

CARTA GEOMORFOLÓGICA DO VALE DO CÔA A JUSANTE DE CIDADELHE

A. M. Rochette Cordeiro*

Fernando Rebelo*

RESUMO

Baseando-se em dados estruturais e vestígios morfoclimáticos de origem tropical e subtropical já conhecidos na região, a carta geomorfológica do Vale do Côa a jusante de Cidadelhe representa os depósitos periglaciares, catastróficos e fluviais que permitem salientar a evolução geomorfológica das vertentes locais.

Palavras-chave: Carta Geomorfológica. Vale do Côa. Quaternário.

RÉSUMÉ

Ayant comme base la structure géologique et tout les vestiges morphoclimatiques d'origine tropicale et subtropicale déjà connus dans la région, la carte géomorphologique de la vallée du Côa, à l'aval de Cidadelhe, représente les dépôts périglaciaires, catastrophiques et fluviales trouvés sur le terrain. Tout ça permet d'envisager l'évolution quaternaire des versants locaux.

Mots-clés: Carte géomorphologique. Vallée du Côa. Quaternaire.

ABSTRACT

The geomorphological map of the Côa valley, down the river from Cidadelhe, is based on previously gathered structural data as well as on tropical and subtropical morphoclimatic evidences. It shows periglacial, catastrophic and fluvial sediments that indicate the geomorphological evolution of local river slopes in the Quaternary.

Key-words: Geomorphological map. Côa valley. Quaternary.

INTRODUÇÃO

O Projecto de Investigação "O VALE DO CÔA E DOS SEUS AFLUENTES A JUSANTE DE CIDADELHE" resultou de uma solicitação da empresa HIDRORUMO (Grupo EDP) e iniciou-se a 18 de Julho de 1995 tendo como

principal objectivo o estudo da evolução das vertentes de toda essa área ao longo do Quaternário¹.

O facto de um trabalho desta índole necessitar habitualmente de um longo e exaustivo trabalho de campo colocou algumas dificuldades devido à exiguidade do tempo disponível (3-4 meses), para a sua realização, além disso numa área vasta e de difíceis acessos.

*Instituto de Estudos Geográficos. Faculdade de Letras. Universidade de Coimbra.

¹ Além dos autores, trabalharam neste projecto os licenciados em Geografia José A. F. Duarte, Rui F. Figueiredo, Rui M. S. Rocha e o aluno do quarto ano da Licenciatura Orlando J. A. Marinho.

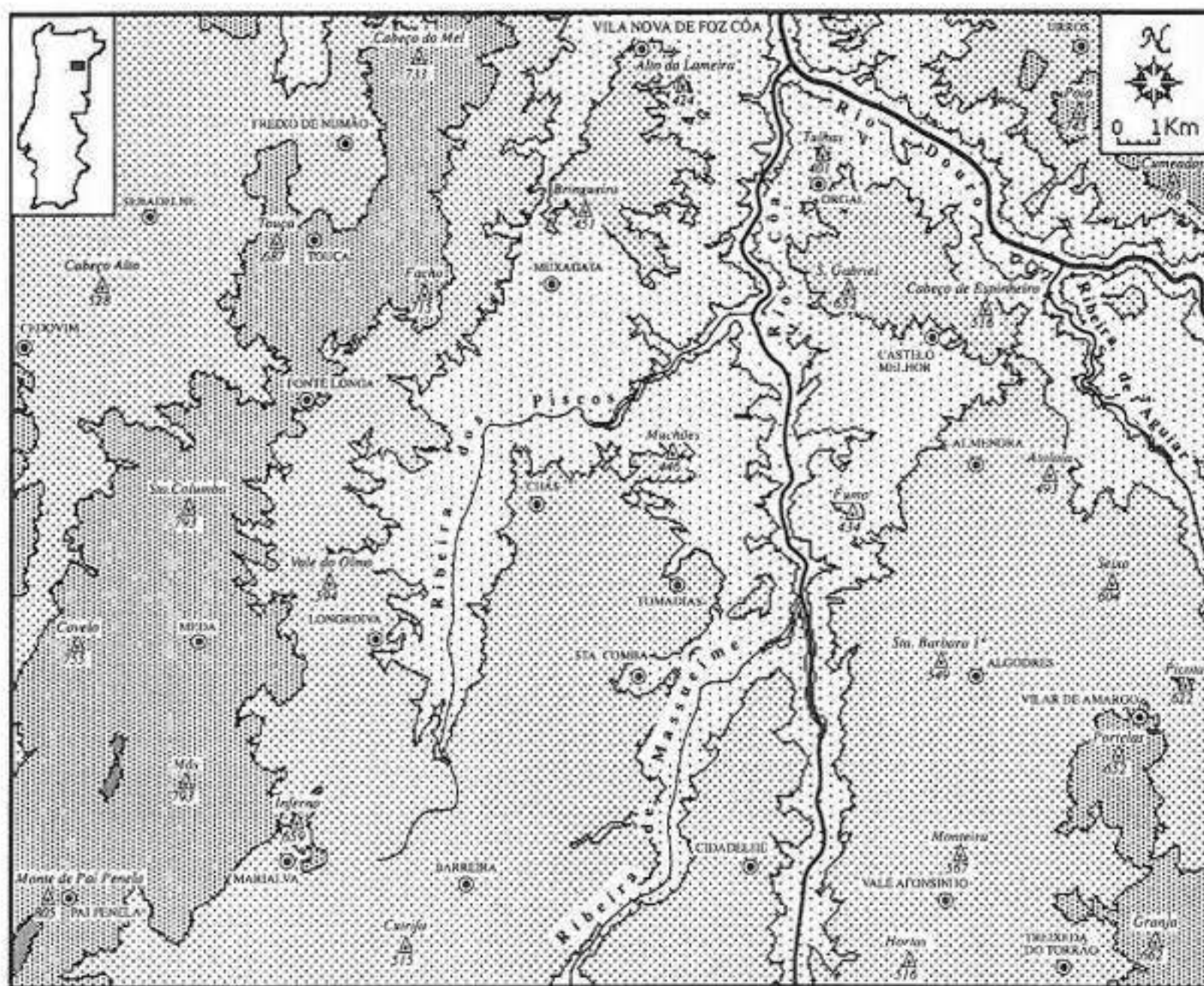
Assim, a pesquisa direccionou-se inicialmente para o conhecimento da área e para a procura dos vestígios morfogenéticos, bem como para a identificação dos processos e dinâmicas a eles associados.

Integrar estes processos e dinâmicas no quadro da evolução paleoclimática do Pleistocénico superior e Holocénico, já conhecido para o Centro e Norte de Portugal, foi o passo seguinte; começou então a compreender-se a história climática e morfológica da região.

A carta geomorfológica que agora se apresenta não deve ser entendida como o ponto de chegada relativamente ao conhecimento da evolução das vertentes do rio Côa e seus afluentes e dos paleo-ambientes que lhes estiveram associados, mas, antes, o ponto da situação actual

dos conhecimentos de um estudo fascinante nos quadros da geomorfologia e da interdisciplinaridade no campo científico em Portugal.

O rio Côa, afluente da margem esquerda do Douro, apresenta a sua bacia hidrográfica, com cerca de 2430 km², totalmente delimitada em território português. Faz um percurso de quase 140 Km desde a nascente, na Serra das Mesas, a uma altitude de praticamente 1100 metros, até à foz, perto de Vila Nova de Foz Côa, sendo alimentado por diversos afluentes, os mais importantes dos quais se apresentam pela margem esquerda (Fig. 1).



LEGENDA:

- Até 200 m
- 200 a 400 m
- 400 a 600 m
- 600 a 800 m
- mais de 800 m
- Povoações
- Vértices geodésicos
- Linhas de água

Fig. 1 - Vale do Côa a jusante de Cidadelhe - Esboço hipsométrico e de localização.

No seu conjunto, a bacia do Côa desenvolve-se sobre a mais extensa forma aplanada do território peninsular - a Meseta - adaptando-se simultaneamente ao basculamento para NW da Malcata até ao Douro e à tectónica de fractura que determina em grande parte o traçado do rio principal e de alguns dos seus afluentes.

A área da carta geomorfológica integra-se, portanto, no Centro-Norte interior de Portugal, num espaço que confronta a Norte com o vale do Douro, a Oriente com o território espanhol, a Ocidente com o Planalto da Nave, a Sudoeste com a Cordilheira Central e a Sul com a serra da Malcata.

A análise atenta da carta de declives de todo este conjunto do Centro-Norte interior (Fig. 2) mostra-nos uma predominância esmagadora das classes de declives mais baixos (0 a 15 %). As áreas com maiores declives encontram-se respectivamente a Ocidente, nas cabeceiras das redes hidrográficas do Mondego e do Zêzere, e a Norte, onde correspondem parcialmente à área em estudo, na incisão do rio Côa (em especial a jusante de Pinhel) e na serra da Marofa.

1. AS BASES ESTRUTURANTES

Do ponto de vista estrutural, a área de trabalho desenvolve-se na sua totalidade, no sector ocidental da principal e mais velha unidade estrutural da Península Ibérica, o Maciço Hespérico, onde "predominam rochas graníticas e xistosas, há quartzitos e rochas metamórficas diversas e são numerosos os vestígios da acção do ciclo hercínico" (F. REBELO, 1992).

A totalidade da bacia hidrográfica do rio Côa desenvolve-se na Zona Centro-Ibérica (A. RIBEIRO *et al.*, 1979) do Maciço, em terrenos de idade paleozóica ou mesmo anteriores, cobertos pontualmente por depósitos mais recentes. Devido à sua antiguidade, estes materiais foram, ao longo dos tempos geológicos, sofrendo os efeitos das diversas crises orogénicas, cujo resultado foi sendo continuamente modificado pela acção incessante dos agentes de geodinâmica externa.

1.1. Litologia

Ao nível do substrato rochoso, a área pode-se dividir em dois sectores distintos (Fig. 3): o das rochas metassedimentares (a Norte) e o das rochas eruptivas (a Sul). As primeiras depositaram-se em bacia sedimentar antiga (paleozóica ou mesmo anterior), a qual deveria ocupar todo o Ocidente peninsular, e as segundas, resultantes das grandes intrusões de magma quando da fase compressiva F3 da Orogenia Hercínica, afectaram fortemente as primeiras, desencadeando, por isso mesmo, processos de metamorfismo regional e de contacto.

As rochas metassedimentares do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico foram estudadas por B. SOUSA (1982) na área de S. João da Pesqueira. Como se comprovou em estudos posteriores, as características desta formação mantêm-se ao longo de todo o vale do Douro, prolongando-se mesmo para Espanha (SILVA e RIBEIRO, 1991).

Na área em estudo, e de acordo com a terminologia utilizada por aquele autor, podem-se distinguir, a Norte, a "formação de Desejosa", constituída por filitos escuros listrados, resultantes da alternância de níveis de filitos escuros com leitos finos de psamitos esbranquiçados e intercalações de rochas calcossilicatadas (SILVA e RIBEIRO, 1991) e, mais a Sul (já perto do contacto com as rochas eruptivas e com um aumento significativo de biotite), as formações de Pinhão e de Rio Pinhão, constituídas por filitos e quartzofilitos cloríticos com finos leitos de metagrauvaques e metaquartzovaques, magnetite e metacalcários.

Ainda fazendo parte do sector das rochas metassedimentares, pode encontrar-se junto a Castelo Melhor o vestígio de um antigo sinclinal bastante erodido, discordante das formações anteriores, constituído por filitos e metapsamitos da chamada "formação de S. Gabriel" e camadas de quartzito arenigiano. Destacando-se de uma forma evidente na paisagem, mesmo com pequeno significado no que se refere à extensão do afloramento, o conjunto destes materiais ter-se-á apresentado como relevo residual de dureza quando das grandes fases de aplanamento que se manifestaram na região.

Chama-se desde já a atenção para a grande dureza dos quartzitos que, a par dos granitos, se apresentam na área como as rochas mais resistentes à meteorização física.

Para montante, na bacia, sensivelmente a Sul do paralelo de Chãs (embora o limite de contacto com os materiais metassedimentares do "Grupo do Douro" seja bastante irregular), o substrato rochoso é constituído por granitóides hercínicos, que foram considerados, por SILVA e RIBEIRO (1991), como os mais antigos da região: sintectónicos em relação a F3, também os mais antigos da designada "Antiforma Lamego-Penedono-Escalhão". A maior mancha é composta por um granito de grão médio com duas micas — granito da Mêda — podendo ainda distinguir-se deste, numa análise superficial feita em função da dimensão do tamanho do grão, fino, o de Tomadias, e grosseiro, o de Santa Comba.

Atendendo às litofácies observadas no campo por SILVA e RIBEIRO (1991), os granitóides foram diferenciados em cinco conjuntos cronologicamente distintos.

O "granodiorito de Chãs" é a rocha granítica em que foram encontrados alguns dos melhores depósitos ligados ao frio. Este granitóide vai aflorar em duas manchas distintas que se alongam no sentido E-W, uma nas proximidades da povoação de Chãs e a outra a E da depressão da Longroiva. Trata-se de uma rocha granítica de grão fino a médio e composição mineralógica variável, mas com a biotite muito abundante, facto que estará na

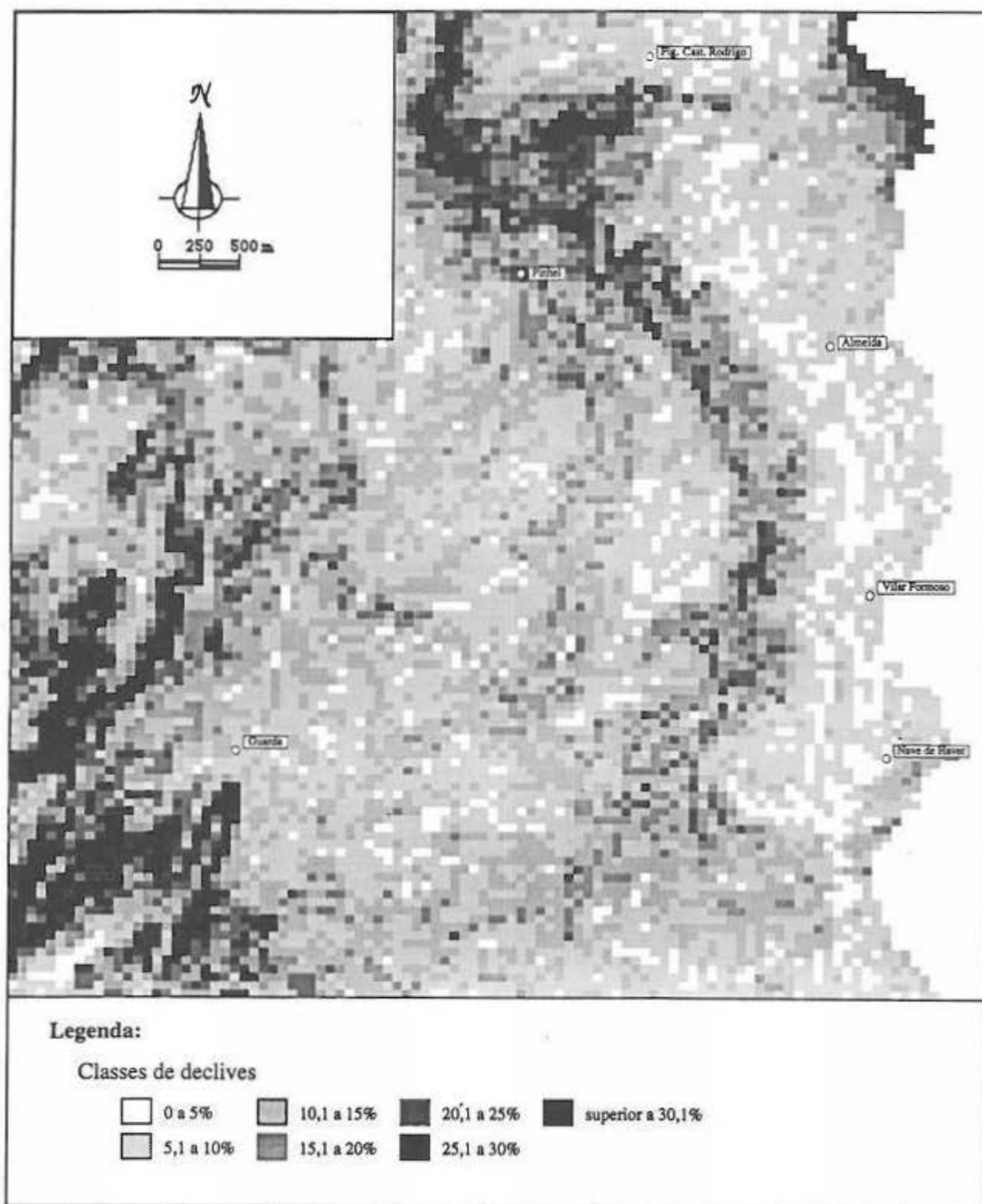
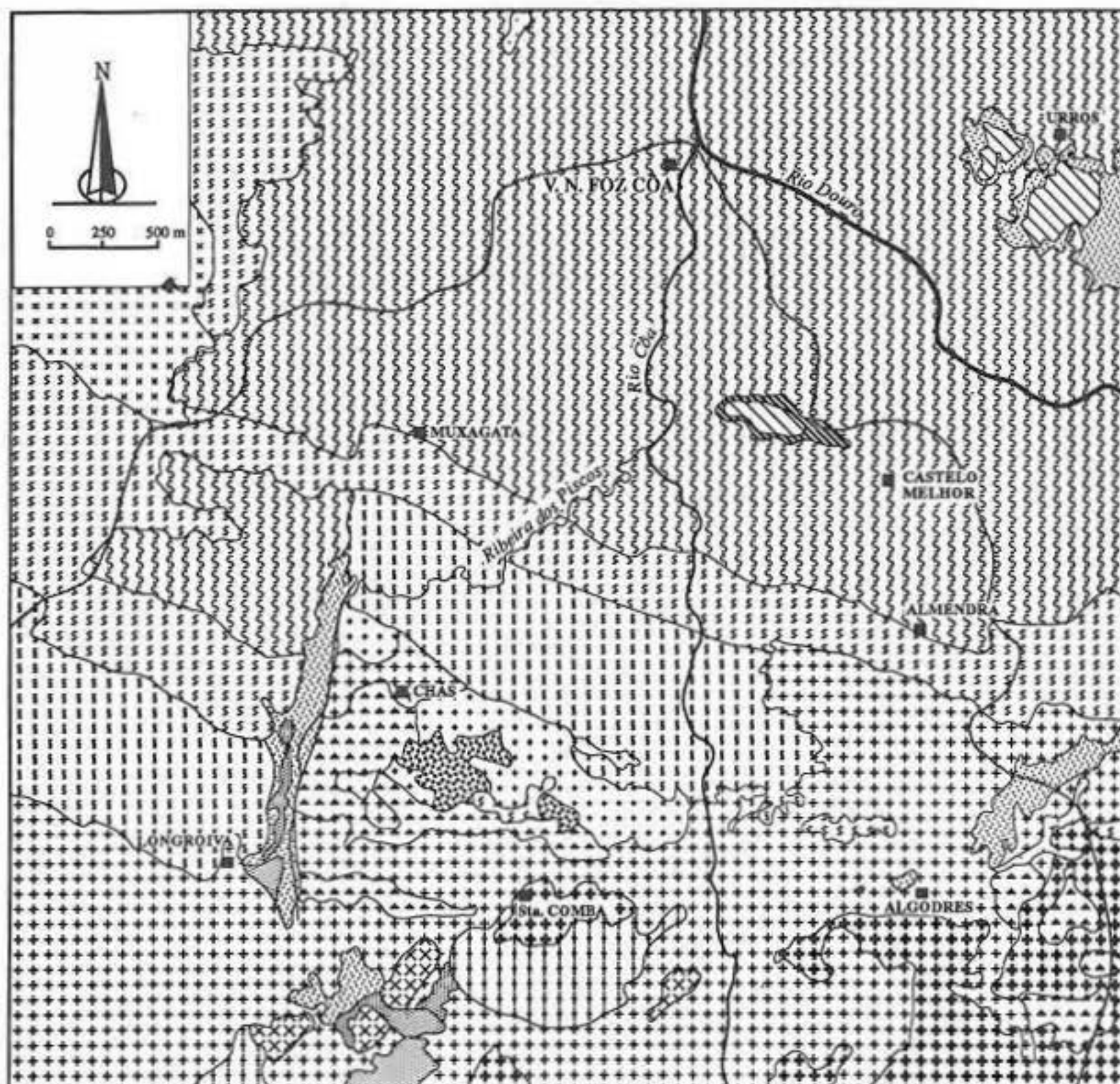


Fig. 2 - Carta de declives médios do Centro-Norte Interior de Portugal.



LEGENDA:

- | | | |
|--|--|--|
| Aluviões | Formação de Desejosa | Granito de Sta. Comba-Algodres (Sintectónicos relat. a F3) |
| Depósitos de vertente | Formação de Pinhão | Granito de Mêda (Sintectónico relat. a F3) |
| Depósitos do tipo raia | Formação de Rio Pinhão | Granito de Tomadías (Sintectónicos relat. a F3) |
| Conglomerados poligénicos de matriz arcósica, argilosa clara | Granito da Quinta do Vale Flor (Tardi a Pós-tectónico relat. a F3) | Granodiorito de Chás |
| Formação quartzítica | Granitos de Freixo de Numão (Pós-tectónico relat. a F3) | Limite da área em estudo |
| Formação de São Gabriel | Granito da R. de Massueime (Sintectónico relat. a F3) | Povoações |

Fig. 3 - Esboço geológico da área em estudo (com base na folha 15-A, esc. 1:50 000).

origem de uma mais fácil alteração em climas quentes. A possível existência de alterites explicará o número significativo de cortes onde as areias, com estrutura provocada pelo gelo no solo, são abundantes em especial na vertente oriental da depressão.

Correspondendo a uma litofácies fina, frequentemente orientada, aflora normalmente nas regiões periféricas ou de cúpula de outros granitóides, o "granito de Tomadías" (SILVA e RIBEIRO, 1991). No sector em estudo, aflora em quatro manchas descontínuas, a maior nas proximidades de Tomadías, a SE de Chãs. A 3 Km a SSE de Santa Comba, existe também um pequeno afloramento deste tipo de granito.

Formando uma espécie de "matriz" que engloba as restantes fácies, o "granito de Mêda" é o granitóide predominante na área em estudo. Trata-se de um granito com fácies bastante homogénea (com excepção da área de Vilar de Amargo, onde possui frequentes xenólitos do granodiorito de Chãs), de cor cinzenta clara, grão médio e duas micas, embora localmente possa apresentar predominio de biotite. Quando analisado ao microscópio, apresenta textura hipautomórfica granular e certa fracturação com suturação dos limites dos grãos. O quartzo é intergranular e abundante e o feldspato ocorre em megacristais de albite e ortoclase. A biotite ocorre algumas vezes alterada para clorite (SILVA e RIBEIRO, 1991).

O "granito de St. Comba-Algodres", que se encontra numa área extensa, mas de contornos muito irregulares, aflora em duas manchas restritas perto de St. Comba, bem como, mais a Sul, nas proximidades do vértice geodésico dos Castelos, e a oriente, na área de Algodres-Vilar de Amargo, apresentando frequentes xenólitos de granodiorito, especialmente nas imediações do contacto com o granodiorito de Chãs. Quartzo, microclina e albite são elementos muito abundantes; das duas micas, a biotite é a mais frequente (SILVA e RIBEIRO, 1991).

Aflorando em várias manchas isoladas, a mais extensa das quais nas proximidades de St. Comba, o "granito da ribeira de Massueime" apresenta características litológicas e texturais semelhantes às do granito de Mêda, distinguindo-se apenas pela presença de megacristais de feldspato e maior percentagem de biotite na matriz.

Para além destes granitos sintectónicos relativos à terceira fase compressiva da orogenia hercínica, podemos ainda encontrar na área estudada da bacia hidrográfica do Côa, granitos tardi ou pós-tectónicos a F3, como é o caso do "granito de Quinta de Vale Flor" (SILVA e RIBEIRO, 1991).

1.2. Tectónica

Associada à litologia, a tectónica é um aspecto primordial na compreensão e interpretação do relevo. A sua influência manifesta-se em primeiro lugar nos dobramentos (tectónica dúctil), ocorridos quando os materiais apre-

sentavam ainda alguma plasticidade de deformação. No entanto, se hoje a influência deste tipo de tectónica foi quase totalmente disfarçada pela acção dos agentes erosivos, o mesmo já não se poderá dizer acerca da tectónica de fracturação que se verificou em função das duas mais importantes fases de tectogénese dos últimos 400 milhões de anos.

Assim, após o término das quatro fases compressivas da orogenia hercínica, durante as quais se verificou a instalação das principais manchas granitóides do Portugal Central e, simultaneamente, se formaram as cadeias montanhosas hercínicas, uma longa fase de relativa acalmia tectónica caracterizou o período compreendido entre o Pérmico e o Neojurássico, motivada pelas características distensivas que levaram à abertura do fosso lusitaniano. Esta foi culminada por uma sequência de fases tectónicas, as quais, no seu todo, são englobadas na designação de tectónica alpina (A. RIBEIRO *et al.*, 1979).

Os diferentes impulsos provocados pela acção da tectónica alpina e por tensões diversas ao longo do Quaternário originaram vários tipos de deformações, denunciadas tanto em função de factos de ordem geológica, como em função de aspectos geomorfológicos: movimentos de grande raio de curvatura, sistemas de *graben* e *horst* em distensão, falhas inversas e desligamentos e alinhamentos de origem imprecisa (A. RIBEIRO, 1984).

Quanto às marcas deixadas pela tectónica na área em estudo, o acidente mais significativo é o desligamento tardi-hercínico Bragança-Unhais da Serra, um dos marcos fundamentais na morfologia do Portugal Central. Com uma direcção NNE-SSW, este acidente veio a ser responsável pelo claro desnivelamento e, por isso, diferenciação entre as superfícies da Meseta e dos Planaltos Centrais, duas das principais unidades morfológicas do Portugal Central.

Na área em estudo, ao longo deste desligamento tectónico, desenvolve-se o "graben" da Longroiva, uma depressão tectónica relacionada com este acidente e preenchida por extensos depósitos terciários (A. B. FERREIRA, 1971 e 1978). De certo modo frequentes junto a estes desligamentos, as depressões de génese tectónica vão ser fundamentais para a compreensão da evolução do relevo anterior ao Quaternário, uma vez que todas elas conservam depósitos então formados.

O "graben" da Longroiva desenvolve-se a Norte dos vales dos Moinhos e Talhado, com uma orientação idêntica à do desligamento. Corresponde a uma depressão delimitada por escarpas graníticas, vigorosas a Leste e a Sul, e por uma vertente xistenta bastante degradada, a Ocidente. A ribeira de Centieiras, que tem uma orientação geral de W-E antes de entrar na depressão, por cotovelo, tem um percurso de NNE-SSW no "graben", do qual sai também por cotovelo, tomando a designação de ribeira de Piscos neste local, passando então a ter a direcção ENE-WSW da fractura que apresenta, inclusivé, prolongamento para o rio Côa.

A influência da tectónica no modelado da área em estudo não se restringe ao desligamento Bragança-Unhais da Serra, uma vez que a importância geomorfológica da fracturação se manifesta também nos sectores rectilíneos dos cursos de água, denotando orientações preferenciais ao longo destas áreas de maior fragilidade: o rio Côa com a direcção preferencial de N-S em todo o sector a jusante de Cidadelhe, até à confluência da ribeira de Piscos, e os diferentes ribeiros com as direcções mais comuns da tectónica da área — NNE-SSW, ENE-OSO, N-S e NO-SE.

2. OS VESTÍGIOS MORFOCLIMÁTICOS TROPICAIS E SUB-TROPICAIS

Os processos morfogenéticos que interferiram ao longo dos tempos geológicos sobre o actual território do Portugal Central são habitualmente diferenciados entre os ligados ao Pleistocénico, com processos relacionados com climas temperados e frios, e os ligados ao Secundário e ao Terciário, quando os processos morfogenéticos típicos de climas quentes eram os predominantes.

Se a incisão quaternária era o objecto primordial do nosso trabalho, a superfície aplanada com as suas cambiantes é de uma riqueza geomorfológica excepcional que não pode deixar de se salientar. Os diversos níveis aplanados, os diferentes momentos em que se encontra a degradação da superfície, os pequenos alvéolos elementares ou os relevos residuais e os depósitos de cobertura são uma "tentação" para o geomorfólogo que se desloca à área em estudo.

Como se observa na carta de declives do Centro-Norte interior (Fig. 2) a sensação desde logo sentida é a de que a esmagadora percentagem dos declives desta ampla região corresponde a classes baixas, ou seja, corresponde a aplanagens ou a sectores de degradação de áreas aplanadas.

Porém, não é só nesse sector do Portugal Central que as áreas aplanadas esmagam o observador. A maior parte do soco a Oriente da Orla mesoceno-zóica ocidental é dominado por amplas superfícies aplanadas desniveladas fundamentalmente por dois desligamentos tardi-hercínios: as Montanhas Ocidentais (Caramulo, Freita e Montemuro) apresentam os seus níveis aplanados superiores e intermédios desnivelados dos Planaltos Centrais por movimentações relacionadas com o desligamento Orense-bacia da Lousã e aqueles, por sua vez, são desnivelados da superfície da Meseta por influência do desligamento Bragança-Unhais da Serra.

Assim, se muitas dessas unidades são pouco importantes para o nosso trabalho, uma terá sempre de ser referida pela sua importância no definir das formas que dominavam o relevo quando do início da incisão quaternária: a Meseta, "a desenvolver uma superfície fundamental pelos 750-800 metros, com forte regularidade a Norte do rio Douro, por quase todo o Nordeste, e a apresentar-se basculada para NW, desde a base da serra da

Malcata (a cerca de 900 metros) até perto de Barca de Alva (a cerca de 600 metros) a Sul do mesmo rio Douro" (F. REBELO, 1992).

2. 1. As fases de aplanamento no Oeste peninsular

O relevo do Portugal Central, para ser entendido no seu conjunto, terá sempre de ser analisado em função das formas que terão estado na base do seu posterior desenvolvimento. Assim, e mesmo que posteriormente retocada, a superfície aplanada pré-Buçaco¹, que resultou do arrasamento das montanhas hercínicas, parece ser a forma de relevo mais antiga na Península Ibérica. Com o início da instalação da "bacia lusitaniana", correlativo do primeiro momento da abertura do oceano Atlântico, resultante de uma fase de distensão, mantiveram-se as condições morfogenéticas de manutenção daquela superfície.

Durante largos milhões de anos, às pequenas variações climáticas e tectónicas o relevo responderia com pequenos retoques, não existindo assim, uma quebra notória na uniformidade do aplanamento.

Destes retoques resultaram depósitos superficiais assentes de forma discordante sobre o Maciço Hespérico, dos quais, os mais antigos são os "grés do Buçaco", de provável idade ante-senoniana. Sobre estes, encontra-se uma série sedimentar composta por areias, as quais foram designadas "areias do Buçaqueiro" (S. DAVEAU, 1976), unidade lito-estratigráfica que se terá desenvolvido no Cretácico final.

Apresentando características diferentes das "areias do Buçaqueiro", as arcoses observadas no interior do Portugal Central variam bastante de fácies, mantendo, contudo, traços comuns².

A sedimentação de materiais provenientes dos granitos com as características das arcoses identifica-se habitualmente nas regiões tropicais com o desenvolvimento de formas ligadas à pediplanação. Não é assim de admirar que, em função da acalmia tectónica que parece ter-se verificado entre o Luteciano (Eocénico médio) e o Oligocénico e da existência de climas com características quentes e húmidas, capazes de desencadear uma importante meteorização química, aos quais se seguiram climas em que a secura era o facto mais signifi-

¹ Esta superfície aplanada, designada por P. BIROT (1949) e O. RIBEIRO (1955) como "superfície pré-Buçaco", não é fácil de datar e apenas se encontra em pequenos retalhos no cimo de algumas cristas quartzíticas.

² O aparecimento de atapulgite num nível da base das arcoses de Coja, a forte presença da montmorilonite e a presença ocasional de concreções calcárias parecem testemunhar uma deposição em meio fechado e rico em bases (ANTUNES, 1967). A presença simultânea de restos de *Diplobune secundaria* e de *Palaeotherium cf. crassum* em níveis destas arcoses parece indicar uma idade terciária para este nível do depósito, que será do final do Eocénico superior, isto é do Ludiano superior (ANTUNES, 1967 e 1986 e S. DAVEAU, 1976).

cativo, se possa ter desenvolvido uma ampla superfície aplanada no Portugal Central, de provável idade eocénica. Foi, neste sentido, que A. B. FERREIRA (1978) apresentou esta superfície como a forma basal do desenvolvimento do relevo após o Paleogénico.

Com o aplanamento generalizado a toda uma vasta área do território da Península, desenvolve-se, ao longo do Eocénico terminal e do Oligocénico, uma fase tectónica (fase pirenaica-provençal) que deverá ter provocado um primeiro soerguimento do relevo, em especial na margem continental ao Norte do acidente da Nazaré. O aplanamento eocénico perdía assim a sua unidade.

No decorrer do Miocénico vai fazer-se sentir a acção da compressão bética verificando-se, segundo A. RIBEIRO *et al.* (1979), um soerguimento significativo da Cordilheira Central, donde resultou o início de uma nova fase de acção erosiva. Assim, a cada momento do soerguimento do relevo, observa-se o aparecimento posterior de materiais erodidos que, à semelhança dos anteriores, terão colmatado as áreas deprimidas anteriormente formadas.

No sector a norte da Cordilheira Central, vários autores (A. B. FERREIRA, 1978; S. DAVEAU *et al.*, 1985 e P. CUNHA, 1992) referem o aparecimento de depósitos arcóscicos anteriores às grandes deslocções tectónicas que motivaram o principal soerguimento dos relevos actuais. Na área da Meseta, A. B. FERREIRA (1978) chama-lhes "arenitos arcóscicos grosseiros".

Assim, relativamente ao estado de aplanamento, não deveria observar-se no Aquitaniano (início do Miocénico), um aplanamento generalizado como se verificava no Eocénico, uma vez que as movimentações tectónicas atrás referidas teriam provocado uma compartimentação do território. Manter-se-iam certamente amplas áreas aplanadas, à semelhança das que se observam nas actuais regiões tropicais.

Apresentando quase sempre uma reduzida espessura, há então sedimentos mais grosseiros e com matriz fina mais abundante do que as arcoses de Còja, que traduzem, segundo P. CUNHA (1992) um trajecto fluvial com uma melhor drenagem e um maior declive do relevo da rocha-mãe, facto provavelmente relacionado com uma nova fase tectónica (neo-castelhana).

No entanto, a arenitização dos granitóides, que deveria ter-se começado a verificar muito antes, manteve-se todo o Miocénico inferior graças a características climáticas fortemente favoráveis à alteração química³.

Estariam, assim, criadas as condições morfogenéticas para o desenvolvimento de um relevo em duas superfícies:

a basal de meteorização e a topográfica. O chamado "banho quente tropical" (J. DEMANGEOT, 1976) estaria, portanto, na origem do desenvolvimento da meteorização química das rochas do soco.

Depois do Eocénico seria, porém, o Miocénico médio o período cujas características climáticas mais se coadunariam com as condições favoráveis para o aparecimento das arcoses e o desenvolvimento dos aplanamentos.

A existência desta fase de aplanamento pós-deposição das arcoses do "grupo de Còja" é um facto referido pelos diferentes autores que se debruçaram sobre a evolução do relevo terciário na Península Ibérica. O desenvolvimento deste aplanamento seria contemporâneo da deposição das arcoses, aliás, como foi sublinhado por S. SABARIS e L. LLADO (1952), ao assinalarem no Miocénico um aplanamento correlativo das arcoses do Languiano, no interior da Península. Os momentos finais da sua deposição parecem ser no fim do Serraviano (P. CUNHA, 1992), logo, anteriores aos principais soerguimentos, que deverão ser tortonianos e pós-tortonianos, quando o movimento de compressão principal se faz sentir (A. RIBEIRO *et al.*, 1979 e A. M. G. CARVALHO *et al.*, 1983).

Contudo, o soerguimento das grandes massas montanhosas não se terá realizado com um só movimento. Os depósitos de blocos apresentados como *rañas* e designados como vilafranquianos (O. RIBEIRO e M. FEIO, 1950), apresentam-se mais complexos e foram subdivididos por S. DAVEAU *et al.* (1985), em três gerações: a primeira é apresentada unicamente como "formação com blocos" e é relacionada com o Pliocénico inferior, a segunda, muito provavelmente contemporânea da transgressão marinha do Plasenciano ou mesmo do Vilafranquiano inferior, identificada como *raña* de Cabeço dos Minhotos, e, por fim, a terceira geração constituída por materiais grosseiros de "fácies *raña*", mas, provavelmente, já ligados a um clima frio.

Às grandes oscilações climáticas que parecem caracterizar os finais do Terciário e em especial todo o Quaternário, associam-se as oscilações eustáticas. Aliás, será nos momentos de comando glacial que se verificam os momentos de entalhe, bem como as características climáticas que se encontram na génese de uma "segunda geração" de depósitos de *raña*. Serão essas condições as prováveis responsáveis pelo esventrar das bacias de erosão alveolar do sector litoral do Portugal Central (A. M. ROCHETTE CORDEIRO, 1991, 1996a e 1996b).

Em função da inexistência de outras formas de datação, esta fase de aplanamento e os depósitos de *raña* deverão ser considerados como o ponto zero da modelação quaternária do relevo.

2.2. Superfícies aplanadas e depósitos correlativos na área em estudo

A tentativa de compreensão da evolução antequaternária do modelado no conjunto do território do Oeste peninsular prendeu-se essencialmente com o claro rela-

³ É o exemplo do Aquitaniano onde predominam espécies como *Mongnolia*, *Bombax*, *Sapotacene*, *Araliaceae* e *Nyssa*, aliadas a espécies de floresta de planície e baixa montanha (*Quercus*, *Ulmus* e *Platycarya*), o que parece reflectir, por um lado o estado de aplanamento das terras emersas e, por outro, características climáticas "tropicais e sub-tropicais" (J. PAIS, 1986 e 1989).

cionamento entre o todo e o particular deste sector, no qual parece não se encontrarem todos os episódios dessa evolução morfológica.

A existência de climas quentes e húmidos durante largos períodos estaria na origem do aparecimento de um relevo em duas superfícies, muito comum nas Regiões Tropicais: a superfície basal de meteorização e a superfície topográfica.

Estariam, então, criadas todas as condições para o desenvolvimento da pediplanação, já que, após a existência de períodos com modelado em duas superfícies, ter-se-ão verificado modificações climáticas de tendências negativas e mudança de nível de base, motivada, provavelmente, pelas diferentes fases tectónicas.

Estes factores ofereceriam, assim, condições propícias para a exumação da superfície basal de meteorização, passando a evolução do relevo a apresentar uma tendência para o aplanamento, que, em final de evolução, em momentos de aridez, ofereceriam superfícies de desnudação (Fig. 4).

A evolução negativa do clima da área, culminando em fases de aridez, deverá ter-se verificado, segundo A. B. FERREIRA (1978), duas vezes: uma no Miocénico médio e outra no Quaternário antigo.

Assim, no que respeita à Meseta, embora as dificuldades encontradas pela inexistência de elementos seguros de datação nas arcoses de Nave de Haver, estas parecem prolongar-se até Salamanca e Zamora, onde foram consideradas eocénicas não devendo os materiais mais recentes ultrapassar o limite Oligocénico-Miocénico. Conforme refere A. B. FERREIRA (1978), será contudo mais prudente considerar as arcoses de Nave de Haver e mesmo as da depressão da Longroiva como Paleogénicas, possivelmente do Eocénico superior. Desta forma, uma parte significativa do desenvolvimento da superfície da Meseta seria contemporâneo.

Todos os restantes depósitos que se encontram no planalto vão desenvolver-se provavelmente no período compreendido entre o Eocénico superior e o início do Quaternário e culminam numa cascalheira essencialmente quartzítica e quartzosa muito idêntica às *raias* plio-quaternárias. "A superfície da Meseta seria assim uma superfície poligénica, com uma história muito antiga que poderá fazer-se recuar até ao arrasamento das cordilheiras hercínicas" (A. B. FERREIRA, 1978, p. 81).

Ao longo do *graben* da Longroiva, até à Qt^a da Veiga, e no topo da superfície da Meseta, a SW de St^a Comba, podemos encontrar depósitos neogénicos, usualmente, designados "Arcoses de Vilarça" (SILVA e RIBEIRO, 1991). O depósito instalado na superfície da Meseta, é constituído por arenitos arcósicos e conglomeráticos, branco acinzentados, na base, e conglomerados poligénicos mais grosseiros, de matriz argilosa e escura, no topo. O depósito do *graben* da Longroiva, inclui arenitos argilosos na base passando depois a arenitos grosseiros com calhaus angulosos ou levemente boleados, tanto de quartzo como de xisto e granito, alguns

com mais de 10 cm de comprimento. Esta estratificação aparentemente negativa pode evidenciar uma situação de degradação climática associada ou não a movimentações tectónicas⁴.

Junto a Tomadías, no topo da superfície da Meseta, podemos encontrar cascalheiras conglomeráticas poligénicas de matriz areno-argilosa, geralmente avermelhada. Predominam os calhaus de quartzo, quartzito, granito, filitos e metagrauvaques, entre outros, com um elevado grau de rolamento. Trata-se de materiais considerados plio-pleistocénicos e correspondentes a depósitos do tipo *raia*⁵.

O início da incisão dos cursos de água fez-se sobre todos esses materiais e levou pouco a pouco ao desaparecimento da sua maior parte. Os trajectos do rio Côa e dos seus principais afluentes adaptaram-se, assim, progressivamente, às condições litológicas e tectónicas da superfície aplanada. Os seus tramos iniciais apresentam ainda hoje vertentes suaves e vales largos sugerindo uma topografia "madura", mas não aplanada. São formas perfeitamente identificáveis com aquelas a que A. GODARD (1977) chamava "formas de degradação de superfícies aplanadas", existindo mesmo alguns casos de identificação de alvéolos elementares⁶.

3. A EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA DAS VERTENTES DO VALE DO CÔA

O "esqueleto" morfológico da área em estudo deveria estar já bem delineado na passagem do Terciário para o Quaternário. A grande superfície da Meseta, pontualmente degradada, desnivelada do Planalto da Nave através de falhas relacionadas com o desligamento tardi-hercínico Bragança-Unhais da Serra, e os seus depósitos de cobertura dominariam a paisagem fini-Terciária da região.

A problemática da incisão dos cursos de água ao longo do Pleistocénico e os terraços fluviais a ela asso-

⁴ No entanto, A. B. FERREIRA (1978), em função da natureza das argilas dos depósitos do Portugal Central (Nave de Haver e Longroiva), refere que elas parecem indicar, para este mesmo depósito, um aumento de humidade. Contudo, a ideia de um Miocénico superior menos quente e mais seco é também referida por F. DINIZ (1985).

⁵ As características destes depósitos no sopé da serra da Marofa apresentam-se relativamente diferentes dos de Tomadías. Aqueles apresentam-se heterométricos e são constituídos por calhaus de quartzito subangulosos com matriz fina pouco significativa (A. B. FERREIRA, 1978).

⁶ Muitas das formas "maduras" dos vales da superfície da Meseta na área em análise apresentam-se com dimensões e características muito próximas das dos alvéolos. Um dos melhores exemplos é o do vale de St^a Comba, cuja forma parece encontrar-se mais ligada a uma erosão areolar do que à evolução fluvial.

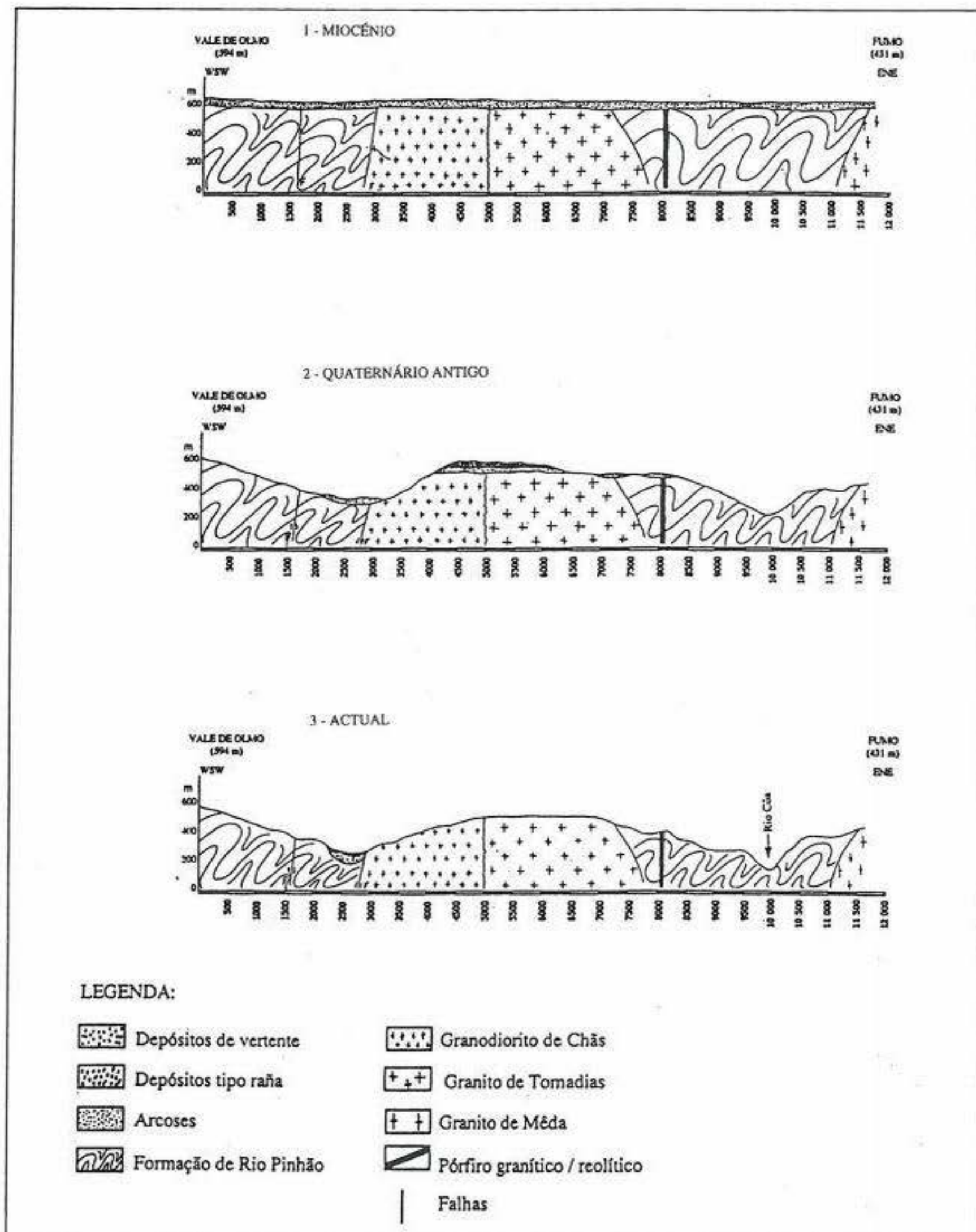


Fig. 4 - Provável evolução do relevo entre o Miocénico e a actualidade.

ciados, bem como os processos morfogenéticos ligados ao domínio periglacial e sua posterior destruição pelos processos erosivos subactuais e actuais são claramente os aspectos mais marcantes da dinâmica e consequente modelação das vertentes no Quaternário.

A existência de um número significativo e alguma diversidade de vestígios periglaciares, tal como a sua interligação com a dinâmica fluvial, acabou por permitir, através de uma análise pormenorizada, a possibilidade de datações relativas capazes de proporcionar uma formulação preliminar de hipóteses de evolução paleoclimática para o Pleistocénico superior do vale do Côa.

3.1. Os depósitos de características periglaciares

O Pleistocénico, inferior e médio, do território português (primeira fase da evolução das vertentes do Côa e seus afluentes) continua uma das grandes incógnitas para as Ciências da Terra. Pelo contrário, os conhecimentos sobre o Pleistocénico Superior e o Holocénico têm vindo a avolumar-se nas últimas décadas, sendo possível, no caso do Portugal Central, ter-se uma ideia cada vez mais precisa das principais etapas morfogenéticas e das suas relações com os climas que lhes estão associados, bem como das principais balizas na definição daqueles mesmos períodos do Quaternário.

Contudo, atendendo às características topográficas e climáticas actuais da área, uma questão se colocou no início do trabalho. Qual teria sido a importância do frio na modelação das vertentes do vale do Côa naquele que é o mais visível momento de destacamento e movimentação de materiais - o final do Pleistocénico? Desde logo essa questão se resolveu com as primeiras observações de campo.

Com efeito, foram encontrados depósitos ligados ao frio em todas as rochas representadas na área em estudo — granitos, xistos, quartzitos e até nos próprios materiais de cobertura terciários.

No caso dos granitos (Fot. 1 e 2), onde o substrato se apresenta mais resistente à crioclastia (fase inicial de todo o processo de modelação por acção do gelo), já que são rochas pouco gelivas (valores baixos de porosidade e microfissuração), foi com grande surpresa que se observaram, mesmo, areias estruturadas do tipo "areias gelomobilizadas" semelhantes às da "associação tripartida de Godard" (A. GODARD, 1975). Este facto denuncia a existência, na época, de uma cobertura nivosa com grande significado.

Nos depósitos de cobertura terciários, naturalmente, não houve surpresa já que, com o declive, a sua pouca consolidação motivou movimentação por acção da alternância gelo-degelo (Fot. 3).

As rochas metassedimentares (xistos), rochas a que desde o início do trabalho de campo dedicámos maior atenção, devido à complexa problemática que se desenrola no vale do Côa, pareciam apresentar, na maioria dos casos, uma microfissuração elevada. Tendo em atenção o

que se conhece sobre a gelividade destas rochas, facilmente se depreenderia que elas seriam fortemente afectadas pela crioclastia. A alimentação dos taludes por parte das cornijas rochosas foi de tal ordem que se pode encontrar um elevado número de vertentes magnificamente regularizadas onde a espessura dos depósitos de base de vertente pode atingir alguns metros (Fot. 4 e 5).

Será, no entanto, de referir que a grande maioria dos depósitos de vertente se localizam nos vales subsidiários do Côa, isto devido a que a intensa erosão linear e os fortes declives do vale do Côa, do vale da ribeira do Mas-sueime e dos sectores de confluência das restantes ribeiras não era propício à manutenção dos depósitos.

3.1.1. Os processos morfogenéticos ligados ao frio

A imagem imediata que muitos geomorfólogos têm quando fazem uma primeira aproximação ao estudo do modelado periglacial é a da acção do gelo, quer na fragmentação das rochas, com consequente ruptura e desta-



Fot. 1 - Depósito de características periglaciares em granitos (vertente com exposição a Oeste do rio Côa - junto à ponte de Cidadelhe)



Fot. 2 - Depósito de características periglaciares em granitos - gelifluxão (vertente com exposição a Oeste do rio Côa - junto à ponte de Cidadelhe)

camento, quer nos processos que estão na génese do transporte desses mesmos materiais destacados, os quais, numa fase terminal formam, no seu conjunto, os depósitos que durante largos anos foram designados por "grèzes" e "groizes".

Mesmo na bibliografia geomorfológica portuguesa, a crioclastia é o processo mais referido para a morfogénese periglacial, o que é perfeitamente compreensível, uma vez que, ao observar-se o periglacial atenuado que hoje em dia se pode encontrar acima dos 1750 metros na Serra da Estrela (S. DAVEAU, 1978) ou mesmo pequenos vestígios da acção do gelo em montanhas mais baixas do território português, este processo aparece claramente dominante.

No entanto, conhecem-se muitos outros processos morfogenéticos. Os principais são os ligados à camada activa de um pergelissolo, que também devem começar a ser analisados no território português, embora tenham de compreender-se no contexto de situações pontuais de frio extremo, dentro de um longo período de periglacial

atenuado, em que os processos e as formas regionais parecem tomar uma importância decisiva na dinâmica de vertentes.

A ideia da penetração do frio paralelamente à superfície, de que resulta, por aumento do volume de água na congelação (cerca de 9% do volume), o atingir do ponto de ruptura na coesão da própria rocha, deixa subentender toda a problemática da progressiva fragmentação do material rochoso — a crioclastia — que alimenta uma grande maioria dos depósitos que se encontram nestas vertentes.

Os mecanismos precisos da ruptura dos materiais são, todavia, ainda mal conhecidos. Numa análise simplista da temática, o factor essencial parece ser a pressão hidráulica durante a congelação da água, associada à transferência de água não gelada para os corpos de gelo em formação nos poros mais grosseiros, o que provoca o aumento da massa do gelo e conseqüentemente a formação de enormes pressões.

Quando se analisa a gelividade de uma rocha, três factores têm de ser tidos em conta: a aptidão das rochas



Fot. 3 - Depósito de características periglaciares tendo como base os depósitos de cobertura terciários (vertentes junto a Santa Comba)



Fot. 4 - Depósito de características periglaciares em xistos (vertente com exposição a Este nas cabeceiras da ribeira das Alminhas)



Fot. 5 - Depósito de características periglaciares em xistos que colmata antigo valeiro (vertente com exposição a Oeste na vertente da ribeira da Vila)

em adquirir e conservar um teor de água elevado (relacionado com a porosidade e com a permeabilidade), a abundância e a regularidade da oferta de água e o regime térmico (P. BIROT, 1981 e DEWOLF, 1988).

As características físicas das rochas, tais como a porosidade (sob o ponto de vista, quer da dimensão, quer da densidade dos poros), a permeabilidade, a fissuração, a microfissuração e a resistência mecânica, vão ser pro-

priedades da própria rocha determinantes na sua eventual fragmentação.

Assim se compreende que, simultaneamente, e em condições climáticas idênticas, se encontre um maior número de depósitos ligados ao frio (depósitos nos quais os crioclastos típicos são decisivos na sua definição) em áreas calcárias (porosidades elevadas — entre 30 e 40%) e em xistos (onde a fissuração, em regra, se apresenta

elevada), enquanto o seu aparecimento em áreas graníticas vai ser diminuto.

Assim, e como facilmente se constata, um dos principais factores diferenciadores da gelividade das rochas passa pelo teor em água retida nas próprias rochas no momento da formação do gelo.

Desta forma, a aptidão das rochas para adquirirem e reterem água passa pelas características físicas dos próprios materiais. Daí que um factor se deva realçar de imediato: a porosidade, a qual é sublinhada, por todos os autores, como factor determinante na gelividade dos materiais. Os materiais com porosidades elevadas e coeficientes de permeabilidade baixos, aliados às passagens estranguladas e tortuosas entre os poros, provocariam mais fáceis rupturas (BIROT, 1981).

Referiram-se as condições ideais para o desenvolvimento da crioclastia numa rocha uniforme. Porém, a crioclastia verifica-se, preferencialmente, no aproveitamento de "sectores" da rocha, que se apresentem fragilizados: os habitualmente designados "locais preferenciais para efectivação da crioclastia" (DEWOLF, 1988).

A exploração dos poros é o modo preferencial de destruição pelo gelo, embora de difícil observação. No entanto, o fenómeno mais comum e de destruição imediata, em todas as rochas, é o da exploração das diaclases e fissuras por acção dos cones de gelo, o que no caso das rochas da área em estudo se tornou ainda mais fundamental. Assim, nas fissuras que têm condições para a manutenção de água, esta, ao gelar, aumenta de volume exercendo enormes pressões levando à ruptura.

As características físicas das rochas tornam-se, desta forma, decisivas para a crioclastia, uma vez que permitem a obtenção de um estado anterior ao congelamento propício à aquisição e retenção de água na própria rocha. A importância do conceito de "aptidão das rochas para adquirirem e reterem água" compreende-se bem quando se pode afirmar que numa rocha a seco a eficácia do gelo é nula, só existindo ruptura no momento em que os materiais registam o chamado patamar crítico do teor em água.

3.1.2. As propriedades físicas dos materiais rochosos e a acção do frio

A observação dos xistos da área estudada revelou, desde logo, que eles pareciam apresentar, na maioria dos casos, uma microfissuração elevada⁷. Tendo em atenção o que se conhece sobre a gelividade destas rochas, facil-

mente se depreenderia que estas seriam fortemente afectadas pela crioclastia.

O conhecimento das propriedades físicas dos xistos pareceu-nos ser um dos pontos fundamentais para a compreensão da evolução, nos períodos frios, das cornijas rochosas onde se encontra grande número de gravuras rupestres.

Relativamente à microfissuração, confirmou-se tudo o que era constatável nas observações directas no terreno. A fissuração e a microfissuração nos xistos da ribeira de Piscos, da Canada do Inferno e da Penhascosa é de tal ordem elevada que foi completamente impossível medir esses parâmetros físicos uma vez que sempre que se tentava o seu corte para posterior análise, o xisto separava-se.

Para o estudo das absorções e das porosidades efectuou-se um conjunto de análises em 46 amostras dos referidos xistos (Quadros I e II). Os resultados obtidos mostraram que há amostras que ressaltam, desde logo, do conjunto em estudo: a Penhascosa 1-B apresenta valores muito elevados de porosidade, que podem chegar aos 35,75% (1-B3), tendo as restantes valores sempre acima dos 11%.

Também as amostras da Canada do Inferno apresentam alguns valores significativos (9,35 e 7,9 %) apresentando-se, por seu turno, os xistos da ribeira de Piscos com valores muito baixos (cerca de 1%).

Paralelamente, a absorção, ou seja, a percentagem dos vazios ocupados "pela água depois de saturada", volta a apresentar valores muito elevados nas amostras da Penhascosa, atingindo a referida amostra 1-B3 valores de 20,29% de vazios. A própria absorção rápida destas mesmas amostras da Penhascosa é bastante superior às restantes, atingindo os seus valores os cerca de 6%.

Pode-se afirmar, portanto, que os xistos da área em estudo apresentam microfissuração de tal forma elevada que não foi possível fazer a sua medição e que, em alguns sectores, em especial na área da Penhascosa, as porosidades, elevadas, apresentam mesmo valores pouco esperados neste tipo de rocha.

Como vimos anteriormente, a exploração das fissuras e microfissuras por cunhas de gelo é o modo mais eficaz da actuação da crioclastia, em especial nos xistos. Assim, e quando a estas se associa a porosidade elevada, elas apresentam-se muito gelivas.

Parece-nos, assim, que os xistos, em grande parte dos locais onde se encontram gravuras rupestres estilisticamente consideradas paleolíticas, deveriam reagir favoravelmente, no seu todo, à penetração do gelo. Esta far-se-ia paralelamente à superfície da rocha, em especial nas paredes da Penhascosa.

Analisando os principais factores que se encontram na base da crioclastia, um dos factores climáticos habitualmente referidos, o regime térmico, particularmente no que respeita à intensidade do gelo, apresenta-se com importância significativa, embora não decisiva.

⁷ O estudo das características físicas dos xistos da Penhascosa, da foz da ribeira de Piscos e da Canada do Inferno directamente relacionadas com a facilidade de penetração da água na rocha, em especial a porosidade e a microfissuração foram realizados na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, sob a responsabilidade do Prof. Doutor António Saraiva, a quem muito agradecemos.

Quadro I - Propriedades físicas dos metassedimentos - absorção e porosidade

Amostra	M 1	M 2	M 3	Absorção (%)	Porosidade (%)
Rib ^a de Piscos 1	123,5	79,13	123,9	0,35	0,96
Rib ^a de Piscos 4	241,8	154,9	242,7	0,34	0,95
Rib ^a de Piscos 5	364,6	233,7	365,9	0,37	1,01
Rib ^a de Piscos 6	244,5	156,7	245,1	0,27	0,74
Rib ^a de Piscos 3	166,7	106,1	170,2	2,14	5,57
Rib ^a de Piscos 4	153,5	96,81	157,7	2,69	6,79
Rib ^a de Piscos 6	112,9	71,91	115,1	2,01	5,25
Rib ^a de Piscos 7	126,3	79,88	130,1	3,06	7,7
Canada do Inferno 3	127,8	79,29	132,9	3,92	9,35
Canada do Inferno 4	148	94,69	150,1	1,38	3,7
Canada do Inferno 6	131,6	82,3	135,8	3,21	7,9
Canada do Inferno 1	112,6	71,92	114,4	1,63	4,33
Canada do Inferno 4	74,74	46,87	77,06	3,1	7,68
Canada do Inferno 5	130,8	73,55	133	1,74	3,82
Canada do Inferno 6	135,5	86,62	137,8	1,73	4,57
Canada do Inferno 9	255,5	163,3	260,4	1,92	5,06
Penhascosa 1A-2	89,4	57,09	91,02	1,81	4,77
Penhascosa 1A-5	171,8	109,6	175,8	2,31	6
Penhascosa 1A-6	192,5	122,3	197,8	2,74	6,99
Penhascosa 1B-2	117,1	74,17	123,1	5,11	12,22
Penhascosa 1B-2	113,7	71,25	122,5	7,76	17,21
Penhascosa 1B-3	60,24	38,28	72,46	20,29	35,75
Penhascosa 1B-5	68,97	43,69	72,88	5,67	13,39
Penhascosa 1B-6	79,5	50,34	83,2	4,65	11,26

M 1 - Peso das amostras secas

M 2 - Peso das amostras saturadas emersas em água

M 3 - Peso das amostras saturadas

Na análise do conceito de regime térmico, uma ideia é habitualmente associada, de uma forma directa, ao frio: quanto mais baixas as temperaturas, maior a eficácia da crioclastia. Se a crioclastia se inicia a partir dos 5-6° C negativos (embora entre os 3 e os 5° C negativos já se possa efectivar em rochas com porosidade elevada), é de esperar que à medida que as temperaturas vão descendo a eficácia da crioclastia se vá acentuando, a menos que haja uma forte cobertura de neve.

Directamente relacionado com os factores climáticos, encontra-se o outro factor apresentado por P. BIROT (1981): a abundância e a regularidade da oferta de água. A precipitação (neve ou chuva), bem como as posteriores fusões dos mantos de neve ou do gelo apresentam-se como factores determinantes na oferta da água para posterior congelamento.

No caso dos depósitos de vertente em xistos e quartzitos, a primeira fase de transferência refere-se à passagem dos materiais da cornija em direcção ao talude. Esta transferência, realizada essencialmente por acção da gravidade ou em situações de cornija mal definida, por movimentos de massa (quer a seco, quer em situação húmida), não explica, só por si, a estratificação dos depósitos, tal como se observa em vários cortes da área em estudo.

Quadro II - Propriedades físicas dos metassedimentos - absorção rápida

Amostra	Peso seco (g)	Peso húmido (g)	Ab. rápida (%)
Rib ^a de Piscos 2	195,06	195,4	0,17
Rib ^a de Piscos 3	215,06	215,82	0,35
Rib ^a de Piscos 7	281,74	282,24	0,18
Rib ^a de Piscos 8	196,11	196,47	0,18
Rib ^a de Piscos 1	188,68	193,32	2,46
Rib ^a de Piscos 2	155,92	159,74	2,45
Rib ^a de Piscos 5	138,73	142,67	2,84
Canada do Inferno 1	160,14	163,27	1,95
Canada do Inferno 2	176,96	178,77	1,02
Canada do Inferno 5	181,67	183,55	1,03
Canada do Inferno 7	57,4	58,18	1,36
Canada do Inferno 2	46,25	46,97	1,56
Canada do Inferno 3	61,75	62,78	1,67
Canada do Inferno 7	110,02	111,88	1,69
Canada do Inferno 8	102,33	104,12	1,75
Canada do Inferno 10	83,17	84,67	1,8
Penhascosa 1A-1	136,45	138,31	1,36
Penhascosa 1A-3	163,74	167,18	2,1
Penhascosa 1B-4	48,39	50,14	3,62
Penhascosa 1B-7	112,55	117,06	4,01
Penhascosa 1B-8	130,9	139,14	6,29
Penhascosa 1B-9	134,78	140,91	4,55

As chegadas maciças de materiais no início das escombrelas mostram claramente que a estratificação se deve a processos posteriores à deposição no talude. Na realidade, ela é entendida como o resultado de diferentes processos de transporte ligados à presença do gelo no talude ou à cobertura deste por mantos de neve.

Os leitos de materiais finos são compostos, na sua grande maioria, por plaquetas (crioclastos) de pequenas dimensões (inferiores a 2 cm) envoltas por abundante (superior a 50%) matriz silto-argilosa e podem apresentar texturas que vão do tipo semi-aberto (com *open work* parcial) à textura fechada onde a matriz é dominante, passando pela textura mais comum dos depósitos deste tipo em áreas de xisto da região, ou seja, textura fechada onde as plaquetas são dominantes.

Relativamente ao posicionamento das plaquetas, pode-se constatar, no caso da bacia do Côa, a existência de leitos em que os ângulos são pouco dispersos quanto à inclinação do leito, originado por "um escoamento laminar característico da criorreptação", e de leitos onde a inclinação dos fragmentos mostra valores com forte dispersão, o que, segundo B. FRANCOU (1988), se deverá a um "escoamento turbulento e rápido", de tipo escoada lamacenta.

Neste tipo de depósitos, a matriz silto-argilosa apresenta, na generalidade, uma forte coesão e uma estrutura "folheada" devido a uma coesão acompanhada de uma compactação, provocando, no momento da separação, um fácil isolamento de pequenos prismas de matriz.

Estas características gerais dos leitos finos só se verificam em função do desenvolvimento de todo um conjunto de processos de evolução posteriores ao processo de deposição no talude. Os principais são uma espécie de reptação lenta sob a acção da sucessão de ciclos de gelo-degelo (*frost creep*) e o escoamento rápido de materiais saturados em água (B. FRANCOU, 1988).

O primeiro processo (*frost creep*) pode tomar a forma de "saltação", por acção dos movimentos ligados ao desenvolvimento de *pipkrakes*, de criorreptação (Fot. 6) ou de escoadas motivadas por gelifluxão (Fot. 7). Pode ainda verificar-se um processo de transporte de partículas relacionado com a fusão dos gelos de segregação, o que vai originar micro-ravinamentos.

O desenvolvimento e a definição dos leitos de materiais finos verificar-se-ia, segundo FRANCOU (1988), de uma forma progressiva após a chegada ao talude de uma grande quantidade de materiais destacados da cornija. Assim, numa primeira fase, os materiais finos organizam-se em escoadas lamacentas, que descem de imediato sobre os materiais depositados anteriormente, observando-se, desde logo, velocidades diferentes consoante a dimensão dos materiais, sendo mais lento o movimento dos materiais mais grosseiros. A partir de uma estabilização na velocidade do movimento, por acção da criorreptação, estes materiais mais grosseiros vão encontrar-se sujeitos a uma crio-expulsão progressiva em direcção à superfície.

A dessecação repetida, devida à acção conjunta do gelo-degelo e da evaporação, é a razão maior da aglo-

meração e compactação que os materiais finos apresentam, formando mesmo, em diversas situações, uma superfície de descontinuidade sobre a qual se podem movimentar partículas mais grosseiras (B. FRANCOU, 1988).

No que respeita aos movimentos mais rápidos, estes prendem-se habitualmente com chuvas intensas que provocam a instalação de escoadas lamacentas compostas por materiais heterométricos com disposição caótica dos elementos grosseiros e sem estruturação da matriz fina (aliás como se observa nos vários sectores dos diferentes cortes da Ribeira das Alminhas).

As características dos materiais grosseiros vão ser determinantes para a definição dos processos conducentes à sua diferenciação genética. A relação da dimensão entre os elementos do leito e dos leitos subjacentes, as classificações que são operadas no leito e a disposição dos crioclastos vão ser fundamentais para a sua caracterização (B. FRANCOU, 1988).

Se as dimensões dos crioclastos do nível grosseiro e do nível inferior são idênticas, não parecem existir dificuldades para se explicar a situação através de um simples processo de lavagem a afectar uma escoada original. Numa situação inversa, observando-se que os crioclastos sem matriz são claramente mais grosseiros do que os outros, deve pensar-se em processos de crio-expulsão verificada no desenvolvimento da dinâmica geral dos leitos.

Relativamente à disposição dos crioclastos, esta pode apresentar-se paralela ao nível de deposição, o que



Fot. 6 - Xistos "arrepiciados" devido a movimentos na vertente por acção da criorreptação (vertente com exposição a Norte no vale de Figueira)

denuncia a actuação de processos lentos (criorreptação e gelifluxão), ou pode apresentar-se com uma disposição caótica, onde os materiais não se encontram com os eixos principais paralelos segundo a direcção do movimento; esta situação aparece habitualmente ligada à erosão selectiva da matriz de uma escoada.

O desenvolvimento destes leitos grosseiros deve-se, essencialmente, ao posicionamento proximal relativamente à cornija rochosa, facto que leva, por acção da gravidade, à chegada ao talude de materiais destacados. Também as pequenas "escoadas" (secas ou húmidas) de materiais provocam a formação de leitos grosseiros junto à cornija.

No contexto geral do talude, processos como a crio-expulsão dos elementos grosseiros dos leitos com matriz e a lavagem dos elementos finos que se observam em toda a "escoada", vão ser fundamentais para a compreensão deste tipo de leitos.

Mas se, nos xistos da área em estudo, estes processos são observáveis com regularidade, nas rochas granitóides, muito abundantes, não se encontrou qualquer corte onde se observe de uma forma clara a característica associação tripartida de A. GODARD (1975) - comboios de blocos, areias em leitos e areias em gadanha - que cobre grande número de vertentes cristalinas de declive atenuado dos maciços cristalinos da Europa Ocidental. Somente no corte de Chãs foram detectadas formas típicas relacionadas com aquela associação.

A sequência que se verifica com o aparecimento de areias em "gadanha" e em leitos reflecte uma movimentação em ambiente frio através de criorreptação (VLIET-LANÔE, 1988) e é demonstrada por uma deformação com a forma de "foice" dos constituintes dos filões de rocha básica. Com a sua tonalidade mais escura, estes filões mostram a chamada "deformação em gadanha", o que só muito dificilmente se observa no referido corte de Chãs.

Habitualmente sobre estas areias e servindo de base ao solo actual, o qual se terá desenvolvido em parte com base no depósito que culmina a associação, aparecem os depósitos gelifluídos com blocos. Com uma cor mais escura do que as areias anteriores devido à presença de uma maior percentagem de elementos finos (argilas) e com inúmeros blocos angulosos de granito, que se encontram paralelamente ao declive, estes depósitos vão ser os predominantes nas vertentes em granitos do vale do rio Côa.

Para que se verifique o aparecimento daquela associação, é necessária a existência de dois momentos, reflectidos pelas características e velocidade do movimento: criorreptação, nas areias em foice e em leitos, e gelifluxão, nos depósitos gelifluídos com blocos (VLIET-LANÔE, 1988).

A necessidade de estes solos se encontrarem num estado de encharcamento para provocarem um movimento do tipo da gelifluxão não parece colocar a habitual dúvida sobre o horizonte impermeável sob o depósito. Explica-se, nos depósitos da área em estudo, pela



Fot. 7 - Depósito periglacial onde se observam fenómenos de gelifluxão (vertente com exposição a Este nas cabeceiras da ribeira das Alminhas)

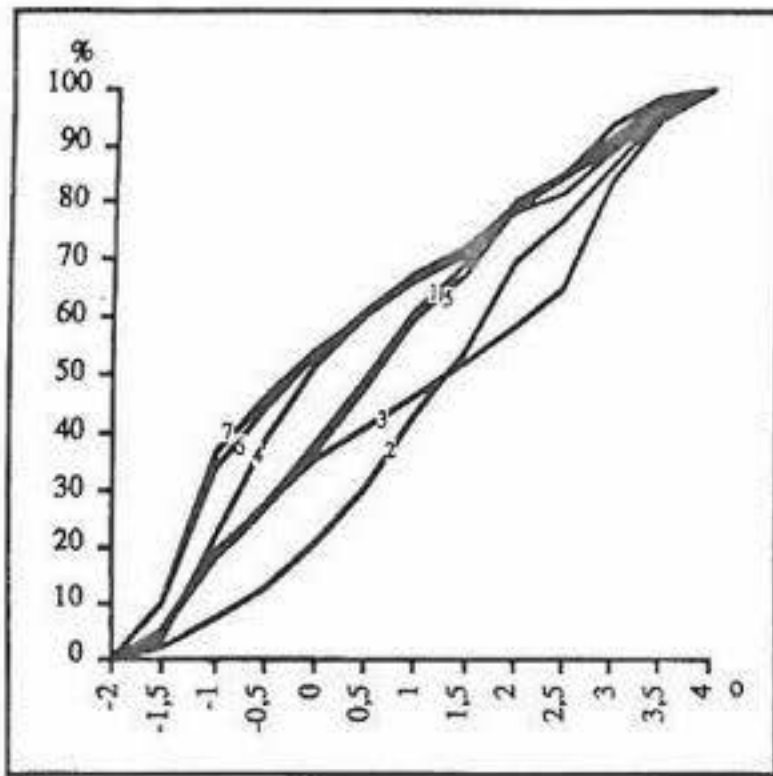
pequena espessura dos que lhe estão na base, sem recorrer à existência de um solo gelado em profundidade, aliás como é observável nas áreas de Cidadelhe e Tomadias.

Porém, deve-se referir que a dinâmica de vertentes ligada aos depósitos gelifluídos com blocos (sem os diferenciar das areias gelimobilizadas ligadas à criorreptação) demonstra um clima periglacial instalado que necessitava de um frio intenso.

A grande maioria dos depósitos de vertente da área em estudo mostra sempre uma clara relação com o frio e responde, do ponto de vista granulométrico, ao que se conhece para os depósitos periglaciares das montanhas do Norte e do Centro de Portugal (Fig. 5 A e B).

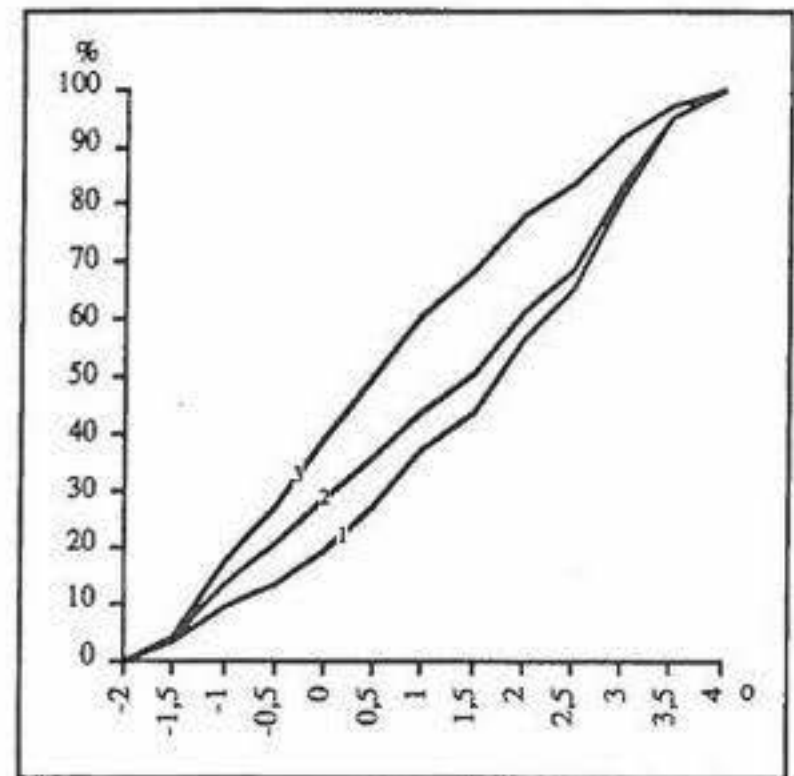
3.2. Os depósitos heterométricos de características catastróficas

Disseminados por toda a área de estudo, a colmatarem muitos fundos de vales ou a apresentarem-se nos sectores



- 1 - Ribeira das Alminhas
- 2 - Penhascosa 2 F
- 3 - Canada do Inferno 2
- 4 - Azevo 2
- 5 - Ribeira das Cabras
- 6 - Vale de Figueira
- 7 - Vale de Figueira

Fig. 5 A - Curvas granulométricas de depósitos de vertente



- 1 - Chãs 1
- 2 - Chãs 2
- 3 - Cidadelhe

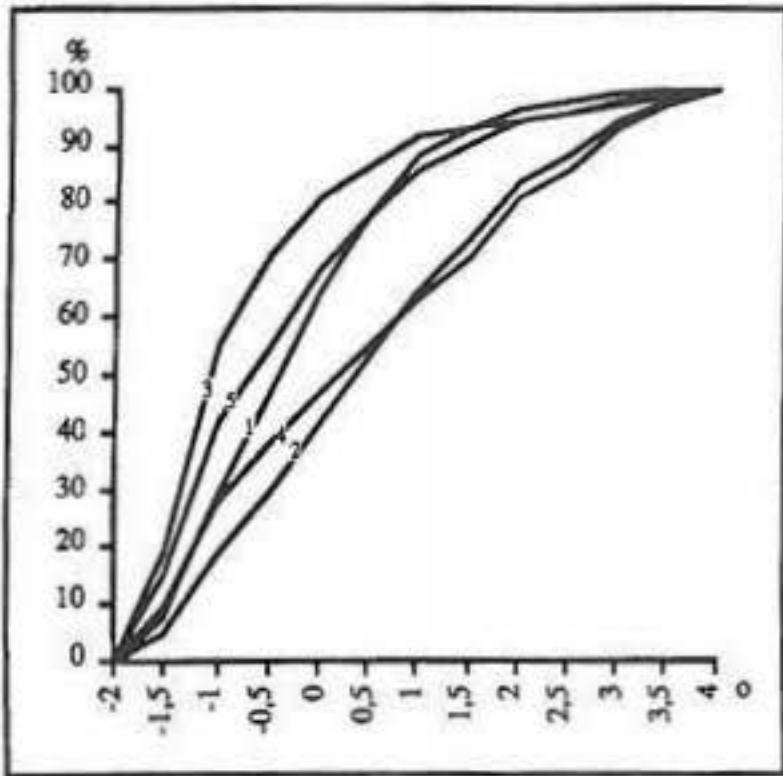
Fig. 5 B - Curvas granulométricas de depósitos de vertente em granito

terminais dos vales tributários do Côa sob a forma de cones de blocos, estes depósitos encontram-se muitas vezes em fase de degradação (Fot. 8). Por vezes,

a conjugação de alguns afluentes leva a uma grande aglomeração de blocos, em especial em áreas graníticas (Fig. 6).



Fot. 8 - Depósito de características catastróficas de fundo de vale (Rio Côa - Penhascosa)



1 - Ribeirinha
2 - Ribeirinha
3 - Ribeira das Alminhas
4 - Ribeirinha
5 - Ribeira das Cabras

Fig. 6 - Curvas granulométricas de depósitos catastróficos de fundo de vale

Tal facto será o motivo da grande acumulação de materiais na área da Penhascosa, local onde se observa, por um lado, a confluência com o Côa das ribeiras da Volta e da Ribeirinha (Fig. 7), os quais apresentam na sua foz um grau de hierarquização elevada e, por outro lado, uma abertura muito significativa do vale, devida provavelmente à conjugação de duas ou mesmo três fracturas.

O trabalho de campo realizado veio demonstrar a importância deste depósito heterométrico, com blocos por vezes de grandes dimensões, que parece apresentar-se como baliza determinante na separação entre depósitos pleistocénicos e holocénicos. Ele tem sido encontrado em

todos os vales deste sector com a particularidade de em alguns casos se encontrar sob a forma de cone degradado - nas confluências entre o rio Côa e os seus afluentes ou mesmo destes com os seus subsidiários - e noutros se encontrar a preencher os fundos de vales (Fot. 9).

Algo que não é muito comum, mas que também já foi referido anteriormente, é a existência de um depósito mais antigo com as mesmas características. Foi encontrado no fundo da ribeira de Massueime completamente concrecionado e cimentado por ferro, estando fossilizado pelo "catastrófico" mais recente (Fot. 10).

A maioria dos materiais heterométricos resultou principalmente do transporte em massa, nas vertentes e no leito do rio, de materiais anteriormente destacados em função de processos morfogenéticos ligados aos períodos frios ou, de uma forma secundária, da contínua destruição dos anteriores, em momentos em que as precipitações se apresentariam mais significativas.

3.3. Os depósitos de características fluviais

Os materiais detríticos mais recentes representados na Carta Geológica de Vila Nova de Foz Côa corresponderiam, segundo SILVA e RIBEIRO (1991), a terraços fluviais que seriam integrados, de uma forma pouco precisa, no Pleistocénico. Porém, estes depósitos, que afloram nos pequenos níveis fluviais existentes em ambas as margens do rio Côa a jusante da Penhascosa (sector da Quinta de St.ª Maria), a altitudes de cerca de 125 m (uns 20 metros acima do leito do Côa), não são, como vimos, os únicos depósitos quaternários do sector em estudo.

Estes materiais correspondem a sedimentos conglomeráticos poligénicos de calhaus e blocos de quartzito, filito e granito bem rolados e embalados numa matriz arenítico-siltico-argilosa de cor avermelhada (SILVA e RIBEIRO, 1991). Se, no interior da referida Quinta de St.ª Maria, este depósito se encontra relativamente bem conservado, razão pela qual foi referenciado na carta geológica de Vila Nova de Foz Côa, noutros níveis próximos, a altitudes idênticas, o mesmo depósito só é visível pela existência de pequenos vestígios.

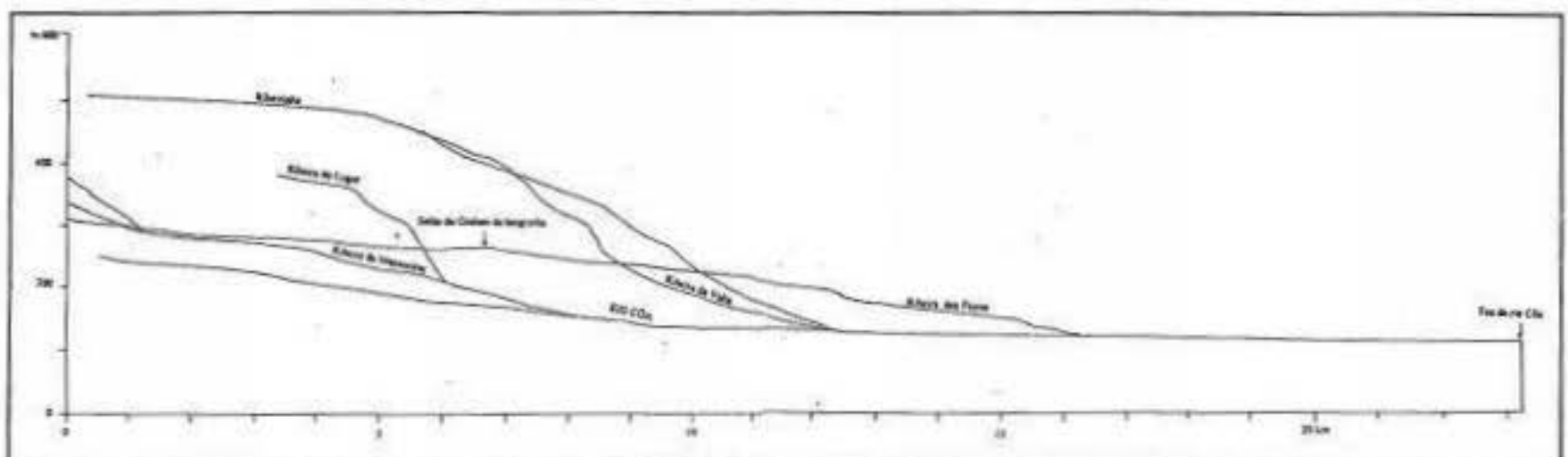
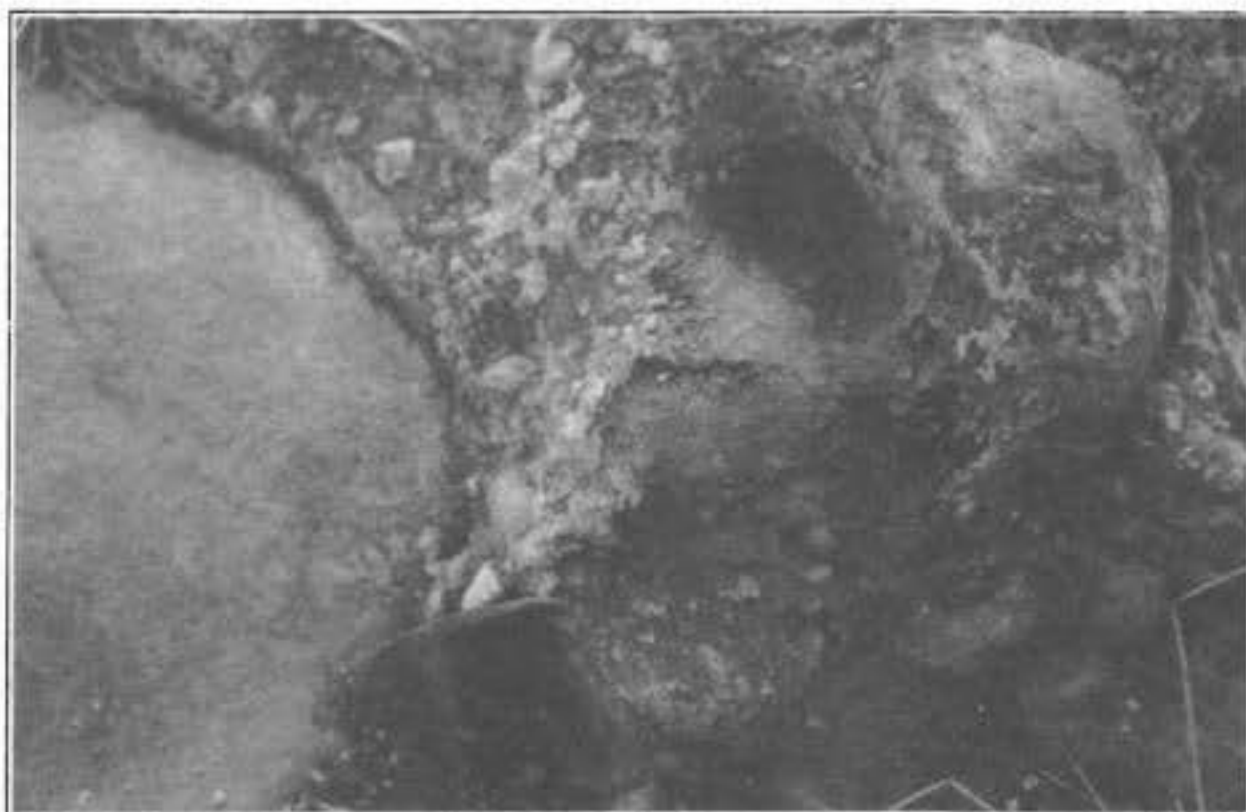


Fig. 7 - Perfis longitudinais do Rio Côa e seus afluentes



Fot. 9 - Depósito de características catastróficas de fundo de vale. Cone terminal da ribeira do Zambujal já bastante degradado (confluência da ribeira do Zambujal com o Rio Côa)



Fot. 10 - Depósito de características catastróficas de fundo de vale antigo (?) - pormenor (Ribeira de Massueime)

O material detrítico aluvionar relaciona-se essencialmente com momentos de maior capacidade de transporte na estação das chuvas ou com uma situação marginal em fases de cheias. Uma análise destes materiais veio mostrar aquilo que outros estudos anteriores já tinham definido (F. SILVA, 1971): os diâmetros médios das partículas transportadas pelo rio Côa vão dos 2 mm (no leito

menor) aos cerca de 0,8 mm (no limite de cheias), apresentando-se a sua deposição directa (finos sobre grosseiros) e decrescendo a dimensão das partículas do leito menor para as margens do rio.

A análise dos depósitos das margens e, em especial, dos que se apresentam em relação com os depósitos coluviais mostra de uma forma evidente a repetição dos

processos, apresentando uma granulometria francamente calibrada (Fig. 8).

No conjunto, foram identificados depósitos de características fluviais de idades diferentes: um mais antigo, relacionado com o nível da Quinta de Santa Maria, o qual deverá corresponder a uma fase de estabilidade fluvial ligada ao rio Douro e que poderá estar relacionado com o interglaciário Riss-Würm, e os mais recentes, de idade finiglaciária e, em especial, holocénica.

Contudo, como vimos, nem todos os depósitos encontrados no leito do Côa e dos seus afluentes apresentam dinâmica fluvial. O grande aglomerado de blocos que alguns investigadores têm designado como "Terraço Paleolítico" da Penhascosa, por exemplo, não é mais que o correlativo de muitos depósitos que se encontram nos fundos dos vales das montanhas do Centro e Norte de Portugal (por exemplo nas serras da Estrela, Caramulo, Freita, Marão e Gerês, entre outras) e que se deve a processos que muito pouco têm a ver com dinâmicas fluviais: trata-se de um "depósito de características catastróficas" (A. M. ROCHETTE CORDEIRO, 1995).

CONCLUSÃO

A carta geomorfológica do vale do Côa a jusante de Cidadelhe mostra-nos bem como, sobre uma base litológica em que os xistos e os granitos são as rochas predominantes, se desenvolveram extensas superfícies aplanadas em relação com climas tropicais do Terciário. Mas a mesma carta mostra também como, a partir dessas superfícies, a rede hidrográfica, já no Quaternário, se foi encaixando. Daí que se possam representar marcas de alguma planície resultantes de momentos de certa estabilidade e marcas de encaixe mais ou menos profundo ocupando, logicamente, espaços de extensão reduzida, mas possibilitando, mesmo assim, a observação de numerosos vestígios de depósitos de vertente com características directa ou indirectamente ligadas ao domínio periglaciário que não poderá deixar de relacionar-se com a glaciação würmiana.

Depósitos relacionados com o frio em vales hoje constituintes da Terra Quente do Douro não foram para nós surpresa de maior, mas permitiram rejeitar a ideia de que este vale poderia ter ficado imune às consequências dessa glaciação.

Por si só, a carta geomorfológica não permite ir mais longe no que respeita a datações. A impossibilidade de datação precisa pelo C14 de níveis no interior dos depósitos identificados conduziu à impossibilidade de aprofundar cronologias.

No entanto, os "cones relacionados com o depósito catastrófico" permitiram, por comparação com outros casos já estudados no país, aceitar o aquecimento climático finiglaciário. Aliás, esses cones vieram a fazer subir significativamente o leito do Côa na Penhascosa,

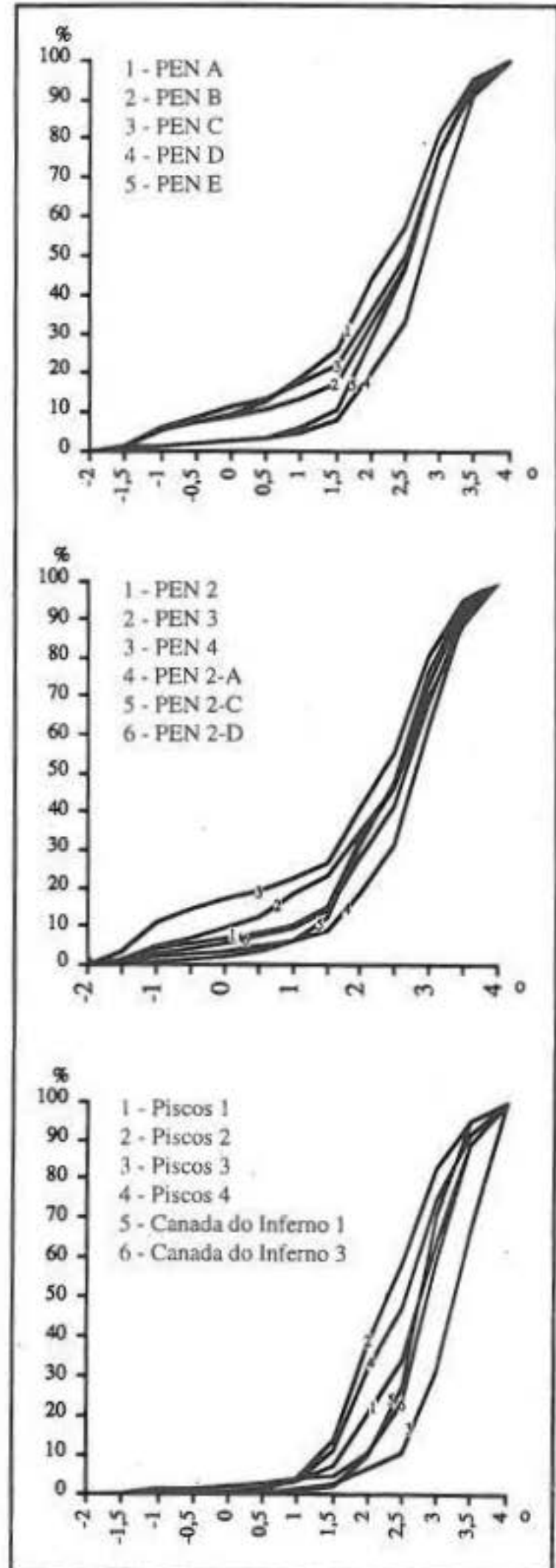


Fig. 8 - Curvas granulométricas de depósitos finos de características fluviais

precisamente no local onde se encontram gravuras consideradas paleolíticas pelos arqueólogos.

Pelo menos nesse local, a carta geomorfológica autoriza uma leitura que vai de acordo com os arqueólogos. Na verdade, aí, as gravuras serão certamente anteriores à deposição desses materiais heterométricos de características catastróficas correspondendo a um momento em que a topografia do vale seria diferente da de hoje; não faz sentido pensar que o homem pré-histórico tenha deixado vestígios artísticos ao nível do leito de inundação. Várias gravuras foram cobertas com areias fluviais recentes e ainda este ano de 1996 a cheia do Côa as atingiu. Além disso, pode ainda pôr-se uma hipótese que lançará a datação de algumas delas para uns 13 a 15 mil anos BP - a deposição dos referidos cones não as destruiu provavelmente porque estariam cobertas por depósitos de vertente do último momento frio do Würm capaz de originar depósitos periglaciares como os que se encontram na área (Dryas recente - 10 000 a 10 800 BP). Infelizmente, no local, estes depósitos não foram identificados pelo que toda esta dedução é bastante teórica. No entanto, um corte estudado na Camada do Inferno revelou uma fossilização de gravuras por parte de um depósito de características periglaciares inequívocas (eventualmente Pleniglacial Superior), o que vem demonstrar a sua antiguidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANTUNES, M. T. (1967) - "Dépôts paléogènes de Côja: nouvelles données sur la Paléontologie et Stratigraphie. Comparaison avec d'autres formations paléogènes". *Rev. Fac. Ciênc.*, 2ª série-C, XV(1), Lisboa, pp. 69-111.
- ANTUNES, M. T. (1986) - "Anoplotherium (Mammalia, Artiodactyla) et Geochelone (Reptilia, Testudines) à Côja: les vertébrés fossiles et l'Éocène supérieur au Portugal". *Ciências da Terra (UNL)*, nº 8, Lisboa, pp. 99-110.
- BIROT, P. (1949) - "Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional". *Rapport de la Commission pour la cartographie des surfaces d'érosion, Congr. Internat. Géographie*, Lisboa, pp. 9-116.
- BIROT, P. (1981) - *Les processus d'érosion a la surface des continents*. Masson, Paris, 609 p.
- CARVALHO, A. M. G.; RIBEIRO, A. e CABRAL, J. (1983) - "Evolução paleogeográfica da bacia cenozóica do Tejo-Sado". Com. 1º Cong. Nac. Geol. Portugal, Aveiro, *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, XXIV, Lisboa, pp. 209-212.
- CORDEIRO, A. M. Rochette (1991) - *Alguns aspectos da morfologia granítica do Maciço da Gralheira. Livro-guia da viagem de estudo à serra da Freita*. IV Sem. de Geog. Física, Coimbra, 45 p. (policopiado)
- CORDEIRO, A. M. Rochette (1995) - "A provável evolução paleoclimática do Pleistocénico final no Centro litoral de Portugal (Montanhas Ocidentais)". *Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra, pp. 39-48.
- CORDEIRO, A. M. Rochette (1996a) - "O peso do factor estrutural no desenvolvimento do relevo granítico ligado à erosão diferencial. O exemplo dos alvéolos do centro-norte de Portugal". *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Porto, 1992.
- CORDEIRO, A. M. Rochette (1996b) - "Alvéolos graníticos do centro-norte de Portugal. Génese e tipologia". *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Porto, 1992.
- CUNHA, P. (1992) - *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento, F.C.T.U.C., Coimbra, 262 p. (policopiado).
- DAVEAU, S. (1976) - "Le bassin de Lousã. Evolution sédimentologique, tectonique et morphologique". *Memórias e Notícias do Museu Min. da Univ. de Coimbra*, nº 82, Coimbra, pp. 95-115.
- DAVEAU, S. (1978) - "L'évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problèmes posés par son étude". *Recherches françaises sur le Quaternaire, Suppl. du Bull. A. F. E. Q.*, Paris, pp. 11-21.
- DAVEAU, S.; BIROT, P. e RIBEIRO, O. (1985/86) - *Les Bassins de Lousã et d'Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le Massif Ancien et sa couverture à l'Est de Coimbra*. Memórias do Cent. Estudos Geográficos, nº 8, volumes I e II, Lisboa, 426 p.
- DEMANGEOT, J. (1976) - *Les espaces naturels tropicaux*. Paris, Masson, 190 p.
- DEWOLF, Y. (1988) - "Stratified slope deposits". *Advances in Periglacial Geomorphology*, Edited M. J. Clark, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 91-110.
- DINIZ, F. (1985) - "A Bacia de Rio Maior". I Reunião do Quaternário Ibérico, *Livro guia da pré-reunião*, Lisboa, pp. 16-33.
- FERREIRA, A. B. (1971) - "O rebordo ocidental da Meseta e a depressão tectónica da Longroiva". *Finisterra*, vol. VI, nº 12, Lisboa, pp. 196-217.
- FERREIRA, A. B. (1978) - *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia*. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, nº 4, Lisboa, 374 p.
- FRANCOU, B. (1988) - *L'Ebouilisation en Haute Montagne. Andes & Alpes. Six contributions à l'étude du système corniche-éboulis en milieu périglaciaire*. Thèse de Doctorat d'Etat, mention Géographie, Publ. Centre Géomorphologie do C.N.R.S., Caen, 696 p.
- GODARD, A. (1975) - "Arènes litées et convois limoneux à blocs sur versants cristallines des massifs anciens". *Mélanges offerts à G. Viers.*, Univ. Toulouse le Mirail, pp. 283-298.

- GODARD, A. (1977) - *Pays et paysages du granite*. PUF, Paris, 232 p.
- PAIS, J. (1986) - "Évolution de la végétation et du climat pendant le Miocène au Portugal". *Ciências da Terra*, Univ. Nova de Lisboa, n.º 8, Lisboa, pp. 179-191.
- PAIS, J. (1989) - "Evolução do coberto florestal em Portugal no Neogénico e no Quaternário". *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, tomo 75, Lisboa, pp. 67-72.
- REBELO, F. (1992) - "O relevo de Portugal - Uma introdução". *Infogeo*, 4, Lisboa, pp. 17-35.
- RIBEIRO, A. (1984) - "Néotectonique du Portugal". *Livro de Homenagem a O. Ribeiro*, Centro de Estudos Geográficos, vol. 1, Lisboa, pp. 173-182.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA, F. M.; CARVALHO, D. e MONTEIRO, J. H. (1979) - *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, O. (1955) - *Portugal*. Tomo V de *Geografia de España y Portugal*, Montaner y Simon, SA, Barcelona, 290 p.
- RIBEIRO, O. e FEIO, M. (1950) - "Les dépôts de type 'raña' au Portugal", *C. R. 16º Congresso Internacional de Geografia*, Lisboa, 2, 2ª Secção, pp. 152-159.
- SABARIS, S. e LLADO, L. (1952) - *Geografia de España y Portugal*. Tomo I, *España, Geografia Física, el relieve*. Barcelona, 497 p.
- SILVA, A. F. e RIBEIRO, M. L. (1991) - *Notícia explicativa da folha 15-A — Vila Nova de Foz Côa*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 52 p.
- SILVA, C. T. (1989) - "Novos dados sobre o Neolítico antigo do Sul de Portugal", *Arqueologia*, G.E.A.P., N.º 20, Porto, pp. 24-31.
- SILVA, F. G. (1971) - "Relações entre erosão e transporte na bacia hidrogeópica do rio Douro em território português" *Memórias e Notícias do Museu Min. e Geol. da Univ. Coimbra*, n.º 71, Coimbra, pp. 57-75.
- SOUSA, M. B. (1982) - *Litoestratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico - Grupo do Douro (NE de Portugal)*. Tese de Doutoramento, F.C.T.U.C., Coimbra, 223 p.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1988) - *Le Rôle de la glace de segregation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et Heritages*. Thèse de Doctorat D'Etat-mention Géographie. Univ. Paris I. tome 1 et 2, Caen, 854 p.

ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO do Rio Côa e Afluentes a Jusante de Cidadelhe



Escaia
1/25.000

1. BARRAS ESTRUTURAIS

- LITOLOGIA**
- GRANITO DA NÉA
 - GRANITO DE TERRAZAS
 - GRANITO DE SANTA COMBA
 - GRANITO DA RIBEIRA DE HASELECHE
 - GRANITO DA BUNTA DA ELVÁ
 - GRANODIÓRITO DE CHÉS
 - SISTEMAS DE FORMAÇÃO DE DESELIADA
 - SISTEMAS DE FORMAÇÃO DE PINAÇO
 - SISTEMAS DE FORMAÇÃO DE RIO PINAÇO
 - FORMAÇÕES QUARTZÍTICAS E DE S. SAMUEL
 - FILÕES DE QUARTZO
 - PEGMATITO
 - PORFÍRO GRANÍTICO
- TECTÓNICA**
- FRATURA
 - FALHA
 - FALHA COM RELAÇÃO
 - BASCULAMENTO
 - VALE DE FRACTURAS

2. DOMÍNIO TROPICAL HÚMIDO

- DEPÓSITO DE COBERTURA DE CARACTERÍSTICAS ARCÓSICAS
- DEPÓSITO DE COBERTURA DE CARACTERÍSTICAS ARCÓSICAS MOVIMENTADO POR PROCESSOS PERIGLACIARES

3. DOMÍNIO SUBTROPICAL

- SUPERFÍCIE DE DESHABITAÇÃO SEM CONSERVAÇÃO - HESETA
- SUPERFÍCIE DE DESHABITAÇÃO SEM CONSERVAÇÃO - HESETA
- SUPERFÍCIE DE DESHABITAÇÃO SEM CONSERVAÇÃO - PLANALTO DA NAVE
- RELEVO RESIDUAL DE BUNCA
- ALVÉOLOS ELEMENTARES
- DEPÓSITO DE COBERTURA TIPO "SABÃO"
- DEPÓSITO DE COBERTURA DE ALIMENTAÇÃO QUARTZOSA MOVIMENTADO POR PROCESSOS PERIGLACIARES

4. DOMÍNIO PERIGLACIAR

- DEPÓSITO DE VERTENTE EM GRANITO
- DEPÓSITO ESTRATIFICADO DE VERTENTE
- VERTENTES REGULARIZADAS
- COMES RELACIONADOS COM O DEPÓSITO CATASTRÓFICO
- CORDOBEIRAÇÃO
- DELFLUÍO
- MATERIAS PERIGLACIARES INDEFERENCIADOS

5. DOMÍNIO ACTUAL E SUBACTUAL

- DEPÓSITOS PERIGLACIARES REORGANIZADOS
- EROSOÃO SELECTIVA POR ACÇÃO DA ESCORRÊNCIA
- VERTENTES REGULARIZADAS SEM DEPÓSITOS
- MICROFORMAS GRANÍTICAS

6. FORMAS E FORMAÇÕES FLUVIAIS

- NÍVEIS FLUVIAIS
- RECORDES DE TERRAÇOS
- DEPÓSITO DE TERRAÇO SEM CONSERVAÇÃO
- DEPÓSITO DE TERRAÇO SEM CONSERVAÇÃO
- VALE EM CALEIRA
- VALE EM BORDO
- VALE EM V

- LIMITE INFERIOR DE VERTENTE
- CURVAS DE NÍVEL-CROSSSEÇÃO DE CÔA
- ANEXOS GEOMÉTRICOS

7. POVAÇÕES-AGLOMERADOS POPULACIONAIS

- ESTRADAS
- ALBUFERIAS

