação dos Grés Superiores / Formação da Lourinhã; 5 – Formação dos Grés Superiores / Formação dos Grés de Cascais; 6 – Formação de Cacém.

Figura 6.5 – Elementos essenciais no Sistema Petrolífero da Bacia Lusitânica e respectivos momentos críticos. O momento crítico I coincide com o início da formação de hidrocarbonetos e, o momento crítico II, coincide com a inversão da bacia e conseqüente dispersão dos hidrocarbonetos entretanto acumulados (metodologia adaptada de Magoon & Dow 1994, in Biju-Duval 1999).

A determinação do primeiro momento crítico pode ser algo discutível, uma vez que o início da geração de hidrocarbonetos está totalmente dependente do momento em que a rocha-mãe atinge a maturação correspondente à “Janela do Petróleo” dependendo esta, em primeira instância, do enterramento atingido. Contudo, só faz sentido falar em momento crítico após a formação das armadilhas e estas, por sua vez, ter-se-ão formado em consequência dos movimentos halocinéticos de idade Cretácica.

Ora, o registo estratigráfico das diferentes sondagens analisadas para o sector central, mostra uma espessura de sedimentos acima da rocha-mãe, ou das rochas-mãe, extremamente variável. O facto de as formações de Cabaços e de Montejuento se encontrarem, genericamente, em estado maduro implica que elas tenham estado sob uma cobertura sedimentar com uma espessura mínima de 2500 metros. E, o tecto da Formação de Montejuento, a rocha-mãe mais recente, só em sondagens do sector Sul se encontra, no registo actual, a profundidades daquela ordem de grandeza. Assim, para o sector Central, as rochas-mãe terão atingido a janela do petróleo, e iniciado a produção de hidrocarbonetos, em

depocentros nos quais a carga sedimentar que sobre elas se encontrava corresponderia às formações de Abadia, dos Grés Superiores / Lourinhã, dos Grés de Torres Vedras / Cascais e, mesmo, parte da Formação de Cacém ou do seu equivalente lateral. Estas formações que, com os restantes componentes, completariam o Sistema Petrolífero da Bacia Lusitaniana, foram sendo erodidas após o momento crítico seguinte.

O segundo momento crítico é, aceitando a idade proposta pelos diversos autores para a inversão cenozóica da bacia (síntese em Kullberg, 2000), mais fácil de localizar temporalmente. Este momento crítico, de carácter negativo, corresponde ao período em que a bacia passou de um regime distensivo para um regime compressivo. Os movimentos gerados durante este novo regime, que seguramente reactivou falhas normais enraizadas no soco, criou novos percursos para a migração e, sobretudo, dispersão dos hidrocarbonetos que, hipoteticamente, se acumularam a partir do primeiro momento crítico.

O *onshore* do sector central da Bacia Lusitaniana pode pois, mas apenas no período de tempo compreendido entre o momento crítico I (na passagem do Cretácico inferior ao Cretácico superior) e o momento crítico II (durante o Miocénico), ser considerado um Sistema Petrolífero, aliás constituído pelos seguintes subsistemas:

- subsistema gerador – Formação de Cabaços e Formação de Montejunto;
- subsistema de migração e aprisionamento – migração essencialmente vertical ao longo de falhas normais e aprisionamento nas formações de natureza detrítica na dependência de estruturas diapíricas.

Contudo, a partir do momento de inversão cenozóica da bacia, em que são criados novos percursos para migração, as acumulações de hidrocarbonetos são destruídas parcial ou, mesmo, totalmente e, o Sistema Petrolífero passa a estar incompleto.

7. SÍNTESE DAS CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

7. SÍNTESE DAS CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

7.1. Síntese das conclusões

Na procura de respostas para o objectivo base do presente trabalho de reavaliação do potencial petrolífero do *onshore* da Bacia Lusitaniana usamos, naturalmente e em termos modernos, a metodologia hipotético-dedutiva.

De facto, perante o problema em causa, com base no conhecimento dos modelos há largo tempo existentes para casos similares, formulamos uma hipótese de modelo genético-evolutivo para a bacia em estudo, modelo este que foi testado com base em observações e ensaios analíticos adequados, com vista a poder ser refutado ou confirmado.

Nestes termos, uma síntese integrada de todos os elementos até à data disponíveis permite corroborar as seguintes conjecturas que, no conjunto, constituem a presente tese.

A. Génese e estruturação mesozóica da bacia

A.1. Em termos modernos da análise de bacias e de Estratigrafia sequencial, o registo estratigráfico pormenorizado obtido pelos autores que nos precederam pode ser interpretado da seguinte forma:

1.1. A Bacia Lusitaniana evoluiu desde o Triásico superior em íntima ligação com os processos tectono-sedimentares associados com a abertura do Atlântico Norte. A ruptura do super-continente Pangea e a dispersão dos continentes então recentemente formados fez com que a Bacia Lusitaniana apresente, por cima do substrato Paleozóico, dois tipos principais de bacias sedimentares:

- (i) bacias de tipo *rift*, constituídas por depósitos clásticos, de cor avermelhada e pobres em matéria orgânica, quer dizer, sem potencial petrolífero, e
- (ii) uma margem divergente, de tipo Atlântico (classificação de Bally & Snelson, 1980).

Estes dois tipos de bacias sedimentares estão separados por uma discordância maior que corresponde à ruptura da litosfera. Esta discordância (superfície de erosão) é contemporânea da implantação de vulcanismo sub-aéreo que precedeu a oceanização, ou seja, a formação da crosta oceânica.

A.2. Na margem divergente podem ser postas em evidência duas fases sedimentares principais. Na base, uma fase transgressiva, com geometria retrogradante, que se estende, sensivelmente, até ao Cenomaniano – Turoniano. Esta fase transgressiva é fossilizada por uma fase regressiva, com geometria progradante, cuja idade é pós-cenomaniana. Uma superfície basal de progradação separa as duas fases sedimentares do ciclo estratigráfico de avanço continental pós-Pangea, quer dizer, que o hiato entre as fases transgressiva e regressiva aumenta na direcção do mar. Durante a fase transgressiva, a margem divergente tinha uma plataforma continental ou seja, a linha da costa encontrava-se centenas de quilómetros a Este do rebordo da bacia (rebordo da plataforma). Ao contrário, durante a fase regressiva e tal como a sua geometria progradante indica, a partir de certa altura, a margem divergente não tem plataforma continental, o que significa que a linha da costa coincidia praticamente com o rebordo da bacia. Durante a fase transgressiva ocorreram dois grandes deslocamentos da linha de costa para o continente (duas grandes transgressões), induzidos por dois picos eustáticos: um durante o Oxfordiano/Kimmeridgiano e, outro, durante o Cenomaniano/Turoniano.

B. Rochas-mãe; tipo de cerogénio; maturação

B.1. Os dois deslocamentos da linha de costa acima referidos criaram nas partes distais da plataforma continental condições ideais para a produção e preservação de matéria orgânica, isto é, a formação de rochas-mãe potenciais.

B.2. O tipo de cerogénio presente, identificado por estudo petrográfico e avaliado com os valores do Índice de Hidrogénio da pirólise Rock-Eval, é, na larga maioria dos casos, um cerogénio do tipo III (vitrinite dominante)

com forte influência de componentes vegetais de origem continental; igualmente se formou cerogénio tipo II de origem marinha.

B.3. A complexa evolução tectonostratigráfica da bacia, permite a sua divisão em três sectores (Norte, Central e Sul), limitados por importantes acidentes tectónicos que se distinguem não só pelas fácies e intervalos sedimentares presentes em cada um deles, mas também pelo grau de evolução atingido pela matéria orgânica.

B.4. As rochas-mãe potenciais do Oxfordiano superior, correspondentes às formações de Cabaços e de Montejunto, em que os estudos petrográficos e o teor em Carbono Orgânico Total (COT) mostraram que são as formações mais ricas em matéria orgânica, atingiram, mas apenas no sector Central da Bacia Lusitaniana, enterramento suficiente e, conseqüentemente, maturação necessária à produção de hidrocarbonetos (líquidos e gasosos) podendo, assim, ser consideradas as únicas verdadeiras rochas-mãe da bacia. Com efeito, o grau de maturação atingido pela matéria orgânica presente naquelas formações corresponde ao chamado estado maduro, já que a maturação, determinada pelo valor médio do poder reflector aleatório da vitrinite, forneceu resultados entre 0,5% e 1,0%, e os valores do parâmetro T_{max} da pirólise Rock-Eval, embora patenteando maior dispersão, apresentam uma média muito próxima dos 440°C.

B.5. Por sua vez, uma outra possível rocha-mãe, a Formação de Cacém, de idade cenomaniana, não passou de uma rocha-mãe potencial; o seu grau de maturação, avaliado pelo valor médio do poder reflector aleatório da vitrinite, mostra que a matéria orgânica está em estado ainda imaturo, com valores inferiores a 0,5%. O parâmetro T_{max}, corrobora, por sua vez, estes dados, com valores sempre inferiores a 430°C.

C. Migração; acumulação

C.1. A migração secundária (das rochas mães para os reservatórios) dos hidrocarbonetos no Cretácico superior foi, preferencialmente, vertical correspondendo os principais percursos a falhas normais, sub-verticais e de orientação NNE-SSW, herdadas do substrato hercínico. Os movimentos

halocinéticos, relativamente abundantes e expressivos, são responsáveis pela formação de falhas e suturas salíferas que poderão ter constituído, também elas, vias ou avenidas de migração. Os hidrocarbonetos migraram em direcção às armadilhas estratigráficas, mistas, induzidas pelo sal. Na realidade, num regime distensivo não existem verdadeiras armadilhas estruturais, quer dizer, com fecho próprio (“four way dips” dos autores americanos) criadas por halocinese. Com efeito, as armadilhas então criadas na Bacia Lusitaniana devem-se, muito provavelmente, aos movimentos halocinéticos provocados pela Formação das Margas da Dagorda (Hetangiano); estes movimentos apresentam uma idade provável do final do Cretácico inferior.

C.2. As formações que, pelas suas características detríticas, podem constituir bons reservatórios são as formações de Abadia (Kimmeridgiano), dos Grés Superiores/Lourinhã (Kimmeridgiano superior a Titoniano) e, também, dos Grés de Torres Vedras/Grés de Cascais (Cretácico inferior); estas formações são, horizontalmente, bastantes descontínuas em amplas áreas da bacia.

D. Evolução da estruturação da bacia no Cenozóico; a Bacia Lusitaniana como Sistema Petrolífero

D.1. Na caracterização da Bacia Lusitaniana enquanto Sistema Petrolífero podem-se definir dois momentos críticos: o primeiro coincidente com o início da geração de hidrocarbonetos, seguida da migração e acumulação (Cretácico superior) nas armadilhas entretanto criadas e, o segundo, certamente iniciado no Miocénico, coincidente com o início da inversão tectónica e erosão da bacia, devido provavelmente à formação de uma zona de subdução de tipo Benioff ao longo do *offshore* profundo de Portugal, em consequência da qual a margem divergente antes referida se transformou em margem convergente. O regime tectónico predominante, que até então era distensivo, passou a compressivo. Uma das principais consequências da mudança de regime tectónico, que produziu um

importante levantamento e erosão da bacia, foi a destruição e dispersão das eventuais acumulações de hidrocarbonetos.

D.2. Os dois momentos críticos acima referidos são fundamentais na evolução da bacia no que à caracterização de um hipotético Sistema Petrolífero se refere: se o primeiro permite a acumulação de hidrocarbonetos com formação de jazigos o segundo, dadas as características da tectónica compressiva dominante, promove a dispersão daqueles hidrocarbonetos, com a consequente destruição dos jazigos. Assim, só no relativamente curto espaço de tempo entre os dois momentos críticos referidos isto é, entre o Cretácico superior e o Miocénico, o *onshore* do sector Central da Bacia Lusitaniana pode ser considerado como tendo albergado um Sistema Petrolífero.

E. Metodologias de prospecção / pesquisa de hidrocarbonetos até agora utilizadas

Por fim, a interpretação de linhas sísmicas, conjugada com a análise dos locais de implantação das sondagens, permite concluir que a prospecção/pesquisa petrolífera feita até agora testou, fundamentalmente, armadilhas estruturais induzidas pela inversão tectónica miocénica (ou posterior). Porém, como estas armadilhas estruturais são largamente posteriores à migração dos hidrocarbonetos, a probabilidade de encontrar hidrocarbonetos (desmigrados) em quantidades económicas é reduzida. No entanto, e já que a carga das rochas-mãe é fraca, não se pode excluir que se possam ainda encontrar hidrocarbonetos em quantidades talvez económicas, nas armadilhas estratigráficas, ou mistas, adequadas, isto é, as de idade anterior à migração dos hidrocarbonetos (Cretácico superior).

7.2. Trabalhos futuros

A temática abordada (revisão do potencial petrolífero de uma bacia) e o objecto de estudo escolhido (Bacia Lusitaniana) implicaram que se definissem objectivos concretos para os quais se procurou obter respostas que fossem, por um lado, as mais completas e, por outro, conclusivas. Tal nem sempre foi, porventura, atingido em plenitude já que, à medida que os trabalhos iam avançando outros problemas, por vezes mais entusiásticos e aliciantes, iam surgindo. E, embora com os resultados agora apresentados tenha sido já possível adiantar algumas conclusões que permitem acrescentar novas ideias à caracterização da bacia é, também desde já, possível apontar caminhos para trabalhos futuros que gostaríamos de ter efectuado se, a certa altura, não se tivesse tornado imperativo limitar o objecto desta tese. Entre estes trabalhos futuros destacam-se:

- a) Refinamento, por aplicação das metodologias aqui utilizadas, do estudo de uma sub-bacia que, para o sector Central, apresente depocentros com maior espessura de sedimentos, com vista a melhor compreender a lei de maturação.
- b) Extensão dos estudos de maturação das rochas-mãe aqui definidas a amostras provenientes de sondagens realizadas no *offshore* da Bacia Lusitaniana;
- c) Aplicação do método da pirólise Rock-Eval em contínuo sobre todas as amostras de uma ou mais sondagens, com vista a uma melhor calibração entre este método e a determinação da maturação pelo poder reflector da vitrinite;
- d) Análise de biomarcadores de forma a mostrar o eventual parentesco entre as rochas-mãe e os migrabetumes, relativamente comuns em vários níveis estratigráficos (formações de Cabaços e de Montejunto de idade oxfordiana superior e Formação dos Grés de Torres / de Cascais de idade cretácica inferior), o que certamente permitirá precisar a

datação da destruição das acumulações de hidrocarbonetos por motivo da inversão tectónica iniciada no Miocénico.

Por fim, não é demais recordar que o êxito ou fracasso de qualquer Sistema Petrolífero está fortemente dependente da altura que ocorreu(ram) o(s) seu(s) momento(s) crítico(s). Assim, além dos caminhos acima apontados do foro da Petrologia e da Geoquímica Orgânicas, parece-nos também importante que se venham a empreender novos estudos nos domínios da Estratigrafia, da Sedimentologia, da Tectónica e, eventualmente, da Geofísica ou outros que permitam precisar, em termos cronológicos, os momentos críticos do Sistema Petrolífero que caracteriza a Bacia Lusitaniana tanto no *onshore* como, especialmente, no *offshore*. Aliás, neste aspecto, parece-nos indubitável que o caminho ainda a percorrer para um cabal conhecimento da totalidade da bacia será, certamente, mais longo do que aquele que foi até agora já percorrido.

REFERÊNCIAS

REFERÊNCIAS

- ADE, M.V.B. & LEMOS DE SOUSA, M.J., 2002. Estudo comparativo em luz refletida entre duas técnicas de concentração de matéria orgânica dispersa (amostra acidificada *versus* amostra "Light Fraction"). *Rev. Latino Americana Geoquím.orgân.*, 6: 23-30.
- ALPERN, B., 1971. Distinction optique entre gélinite-collinite (charbons) et bitumes-kérabitumes. *C. R. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, Sér.D, Sciences naturelles*, 272, 13: 1717-1720
- ALPERN, B., 1975a. Conclusion. Colloque 2: Indices optiques de la matière organique des sédiments, relations avec la paléotempérature et le potentiel pétrolier. In: B. Alpern, Ed., Colloque internat. "Pétrographie de la matière organique des sédiments, relations avec la paléotempérature et le potentiel pétrolier", Paris, 1973, p. 277-278. Centre National de la Recherche Scientifique, C.N.R.S, Paris.
- ALPERN, B., 1975b. Introduction. Colloque 2: Indices optiques de la matière organique des sédiments, relations avec la paléotempérature et le potentiel pétrolier. In: B. Alpern, Ed., Colloque internat. "Pétrographie de la matière organique des sédiments, relations avec la paléotempérature et le potentiel pétrolier", Paris, 1973, p. 191-193. Centre National de la Recherche Scientifique, C.N.R.S, Paris.
- ALPERN, B., 1979. Comparative transmittance, reflectance, and fluorescence possibilities for oil exploration. In: Symposium "Kerogen-Visual and Chemical Relationships" and "XII Annual Meeting American Association of Stratigraphic Palynologists", Dallas, Texas, 1979, p. 6.
- ALPERN, B., 1980. Pétrographie du kérogène. In: B. Durand, Ed., *Kerogen: Insoluble organic matter from sedimentary rocks*, p.339-383. Editions Technip, Paris.
- ALPERN, B., 1987. Applications de la pétrographie des organoclastes à l'histoire géologique et thermique des bassins sédimentaires carbonés. In: J.Trichet, Direct., *Géologie de la Matière Organique*, Orléans, 1985. *Mém. Soc. géol. France, N.S.*, 151: 55-75.
- ALPERN, B. & LEMOS de SOUSA, M.J., 1991. Project of an International Scientific Classification of Solid Fossil Fuels. In: Y. Jin & C. Li, Eds, *C.R. XI Congr. internat. Stratigr. Géol. Carbonif.*, Beijing, 1987, Vol. 1, p. 157-168. Nanjing University Press, Nanging.
- ALPERN, B., LEMOS de SOUSA, M.J., PINHEIRO, H.J. & ZHU, X., 1992. Optical morphology of hydrocarbons and oil progenitors in sedimentary rocks -

Relations with geochemical parameters. Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto, N.S., 3, 53 pp.

ALPERN, B., LEMOS de SOUSA, M.J., PINHEIRO, H.J. & ZHU, X., 1993. Detection and evaluation of hydrocarbons in source rocks by fluorescence microscopy. *Organ. Geochem.*, 20, 6: 789-795.

ALPERN, B., NAHUYS, J., LEMOS de SOUSA, M.J., PINHEIRO, H.J., MARQUES, M.M., FLORES, D., MOREIRA, V. & JORGE, A., 1988. The application of the 'Alpern Scientific Classification of Solid Fossil Fuels' to Qualify Gondwana Coals from different basins. Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Porto, N. S., 1, 31 pp.

ALPERN, B., OUDIN, J.-L., PINHEIRO, H.J., PITTION, J.-L. & ZHU, X., 1994. Méthode d'étude optique des hydrocarbures extraits et fixés dans la résine des sections polies de roches. Influence de la richesse en huile sur la réflectance des kérogènes. In: R. Curnelle & J.-P. Sévérac, Eds, *Pétrologie organique, Colloque internat. Pétrographes organiciens francophones*, Pau, 1993. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 18, Publ. Spéc., p. 15-35.

AMMOSOV, I. I., 1962. Stages in the alteration of sedimentary rocks and the paragenetic relation of combustible minerals. *Internat. Geol. Rev.*, 4: 1105-1117.

BALLY, A.W. & SNELSON, S., 1980. Realms of subsidence: In: A. D. Miall, Ed., *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 9-94.

BERTRAND, R., 1990. Correlations among the reflectances of vitrinite, chitinozoans, graptolites and scolecodonts. *Organ. Geochem.*, 15, 6: 565-574.

BERTRAND, P., PITTION, J. & BERNAUD, C., 1986. Fluorescence of sedimentary organic matter in relation to its chemical composition. In: D. Leythaeuser & J. Rullkötter, Eds, *Advances in Organic Geochemistry 1985, Part 1, Petroleum Geochemistry (Proc. 12th internat. Meet. Organ. Geochem., Jülich 1985)*. *Organ. Geochem.*, 10, 1/3: 641-647.

BIJU-DUVAL, B., 1999. *Géologie sédimentaire: Bassins, environnements de dépôts et formation du pétrole*, 735 pp. Editions Technip, Paris. (Publications de l'Institut Français du Pétrole).

BOSTICK, N. H., 1971. Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Geoscience and Man*, 3: 83-93.

BOSTICK, N.H., CASHMAN, S.M., McCULLOH, T.H. & WADDELL, C.T., 1979. Gradients of vitrinite reflectance and present temperature in the Los Angeles and Ventura basins, California. In: D.F. Oltz, Ed., *A Symposium in*

Geochemistry: Low temperature metamorphism of kerogen and clay minerals, p. 65-96. Pacific Section S.E.P.M., Los Angeles, Cal.

- BROOKS, J., 1978. Diagenesis of sedimentary organic matter: The nature and role of organic matter in source rocks and hydrocarbon generation. In: I Coloquio Internacional de Palinología, León, 1977. *Palinología*, Núm. extraord., 1: 95-101.
- CARRINGTON da COSTA, J., 1941. Um caso de asphaltização e os dobramentos desarmónicos. *Bol. Soc. geol. Portg.*, Porto, 1, 1: 33-54.
- CARVALHO, F., 1983. A problemática da pesquisa do petróleo em Portugal. *Geonovas*, 1, 5: 23-32.
- CRAMEZ, C., 2000. Bassins sédimentaires et Systèmes pétroliers. Cours sur Bassins sédimentaires et Systèmes pétroliers, 264 pp. Total Fina Elf, Paris.
- CUNHA, P. P., 1992. Estratigrafia e Sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra, 262 pp. Universidade de Coimbra. (Tese de doutoramento).
- CURTIS, C., 1987. Données récentes sur les réactions entre matières organiques et substances minérales dans les sédiments et sur leurs conséquences minéralogiques. In: J. Trichet, Direct., *Géologie de la Matière Organique*, Orléans, 1985. *Mém. Soc. géol. France*, N.S., 151: 127-141.
- DEMAISON, G. J. & HUIZINGA, B. J., 1991. Genetic classification of petroleum systems. *AAPG Bull.*, 75: 1626-1643.
- DEMAISON, G. J. & HUIZINGA, B. J., 1994. Genetic classification of petroleum systems using three factors: Charge, migration and entrapment. In: L. B. Magoon & W. G. Dow, Eds, *The petroleum systems – From source to trap*, AAPG Memoir 60, p. 73-89. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okl.
- DINIS, J. L., 1999. Estratigrafia e Sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano a Cenomaniano do sector Norte da Bacia Lusitânica, 381 pp. Universidade de Coimbra. (Tese de doutoramento).
- DINIS, J. L. & TRINCÃO, P., 1995. Recognition and stratigraphical significance of the Aptian unconformity in the Lusitanian Basin, Portugal. *Cretaceous Res.*, London, 16: 171-186.
- DIESSEL, C.F.K., 1985. Macerals as coal facies indicators. C.R. X Congr. internat. Stratigr. Géol. Carbonif., Madrid, 1983, Vol. 3, p. 367-373.
- DURAND, B.M., 1987. Du kérogène au pétrole et au charbon: Les voies et les mécanismes des transformations des matières organiques sédimentaires au

- cours de l'enfouissement. In: J.Trichet, Direct., Géologie de la Matière Organique, Orléans, 1985. Mém. Soc. géol. France, N.S., 151: 77-95.
- ESPITALIÉ, J., 1986. Use of T_{MAX} as maturation index for different types of organic matter. Comparison with vitrinite reflectance. In: J. Burrus, Ed., Thermal modelling in sedimentary basins, p 475-496. Technip, Paris. (Collection Colloques et Séminaires, Institut Français du Pétrole Vol.44).
- ESPITALIÉ, J. & BORDENAVE, M. L., 1986. Tools of source rocks routine analyses. Rock-Eval pyrolysis. In: M. L. Bordenave, Ed., Applied Petroleum Geochemistry, p.237-261. Technip, Paris.
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G. & MARQUIS, F., 1985a. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie et Deuxième partie. Rev. Inst. Franç. Pétr., 40, 5: 563-579; 40, 6: 755-784.
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G. & MARQUIS, F., 1985b. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. Rev. Inst. Franç. Pétr., 40, 6: 755-784.
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G & MARQUIS, F., 1986. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie. Rev. Inst. Franç. Pétr., 41, 1: 73-89.
- ESPITALIÉ, J., LAPORTE, J. L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAULET, J. & BOUTEFEU, A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Franç. Pétr., 32, 5 : 23-45.
- FERNANDES, P., 2000. Investigation of the Stratigraphy, Maturation and Source-Rock potential of Carboniferous Black Shales in the Dublin Basin, 218 pp. Trinity College, University of Dublin. (Tese de doutoramento).
- GOMES, J. N., 1981. Evolução e perspectivas da prospecção de petróleo em Portugal. Geonovas, 1, 1: 25-42.
- HAGEMANN, H. W. & HOLLERBACH, A., 1986. The fluorescence behaviour of crude oils with respect to their thermal maturation and degradation. In: D.Leythaeuser & J.Rullkötter, Eds, Advances in Organic Geochemistry 1985, Part 1, Petroleum Geochemistry (Proc. 12th internat. Meet. Organ. Geochem. , Jülich 1985). Organ. Geochem., 10, 1/3: 437-480.
- HAQ, B. U., HARDENOL, J. & VAIL, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: C.K. Wilgus, B.S.Hastings, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C.A. Ross & C.G. St. C. Kendall, Eds, Sea level changes: An integrated approach, SEPM Special Publication 42, p.71-108. Society of Sedimentary Geology, Tulsa, Okl.
- HÉROUX, Y., CHAGNON, A. & BERTRAND, R., 1979. Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. AAPG Bull., 63, 12: 2128-2144.

- HILL, G., 1988. The Sedimentology and Lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal, 290 pp. (PhD Thesis, Open University Milton Keynes)
- HUNT, J. M., 1996. Petroleum Geochemistry and Geology, 742 pp. W. H. Freeman and Co. San Francisco, Cal.
- International Committee for Coal Petrology - ICCP, International Handbook of Coal Petrography, 2nd Ed. Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR, Paris, Moscow, 1963.
- International Committee for Coal Petrology - ICCP, International Handbook of Coal Petrography, Supplement to the 2nd Ed. Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR, Paris, Moscow, 1971.
- International Committee for Coal Petrology - ICCP, International Handbook of Coal Petrography, 2nd Supplement to the 2nd Ed. Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR, Paris, Moscow, 1976.
- International Committee for Coal Petrology - ICCP, International Handbook of Coal Petrography, 3rd Supplement to the 2nd Ed. University of Newcastle upon Tyne, England, 1993.
- International Committee for Coal Petrology - ICCP, 1998. The new vitrinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 77, 5: 349-358.
- IRVING, E., NORTH, F.K. & COUILLARD, R., 1974. Oil, climate, and tectonics. *Canad. J. Earth Sci.*, 11, 1: 1-17.
- JACKSON, M. P. A., 1995. Retrospective salt tectonics. In: M. P. A. Jackson, D. G. Roberts & S. Snelson, Eds, *Salt Tectonics: A Global Perspective*, AAPG Memoir 65, p.1-28. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okl.
- JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C.J., 1994. Advances in salt tectonics. In: P. L. Hancock, Ed., *Continental deformation*, p. 159-179. Pergamon Press, Tarrytown.
- JOCTEUR MONROZIER, L., BENIJOLY, M., PILLON, P. ANDREUX, F. & SOUCHIER, B., 1981. Distribution of organic matter in grain-size fractions of some recent sediments. In: M. Bjoroy et al., Eds, *Advances in Organic Geochemistry 1981* (Proc. 10th internat. Meet. Organ. Geochem., University of Bergen, Norway, 14-18 September 1981), p. 323-327. John Wiley, Chichester.

- KULLBERG, J.C., 2000. Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana, 280 pp. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, (Tese de doutoramento).
- LAFARGUE, E., ESPITALIÉ, J., MARQUIS, F. & PILLOT, D., 2001. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production and in soil contaminations studies. *Rev. Inst. Franç. Pétr.*, 53, 4: 421-437.
- LEMOS DE SOUSA, M.J., 1972. Sur une méthode semi-automatique d'étude du pouvoir réflecteur des constituants des matières organiques sédimentaires fossiles insolubles. *Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciências do Porto*, 4^aSér., 84, 40 pp.
- LEMOS de SOUSA, M. J., 1978. Primeira contribuição para o estudo da oxidação natural em afloramento das perantracites da Bacia Carbonífera do Douro (NO de Portugal). *Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Porto.*, 4^a Sér., 89, 33 pp.
- LETOUZEY, J., COLLETTA, B., VIALLY, R. & CHERMETTE, J. C., 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. In: M. P. A. Jackson, D. G. Roberts & S. Snelson, Eds, *Salt Tectonics: A Global Perspective*, AAPG Memoir 65, p.41-60. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okl.
- LIN, R. & DAVIS, A., 1988. A fluorochemical model for coal macerals. In: J.C.Hower & S.M.Rimmer, Eds, *Papers, Annual Meeting of the Society for Organic Petrology*, 3rd, Lexington, Ky., 1986. *Organ. Geochem.* 12, 4: 363-374.
- LOMHOLT, S., RASMUSSEN, E., ANDERSEN, C., VEJBÆK, O. V., MADSEN, L & STEINHARDY, H., 1996. Seismic interpretation and mapping of the Lusitanian Basin, Portugal. Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348, GEUS, Copenhagen, 8 vol.
- MAGOON, L. B., 1988. The petroleum systems – A classification scheme for research, exploration and resource assessment. In: L.B. Magoon, Ed., *Petroleum Systems of the United States*. *US Geol.Surv.Bull.*, 1870: 2-15.
- MAGOON, L.B. & DOW, W. G., 1994. The petroleum systems. In: L. B. Magoon & W. G. Dow, Eds, *The petroleum systems – From source to trap*, AAPG Memoir 60, p 3-24. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okl.
- MAGOON, L. B. & VALIN, Z. C., 1994. Overview of petroleum system case studies. In: L. B. Magoon & W. G. Dow, Eds, *The petroleum systems – From source to trap*, AAPG Memoir 60, p 329-338. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okl.
- MANUPPELLA, G., Coord., ANTUNES, M. T., CARDOSO, J., RAMALHO, M. M. & REY, J. 1999a. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. *Notícia*

- explicativa da Folha 38-B, Setúbal, 2ª Ed., 143 pp. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- MANUPPELLA, G., Coord., ANTUNES, M. T., PAIS, J., RAMALHO, M. M. & REY, J., 1999b. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 30-A, Lourinhã, 83 pp. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- MARTINS, L. T., 1991. Actividade ígnea mesozóica em Portugal (Contribuição petrológica e geoquímica), 418 pp. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. (Tese de doutoramento).
- MITCHUM, R. M., VAIL, P. R. & THOMSON, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes sea level. Part two: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C. E. Payton, Ed., Seismic Stratigraphy, AAPG Memoir 26, p. 53-62. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okl.
- MOÇO, L.P., 1998. Organic Petrology of the South Portuguese Zone - Petrologic characterization, distribution and genesis of hydrocarbons: a research project. In: M.J. Lemos de Sousa & J.P. Fernandes, Eds, II Symposium on Gondwana Coals, 50th ICCP Meeting, Porto, 1998, Oral Presentations, Abstracts, Poster Abstracts, Geological Excursion Guide-Book. GEOlogos, Porto, 4: 42-43.
- MOUSTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R. B., RUGET, C. & TINTANT, H., 1972. Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. Bol. Soc. geol. Portg., Lisboa, 18, 1 : 73-104.
- MOUSTERDE, R., ROCHA, R. B., RUGET, C. & TINTANT, H., 1979. Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. Ciências da Terra, Lisboa, 5: 29-52.
- MUKHOPADHYAY, P.K., GOODARZI, F., KRUGE, M.A. & ALIM, M.H., 1997. Comparison of source rock geochemistry of selected rocks from the Schei Point group and Ringnes formation, Sverdrup basin, arctic Canada. In: J.R. Castaño, Ed., Papers, 12nd Annual Meeting of the Society for Organic Petrology, Houston, Texas, 1992 – TSOP 12. Internat. J. Coal Geol., 34: 3/3: 225-260.
- NAYLOR, D., HAUGHEY, N., CLAYTON, G. & GRAHAM, J.R., 1993. The Kish Bank Basin, offshore Ireland. In: J.R. Parker, Ed., Proc. IV Conference on Petroleum Geology of Northwest Europe, 1993, p. 845-855.
- Norma NP 3606, 1992. Combustíveis sólidos. Carvões de grau médio e superior. Análise petrográfica. Determinação ao microscópio do poder reflector da vitrinite, 20 pp. Instituto Português da Qualidade, Lisboa.

- OTTENJANN, K., 1988. Fluorescence alteration and its value for studies of maturation and bituminization. In: J. C. Hower & S. M. Rimmer, Eds, Papers, Annual Meeting of the Society for Organic Petrology, 3rd, Lexington, Ky., 1986. *Organ. Geochem.* 12, 4: 309-321.
- PALAIN, C., 1976. Une série détritique terrigène. Les «Grés de Silves»: Trias et Lias Inférieur du Portugal. *Mem. Serv. geol. Portg.*, Lisboa, N. S., 25: 377 pp.
- PENA dos REIS, R., 2003. Morfologias de talude instável em contexto de rifting. Exemplo do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa. Nº especial V, CD-ROM, pp. C65-C68.
- PERRODON, A., 1980. Géodynamique pétrolière: Genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures, 381 pp. Masson, Elf Aquitaine. Paris, Pau, Boussens. (Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, Mémoire 2).
- PERRODON, A., 1992. Petroleum Systems: Models and Applications. *J. Petroleum Geol.*, 15, 3: 319-326.
- POSAMENTIER, H., JERVEY, M. & VAIL, P., 1988. Eustatic controls on clastic deposition, I – Conceptual Framework. In: C.K. Wilgus, B.S.Hastings, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C.A. Ross & C.G. St. C. Kendall, Eds, Sea level changes: An integrated approach, SEPM Special Publication 42, p.109-124. Society of Sedimentary Geology, Tulsa, Okl.
- POSAMENTIER, H. & VAIL, P., 1988. Eustatic controls on clastic deposition, II – Sequence and systems tract models. In: C.K. Wilgus, B.S.Hastings, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C.A. Ross & C.G. St. C. Kendall, Eds, Sea level changes: An integrated approach, SEPM Special Publication 42, p.125-154. Society of Sedimentary Geology, Tulsa, Okl.
- PRADIER, B., BERTRAND, P., MARTÍNEZ, L. & LAGGOUN-DEFARGE, F., 1991. Fluorescence of organic matter and thermal maturity assesment. In: R. D. Harvey, J. C. Crelling & D. D. Kaegi, Eds, Papers, 6th Annual Meeting of the Society for Organic Petrology, Urbana, Ill., 1989. *Organ. Geochem.*, 17, 4: 511-524.
- RAMANAMPISOA, L., BERTRAND, P., DISNAR, J.-R., LALLIER-VERGES, E., PRADIER, B. & TRIBOVILLARD, 1992. Étude à haute résolution d'un cycle de carbone organique des argiles du Kimméridgien du Yorkshire (Grande-Bretagne): résultats préliminaires de géochimie et de pétrographie organique. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de la Terre et de l'Univers*, 314, 13: 1493-1498.

- RASMUSSEN, E. S., LOMHOLT, S., ANDERSEN, C. & VEJBÆK, O. V., 1998. Aspect of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300, 1/4: 199-225.
- RATANASTHIEN, B., KANDHAROSA, W., CHOMPURSI, S. & CHARTPRASERT, S., 1999. Liptinite in coal and oil source rocks in northern Thailand. *J. Asian Earth Sci.*, 17: 301-306.
- REY, J., 1999. Lower Cretaceous Depositional Sequences in the Cascais Area. *In: European Palaeontological Association Workshop, Field trip A*, 57 pp. Lisboa.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H., 1979. Introduction à la Géologie générale du Portugal, 114 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C., MANUPELLA, G. & PHIPPS, S., 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 3/4: 357-366.
- RIBEIRO, A., Coord., *et al.*, 1996. Tectonics of the Lusitanian Basin. *Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL*, Lisboa, Vol. 1; Anexos.
- ROBERT, P., 1980. The optical evolution of kerogen and geothermal histories applied to oil and gas exploration. *In: B. Durand, Ed., Kerogen: Insoluble organic matter from sedimentary rocks*, p.385-414. Editions Technip, Paris.
- ROBERT, P., 1988. Organic metamorphism and geothermal history. Microscopic study of organic matter and thermal evolution of sedimentary basins, 311 pp. Elf-Aquitaine, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston.
- ROCHA, R. B., 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental. *Ciências da Terra*, Lisboa, 2, 178 pp. (Tese de doutoramento).
- ROCHA, R., MANUPELLA, G., MOUTERDE, R., RUGET, C. & ZBYZEWSKI, G., 1981. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 19-C, Figueira da Foz, 128 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ROCHA, R., MARQUES, J. F. & SOARES, A. F., 1990. Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias – Aalénien). *Cahiers Univ. Catho. Lyon, Sér. Sciences*, 4: 121-125.
- ROCHA, R. B., Coord., *et al.*, 1996. The 1st and 2st rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. *Final*

Report, Proj. MILUPOBAS, Contract nº JOU2-CT94-0348, UNLIS, Lisboa, 2 vols + anexos.

- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R. ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. C., 1988. Essai d'interprétation dynamique de la paléogéographie du bassin Lusitanien (secteur nord) depuis de Trias jusqu'au Dogger. In: 3^o Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico, Logroño, España.
- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R. ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J.F., DUARTE, L., CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. C., 1990. Évolution sédimentaire du secteur Nord-Lusitanien du Trias au Callovian. In: 6th Meeting of the European Geological Societies, Lisboa, 1990, Programme and Abstracts, p.79. Association of the European Geological Societies, Sociedade Geológica de Portugal.
- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R. ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. C., 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: Histoire d'un «rift avorté». C. R. Acad. Sci., Paris, Sér.II, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de la Terre et de l'Univers, 317, 12 : 1659-1666.
- STACH, E., MACKOWSKY, M. T., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G. H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R., 1982. Stach's Textbook of Coal Petrology, 3rd Ed., 535 pp. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- SUNDBY, B., BOUCHARD, G., LEBEL, J. & SILVERBERG, N., 1981. Rates of organic matter oxidation and carbon transport in early diagenesis of marine sediments. In: M.Bjoroy et al., Eds, Advances in Organic Geochemistry 1981 (Proc. 10th internat. Meet. Organ. Geochem., University of Bergen, Norway, 14-18 September 1981), p. 350-354. John Wiley, Chichester.
- SUZUKI, N. & TAGUCHI, K., 1981. Characteristics and diagenesis of kerogens associated with clay fractions of mudstone. In: M.Bjoroy et al., Eds, Advances in Organic Geochemistry 1981 (Proc. 10th internat. Meet. Organ. Geochem., University of Bergen, Norway, 14-18 September 1981), p.607-612. John Wiley, Chichester.
- TAYLOR, G. H., TEICHMÜLLER, M., DAVIS, A., DIESSEL, C. F. K., LITKE, R. & ROBERT, P., 1998. Organic Petrology, 704 pp. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- TEERMAN, S.C., CARDOT, B.J., HARDING, R.W., LEMOS de SOUSA, M.J., LOGAN, D.R., PINHEIRO, H.J., REINHARDT, M., THOMPSON-RIZER, C.L. & WOODS, R.A., 1995. Source rock/dispersed organic matter characterization – TSOP Research Subcommittee results. Organ. Geochem., 22, 1: 11-25.

- TEICHMÜLLER, M., 1987a. Anwendung kohlea petrogaiser methoden bei der Erdoel und Erdgasprospektion. *Erdoel und Kohle.*, 24: 65-112.
- TEICHMÜLLER, M., 1987b. Organic material and very-low grade metamorphism. In: M. Frey, Ed., *Low temperature metamorphism*, p. 114-161. Blackie, Chapman & Hall, Glasgow, London, New York, N.Y.
- TEIXEIRA, C., ZBYZEWSKI, G., ASSUNÇÃO, C.T. & MANUPPELLA; G., 1968. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 23-C, Leiria, 99 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, A., SILVA, J. B., DIAS, R., FONSECA, P., KULLBERG, J.C. & MOITA, C., 1995. Tectonic evolution of the Lusitanian Basin: Variscan heritage and early inversion. *Terra Nova, Abstract Supplement, EUG VIII, Strasbourg, 7, 1: 278.*
- TING, F.T.C., 1981. Uniaxial and biaxial vitrinite reflectance models and their relationship to palaeotectonics. In: J. Brooks, Ed., *Organic maturation studies and fossil fuel exploration*, p. 379-392. Academic Press, London.
- TISSOT, B., DURAND, B., ESPITALIÉ, J. & COMBAZ, A., 1974. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *AAPG Bull.*, 58, 3: 499-506.
- TISSOT, B. & ESPITALIÉ, J., 1975. L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: Application d'une simulation mathématique. *Potential pétrolier des bassins sédimentaires et reconstitution de l'histoire thermique des sédiments. Rev. Inst. Franç. Pétr.*, 30, 5: 743-777.
- ULMISHEK, G. F. & KLEMME, H. D., 1990. Depositional controls, Distribution, and Effectiveness of World's Petroleum Source Rocks. *US geol. Surv. Bull.*, 1931, 59 pp.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C., 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – an Overview. In: EINSELE et al., Eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag.
- VAIL, P. R. & CRAMEZ, C., 1994. Major Marine Source Rock & Stratigraphic Cycles. In: *Curso de Mestrado de Estratigrafia Sequencial*, 24 pp. Faculdade de Ciências de Lisboa.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. & THOMSON, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes sea level. Part three: Relative changes of sea level from costal onlap. In: C. E. Payton, Ed., *Seismic Stratigraphy, AAPG Memoir 26*, p. 63-81. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okl.

- VAN GIJZEL, P., 1975. Polychromatic UV-Fluorescence microphotometry of fresh and fossil plant substances, with special references to the location and identification of dispersed organic material in rocks. In: B. Alpern, Ed., Colloque internat. "Pétrographie de la matière organique des sédiments, relations avec la paléotempérature et le potentiel pétrolier", Paris, 1973, p.67-91. Centre National de la Recherche Scientifique, C.N.R.S, Paris.
- WARREN, J., 1999. Evaporites. Their evolution and economics, 438 pp. Blackwell Science Ltd, London.
- WASSOJEWITSCH, N. B., KORSTSCHAGINA, J. L., LOPATIN, N. W., TSCHERNNYSCHEW, W. W. & TSCHERNIKOW, K. A., 1969. The Hauptphase der Erdölbildung. Z. angew. Geol., 15, 12: 612-621.
- WILSON, R. C. L., HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. & GRADSTEIN, F. M., 1989. The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History. In: A. J. Tankard & H. R. Balkwill, Eds, Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, AAPG. Memoir 46, pp. 341-361. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okl.
- ZBYZEWSKI, G. & ALMEIDA, F. M., 1960. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 26-D, Caldas da Rainha, 56 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYZEWSKI, G. & ASSUNÇÃO, C. T., 1965a. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 22-D, Marinha Grande, 45 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYZEWSKI, G. & ASSUNÇÃO, C. T., 1965b. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 30-D, Alenquer, 104 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYZEWSKI, G., FERREIRA, O. V., MANUPPELLA, G. & ASSUNÇÃO, C. T., 1965. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 38-B, Setúbal, 134 pp Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYZEWSKI, G., FERREIRA, O. V., MANUPPELLA, G. & ASSUNÇÃO, C. T., 1966. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 30-B, Bombarral, 82 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYZEWSKI, G., MANUPPELLA, G., FERREIRA, O. V., MOUTERDE, R., RUGET-PERROT, C. & ASSUNÇÃO, C. T., 1974. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 27-A, Vila Nova de Ourém, 82 pp Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

29/11/06

oferta do autor