

II.1.4. A sedimentação carbonífera na Bacia do Buçaco (Centro de Portugal)

B. Valle Aguado¹, M. Azevedo², R. Gonçalves³

1. Introdução

Os aspectos gerais das ocorrências do Carbónico continental em Portugal são descritos por Ribeiro *et al.* (1979), Teixeira & Gonçalves (1980) e Teixeira (1981). A revisão da cronoestratigrafia da flora fóssil destas formações e uma síntese da evolução tectónica de cada uma das bacias podem ser encontradas no volume editado por Sousa & Oliveira em 1983, dedicado ao Carbónico de Portugal.

As primeiras referências à bacia do Buçaco remontam ao século XIX e aparecem no trabalho de Carlos Ribeiro (1853). A cartografia, à escala 1:50000, de grande parte da zona sul da bacia foi elaborada Nery Delgado em 1908 e publicada, após a sua morte, por Carrington da Costa em 1950. Em 1943, Coteló Neiva estudou os conglomerados Antracólitos de algumas regiões do país, incluindo os da bacia do Buçaco. No seu trabalho sobre a zona da Mealhada-Anadia, Courbouleix (1974) estudou o corte de Algeriz, fez referência ao tipo de contacto entre a bacia e as formações adjacentes e teceu ainda algumas considerações sobre os ambientes de sedimentação e sobre a idade dos sedimentos. A tectónica foi discutida por Courbouleix & Rosset num trabalho publicado em 1974. Domingos *et al.*, em 1983, apresentaram um modelo tectónico evolutivo da bacia, evidenciando a sua estrutura em sinclinal e a natureza dos seus contactos oriental e ocidental. Mais recentemente, Ribeiro *et al.* (2007) caracterizaram geoquimicamente as unidades que compõem a sequência carbonífera da bacia do Buçaco.

¹ Dep. Geociências (Univ. Aveiro); Geobiociências, Geotecnologias e Geo-engenharias (GeoBioTec) – baguado@ua.pt

² Dep. Geociências (Univ. Aveiro); Geobiociências, Geotecnologias e Geo-engenharias (GeoBioTec) – mazevedo@ua.pt

³ Escola Secundária Eng. A. Calazans Duarte (Marinha Grande)

2. O Carbónico no Maciço Ibérico

No Maciço Ibérico, a sedimentação carbonífera está representada por sequências sin- e pós-orogénicas, depositadas em condições de instabilidade tectónica, relacionadas com o levantamento da cadeia varisca (Julivert, 1983a).

Embora os materiais do Carbónico aflorem em vários locais da Península Ibérica, só nas duas zonas externas do Maciço, isto é, na Zona Cantábrica e na Zona Sul-Portuguesa, é que estão expostas as sequências de fácies marinha deste período. Estas duas zonas terão correspondido às partes frontais do orógeno, constituindo, por isso, locais privilegiados para a acumulação dos materiais terrígenos provenientes da erosão da cadeia. Contudo, nas áreas emersas das zonas internas, formaram-se algumas bacias intra-montanhosas durante o Carbónico Superior, sobretudo no Estefaniano, que foram preenchidas por sedimentos de fácies fluviais e límnicas. Nestas bacias, mais ou menos isoladas umas das outras e marginadas por falhas, os sedimentos pós-orogénicos continentais, representando o molasso da cordilheira varisca, estão unicamente afectados pelas deformações variscas mais tardias (Ribeiro *et al.*, 1979, Domingos *et al.*, 1983, Julivert, 1983a,b). As séries continentais são constituídas por conglomerados, arenitos, pelitos com fósseis vegetais e intercalações de carvão acumulados durante uma fase avançada da erosão da cadeia, como é testemunhado pelo facto de estes depósitos assentarem por vezes sobre termos muito baixos da série estratigráfica, incluindo o Precâmbrico.

Em Portugal, as séries do Carbónico Superior de fácies continental ocorrem em três áreas diferentes (Sousa e Wagner, 1983):

Nas vizinhanças do Porto, compreendendo os diversos afloramentos, de idades Vestefaliano Superior e Estefaniano, localizados ao longo da zona de cisalhamento de Douro-Beira;

Na bacia do Buçaco, a norte de Coimbra, associada à zona de cisalhamento de Porto-Tomar, onde estão representadas sequências de idade Estefaniano C e Autuniano (?);

Na bacia de Santa Susana, Alto Alentejo, situada ao longo do acidente que separa as Zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa e preenchida com sedimentos atribuídos ao Vestefaliano D.

Neste trabalho apresenta-se a descrição detalhada da litoestratigrafia da sequência carbonífera da bacia do Buçaco. Os dados apresentados são discutidos e interpretados no contexto da evolução tardia da orogénese varisca.

3. A Bacia Carbonífera do Buçaco

A bacia carbonífera do Buçaco corresponde a uma faixa estreita e alongada na direcção NS, localizada ao longo da falha Porto-Tomar. Este acidente separa a Zona de Ossa Morena, a

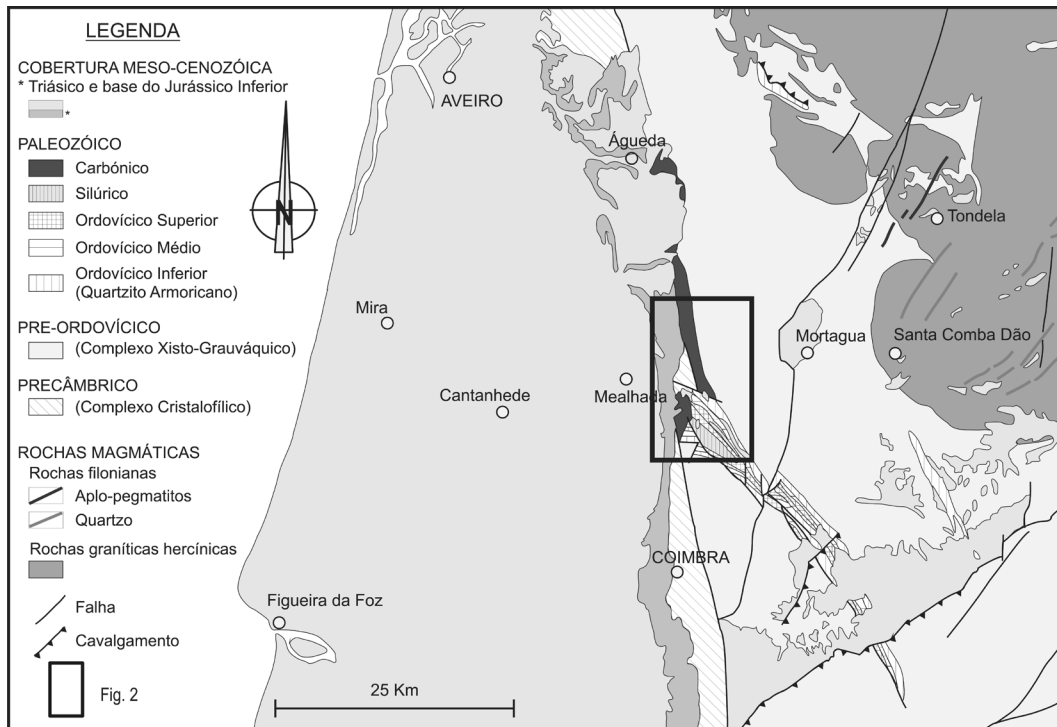


Figura 1. Enquadramento geológico da bacia carbonífera do Buçaco (adaptado da Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000, edição de 1992). Ver fig. a cores na pág. III do Anexo, no final deste volume.

oeste, da Zona Centro-Ibérica, a este. Os afloramentos carboníferos estendem-se desde as proximidades de Águeda, a norte, até a Mata de S. Pedro, a sudeste da Mealhada (Fig. 1). A continuidade dos afloramentos é interrompida pelos depósitos mais recentes da cobertura meso-cenozóica e, na zona do Luso, por falhas transversais ao alinhamento da bacia (Fig. 1).

Os contactos entre a série carbonífera e as formações mais antigas, já estruturadas pelas principais fases de deformação varisca na altura em que ocorreu a deposição dos sedimentos do Carbónico, são de natureza diferente. Com efeito, o contacto oriental, com o Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico ou com diferentes níveis estratigráficos da sequência ordovícico-silúrica do Sinclinal do Buçaco, é marcado, regra geral, por uma discordância angular que fossiliza um paleo-relevo, enquanto o contacto ocidental, com filádios do Precâmbrico é de natureza tectónica (Gonçalves, 2001). Por outro lado, os sedimentos mais recentes, da cobertura meso-cenozóica, assentam em discordância sobre os do Carbónico.

A sequência carbonífera está dobrada num sinclinal assimétrico, de superfície axial vertical e direcção NS, com o flanco oeste muito reduzido (Fig. 2). Assim, a sequência estrati-

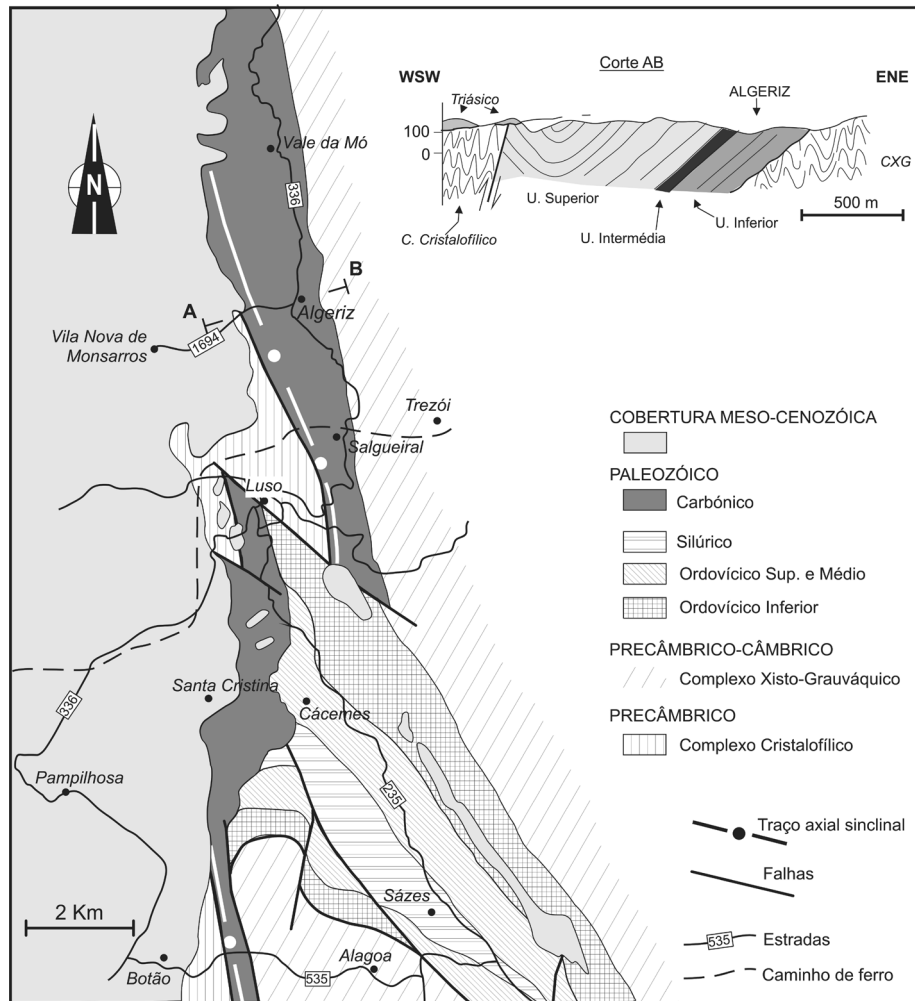


Figura 2. Mapa geológico da bacia carbonífera do Buçaco. No corte AB estão individualizadas as três unidades (Inferior, Intermédia e Superior) da sequência do Carbonífero (adaptado de Gonçalves, 2001). Ver fig. a cores na pág. III do Anexo, no final deste volume.

gráfica mais completa encontra-se preservada no flanco oriental, onde podem ser individualizadas as seguintes unidades litoestratigráficas, da base para o topo (Domingos *et al.*, 1983; Sousa e Wagner, 1983; Gonçalves, 2001):

- a) Unidade Inferior, com cerca de 200 metros, caracterizada por uma sucessão de camadas de coloração vermelha constituídas por conglomerados grosseiros, arenitos e lutitos;

- b) Unidade Intermédia, com cerca de 40 metros, composta por argilitos e siltitos de coloração cinzenta com fósseis vegetais, intercalados com arenitos e finos leitos de carvão;
- c) Unidade Superior, formada por, aproximadamente, 600 metros de conglomerados grosseiros com algumas intercalações de arenitos e argilitos.

A flora fóssil do Bacia do Buçaco provém quase exclusivamente da Unidade Intermédia, podendo-se encontrar em Wagner e Sousa (1983) uma síntese das diversas espécies identificadas, bem como uma discussão sobre o seu significado cronoestratigráfico. Estes autores consideram o Estefaniano C como a idade mais provável dos sedimentos que constituem a bacia, admitindo, no entanto, a possibilidade do Autuniano (Pérmico) também estar representado.

3.1. A Unidade Inferior

A Unidade Inferior é constituída por conglomerados e rochas arenoso-lutíticas. A base da unidade localiza-se num nível conglomerático de cor vermelha, mal calibrado e abundante matriz, que assenta em discordância sobre as formações pré-carboníferas (Fig. 3a). Neste trabalho, situou-se o topo no último nível conglomerático, subjacente às litologias de granularidade fina e coloração cinzenta da Unidade Intermédia. A Fig. 4 mostra as colunas estratigráficas levantadas em dois cortes, nas proximidades das povoações de Algeriz e Santa Cristina (Fig. 2).



Figura 3. (a) Discordância entre os conglomerados da base do Carbónico e o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG). (b) Conglomerado matriz-suportado da Unidade Inferior.

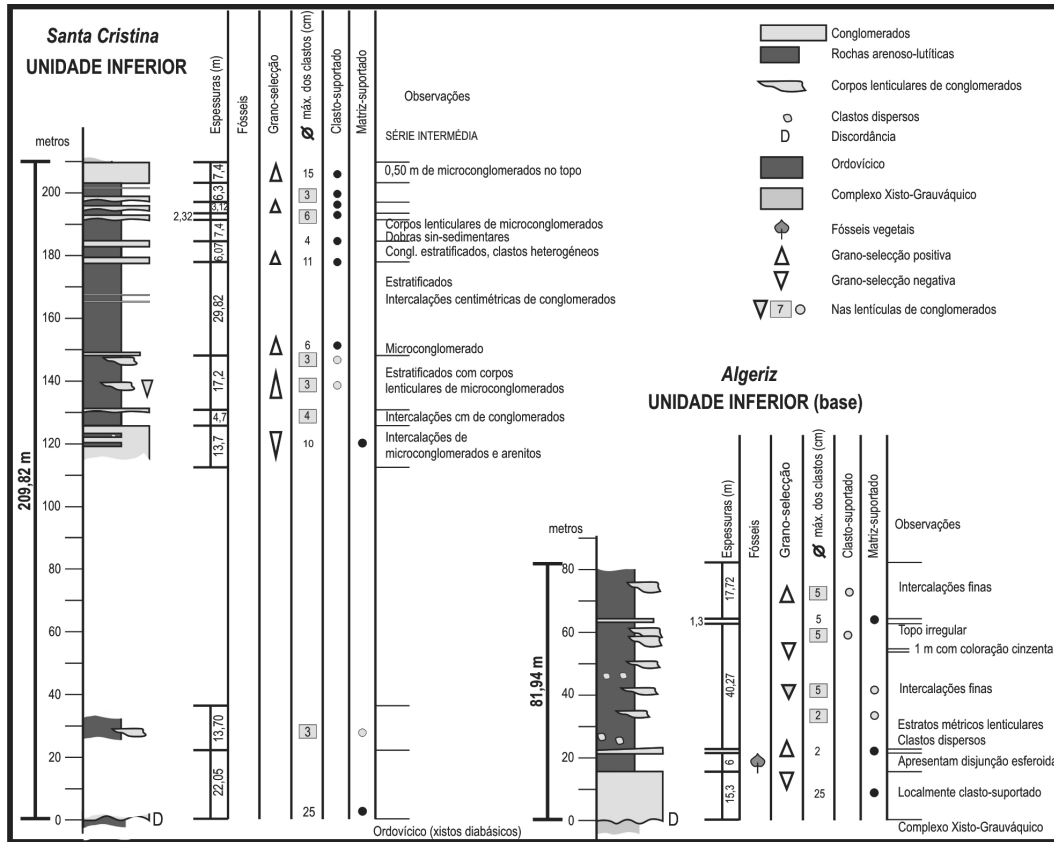


Figura 4. Colunas estratigráficas da Unidade Inferior nas zonas de Santa Cristina e Algeriz (ver localização na Fig. 3). Adaptado de Gonçalves (2001).

Os conglomerados da Unidade Inferior ocorrem quer como corpos de geometria aproximadamente tabular, quer como lenticulas de diversas dimensões no seio das litologias de granularidade mais fina. Apresentam má calibragem, coloração avermelhada devido à presença de um cimento ferruginoso e uma matriz arenoso-pelítica. Contêm clastos, com dimensões variando entre 1 e 25 centímetros, predominantemente angulosos e sub-angulosos, de natureza diversa (grauvaques, metagrauvaques, quartzitos, pelitos, metapelitos e quartzito de veio) (Fig. 3).

Com base na proporção relativa de matriz, foi possível distinguir conglomerados matriz-suportados (paraconglomerados) e clasto-suportados (ortoconglomerados). Os dois tipos mostram, frequentemente, variações texturais sem nenhum padrão regular, tanto na horizontal como na vertical, nomeadamente no que respeita ao tamanho de grão, ao arredonda-

mento dos clastos e à percentagem de matriz, podendo ser observada, num mesmo nível, a transição entre conglomerados suportados pela matriz e suportados pelos clastos.

No seu interior, os níveis de conglomerados mostram geralmente um aspecto desorganizado, sugerindo que a deposição deve ter sido rápida, a partir de uma corrente com pouca fluidez (Colombo, 1989). Pode, no entanto, ser identificada uma grosseira grano-selecção positiva ou negativa, em que a dimensão dos clastos diminui ou aumenta, respectivamente, da base para o tecto.

As fácies de granularidade mais fina que compõem esta unidade podem-se agrupar sob a designação de rochas arenoso-lutíticas. Tendo como base a dimensão e natureza dos clastos, por um lado, e a quantidade de matriz, por outro, as rochas que integram esta fácies variam de sublitoarenitos de grão fino (com um conteúdo em fragmentos líticos superior a 5% e menos de 15% de matriz) a grauvaques líticos (com mais de 15% de matriz) e lutitos (com um conteúdo superior a 75% em material com dimensões siltíticas ou inferiores). Entre estes tipos litológicos não há, na maioria dos casos, uma separação nítida, predominando as rochas com características transicionais. No campo, exibem aspecto bastante homogéneo, sem estruturas no interior dos estratos, a não ser, pontualmente, uma laminação paralela descontínua. A ausência de estruturas em sedimentos de granularidade fina é interpretada por Suguio (1980) como consequência de uma deposição muito rápida a partir de uma suspensão ou a partir de correntes com elevada concentração de partículas sólidas (correntes de lama).

A grande maioria dos clastos presentes nas rochas arenoso-lutíticas são de quartzo monocristalino que ocorre em grãos com dimensões entre 0.02 mm e 0.5 mm, subangulosos, mal calibrados, com extinção uniforme ou ondulante e inclusões fluidas. Contêm ainda uma percentagem significativa de fragmentos de rochas de origem metamórfica (piçarras, filádios, quartzitos e metagrauvaques), petrograficamente semelhantes aos litoclastos identificados nas fácies conglomeráticas. A moscovite, zircão e opacos são os minerais acessórios mais comuns. A matriz detrítica é composta por um agregado de sericite e clorite (frequentemente substituídas por óxidos e hidróxidos de ferro) e menores proporções de quartzo. O cimento é ferruginoso, sendo responsável pela cor avermelhada que estas litologias apresentam.

Tal como as fácies conglomeráticas, os termos arenosos da Unidade Inferior apresentam um grau de imaturidade textural e composicional elevado que é marcado pelos seguintes aspectos principais: (a) ausência generalizada de laminação interna, (b) má calibragem, (c) abundância de matriz e (d) baixos valores da razão componentes detríticos estáveis/componentes detríticos instáveis. Estas características implicam taxas altas de produção de sedimentos a partir de fontes supracrustais e reflectem distâncias de transporte curtas (Tucker, 1991).

No seu conjunto, os sedimentos da Unidade Inferior, apresentam muitas das características descritas na bibliografia (e.g. Fritz e Moore, 1988; Collison, 1996; Miall, 2000) para os

depósitos de gravidade transportados por fluxos densos e viscos, como correntes de lama («*mud flows*») e correntes de detritos («*debris flows*»), tais como: aspecto caótico, heterogeneidade no tamanho de grão e na proporção de matriz e má calibragem.

Desde que existam fortes declives topográficos, este tipo de depósitos de gravidade podem ocorrer em ambientes subaéreos ou subaquáticos. Contudo, a cor avermelhada típica de condições oxidantes, a ocorrência, se bem que muito esporádica, de flora continental e a ausência de carbonatos apontam claramente para um ambiente continental. Por outro lado, o baixo grau de arredondamento e a imaturidade composicional implicam uma proximidade da área fonte. As características da Unidade Inferior parecem assim adaptar-se bastante bem a um modelo de sedimentação num leque aluvial continental. O controlo tectónico da bacia, possivelmente um semi-graben, depende-se da sua forma, estreita e alongada, e das relações com as formações adjacentes descritas anteriormente. Em consequência, será de esperar que a evolução da série sedimentar esteja fortemente condicionada por factores alocíclicos, isto é, exteriores ao próprio sistema de sedimentação, derivados da instabilidade tectónica.

Na coluna estratigráfica da unidade Inferior identificam-se dois ciclos de sedimentação grano-decrescentes («*fining upwards*»), ou seja, com diminuição da energia de transporte para o topo, que poderão reflectir pulsos de actividade tectónica. O primeiro ciclo abrange os 80 m da base levantados em Algeriz e o segundo corresponde aos 100 m do topo, aproximadamente, medidos em Santa Cristina (Fig. 4). Para o final do último ciclo parece haver uma tendência sequencial estrato-grano-crescente («*thickening and coarsening upward*»), que não chega a estabelecer-se de forma clara. Esta ausência de ordenação na sequência da parte alta da Unidade Inferior poderá significar uma elevada velocidade de acumulação e/ou instabilidades menores na bacia que modificariam rapidamente as condições de sedimentação, sem dar um tempo mínimo para o desenvolvimento de uma sequência bem definida (Colombo, 1989).

3.2. A Unidade Intermédia

A Unidade Intermédia é composta por lutitos cinzentos ou negros, fossilíferos, com intercalações de níveis areníticos e finos leitos de carvão. Inicia-se no primeiro nível de pelitos de coloração escura, geralmente com fósseis vegetais, que sucede às litologias avermelhadas (conglomerados em alguns locais ou arenito-lutitos em outros) da Unidade Inferior. O limite superior desta unidade situa-se na base da primeira camada conglomerática com espessura métrica da Unidade Superior. Tendo em conta estes limites, a espessura da Unidade Intermédia varia entre um máximo de cerca de 40 m a uns centímetros ou menos (sul do Salgueiral ou no corte da estrada Botão-Loredo, por exemplo).

A sequência começa com um nível de 0,5 m de espessura de pelitos carbonosos negros com pequenas intercalações lutíticas de coloração cinzenta. Seguem-se estratos, com superfície de estratificação ondulada e geometria lenticular, de arenitos separados por leitos pelíticos.

As rochas lutíticas são compostas por um agregado fino a muito fino de sericite e clorite, pequenos grãos de quartzo com dimensões de silte ou inferiores ($<1/16$ mm) e proporções variáveis de matéria carbonosa, argilas e óxidos e hidróxidos de ferro. Uma das estruturas sedimentares mais características nos lutitos da Unidade Intermédia é o desenvolvimento de uma laminação paralela persistente, marcada por variações de composição e/ou tamanho de grão.

Os arenitos estão constituídos por clastos com tamanhos entre 0.1×0.1 mm e 0.1×0.4 mm (areia fina), subarredondados e bem calibrados e uma percentagem muito reduzida de material intersticial de natureza sericítico-clorítica ($<10\%$). O quartzo é o componente mineralógico principal ocorrendo predominantemente sob a forma de grãos de quartzo monocristalino com contactos tangentes ou suturados, inclusões fluidas e extinção uniforme ou ondulante. Identificaram-se ainda grãos isolados de moscovite, turmalina, zircão, rútilo e opacos como constituintes acessórios. A grande proporção de clastos de quartzo e o baixo conteúdo em matriz ($<10\%$) permitem classificar estas rochas como quartzarenitos. Os índices de maturidade física e química, dados pelas razões volume de grãos/volume de



Figura 5. Fósseis vegetais nos níveis pelíticos da Unidade Intermédia.

matriz e % componentes detríticos estáveis/% componentes detríticos instáveis, são bastante elevados e apontam todos no sentido de um grau relativamente alto de maturidade textural e composicional.

A maturidade dos arenitos e a ocorrência de sedimentos detríticos finamente laminados contendo restos de plantas (Fig. 5), íntimamente associados a níveis de carvão, sugerem uma mudança das condições de sedimentação. Com efeito, a intercalação de leitos de carvão em depósitos siliciclásticos com granularidade fina (lutitos e arenitos) e laminação paralela indicam condições de deposição lenta, com escasso suprimento de material detrítico grosseiro, num ambiente rico em matéria orgânica. Por outro lado, a cor cinzenta das rochas lutíticas e a presença de carvão evidenciam a passagem a um ambiente redutor, típico de zonas em que a circulação de água é restrita (Pettijohn, 1976; Tucker, 1991).

Em síntese, a Unidade Intermédia da bacia do Buçaco parece marcar a progressão de um ambiente sedimentar de leque aluvial que prevaleceu durante a deposição dos conglomerados, arenitos e lutitos da Série Inferior para um ambiente lacustre de águas salobras.

3.3. A Unidade Superior

Nesta unidade, predominam os conglomerados e os arenitos, que, em contraste com os tons vermelhos da Unidade Inferior, apresentam geralmente uma cor esbranquiçada (Fig. 6). Existem também, sobretudo próximo da base, alguns leitos arenoso-pelíticos onde foram encontrados alguns restos de fósseis vegetais. Ilustra-se na Fig. 7 a sequência estratigráfica representativa desta unidade.



Figura 6. (a) Conglomerado clasto-suportado da Unidade Superior. (b) Aspecto de clastos dispersos em arenitos grosseiros da Unidade Superior.

A base da Unidade Superior foi posicionada no primeiro nível conglomerático que sucede às litologias de granularidade fina da Unidade Intermédia. O topo da unidade, devido à erosão, é desconhecido. No entanto, a sua espessura (cerca de 600 m na região de Algeriz, Fig. 7) é maior que a da Unidade Inferior.

Os conglomerados são em geral mal calibrados e contêm clastos de quartzito, quartzo-arenito, grauaque e quartzo de veio, podendo ser também identificados, em menor proporção, fragmentos de filádio, de granito e, muito localmente, de rochas carbonatadas sili-cificadas. A matriz é arenoso-pelítica e o cimento predominantemente silicioso. Pontualmente, os clastos estão envolvidos por um cimento ferruginoso (óxidos e hidróxidos de ferro) embora as rochas raramente adquiram cor avermelhada. A proporção de matriz é muito variada, ocorrendo conglomerados matriz-suportados e clasto-suportados. Contudo, um e outro tipo podem aparecer num mesmo nível.

Como sucedia nos conglomerados da Unidade Inferior, também são aqui frequentes as variações texturais sem padrão regular, na vertical e na horizontal, e a ausência de estruturas sedimentares no interior dos estratos. Observa-se por vezes uma grano-selecção grosseira, que pode ser positiva, negativa ou inversa-normal, isto é, os clastos de maior tamanho concentram-se nas partes internas do estrato, diminuindo a granularidade para a base e topo.

A má calibragem e fraca grano-selecção dos conglomerados da Unidade Superior bem como a grande diversidade litológica dos elementos clásticos que os constituem levam a classificá-los como rochas composicional e texturalmente imaturas que deverão ter sofrido um transporte rápido, por deslizamento de gravidade a partir de uma área-fonte próxima. Em particular, a presença de fragmentos líticos de natureza carbonatada aponta para condições excepcionais de erosão que terão permitido a sua desagregação e incorporação como detritos grosseiros em vez da sua eliminação total, por dissolução. Tais condições são comuns em regiões localizadas ao longo de escarpas de falhas, sujeitas a levantamentos abruptos (Pettijohn, 1976).

As características texturais e composicionais dos conglomerados da Unidade Superior bem como a espessura que estes depósitos atingem podem ser explicados através de um modelo envolvendo erosão vertical de um cinturão orogénico, transporte e deposição a partir de «*debris flow*» e acumulação numa bacia tectónica fortemente subsidente. A identificação de clastos de granitos e de grãos de feldspato nos termos conglomeráticos e areníticos da Unidade Superior sugere, por outro lado, que os níveis crustais profundos da cadeia varisca já estariam parcialmente expostos nos altos relevos que funcionaram como área-mãe destes sedimentos.

Apesar dos conglomerados da Unidade Superior se distinguirem dos da Unidade Inferior pelo menor conteúdo em material intersticial (matriz detrítica e cimento ferruginoso) e por um carácter silicioso mais marcado, os dados actualmente disponíveis levam a interpretar ambas as seqüências como fácies de leque aluvial.

As fácies arenoso-lutíticas da Unidade Superior formam estratos plano-paralelos, de espessura e granularidade variável, ocorrendo também como lentículas no seio dos conglomerados. Nestes casos, os limites com os conglomerados envolventes são difusos, observando-se uma transição mais ou menos gradual entre estas litologias.

Do ponto de vista petrográfico, as rochas arenoso-lutíticas são muito semelhantes às suas equivalentes da Unidade Inferior. Variam de sublitoarenitos e litoarenitos a grauvaques líticos e siltitos, mas nota-se um predomínio das litologias com características transicionais entre os termos areníticos e siltíticos, i.e., grauvaques e subgrauvaques. Apresentam, em geral, texturas clásticas (clasto-suportadas ou matriz-suportadas), estrutura não-laminada e um grau alto de imaturidade textural e composicional. São constituídos por grãos com dimensões variando entre areia fina a grosseira dispersos num material intersticial relativamente abundante. A matriz detrítica é composta por um agregado de sericite e clorite (frequentemente substituídas por óxidos e hidróxidos de ferro) e menores proporções de quartzo. Pontualmente, os espaços entre grãos podem estar preenchidos por um cimento de natureza siliciosa.

A maioria dos clastos são de quartzo monocristalino que ocorre em cristais anédricos, fracturados, subangulosos a subarredondados, moderadamente calibrados, com extinção uniforme ou ondulante e inclusões fluidas. Entre os fragmentos de rochas destacam-se os de natureza pelítica e metapelítica (lutitos, piçarras e filádios) e os constituídos por quartzo policristalino de origem metamórfica (quartzito) e sedimentar (cherte).

As condições de sedimentação da Unidade Superior não parece diferir grandemente das da Inferior, se bem que, neste caso, o poder de transporte das correntes envolvidas parece ter sido superior, a julgar pela maior dimensão dos clastos dos conglomerados. O testemunho do concurso de fluxos gravíticos, densos e viscosos («*debris flows*» e «*mud flows*»), altamente energéticos, que depositam em massa o material transportado, está presente no «*fabric*» destas rochas e a proximidade da área fonte é evidenciada pela imaturidade dos sedimentos. O carácter continental é menos evidente do que nas Unidades Inferior e Intermédia, mas a ocorrência de vestígios de flora continental e a ausência de carbonatos apontam no mesmo sentido. O afluxo de um grande volume de sedimentos grosseiros imaturos depois da deposição da série intermédia poderá estar relacionado com um novo pulso de levantamento tectónico da área-fonte que terá permitido o desmantelamento de porções profundas do cinturão orogénico.

A observação da coluna estratigráfica da Unidade Superior (Fig. 7), permite reconhecer, na base e no topo, duas sequências estrato-grano-crescentes («*thickening-and-coarsening upward*»), isto é, sequências em que a espessura e granulometria dos corpos sedimentares aumenta para o topo. Entre elas ocorre uma zona, dos 140 m aos 380 m, aproximadamente, que pode ser considerada subdividida em, pelo menos, dois ciclos grano-decrescentes mais ou menos claros (dos 140 aos 240 m e dos 240 aos 380 m) em que os corpos de conglome-

rados vão sendo menos significativos para o topo. Este tipo de ciclicidade sugere, no início e no final da sedimentação da Unidade Superior, um incremento na quantidade de material que chega à bacia, possivelmente relacionado com o levantamento tectónico da área fonte, dando origem a dois ciclos progradantes. Entre estes dois ciclos terá existido um intervalo de tempo de maior défice de sedimentos em que ocorre a retrogradação, em dois pulsos, da bacia de sedimentação.

4. Conclusões

O modelo de sedimentação que melhor explica a sucessão de fácies observada na sequência carbonífera do Buçaco é o de leque aluvial continental. De facto, as características texturais e composicionais das rochas das Unidades Inferior e Superior parecem indicar um transporte de curta distância, bem como uma deposição rápida a partir de correntes de fluxos gravíticos (*mud flow* e *debris flow*), típicos da zona de cabeceira de um leque aluvial. Em contrapartida, o *fabric* das rochas que constituem a Unidade Intermédia sugere condições de sedimentação em ambiente lacustre de águas salobras, onde se terá dado a acumulação lenta de materiais finos.

A formação dos depósitos das Unidades Inferior e Superior parece pois estar associada a momentos de erosão activa da área fonte e de grande afluxo de sedimentos à bacia enquanto a deposição da Unidade Intermédia representaria um momento de menor erosão e sedimentação. O carácter continental da sequência é apoiado pelas seguintes evidências: (a) presença de cimento hematítico nas rochas conglomeráticas e arenosas das Unidades Inferior e Superior indicando condições oxidantes, típicas de meios continentais; (b) ocorrência de vestígios fósseis de flora continental, sobretudo na unidade intermédia e (c) ausência de níveis carbonatados no conjunto sedimentar.

A natureza dos clastos presentes nas rochas conglomeráticas e arenosas da série carbonífera permite ainda sugerir que os altos relevos que funcionaram como área fonte destes depósitos pertencem principalmente ao flanco oriental da bacia, i.e., ao Complexo Xisto-Grauváquico e à sequência ordovícico-silúrica do Sinclinal do Buçaco. Com efeito, é possível estabelecer uma clara correspondência, em termos petrográficos, entre os diferentes tipos de fragmentos líticos identificados na população clástica das rochas siliciclásticas do Carbónico e as litologias que constituem os terrenos do Complexo Xisto-Grauváquico (Medina, 1996) e a sequência ordovícico-silúrica do Buçaco (Carrington da Costa, 1950; Young, 1988).

A grande espessura da sequência carbonífera (cerca de 800 m) requer condições de subsidência da bacia que devem, em grande parte, ter sido controladas tectonicamente. Por outro lado, a existência de ciclos de sedimentação grano-decrescentes e grano-crescentes

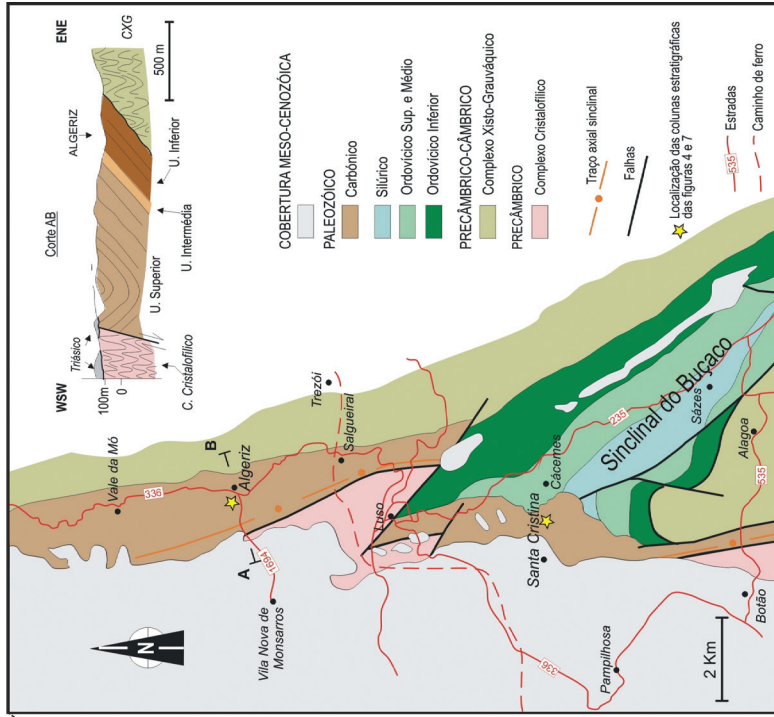
(«*fining upwards*» e «*thickning and coarsening upwards*»), quer na Unidade Inferior quer na Unidade Superior, deve reflectir diferentes pulsos de actividade tectónica que se terão traduzido por um maior ou menor afluxo de materiais.

No contexto da evolução da cadeia varisca ibérica, a sucessão de fácies observada no Carbónico do Buçaco parece testemunhar a transição para um regime de extensão cortical marcado pela formação de uma bacia intramontanhosa limitada por falhas (possivelmente um semi-graben) onde terá tido lugar uma erosão activa vertical do cinturão orogénico e subsequente produção de molassos continentais pós-orogénicos.

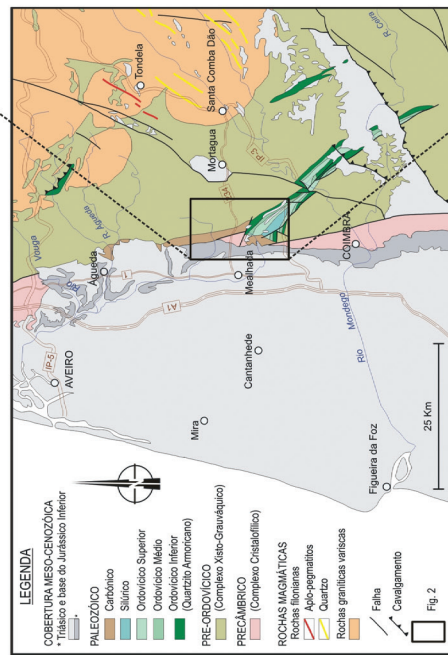
Bibliografia:

- CARRINGTON DA COSTA, 1950. Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. Serviços Geológicos de Portugal.
- COLOMBO, F., 1989. Abanicos aluviales. In: Arche, A. (Coord), *Sedimentologia*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, Vol. I: 143-218.
- COURBOULEIX, S., 1974. Etude géologique des régions de Anadia et de Mealhada, I – Le socle, le primaire et le trias. Com. Serv. Geol. Portugal, 58, 5-37.
- COURBOULEIX, S. e ROSSET, J., 1974. Etude géologique des régions de Anadia et de Mealhada, II – Le tectonique. Com. Serv. Geol. Portugal, 58, 39-45.
- DOMINGOS, L. C. G., FREIRE, J. L. S., SILVA, G. G., GONÇALVES, F., e RIBEIRO, A., 1983. The structure of the intramontane Upper Carboniferous basins in Portugal. In: SOUSA, M. J., OLIVEIRA, J. S. (Eds.), *The Carboniferous of Portugal*, Mem. Serv. Geol. Portugal, 29, 188-193.
- FRITZ, W. J. e MOORE, J. N., 1998. *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*, John Wiley & Sons, Inc., New York, 251-276.
- GONÇALVES, R., 2001. O Carbónico da Região do Buçaco – Aplicações Didácticas. Dissertação de Mestrado em Ensino de Geologia e Biologia. Universidade de Aveiro, 154 p.
- JULIVERT, M., 1983a. El Carbonífero: Evolución de la Sedimentación y Desarrollo de la Orogénesis Herciniana. In: Libro Jubilar J. M. Rios – *Geología de España*. Publ. Ins. Geol. Min. España, Tomo I, 311-337.
- JULIVERT, M., 1983b. La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. In: Libro Jubilar J. M. Rios – *Geología de España*. Publ. Ins. Geol. Min. España, Tomo I: 593:601.
- MEDINA, J., 1996. Contribuição para o conhecimento da geologia do Grupo das Beiras (CXG) na região do Caramulo/Buçaco (Portugal Central). Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro, Portugal.
- MIALL, A. D., 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Verlag, Berlin, 616 p.
- NEIVA, J. M. C., 1943. Os conglomerados antracólíticos e a idade de algumas formações eruptivas portuguesas. Bol. Soc. Geol. de Portugal, 3 (1/2), 71-80.

- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, J. H., CARVALHO, D., MONTEIRO, J. H., 1979. *Introduction a la Géologie Générale du Portugal*. Publ. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, C., 1853. Estudos geológicos do Bussaco. O Instituto Jor. Sc. Litt., Coimbra, vol 1: 162-164.
- RIBEIRO, J., RIBEIRO, M. A., PINA, B., FLORES, D., GAMA PEREIRA, L. C., MARQUES, M. M., BOBOS, I., PINTO DE JESUS, A., 2007. Caracterização Litogeoquímica da Bacia do Buçaco: Primeiros Resultados. *XV Semana de Geoquímica e VI Congresso Ibérico de Geoquímica*, Vila Real, 2007. CD-ROM, 182-185.
- SOUSA, M. J., OLIVEIRA, J. S. (Eds.), 1983. The Carboniferous of Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29.
- SOUSA, M. J. L., WAGNER, R. H., 1983. General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. *In: SOUSA, M. J., OLIVEIRA, J. S. (Eds.), The Carboniferous of Portugal*, *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, 117-121.
- SUGUIO, K., 1980. *Rochas Sedimentares: Propriedades, Génese, Importância Económica*. Edgar Blucher Ltd, São Paulo, Brasil, 500 p.
- TEIXEIRA, C., 1981. Geologia de Portugal. Vol. I – Precâmbrico e Paleozóico. Fund. C. Gulbenkian, Lisboa, 631 p.
- TEIXEIRA, C., GONÇALVES, F., 1980. Introdução à Geologia de Portugal. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475 p.
- TUCKER, M. E., 1991. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications, London.
- YOUNG, T. P., 1988. The lithostratigraphy of the upper Ordovician of Central Portugal. *Journ. Geol. Soc. London*, 145, 377-392.
- WAGNER, R. H., SOUSA, M. J. L., 1983. The Carboniferous megaflores of Portugal. A revision of identification and discussion of stratigraphic ages. *In: SOUSA, M. J., OLIVEIRA, J. S. (Eds.), The Carboniferous of Portugal*, *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, 127-148.



Mapa geológico da bacia carbonífera do Buçaco. No corte AB estão individualizadas as três unidades (Inferior, Intermédia e Superior) da sequência do Carbonífero (adaptado de Gonçalves, 2001).
Figura da pág. 262 neste volume.



Enquadramento geológico da bacia carbonífera do Buçaco (adaptado da Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000, edição de 1992). Figura da pág. 261 neste volume.