

O Vulcanismo na transição Câmbrico/Ordovícico da Zona Centro- Ibérica na região de Trás-os-Montes (NE Portugal) como elemento de referência estratigráfica

Volcanism as a stratigraphical reference
element in the Cambrian/Ordovician transition
of the Central-Iberian Zone in Trás-os-Montes
region (Northern Portugal)

COKE, C.¹; PIRES, C. A. C.¹; SÁ, A. A.¹ & RIBEIRO, A.²

ABSTRACT

The Cambrian/Ordovician transition of the Central Iberian Zone in the region of Trás-os-Montes displays quite distinct features. One is gradational with no noticeable unconformity: Moncorvo (REBELO *et al.*, 1983); S. Gabriel, NW of Castelo Melhor (SILVA *et al.*, 1991); and S limb of the Poiães synclinal, SE of Freixo de Espada à Cinta (Silva *et al.*, 1994). Another is brusque with angular unconformity: E of the gv Marão (RIBEIRO, 1962; COKE, *et al.* 1993); São brook, NE of Pardelhas (PEREIRA, 1987).

Recent petrography studies in Marão, Eucísia, Moncorvo and Castelo Melhor revealed siliceous (or riolitic) volcanism. This is associated with Ordovician basal units and is bimodal in some places (Marão and Eucísia). The explosive nature of that volcanism dispersed much ash over a vast area, depositing quantities in several sedimentary settings. Thus, the tuffitic horizons are important transient markers. These allow correlations between Fm. Vale de Bojas in the mountain of Marão, Fm. Quinta da Ventosa in the area of Moncorvo, Fm. de S. Gabriel in Castelo Melhor; and Fm. de "Serrinha" in Eucísia.

The coexistence of an angular unconformity and disconformity in the mountain of Marão suggests the occurrence of some emerged areas. In the area of Quinta do Cuco (Moncorvo), this emergence is inferred by the presence of striped phyllite clasts (evidently from Fm. de Desejosa) in the overlying conglomerate. On the hill of S. Gabriel in Castelo Melhor, a gradual transition in the overlying volcanic unit without conglomerate levels, suggests a more distal environment.

Observations support the hypothesis of an intracratonic rift in the Upper Cambrian Proterozoic with active faults at the margins were subject to a precocious tectonic inversion involving a right transpression to that following the Varisc compression. This perpendicular left transpression to the axis of the trench discharged bimodal volcanism and produced wide cleavage-free folds (RIBEIRO *et al*, 1991).

Keywords: Lower Ordovician, Pre-orogenic volcanism; Acid Volcanism; lithostratigraphic correlation; autochthonous of the Central Iberian Zone

(1) Dep. Geologia, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, 5001-911 Vila Real, Portugal

(2) Dep. Geologia, Universidade de Lisboa. Rua da Escola Politécnica, 58, 1250 Lisboa, Portugal

INTRODUÇÃO

A transição Câmbrico/Ordovícico no autóctone da Zona Centro Ibérica (ZCI) tem sido objecto de estudo e discussão desde longa data. No entanto, permanecem ainda por resolver algumas questões que se prendem com as idades da Fm. de Desejosa (SOUZA, 1982) e dos conglomerados que a ela se sobrepõem, geralmente em discordância. A ausência de fósseis característicos, o metamorfismo e a deformação, por vezes acentuada, parecem ser os principais responsáveis por este impasse. O exame detalhado de alguns dos fenómenos geológicos ocorridos naquele período pode, contudo, contribuir de forma significativa para a clarificação de algumas das questões em aberto. O vulcanismo é um dos fenómenos mais importantes, tendo repercussões a pequena escala.

Os vários episódios vulcânicos de características explosivas, com emissão de grandes quantidades de cinzas e sua rápida dispersão por vastas áreas, aparentam constituir um marcador estratigráfico importante que poderá servir de elemento de correlação entre os vários locais.

A análise mesoscópica detalhada das litologias características das formações que marcam a transição Câmbrico/Ordovícico, complementada pela observação microscópica dos minerais e estruturas presentes, permite concluir que o vulcanismo ácido explosivo está presente na área em estudo, em todos os locais onde foi possível observar a passagem do Câmbrico ao Ordovícico. O vulcanismo em causa está representado por níveis tufíticos com matriz sericítica, na qual se reconhece ainda uma componente sedimentar detrí-

tica importante. Vários são os autores que referem a presença de episódios vulcânicos no Ordovícico Inferior da Zona Centro Ibérica (ZCI) da região transmontana (CRAMEZ, 1962; RIBEIRO *et al.*, 1962; RIBEIRO, 1974; SILVA *et al.*, 1991, 1994; COKE *et al.*, 1995), embora não se conheçam estudos de detalhe sobre a sua natureza petrogenética, com excepção para os trabalhos de CRAMEZ (1962) sobre os "Quartzos queratófiros" aflorantes em Eucísia e, mais recentemente, os estudos desenvolvidos por COKE *et al.* (1995a) na Serra do Marão. Todavia, em termos paleogeográficos e geodinâmicos, algumas das questões directamente relacionadas com o vulcanismo podem ser imediatamente colocadas: onde estaria(m) localizado(s) o(s) centro(s) emissor(es)? Qual a sua génese? Qual a sua idade concreta? As respostas a estas questões ficarão em aberto e dependerão certamente de estudos mais alargados no domínio da geoquímica e petrologia, ainda não realizados.

METODOLOGIA

Para a realização do presente estudo, foram seleccionados alguns locais onde a exposição do contacto Câmbrico/Ordovícico fosse adequada ao estabelecimento de colunas litoestratigráficas de referência: ramo S da Serra do Marão, Serrinha (NW da Eucísia), Quinta do Cuco (SW de Moncorvo) e S. Gabriel (NW de Castelo Melhor).

Com vista à caracterização do vulcanismo, procedeu-se à amostragem de alguns níveis onde este está bem representado, sendo empreendida a sua análise geoquímica quando os exemplares colhidos inte-

gravam colunas litológicas relativamente bem preservadas e onde a meteorização é incipiente (Serra do Marão e Eucísia). Em todos estes locais foi construída uma pequena coluna litoestratigráfica represen-

tativa da sequência correspondente à transição Câmbrico/Ordovícico, com vista ao estabelecimento de possíveis correlações litoestratigráficas entre os locais agora estudados e outras regiões da ZCI.

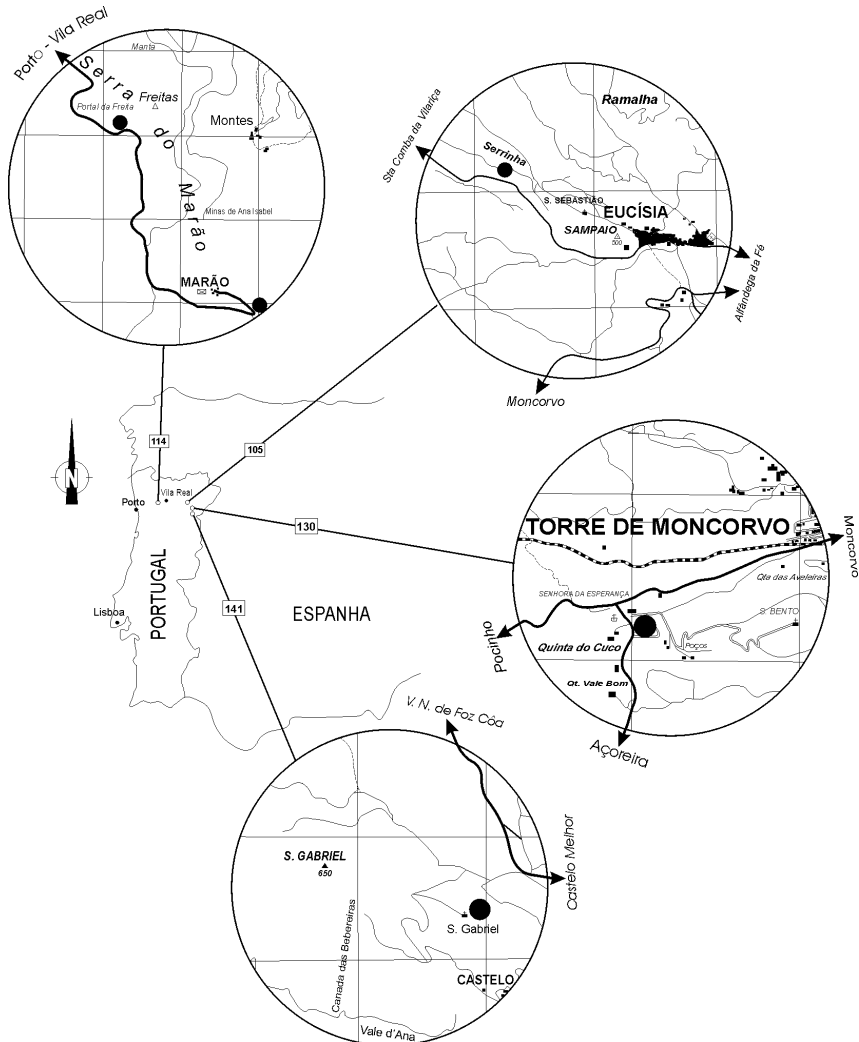


Figura 1. Localização das regiões onde foi referenciado vulcanismo na base do Ordovícico. As bolas pretas identificam os locais onde foram efectuados estudos e recolhidas amostras. A quadrícula representada tem 1 Km de lado.

LITOSTRATIGRAFIA

Freitas (Marão)

No ramo S da Serra do Marão, o topo do Grupo do Douro está representado pela Fm. de Desejosa que aqui apresenta uma fácies "flyschóide" típica, traduzida por uma sequência espessa de alternâncias centimétricas de filitos e metassiltitos, conferindo-lhe um aspecto listrado característico. Junto ao contacto com os conglomerados do Ordovícico verifica-se um aumento de espessura dos níveis metassiltíticos que chegam a atingir espessuras superiores a 2 cm em detrimento dos níveis filíticos, sendo frequente a ocorrência de bioturbação nos primeiros.

A transição entre o Câmbrico e o Ordovícico apresenta aqui, dois aspectos distintos: na região de Freitas assistimos a uma passagem em desconformidade, observando-se um contacto ravinado com paralelismo perfeito das bancadas acima e abaixo da discordância. O mesmo não acontece cerca de 3km a SE, perto da nascente da ribeira de Ponte Velha, onde esta passagem se faz por uma discordância angular nítida, de ângulo próximo dos 60°. Cerca de 60cm abaixo da desconformidade atrás referida, reconhecem-se várias bolsadas lenticulares dispostas em "rosário", ao longo de uma pequena fractura, discordantemente da estratificação e preenchidas por um litótipo de composição basáltica (COKE *et al.*, 1999).

A sequência transicional observada constituinte do membro inferior da Formação Vulcano-Sedimentar de Vale de Bojas, designado por Conglomerado de

Bojas, é a seguinte (COKE, 1993; COKE *et al.*, 1995a; figura 3):

MA. Contactando directamente com a Formação de Desejosa, através de um contacto disconforme, já que existe erosão das unidades inferiores, encontra-se um conglomerado polimítico, com cerca de 2m de espessura, matriz-suportado com clastos de metagrauvaques, quartzovaques, filitos cinzentos e negros listrados e matriz areno-siltítica. Os calhaus grauvacóides são geralmente bem rolados enquanto que os de filitos apresentam aspecto anguloso. Estes clastos são nitidamente elementos litificados provenientes da unidade subjacente. Os elementos deste conglomerado, na região de Freitas, atingem na sua maior dimensão cerca de 10cm.

MB. Horizonte de granularidade siltítica, de cor bege e de natureza vulcânica (tufito), com 2m de espessura, apresentando intercalações finas e lenticulares de material mais grosseiro, por vezes microconglomerático, com clastos de filitos e quartzo. A matriz é predominantemente sericítica.

MC. Conglomerado maciço, clasto-suportado, com cerca de 20m de espessura onde predominam os elementos de filitos, alguns deles listrados, ocorrendo também elementos grauvacóides de grandes dimensões (20cm x 12cm) e raras vezes de quartzo leitoso filoniano de contornos ângulosos a sub-angulosos.

MD. Sequência com cerca de 3m de espessura, constituída por leitos de material de natureza vulcânica siliciosa de cor bege, microconglomerático clasto-suportado na base e com alternâncias de leitos mais finos de natureza siltítica e matriz geralmente sericítica. Para o topo desta

sequência predomina o material mais fino apresentando, em alguns locais, estruturas sedimentares do tipo estratificação oblíqua de baixo ângulo. É notória a mistura de materiais do tipo "tephra" com sedimentos terrígeno-clásticos.

ME. Conglomerado polimítico, clasto-suportado a matriz-suportado, de aspecto maciço, com cerca de 50m de espessura, constituído por elementos de grauvaques, quartzito, filitos cinzentos, rochas vulcânicas ácidas (riolitos?) e quartzo leitoso, por vezes de grandes dimensões (30cm x 20cm). Os clastos apresentam contornos arredondados, com excepção dos de quartzo que são geralmente angulosos a subangulosos. A matriz é metarenítica a siltítica rica em sericite. Por vezes, ocorrem leitos decimétricos de material arenoso envolto numa matriz siltítica e sericítica com características vulcano-sedimentares e variações laterais de espessura. Em alguns locais foram observadas massas deste conglomerado de dimensões variáveis (10-40cm), com exfoliação em bolas, impregnado e recristalizado, numa fase de pré-litificação do sedimento, por um magma de composição básica (COKE *et al.*, 1995b) muito semelhante ao que originou a bolsada lenticular encontrada junto ao contacto com a Fm. de Desejosa e acima referido.

MF. Horizonte de material fino, de natureza vulcano-sedimentar, semelhante a **D**, mais fino na base e arenítico no topo, com matriz siltítico-sericítica. Este nível tem uma espessura aproximada de 2m.

MG. Conglomerado de constituição muito semelhante a **E**, com 50 metros de espessura, e ocorrências mais frequentes de leitos centimétricos a decimétricos de

material siltítico. O calibre dos calhaus diminui para o topo sendo agora mais frequente a presença de elementos de quartzo leitoso filoniano com dimensões médias de 3cm x 4cm.

MH. Sequência de material de natureza vulcano-sedimentar com cerca de 1m de espessura, constituída por alternâncias de material arenítico grosseiro com níveis de natureza siltítica e matriz geralmente sericítica. Esta sequência constitui o topo do Conglomerado de Bojas.

MI. No seu conjunto esta unidade é constituída por um conglomerado polimítico grosseiro de "fabric" clasto-suportado, com matriz metarenítica a quartzo-filítica, apresentando algumas intercalações de bancadas métricas de material vulcano-sedimentar fino, por vezes micro-conglomerático a conglomerático e, neste caso, com "fabric" matriz-suportado e de matriz essencialmente sericítica. Alguns destes níveis de material mais fino apresentam estratificação oblíqua de baixo ângulo.

MJ. Os clastos do conglomerado junto ao contacto com a Fm. de Desejosa, são geralmente rolados a bem rolados e de composição essencialmente grauvacóide, embora ocorram também clastos de filitos cinzentos, alguns dos quais listrados, de aspecto anguloso, que correspondem a elementos litificados da unidade subjacente. À medida que nos afastamos da base, os clastos passam de subrolados a subangulosos.

Quinta do Cuco (Moncorvo)

Num corte recente em afloramento bem exposto, resultante da abertura de

socalcos, observamos a seguinte sequência (figura 3):

CA. Fm. de Desejosa, com características muito semelhantes às atrás descritas para a região do Marão, onde as estruturas sedimentares mais frequentes são a estratificação gradada, laminação paralela e figuras de carga, sendo raras as ocorrências de laminações oblíquas ou convolutas.

CB. Metarenito grosseiro, de matriz metapelítica, com 60 cm de espessura.

Figura 2. A presença de grãos de quartzo com os bordos corroídos misturados com outros de contornos angulosos e cristais de plagioclase revela uma rocha imatura de natureza vulcano-sedimentar.

CC. Conglomerado matriz-suportado, com 14m de espessura, apresentando esparsos clastos de filitos cuja maior dimensão ronda 1-2cm, envoltos numa matriz metarenítica a metassiltítica. Os grãos de quartzo têm forma irregular. A observação em lâmina delgada de algumas amostras deste horizonte permitiu identificar cristais de quartzo, alguns de forma irregular e angulosos, outros arredondados, cristais de plagioclases irregulares com bordos corroídos (figura 2), inclusos em agregados finos de mica branca, mais raramente biotite verde e clorite, onde se reconhecem ainda minerais opacos, feldspatos e rara turmalina de cor verde. Alguns níveis (geralmente lenticulares) apresentam abundantes clastos líticos, de dimensões variáveis, cujo achatamento define uma foliação, inclusos numa matriz de aspecto tuítico. A foliação interna apresentada por alguns dos clastos é coincidente com a foliação mais evidente da rocha, definida pelo alinhamento das micas e estiramento dos clastos. Os clastos

líticos são essencialmente de quartzovaques, filitos negros grafitosos, metassiltitos, vulcanitos ácidos e filitos listrados. Os raros clastos de quartzo têm características de quartzo filoniano.

CD. Metassiltitos cinzento-acastanhados com 1m de espessura.

CE. Conglomerado polimítico, matriz-suportado, com 15m de espessura, constituído por clastos de metagrauvaques, filitos negros e psamitos, envoltos numa matriz metarenítica.

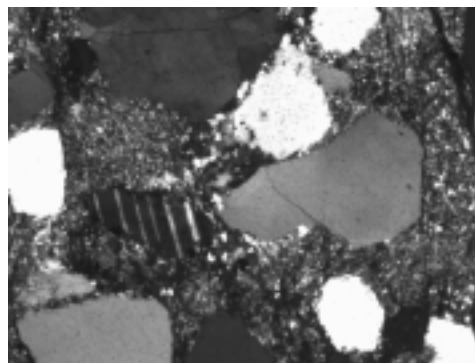


Figura 2. A presença de grãos de quartzo com os bordos corroídos misturados com outros de contornos angulosos e cristais de plagioclase revela uma rocha imatura de natureza vulcano-sedimentar.

CF. Filitos cinzentos, com intercalações lenticulares milimétricas de filitos negros, com espessura aproximada de 6m.

CG. Conglomerado polimítico, de matriz metassiltítica a metarenítica e clastos de filitos negros metagrauvaques e metaquartzitos, com intercalações lenticulares decimétricas de micro-conglomerados com clastos quartzosos. A sua espessura é de 3m.

CH. Conglomerado polimítico, clasto-suportado, com espessura de 3m e constituído por clastos de quartzo, filitos negros, filitos cinzentos, psamitos e intercalações lenticulares de metarenitos suportados por uma matriz sericítica de aspecto tuítico.

CI. Conglomerado com 1m de espessura, de "fabric" matriz-suportado, constituído por clastos de filitos negros e clastos de metagrauvaques, envoltos numa matriz sericítica.

CJ. Conglomerado com 4m de espessura, de "fabric" matriz-suportado, constituído por raros clastos de filitos negros e clastos de metagrauvaques envoltos numa matriz pelítica..

CK. Sequência constituída por:

- conglomerados com estratificação gradada (0,5m de espessura) de fabric clasto-suportado na base passando a matriz-suportado, com abundantes clastos de filitos,

- vulcanitos (0,5m de espessura) constituídos por metarenitos de matriz sericítica e

- filitos cinzento escuros (1m de espessura).

Esta sequência repete-se 3 vezes, tornando-se mais fina para o topo.

Em síntese, a passagem ao Ordovício faz-se de forma aparentemente gradual, onde é notório o paralelismo entre os níveis abaixo e acima da desconformidade. Sobre põe-se à Fm. de Quinta da Ventosa (REBELO, 1983), constituída por alternâncias de conglomerados polimíticos de "fabric" clasto-suportado, e matriz sericítica. Na sua base é rica em elementos filíticos, alguns dos quais listrados, níveis de material de natureza vulcano-sedimentar,

de cor beije, e níveis de filitos e metassilitos, por vezes espessos.

Serrinha (Eucísia)

O topo da Fm. de Desejosa, à semelhança do que acontece na região do Marão, apresenta-se bastante silicioso com uma forte predominância dos níveis grauvacóides e siltíticos. Estes são geralmente desorganizados, evidenciando bioturbação e, em algumas situações, estruturas do tipo "slump".

SA. Imediatamente acima da Fm. de Desejosa ocorre um conglomerado, com espessura de 3m, de "fabric" matriz-suportado com clastos de grauvaques rolados a bem rolados, de quartzo sub-angulosos a bem rolados e de filitos de aspecto listrado, raramente ultrapassando os 2cm e envoltos numa matriz pelítica na base, passando a metarenítica fina a sericítica para o topo. Os clastos de quartzo cuja dimensão oscila entre os 2 e 6cm desaparecem para o topo da bancada. A observação em lâmina delgada evidenciou uma foliação definida pela orientação das micas brancas e achatamento dos cristais de quartzo, cortada por outra onde recristalizaram micas brancas e quartzo e se concentram óxidos. A textura é clástica, de aspecto arenítico, definida por grãos de quartzo monocristalinos, que raramente ultrapassam 1mm, de bordos irregulares e curvos ou angulosos, frequentemente estirados e com forte extinção ondulante. Alguns grãos apresentam bordos irregulares/corroidos ou com contactos de reacção com a mica branca. A matriz é constituída essencialmente por mica branca e quartzo, com rara biotite e minerais opacos, finamente cristalizados. Ocorre,

esporadicamente, zircão em cristais idiomórficos.

SB. Horizonte metarenítico com *Skolithos*, de cor beije e matriz sericítica, compreendendo lentículas micro-conglomeráticas. A espessura desta bancada é 2m.

SC. Nível com 7m de espessura de quartzitos impuros de cor beije a cinzento-avermelhado para o topo e aspecto maciço. Os planos de clivagem no topo apresentam óxidos de ferro.

SD. Sequência com 6m de espessura, constituída por níveis decimétricos (15-20cm) de quartzitos com *Skolithos* alternantes com níveis centimétricos de siltitos sericíticos.

SE. Vulcanitos básicos, de cor cinzento-esverdeada e aspecto maciço com cerca de 20m de espessura. Nas zonas mais deformadas apresenta foliação definida pelo estiramento dos minerais, concordante com a foliação da rocha encaixante. Apresentam textura microgranular afírica. Os cristais raramente atingem dimensões de 1mm. Os minerais mais abundantes são: plagioclase, anfíbola incolor e carbonatos. Em quantidades subordinadas ocorrem clorite, quartzo, magnetite, ilmenite, leucoxena e apatite. As plagioclases apresentam-se saussuritizadas de forma variável, cedendo lugar a agregados de calcite, epídoto e, por vezes, uralite. Ocorrem ainda agregados de calcite e tremolite que podem corresponder a produtos de alteração de um mineral

anterior, possivelmente uma piroxena. Embora a rocha, nos domínios menos deformados, mantenha a textura ígnea, a sua composição mineralógica corresponde a uma paragênese metamórfica de fácies

dos xistos verdes. A composição química destas rochas corresponde a um basalto.

SF. Sequência com mais de 10m de espessura constituída por alternâncias centimétricas a decimétricas de filitos e psamitos, com aspecto semelhante à Fm. de Desejosa.

No geral, a passagem ao Câmbrico/Ordovício faz-se de forma aparentemente gradual, iniciando-se o Ordovício por uma sequência constituída por um conglomerado basal matriz-superado, com cerca de 6m de espessura, passando a alternâncias de quartzitos impuros, tufitos, e filitos aos quais se sobrepõe um nível espesso de vulcanitos básicos seguindo-se uma sequência de alternâncias de filitos e psamitos (figura 3).

S. Gabriel (Castelo Melhor)

A Fm. de Desejosa nesta região apresenta o seu aspecto listrado característico conferido por uma sequência espessa de alternâncias centimétricas de filitos e metassiltitos. A passagem ao Ordovício faz-se de forma aparentemente gradual. Verifica-se um aumento generalizado da componente siliciosa traduzido por variação de tonalidade para colorações mais esbranquiçadas. Para o topo, os níveis de filitos tornam-se mais claros face ao enriquecimento em sericite e quartzo e diminuem de espessura, enquanto que os níveis de metassiltitos se tornam dominantes, aumentando de espessura e passando a arenitos no topo da sequência. Alguns níveis têm cor branca, são macios ao tacto e apresentam aspecto pulverulento.

A observação em lâmina delgada de uma amostra desta sequência mostrou

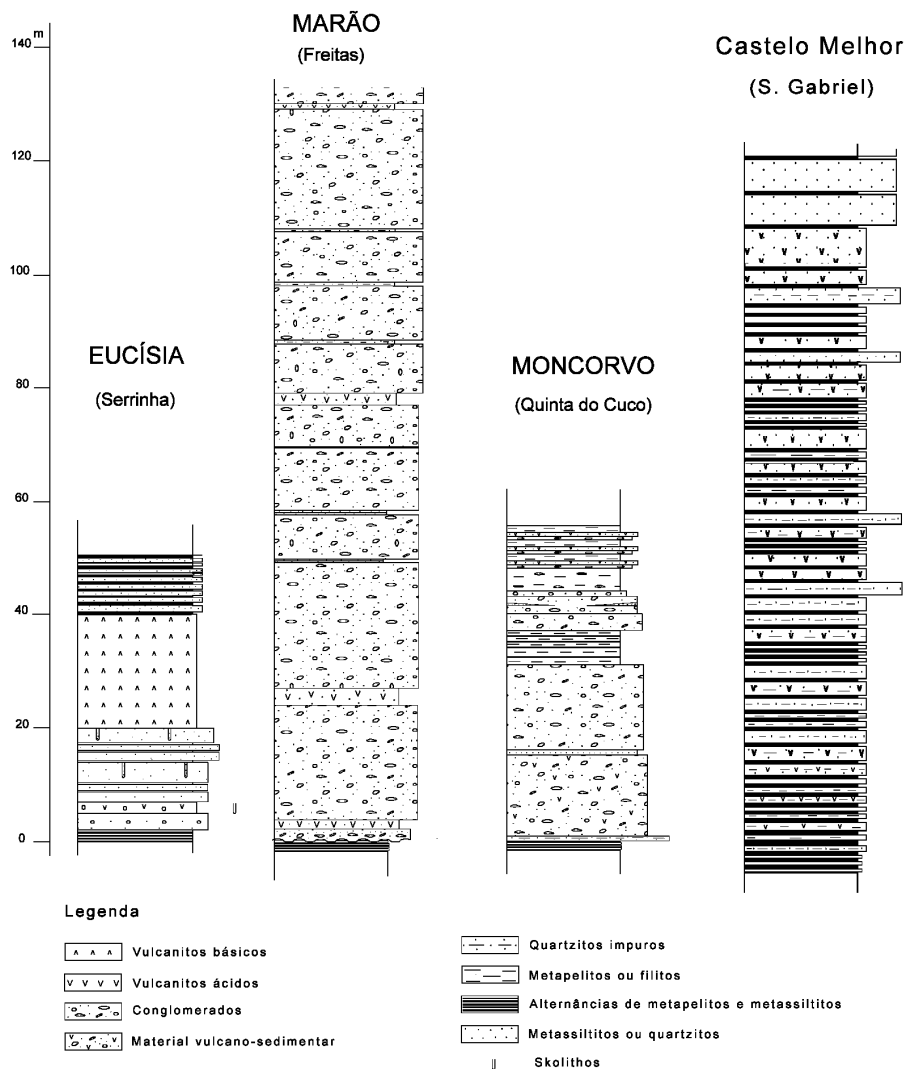


Figura 3. Colunas litoestratigráficas referentes aos cortes efectuados na transição Câmbrico/Ordovícico da região NE da Zona Centro Ibérica.

alinhamento dos minerais opacos e orientação das micas, definindo uma foliação S_1 , fortemente deformada por uma clivagem posterior, $S_{(1+x)}$, com recristalização de

quartzo, opacos e de mica branca. As rochas são predominantemente constituídas por grãos de quartzo irregulares e angulosos, por vezes alongados, que rara-

mente atingem 0,1mm, incluídos numa matriz onde predomina mica branca (sericite), finamente cristalizada. Reconhecem-se ainda disseminações de pequenos grãos de minerais opacos que, quando se concentram, definem bandas milimétricas de cor mais escura. Dispersos pela rocha, ocorrem também cristais de turmalina verde-acastanhada de dimensões variáveis, que podem atingir 0,2mm, e cristais matriciais de moscovite.

DISCUSSÃO

A atribuição de idades às formações baseou-se unicamente em critérios relacionados com o seu contexto litoestratigráfico - acima do Grupo do Douro (SOUZA, 1982) e abaixo dos quartzitos do Arenigiano - para além do tipo de contacto observado. Perante este contexto, pensamos que a discordância ou desconformidade separa o Câmbrico do Ordovício, iniciando-se este com uma sequência de natureza vulcano-sedimentar de idade Tremadociana.

Em todos os afloramentos onde foi possível observar a passagem do Câmbrico para o Ordovício registamos níveis de material vulcano-sedimentar, não imediatamente em contacto com a Fm. de Desejosa mas cerca de 1-2m acima. O carácter vulcanoclástico silicioso das rochas observadas está bem documentado nas várias colunas litoestratigráficas examinadas, sendo a espessura relativa dos diferentes níveis função da taxa de acumulação de cinzas, quer transportadas para a bacia juntamente com outros sedimentos (tufitos - Marão, Eucísia e Moncorvo) quer depositadas directamente na bacia, sem

transporte prévio aparente (tufos e tufitos - Castelo Melhor).

No ramo S da Serra do Marão, foram observados corpos intrusivos de natureza básica "impregnando" conglomerados num estádio anterior à sua litificação (COKE *et al.*, 1995b, 1999), sugerindo uma idade Tremadociana para o evento. Em Eucísia, identifica-se um horizonte espesso (cerca de 20m) de vulcanitos de composição basáltica, com o mesmo padrão de deformação das unidades encaixantes, correspondendo muito provavelmente a uma escoada básica ocorrida durante o Tremadociano.

O local onde se registou a ocorrência de turbiditos de baixa densidade e ausência de discordância e conglomerados (Castelo Melhor) sugere ambientes de maior profundidade onde não terá havido interrupção na sedimentação.

Nos locais onde a base do Ordovício se inicia por litologias conglomeráticas (Marão, Eucísia e Moncorvo), observam-se clastos de filitos listrados, nitidamente da formação subjacente (Fm. de Desejosa), sugerindo a existência de algumas áreas emersas no final do Câmbrico.

A ocorrência de conglomerados polimíticos brechóides com clastos pouco trabalhados, alguns de grandes dimensões, aponta para uma situação de depósitos de base de talude, muito provavelmente relacionados com escarpas de falha resultantes de movimentos isostáticos de "up-lift" síncronos da deposição, hipótese já sugerida por outros autores (McDOUGALL *et al.*, 1987; RIBEIRO *et al.*, 1991; OLIVEIRA *et al.*, 1992).

A existência de desconformidade nuns locais e de discordância noutros, associada

a um dobramento amplo das formações do Câmbrico, parece confirmar a ideia da existência de uma inversão tectónica no final deste período, assegurando a passagem de um regime distensivo para outro compressivo (RIBEIRO *et al.*, 1991).

A existência de clastos de vulcanitos ácidos, aliada à ocorrência de grandes quantidades de plagioclases no sedimento (Moncorvo), parece sugerir uma relativa proximidade à fonte emissora. Colocando a hipótese destes detritos resultarem de um soco de natureza granítica em desmantelamento, correlacionável com os ortogneisses de Miranda do Douro (que eventualmente se encontrariam hoje debaixo dos metasedimentos paleozóicos mas que à data poderiam aflorar?), a presença de clastos de vulcanitos ficariam por explicar, a menos que estes fossem atribuíveis a fragmentos de riólitos, contemporâneos ou não do corpo granitóide. Outra hipótese seria correlacioná-los com os gneisses de *Cardoso* localizados na serra de Guadarrama (Espanha) a ESE, descritos como uma rocha vulcânica ou vulcano-sedimentar com características explosivas (de tipo igninbrítico - VAQUERO *et al.* 1997). Esta hipótese levanta, no entanto, um problema relacionado com a cronologia relativa dos diversos eventos vulcânicos e sedimentares. Com efeito, os gneisses de *Cardoso* foram recentemente datados pelo método U-Pb, sendo-lhes atribuída uma idade concordante de 480 ± 2 Ma, (VAQUERO *et al.*, 1997), isto é, Arenigiano alto, o que implicaria que a discordância "Sárdica" passasse a ser considerada correlativa da base do Arenigiano e que a Fm. de Desejosa fosse, muito provavelmente, de idade Tremadociana?!. As

idades anteriormente obtidas por WILDBERG *et al.* (1989) com base no mesmo método e considerando a intersecção inferior de fracções de zircão discordantes, colocam, contudo, os gneisses de *Cardoso* em 540 ± 30 Ma. Face a esta discrepância de idades absolutas e tendo em conta as colunas litoestratigráficas explicitadas anteriormente, pensamos que não será de todo descabida a idade aproximada de 500 Ma para o vulcanismo que ocorre no Ordovícico Inferior.

Os dados de campo e as datações efectuadas, quer no Domínio Olho de Sapo, Serra de Guadarrama (WILDBERG *et al.*, 1989; VIALETTE *et al.*, 1986, 1987; LANCELOT *et al.*, 1985; GEBAUER *et al.*, 1993 e VAQUERO *et al.*, 1996; 1997) e Miranda do Douro (LANCELOT *et al.*, 1992), quer mesmo nos pórfiros graníticos da região de Mação (MENDES, 1967/68; ABRANCHES *et al.*, 1981/82), apontam para uma actividade ígnea escalonada no tempo, traduzida por vários episódios que terão ocorrido desde o Câmbrico Superior até ao Ordovícico Médio a Superior. No entanto, não é de excluir a possibilidade da existência de vulcanismo ácido no Arenigiano, aliás, já assinalado a N de Moncorvo, no cabeço da Mua, num horizonte conglomerático intercalada em quartzitos com ferro, cujos clastos são maioritariamente de vulcanitos ácidos, e no bordo SW da Zona Centro Ibérica na região de Mação (ROMÃO *et al.*, 1999), onde o porfiro granítico de Mação-Penhascoso intrui a base dos quartzitos arenigianos.

A possibilidade de considerarmos a discordância "Sárdica" de idade Arenigiana não é de admitir do ponto de vista da

deformação pois a distribuição das lineações de intersecção registadas nas formações abaixo e acima dela é distinto, observando-se uma maior dispersão destas abaixo da discordância, denunciando um dobramento anterior.

Os vários níveis tufíticos sugerem a ocorrência de vários episódios vulcânicos durante o Ordovício Inferior. Se a sua importância relativa for passível de correlação com a espessura dos níveis, então os primeiros eventos são indubitavelmente os mais importantes.

CONCLUSÕES

Em todas as situações observadas, o televulcanismo foi sempre observado acima da descontinuidade estratigráfica que separa o Câmbrico do Ordovício.

O vulcanismo básico, menos notório, parece ser posterior ao vulcanismo ácido,

pois afecta horizontes conglomeráticos acima dos primeiros níveis de tufitos.

As observações efectuadas são globalmente compatíveis com o modelo proposto por RIBEIRO *et al.* (1991) para a evolução da ZCI, o qual preconiza a formação e preenchimento de um rift intracratónico, limitado por falhas activas seguido de uma inversão tectónica precoce em transpressão direita no Proterozóico Superior-Câmbrico, seguido da compressão Varisca em transpressão esquerda, perpendicular ao eixo do fosso (responsável quer pelo desencadear de vulcanismo bimodal, quer pelo desenvolvimento de dobras de comprimento de onda amplo, sem produção de clivagem). Este tectonismo sindeposicional estaria na origem do rejogo de falhas, com movimentações isostáticas associadas, controlando consequentemente a sedimentação. O quadro estrutural acima referido explicaria (figura 4):

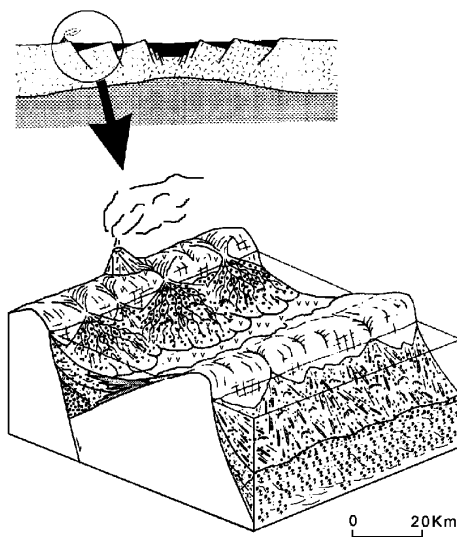


Figura 4. O tectonismo sin-deposicional associado a um provável *rift* intracratónico seria o responsável pelo rejogo de falhas com as movimentações isostáticas e pelo controle da sedimentação. (Adaptado de HOFFMAN *et al.*, 1974 e SURLYK, 1990).

Σ a passagem brusca através de discordância angular ou disconformidade com erosão das partes emersas que iriam fornecer os clastos listrados pertencentes a sedimentos recém-litificados,

Σ a mistura de sedimentos grosseiros com vulcanoclastitos,

Σ o desenvolvimento de cones de detritos de base de talude, leques aluviais, fluvio-marinhos, fluvio-deltáicos ou submarinos (McDOUGALL *et al.*, 1987; OLIVEIRA *et al.*, 1992),

Σ as sequências mais ou menos espessas de conglomerados brechóides da base do Ordovícico, e

Σ a passagem gradual, observada em S. Gabriel, que corresponderia a áreas imersas de maior profundidade e mais distantes do litoral.

AGRADECIMENTOS

O trabalho de campo realizado foi parcialmente financiado pelo projecto TEC-TIBER-PRAXIS/2/2.1/CTA/353/94 da JNICT. Os autores agradecem aos Profs. Drs. Rui Dias da Univ. de Évora e António Mateus da Fac. Ciências da Univ. de Lisboa las inúmeras sugestões apontadas na realização deste trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- ABRANCHES, M. C. B. & CANILHO, M. H., (1981/82). Determinações de idade pelo método do Rb/Sr de granitos antigos portugueses. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, **24**: 17-32.
- COKE, C.; DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993). Variscan Deformation in the Marão Region (Centro-Iberian Autochthon) In: Comun. *XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Univ. Évora., Portugal. **1**: 77-88.
- COKE, C.; PIRES, C. A. C. & RIBEIRO, A. (1995a). Ocorrência de corpos intrusivos de composição ácida na base do Ordovícico da Serra do Marão (Autóctone da Zona Centro Ibérica). In : Rodrigues Alonso & Gonzalo Corral (Eds). *Comunicaciones XIII Reunion de Geologia del Oeste Peninsular, Reunion anual del PICG-319 e Encuentro Regional del PICG-320*. Salamanca, pp.: 49-53.
- COKE, C.; PIRES, C. A. C. & SOUSA, M. B. (1995b). A Base do Ordovícico no autóctone da Serra do Marão e sua relação com o Câmbrico. In: Rodriguez Alonso, M. D. y Gonzalo Corral, J. C. (Eds.) *XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Caracterización y evolución de la cuenca Neoproterozoico-Cámbrica en la Península Ibérica / PICG*, pp.: 319-320. Salamanca, pp.: 54-58.
- COKE, C.; GOMES, M. E. P. & RIBEIRO, A. (1999). Contribution for the study of the early ordovician bimodal volcanism from the Marão mountain, Northern Portugal. *J. Conf. Abs.* **4**: 1007.
- CRAMEZ, C. (1962). Contribuição para o conhecimento da petrografia de Trás-os-Montes. *I. Bol. Soc. Geol. Port.*, **14**: 171 - 178.
- GEBAUER, D.; MARTÍNEZ-GARCÍA, E. & HEPBURN, J. C. (1993). Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *1993 Boston GSA annual meeting, abstracts with programs*, p.: 342.
- HOFFMAN, P.; DEWEY, J.F. & BURKE, K. (1974). Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a proterozoic example from great slave lake, Canada. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation (R.H.Dott Jr. & R.H.Shaver (Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Mem.*, **19**: 38-55.
- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A. & IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1985). Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**: 325-337.
- McDOUGALL, N.; BRENCHELEY, P. J.; REBELO, J. A. & ROMANO, M. (1987). Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.* **124** (4): 347-359.
- MENDES, F. (1967/68). Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Facul. Ciênc. Lisboa*, **11** (1): 155.
- OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J. M., YOUNG, T. & ROMANO, M. (1992). O Paleozoico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. Gutiérrez Marco, J., Saavedra, & Rábano, I (Eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, pp.: 359-375.
- PEREIRA, E. (1987). *Estudo geológico estrutural da região de Celorico de Bastos e sua interpretação geodinâmica*. Tese de doutoramento Fac. Ciências Univ. de Lisboa, 274 p.
- REBELO, J. A. (1983). Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal-Região de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **XX**: 263 - 267.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. de Portugal. Mem.* **24**: 168.
- RIBEIRO, A.; CRAMEZ, C.; SILVA, L. E. & MACEDO, J. (1962). Nota sobre a geologia da Serra do Marão. *Bol. Soc. Geol. Port.*, **14**: 151 - 170.
- RIBEIRO, A.; SILVA, J. B; DIAS, R.; PEREIRA, E.; OLIVEIRA, J. T.; REBELO, J.; ROMÃO, J. & SILVA, A. F. (1991). Sardinian inversion tectonics in the Centro-Iberian Zone. *III Congresso Nac. Geol. Resumos*. Coimbra, p.: 71.
- ROMÃO, J. & RIBEIRO, A. (1999). Novos Dados sobre a posição estratigráfica e estrutural do magmatismo pré-orogénico na Região de Mação (bordo SW da Zona Centro Ibérica). *Livro de Actas da 5ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica*. UTAD, pp.: 75-82.
- SILVA; A. F. & RIBEIRO, M. L. (1991). *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Notícia

- explicativa da folha 15-A Vila Nova de Foz Côa.* Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 52 p.
- SILVA, A. F. & RIBEIRO, M. L. (1994). *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 15-B Freixo de Espada à Cinta.* Departamento de Geologia. Instituto Geológico e Mineiro Lisboa. 48 p.
- SOUSA, M. B. (1982). *Litoestratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovício - Grupo do Douro (Nordeste de Portugal).* Tese de doutoramento. Universidade de Coimbra. 222 pp.
- SURLYK, F. (1990). Mid-Mesozoic syn-rift turbidite systems: controls and predictions. In: *Correlation in Hydrocarbon Exploration* (Ed. Collinson, J. D.) Norwegian Petrol. Society, Graham & Trotman, London, pp.: 231-241.
- VAQUERO, P. V. & DUNNING, G. R. (1997). Magmatismo "Sardico" Arenig en el Domínio del Olo de Sapo de la Zona Centro Ibérica: Nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. In : C. Pires, E. Gomes & C. Coke (Coord.) *Comunicações da XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Reunião anual do PICG-376. SDE - UTAD.* Vila Real, pp.: 265 - 270.
- VAQUERO, P. V.; DUNNING, G. R.; HERNÁIZ HUERTA, P. P.; ESCUDER VIRUETE, J. & RODRÍGUEZ FÉRNANDEZ, R. (1996). La extensión sin-colisional en la Zona Centro Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, **20** (4): 883-886.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FÚSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1986). Orogenic granitic magmatism of pre-Hercynian age in the Spanish Central System (S.C.S.). *Terra Cognita*, **6** (2): 143.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FÚSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1987). Geochronological study of ortogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *N. Jb. Miner. Mh*, **10**: 465-479.
- WILDBERG, H. D. H.; BISCHOFF, L. & BAUMANN, A. (1989). U-Pb ages of zircon from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contr. Mineral. Petrol.*, **103**: 253-262.