

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe  
Coruña. 2003. Vol. 28, pp. 107-125

ISSN: 0213-4497

## Evolução sedimentar e tectónica da Bacia Carbonífera do Douro (Estefaniano C inferior, NW de Portugal)

### Sedimentary and tectonic evolution of the Douro Coalfield Basin (lower Stephanian C, NW Portugal)

PINTO DE JESUS, A.<sup>1</sup>

#### Abstract

Facies analysis and tectonosedimentary analysis methods were used to study the sedimentary record of the Douro Coalfield Basin (NW Portugal). The data obtained was integrated with alocyclical processes, mainly those resulting from tectonic and/or magmatic activity. For interpretation the regional geological setting was taken into consideration. Consequently, the main tectonic structures and data related to the magmatism for the region were taken into account. Furthermore, in order to account for the thermal evolution of the coals and other rocks of the Douro Coalfield Basin, organic and sedimentary petrographic elements as well as geochemical and mineralogical controls for the illite crystallinity based on the Kubler Index were taken into account. Integrating all the elements and data obtained we present one model for the genesis and evolution of the Douro Coalfield Basin. Thus, after the formation of the pull-apart basin, controlled by the sinistral shear activity of the Douro-Beira Carboniferous Trough after the upper Westphalian D, the depocentres migrated from NW to SE.

Changes in tectonic settings allowed for the development of "foreland style" sedimentary basin with input from alluvial fans, structured at the margins of the Douro Coalfield Basin, providing sediments into a trough with palustrine/lacustrine characteristics where important deposition of vegetation took place. These structures were strongly cut and highly reworked by multistory-multichannel trunk braided river downstreaming northwestwards. The tectonic activity at the NE margin lead to an asymmetrical basin deepening northeastwards. This process and the decrease in the fluvial hydrodynamic energy resulted in the formation of palustrine/lacustrine depositional systems, first on the floodplains, and then filling all of the Douro Basin. Sedimentary records suggest that sedimentation was syntectonic throughout the series, with a progressive decrease in energy levels.

The implantation of granitoid rocks in the region and the resulting thermal contribution, concomitant with the downlift of the Douro Coalfield Basin, lead to the coalification of the coal measures allowing these to reach the meta-anthracite range of rank. At the same time, late variscan phases acting over brittle rocks (exception made to the coals), with a stress torque oriented NE-SW, and associated with sinistral shear activity, resulted in the formation of thrust faults with a "piggy-back" style and the subsequent deformation forming duplex and triplex tectonic structures. The obliqueness of the tectonic movement resulted in (diagonal) asymmetrical cut of the upper series of the Douro Coalfield Basin for the major overthrust fault. Also, related at this framework, at least in one mine (Germunde colliery), the rotation (plunging southeastwards) of the coal strata nearest to the major overthrust fault was recognized. Microfolds were observed in the coals, and other associated rocks showed evidence of cleavage and of brittleness processes.

Syntectonic sedimentation, as manifested in the sedimentary record and in the structure of the Douro Coalfield Basin, strongly suggests that, in the Douro-Beira Carboniferous Trough, the regime changed from a transcurrent sinistral NW-SE one during Westphalian times to a transpressive sinistral regime with a W-E compressive component. The latter increased in intensity, becoming predominant over the sinistral shear component already during the lower Stephanian C and earlier times of the Variscan Orogeny.

**Key words:** Lower Stephanian C; Terrestrial deposition; Tectonic control of sedimentation; Douro-Beira Carboniferous Trough; NW Portugal.

(1) Departamento e Centro de Geologia da Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Praça de Gomes Teixeira, 4099-002, Porto, Portugal. (adelmar@fc.up.pt)

## 1. INTRODUÇÃO

Enquadrado na Zona Centro-Ibérica [ZCI] e apresentando uma orientação aproximadamente NW-SE, o Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão [SCDB] (NW de Portugal) alonga-se desde as imediações da Apúlia (Norte do Porto) até Mioma (NE de Viseu) (LEMOS DE SOUSA & WAGNER, 1983a,b), numa extensão correspondente a cerca de 85 km. Esta estrutura corresponde a uma faixa de cisalhamento, cuja actividade foi particularmente importante durante todo o ciclo varisco (DIAS & RIBEIRO, 1991), tendo controlado a abertura de várias bacias sedimentares continentais intramontanhas durante o Carbonífero. A mais extensa dessas bacias é a Bacia Carbonífera do Douro [BCD] (figura 1), a qual se encontra datada do Estefaniano C inferior através de estudos paleobotânicos (WAGNER & LEMOS DE SOUSA, 1983), paleozoológicos (EAGAR, 1983) e palinológicos (FERNANDES *et al.*, 1997) e cujas características intramontanhas são atestadas pela presença de elementos paleobotânicos exteriores à bacia (WAGNER & LEMOS DE SOUSA, 1983). Tendo como limites geográficos as localidades de S. Pedro Fins a NW e de Janarde a SE, a BCD estende-se ao longo de 53 km e apresenta-se como uma estreita faixa que raramente ultrapassa os 500 m de largura (PINTO DE JESUS, 2001). Geologicamente, o muro da BCD corresponde a uma descontinuidade por inconformidade com discordância angular, encontrando-se delimitado a SW pelas formações do Complexo Xistograuváquico [CXG] em quase toda a

extensão da BCD à excepção do extremo SE da bacia em que o contacto é feito com o terrenos do Silúrico. O tecto da BCD encontra-se invariavelmente cortado por importante falha inversa que coloca as formações do Paleozóico inferior [PI], estruturadas no flanco inverso do Anticlinal de Valongo, sobre os terrenos da BCD (DOMINGOS *et al.*, 1983; LEMOS DE SOUSA, 1984; WAGNER *et al.*, 1984; PINTO DE JESUS, 1987, 2001).

## 2. INVESTIGAÇÃO MULTIDISCIPLINAR

O estudo do registo sedimentar da BCD e da respectiva estrutura sedimentar foi efectuado pela aplicação da análise de fácies (MIALL, 1996) e da análise tectono-sedimentar (MEGIAS, 1982) integradas com os factores aloclícos, sobretudo os de índole tectónica e/ou magmática. Os resultados obtidos foram enquadrados e interpretados tendo em consideração o contexto geológico regional.

Foram efectuados levantamentos sobre estruturas tectónicas e estudada a distribuição dos eixos <*c*> dos quartzos para uma melhor compreensão acerca da deformação da geometria dos corpos sedimentares da BCD.

A formulação de hipóteses de trabalho implicou a análise sobre elementos resultantes da análise de parâmetros mineralógicos, tais como a cristalinidade da ilite e a petrografia sedimentar e orgânica. Após a integração dos resultados obtidos nos diversos estudos que efectuamos concluímos sobre o modelo genético e evolutivo que aqui apresentamos.

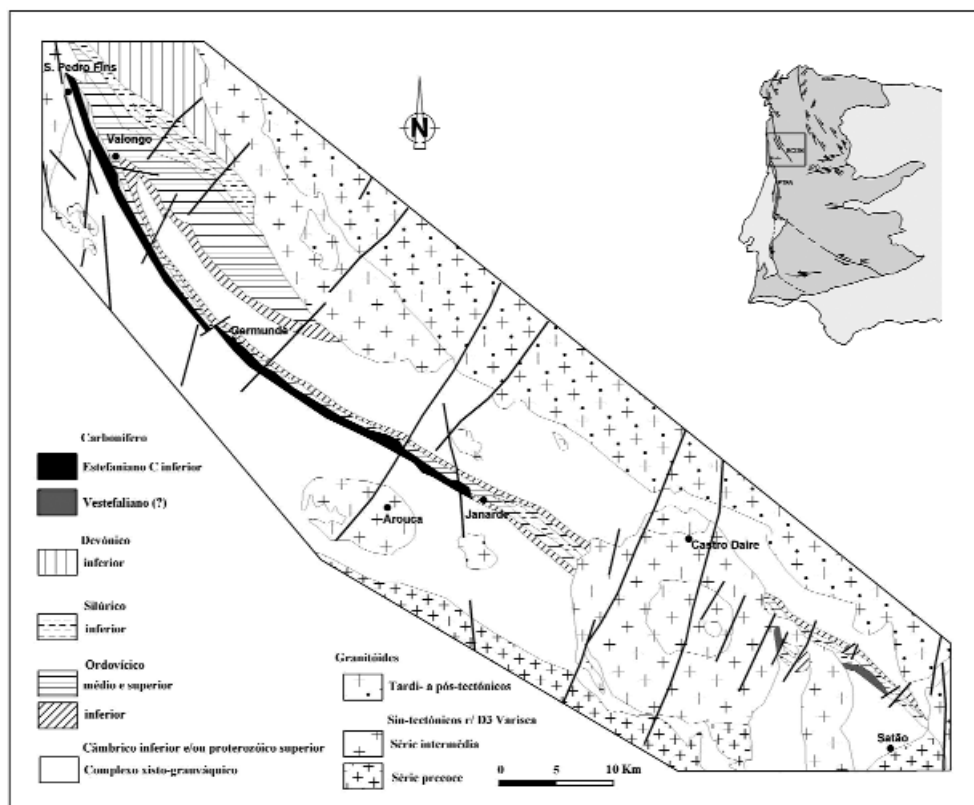


Figura 1. Enquadramento regional da Bacia Carbonífera do Douro [BCD] (modificado de PINTO DE JESUS, 2001).

### 2.1. Estrutura Sedimentar

A sedimentação e respectivo registo sedimentar da BCD encontram-se fortemente controlados pelas variações na actividade tectónica, resultando assim numa sedimentação predominantemente sintectónica cujas associações de litofácies (MIALL, 1996) (tabela 1) agrupamos em quatro unidades tectonossedimentares [UTS] fundamentais (MEGIAS, 1982) (figura 2), as quais se encontram tectonicamente duplicadas.

### UTS A – (Complexa; UTS A<sub>1</sub> e UTS A<sub>2</sub>)

Os processos sedimentares associados a instabilidade gravítica, levam à formação das brechas de base que forram o substrato da BCD, respectivamente UTS A<sub>1</sub> e UTS A<sub>2</sub>, constituintes da UTS A (complexa). A proveniência dos sedimentos encontra-se relacionada, predominantemente, com transporte marginal a partir de ambas as margens da bacia e consequente incorporação das diferentes litologias que constituem as brechas da BCD. De acordo com

Código	Litofácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Conglomerado matriz-suportado com textura maciça	Granosselecção incipiente	Depósitos de debris-flow plástico (Energia elevada, meio viscoso)
Gmmf	Microconglomerado matriz-suportado com textura maciça ou Lutito com clastos	Maciça a levemente laminada	Depósitos de debris-flow plástico (Energia elevada, meio viscoso)
Gmg	Conglomerado matriz-suportado	Granosselecção normal ou inversa	Depósitos de debris-flow pseudoplástico (Energia baixa, meio viscoso)
Gms	Conglomerado matriz-suportado com textura maciça	Ausentes	Depósitos de debris-flow
Gm	Conglomerado com estratificação incipiente	Estratificação horizontal (paralela), imbricação de clastos	Barras longitudinais, depósitos de canal, cones tipo "tamis"
Gci	Conglomerado clasto-suportado	Granosselecção inversa	Depósitos de debris-flow com elevada carga clástica (energia elevada) ou de debris-flow pseudoplástico (energia baixa)
Gcm	Conglomerado clasto-suportado com textura maciça	Ausentes	Depósitos de debris-flow pseudoplástico (Carga de fundo movida por inércia, fluxo turbulento)
Gh	Conglomerado clasto-suportado com estratificação grosseira (incipiente)	Estratificação horizontal, Imbricação	Barras de canal longitudinais, depósitos de fundo de canal, depósitos de "tamis"
Gt	Conglomerado estratificado	Estratificação oblíqua cruzada	Preenchimento de canais afluentes (menores)
Gp	Conglomerado estratificado	Estratificação oblíqua planar	Barras transversais linguóides, depósitos de acreção deltaica a partir de barras anteriores
St	Arenito fino a muito grosseiro por vezes com seixos	Estratificação oblíqua cruzada agrupada ( <i>pi</i> ) ou individual ( <i>theta</i> )	Dunas de baixo regime hidráulico (linguóides e de crista sinuosa)
Sp	Arenito fino a muito grosseiro por vezes com seixos	Estratificação oblíqua cruzada agrupada ( <i>omikron</i> ) ou individual ( <i>alpha</i> )	Barras linguóides transversais e ondulações de areia de regime hidráulico baixo
Sr	Arenitos finos a grosseiros	"Ripples-marks" de todos os tipos, laminação cruzada	"Ripples" (baixo regime hidráulico)
Smc	Arenito grosseiro mal calibrado	Estratificação maciça	Fluxo entre "debris-flow" e "stream-flow"
Sh	Arenito muito fino a muito grosseiro por vezes com seixos	Laminação horizontal, com partição ou laminação de fluxo	Fluxo de regime crítico de alto regime hidráulico originando camadas planares superiores
Sl	Arenito muito fino a grosseiro, por vezes com seixos	Estratificação oblíqua de baixo ângulo (<15°)	Preenchimento de sulcos, zonas escavadas (crevasse splays), destruição de dunas, antidunas
Slb	Areia fina a muito grosseira	Laminação cruzada de baixo ângulo	Depósitos de barra de canal
Sm	Arenitos finos a grosseiros por vezes com seixos	Estratificação maciça	Deposição rápida por idêntica quebra energética
Se	Arenitos com intraclastos e estruturas erosivas	Estratificação oblíqua incipiente	Preenchimento de sulcos de escavação
Ss	Arenitos finos a muito grosseiros por vezes com seixos	Estratificação nodular (broad), escavações superficiais, estratificação oblíqua ( <i>eta</i> )	Preenchimento de sulcos de escavação
Sse, She, Spe	Arenitos	Iguais às Ss, Sh, Sp	Depósitos eólicos
Fl	Areia, silte, argila	Laminação fina, "ripple-mark" muito pequenos	Depósitos de transbordo, canais abandonados ou de enfraquecimento de cheias
Fsc	Silte, argila	Laminadas a maciças	Depósitos de inundação do "backswamp"
Fsm	Silte, argila	Maciça	Depósitos de inundação do "backswamp" ou de canais abandonados
Fm	Argila, silte	Maciça, fendas de dessecação	Depósitos de transbordo ("overbank"), de acreção vertical, de canais abandonados ou de cobertura ("drape deposits")
Fr	Silte, argila	Maciça, raízes, bioturbação	Levées (?); Solos de vegetação, Solo incipiente
C	Carvão, argilite carbonoso	Plantas, laminas de argila	Depósitos vegetais palustres
P	Carbonatos	Solos de vegetação	Solos com precipitação química

P: Tal como já referido no texto de base, adoptamos a designação P para caracterizar litofácies com componente carbonatada

Tabela 1. Codificação de litofácies (modificado de MIALL, 1996).

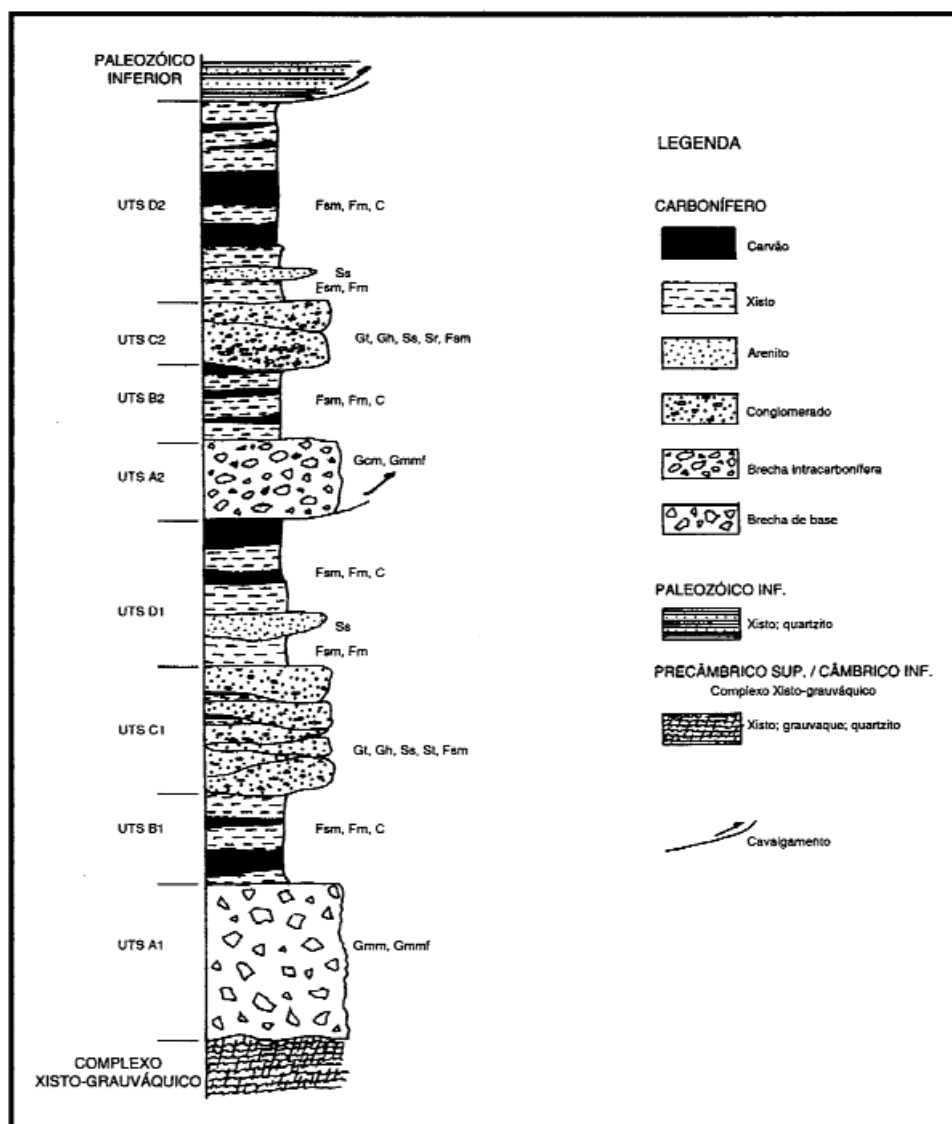


Figura 2. Coluna simplificada do registro sedimentar da BCD. Litofácies segundo MIALL (1996); UTS segundo MEGIAS (1982). Coluna total = 350m. (PINTO DE JESUS, 2001).

as características sedimentológicas da brecha de base presente na UTS A<sub>1</sub>, a sequência de litofácies predominante é constituída por litofácies Gmm sobrepostas por Gmg e Gmmf na fácies proximal, evoluin-

do umas e outras para Gcm em profundidade, indicando a progradação do debris-flow para a fácies média do leque aluvial. Esta passagem lateral, é também colocada em evidência pelo incremento na maturi-

dade textural. Isto é, a evolução das fácies proximais para as médias implicam a diminuição da viscosidade do meio por perda de carga sedimentar. O registo da distribuição das características das fácies fanglomeráticas, indicam a predominância do transporte de SW, o qual se deu por debris-flow na zona proximal, evoluindo para correntes mais fluidas em direcção ao bordo NE. A ocorrência de vários corpos sedimentares de fácies fanglomerática encimados por mud-flow com litofácies Gmmf e a sua distribuição vertical, encontram-se em relação com a existência de vários impulsos tectónicos e/ou com as variações climáticas.

A UTS A<sub>2</sub>, junto à margem NE é constituída por depósitos fanglomeráticos estruturados em leque aluvial e cuja fácies média-distal apresenta clastos quase exclusivamente de litologias do Paleozóico inferior, com granulometria menos grosseira, melhor calibrados, com melhor arredondamento e esfericidade, distribuídos numa textura menos imatura. Também texturalmente menos imaturas, as litofácies predominantes são as Gh e as Gcm, apresentando por vezes litofácies Gci. Estas características sedimentares levam-nos a concluir que a UTS A<sub>1</sub> se estruturou a partir de *debris-flow*. Por outro lado, e apesar da actuação da tectónica pós deposicional, na UTS A<sub>2</sub> encontramos litofácies distais de depósitos fanglomeráticos trabalhados e estruturados por fluxos pouco viscosos (pseudoplásticos). Apesar da aparente ausência das litofácies médias a proximais desta unidade, é indiscutível que as litofácies Gh passam lateralmente, para NE, a litofácies predominantes de Gcm (em profundidade). Este facto indica não só a fonte

alimentadora a NE como também que a unidade foi estruturada por *debris-flow* pseudo-plástico, com alta energia, em estreita relação com a tectónica actuante sobre a área de alimentação.

A estrutura de ambas as brechas indica a sua relação com um modelo deposicional do tipo *debris-flow dominated fan*.

Em resumo, relativamente à estrutura da UTS A, e de acordo com a actual configuração da BCD, foram observadas as fácies proximais a médias dos leques aluviais (brecha de base) que se depositaram junto à margem SW. As primeiras foram observadas à superfície e as segundas em profundidade sendo evidente não só a localização da área de alimentação como o tipo e sentido de transporte. Esta passagem lateral permite deduzir a continuação em profundidade da UTS A<sub>1</sub> até se atingirem as fácies distais. Relativamente à UTS A<sub>2</sub> a brecha que ocorre na base desta unidade trata-se da brecha basal com proveniência do quadrante Este. A distribuição de fácies é simétrica em relação à UTS A<sub>1</sub>. Isto é, o reconhecimento de fácies distais à superfície, passando a fácies médias em profundidade permitem-nos igualmente deduzir que a fácies proximal dos leques aluviais desta UTS se encontrará em profundidades maiores que as atingidas.

A ocorrência destes depósitos ao longo de toda a bacia e a respectiva estrutura, parecem-nos argumentos suficientemente fortes para deduzirmos a existência de uma falha no limite do bordo SW da bacia, i.e., o controlo da sedimentação a SW teria sido condicionado, mais que pelo *foreland bulge*, por falha delimitada na margem SW. Por outro lado, existem depósitos fanglomeráticos relacionados com a margem NE

onde a instabilidade tectónica deveria ser, também, bastante forte. No entanto, a sua ocorrência e exposição encontra-se prejudicada pelo basculamento e encurtamento da BCD, razão pela qual afloram em poucos locais. Nesses poucos locais onde foi possível deduzir esta edificação, as características sedimentológicas evidenciam zonas distais, com uma estratificação nítida dos corpos sedimentares, no interior dos quais a textura clasto-suportada se encontra estruturada a partir de clastos com calibragem e arredondamento razoáveis.

#### UTS B – (Simples; UTS B<sub>1</sub> e UTS B<sub>2</sub>)

Formada a partir da deposição das fácies pelíticas (tipo F) e das fácies fitogénicas (tipo C), provavelmente relacionadas com a planície de inundação da progradação do leque aluvial longitudinal, e, por outro lado, em relação com o transporte sedimentar referido para a UTS A, constituindo as fácies distais do respectivo modelo deposicional, já em ambiente palustre com passagem a lacustre por aumento progressivo da lamina de água. Isto é, as litofácies C ocorrem quase invariavelmente logo sobre a UTS A<sub>1</sub>, passando depois a alternar com litofácies tipo F, por vezes, com corpos lenticulares de arenito no interior sugerindo a formação de pequenos deltas. Relativamente quer às fácies pelíticas, quer às fácies orgânicas, a deposição dos materiais que as constituem deu-se essencialmente por acreção vertical, isto é, não estruturadas por correntes. Como resultado os diversos elementos detríticos que aí ocorrem apresentam laminação sedimentar com tendência paralela devida à deposição quer de detritos

vegetais quer de clastos lamelares, uns e outros ocorrendo invariavelmente com a sua superfície de maior exposição paralela à estratificação, numa estrutura própria de ambientes lacustres com baixa energia hidrodinâmica.

Os sistemas deposicionais alimentadores não foram observados. A explicação para a sua ausência, deve ser encontrada, por um lado, em relação com a erosão do bordo SW da bacia, e, por outro lado, com o basculamento da bacia por descida do bordo NE, encontrando-se o referido sistema deposicional em zonas não expostas. Ainda em relação com esta margem não excluimos a hipótese de eliminação tectónica associada ao processo de escamização da BCD.

#### UTS C – (Simples; UTS C<sub>1</sub> e UTS C<sub>2</sub>)

Sobre a sedimentação anterior desenvolve-se um sistema deposicional fluvial do tipo *braided* com curso longitudinal junto e paralelo à margem SW. Parte da alimentação continua a ser efectuada através das margens da bacia tal como indicam as estruturas de canal, a imbricação de clastos e a estratificação oblíqua, observável no contacto com a UTS anterior, nas quais é notório o fluxo longitudinal predominante e interferido por paleocorrentes provenientes de SW. A edificação de leques aluviais com alimentação marginal a partir de SW e cujas associações de litofácies são essencialmente do tipo G com passagem gradual a S e culminando por litofácies F, indica a zona média do leque aluvial e o recuo da margem SW, provocando uma configuração mais ampla da BCD. Este sistema deposicional marginal



constitui a UTS C<sub>1</sub>. No interior da bacia desenvolve-se um sistema fluvial tipo *braided*, com fluxo predominante SE - NW, constituindo também a UTS C<sub>2</sub>. A truncatura e respectiva erosão da zona distal da UTS C<sub>1</sub> pelos sistemas que edificaram a UTS C<sub>2</sub>, coloca-nos perante um sistema aluvial tributário de um sistema fluvial em vale encaixado cuja estrutura sedimentar evidencia a existência de cursos de água com escorrência geral SE a NW. Apesar da intensidade de retrabalhamento dos sedimentos através destas correntes, a alimentação sedimentar é inequivocamente marginal. Assim o comprovam as litologias dos clastos presentes nos corpos sedimentares edificados pelos sistemas deposicionais fluviais, bem como as estruturas sedimentares. De um modo geral a transição das litofácies anteriores para as litofácies fluviais é uma transição gradual e desenvolve-se através de ritmos bissequenciais assimétricos. Isto é, na base desta UTS, encontramos a evidência de litofácies fluviais dispersas e alternantes com litofácies de planície de inundação. Para tecto desta UTS as litofácies arenosas fluviais passam a ter maior representatividade, desenvolvendo granosselecção inversa na base e passando a normal para tecto. A distribuição dos corpos sedimentares nesta UTS, cujo registo vertical, tal como já referido, é bissequencial assimétrico iniciando-se por *coarsening and thickening upward* e passando a *finning and thinning upwards*. Este tipo de registo sedimentológico encontra-se em consonância com um sistema fluvial tipo *braided* e com a activação e/ou reactivação dos canais superficiais, assim como com a mobilidade das barras. O maior desenvolvimento dos corpos sedimentares,

retrabalhados por este sistema fluvial, junto à margem SW pressupõe uma maior alimentação a partir deste sector, isto é, controlado pelo *foreland bulge*. Junto à margem NE e devido ao afundimento da bacia, com o conseqüente aumento de profundidade neste sector da bacia, a relação S/F diminui assim como a representação das litofácies fluviais. Este cenário leva-nos a admitir que após o episódio tectónico responsável pelo incremento da energia dos meios sedimentares houve um estágio de acalmia tectónica.

Na zona intermédia da bacia, a ausência de estruturas sedimentares que comprovem a proveniência marginal dos sedimentos, torna difícil a percepção e a avaliação dos fenómenos sedimentares. Isto é, são raríssimas as estruturas (geralmente laminação oblíqua e imbricação de clastos) que nos indicam cursos de água transversais à bacia. Acresce ainda que essas estruturas podem ser interpretadas em termos de migração das barras que separavam os canais, pelo que a validade das mesmas, como indicadores do transporte marginal, é duvidosa.

A formação e o desenvolvimento do sistema fluvial longitudinal se bem que, eventualmente, em relação com mudanças climatéricas, deve ter sido controlada sobretudo pela tectónica. Assim, o levantamento do sector SE da bacia e conseqüente basculamento do eixo da bacia com mergulho para NW, bem como a activação da falha que limita a margem NE da bacia e a contínua sobrelevação do sector SE, provocaram um aumento da energia nos meios sedimentares. Dada a paleocorrente dominante e a estrutura dos corpos sedimentares, parece-nos evidente

uma maior actividade tectónica relacionada com o levantamento do sector SE em relação à envolvida na activação da margem NE da bacia.

Em alguns sectores, nomeadamente em Germunde e em S. Pedro da Cova, encontram-se vestígios de reactivação fluvial sobre os sedimentos lacustres, em relação com sedimentação deltaica. Esta última encontra-se condicionada pelo fluxo longitudinal predominante e pela existência de depressões lacustres, também longitudinais, as quais dada a configuração da BCD, nessa altura, se encontravam com depocentros mais profundos em direcção a NW. No conjunto, poderemos situar o desenvolvimento completo de leques aluviais longitudinais alimentados a partir de SE e espraiando-se para NW, desaguando e estruturando lóbulos deltaicos no interior de depressões (depocentros) ocupadas por sistemas deposicionais lacustres. Isto é, a existência de altos relevos e de depressões associadas, levou ao desenvolvimento de leques aluviais longitudinais, eles também, de sistemas fluviais tipo *braided* cuja foz se encontrava em lagos.

UTS D – (simples; UTS D<sub>1</sub> e UTS D<sub>2</sub>)

Na base desta UTS ocorrem associações de litofácies que denunciam sedimentação deltaica.

O enfraquecimento das condicionantes tectónicas e conseqüentemente da energia dos processos sedimentares induziu a sedimentação pelítica e fitogénica por perda de energia e por migração dos meios sedimentares. Assim, este tipo de sedimentação em ambientes palustres que anteriormente já ocorria nos *levées* e nas planícies

de inundação assim como no preenchimento de canais abandonados, sofre agora uma generalização a toda a bacia instalando-se uma sedimentação com migração de palustre na base a lacustre para o topo (por aumento da lâmina de água) provavelmente relacionada com o máximo de afundimento da BCD.

## 2.2. Estrutura Tectónica

A estrutura actual (figura 3), tectonicamente algo complexa, resultou da duplicação da série estratigráfica em relação com a actividade dos cavalgamentos que controlaram a BCD durante as fases tardias do ciclo varisco (PINTO DE JESUS, 2001). A implantação de rochas granitóides na região e as respectivas conseqüências geotérmicas, simultaneamente e em relação com o afundimento da BCD, levou à incarbonização dos carvões da BCD até ao grau de meta-antracite (LE MOS DE SOUSA, 1973, 1978).

O enquadramento tectónico, durante o Estefaniano C inferior, estando sobretudo relacionado com o cisalhamento dúrico-beirão e, obviamente, com a componente cavalgante com topo para SW, leva-nos a admitir que a depressão da bacia sedimentar se encontrava controlada por falhas inversas, provavelmente relacionadas com a edificação da estrutura em flor (*flower structure*) varisca (RIBEIRO *et al.*, 1990b; DIAS & RIBEIRO, 1995), a actividade tectónica sendo muito superior na margem NE em relação à SW. Neste contexto, o tipo de bacia formada corresponde a uma bacia tipo *foreland basin*, com o *foreland bulge* ligeiramente falhado e situado na margem SW. O *uplift* do bloco SW, prova-

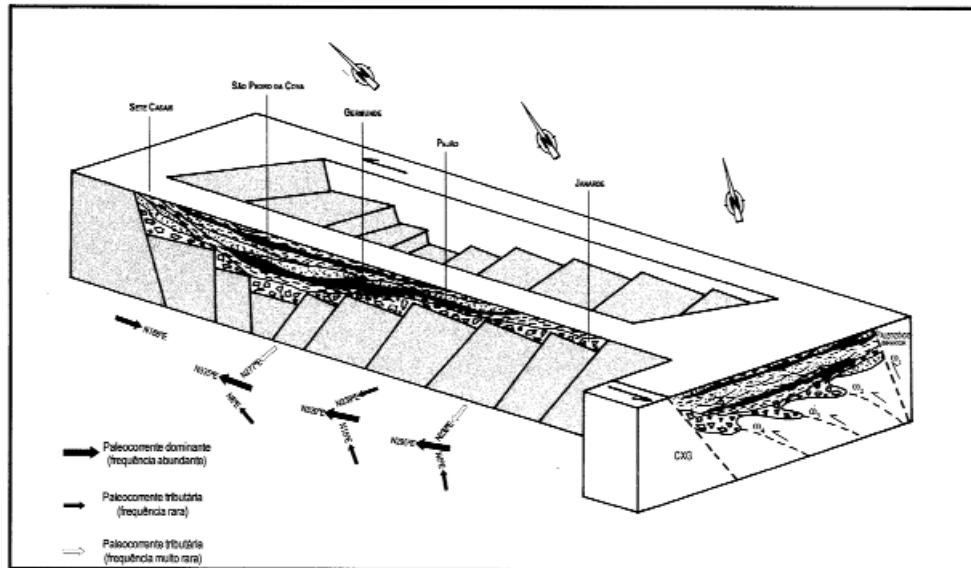


Figura 3. Esquema da formação e enchimento sedimentar da Bacia Carbonífera do Douro e respectivas paleocorrentes. O perfil longitudinal refere-se à abertura da bacia por extensão de *pull-apart* e o esquema transversal reporta-se ao início da inversão tectónica (PINTO DE JESUS, 2001). Simbologia de acordo com figura 2. Arquitectura do modelo inspirada em EINSELE (1992).

velmente já iniciado com a implantação do granito da Serra da Freita (*ca.* 324 Ma, REAVY, 1987), continua controlado pelos fenómenos orogénicos, mas agora em relação com a implantação dos granitos tardia pós-fase  $D_3$  (PINTO, 1985a; PINTO *et al.* 1987; FERREIRA *et al.*, 1987). Conjugando este fenómeno com o *uplift* da estrutura do Anticlinal de Valongo, controlado por cavalgamentos, dá-se o incremento da subsidência da BCD, iniciado em  $D_1$  e continuado em  $D_3$  varisca. O substrato da BCD adquire então uma configuração transversal assimétrica dada a maior velocidade de subsidência a NE que a SW. As fontes de alimentação dos sedimentos que constituem a brecha de base

encontram-se relacionadas com a actividade tectónica de ambas as margens. Assim se justifica a maior representação de clastos arrancados ao CXG na litofácies proximal da brecha de base e, igualmente, a maior densidade de clastos com litologias do Paleozóico inferior na brecha mais próxima da margem NE. Após estes episódios tectónicos o registo sedimentar da BCD revela alguma acalmia tectónica interrompida apenas pela instalação de um sistema fluvial, o qual terá tido o controlo orogénico associado à granitização a SE de Janarde. No cômputo geral, o registo sedimentar revela, da base para o tecto, a migração de ambientes mais energéticos para meios sedimentares com menor ener-

gia, marcando assim a dedução acerca da acalmia tectónica durante a sedimentação, pese embora a grande mobilidade evidenciada pelos corpos sedimentares.

Em relação provável com a implantação dos granitóides tardi- a pós-fase  $D_3$ , ao longo (obliquamente) do bloco a SW da BCD, ocorre o incremento da incarbonização da matéria vegetal embora a um grau inferior ao que actualmente patenteia. Simultaneamente, a actividade cavalgante e de desligamento do cisalhamento dúctil-co-beirão provoca o basculamento da BCD. Os indicadores cinemáticos surgem registados sobretudo nas litologias dúcteis, formando microdobramentos nos leitos de carvão. Nas litologias menos competentes registamos sobretudo a componente de cavalgamento materializada pela configuração da penina, a qual apresenta o mesmo estilo estrutural que as estruturas em rosário das camadas de carvão levando à conclusão acerca de uma componente cavalgante predominante sobre o movimento de desligamento. A escamização da BCD, ocorreu nesta altura, seccionando a bacia. O modelo estrutural tipo *piggy-back* (cf. BUTLER, 1982) foi extensível às rochas da, então, bacia de Ervedosa e aos paleorrelevos internos da BCD. A continuação da transpressão associada a  $\omega_1$  provoca a laminação oblíqua do flanco inverso do anticlinal de Valongo assim como das camadas do tecto da BCD. Cartograficamente, é evidente a eliminação de NW para SE quer do flanco inverso do anticlinal de Valongo quer da série do Estefaniano C inferior.

Neste contexto, registam-se dois fenómenos interligados. Por um lado, ocorre o basculamento e afundimento da BCD, aproximando-se assim do foco térmico e

adquirindo um grau de incarbonização cada vez maior; a implantação dos granitóides que incarbonizaram os carvões da BCD.

O basculamento e afundimento da BCD em simultâneo com a implantação dos granitos a SW da BCD, provocaram a incarbonização dos carvões num contexto sin-tectónico bem registado.

Após o enchimento da BCD, o qual propomos ter sido contemporâneo da granitização que incarbonizou a BCD, a componente de cavalgamento associada ao flanco inverso do anticlinal de Valongo manifestou-se intensamente. A escamização que afectou a BCD desenvolveu um estilo *piggy-back* relacionado com o comportamento semi-frágil e as falhas inversas originadas pelas fases tardias ( $D_4$ ) da orogenia varisca tendo-se iniciado aquando da granitização, um e outro processos decorrendo no mesmo contexto tectónico.

Após a incarbonização dos carvões da BCD, a continuação do binário tectónico levou à formação da “bacia oriental” no sector de S. Pedro da Cova por seccionamento da 3ª camada. Em relação com este processo ocorreu, também, a formação da escama tectónica que actualmente constitui o afloramento de Ervedosa.

Assim, ainda em relação com o processo de incarbonização dos carvões da BCD a actuação do binário transpressivo provocou nas litologias mais dúcteis o registo cinemático do controlo tectónico, tendo ocorrido a formação de microdobras no interior das camadas de carvão em relação com a rotação da camada de tecto da mina de Germunde. A continuação destes eventos deu-se por migração centrípeta, dado a tectónica compressiva actuante, a qual provocou o conseqüente encurtamento da BCD.

### 3. MODELO GENÉTICO E EVOLUTIVO

De uma forma sintética abaixo listamos os principais episódios da evolução estrutural da BCD (figura 4).

i) Abertura do sulco em duas etapas. A primeira relacionada com o dobramento  $D_1$  e a segunda relacionada com transpressão esquerda com passagem a componente cavalgante predominante;

ii) Resultante da componente cavalgante predominante formação de uma bacia tipo *foreland* estendida ao longo da cuveta sinclinal relacionada com o flanco inverso do anticlinal de Valongo;

iii) Momento tectónico activo com a formação da UTS A;

iv) Inundação do sulco por alimentação marginal;

v) Paragem tectónica, favorecendo a deposição de material pelítico e fitogénico relacionado com sedimentação palustre associada ao desenvolvimento dos leques aluviais;

vi) Aumento da lâmina de água e migração dos meios sedimentares com a migração de ambientes palustres para lacustres (UTS B);

vii) Início da granitização relacionada com a implantação dos granitos (tipo Regoufe e Lamas), provocando o bascula-

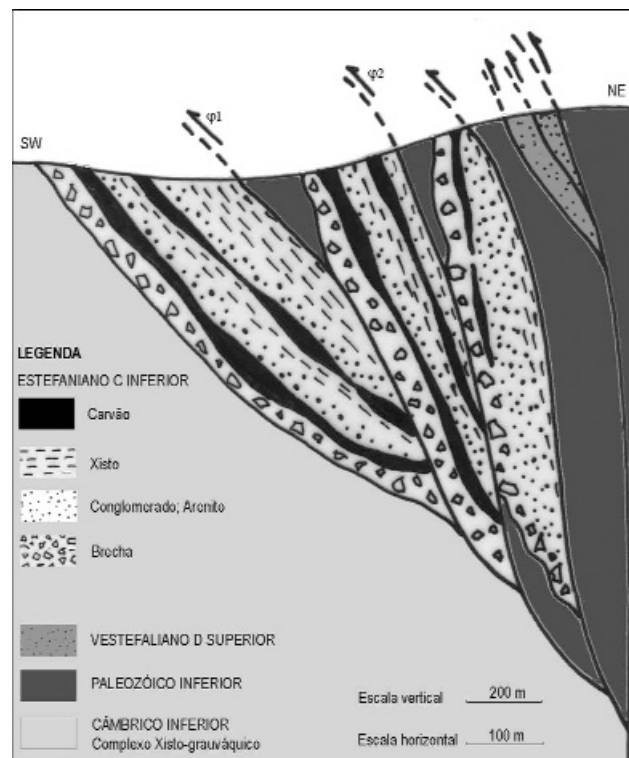


Figura 4. Esquema da estrutura actual da BCD (PINTO DE JESUS, 2001).

mento axial da bacia em relação com transpressão esquerda. Os fenómenos orogénicos relacionados com esta granitização ocorrem sobretudo no bloco SW (CXG) e no extremo SE do SCDB (zona do Maciço de Castro Daire). Consequentemente, a BCD adquire forma de cunha com a espátula orientada para NW e a ponta para SE, isto é com mergulho de SE para NW;

viii) Desenvolvimento de leques aluviais longitudinais (Janarde-Fojo; Arda-Midões; Covelo-S. Pedro da Cova) alimentados por leques aluviais marginais tributários. Recuo erosivo da margem SW e avanço tectónico da margem NE;

ix) Continuação da implantação dos granitóides e início da incarbonização dos carvões da BCD. Contexto tectónico controlado pelo cavalgamento  $\omega_1$ ;

x) Instalação de um sistema fluvial, tipo *braided*, com escorrência superficial sobre os leques aluviais longitudinais. Alta energia hidrodinâmica com a formação de camadas planas superiores e por vezes com a formação de “estruturas turbidíticas”. Barras sedimentares de reduzida expressão relacionadas com a energia hidrodinâmica forte e consequente e equivalente mobilidade dos corpos sedimentares;

xi) Levantamento dos sectores situados a SE do Fojo. O registo sedimentar, nestes sectores, revela possanças muito inferiores às que se observam a NW. Não só a lâmina de água apresenta uma diminuição significativa, como também os sistemas fluviais têm uma menor expressão vertical. Embora se mantenham os processos autogénicos e alogénicos relacionados com os mesmos sistemas deposicionais que se encontram a NW, a actuação de uns e de

outros condiciona e encontra-se condicionada por uma sedimentação em ambientes com menor chegada de sedimentos;

xii) Enfraquecimento dos sistemas fluviais, e aumento da lâmina de água no interior do sulco, dando origem a sedimentação palustre inicialmente nos canais abandonados e na planície de inundação, migrando, por expansão, a toda a BCD submersa, com excepção, provável, dos *levées*;

xiii) O controlo de  $\omega_4$  provoca o basculamento da BCD com mergulho SW para NE. Consequentemente, no sector NE da BCD, forma-se um sistema lacustre, por aumento da lâmina de água e dada a subsidência ter sido mais forte no sector referido.

xiv) Em relação provável com a granitização em curso, acentua-se o mergulho axial do sulco, com levantamento do sector SE e afundimento para NW, provocando a migração das fontes de alimentação de SE para NW. Isto é, a sedimentação lacustre tende a desenvolver-se mais acentuadamente nos sectores a NW do Fojo. Exposição provável dos sectores a SE do Fojo;

xv) Migração dos sistemas fluviais tipo *braided* de SW para NE, os quais vão ter a foz nos lagos então formados no sector NE, dando origem a estruturas deltaicas, com prolongamento palustre para SW;

xvi) Paragem da sedimentação fluvial, em provável relação com acalmia tectónica. Sedimentação palustre e desenvolvimento acentuado de sedimentação lacustre;

xvii) Reactivação tectónica com levantamento do sector a SE de Germunde e afundimento para NW. O desenvolvimen-

to do ciclo sedimentar fluvio-palustre-lacustre, surge assim menos evidente em Germunde e assume maior expressão em S. Pedro da Cova;

xviii) Continuação da granitização com incarbonização das então formadas 1ª camada (toda a bacia), 2ª camada (zona intermédia e norte da bacia) e 3ª camada (zona norte da bacia). Continuação do basculamento da BCD, com mergulho da inclinação de SW para NE, seguida da escamização da BCD pela continuação do binário tectónico actuante, isto é, desligamento esquerdo subordinado a cavalgamento esquerdo do bordo NE sobre a BCD. Por ordem temporal, do mais antigo para o mais tardio, formação da escama controlada por  $\omega_4$ ; máximo da incarbonização; formação da escama controlada por  $\omega_4$ , dando origem à designada bacia oriental de S. Pedro da Cova e à escama carbonífera no sector de Germunde; formação da escama que constitui o Afloramento de Ervedosa em relação com  $\omega_1$  e com  $\omega_2$ . Os acidentes referidos prolongam-se para SE com encurtamento e subsequente eliminação das formações de tecto, incluindo Estefaniano C inferior, Afloramento de Ervedosa e Paleozóico inferior. Desaparecimento dos cavalgamentos de NW para SE, unindo-se e mantendo-se apenas um ( $\omega_4$  ou  $\omega_2$ ) nos sectores a SE de Germunde. Configuração oblíqua das escamas, cuja formação arrasta o substrato e o forro da BCD (paleorrelevos do Paleozóico inferior e brecha de base);

xix) o binário tectónico oblíquo resultante de transpressão esquerda controlada por cavalgamento com topo para W provoca a rotação da parte superior da série da BCD.

Em relação com os fenómenos anteriormente descritos, ocorre a formação da clivagem de fractura com sigmoidização das estruturas, ocorrendo um reforço da geometria sigmoidal nos corpos sedimentares cuja geometria primária era lenticular (lóbulos deltaicos predominantemente), assim como a deformação evidenciada pelo microdobramento das camadas competentes formadas por carvão, controlada pelas falhas inversas que as delimitam a tecto e a muro.

#### 4. CONCLUSÕES

Em síntese, a nossa perspectiva quanto ao modelo genético-evolutivo é a que abaixo se expõe.

Em regime transcorrente relacionado com a fase  $D_3$  varisca, o SCDB funcionou controlado pelo cisalhamento que delimita a SW o flanco inverso do anticlinal de Valongo. Essa actividade tectónica originou a abertura de bacias sedimentares, em regime de *pull-apart*, com migração de depocentros de NW para SE. Como resultado, e, com idades mais recentes migrando no mesmo sentido, estruturaram-se várias bacias de fácies continental durante o Carbonífero, tendo a BCD sido a última bacia a formar-se, já durante o Estefaniano C inferior.

A continuação da actividade do binário tectónico compressivo de  $D_3$  varisca, induz à formação de um sistema “transpressivo” durante as fases tardias ( $D_4$ ) com a prevalência da componente cavalgante sobre o desligamento esquerdo associado ao SCDB. Assim se justifica, durante este estágio, a estrutura da BCD como uma bacia com

estilo *foreland* e com o *foreland bulge* situado na margem SW e associado a falha normal. O produto sedimentar resultante desta etapa evolutiva encontra-se estruturado nas brechas dos leques aluviais tipo *debris flow dominated* que se estruturaram nas margens da BCD. Simultaneamente, o controlo tectónico nas zonas de fecho da BCD, situadas respectivamente a NW e a SE provocam idêntico fenómeno com enchimento sedimentar para SE e para NW, respectivamente. Da conjugação destes processos resultou a UTS A que forra a base da BCD.

O processo de abertura da BCD, logo na fase inicial, ocorreu de molde a que a abertura de espaço fosse suficiente para acomodar os sedimentos com proveniência marginal, cujos fluxos de transporte provocaram o alagamento da BCD, bem como a formação e instalação de meios palustres que evoluíram, por aumento da lâmina de água, para ambientes lacustres. Ao longo destes processos resultam produtos sedimentares caracterizados pela deposição pelítica e fitogénica que constituem a UTS B.

Nas áreas envolventes da BCD, os efeitos da granitização sinorogénica pós-fase  $D_3$  varisca começam a fazer-se sentir e inicia-se a incarbonização da BCD.

Em relação com a granitização pós-fase  $D_3$ , e pela continuação do regime “transpressivo” no SCDB ocorre o basculamento do eixo da BCD em sentido oposto à migração do depocentro, isto é, basculamento mergulhante para NW e progradação do depocentro para SE.

A reactivação tectónica inerente à granitização provoca um aumento de energia nos ambientes sedimentares provocando a instalação de sistema fluvial com escorrên-

cia predominantemente longitudinal e interferida por fluxos marginais formando a UTS C. Com arquitectura *multistory multichannel* o sistema fluvial entrançado (tipo *braided*) desenvolve, longitudinalmente, um estilo de canais amalgamados, marcadamente erosivos na base, com as planícies de inundação a estenderem-se preferencialmente para NE.

Por diminuição da energia nos meios sedimentares, condicionada por acalmia tectónica, os ambientes fluviais passam lateral e verticalmente a meios palustres, os quais, sob a continuação de enfraquecimento da energia hidrodinâmica, evoluem para ambientes com características lacustres. Os fracos impulsos tectónicos relacionados com a actividade orogénica da região durante esta etapa, encontram-se apenas registados na ocorrência de lóbulos deltaicos no interior desta unidade (UTS D) em que ocorre a sedimentação conjunta de material pelítico, de matéria vegetal e a intercalação de corpos deltaicos.

Na área envolvente da BCD, ainda a continuação da granitização pós-fase  $D_3$  provoca o máximo da incarbonização do carvão do tecto da BCD. Em boa correlação com os estudos de LEMOS DE SOUSA (1973, 1978) a resultante térmica encontra-se situada a Sul da BCD em clara correlação com os episódios regionais do magmatismo nas fases finais da orogenia varisca.

A rotação gradual do binário compressivo para E-W durante as fases tardias ( $D_4$ ) da orogenia varisca na BCD, encontra-se registada na predominância da componente cavalgante sobre a desligrativa. As razões inerentes a esta circunstância



e que reforçam esta conclusão encontram-se na “soldadura” do SCDB através das rochas granitóides presentes no maciço de Castro Daire. Os elementos resultantes da análise petrográfica, do registo dos trabalhos mineiros e da estrutura tectónica da BCD também corroboram e suportam esta conclusão.

Assim, ocorre o início do basculamento pós-sedimentar dos corpos sedimentares da BCD e a duplicação da respectiva série estratigráfico-sedimentar, particularmente notória no sector de São Pedro da Cova com a formação da designada “bacia oriental”.

Com as etapas finais da instalação dos granitóides na proximidade da margem SW da BCD e a Sul da mesma ocorre a aquisição de *rang* das camadas de carvão da UTS B. A diluição e o enfraquecimento do fluxo térmico para tecto da BCD não possibilita que esta etapa de incarbonização fique registada nos carvões da UTS D dado que o *rang* adquirido na etapa anterior é superior ao que resulta desta etapa.

Após o final da instalação dos granitóides variscos pós-fase  $D_3$  e conseqüente conclusão da incarbonização da BCD, o contexto tectónico provoca o seccionamento da BCD e a conseqüente duplicação de série sedimentar e, obviamente, das UTS anteriormente referidas num estilo tipo *piggy-back*, isto é com a migração das falhas inversas para muro desenvolvendo o ramo

ocidental da estrutura em flor (*flower-structure*) varisca para a ZCI, provocando, também, o desenraizamento das escamas constituídas pelo substrato de Paleozóico inferior em contacto estratigráfico com a então designada brecha intracarbonífera.

Nesta etapa e, pelo menos, em relação à falha inversa que trunca a parte superior da BCD no sector de Germunde, encontra-se também associada uma componente desligativa esquerda cujo movimento conjugado com a componente de cavalgamento apresenta uma resultante oblíqua provocando a rotação das camadas de tecto da BCD. Durante todo o processo tectónico ( $D_4$ ) que actuou após a formação e a consolidação das rochas sedimentares da BCD e em flagrante concordância com a escamização, desenvolveu-se clivagem de fractura nas rochas com comportamento mais frágil e, por outro lado, as litologias mais dúcteis (principalmente o carvão) responderam com microdobramento da estratificação.

#### AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi efectuado ao abrigo do projecto PRAXIS/CTA/82/1994 (Centro de Geologia da Universidade do Porto).

*Recibido:* 04-VII-03

*Aceptado:* 14-VIII-03

## REFERÊNCIAS

- BUTLER, R.W. H. (1982). The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4 (3): 239-245.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1991). Finite strain analysis in a transpressive regime (variscan autochthon, northeast Portugal). *Tectonophysics*, 191: 389-397.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1995). The Ibero-Armorican arc: a collision effect against an irregular continent?. *Tectonophysics*, 246: 113-128.
- DOMINGOS, L. C. F. G.; FREIRE, J. L. S.; SILVA, F. GOMES; GONÇALVES, F.; PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (1983). The structure of the intramontane Upper Carboniferous basins in Portugal. In: M. J. LEMOS DE SOUSA & J. T. OLIVEIRA, Eds, *The Carboniferous of Portugal*. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 29: 187-194.
- EAGAR, R. M. C. (1983). The non-marine bivalve fauna of the Stephanian C of North Portugal. In: M. J. LEMOS DE SOUSA & J. T. OLIVEIRA, Eds, *The Carboniferous of Portugal*. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 29: 179-185.
- EINSELE, G. (1992). *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin. 628 pp.
- FERREIRA, N.; IGLÉSIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987). Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. BEA, A. CARNICERO, J. C. GONZALO, M. LÓPEZ PLAZA & M. D. RODRÍGUEZ ALONSO, Eds, *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid. pp. 37-51.
- LEMOS DE SOUSA, M. J. (1973). *Contribuição para o conhecimento da Bacia Carbonífera do Douro*. 2 Volumes (Texto, 427 pp.; Estampas). Universidade do Porto. (Tese de doutoramento).
- LEMOS DE SOUSA, M. J. (1978). O grau de incarbonização (*rang*) dos carvões durienses e as consequências genéticas, geológicas e estruturais que resultam do seu conhecimento. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 63: 179-365.
- LEMOS DE SOUSA, M. J. (1984). *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50000*. *Notícia Explicativa da Folha 9-D - Penafiel*. Aditamento relativo ao Carbonífero. 3 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- LEMOS DE SOUSA, M. J. & WAGNER, R. H. (1983a). General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. In: M. J. LEMOS DE SOUSA & J. T. OLIVEIRA, Eds, *The Carboniferous of Portugal*. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, 29: 117-126.
- LEMOS DE SOUSA, M. J. & WAGNER, R. H. (1983b). Precisões sobre a flora fóssil do Couto Mineiro do Pejão e da mina Paradaça nº1 (Bacia Carbonífera do Douro). In: M. J. LEMOS DE SOUSA, Ed., *Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula*. Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Mineralogia e Geologia, Porto. pp.157-169
- MEGIAS, A. G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. In: *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, Argentina, 1: 385-401.
- MIALL, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits*. Sedimentary Facies, Basin Analyses and Petroleum Geology, Springer-Verlag, Berlin. 582 pp.
- PINTO, M. S. (1985). Carboniferous granitoids of Portugal: some geochemical and geochronological aspects. In: M. J. LEMOS DE SOUSA & R. H. WAGNER, Eds, *Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula (Sedimentology, Stratigraphy, Palaeontology, Tectonics and Geochronology)*. *An. Fac. Ciênc., Porto*, Suppl. Vol. 64 (1983): 15-33.
- PINTO, M. S.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGÉ, L. G. & FERREIRA, M. P. (1987). Síntese geocronológica dos granitóides do Macizo Hespérico. In: F. BEA, A. CARNICERO, J. C. GONZALO, M. LÓPEZ PLAZA & M. D. RODRÍGUEZ ALONSO, Eds, *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola, Editorial Rueda, Madrid. pp. 69-86.
- PINTO DE JESUS, A. (1987). Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal); Stratigraphie et contrôle tectonique de la genèse et de l'évolution. *Ann. Soc. géol. Nord*, 106: 209-217.
- PINTO DE JESUS, A. (2001). *Génese e Evolução da Bacia Carbonífera do Douro (Estefamiano C inferior, NW de Portugal): Um Modelo*. 2 Volumes [Texto 232 pp., 4 anexos; Atlas 71pp]. Universidade do Porto. (Tese de Doutoramento).

- REAVY, R. J. (1987). *An investigation into the controls of granite plutonism in the Serra da Freita region, Northern Portugal*. University of St. Andrews. 210 pp. (Tese de doutoramento).
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 24: 1-168. (Tese de doutoramento).
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990). Structure of Centro-Iberian allocthon in the northwest of the Iberian Peninsula. In: R. D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-GARCÍA, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. pp. 220-236.
- WAGNER, R. H. & LEMOS DE SOUSA, M. J. (1983). The Carboniferous Megaflores of Portugal - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. In: M. J. LEMOS DE SOUSA & J. T. OLIVEIRA, Eds, *The Carboniferous of Portugal*. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, 29: 127-152.
- WAGNER, R. H.; RIBEIRO, A. & LEMOS DE SOUSA, M. J. (1984). *Bacia Carbonífera do Douro. Reinterpretação da Geologia do sector Germunde-Choupelo. Recomendações para a investigação geológico-mineira deste sector e de sectores anexos*. Fornelo. 17 pp. (Relatório inédito).