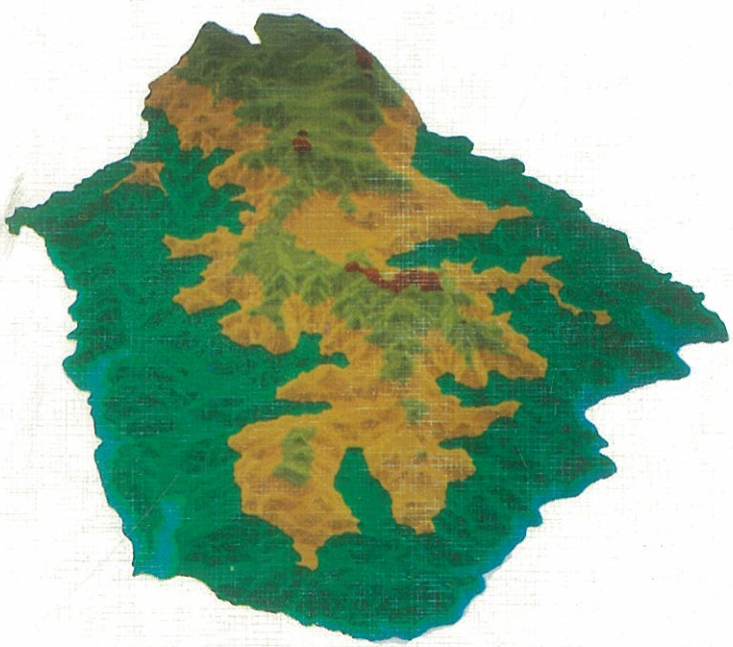
ANTÓNIO DE SOUSA PEDROSA

SERRA DO MARÃO

ESTUDO DE GEOMORFOLOGIA



PORTO
1993

ANTÓNIO DE SOUSA PEDROSA

SERRA DO MARÃO

ESTUDO DE GEOMORFOLOGIA

Dissertação de doutoramento
apresentada à Faculdade de Letras
da Universidade do Porto

PORTO
1993

RESUMO

Este trabalho tem por objectivo o estudo geomorfológico da serra do Marão, unidade que faz parte do conjunto de serras que separa as duas grandes regiões do norte de Portugal: Minho e Trás-os-Montes.

A análise realizada procura, assim, contribuir para a compreensão da evolução geomorfológica da serra do Marão aí incluindo o modo de actuação dos processos morfogenéticos actuais.

Numa primeira parte do estudo abordam-se os principais aspectos da litologia que se revelam determinantes para a compreensão das características morfológicas. Realça-se igualmente a importância da tectónica na formação e evolução de algumas das formas de relevo. Tentam-se, deste modo, delinear as grandes linhas de relevo desta área.

Após esta apresentação morfo-estrutural, procura-se inferir acerca dos processos morfogenéticos que maior influência tiveram na evolução quaternária da morfologia, em geral e nas vertentes,em particular. Este aspecto é abordado com base nos diversos vestígios que se encontraram nesta área e que correspondem a diferentes gerações de depósitos de vertente.

Numa segunda parte, analisam-se os processos morfogenéticos actuais no sentido de determinar a dinâmica das vertentes da serra do Marão. Esta abordagem inicia-se pelo estudo dos principais factores que poderão influir nos diversos processos morfogenéticos com um realce especial para a actuação do homem, já que este, cada vez mais, possui maior influência na dinâmica geomorfológica de qualquer área.

Faz-se, também, a análise do modo de actuação dos diferentes processos morfogenéticos e as suas principais implicações na evolução de algumas formas de relevo.

O estudo dos processos morfogenéticos actuais, assim como da evolução de algumas formas na serra do Marão tiveram em particular atenção a actuação do homem, já que, cada vez mais, se torna premente a consciencialização por parte deste dos riscos a que as suas actividades se estão sujeitas, assim como, dos que elas próprias podem induzir. Assim, a sua actuação sobre o meio ambiente tem de ser feita de forma a não alterar o equilíbrio dinâmico da natureza, no sentido de tirar o melhor partido dos recursos que esta coloca à sua disposição É necessário deixar de pensar de uma forma tão imediatista e economicista, procurando aproveitar ao máximo os recursos e os investimentos feitos a curto prazo, para começar a investir a longo prazo.

RÉSUMÉ

Le but de ce travail est l'étude géomorphologique de la Serra do Marão. Cette entité géomorphologique fait partie d'une chaîne de montagnes portugaises qui séparent les deux régions les plus caractéristiques du Nord du Portugal: Minho et Trás-os-Montes.

L'analyse qu'on a faite, essaye, de cette façon de contribuer à la compréhension de l'évolution géomorphologique de la Serra do Marão et à la façon selon laquelle les processus morphogenétiques actuels opérent.

Dans la première partie du travail on étudie les aspects les plus considérables de la lithologie qui sont déterminants pour la compréhension des caractéristiques morphologiques. On met en évidence l'importance de la tectonique dans la formation et évolution de quelques formes de relief. On tente, de cette façon, délinéer les grandes lignes de relief de cette surface.

Après cette présentation morpho-structurale on essaye de conclure à propos des processus morphogenétiques qui ont eu une plus grande influence dans l'évolution quaternaire de la morphologie en géneral, et dans les versants en particulier. Cet aspect est étudié à partir des différents vestiges qu'on a trouvés dans cette surface et qui correspondent à des différents générations de depôts de versants.

Dans la deuxième partie, on analyse les processus morphogenétiques actuels pour déterminer la dynamique des versants de la Serra do Marão. On commence cette approche par l'étude des facteurs principaux qui pourront influencer les divers processus morphogenétiques, en soulignant l'action de l'homme puisque celui-ci a, de plus en plus une grande influence sur la dynamique géomorphologique d'une quelconque surface.

Dans une deuxième étape, on analyse la façon dont les différents processus morphogenétiques évoluent ainsi comme ses implications principales dans l'évolution de quelques espéces de relief.

L'étude des processus morphogenétiques actuels et de l'évolution de quelque formes dans la Serra do Marão, a eu des buts spécifiques: le rôle de l´homme (de plus en plus, important) et sa prise de conscience des risques que ses activités peuvent provoquer.

En effet, l'action de l'homme sur l'environnement doit être faite de façon à respecter l'équilibre dynamique de la nature. Il profitera, ainsi, des ressources que celle-ci peut lui offrir.

Il faut abandonner une pensé si imédiatiste et si économiciste pour profiter au maximum des ressources et des investissements faits. On pourra, donc, à long terme, commencer des investissements dont les conséquences soient moins néfastes pour la nature et pour les prochaines générations de l'homme.

ABSTRACT

The aim of this work is the geomorphological study of Marão, one of the mountains in the range that separates two large regions of Northern Portugal: Minho and Trás-os-Montes.

The analysis carried out tries to contribute to a better understanding of the geomorphological evolution of Marão and includes the way morphogenetic processes are still at work.

The main aspects of lithology which are considered essential to the understanding of the morphological characteristics are the object of the first part of this study.

The importance of tectonics in the formation and evolution of some forms of relief is also emphasised. There is an attempt to describe the main characteristics of the relief in this area.

After this morphological presentation, some conclusions are drawn about the morphogenetic processes which, in the quaternary, had greater influence on the evolution of morphology, in general, and on the slopes, in particular. This aspect is approached, taking into consideration the diverse traces found in this area which correspond to different generations of slope deposits.

In the second part of the work there is an analysis of the present-day morphogenetic processes with the aim of determining the dynamics in the slopes of Marão. First, there the study of the main factors which may influence the different morphogenetic processes; a special emphasis is placed on man's role, since his influence on the geomorphologic dynamics is getting stonger and stronger.

The way in which the different morphogenetic processes act and their main consequences in the evolution of certain relief forms are also analysed.

In the study of present-day morphogenetic processes as well as of the evolution of some forms in Marão special attention is given to the part played by man, since it is extremely important to make him aware of the risks his activities are subject to and of the damages he can do to nature when carrying out those activities. Therefore, the way man acts upon the environment must not in any way alter the dynamic balance of nature so that he can make the most of the resources it offers him. One should stop considering problems on a short-term basis or from a mere point of view of profit. On the contrary, one should make the best use of the resources and investments, so as to be able to begin investing on a long-term basis.

ABREVIATURAS

Cl - Clorite

I-Cl - Interestratificado Ilite-Clorite

Mt - Montmorrilonite

M - Mica

K - Caulinite

Gb - Gibsite

Q - Quartzo

Fna - Feldspato potássico

Fk - Plagioclase

Ca - Calcite

G - Goetite

Lp - Lepidocrocite

BP - Before Present

JN - Jornal de Notícias

VA - Valor Absoluto

PREFÁCIO

O trabalho que aqui se apresenta é o resultado de uma longa e aprofundada investigação na área da serra do Marão e pretende contribuir para o conhecimento da sua evolução geomorfológica.

Desde cedo, que o estudo dos processos morfogenéticos responsáveis pela evolução das vertentes suscitaram a nossa atenção. Consideramos que a explicação das actuais formas de relevo não pode deixar de ter em atenção os processos que actuaram no decurso do Quaternário, pelo que, no trabalho de campo realizado houve a preocupação de determinar, de uma forma o mais pormenorizado possível, todos os vestígios que pudessem dar indicações sobre os processos responsáveis pela evolução das vertentes no decurso do Quaternário. Mas por si só os processos morfogenéticos não podem explicar globalmente as características morfológicas actuais, pelo que se teve em atenção o papel dos diferentes movimentos orogénicos, com especial destaque para a actuação da neotectónica.

O estudo da dinâmica actual é uma outra componente do trabalho, já que consideramos importante num estudo de geomorfologia compreender o modo como as formas actuais estão a evoluir, pois só assim é possível prevenir os riscos geomorfológicos. Para o estudos dos processos morfogenéticos actuais não se pode descurar o passado geomorfológico da área em estudo, mas também é necessário conhecer os factores que actualmente podem influenciar a sua dinâmica. Naturalmente que os climáticos são dos mais importantes, já que as características da precipitação e o comportamento da temperatura condicionam a actuação dos processos morfogenéticos actuais. No entanto, não se pode menosprezar o papel que o declive possui assim como a cobertura vegetal existente.

Apesar de todos estes factores terem um papel fundamental para o estudo dos processos morfogenéticos actuais, cada vez mais a actuação do homem contribui para a alteração da sua dinâmica. Esta revela-se complexa pois resulta de uma longa interacção do homem com as condições da natureza, que não são de modo nenhum, tão lineares como poderia parecer à primeira vista ao observador desprevenido ou desatento. Assim, tivemos a preocupação de analisar o modo como algumas das suas actividades poderiam contribuir para alterar a dinâmica da evolução morfológica.

Da análise dos diferentes processos morfogenéticos e dos factores que maior influência têm na sua dinâmica procurou-se definir os principais riscos geomorfológicos existentes na Serra do Marão..

Espero que **Serra do Marão: estudo de geomorfologia** possa contribuir para o conhecimento da evolução do relevo no decurso do Quaternário, para definir as morfodinâmicas actuais e o papel preponderante que o homem tem como agente e factor interveniente no equilíbrio do meio ambiente.

Resta-me agradecer a todos aqueles que, de um modo ou outro, concorreram para a elaboração desta dissertação.

Destaco em primeiro lugar, o meu orientador, Professor Doutor Fernando Rebelo, sempre presente com o seu douto conselho e crítica construtiva, que contribuiu naturalmente para o enriquecimento do trabalho.

Ao Dr José Santos Oliveira, director do Laboratório de Geologia e Minas que autorizou a realização da análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X da matriz areno-argilosa de 150 amostras e aos Drs. José Grade e A. Casal Moura, que as realizaram.

Ao Dr. João José Cardoso Pais da Universidade Nova de Lisboa que efectuou as análises polínicas que lhe foram solicitadas e, ajudou na interpretação dos resultados obtidos.

Ao Eng. Monge Soares do LNETI que realizou as análises de Carbono 14 .

O meu agradecimento vai ainda para o Dr. Adriano.Basto que, com grande amizade aceitou ler e rever cuidadosamente todo o manuscrito.

Não quero esquecer todos os amigos, e muitos foram, que me acompanharam em muitas das deslocações à área de estudo, com especial destaque para José Rebelo.

À minha família todo o apoio e compreensão dispensada.

INTRODUÇÃO

1 - Delimitação e apresentação da área de estudo

A Serra do Marão faz parte de um conjunto de serras que separa duas das mais características regiões do território português: "Minho" e "Trás-os-Montes".

Nesta área, de Norte para Sul distinguem-se as Serras da Peneda, do Gerês, das Alturas (Barroso), do Alvão e do Marão. Se se exceptuar a Cordilheira Central, é neste conjunto de serras, às quais se pode juntar, a Sul do Douro, a Serra do Montemuro, que se encontram os pontos mais elevados de Portugal (fig. 1).

Tanto pela sua altitude como pelo seu volume, estas serras constituem um obstáculo aos ventos marítimos do quadrante Oeste, determinando uma transformação relativamente rápida das paisagens (J. DIAS, 1949), pelo que normalmente se denomina *barreira de condensação.*

Trata-se sem dúvida, de uma das áreas mais pluviosas de Portugal, como S. DAVEAU (1977) bem evidenciou. Com efeito, os pontos mais altos destas serras apresentam valores anuais de precipitação média superior a 2000 mm.

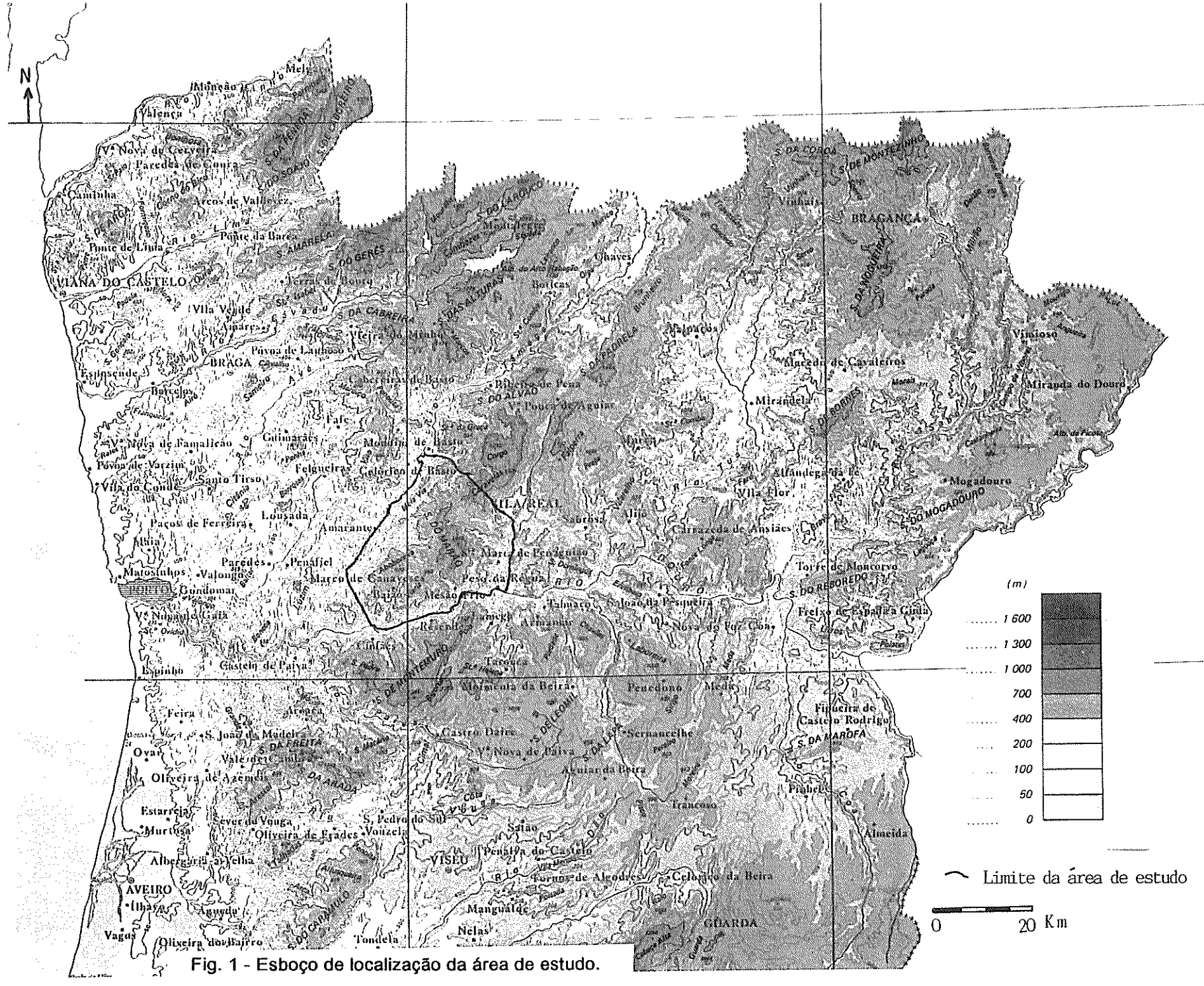


Fig. 1 - Esboço de localização da área de estudo.

A Serra do Marão, objecto deste trabalho, encontra-se no limite Sul deste conjunto de serras, na margem direita do Douro, e atinge a máxima altitude de 1415 metros no marco geodésico do Marão.

Delimitar uma *Serra* é sempre um trabalho difícil e subjectivo já que os parâmetros que existem para o fazer podem ser variáveis e de ordem diversa.

O termo *Serra* não se encontra definido de uma forma precisa na linguagem geomorfológica. Apesar de ser empregue com frequência pelos geomorfólogos e, por outros estudiosos, nomeadamente os geólogos, não há uma definição precisa de *Serra* nos dicionários de língua portuguesa e nos utilizados pelos geomorfólogos (1).

Por outro lado, um estudo de geomorfologia, numa área como esta, só poderia apresentar limites precisos se se circunscrevesse a uma bacia hidrográfica. Nesse caso, era possível, em mapas de grande pormenor, definir rigorosamente os limites ao determinar a linha divisória de águas.

No caso presente, como não fazia sentido optar pelo estudo de uma bacia hidrográfica, dado que os problemas em causa ultrapassam largamente as bacias existentes, os limites definidos entram em linha de conta fundamentalmente com aspectos geológicos e geomorfológicos englobando diversas unidades sem fronteiras rígidas, quer entre si, quer com o espaço envolvente.

O estudo incidirá primordialmente sobre áreas de xisto e quartzito. Por isso, não nos debruçamos sobre a Serra granítica do Alvão, apesar de, em termos de geomorfologia tectónico-estrutural, Marão e Alvão funcionarem como um

---

(1) - Não encontramos em nenhum dicionário da língua portuguesa nem de geografia uma definição precisa surgindo como sinónimo de montanha.

só bloco (2).

Conjugando os diversos factores de ordem litológica, estrutural e morfológica pode individualizar-se a Serra do Marão fazendo coincidir os limites a Norte com o troço inferior do rio Cabril. Em termos geomorfológicos, a Serra do Marão *vai morrer* de encontro ao Monte da Senhora da Graça (Mondim de Basto). Deste modo, o limite Norte da Serra do Marão é praticamente coincidente com o limite dos xistos do Devónico Inferior.

O limite Nordeste (entre Vila Chã, freguesia de Bilhó e o marco geodésico de Picoto Alto) far-se-á pelo contacto geológico entre os quartzitos e os xistos e o granito sin-tectónico do Maciço compósito de Vila Real. A partir de Picoto Alto até ao rio Corgo, imediatamente a Sul da cidade de Vila Real, optou-se por seguir uma falha de direcção NW-SE. Esta tem uma certa importância geomorfológica já que alinha alguns cursos de água cujos vales fazem a separação natural entre a Serra do Marão e do Alvão.

O limite da área de estudo coincidirá a Este com o rio Corgo e a Sul com o rio Douro, apesar destes rios não fazerem qualquer tipo de separação entre unidades geológicas visto que ambas as margens do rio Corgo se desenvolvem na unidade denominada *Complexo xisto-grauváquico do Douro*.

O rio Douro, apesar de profundamente encaixado, também não individualiza unidades geológicas, já que, por exemplo, o afloramento Ordovícico-Silúrico, que forma, sem dúvida, o núcleo principal da Serra do Marão, se prolonga

---

(2) - Na *Carte Géomorphologique du Portugal*, na escala de 1/500 000 (folha Norte), D. B. FERREIRA (1981) define como um mesmo bloco estrutural quase todo o interflúvio Tâmega/Corgo onde se inserem a Serra do Marão e a do Alvão.

para Sul deste curso de água. No entanto, em termos morfológicos quer o vale do Corgo quer o vale do Douro separam unidades distintas. Assim, na margem esquerda do primeiro inicia-se o relevo planáltico característico de Trás-os-Montes, enquanto na margem esquerda do rio Douro desenvolvem-se já as vertentes da Serra do Montemuro.

A Oeste, o limite escolhido seguirá a falha de direcção NW-SE que alinha vários cursos de água, nomeadamente o rio Douro e um seu afluente da margem direita e, ainda, a ribeira de Juncal e o rio de Galinhas.

Deste modo, inclui-se na área de estudo a Serra da Aboboreira, cujo substracto geológico é constituído por rochas granitóides. A inclusão de uma tão vasta área de rochas graníticas justifica-se por dois motivos. Por um lado, se a falha que define o vale do rio Fornelo individualiza bem, em termos geomorfológicos, a Serra do Marão e da Aboboreira entre Amarante e Alto de Quintela, apesar de geologicamente a unidade ser a mesma, a partir deste último local em direcção a Mesão Frio, tal não se verifica. Deste modo, houve necessidade de incluir toda a área a oriente de uma outra falha importante, com a mesma direcção da referida. Por outro lado, tradicionalmente as populações desta área identificam-se com o Marão (3) o que não acontece com as populações da Serra do Alvão. Assim, pensou-se que seria interessante englobar a Serra da Aboboreira na área de estudo apesar de, em termos geológicos e mesmo geomorfológicos, se individualizar perfeitamente da Serra do Marão.

De facto,ela forma um bloco completamente distinto cuja separação

---

(3) - A própria Região do Turismo da Serra do Marão considera a Serra da Aboboreira como parte integrante da sua área de intervenção.

se faz por uma falha de direcção NW-SE geomorfologicamente muito importante, já que, para além de alinhar vários cursos de água (M. FEIO, *et al.*, 1949), ela está bem marcada na paisagem o que levou A. P. FERNANDES (1960) a considerar que esta região se encontra dividida em dois blocos, um oriental, a leste do talvegue do rio Fornelo, do qual faz parte a Serra do Marão, e outro ocidental, a Oeste do mesmo rio, que abrange a Serra da Aboboreira.

Apesar do rio Tâmega não fazer a separação de qualquer unidade geológica é ele que define o limite Noroeste da Serra do Marão. Em termos morfológicos, a parte do seu troço compreendida entre a foz do rio Ovelha (município de Marco de Canaveses) e a foz do rio Cabril (município de Mondim de Basto) é o limite natural desta Serra.

Como já se afirmou, os limites que aqui se definiram não serão tomados de uma forma rígida. Sempre que seja considerado relevante e necessário para explicar o aparecimento e a actuação de determinados fenómenos, recorrer-se-á à área envolvente.

Apesar do estudo geomorfológico que agora se apresenta debruçar-se sobretudo sobre as rochas de xisto e quartzito, far-se-á também referência a alguns problemas de ordem geomorfológica levantados pelas rochas granitóides incluídas nos limites da área de estudo.

2 - Objectivos e metodologia

O presente trabalho tem por objectivo estudar a morfologia da área da Serra do Marão no sentido de compreender a sua génese e evolução futura.

Deste modo, teremos de atender aos diversos processos que exerceram a sua acção ao longo dos tempos geológicos, com principal incidência para os que ocorreram durante o Quaternário pois o estudo dos processos morfogenéticos actualmente responsáveis pela evolução das formas de relevo revela-se de primordial importância já que vai permitir estudar a dinâmica geomorfológica actual e futura desta área.

Assim, na primeira parte do trabalho, abordam-se os principais aspectos da litologia que se revelem importantes para a compreensão das características morfológicas. Procura-se igualmente demonstrar a importância da tectónica na formação e evolução de algumas das formas de relevo. Assim, nesta parte, para além de se procurar enquadrar a região em termos morfo-estruturais, tenta delinear-se as grandes linhas de relevo da área da Serra do Marão.

Após esta apresentação procura inferir-se acerca dos processos morfogenéticos que maior influência tiveram na evolução quaternária da morfologia em geral e nas vertentes em particular, já que estas podem considerar-se as formas primárias onde os diferentes processos actuam. Este aspecto é abordado com base

nos diversos vestígios que se encontraram na área que denominamos de uma forma genérica por *Serra do Marão* e que se podem agrupar em depósitos fluviais e de vertente e, ainda, por diferentes tipos de escombreiras de gravidade.

Numa segunda parte, procuramos analisar os processos morfogenéticos actuais no sentido de estudar a dinâmica presente nas vertentes da Serra do Marão. Primeiro estudam-se os principais factores que poderão influir nos diversos processos com um realce especial para a actuação do homem, já que este, cada vez mais, possui maior influência na dinâmica geomorfológica de qualquer área. Depois faz-se a análise dos diferentes processos morfogenéticos que actuam na Serra do Marão e as suas principais implicações na evolução de algumas formas de relevo.

Um dos vectores fundamentais para a concretização deste estudo foi o trabalho de campo que se mostrou de primordial importância, não só para o conhecimento das formas de relevo, mas também para descobrir e análise dos vestígios que possibilitassem compreender a evolução quaternária da Serra do Marão. Durante um longo período de tempo a área foi percorrida o mais pormenorizadamente possível o que permitiu, para além de uma observação cuidada, a recolha de amostras dos depósitos, para posterior análise laboratorial.

Nesta fase das investigações foi também possível observar alguns dos principais processos morfogenéticos que mais influem na evolução das vertentes. Em função destas observações foram seleccionados diversos locais amostra onde se efectuaram medições periódicas no sentido de compreender e quantificar a evolução das vertentes e de algumas formas, nomeadamente, escombreiras de gravidade, ravinamentos e barreiras artificiais que o homem cria na construção de determinadas infra-estruturas, como por exemplo as rodoviárias. Assim, colocou-se o material julgado necessário em diversos locais, obedecendo a critérios de natureza litológica, de declive das vertentes e de exposição.

O tratamento laboratorial das amostras teve como objectivo ajudar a esclarecer a origem dos diferentes depósitos e, deste modo, contribuir para um melhor conhecimento geomorfológico da área. A utilização da análise *semi-quantitativa por difracção dos raios X* (4), permitiu determinar a composição mineralógica das amostras recolhidas nos diversos depósitos de vertente. Nos que demonstravam sinais de dinâmica fluvial efectuou-se a análise morfométrica para a fracção inferior a 1o correspondente à areia grosseira da escala de Wentworth. Para os calhaus de dimensão superior a este valor determinaram-se os índices de achatamento e de rolamento de Cailleux.

Sempre que julgamos importante para a análise de alguns depósitos fizemos uma amostragem da dimensão dos calhaus e blocos que o compunham. De igual modo, fez-se uma contagem dos calhaus e blocos em função das suas características litológicas em diversos locais do depósito em áreas-tipo de um metro quadrado. Assim, para além de se determinar o número de calhaus existente num metro quadro, podia concluir-se acerca da sua composição litológica e da sua variabilidade no próprio depósito.

Para além destes diferentes tipos de análises, sempre que as amostras o possibilitaram aplicou-se o método de datação absoluta através do C_{14} (5), na tentativa de se conseguir elaborar uma coluna estratigráfica que contribuísse para análise da evolução quaternária do relevo. Infelizmente, sendo poucos os paleossolos encontrados, até ao momento, as amostras que permitiram fazer este tipo de análise, também foram poucas.

Aplicou-se, ainda, a análise polínica para algumas amostras para

---

(4) - Esta análise foi elaborada no Laboratório de Geologia e Minas pelos Drs. José Grade e A. Casal Moura

(5)- Análises realizadas no Laboratório Nacional de Engenharia e Tecnologia Industrial

melhor compreender a análise evolutiva da Serra do Marão. Aquelas que permitiram este tipo de análise mostraram-se muito pobres em pólens, pelo que as conclusões que se referem não se apresentam muito significativas, nem se podem generalizar.

No estudo dos processos morfogenéticos actuais, para além da observação que se efectuou *"in loco"* na altura do trabalho de campo tentou-se, ainda, a quantificação de alguns processos, para melhor se compreender a evolução de algumas formas.

O *creep* foi um dos processos para o qual se tentou a quantificação em diversos lugares previamente definidos tendo como base a diferença de declive das vertentes e a intensidade do processo, observada através da curvatura que as espécies arbóreas apresentavam na base do tronco. Nesse sentido, colocaram-se algumas *barras metálicas* a diferentes profundidades, em locais devidamente assinalados. O objectivo era, por um lado, medir a sua deslocação e, por outro, a possível inclinação verificada relativamente à posição vertical inicial.

A evolução das escombreiras de gravidade também foi objecto de quantificação. Desse modo, nelas foram numerados diversos calhaus alinhados na fase inicial relativamente a um ponto fixo na vertente. Também foram seleccionadas várias áreas amostra tendo em atenção as características litológicas das rochas que originaram estas formas e, ainda, o declive da vertente, exposição, altitude e as características heterométricas das mesmas. A numeração dos calhaus teve também em atenção o diferente tamanho, tendo todavia sido determinado apenas o seu comprimento, já que, por vezes, para se conseguir a espessura e a largura tinha de se levantar o calhau do sítio, facto que se queria evitar, no sentido de não modificar as condições naturais.

A evolução de algumas ravinas foi, também, objecto de quantificação. O modo de selecção obedeceu a critérios não só de carácter litológico como também morfológico. Procuraram-se locais em vertentes com declives

diversos, assim como tivemos a preocupação de analisar ravinas que se haviam instalado em vertentes com diferente exposição. Numa fase inicial determinou-se o perfil pormenorizado das ravinas, tendo posteriormente sido colocadas diversas barras metálicas, ao longo desse perfil, para que se pudessem medir as alterações semanais que eventualmente se verificassem.

Para se quantificar a quantidade de material movimentado nestas mesmas formas, foi colocado junto de cada perfil, uma *caixa*, que recolhia o material que se movimentava numa determinada secção. A recolha do material também era feita periodicamente, no sentido de o relacionar com a quantidade de precipitação recolhida nos pluviómetros que tínhamos colocado próximo de cada local de medição.

O recurso à bibliografia existente sobre a área é sempre importante neste tipo de estudos. A procura bibliográfica foi, desde início um vector privilegiado na investigação que fizemos. A bibliografia geomorfológica sobre a Serra do Marão revelou-se muito escassa. pois esta Serra nunca havia sido objecto de um estudo geomorfológico de pormenor, Encontraram-se algumas referências em trabalhos de carácter geral. Pelo contrário, a bibliografia geológica mostrou-se mais abundante e foi fundamental para a análise litológica e tectónica desta Serra.

3- Bibliografia e cartografia utilizadas

Para o estudo geológico desta Serra estão publicadas pelos Serviços Geológicos de Portugal as três cartas geológicas na escala de 1/50 000 (10-A Celorico de Basto, 10-C Peso da Régua e 10-D Alijó) que a abrangem na sua totalidade (6). Neste momento, é possível localizar com pormenor as diferentes rochas que constituem esta Serra, que no dizer de Carlos TEIXEIRA (1974), é do ponto de vista geológico-estrutural, de constituição bastante complexa, possuidora de características que lhe dão individualidade particular entre as demais Serras portuguesas. Ela corresponde a um *anticlinorium* (A. RIBEIRO, *et al.*, 1962) cujo

---

(6) - As três folhas geológicas foram elaboradas em épocas diferentes pelo que se colocam vários problemas, quer no que se refere à própria classificação das rochas, já que a nomenclatura utilizada apresenta-se diversa, por exemplo, no que se refere às rochas granitóides. No respeitante às rochas metassedimentares também se colocam alguns problemas. Por exemplo, na de Peso da Régua são discriminadas as corneanas, o que já não acontece na de Celorico de Basto. Um outro problema diz respeito ao número de falhas assinaladas nas diferentes cartas. Enquanto que nas de Celorico de Basto e Alijó foi assinalada uma rede de fracturação muito intensa, na de Peso da Régua este item resume-se a um número muito limitado de fracturas .

núcleo é ocupado por terrenos do complexo xisto-grauváquico (depressão da Campeã) e cujos flancos, constituídos por terrenos do Ordovícico inferior, estão localizados no bordo meridional da Serra (flanco SW) e na região de Vila Cova (flanco NE). O *anticlinorium* apresenta-se fortemente inclinado para SW, estando o flanco NE estirado (A. RIBEIRO, *et al.* , 1962).

A bibliografia geológica específica sobre o Marão é, todavia, relativamente escassa e só muito recentemente os geólogos se debruçaram com alguma profundidade sobre esta Serra.

3.1 - Estudos geológicos de interesse económico

Grande parte destes estudos refere-se a aspectos muito particulares, quase sempre relacionados com jazidas de minerais aí existentes. Neste caso, podem separar-se aqueles que estudam locais específicos da própria Serra do Marão e os que, dentro de uma abordagem mais genérica, fazem referência a problemas localizados nesta Serra. São estudos quase sempre relacionados com a descrição das jazidas ferralíferas e seu interesse económico-industrial ou então, com a estrutura e características do minério magnetítico.

Os estudos de âmbito geral debruçam-se todos sobre os minérios de ferro portugueses. J. C. NEIVA (1951) fez uma pequena referência ao minério magnetítico de Vila Cova do Marão definindo as suas principais características de uma forma muito sucinta. O mesmo autor (J. C. NEIVA 1953) apresenta a sua teoria da génese dos principais jazigos de minérios de ferro portugueses localizados a Norte do rio Douro. Não há nenhuma referência específica a Vila Cova do Marão; apenas

surge a sua menção no mapa de localização dos jazigos deste minério e no quadro de comparação da evolução dos principais jazigos portugueses de minério de ferro. J. SANTOS (1957), num trabalho sobre a importância dos minérios de ferro, refere o caso de Vila Cova como exemplo da valorização do jazigo de ferro pelo beneficiamento económico do seu minério.

Os trabalhos que têm por objecto o estudo de aspectos específicos e locais da Serra do Marão são mais numerosos, relacionando-se quase sempre com os minérios de ferro.

Os primeiros três estudos que se conhecem foram publicados em 1946 pelo Serviço de Fomento Mineiro. Apresentam uma componente muito técnica pois analisam a estrutura, origem e evolução do jazigo de magnetite de Vila Cova do Marão (J. FREIRE, 1946); o seu interesse técnico-industrial (J. SANTOS, 1946) e, ainda, as características e génese do minério magnético desse mesmo jazigo (J. C. NEIVA, 1946). Neste último, que terá sido um dos primeiros contributos para o estudo da evolução da deposição dos materiais que constituem esta Serra, discute-se a génese deste importante jazigo.

No ano seguinte, J. SANTOS *et al.*, (1947) publicaram mais um trabalho, sobre o jazigo de ferro de Vila Cova, onde se faz uma pequena referência às características geológicas da área onde este jazigo se insere.

Em 1951, surgem mais dois estudos sobre os minérios de ferro localizados na Serra do Marão. J. C. NEIVA (1951) debruçou-se sobre o jazigo da Facuca (Serra do Marão), mencionando de forma breve alguns aspectos da geologia do local onde a mina se localiza. Este mesmo autor, juntamente com outros (J. C. NEIVA *et al.* ,1951), volta a abordar a estrutura do local de exploração de magnetite próximo de Vila Cova do Marão.

Em 1957, um novo estudo sobre a Serra do Marão (J. C.NEIVA *et al.*, 1957), que, estranhamente, C. TEIXEIRA (1974) viria a classificar como "*obra*

sem valor científico", menciona, pela primeira vez, os jazigos de magnetite de Ferraria, Marão e Freitas, procurando enquadrá-los quer morfológica, quer geologicamente na área.

Além destes estudos sobre os minérios de magnetite, para a Serra do Marão apenas se conhece um trabalho sobre os calcários cristalinos, justificado não só pela importância económica que estes afloramentos começavam a assumir, dada a sua crescente utilização como matéria-prima em diversas indústrias e na agricultura, mas também pela sua localização numa região onde estas rochas escasseiam (A. C. MEDEIROS *et al.*, 1954). Este trabalho dá, sem dúvida um importante contributo para o conhecimento da geologia do local onde os calcários afloram.

3.2 - Estudos sobre as formações geológicas

Existem, ainda, outros trabalhos que se prendem directamente com a geologia da Serra do Marão. Podem agrupar-se naqueles que se debruçam especificamente sobre a Serra e nos de âmbito mais geral que, por um ou outro motivo, fazem referência a esta Serra ou às rochas que a constituem.

Neste último caso pode inserir-se a obra de N. DELGADO (1908) sobre o sistema Silúrico de Portugal onde se assinalam os primeiros fósseis que se encontraram na Serra do Marão. É uma primeira referência que importa assinalar apesar de o estudo não se ocupar desta região com pormenor (C. TEIXEIRA, 1974).

C. TEIXEIRA (1955, 1959, 1969) refere-se por diversas vezes aos sistemas geológicos ou às rochas que constituem a Serra do Marão. A importância

destes trabalhos reside no enquadramento que fazem da constituição geológica desta Serra num âmbito mais regional.

Existem ainda duas obras gerais importantes, publicadas mais recentemente, que possibilitam enquadrar esta área nos seus diversos fenómenos geológicos na evolução geral, quer do território nacional, quer da Península Ibérica. São concretamente, a *Introdução à Geologia de Portugal,* de C. TEIXEIRA e F. GONÇALVES (1980), e a *Introduction à la géologie générale du Portugal,* de A. RIBEIRO *et al.* (1979).

Sobre a estrutura e a evolução geológica desta Serra somente pelos anos sessenta se começaram a publicar alguns trabalhos.

O primeiro foi elaborado por H. PRIEM (1962), não estando isento de algumas críticas desfavoráveis por parte dos geólogos portugueses. C. TEIXEIRA (1974), por exemplo, afirma que a obra inclui um mapa geológico e petrológico, na escala de 1/50 000, da Serra do Marão que, por deficiência de interpretação do autor do mesmo, "*está grosseiramente errado*".

No entanto, o autor tratou de forma mais específica os granitos, o metamorfismo com eles relacionado e a geologia económica, tendo nestes aspectos dado um contributo relevante para a análise e conhecimento geológico desta região.

Nesse ano, num outro estudo (A. RIBEIRO *et al.*, 1962), faz-se pela primeira vez, o reconhecimento profundo do terreno separando-se definitivamente as rochas do *complexo xisto-grauváquico* das do Ordovícico.

No mesmo ano,foi publicado um outro estudo que deu um contributo importante para o conhecimento geológico da região de Amarante que teve como base o trabalho de campo feito para o levantamento da folha de Peso da Régua da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000 (A. P. FERNANDES *et al.*, 1962).

C. TEIXEIRA *et al.*, (1964), com base na descoberta de alguns fósseis, publicaram um outro estudo onde se procura ajustar ideias acerca da idade de algumas formações geológicas desta Serra.

Em 1967, os Serviços Geológicos de Portugal publicaram a folha de Peso da Régua da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000 - folha 10-C - e a respectiva notícia explicativa. Esclarecem-se os aspectos principais da estrutura geológica da Serra do Marão a Sul de um paralelo que passa pelo Alto do Espinho. Estes dois instrumentos de trabalho vão ser fundamentais para a elaboração do estudo a que nos propusemos. De facto, para a análise geomorfológica de uma área a cartografia geológica de pormenor assume extrema importância.

No entanto, ainda nos interessa considerar um trabalho publicado por C. TEIXEIRA (1974) onde, para além de fazer uma síntese crítica dos diversos estudos sobre a geologia da Serra do Marão até então publicados refere alguns aspectos da paleontologia da área.

Do mesmo modo, a abordagem sobre a tectónica do sector Noroeste da Serra do Marão feita por E. PEREIRA e A. RIBEIRO. (1983), revela-se essencial à compreensão de alguns problemas estruturais daquele sector, evidenciando algumas questões complexas, não apenas de carácter geológico, mas também de ordem tectónica.

Em 1987 é publicada, pelos Serviços Geológicos de Portugal, a folha da região de Celorico de Basto (10-A) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000, que vem naturalmente contribuir para que o estudo geomorfológico se possa realizar de uma forma mais pormenorizada. Só em 1989 estes mesmos serviços editaram a respectiva notícia explicativa (E. PEREIRA, 1989).

Também em 1987, foi defendida na Universidade de Lisboa, por E. PEREIRA, uma tese sobre a região de Celorico de Basto correspondente à área da mesma folha (10-A) encarando-se o estudo geológico e estrutural da região numa

perspectiva dinâmica (E. PEREIRA, 1987). Esta obra vai ser fundamental para a compreensão da evolução geológica deste sector da Serra assim como dos vários problemas tectónicos que aqui se colocam.

3.3 - Outros estudos geológicos

Para além de todos estes trabalhos a que nos referimos, existem outros sobre as regiões envolventes da área em estudo e que, naturalmente, terão de ser tomados em linha de conta não só para a compreensão da evolução geológica como, também, para o levantamento dos problemas geomorfológicos.

Assim, far-se-á uma breve referência àqueles que reputamos de maior importância para o trabalho que pretendemos desenvolver.

T. ASSUNÇÃO (1969) debruçou-se sobre a petrografia do complexo de xistos e grauvaques ante-ordovícicos de Trás-os-Montes fazendo algumas referências a locais que se situam na Serra do Marão.

No que respeita ao complexo xisto-grauváquico do Douro, M. B. SOUSA, publicou uma série de estudos (1974, 1979, 1981, 1983a, 1983b, 1985) que têm contribuído para esclarecer a lito-estratigrafia desta formação e o seu enquadramento na estratigrafia regional. Estes trabalhos vão servir para caracterizar a parte do *complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico* que se inclui na área da Serra do Marão e para a melhor compreensão de alguns problemas geomorfológicos que, naturalmente, se levantam. Mais recentemente (1990), foi publicada a folha de Alijó (10-D) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000, da área correspondente aos trabalhos deste mesmo autor, o que veio esclarecer alguns

aspectos ligados à estrutura e tectónica do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico do grupo do Douro.

J. SANTOS (1969) publicou um estudo sobre os principais aspectos geoquímicos de pegmatitos e veios da área estano-volframítica de Amarante - Celorico de Basto que naturalmente nos fornece indicações importantes acerca da constituição litológica da parte Oeste da Serra do Marão.

Para uma área situada um pouco mais a Norte, foi publicado um trabalho sobre a prospecção geológica e geoquímica na área de Cabeceiras de Basto (J. RAMOS *et al.*, 1981), estudo que poderá revestir-se de um certo interesse em alguns aspectos a abordar.

É, ainda de referir um trabalho recente de E. PEREIRA (1985) sobre o ciclo hercínico do sector Entre Douro e Minho que tem como base deduções elaboradas a partir da análise paleogeográfica da Península Ibérica, que permite um enquadramento da área de estudo em toda a problemática de uma região mais vasta, ou seja no contexto da região Noroeste do continente português.

3.4 - Estudos geomorfológicos

Não há, até à data, qualquer estudo de geomorfologia específico sobre esta área. Salvo num caso muito restrito, existem apenas alguns estudos gerais que podem referir alguns aspectos da geomorfologia da Serra do Marão. Outros, embora sem uma referência específica a esta área, podem servir para o seu enquadramento em diversas problemáticas.

O primeiro trabalho que se pode referir é o de Virgilio TABORDA (1932) sobre o Alto Trás-os-Montes. Mais tarde P. BIROT (1945), num outro trabalho, aborda algumas questões morfológicas que interessam à área de estudo apresentando um mapa morfológico onde a Serra do Marão se inclui. Este mesmo autor, em 1949 para o Congresso Internacional de Geografia, redigiu um relatório sobre as superfícies de erosão do Norte e centro de Portugal fazendo um esboço das mesmas, o que se revelou um trabalho fundamental para a interpretação destas questões no nosso país.

Neste mesmo congresso, M. FEIO e R. S. BRITO (1949) apresentaram uma comunicação sobre os vales de fractura no modelado granítico português, apontando o exemplo do curso médio do Douro como um dos melhores campos de vales de fractura do país.

M. FEIO (1948) havia já publicado em "*Notas geomorfológicas*" algumas reflexões sobre o relevo do Minho onde, para além da pesquisa que faz sobre os níveis de aplanamento discute o papel da tectónica e da erosão na sua formação. Este trabalho é importante para a área de estudo pois nele há referência específica aos níveis de erosão na Serra do Marão.

O estudo sobre o vale de fractura do rio Fornelo (A. P. FERNANDES, 1960) mostra-se interessante do ponto de vista geológico-tectónico, como também do geomorfológico. De facto, este último aspecto é talvez aquele que se salienta mais, podendo mesmo ser considerado o único trabalho de geomorfologia que se conhece para esta área.

Só alguns anos mais tarde volta a surgir um trabalho de enquadramento sobre as montanhas portuguesas elaborado por O. RIBEIRO (1970), onde o autor se debruça sobre a génese destas procurando esclarecer este assunto.

No seu trabalho de doutoramento sobre os planaltos e montanhas do Norte da Beira, A. B. FERREIRA (1978), faz uma pequena referência a alguns

aspectos geomorfológicos a Norte do rio Douro, mais concretamente à área correspondente aos concelhos de Mesão Frio, Peso da Régua e Santa Marta de Penaguião. Este mesmo autor num trabalho mais recente (1986), sobre a depressão de Chaves-Verín analisa o escalonamento dos níveis de aplanamento que enquadram esta depressão e a natureza e significado dos depósitos que nela se encontram.

Há, ainda, a Carta Geomorfológica de Portugal elaborada por D. B. FERREIRA (1981), onde se realçam os principais conjuntos morfo-estruturais e se destacam as relações existentes entre as grandes famílias de formas e a estrutura, não se tentando, contudo, descrever a evolução cronológica do relevo.

Toda a bibliografia referida, coadjuvada pelas nossas observações de campo, contribuirá para a caracterização litológica e tectónica da Serra do Marão.

1ª PARTE

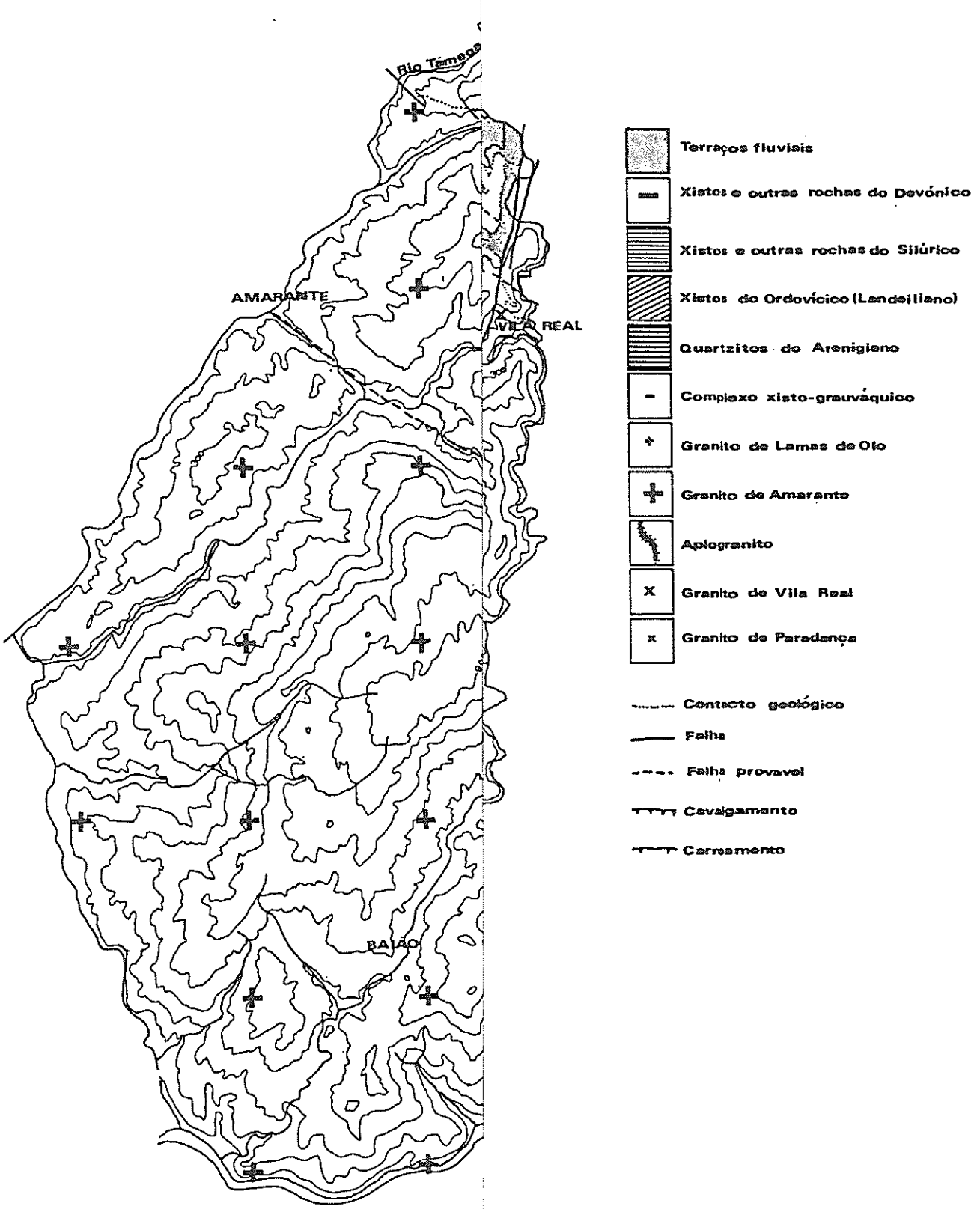
I - SERRA DO MARÃO
SUA IDENTIDADE GEOMORFOLÓGICA

1 - Litologia e tectónica

1.1 - Litologia

As rochas que encontramos na área de estudo fazem parte da grande unidade estrutural a que se tem chamado Maciço Ibérico (H. LAUTENSACH), Maciço Hespérico, Soco Hercínico, Maciço Antigo Ibérico ou simplesmente Maciço Antigo, unidade que representa mais de dois terços da superfície do território nacional e que corresponde a um velho soco pré-câmbrico e hercínico, muito fracturado pelas diversas fases orogénicas, nomeadamente pela tectónica terciária e quaternária (D.B. FERREIRA, 1981)

A estrutura nesta área do Maciço Antigo é particularmente complexa, quer em termos estratigráficos, quer em termos tectónicos (fig. 2) ficando a sua originalidade geológica a dever-se à presença de afloramentos de terrenos ordovícicos e silúricos, que contactam, a leste, com o chamado complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico e, a Oeste, com os granitos porfiróides da mancha de Ansiães (A. RIBEIRO *et al.*, 1962).


Rio Tâmega
AMARANTE
VILA REAL
BAIÃO
Terraços fluviais
Xistos e outras rochas do Devónico
Xistos e outras rochas do Silúrico
Xistos do Ordovícico (Landeiliano)
Quartzitos do Arenigiano
Complexo xisto-grauváquico
Granito de Lamas de Olo
Granito de Amarante
Aplogranito
Granito de Vila Real
Granito de Paradança
Contacto geológico
Falha
Falha provavel
Cavalgamento
Carreamento

1.1.1 - O Complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico

As rochas mais antigas correspondem ao *complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico do grupo do Douro*. Este complexo localiza-se na parte Sueste da área de trabalho e estende-se desde a *região* da Campeã até ao rio Douro (entre Peso da Régua e Mesão Frio).

Os diversos estudos que têm sido desenvolvidos sobre o *complexo xisto-grauváquico* permitiram concluir pela existência de duas formações autóctones - a de Bateiras e a de Ervedosa - e três formações alóctones - a de rio Pinhão, a de Pinhão e a de Desejosa - sendo a de rio Pinhão equivalente lateral da de Bateiras enquanto que a de Pinhão é a equivalente lateral da de Ervedosa (M. B. SOUSA, 1985), tese que surge pelo facto de ter sido demonstrada a existência de acidentes sin-sedimentares responsáveis pela repetição de unidades. No topo da sequência apresentada está a formação de S. Domingos que corresponderá ao período de grande perturbação na bacia e será contemporânea da discordância correspondente à fase sarda da orogenia hercínica (E. PEREIRA, 1985).

As três formações que nos interessam mais directamente são as de Pinhão, Desejosa e S. Domingos. Esta última localiza-se a Norte de Vila Cova, a segunda aflora em toda a área da Campeã e a formação de Pinhão situa-se a Sul desta última, na área correspondente à folha de Peso da Régua (10-C) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000.

A formação de Pinhão é constituída por ritmos centimétricos de metaquartzovaques e filitos verdes que admitem dois níveis, expressivos (20-40 m), com magnetite (M. B. SOUSA, 1983).

A formação da Desejosa apresenta-se como um conjunto muito homogéneo e monótono (M. B. SOUSA, 1983), cujos termos líticos fundamentais são

os metagrauvaques e os filitos. Os metagrauvaques apresentam-se grosseiros, de tons claros, e ao microscópio, não diferem das rochas idênticas das outras formações - são metagrauvaques feldspáticos denotando, no entanto, certa recristalização com textura detrítica ainda visível. Os clastos são essencialmente de quartzo e plagioclase (albite) e a matriz tem como constituintes principais o quartzo, a clorite, a moscovite e, mais ou menos, a calcite. Alguns são muito quartzosos (quartzitos impuros) (M. B. SOUSA, 1983). Os filitos apresentam-se macroscopicamente escuros e muito finos (siltíticos) e ao microscópio mostram textura lepidoblástica; podem classificar-se como filitos sericítico-cloríticos e quartzo-sericítico-cloríticos, apresentando uma granulometria muito fina (M. B. SOUSA, 1983).

A formação de S. Domingos constitui o termo estratigráfico mais alto do Grupo do Douro, desconhecendo-se o topo da formação visto apresentar sinais de ter sofrido uma forte erosão. Esta formação assenta sobre a anterior de que se individualiza facilmente pela sua composição conglomerática e metaquartzarenítica (M. B. SOUSA, 1983). Apresenta uma espessura de cerca de 50 metros e inicia-se por alternâncias de metaquartzarenitos e pelitos sucedendo-se conglomerados espessos, culminando com bancadas métricas de metaquartzarenitos (E. PEREIRA, 1985).

Estas são as rochas mais antigas que se encontram nesta área e às quais se atribui a idade câmbrica com base em correlações regionais e no facto da fonte alimentadora das correntes de turbidez ser a plataforma câmbrica situada a NE, E e SE da bacia onde se depositaram os materiais que constituem o complexo xisto-grauváquico do Grupo do Douro (M. B. SOUSA, 1983).

1.1.2 - Os materiais do Ordovícico

Os terrenos ordovícicos assentam em discordância estratigráfica sobre os anteriores e iniciam-se por um conglomerado muito grosseiro e poligénico (A. RIBEIRO *et al.*, 1962). Este conglomerado corresponderia ao início da transgressão ordovícica e a sua deposição ter-se-ia verificado em mar pouco profundo. Não se apresenta homogéneo e, por exemplo, A. RIBEIRO (1962) considera três tipos principais definidos em função do grau de rolamento dos materiais, assim como da matriz que os agrega.

E. PEREIRA (1989) considera existirem duas formações de idade ordovícica: a formação de quartzito armoricano (7) e a formação de Pardelhas.

Na dita formação de quartzito verifica-se umà alternância de

---

(7) - E. PEREIRA (1989) atribui-lhe a idade Lanvirniana-Arenigiana. Esta formação corresponde ao Skidaviano definido por A.RIBEIRO *et* al. (1962) e C. TEIXEIRA (1967) da qual fazem parte os quartzitos que estes autores denominaram de skidavianos. Os quartzitos são uma rocha que se mostra sempre importante em termos geomorfológicos devido à sua dureza. No entanto, aqui não parecem ser dos mais puros. De facto, ainda, segundo os mesmos autores, o Skidiviano não é formado unicamente por este tipo de rochas. A. RIBEIRO (1962) refere-se ao Skidaviano como "*intercalações de xistos e quartzitos, ora finos e compactos, ora com fragmentos angulosos de quartzito, que, por vezes, formam toda a massa da rocha, dando-lhe um aspecto de brecha quartzítica. Algumas camadas representam efémeras recorrências de fácies conglomeráticas. As alternâncias de xistos e quartzitos deste tipo formam camadas com poucos metros de espessura*"(A. RIBEIRO, 1962).

quartzitos, xistos cinzentos e níveis de magnetite (8) (E. PEREIRA, 1989). A formação é, ainda caracterizada por apresentar fácies detríticas, o que permite inferir a sua deposição em águas pouco profundas, transgressivas sobre as áreas dobradas ou levantadas do fosso Centro-Ibérico e,sobretudo, transgressivas sobre a zona emersa referida; a sua idade poderá ascender pelo menos ao Lanvirniano (E. PEREIRA, 1987).

A formação de Pardelhas assenta sobre a anterior e, segundo E. PEREIRA (1987), da elevada energia registada na deposição de quartzito armoricano, passa-se, gradualmente, a uma situação intermédia na deposição de camadas transicionais na base a níveis sucessivamente mais estáveis. Esta formação inicia-se por rochas de tipo filito e xistos micáceos com intercalações de metassiltitos, passando-se depois a filitos e xistos cinzento-azulados e, por fim, a xistos ardosíferos. A sua espessura é variável devido às intensas deformações que sofreu ao longo da história geológica. De facto, na área de Ermelo, estimou-se uma espessura de 250m, enquanto na região de Pena Suar ela poderá atingir os 350m. A espessura diminui bruscamente para Norte por razões paleogeográficas e também tectónicas (E. PEREIRA, 1987).

---

(8) Segundo o mesmo autor (E. PEREIRA, 1989) ocorrem ainda, alterações limoníticas, quartzo, anfíbolas fibrosas da série cumingtonite-grunerite, clorite-turingite, lepidomelana, granada, rútilo, apatite, zircão e esfena.

1.1.3 - Os materiais do Silúrico e do Devónico

Os materiais do Silúrico ocupam uma área significativa da Serra do Marão e, tal como nos do Ordovícico, há fácies distintas. A transição do Landeiliano para o Silúrico faz-se mediante a passagem gradual de xistos ardosíferos para xistos negros carbonosos e grafitosos (E. PEREIRA, 1989). O Ordovícico superior não está presente na área da Serra do Marão já que faltam os quartzitos e grauvaques atribuídos ao Carodociano por A. C. MEDEIROS *et al.* (1980) e ao Silúrico por NERY DELGADO (1908) (E. PEREIRA *et al.*, 1983).

E. PEREIRA (1987) distingue duas formações: a formação de Campanhó, onde as litofácies representadas são típicas do Silúrico, mas, podem ocorrer do Landoveriano ao Ludloviano, e a formação de Santos, de difícil datação já que os geólogos até agora não dispõem de elementos biocronológicos que o permitam fazer. No entanto, E. PEREIRA (1989), em correlação com outros locais, reporta-a ao Silúrico superior ou, mais provavelmente, ao Devónico inferior.

No que se refere à primeira formação, ela caracteriza-se, do ponto de vista lito-estratigráfico, por uma sequência de xistos negros carbonosos a que se sucedem níveis espessos de liditos, com intercalações de ampelitos que se tornam persistentes para o topo da unidade (E. PEREIRA, 1989). A parte terminal apresenta características deposicionais diferentes já que surge primeiro um banco de quartzitos claros, acompanhado de ampelitos impregnados de carbonatos, fosfatos, óxidos e Sulfuretos de ferro, bem como calcários cinzentos escuros, lenticulares, com restos de crinóides e, novamente, xistos carbonosos; por fim, encontra-se um banco de quartzitos escuros. Os quartzitos encontram-se em Regada, a Oeste de Campanhó (E. PEREIRA, 1989). Esta série demonstra que, no início, a deposição dos materiais se daria em mar profundo, mas pouco oxigenados, sem circulação de águas,

representando os liditos "*deposição de sílica televulcânica*" (E. PEREIRA, 1989), enquanto os quartzitos e os calcários da sua parte superior apontam para um ambiente de águas pouco profundas, talvez de tipo recifal, hipótese a que a presumível fauna descrita por PRIEM (1962) dá certa consistência (E. PEREIRA, 1989).

A formação de Santos, truncada superiormente pelo carreamento de Canadelo, apresenta, segundo E. PEREIRA (1989), da base para o topo, pelitos cinzento-negros, com ritmos milimétricos, a que se sucedem laminações paralelas e cruzadas de pelitos verdes e rochas metassiltíticas, passando superiormente a grauvaques com estratificação cruzada. Sobrepõem-se alternâncias de pelitos e psamitos com intercalações finamente laminadas de pelitos negros. Na parte superior da sequência, ocorrem ritmos centimétricos de pelitos e metassiltitos com intercalações decimétricas de metagrauvaques e metaquartzovaques. Deste modo, ao situarem-se os sedimentos mais grosseiros no topo da formação, leva a pensar que este perfil corresponde a uma sequência negativa, facto que pode ocorrer em turbiditos. Assim, sedimentação deverá ter ocorrido em mar profundo, originada por correntes de turbidez densas (E. PEREIRA, 1989).

Estas unidades que temos vindo a referir são consideradas pelos geólogos como autóctones. Nesta mesma área, foram identificadas unidades parautóctones e alóctones, todas elas separadas por carreamentos. As parautóctones são constituídas pela unidade de Canadelo e pela unidade de Mouquim. A primeira pode subdividir-se em sub-unidades sendo a inferior caracterizada por xistos carbonosos com intercalações de ampelitos, liditos e quartzitos e a superior por uma sequência rítmica negativa, típica dos turbiditos. Há total equivalência entre esta sub-unidade e a formação de Santos. (E. PEREIRA, 1989). No que se refere à unidade de Mouquim pode também dividir-se em duas

sub-unidades das quais a inferior mostra perfeita correspondência com a formação de Campanhó e a superior com a de Santos (E. PEREIRA, 1989).

Os terrenos alóctones na área correspondem à unidade de Vila Nune constituída na base por quartzitos, seguindo-se-lhe vulcanitos e, por fim, xistos essencialmente pelíticos.

Devido à posterior intrusão de granitóides (9) algumas rochas ordovícico-silúricas sofreram uma forte acção de metamorfismo de contacto. Desta forma, originou-se uma orla de corneanas, xistos quiastolíticos e xistos mosqueados. Estas rochas, pela dureza que normalmente apresentam, mostram-se importantes em termos geomorfológicos sendo de destacar as corneanas, pela resistência aos agentes erosivos.

A sua localização está relacionada com a existência dos granitos cuja intrusão é responsável pelas transformações das rochas preexistentes.

1.1.4 - As rochas granitóides

Embora, como atrás dissemos, os granitóides estejam um pouco à margem do estudo, pensamos que eles nos devem merecer algumas considerações já que se situam na área periférica da Serra do Marão, nomeadamente na Serra da Aboboreira , sendo responsáveis por algumas formas de relevo muito próprias.

---

(9) - Actualmente o termo granitóide utiliza-se "*para descrever massas intrusivas com variações de composição entre diorito quártzico e tonalito até granodiorito e granito(S.S.)*" (E. PEREIRA, 1987)

Os granitóides em causa apresentam características diversificadas pelo que se impõe uma breve referência à sua génese e composição químico-mineralógica para melhor se compreenderem, depois, as formas pelas quais são responsáveis.

Segundo E. PEREIRA (1987) existem três grupos de granitóides hercínicos na Zona Centro Ibérica definidos em função da evolução geodinâmica desta zona. Considera, assim os *granitos de duas micas* que resultam do desenvolvimento do metamorfismo regional e de cisalhamentos intracrustais; os *granitóides essencialmente biotíticos*, que se relacionam com a evolução do floco tectónico segundo um mecanismo de subducção - obducção e, por fim, os *granitóides biotíticos* que se instalaram "*na fase de soerguimento da cadeia Varisca sob o controlo das fases de fracturação frágil tardias*" (E. PEREIRA, 1989, p.37).

Na área marginal da Serra do Marão vamos encontrar representados os três grupos dos granitos hercínicos. O granito de duas micas situa-se a Norte e Este da Serra do Marão. A Norte, o *granito de Paradança* forma um maciço alóctone de contorno subcircular que intruiu a zona central dos mantos de carreamento (E. PEREIRA, 1989) sendo caracterizado pelo predomínio da moscovite e por uma granularidade média a grosseira. A Este, surge o maciço compósito de Vila Real que se integra no maciço que se estende desde Freixo de Espada à Cinta até à Serra da Cabreira. Nele podem diferenciar-se cinco fácies das quais apenas nos interessa o denominado *granito de Vila Real* por ser aquele que se encontra na área de estudo. Apresenta grão médio a grosseiro, com esparsos megacristais e encontra-se muito deformado por cisalhamentos dextros (E. PEREIRA, 1989). C. TEIXEIRA *et al.*, (1967), ao referirem-se a este granito, afirmam que os elementos maiores são grandes cristais de microclina-pertite ou apenas de pertite. Podem, no entanto, surgir, vestígios de plagioclase no seio destes cristais, o que demonstra a microclinização sofrida pelo feldspato original. A plagioclase pode, por este motivo,

ser um tanto escassa. Esta feldspatização potássica tem a ver com as reacções observadas nas micas (simplectites), que fornecem o potássio necessário à transformação.

Interessa, ainda, fazer referência aos aplitos já que na área de Gontães têm reflexos geomorfológicos importantes. Estes são dominantemente albíticos; com granada, às veszes. São quase sempre portadores de cassiterite e, no caso dos grandes diques aplíticos de Gontães, quer a cassiterite, quer a matriz, se encontram deformadas pela última fase da orogenia hercínica notando-se que a xistosidade encaixante é penetrativa na interfase aplito-metassedimento (F.S. BORGES *et al*, 1979).

Os granitos mais comuns na área são aqueles que se englobam nos granitóides essencialmente biotíticos. A estes tem sido atribuída idade hercínica e génese crustal profunda; são sin a tardi-tectónicos relativamente à referida última fase desta orogenia (F3) correspondendo à série intermédia da zona de cisalhamento de Vila Nova de Cerveira-Amarante.

E. PEREIRA (1989) considera os granitóides de duas micas essencialmente biotíticos divididos em três séries: série precoce, série intermédia e série tardia. Manifestam relações geométricas e distribuição espacial de grande interdependência, quer entre si quer relativamente às cicatrizes profundas da cadeia. Instalam-se sob o condicionamento de F3, desde os estádios precoces aos tardios do desenvolvimento desta fase, com idades isotópicas de 325-305; 305-290; 290- 280 M.A., que estabelecem o limite entre as três séries (PRIEM *et al.*, 1970; PINTO, 1983, 1985).

O granito porfiróide de grão grosseiro com duas micas, essencialmente biotítico (*granito de Amarante e de Celorico de Basto*), é aquele que constitui a grande mancha destas rochas na parte ocidental da Serra do Marão. É um granito em que a biotite predomina relativamente à moscovite e inclui, com

frequência, fragmentos nodulares de rochas ígneas e, mais raramente, fragmentos de rochas metassedimentares (E. PEREIRA, 1989). É uma rocha leucomesocrática de cor azulada, constituída por megacristais de feldspato e abundante biotite em palhetas dispersas ou em pequenas concentrações (C. TEIXEIRA *et al.*, 1967). Outro dado importante para a posterior análise geomorfológica é o facto de existir um número elevado de filões de quartzo e de brechas graníticas soldadas por quartzo (L. PILAR *et al.*, 1962) que cortam o maciço com direcção dominante NE-SW. Podem apresentar fendas de tracção da 3ª fase hercínica (F3) retomadas como desligamentos e falhas normais a condicionar o "*graben*" do Tâmega (E. PEREIRA, 1989). Outro dado importante a ter em conta é o facto do granito se encontrar, em alguns locais, fortemente arenizado, atingindo, por vezes, grandes espessuras que se relacionam com a sua própria composição químico-mineralógica e certamente com a existência de climas tropicais no Terciário. De facto, o feldspato mais comum é a microclina-pertite, seguindo-se-lhe as oligoclases do domínio oligiocase-andesina, pelo que a sericitização e a caulinização são alterações frequentes nestes feldspatos. (C. TEIXEIRA *et al.*, 1967).

No seio desta grande mancha de granitos surgem afloramentos de outro tipo de rochas granitóides com características um pouco diferentes das anteriores.

Assim, na região de Viariz, constata-se a existência de uma faixa de granito porfiróide de grão médio, essencialmente biotítico, que se separa, por limites nítidos, do granito porfiróide grosseiro (C. TEIXEIRA *et al.*, 1967), que corresponderá ao monzogranito de grão médio, porfiróide, com duas micas, essencialmente biotítico que E. PEREIRA (1989) veio a incluir na série precoce. Apresenta uma granularidade menor que o granito caracterizado anteriormente e, os megacristais de feldspato, são menos abundantes. Nalguns locais apresenta

disjunção esferoidal. Noutros parece tectonizado, muito alterado e cortado por numerosos filões de quartzo, aplito e pegmatito (C. TEIXEIRA *et al.*, 1967).

Podem, ainda, surgir na região de Baião, algumas manchas de granito porfiróide de grão fino, biotítico, com megacristais, em geral, pequenos e alongados que, pelas suas características, parecem corresponder ao que E. PEREIRA (1989) descreveu como monzogranito de grão fino, de duas micas, essencialmente biotítico que inclui também na série precoce. Quanto à composição mineralógica é, em regra, calco-alcalino (monzonítico). Nalguns casos, porém, apresenta-se como tipicamente alcalino. Não raras vezes se verifica a disjunção esferoidal. C. TEIXEIRA *et al.* (1967) descrevem uma série de manchas que surgem nesta área, com pequenas diferenças químico-mineralógicas mas, o importante é verificar que, em termos geomorfológicos, algumas vão ter importante significado a nível de rede hidrográfica e da génese e evolução das depressões.

Por último, é necessário referir ainda a mancha de granito que surge na parte Este da área de estudo (*Granito de Lamas de Olo*) e que se insere no grupo dos granitóides biotíticos. Geneticamente, pertence ao conjunto dos granitóides tardios relativamente às fases de fracturação frágil. Concretamente, este maciço implanta-se em função da fracturação regional NW-SE e NE-SW. A fácies mais representativa do maciço é o granito porfiróide de grão médio a grosseiro de tom rosado (E. PEREIRA, 1989).

1.1.5 - A importância dos filões

Existem ainda algumas rochas filonianas que, em certos locais, possuem importância geomorfológica, como é o caso dos filões de aplitos que se

situam próximo da povoação da Foz (freguesia de Pena) e que fecham a depressão da Campeã por dificultarem a passagem do rio Sôrdo.

Estes filões como vimos, são dominantemente albíticos e portadores de cassiterite. Ainda relacionados com a intrusão das rochas granitóides do Maciço compósito de Vila Real podem surgir alguns filões de pegmatitos que se distinguem relativamente aos filões de aplitos, pela sua textura assim como pela maior percentagem de feldspatos potássicos.

Também existem alguns filões de pegmatitos e aplitos relacionados com a série intermédia dos granitóides essencialmente biotitícos que são caracterizados pela elevada percentagem de albite e moscovite. A ocorrência de textura granofírica em associação micrográfica de quartzo e albite é mais frequente que a associação de quartzo e feldspato potássico. A granada pode ter uma presença acidental bem como a ortose ou a microclina sódica. O desenvolvimento da microclina-pertite dá-se numa fase tardia (E. PEREIRA, 1989).

Os filões de quartzo são também abundantes na área da Serra do Marão relacionando-se naturalmente com a intrusão das rochas granitóides. Muitas vezes, os filões de quartzo, preenchem antigas fracturas e falhas, o que é bem visível na área da Serra da Aboboreira, próximo de Baião.

1.1.6 - A diversidade litológica

Após esta apresentação sumária da litologia da Serra do Marão, o aspecto fundamental a ressaltar é a grande diversidade de rochas. Em termos gerais, podem definir-se três grandes grupos: o dos quartzitos, o dos xistos e o dos granitos.

São rochas muito diferentes quer no aspecto mineralógico, quer no aspecto químico. Mas, para além destas diferenças, cada grande grupo apresenta-se diversificado em muitas das suas características, facto que advém, nomeadamente, da idade e da génese.

Os quartzitos, por exemplo, para além de terem idades geológicas diferentes apresentam uma maior ou menor dureza, conforme são mais ou menos puros. De facto, apresentam-se ora finos e compactos, ora com fragmentos angulosos de outros quartzitos, que, por vezes, formam toda a massa da rocha dando-lhe um aspecto de brecha quartzítica (A. RIBEIRO *et al.*, 1962). A espessura das suas bancadas varia sendo também possível ocorrer uma alternância de rochas deste tipo e de xistos, pelo que estes factos são importantes para a compreensão geomorfológica da área à semelhança do que acontece noutros locais como alguns autores já o demonstraram (F. REBELO, 1975; M. FEIO *et al.*, 1980). É, ainda, importante ter em conta a influência dos movimentos orogénicos que os dobraram e fracturaram intensamente, o que condicionou e fragilizou a sua resistência perante os agentes morfogenéticos.

Também os xistos apresentam características muito diversas, quer quanto à idade, quer quanto, às características litológicas. De facto, fomos mostrando que existe uma grande alternância nos diversos conjuntos litoestratigráficos o que vai ter repercussões geomorfológicas importantes e variadas no espaço, visto permitir reacções diversificadas nos agentes da geodinâmica externa.

No que se refere aos granitos, ficou também demonstrada a sua variedade, condicionada pela idade e pelas características químico-mineralógicas, que os fazem ter comportamentos diversos perante os diferentes agentes morfogenéticos. Um dos aspectos a salientar é a sua granularidade que, por vezes, parece ter influência directa na morfologia. Para confirmar esta afirmação, podemos citar C. TEIXEIRA (1962) que, ao referir-se às manchas de granito alcalino de grão

fino na região de Amarante e, mais concretamente, à mancha de Formão (Cepelos) atravessada pelo Tâmega, afirma que constitui "*um pequeno relevo*", com uma descida muito íngreme para o rio.

Convém ainda referir a importância que nesta área têm as rochas resultantes do metamorfismo de contacto, nomeadamente as corneanas, quer pela sua dureza, quer pela extensão que apresentam chegando, mesmo, em alguns locais a comportar-se como rochas mais resistentes que os próprios quartzitos.

Embora as características litológicas influenciem a génese e evolução das diferentes formas de relevo, não se pode excluir o papel fundamental e, nalguns casos, primordial, da tectónica.

1.2 - Tectónica

A tectónica na Serra do Marão é, sem dúvida, fundamental à compreensão e explicação de muitas formas de relevo (fig. 3). Este facto está, desde logo, bem patente no Mapa Geomorfológico de Portugal (D. B. FERREIRA, 1981), quando se define uma estrutura em *Horst* para esta área. Todavia, quando se fala de tectónica há que distinguir entre a tectónica antiga e a neotectónica.

1.2.1 - O ciclo hercínico

A tectónica hercínica foi, sem dúvida, de extrema importância para a região onde a Serra do Marão se insere. Hoje, são ainda as falhas que resultaram dessa orogenia que comandam toda a evolução tectónica da área.

A discordância entre as formações ordovícico-silúricas e os terrenos do complexo xisto-grauváquico, mais antigo e subjacente, revela a importância dos movimentos orogénicos que tiveram lugar no início do Paleozóico (C. TEIXEIRA *et al.*, 1967). De facto, o complexo xisto-grauváquico foi dobrado e ligeiramente metamorfizado antes do início da sedimentação ordovícica (fase "sarda" de Lotze) (F. ANDRADE, 1985). E. PEREIRA (1987) é da opinião que no Câmbrico superior, mercê da passagem de um regime de estiramento, a um regime transformante levou ao aparecimento de perturbações no fosso Centro Ibérico levando à discordância da idade sarda (levantamentos, desligamentos segundo falhas lístricas profundas, deslizamentos de massas sedimentares segundo taludes) que teve como consequência a rápida colmatação do fosso. O enchimento termina na região Dúrico-Nortenha do país, por sedimentos terrígenos grosseiros, mais grosseiros e ricos em quartzo a W, anunciando o continente próximo.

Tais movimentos deram origem à discordância que separa os terrenos câmbricos dos do Ordovícico que, segundo E. PEREIRA (1987), nada têm a ver com a orogenia caledónica.

A tectónica do ciclo hercínico é a grande responsável pela deformação que os terrenos sedimentares do Paleozóico inferior e médio sofreram. Enquadra-se no esquema estrutural que hoje se admite no NW peninsular confirmando-o e reforçando-o, já que a arquitectura deste segmento da cadeia hercínica é dominada pela existência de um empilhamento de carreamentos que se

distinguem pelo conteúdo estratigráfico e pela evolução estrutural e metamórfica (E. PEREIRA *et al.*, 1983). Diferenciam-se no sector NW da Serra do Marão, da base para o topo, os terrenos autóctones, parautóctones (constituídos pelas unidades de Canadelo e Mouquim) e alóctones (unidade de Vila Nune). Todas elas são separadas por carreamentos basais.

A acção da orogenia hercínica deu-se em três fases (E. PEREIRA, 1987). Na primeira fase (F1) a actuação fez-se segundo dois importantes cisalhamentos: o de Vila Nova de Cerveira-Amarante e o correspondente ao bordo do Maciço granítico de Vila Real. Originou dobras nos terrenos autóctones vergentes para NE, com orientação média dos eixos 20-30°/300° e plano axial mergulhado para SW (E. PEREIRA, 1989). Estes cisalhamentos "*actuando ao nível do soco, acentuam o arco ibero-armoricano e originam, na cobertura, deslocação dos mantos de carreamento mediante o jogo de cisalhamentos tangenciais (carreàmentos) na sua base*" (E. PEREIRA, 1989,). Induzem, pois, à deformação do autóctone e dos próprios mantos e dão, assim, na unidade de Vila Nune e também na unidade de Mouquim, lugar a dobras cartografáveis, macroscópicas, pluriquilométricas, de eixos curvos, deitadas, vergentes para Sueste (E. PEREIRA, 1989).

A continuação do movimento progressivo dos mantos segundo os carreamentos basais vai iniciar a deformação da xistosidade originada na F1 e dar lugar à segunda fase da orogenia hercínica (F2) com novos dobramentos. De acordo com os geólogos que estudaram esta área, a evolução da progressão dos mantos vai processar-se segundo um modelo muito próprio, já que sobrepõe, ao achatamento, uma deformação constritiva, devida à interacção de rampas laterais, que implicam uma rotação de cerca de 37° para Oeste da mesma progressão, correspondendo aos últimos movimentos de F2 (E. PEREIRA, 1987).

Ainda durante esta fase, verificou-se um aumento da espesura crustal devido ao empilhamento dos mantos que originou a passagem da tensão

máxima de horizontal a vertical tendo, como consequência, o aparecimento de um regime distensivo responsável pela falha normal de Pena Suar, de direcção NNE-SSW e inclinação suave para Oeste. Este acidente dobrado na última fase da orogenia hercínica e com fibras de quartzo orientadas W-E terá ocorrido no intervalo de tempo entre as F2 e F3 hercínicas, a que corresponde também o início da subida dos granitóides profundos. Em conjugação com este acidente pode ter-se verificado o cavalgamento de Vila Cova cujas estrias apontam para um movimento cavalgante para NW, com uma componente de desligamento oblíquo, dextro. Os movimentos de Pena Suar e o cavalgamento de Vila Cova são compatíveis com um movimento senestre no cisalhamento de Amarante (E. PEREIRA, 1989).

Na última fase desta orogenia (F3) a evolução da tectónica nesta área muda de um regime tangencial para um regime de cisalhamentos subverticais resultado da interacção de desligamentos dúcteis conjugados que, àctuando ao nível do soco, induzem nos terrenos de cobertura dobras com planos axiais subverticais e eixos sub-horizontais. Estas dobras dispõem-se em "*échelon*" entre os dois grandes cisalhamentos descritos nas fases precoces (E. PEREIRA, 1989).

É importante salientar que durante a primeira e a segunda fases da orogenia hercínica, tendo desaparecido o oceano varisco num duplo mecanismo de obducção-subducção (A. RIBEIRO, *et al* , 1983) e esgotada a evolução do floco tectónico, opera-se a colisão intercontinentes. A deformação prossegue mediante o jogo de cisalhamentos intracrustais que, muitas vezes, vão reactivar cisalhamentos das fases precoces ou, mesmo, direcções preferenciais de fraqueza do soco pré-câmbrico (M. IGLÉSIAS *et al.*, 1981).

Verificou-se ainda que durante esta última fase, o metamorfismo regional foi importante, tendo-se instalado leucogranitos ao longo da antiforma de Vila Real (E. PEREIRA *et al.*, 1983). Ainda nesta fase e nas fases mais tardias, instalaram-se na região grandes massas de granodioritos e granitos biotíticos.

Talvez mais importante para o estudo geomorfológico é, todavia, a existência de uma rede muito densa de falhas e fracturas relacionadas com os episódios tardi-hercínicos. O sistema de fracturas que aqui encontramos insere-se no esquema que A. RIBEIRO *et al.* (1979) propõem para a fracturação tardi-hercínica pois é um sistema de direcção NNE-SSW a ENE-WSW conjugado com um sistema dextro de direcção NNW-SSE a NW-SE.

O mais importante sistema de falhas e fracturas nesta área apresenta a direcção NE-SW e poderá ter sido gerado como fendas de tracção de F3, posteriormente retomado por desligamentos senestres (E. PEREIRA, 1989). Conjugado com este verifica-se a existência de um outro sistema de fracturas, dextro, de direcção NW-SE que afecta todos os granitos.

Controladas pelos dois sistemas de fracturas que acabamos de referir, instalaram-se as rochas granitóides mais recentes, de que é èxemplo o granito de Lamas de Olo. Neste granito, o mais tardio de todos, definiu-se um sistema de fracturas NNE-SSW, senestre, e o conjugado dextro, ENE-WSW, que poderá corresponder já ao ciclo alpino (E. PEREIRA, 1989).

1.2.2 - O ciclo alpino

Apesar dos geólogos admitirem a sua influência é difícil definir as repercussões que a orogenia alpina teve nesta área, C. TEIXEIRA (1967) admite-o, mas a justificação que apresenta talvez já não possa considerar-se válida,se observada à luz do avanço dos conhecimentos científicos. E. PEREIRA (1987) afirma

que à influência do ciclo alpino apenas se poderá atribuir o rejogo da fracturação frágil tardi-hercínica e que poderá ter tido como consequência o "*rejuvenescer*" (sic) das formas de relevo. Mesmo assim, não parece que a sua acção tenha sido suficientemente forte para mascarar todos os traços da orogenia anterior.

É indubitável que a sua acção se fez sentir nesta área, não tanto no sentido de fazer surgir novas fracturas e falhas, mas fazendo rejogar as herdadas da orogenia hercínica, deslocando esta área em diversos blocos e levando a uma reorganização da rede de drenagem. Naturalmente que a sua acção se prolongou ao longo do Quaternário e ainda hoje se faz sentir.

Pensamos, então, que a neotectónica (10) é importante para a explicação da morfologia actual da Serra do Marão. O vigor de algumas formas, nomeadamente das vertentes da mesma não pode ser explicado única e exclusivamente pela herança das orogenias mais antigas. Muitas podem apenas ser compreendidas pela actuação recente da tectónica. Evidentemente, por vezes, torna-se difícil provar a existência de neotectónica.

A investigação sobre esta temática tem sido particularmente desenvolvida nos últimos anos; daí resultando, por exemplo, a *Carta Neotectónica de Portugal* (1989). Nesta, e para a região que nos interessa, está assinalado como falha

---

(10) O termo neotectónica "*tem um significado cronológico, referindo-se à evolução tectónica "recente" da crosta terrestre* " (J. CABRAL, 1988). Não existe entre os diversos autores consenso quanto ao limite de tempo a considerar para uma definição mais rigorosa de neotectónica. Uma definição possível de neotectónica segundo o mesmo autor é considera-la como a "*ciência que estuda a tectónica da crosta terrestre durante o período Quaternário ou seja nos últimos milhões de anos*" (J. CABRAL ,1988).

activa (11), o desligamento tardi-hercínico de direcção NNE-SSW, Orense-Bacia da Lousã.

É uma falha de deslizamento oblíquo com estruturas de "*pull-apart*" onde se encontram fossas tectónicas de orientação submeridiana dispostos em "*échelon*" ligados por segmentos, onde o acidente principal se reduz a uma falha normal única, com ligeira componente cisalhante esquerda (J. CABRAL, 1985). Já C. TEIXEIRA (1967), na notícia explicativa da folha de Peso da Régua da Carta Geológica de Portugal (1/50 000), referia que esta falha passa em Parada de Cunhos, onde afecta os depósitos fluviais recentes, sinal evidente da sua actuação durante o Quaternário.

Torna-se evidente que, se uma falha tão importante é considerada activa, então, naturalmente, nas suas proximidades outras terão também tido a sua actuação durante o período mais recente da história geológica. Deste modo, a neotectónica vai ser importante na explicação de algumas das formas de relevo desta área.

Da análise feita, é de salientar que a tectónica teve uma acção muito importante durante a orogenia hercínica, mas a sua acção continuou a verificar-se ao longo dos tempos geológicos até à actualidade, sendo a neotectónica a maior responsável pelas grandes linhas de relevo actuais. Assim, ela é um elemento de primordial importância na análise geomorfológica a realizar, já que vai ter, por vezes, uma acção muito directa na existência e desenvolvimento de muitas formas de relevo

---

(11) Entende-se por falha activa "*uma falha para a qual existe evidência de deslocamentos suficientemente recentes na escala do tempo geológico, para que seja razoável esperarem-se novos deslocamentos durante o tempo de vida da estrutura, cuja segurança se pretende*" (J. CABRAL, 1984).

desta região. Por outro lado, a sua actuação também preparou os materiais no sentido de facilitar a acção de muitos dos agentes da geodinâmica externa. Só deste modo se compreende que alguns desses agentes tivessem tido, ou continuem a ter, uma influência tão grande na evolução da morfologia da Serra do Marão.

2 - As grandes linhas de relevo

2.1 -As principais superfícies de aplanamento

Na Serra do Marão, depois de um minucioso trabalho de campo e de uma cuidadosa consulta das cartas topográficas na escala de 1/25 000 e 1/50 000, bem como do estudo das fotografias aéreas, tentaram-se definir as principais superfícies de aplanamento (fig. 4).

Existem, todavia, vários problemas que se podem colocar quer ao escalonamento destes níveis, quer à sua idade.

2.1.1 - A superfície culminante

Consideramos como pertencentes à superfície culminante os níveis dos 1150-1250 metros e o dos 1050-1100 metros.

O nível dos 1150-1250 metros começa por colocar alguns problemas, na sua definição. Os pontos mais elevados desta Serra situam-se a cotas muito superiores àquelas a que o nível foi definido. De facto, quer na Serra do Marão propriamente dita, nomeadamente nos vértices geodésicos do Marão (1415 m), de Freitas (1349 m) e de Ermida (1397 m), quer, também, na periferia da área de estudo, mais concretamente no limite desta Serra com a Serra do Alvão, no Alto Vaqueiro (1311 m), as altitudes máximas ultrapassam em muito o limite superior da superfície culminante. No entanto, parece-nos que estas altitudes não justificam serem individualizadas como nível já que correspondem a locais mais ou menos isolados. As altitudes que poderão, de facto, definir um nível culminante situam-se entre os 1150 - 1250 metros.

Alguns problemas postos por este nível podem relacionar-se com a tectónica e mesmo com a litologia.

A ocidente da linha dos vértices geodésicos Freitas-Marão-Ermida, este nível está bem representado e parece relacionar-se com as corneanas e os xistos mosqueados que se apresentam como rochas relativamente duras, com uma certa resistência aos agentes erosivos. A sua relação com os pontos culminantes nos três marcos geodésicos referidos é, por vezes, difícil de explicar. No entanto, a solução do problema pode residir na questão litológica. Os quartzitos podem ser os responsáveis pela manutenção destas cotas um pouco acima das da área envolvente (fig. 5).

Todavia, o nível dos 1150-1250 nem sempre parece relacionar-se com questões de ordem litológica. Em certos locais parece prender-se directamente com a dinâmica da tectónica. Assim, a área compreendida entre Pena Suar (1221 m) e Alto do Sabugueiro (1111 m), marcada como pertencente a este nível, encontra-se "deprimida" relativamente à área envolvente (Freitas - 1349 m e Vaqueiro - 1311 m). É uma área tectonicamente complexa mas, neste caso, talvez seja uma falha NW-SE

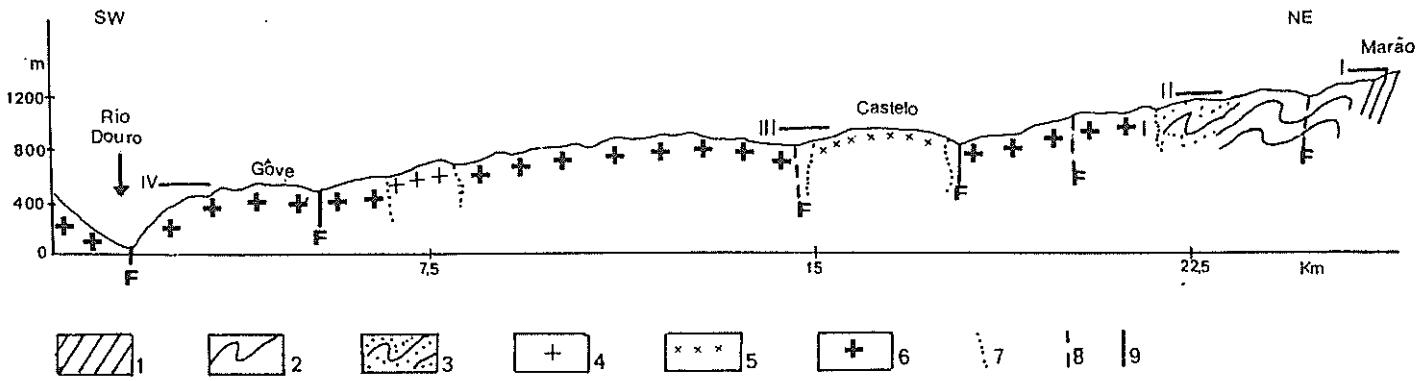


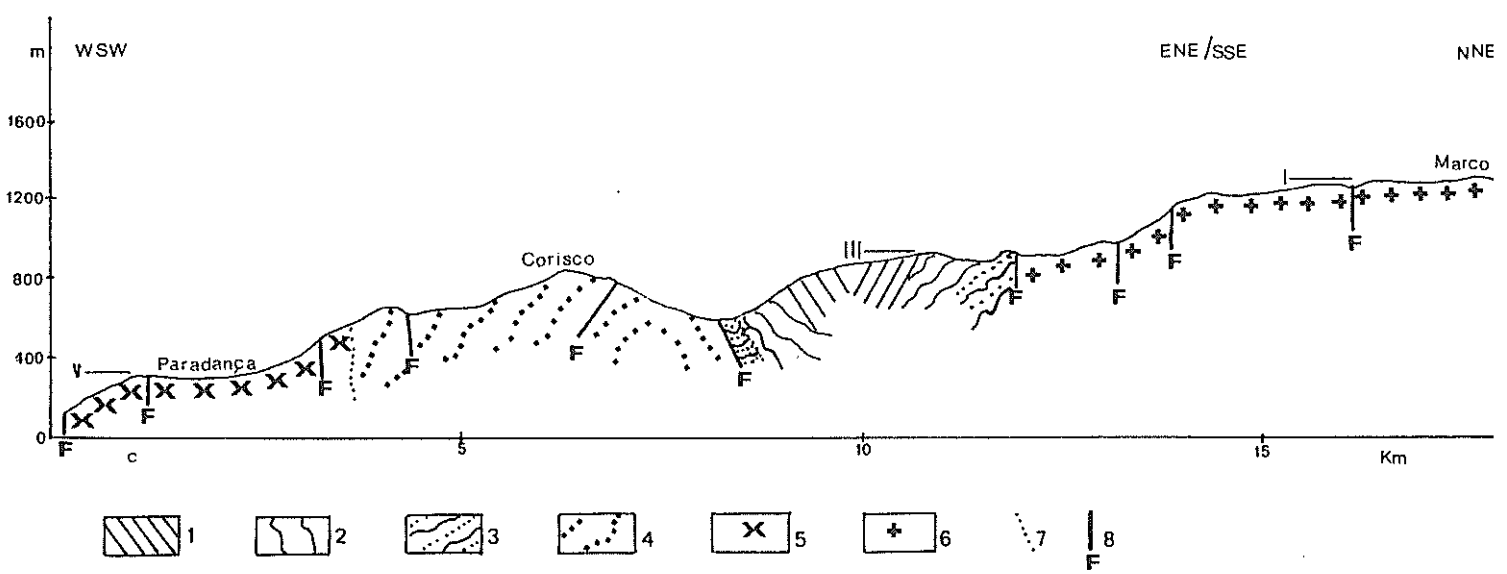
Fig.5 - Corte geológico - Marão -Castelo- Gôve -Rio Douro.
1 - Quartzitos; 2 - Xistos do Ordovícico; 3 - Xistos do Silúrico; 4 - Granito de Amarante (porfiróide de grão fino); 5 - Granito de Amarante (porfiróide de grão médio a fino); 6 . Granito de Amarante (porfiróide de grão grosseiro); 7 - Contacto litológico; 8 - Falha provável; 9 - Falha; I - Nível dos 1150-1250 metros; II - Nível dos 1050-1100 metros; III - Nível dos 700-850 metros; IV - Nível dos 450-550 metros.

a responsável pelo desnível entre o Alto de Sabugueiro quartzítico, e o Alto de Vaqueiro, granítico.

O desnível entre o alto de Freitas e a fraga de Pena Suar é explicado por mais do que uma falha. As mais importantes em termos de repercussões morfológicas são, uma com direcção NE-SW, que alinha o vale do rio Marão com o vale do rio Ínsuas e uma outra de direcção E-W, que define o troço inicial do rio dos Azibais. Deste modo, nesta área, o nível parece condicionado nitidamente pela tectónica. O facto de se desenvolver em rochas diferente vem reforçar, ainda mais, esta hipóteses. Em Pena Suar os xistos são responsáveis pelos pontos culminantes enquanto no Alto de Sabugueiro os responsáveis são os quartzitos. Por outro lado, nota-se a degradação deste nível no Alto do Velão e, mais uma vez, a explicação pode ser de ordem tectónica já que, como se vê no mapa morfo-estrutural (fig.3), trata-se de um local onde se observam várias falhas de

direcção NW-SE e, ainda, o cavalgamento que põe em contacto o complexo xisto-grauváquico com os quartzitos armoricanos. Assim, a actuação dos agentes morfogenéticos está, de certa forma, facilitada o que levou naturalmente à degradação do nível.

Este nível está ainda representado no limite NE da área de estudo, na Serra do Alvão pois a Plana das Mijaceiras e o Outeiro de Águia encontram-se a cotas perfeitamente inseridas neste nível, tal como a área de Marco-Salgueiral-Vidual (fig. 6). Aqui, já em rochas granitóides, o nível desenvolve-se por uma larga extensão degradando-se apenas na direcção Marco-Vidual onde atinge as cotas mais baixas (na ordem dos 1191 m), o que se pode relacionar com a fracturação intensa desta área. Esta parece ter feito rejogar retalhos deste nível, na área de Salgueiral, já que se verifica aí um desnível de cerca de 30 metros.



Fig·6 - Corte geológico - Marco - Corisco - Paradança.
1 - Quartzitos 2 - Xistos do Ordovícico; 3 - Xistos do Silúrico; 4 - Xistos do Devónico; 5 - Granito de Vila Real; 6 - Granito de Paradança; 7 -Contacto litológico; 8 - Falha;I - Nível dos 1150-1250 metros; III - Nível dos 700-850 metros; V - Nível dos 250-300 metros.

Além disso, parece ter facilitado o trabalho de erosão e transporte dos cursos de água, facto particularmente nítido no caso de duas fracturas que se assinalam a ocidente de Salgueiral onde, no entanto, não pode afastar-se a hipótese de um pequeno rejogo.

O nível dos 1050-1100 m encontra-se em diversos locais da Serra do Marão (fig. 4). Os mais significativos pela extensão situam-se nos limites da depressão da Campeã.

Para além de se encontrar pior representado, nem sempre é fácil a sua distinção relativamente ao nível superior, como acontece na área de Penedo Ruivo (fig. 7). Aqui, este nível parece continuar o que se considerou como nível culminante. O facto das cotas se apresentarem um pouco mais baixas pode apontar para uma diferença litológica. Os valores de altitude mais baixos são coincidentes com os granitos enquanto os mais elevados correspondem às corneanas. Para além

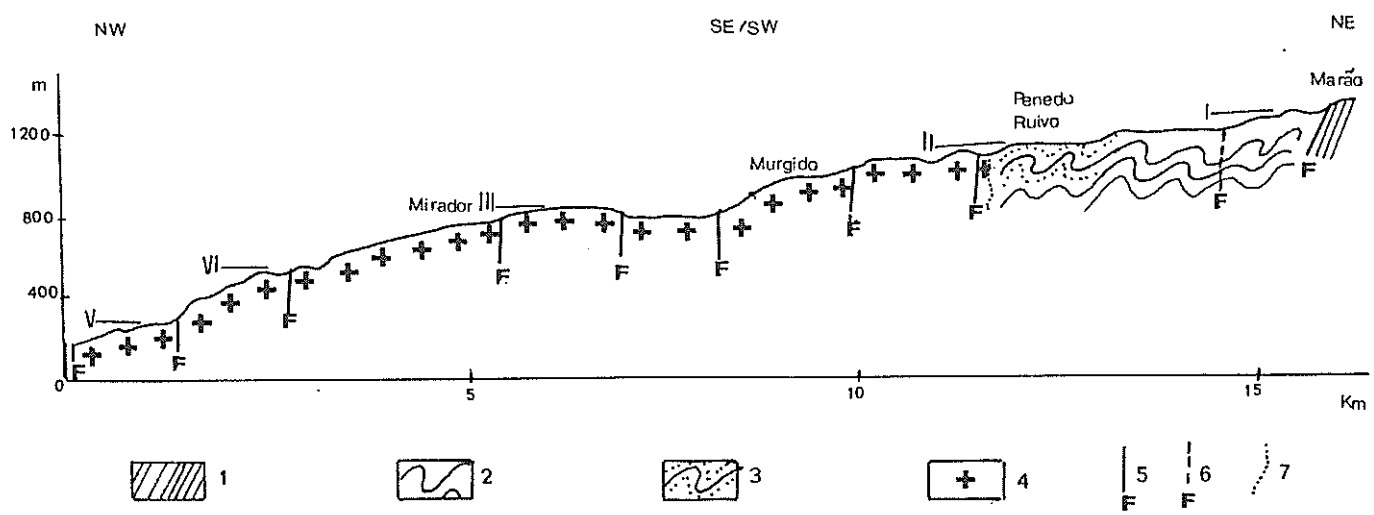


Fig 7 - Corte geológico - Marão - Murgido - Mirador.
1 - Quartzitos; 2 - Xistos do Ordovícico; 3 - Xistos do Silúrico; 4 - Granito de Amarante; 5 - Falha; 6 - Falha provável; 7 - Contacto litológico; I - Nível dos 1150-1250 metros; II - Nível dos 1050-1100; III - Nível dos 700-850 metros; IV - Nível dos 450-550 metros; V - Nível dos 250-300 metros.

disto, pode colocar-se ainda a hipótese da existência de uma falha de direcção NW-SE que teria abatido a parte mais ocidental, o que confirmaria a ideia de que este nível, neste local, seria a própria superfície culminante deslocada pela acção da tectónica. Deste modo, a rechã que se encontra um pouco mais para ocidente, situada à cota de 1000 m poderia, então, corresponder ao nível dos 1050-1100 m, tectonicamente deslocado pela falha já referida.

Se, no local a que nos acabamos de referir, existe dificuldade em separar os dois níveis, noutros a sua individualização é nítida. Pode citar-se como exemplo o que acontece entre o Alto de Pena Suar inserido no nível dos 1150-1250 e a rechã de Pousafigos, com altitudes perfeitamente inseridas no nível em análise (fig. 8). Há uma diferenciação evidente entre os dois locais. Esta individualização é feita por uma falha de direcção NE-SW que define uma escarpa pelo que, mais uma vez, a tectónica se mostra primordial na separação dos níveis.

Também entre Gavião e Fonte Ladrão este nível está bem individualizado. A sua separação para o nível superior é definida através de uma escarpa claramente marcada na paisagem e relacionada com duas falhas de direcção NE-SW (fig. 9). É, ainda, de assinalar neste local a existência de uma outra falha de direcção NNE-SSW que torna possível um desnível de cerca de 30 metros no próprio nível. Deste modo pode concluir-se que a tectónica o terá feito rejogar após a sua formação.

A superfície culminante define-se, portanto, por apresentar dois sub-níveis que em termos erosivos poderão ser contemporâneos, tendo sido posteriormente retocados pela tectónica que os fracturou e desnivelou.

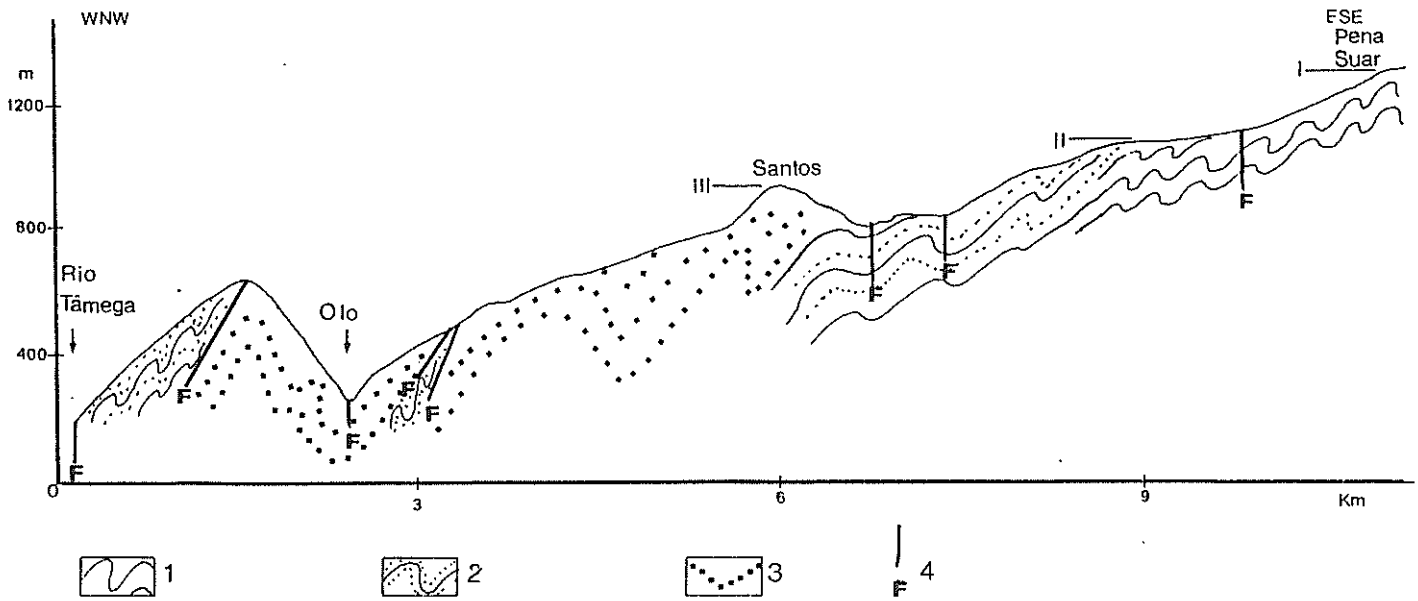


Fig.8 - Corte geológico - Pena Suar - Santos - Rio Tâmega.
1 - Xistos do Ordovícico; 2 - Xistos do Silúrico; 3 - Xistos do Devónico; 4 - Falha; I - Nível dos 1150-1250 metros; II - Nível dos 1050-1100 metros; III - Nível dos 700-850 metros.

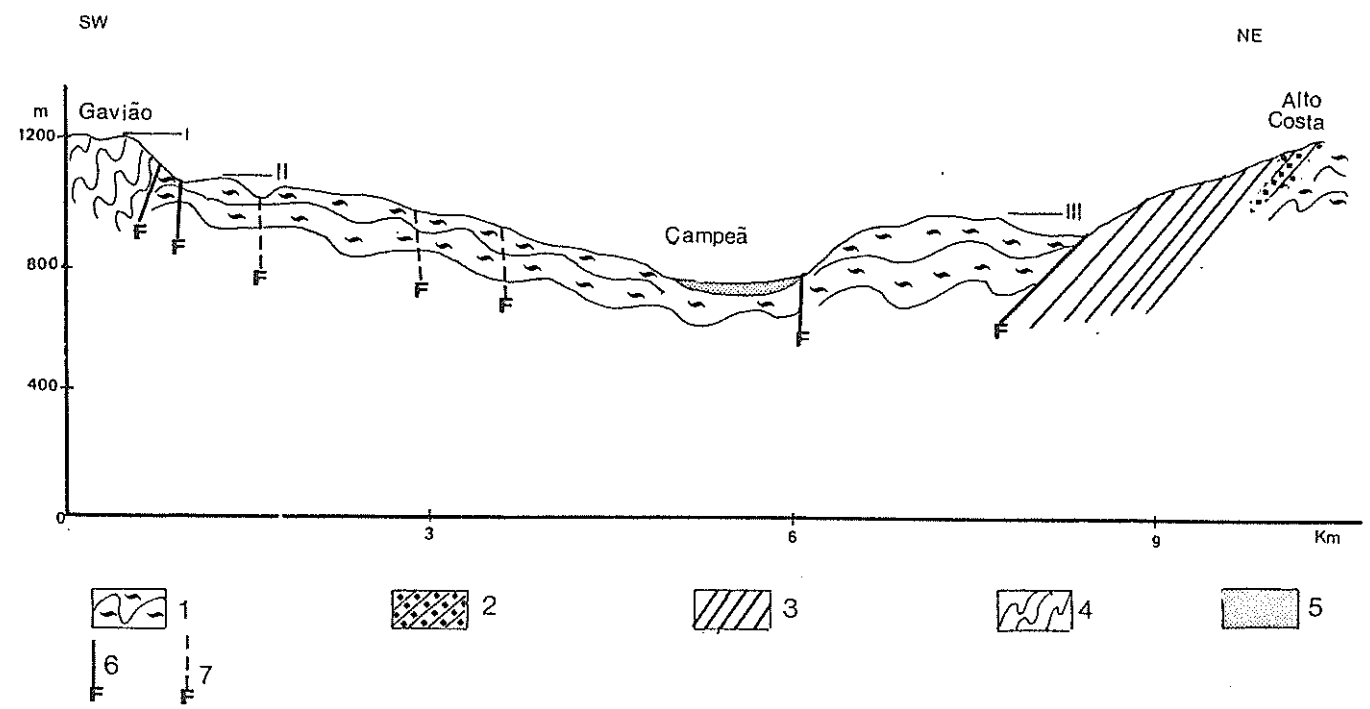


Fig. 9 - Corte geológico Alto da Costa - Campeã - Gavião.
1 - Complexo Xisto-Grauváquico; 2 - Conglomerados da base do Ordovícico; 3 - Quartzitos do Ordovícico; 4 - Xistos do Ordovícico; 5 - Aluviões ; 6 - Falha; 7 - Falha provável; I - Nível dos 1150-1250 metros; II - Nível dos 1050-1100 metros; III - Nível dos 700-850 metros.

2.1 2- A superfície fundamental

O nível que se encontra melhor representado na área de estudo é o que se situa entre as cotas dos 700 e dos 850 metros. De facto, a sua generalização é deveras importante para o considerarmos um verdadeiro nível de erosão (fig. 4) As suas áreas de maior representatividade situam-se nas proximidades da Campeã, de Paradela e, ainda, nas Serras de Aboboreira e Castelo (Ovil).

Também a sua análise altitudinal coloca, vários problemas já que se nota, por vezes, a interferência da litologia e da tectónica . Deste modo, iremos salientar aqueles que nos parecem mais significativos de modo a avaliar a importância dos dois factores.

Em todos os cortes geológicos que elaborámos está presente este nível. Na maior parte deles encontra-se a cotas bem precisas, dentro dos limites que foram definidos. Como nem sempre isto acontece, vamos salientar os casos mais importantes tentando encontrar uma explicação lógica para tal facto.

Na parte mais ocidental da área de estudo este nível está bem representado (fig. 5 e 7). Levantam-se, no entanto, vários problemas que importa equacionar. Podemos começar por questionar se o retalho aplanado de Chã de Arcas (900-950 m) (fig. 5) se insere no nível que estamos a analisar ou num outro superior. Pensamos que a primeira hipótese é a mais correcta já que Chã de Arcas é um bloco bem definido pela importante falha do rio Fornelo e por uma outra secundária, mais a Oeste, paralela à primeira. Parece, então, ser um bloco levantado relativamente à área mais a ocidente correspondendo sem quaisquer dúvidas ao nível a que nos estamos a referir. Este, no entanto, vai-se degradando para SW. De facto, em Recovo a sua cota é de 750 metros e em Crasto de 700 metros. A primeira hipótese a colocar é que estas cotas mais baixas se relacionam com a degradação

do nível pela erosão. Não se poderão excluir, no entanto, outras hipóteses. Assim, ter-se-á verificado um basculamento para SW, hipótese plausível se se pensar nas falhas importantes de direcção NW-SE que aí existem.

Ao observar-se a área do Castelo (Ovil) deparamos com um problema idêntico àquele que temos vindo a considerar. Neste local o nível apresenta cotas que rondam os 850 metros e, mais a Sul, culmina nos 910 metros (fig. 10). O nível do Castelo parece, então, funcionar como uma pequena rechã embutida num nível superior que corresponderá, tal como no exemplo anterior, a um bloco soerguido.

Um outro problema que surge, prende-se com o nível da Senhora da Guia-Abogalheira (fig. 10) à cota de 900-950 metros. Poder-se-á perguntar se esta diferença de cotas corresponde a um nível superior ao dos 700-850 metros, (intermédio entre este e o dos 1000-1050), ou se se relaciona com problemas tectónicos que terão provocado o desnivelamento que se verifica. A solução pode encontrar-se na área de Currais-Almofarela um pouco a SW do nível da Senhora da

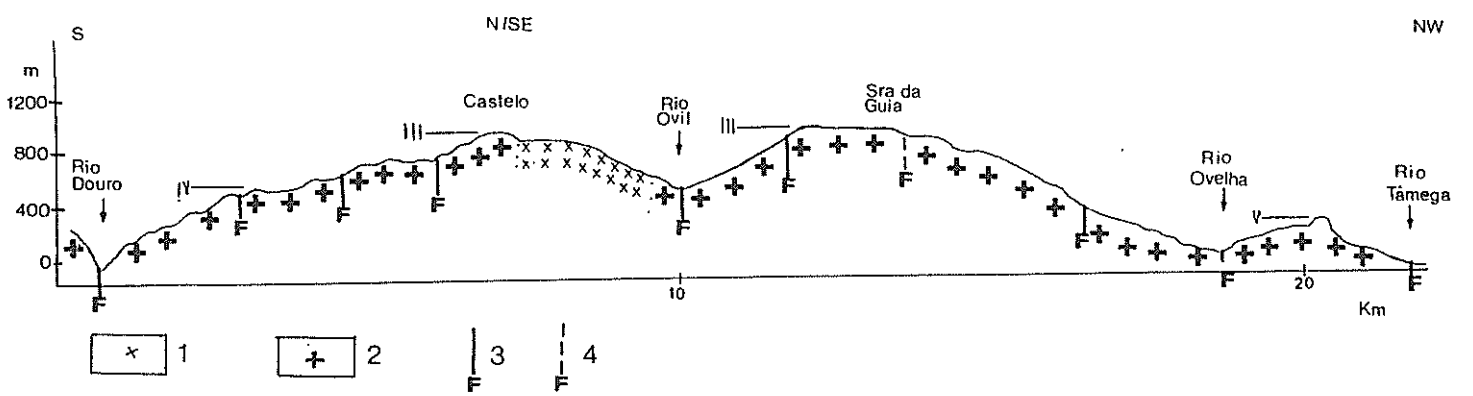


Fig. 10 - Corte geológico - Castelo - Sra da Guia.
1 - Granito de Amarante (porfiróide de grão fino); 2 - Granito de Amarante (porfiróide de grão médio a fino; 3 - Falha; 4 - Falha provável; 5 - Contacto litológico; III - Nível dos 700-850 metros; IV - Nível dos 450-550 metros; V - Nível dos 250-300 metros.

Guia-Abogalhareira, onde existe claramente um degrau tectónico relacionado com uma falha de direcção NE-SW e onde se verifica a passagem para cotas de altitude compreendidas entre os 750-770 metros. Desta observação pode aventar-se a hipótese da deslocação tectónica ser posterior à formação da área aplanada, de que resultou a subida do retalho da Senhora da Guia-Abogalheira e a descida da área Currais-Almofrela. Assim, observa-se um escalonamento de cotas conforme nos dirigimos no sentido de NE-SW, pelo que poderá ser explicada por uma escadaria de falha nesta área.

Questões idênticas podem colocar-se quando se observa o que se passa entre o Outeiro Coto (840 m) e Mirador (747 m) (fig. 7). De facto, existe uma diferença de cota da ordem dos 100 metros, que é explicada por uma falha de direcção NE-SW. Deste modo, apesar da diferença de cota existente, o nível é o mesmo, tendo sido afectado pela tectónica numa fase posterior à sua formação. O mesmo se verifica entre Murgido e Mirador. Da análise de campo ressalta a ideia, expressa no corte geológico (fig. 7), de um pequeno bloco abatido entre estes dois locais.

Mas, como já afirmamos, este nível não se encontra apenas presente na parte mais ocidental da Serra do Marão. Também na parte leste se encontra bem representado (fig 7). No entanto, também aqui é possível colocar várias questões.

Assim, a sua extensão é demonstrada na área entre Malhada e Lebre (Fontes) onde a separação com as Fragas de Ermida se faz por uma nítida e complexa escarpa de falha (fig. 11). O nível encontra-se todo ele "retalhado" por falhas que, ou o deslocaram, ou permitiram uma maior erosão em determinados locais. Exemplo de que o nível se encontra deslocado é o caso do bloco junto à povoação de Ermida que está desnivelado cerca de 60 metros junto a uma pequena escarpa de falha, provavelmente recente. Também a rechã de Fontes (650 m) parece

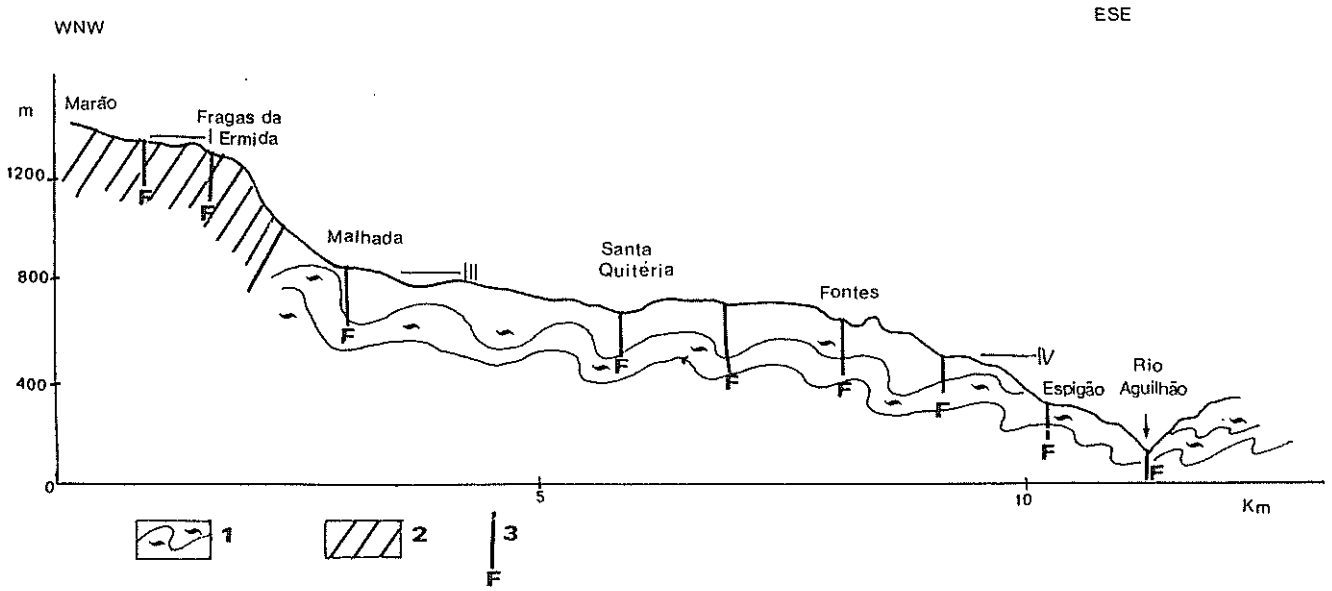


Fig.11 - Corte geológico - Marão- Sta Quitéria - Espigão

1 - Complexo Xisto-Grauváquico; 2 - Quartzitos do Ordovícico; 3 - Falha; I - Nível dos 1150-1250 metros; III - Nível dos 700-850 metros; IV - Nível dos 450-550 metros.

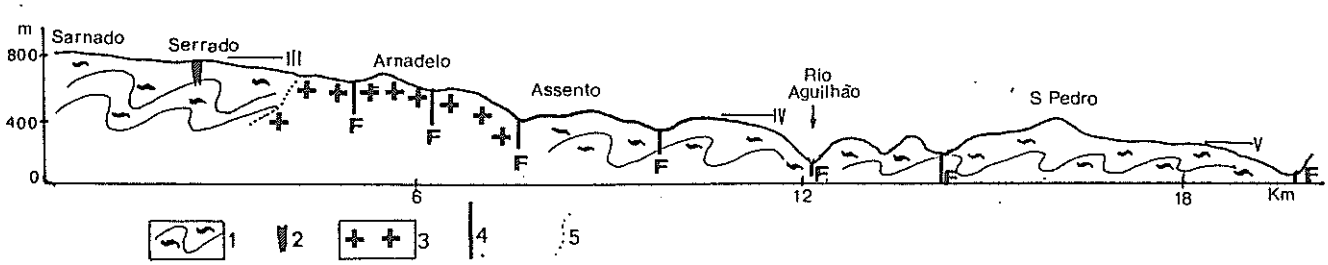


Fig.12 - Corte geológico - Sarnado - Assento - S. Pedro.

1 - Complexo Xisto-Grauváquico; 2 - Filão de Aplito; 3 - granito de Vila Real; 4 - Falha; 5 - Contacto litológico; III - Nível dos 700-850 metros; IV - Nível dos 450-550 metros; V - Nível dos 250-300 metros

ser nitidamente a continuação do nível dos 700-850 metros, posteriormente deslocada pela tectónica. Certamente que a falha tardi-hercínica, activa durante o Quaternário, teve influência nas áreas mais próximas, repercutindo-se aqui a sua acção.

Deste modo, pode concluir-se que o nível, que junto à escarpa da Ermida se encontra bem nítido nas cotas propostas, se vai degradando para Este e para Sul, devido não só à actuação da tectónica recente, mas também à acção dos agentes morfogenéticos, cuja actividade parece ter sido favorecida pela tectónica, ao criar áreas de fragilidade.

Também a área compreendida entre o vértice geodésico do Sarnado (815 m) e o de Arnadelo (702 m) é demonstrativa da importância deste nível na parte oriental da Serra do Marão (fig. 12). No entanto, é evidente um abaixamento de cotas no sentido W-E, sobretudo após o afloramento dos filões aplíticos próximo de Serrado, atingindo a altitude mínima próximo de Nurganho (650 m).

O problema que se coloca é o de saber se se trata de um nível degradado pela acção erosiva, ou de um basculamento. Inclinamo-nos mais para a primeira hipótese apesar de próximo de Nurganho existir uma falha de direcção NE-SW, que tanto pode ter contribuído para uma mais rápida erosão do nível, como para o basculamento. Também a passagem dos xistos para os granitóides nessa área favorece a primeira hipótese. A Este de Arnadelo desenvolve-se uma rechã à altitude dos 600 metros que nos coloca problemas de interpretação já que não se insere em nenhum dos níveis definidos. Aqui, a hipótese do nível ter sido deslocado pela tectónica após a sua formação é a que se mostra mais plausível, já que existe uma falha de direcção NNE-SSW.

Um outro exemplo onde a acção da tectónica se faz sentir sobre este nível encontra-se na área de Portela do Ar (fig. 9 e 13). É, sem qualquer dúvida, um bloco tectonicamente bem definido por duas falhas uma de direcção, NW-SE e

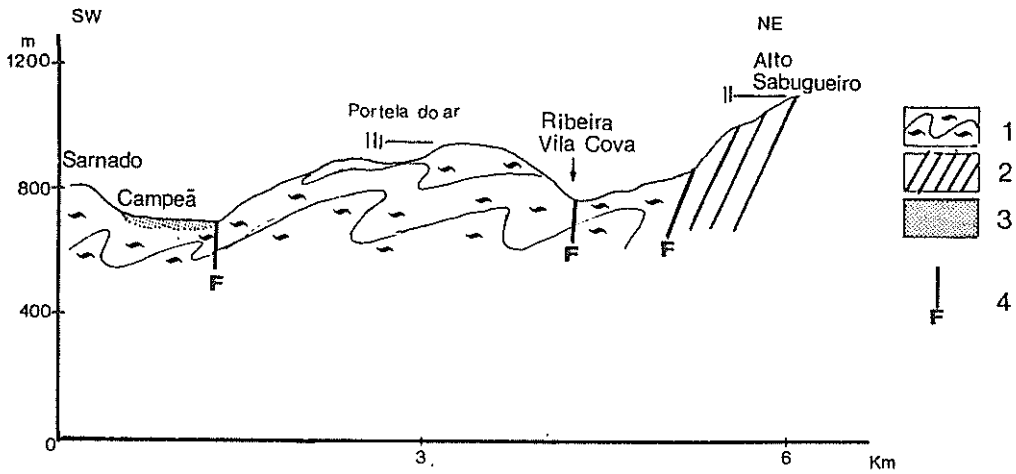


Fig 13 - Corte geológico - Sarnado- Portela do Ar - Alto Sabugueiro.
1 - Complexo Xisto-Grauváquico; 2 - Quartzitos do Ordovícico 3 - Aluviões; 4 - Falha; II - Nível dos 1050-1100 metros; III - Nível dos 700-850 metros.

outra de NE-SW. Deste modo e atendendo aos materiais rochosos envolvido, inclinámo-nos para a hipótese das falhas terem rejogado posteriormente à formação do nível levantando-o.

Ainda na área de Gavião-Cruzinha é evidente um escalonamento de níveis visivelmente marcado pela tectónica. A separação entre a superfície culminante e a que consideramos como superfície fundamental, faz-se por uma escarpa definida por falhas de direcção NE-SW, bem marcada na paisagem. A separação entre o nível dos 1050-1100, e a superfície em questão não é tão evidente já que existe um escalonamento em altitude bem marcado pela acção da tectónica. Assim, é difícil saber se a rechã que se situa entre os 930 e os 950 metros terá sofrido um levantamento relativamente ao nível dos 700-850 metros (representado na rechã da Cruzinha), ou se terá descido em relação ao nível dos 1050 - 1100 m. Neste caso, pensamos que terá sido esta última hipótese a verificar-se apesar de não possuirmos elementos concretos que justifiquem de forma indubitável esta ideia.

Contudo, pela observação no local fica-nos a ideia de ter sido o nível dos 1050-1100 metros que sofreu deslocação pela influência da tectónica.

Este nível encontra-se também representado na parte Norte da área de estudo, mais concretamente na área da Serra da Toutuça (fig. 6). Aqui, as cotas situam-se pelos 800-950 metros. A separação com a superfície culminante faz-se através de uma escarpa definida por falhas de várias direcções. É nesta área que se verifica o contacto entre os xistos e os granitos, encontrando-se as diferentes rochas à mesma altitude.

Do que acabamos de referir pode concluir-se que o nível dos 700-850 metros está bem representado na área da Serra do Marão e, parece de facto, corresponder a um verdadeiro nível de erosão, já que afecta rochas de diversos tipos. No entanto, podemos constatar a existência de diversos problemas relacionados com a tectónica, eventualmente com a neotectónica, que o deslocaram e continuam a deslocar contribuindo,deste modo, para a sua degradação. Por este motivo, fomos levados a considerar que as cotas compreendidas entre os 900 e os 950 metros são, na maior parte dos locais, sinónimo de que a superfície em análise foi afectada pela tectónica.

Deixamos aqui alguns problemas para os quais não possuímos ainda uma resposta satisfatória dada a inexistência, de elementos precisos que os possam esclarecer e permitam o seu enquadramento regional. Outros poderiam ser levantados, nomeadamente, pensarmos se deveríamos considerar a existência do nível dos 900-950 m e supôr que tanto o nível dos 1050-1100, como o dos 700-850 m se devessem a deslocações tectónicas e, para o caso deste último, a degradações desse nível. No entanto, atendendo que a maior parte das áreas definidas como pertencentes à superfície fundamental se situam dentro das cotas definidas é mais lógico considerarmos a hipótese desenvolvida ao longo do trabalho. É uma questão de extensão, de predomínio, de dominância das áreas aplanadas a essas cotas.

2.1.3 - Os níveis inferiores

Englobamos sob esta designação os dois níveis que se encontram a altitudes inferiores à considerada superfície fundamental. Serão analisados individualmente já que os problemas que levantam são distintos. Assim, o nível dos 450-550 metros tanto se relaciona com interflúvios, como com algumas rechãs, enquanto o que se encontra a cotas mais baixas, parece relacionar-se com o encaixe recente da rede hidrográfica.

2.1.3.1 - O nível dos 450-550 metros

O nível dos 450-550 metros está bem representado na área da Serra do Marão (fig. 4), situando-se fundamentalmente no interflúvio Tâmega-Olo e Tâmega-Ovelha. Nos cortes geológicos elaborados (figs. 5, 12 e 14) é possível observar rechãs de dimensões variadas cujas cotas se inserem nos valores referidos. A tectónica parece continuar a ter um papel importante na explicação de algumas dessas rechãs.

Assim, a rechã que se desenvolve na área de Cumeeira e Assento insere-se nitidamente neste nível. A separação com a superfície principal faz-se por uma escarpa definida pela falha correspondente ao desligamento tardi-hercínico Orense-Bacia da Lousã. O facto da parte mais central desta grande rechã se encontrar a cotas inferiores pode ser explicado por uma fracturação intensa e quase perpendicular ao desligamento tardi-hercínico, que teria, por um lado, provocado

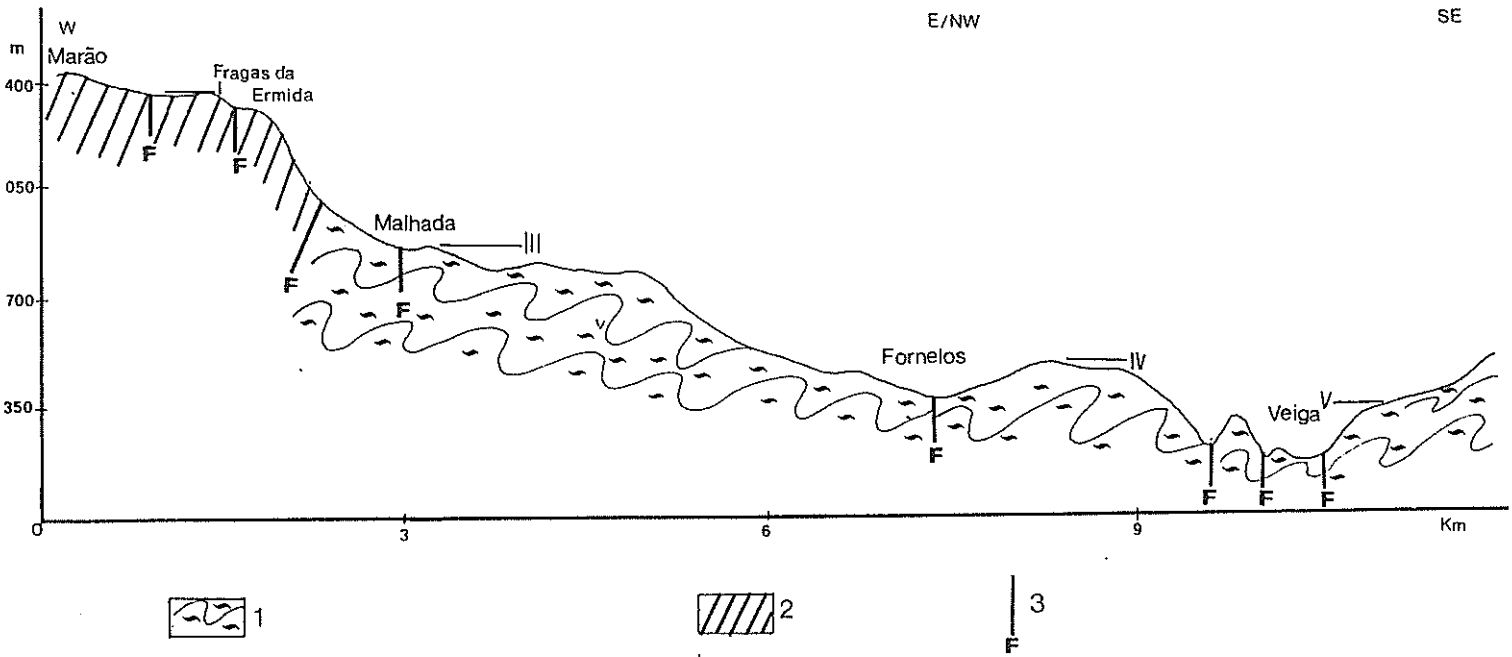


Fig. 14 - Corte geológico - Marão - Malhada - Fornelos.
1 - Complexo Xisto-Grauváquico; 2 - Quartzitos do Ordovícico; 3 - Falha; I - Nível dos 1150-1250 metros; III - Nível dos 700-850 metros; IV - Nível dos 450-550 metros; V - Nível dos 250-300 metros.

pequenos abatimentos e, por outro, facilitado a erosão dos cursos de água que aí se instalaram.

Mas, a sua representatividade, como já se afirmou, faz-se fundamentalmente na parte ocidental (NW) da área de estudo correspondendo aos interflúvios Tâmega-Olo e Tâmega-Ovelha (fig. 4). No entanto, não nos parece que a sua representatividade nestes locais se relacione apenas com o encaixe da rede hidrográfica, comandada pelo Tâmega e pelos seus dois afluentes Ovelha e Olo. De facto, parece relacionar-se com um grande corredor abatido onde se instalou o rio Tâmega, e cujo fundo inicial corresponderia às altitudes apresentadas para este nível, aliás ligeiramente basculado para SW. D. B. FERREIRA, (1981), na Carta Geomorfológica de Portugal à escala de 1/500 000, assinalou esta área como um "*graben*".

2.1.3.2 - O nível dos 250 - 300 metros

Este nível, que consideramos como nível inferior, corresponde sempre a rechãs mais ou menos bem desenvolvidas, instalando-se ao longo dos rios principais, nomeadamente, Douro, Tâmega e Corgo. No entanto, também se encontram ao longo de outros cursos de água afluentes daqueles, nomeadamente, nos rios Ovelha, Olo e Ovil. Por outro lado, muitos dos alvéolos que se descreverão e estudarão oportunamente, desenvolvem-se a cotas inferiores a este nível.

As cotas que definem este nível foram determinadas em função das altitudes mais representativas das diversas rechãs. Apesar da existência de algumas com cotas superiores e outras inferiores, a sua representatividade é fraca e, são muito provavelmente, determinadas por condicionalismos locais (fig. 4).

2.1.4- Relações entre os diversos níveis.

Escalonaram-se cinco níveis de aplanamento diferentes, no entanto, a inexistência de depósitos correlativos não permite determinar a sua idade. Mesmo a idade relativa entre si não pode basear-se exclusivamente nos dados altitudinais, já que a interferência litológica e fundamentalmente a tectónica terão complicado o seu escalonamento.

Se compararmos com outros estudos realizados nas proximidades, quer a Norte, quer a Sul, é possível tentar uma correlação entre eles.

A. B. FERREIRA (1978, 1986), considera que todo o relevo actual do Norte da Beira teve como ponto de partida uma superfície de aplanamento quase perfeita, fossilizada por areias feldspáticas eocénicas (A. B. FERREIRA, 1986). As cotas correspondentes a esta superfície de aplanamento situar-se-iam entre os 850 e os 950 metros. Considera igualmente existir uma superfície correspondente a Oeste de Chaves, mais concretamente a Sul de Montalegre, onde penetra em regolfos nos níveis culminantes, que podem atingir os 1250 metros (A. B. FERREIRA, 1986). F. REBELO (1992) considera o relevo transmontano como exemplo do extenso domínio dos elementos planos, colocados a diferentes níveis, embora com o mais importante, a Meseta, a desenvolver uma superfície fundamental pelos 750-800 metros, com forte regularidade a Norte do rio Douro.

Apesar de na área da Serra do Marão não ser fácil definir com precisão o nível que A. B. FERREIRA considerou como superfície de aplanamento fundamental, pensamos que corresponderá ao dos 700-850 m. De facto, as áreas que encontramos com cotas entre os 900 e os 950 são relativamente pouco extensas e, da análise que fizemos, tentamos evidenciar que estes pequenos retalhos aplanados teriam a ver com pequenos blocos levantados a partir da superfície fundamental. Evidentemente não possuímos provas absolutas de que o relevo tenha evoluído deste modo. De facto, a hipótese contrária também pode ser considerada. Assim, os retalhos aplanados que se encontram a 900-950 metros corresponderiam à superfície inicial de aplanamento, tendo sofrido posteriormente a acção da tectónica, apresentando-se actualmente a cotas inferiores. Parece-nos que a primeira hipótese é a mais verosímil, até porque é do conhecimento geral que a designada superfície fundamental da Meseta tem na área de Trás-os-Montes uma altitude média de 700-800 m, aliás como V. TABORDA (1932) já havia salientado. Terá começado a ser trabalhada no Paleogénico, tendo-se desenvolvido definitivamente no Miocénico, dada a idade Pliocénica superior ou Quaternária dos sedimentos continentais,

resultado do último retoque no seu modelado (P. BIROT, 1949; M. FEIO, 1948; O. RIBEIRO, 1970; J. CABRAL, 1985; E. PEREIRA, 1989; F. REBELO, 1992).

Deste modo, consideramos que o nível dos 700-850 metros corresponde à designada superfície fundamental, apesar da expressão se apresentar como um conceito demasiado amplo e ambíguo, que só pode ser tomado como tal em grandes linhas. No pormenor, o relevo mostra-se mais complexo podendo existir vários aplanamentos relativamente próximos (A. MARTIN SERRANO, 1989) ou terem-se verificado pequenas movimentações devidas à tectónica recente.

Quanto aos níveis mais elevados podem inferir-se duas situações distintas: ou são mais antigos, ou foram elevados pela tectónica posteriormente à formação da superfície fundamental. Neste último caso, teríamos tido uma tectónica recente ou mesmo uma neotectónica com actuação muito violenta. Por isso, tal como A. B. FERREIRA (1978), pensamos que esses níveis correspondem a uma superfície culminante correspondendo a vestígios de um nível anterior mais antigo. Nalguns locais, quando os quartzitos estão presentes poderão ser relevos de dureza. Estes níveis superiores poderão corresponder aos antigos limites de toda a imensa área endorreica que se desenvolveu no interior da Península Ibérica e que foi progressivamente preenchida por materiais provenientes da evolução dos relevos periféricos e à qual o Douro deve ter aberto, mais tarde, uma saída para o mar, levando a uma reorganização da rede hidrográfica e a uma nova fase de evolução da morfologia, nomeadamente no aparecimento dos níveis inferiores àquele que se considerou como o da superfície fundamental.

Os níveis com cotas inferiores ao desta são naturalmente posteriores, relacionando-se com a evolução da rede de drenagem e, algumas vezes, afectados pela acção da neotectónica.

Não possuímos elementos para fazer datação dos diferentes níveis e o seu escalonamento em classes de altitude pode não ter um significado evolutivo.

De facto, uma superfície de aplanamento formada numa dada época pode actualmente encontrar-se deslocada em diversos blocos com altitudes diferentes. A tectónica é o resultado de um complexo conjunto de fenómenos, que, como tal, tem de ser tida em consideração já que a sua actuação pode introduzir variáveis difíceis de controlar. Ao longo do estudo dos diversos níveis tentamos mostrar a influência que ela poderia ter na sua definição.

2.2 - As "cristas" quartzíticas

Pelas suas características de dureza, os quartzitos são uma rocha com indubitáveis implicações na morfologia de qualquer região. É nossa intenção verificar qual a sua importância na explicação de algumas das formas de relevo da Serra do Marão e que mecanismos as condicionam.

Como já se afirmou, os quartzitos que encontramos na área de estudo não apresentam todos a mesma idade, existindo exemplos que vão desde o Câmbrico, passando pelo Ordovícico até ao Silúrico.

De facto, no perfil lito-estratigráfico da formação da Desejosa surgem quartzitos imaturos, para além de outras rochas com características idênticas: metagrés e metagrauvaques (M. B. SOUSA, 1983).

Também os perfis litoestratigráficos das formações do Silúrico (E. PEREIRA, 1989), quer das unidades autóctones quer das parautóctones, apresentam rochas deste tipo.

No entanto, aqueles que maiores reflexos têm na morfologia são, sem dúvida, os quartzitos da base do Ordovícico já que apresentam uma maior

espessura e afloram numa maior extensão. É sobre estes que nos iremos debruçar com mais pormenor pois, basicamente, são os responsáveis pelas cristas quartzíticas que se evidenciam na paisagem (fig. 15).

Os afloramentos de quartzitos ordovícicos arenigianos (12) estende-se desde um pouco a Norte de Varziguedo (freguesia de Ermelo) até um pouco a Sul do Douro, apenas com pequenas interrupções nalguns locais, quase sempre provocadas por acidentes tectónicos. Podemos dar como exemplos o que se passa no Alto de Espinho onde um acidente de direcção NNE-SSW conjugado com outro de direcção NE-SW, interrompe o afloramento. No Alto de Quintela, acontece o mesmo fenómeno provocado pela falha que alinha o rio Fornelo, tal como, ainda próximo de Barqueiros, quando o Douro atravessa os afloramentos Ordovícicos e Silúricos desligados pela acção da falha importante de direcção NNE-SSW, reaparecendo a mesma faixa quartzítica cerca de 1 Km a NE na margem esquerda do Douro, onde é interrompida definitivamente pelo granito de Ferreiros de Avões nas proximidades de Castanheira (C. TEIXEIRA, 1967).

No entanto, ao longo desta extensão vamos verificar que esta rocha

---

(12) - Quer C. TEIXEIRA (1967) quer A. RIBEIRO et al. (1962) classificam-no como quartzitos skidavianos, enquanto que E. PEREIRA (1989) denomina-os como uma *formação de quartzitos armoricanos* de idade Lanvirniana- Arenigiana. Convém referir que A. RIBEIRO et al. (1962) atribui também à coluna estratigráfica que apresenta a idade compreendida entre Termadociano e o Landvirniano- Landeiliano especificando a idade Skidaviana para os Quartzitos. E. PEREIRA (1987), justifica a sua opção de denominar de quartzitos armonicanos por ser a "*designação consagrada na literatura geológica Europeia para definir as litofácies mais características do Ordovícico inferior, compostas por metarenitos com intercalações de xistos*" (op. cit. p.31).

não aflora sempre com a mesma direcção nem com a mesma espessura, nem o seu grau de pureza é sempre o mesmo; talvez por isso não corresponda sempre aos pontos mais elevados da vertente. A tectónica teve uma forte acção nestas rochas ao longo dos tempos geológicos, contribuindo para a sua fracturação e, deste modo, para um comportamento que denota uma certa fragilidade perante a actuação de alguns, processos morfogenéticos. Também a movimentação tectónica poderá ser responsabilizada, por vezes, pelo seu aparecimento nas vertentes e não nos pontos mais altos à semelhança do que se passa, em alguns locais das Serras de Valongo (F. REBELO, 1975, 1984).

Em toda a bibliografia geológica torna-se evidente que a maior parte dos quartzitos que aqui se encontram são relativamente impuros. E. PEREIRA (1987, 1989) ao descrever o perfil tipo desta formação começa por referir que a série se inicia pelo que designa por *quartzitos feldspáticos;* e na sua descrição litoestratigráfica refere-se várias vezes a *quartzitos impuros* nomeadamente a *quartzitos xistentos impuros* e a *quartzitos imaturos*. Apresenta apenas, na coluna litoestratigráfica da formação de quartzitos armoricanos, uns 20-30 m de quartzitos maciços em que as respectivas bancadas podem atingir 1 m a 1,15 m de espessura (E. PEREIRA, 1987). Na restante coluna litoestratigráfica são referidos conglomerados, quartzitos impuros, xistos cinzento-negros, com frequentes intercalações finas de metassiltitos e bancos decimétricos de quartzitos e bancadas mais ou menos espessas de quartzitos imaturos com intercalações finas de xistos negros. Já anteriormente, A. RIBEIRO *et al.* (1962), ao descreverem a estratigrafia da área, davam essa indicação referindo intercalações de xistos nos quartzitos. Os quartzitos ora são finos e compactos, ora se apresentam com fragmentos angulosos que, por vezes, formam toda a massa da rocha, dando-lhe um aspecto de brecha quartzítica. Os mesmos autores mostraram também como a passagem dos quartzitos

aos xistos é gradual, passando-se dos quartzitos compactos aos xistos quartzíticos com limonite e, depois, a xistos cinzentos.

Os quartzitos desta Serra são normalmente acompanhados por leitos ferríferos, observáveis em toda a extensão dos afloramentos, que podem ir de alguns centímetros até 2 ou 3 metros de espessura. É, então, mais um elemento que contribui para a impureza destas rochas. O estudo do minério magnetítico que fundamentalmente compõe os leitos ferríferos, está bem documentado na bibliografia geológica sobre esta área.

Este tipo de problemas pode levar a que os quartzitos da Serra do Marão se apresentem como uma rocha de resistência variada, por vezes, mesmo de fraca resistência, perante os agentes morfogenéticos.

As camadas quartzíticas não apresentam a mesma espessura ao longo de todo o afloramento. É notório, quer na bibliografia geológica, quer nos mapas geológicos da área, que a espessura dos quartzitos é variável ao longo do afloramento. As bancadas atingem a máxima espessura na área de Ermelo, Vila Cova-Pardelhas, Marão-Freitas e Ermida. Este problema pode relacionar-se com a disposição estrutural das camadas quartzíticas, com a própria espessura destas e com o modo como a tectónica a afectou. O facto, por exemplo, de na área de Pena Suar os quartzitos ficarem reduzidos a 50-80 metros de espessura deve-se ao acidente tectónico com o mesmo nome, que chega a pôr em contacto terrenos da formação de Pardelhas (Silúrico) com o complexo xisto-grauváquico, eliminando cerca de 200 metros de espessura de quartzitos (E. PEREIRA, 1987). Também entre as fragas da Ermida e de Várzea (freguesia de Teixeira) o afloramento apresenta-se muito estreito, assim como, entre esta última povoação e Barqueiros, onde os terrenos ordovícico-silúricos possuem uma direcção oposta ao troço anterior, facto que se relaciona com o desligamento hercínico de Vila Nova de Cerveira-Mesão Frio.

Mas o que vai condicionar fortemente a importância geomorfológica destes quartzitos são as marcas deixadas pela tectónica ao longo da evolução geológica desta área.

Os quartzitos sofreram de uma forma muito violenta a acção da tectónica (Foto.1). Os dobramentos neste tipo de rochas demonstram bem esse facto. A estrutura apresenta uma grande complexidade já que os quartzitos se encontram acidentados por dobras muito apertadas, chegando-se mesmo a um estilo muito imbricado de tal modo que o complexo ante-ordovícico é, por vezes, incorporado na massa das formações ordovícicas (A. RIBEIRO, 1962).



Foto 1 - Afloramento quartzítico na Sra da Serra onde se observa o resultado de uma complexa tectónica dúctil e fracturante (Agosto, 1990).

Com efeito, os diferentes movimentos orogénicos tiveram também como consequência o aparecimento de muitas falhas e fracturas que afectam estas rochas que apresentam as direcções mais variadas, embora com o predomínio das NE-SW, NW-SE e NNW- SSE.

Em muitos locais a tectónica deslocou os quartzitos, fazendo com que estes se encontrem topograficamente abaixo de rochas menos resistentes (Foto.2). Podemos citar a título de exemplo o que se passa nas fragas da Ermida onde uma falha de direcção NE-SW deslocou tectonicamente os quartzitos. O mesmo se verifica próximo de Pardelhas, agora provocado por uma falha de direcção NNE-SSW. Acontece o mesmo na Senhora da Serra provocado por falha de direcção NW-SE.

Os quartzitos só constituem cimo de vertente no espaço que medeia os vértices geodésicos do Marão (1415 m) e de Freitas (1349) (Foto.3). Todo o restante afloramento quartzítico se situa a meia vertente sendo os pontos culminantes ocupados por rochas que, em princípio, deveriam apresentar menor resistência à acção erosiva dos agentes morfodinâmicos (figs.16, 17 e 18).

Não há dúvidas de que a maior parte das vertentes onde estas rochas contactam com o complexo xisto-grauváquico corresponde a escarpas de falha e não a escarpas de erosão, como é o caso da que se desenvolve a NW da Ermida e que é referida por A. RIBEIRO *et al.* (1962). Os abruptos são demasiado fortes (declive superior a 45°) para serem entendidos única e exclusivamente como escarpas de erosão. Parece-nos existirem falhas que originaram escarpas, retocadas posteriormente pelos agentes da geodinâmica externa. No entanto, esta hipótese não justifica que os quartzitos se apresentem a meia encosta em quase toda a sua extensão.

Apesar de só pontualmente se encontrarem na parte superior das vertentes, pela sua dureza, ajudam a manter fortes declives nas vertentes assim



Foto 2 - Afloramento quartzítico a meia encosta, nas proximidades de Ferraria (Agosto, 1990).

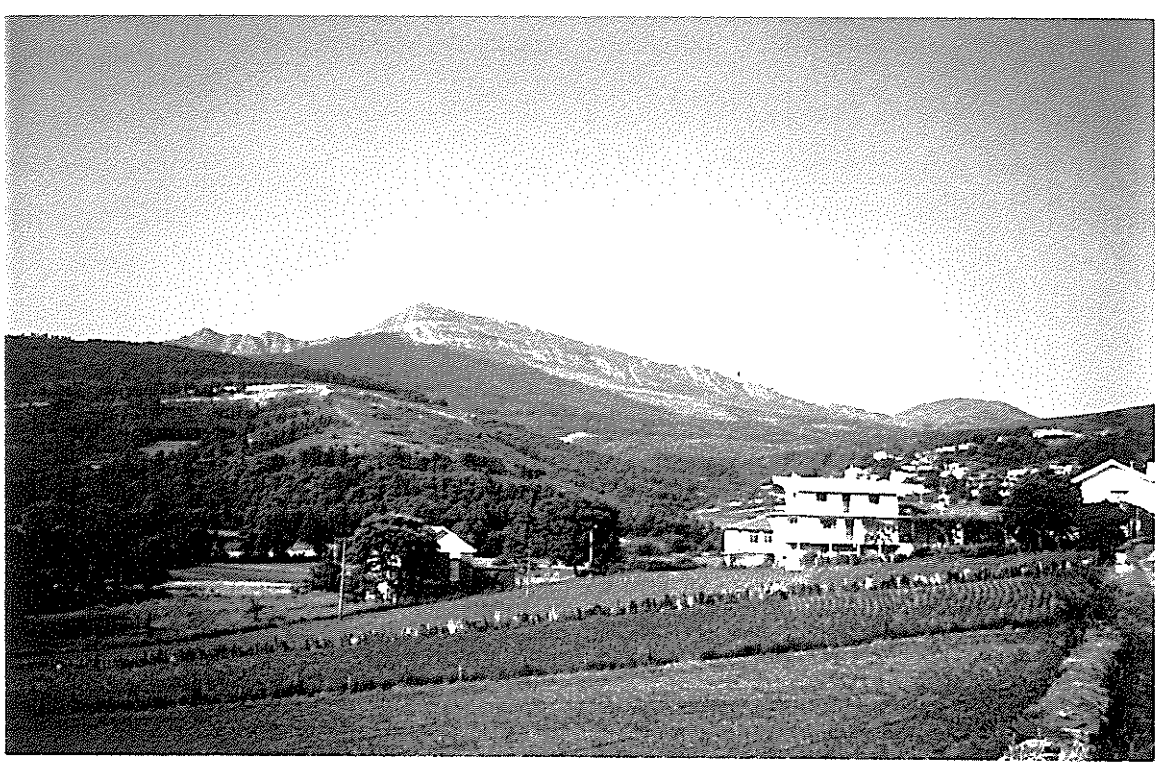


Foto 3 - Crista quartzítica encimando a vertente - Freitas- vista da Campeã (Junho,1989).

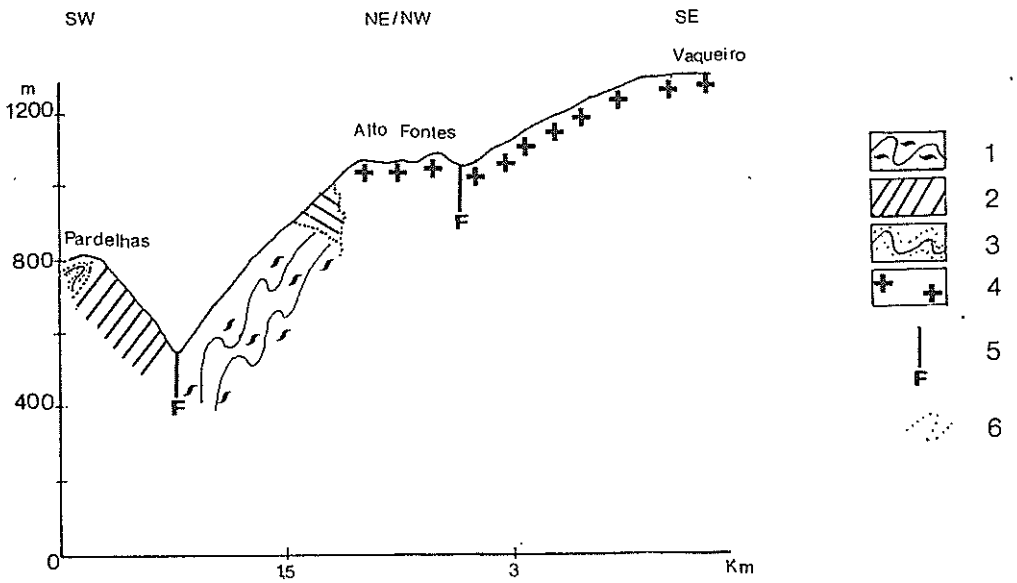


Fig 16 - Corte geológico onde se observam os quartzitos a meia vertente
1 - Xistos do Ordovícico; 2 - Quartzitos do Ordovícico; 3 - Xistos do Silúrico; 4 - Granito de Vila Real; 5 - Falha; 6 - Contacto litológico

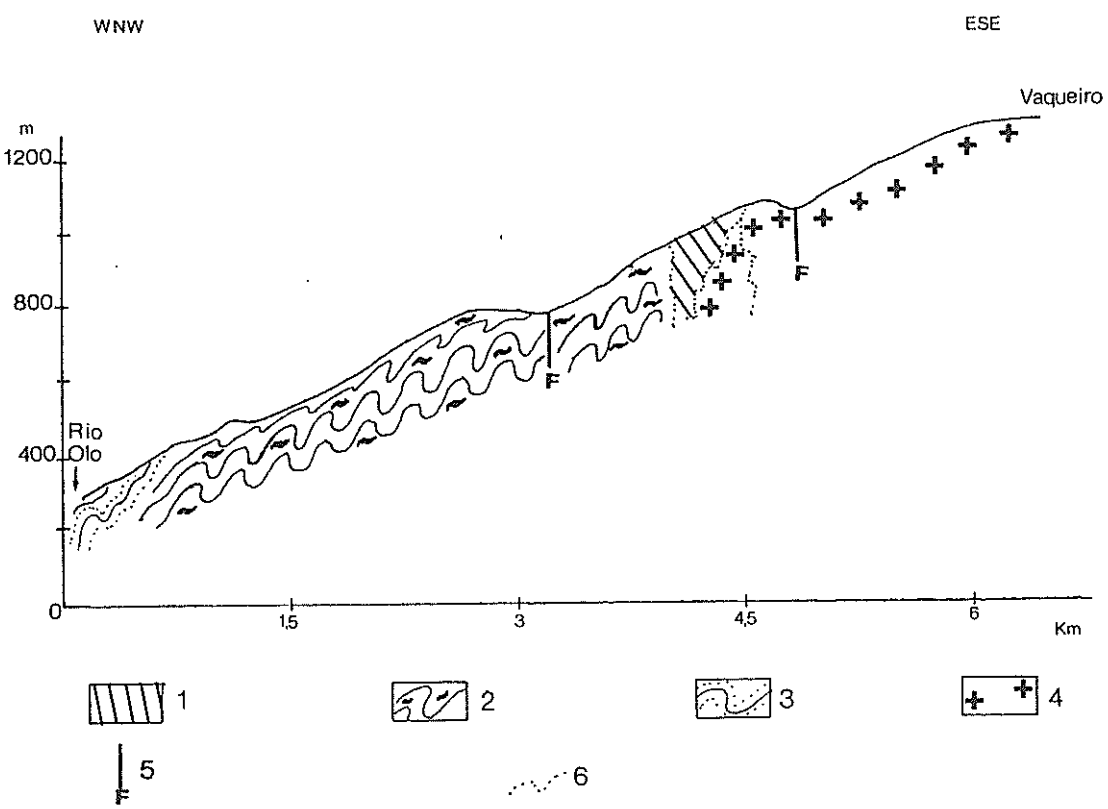


Fig. 17 - Corte geológico -Vaqueiro - Rio Olo
1 - Quartzitos do Ordovícico; 2 - Complexo Xisto-Grauváquico; 3 - Xistos do Ordovícico; 4 - Granito de Vila Real; 5 - Falha, 6 - Contacto litológico

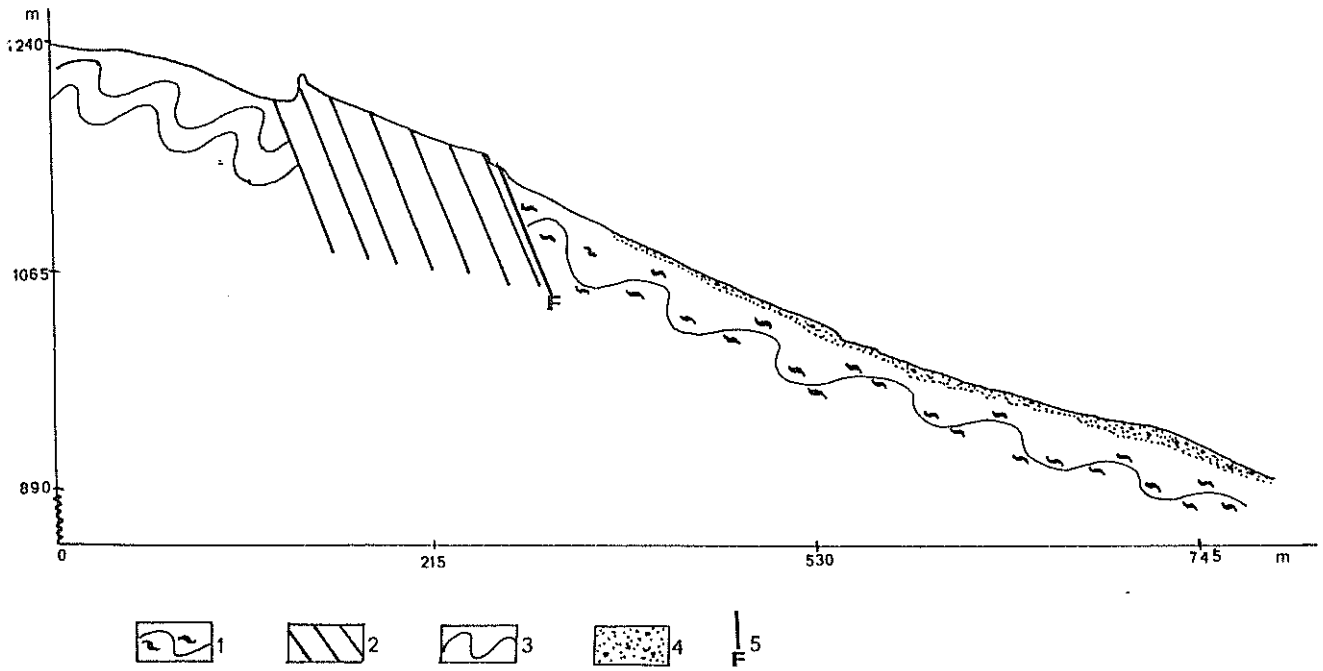


Fig. 18 - Perfil de pormenor de uma vertente com o afloramento quartzítico na secção intermédia

1 - Complexo Xisto-grauváquico; 2 - Quartzitos; 3 - Xistos do Ordovícico; 4 - Depósito de vertente; 5 - Falha.

como não permitem o seu recuo mais rápido. Podemos citar como exemplo de vertentes quase verticais sustentadas por estas rochas, as que compõem as fragas da Ermida e do Senhor da Serra e, ainda, as das fisgas de Ermelo. Algumas rechãs podem também dever a sua origem à resistência que estas rochas oferecem aos agentes erosivos. Como exemplo, podem citar-se as que se desenvolvem próximo de Vila Cova e de Pardelhas.

No pormenor, apresentam sinais de vulnerabilidade, a partir dos quais os agentes morfogenéticos vão actuar. Podemos apresentar alguns exemplos que ilustram esta afirmação.

Os cursos de água são um importante agente morfogenético. Ao atravessarem estas rochas, fazem sentir a sua acção de modo muito evidente. Os quartzitos são atravessados em vários pontos, mas, sem dúvida, que a forma mais espectacular é a queda do rio Olo, nas denominadas fisgas de Ermelo. O rio Olo depois de drenar parte significativa da Serra do Alvão, fundamentalmente constituída

por rochas granitóides, entra nos quartzitos e precipita-se numa queda de cerca de 200 metros de desnível. Só por si, este curso de água teria dificuldade em desenvolver e fazer evoluir esta forma. Tem de existir outro fenómeno que contribua, também, para o seu aparecimento. A folha de Celorico de Basto da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000 (10-A), assinala duas falhas paralelas de direcção NNE-SSW, que cortam estas rochas. A mais ocidental é responsável por uma escarpa de falha (fig. 15) que terá iniciado o desenvolvimento da queda. O seu recuo até ao ponto onde actualmente se encontra pode ter sido facilitado por pequenas falhas e fracturas de diversas direcções. Também a disposição estrutural das bancadas quartzíticas que aqui se apresentam com um pendor superior ao declive da vertente, pode facilitar a penetração das águas e a consequente evolução da queda.

Mas se esta é, na realidade, uma das formas mais espectaculares que se encontram na Serra da Marão, isso não significa que seja o único local onde os quartzitos são cortados por um curso de água. Existem vários cursos de água que atravessam estas rochas em locais diversos. Este facto pode relacionar-se com dois factores fundamentais que podem ou não actuar de forma independente.

Assim, a tectónica pode ter uma importância fundamental na explicação da passagem dos quartzitos, como é o caso da ribeira de Vila Cova e do rio Teixeira. A primeira segue uma direcção NNE-SSW, enquanto o segundo aproveita uma falha NE- SW.

Também uma vertente do sector Oeste desta Serra apresenta sinais de que a tectónica, ao fracturar os quartzitos, veio a ter influência na instalação de pequenos cursos de água que os cortaram segundo uma direcção NE-SW. As características dos cursos de água que aí se desenvolvem não podem justificar um encaixe vertical de cerca de 10 metros nesta rocha. Só com a ajuda de falhas os cursos de água poderiam ter sofrido um encaixe tão violento.

Existem mais algumas pequenas ribeiras que não parecem condicionadas pela tectónica e a única explicação que podemos atribuir ao facto de elas atravessarem estas rochas é os quartzitos não se encontrarem no cimo da vertente. Neste caso estas rochas não oferecem hoje grande resistência à erosão; os ravinamentos vão-se instalando e desenvolvendo, facilitados pelo forte declive das vertentes. A sua instalação é, também, por vezes, facilitada pela existência de materiais pouco homogéneos que regularizam as vertentes e permitem uma progressão inicial muito rápida das ravinas, verificando-se a influência da estrutura numa fase posterior.

Mas os quartzitos não sofreram apenas a acção dos cursos de água, nem estes são o único agente capaz de erodir estas rochas. Na base de muitas bancadas quartzíticas, existem depósitos e escombreiras de gravidade que demonstram que a acção do gelo também teve a sua influência na erosão destas rochas (Foto.4). Este assunto será retomado adiante quando se tratar da evolução desta área no Quaternário.

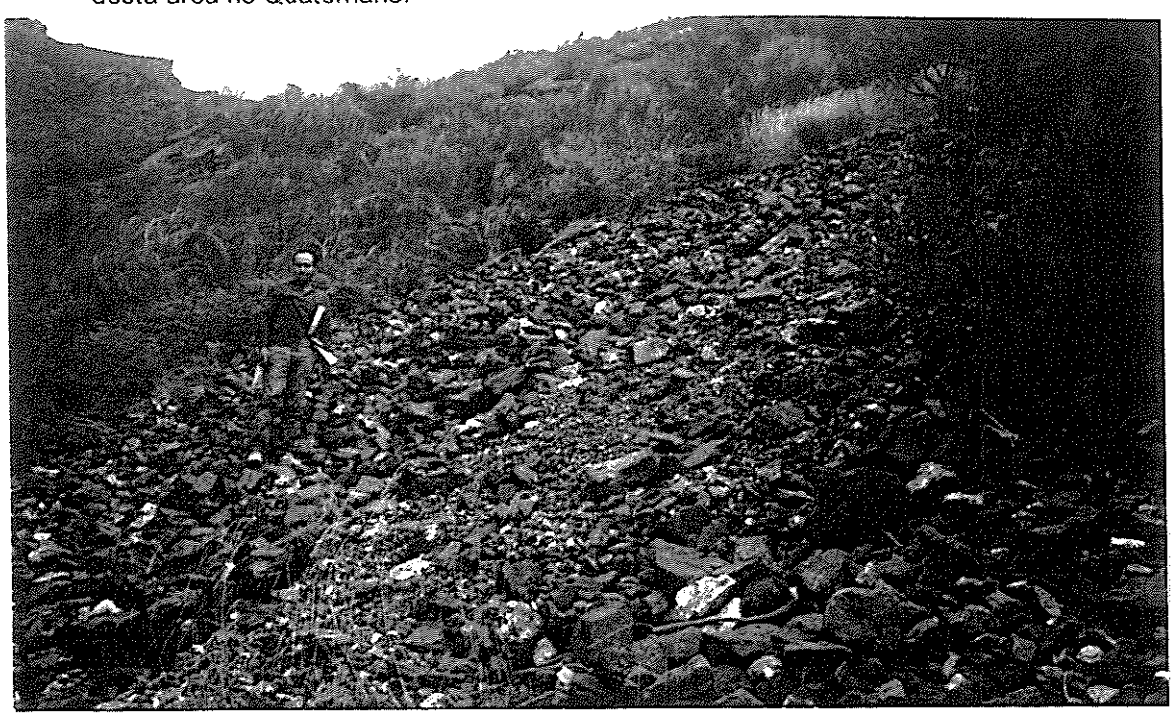


Foto 4 - Escombreiras de gravidade na base das cristas quartzíticas nas proximidades de Ferraria (Agosto, 1990)

2.3 - Vales e rede hidrográfica

A análise da rede hidrográfica é importante para o conhecimento da estrutura que lhe é subjacente, assim como para a dinâmica fluvial da área onde se insere. As direcções que apresentam muitas vezes dão-nos indicações acerca da rede de fracturação, podendo inferir-se a adaptação ou não da rede hidrográfica. Por outro lado muitos dos fortes encaixes não podem ser unicamente explicados pela dinâmica fluvial, sendo estes influenciados pela litologia e fracturação.

Toda a área de estudo se insere na bacia hidrográfica do rio Douro. No entanto, nem toda a drenagem se faz de uma forma directa para este curso de água, já que os seus afluentes Tâmega e Corgo chamam a si essa função (fig. 19). Assim, a Serra do Marão funciona como o grande centro distribuidor das águas, quer pela sua altitude, quer pela sua exposição aos ventos húmidos de Oeste, que fazem com que ela faça parte da vulgarmente chamada "*barreira de condensação*".

Atendendo a que a área de estudo não corresponde à totalidade de nenhuma destas grandes bacias, optamos por apresentar os principais afluentes cujas bacias hidrográficas se inserem nesta área. Mesmo assim, acontece que algumas delas ultrapassam os limites propostos para a área de estudo, mas atendendo que o objectivo do trabalho era o estudo de uma área serrana e não o estudo de bacias hidrográficas, não se justificava estarmos inicialmente preocupados com os limites das bacias hidrográficas. A abordagem do sistema de drenagem tem basicamente como objectivo as suas relações com problemas tectónico-estruturais.

2.3.1 - Adaptações e inadaptações à estrutura

2.3.1.1 - Os cursos de água principais

A análise da rede hidrográfica mostra, antes de mais, uma forte adaptação dos cursos de água à fracturação.

Os três grandes cursos de água principais (Douro, Tâmega e Corgo) apresentam todos eles direcções diferentes.

O rio Douro, na área de estudo, apresenta uma direcção geral aproximadamente E-W, que no pormenor, reflecte-se apenas num pequeno troço a Sul de Frende. No entanto, alguns troços deste curso de água encontram-se nitidamente adaptados a outras direcções de fracturação. Por exemplo, próximo de Peso da Régua e Barqueiros está condicionado por fracturas de direcção NNE-SSW. No primeiro local, é o desligamento tardi-hercínico Orense-Bacia da Lousã o responsável por esta direcção no percurso do Douro. No segundo, é um acidente paralelo ao primeiro, o responsável pelo desligamento que as rochas ordovícicas sofreram nesta área (C. TEIXEIRA *et al.*, 1962). Foi esta falha que facilitou a passagem do Douro no local dos afloramentos ordovícicos e silúricos. Após a passagem destes afloramentos, o rio toma, num troço muito curto, o sentido SE-NW, perfeitamente encostado a essas rochas, o que poderá ser indicativo da exploração de uma fractura relacionada com o contacto entre estas rochas e o granito.

Um pouco mais a jusante, entre Senhor do Socorro e Santana, o rio volta a ser condicionado por uma fractura, neste caso, de direcção NE-SW, que alinha também parte do vale do rio Teixeira.

Já no limite da área de estudo, o rio Douro volta a estar condicionado por uma falha, agora de direcção NW-SE, que alinha, igualmente, vales de outros cursos de água, nomeadamente a ribeira de Juncal, o rio de Galinhas e a parte terminal do rio Ovelha.

As restantes secções rectilíneas do vale do Douro que não apresentam estas direcções seguem duas outras, que não parecem relacionar-se com nenhum alinhamento comum nesta área. Assim, de Bagaúste até Peso da Régua e de Cederna (freguesia de Fontelas) até Mesão Frio, sua direcção é aproximadamente ESE-WNW. Entre Mirão (freguesia de Covelas) e Mosteirô (freguesia de Ancede) apresenta-se com a direcção ENE-WSW.

O vale do rio Tâmega, desde a confluência do rio Ovelha até à do rio Olo, apresenta uma orientação geral NE-SW, relacionada com uma falha com esta direcção, não apresentando, no pormenor, grandes desvios que demonstrem a influência de outro sistema de fracturas. A partir deste local e até ao limite Norte da área de estudo, a sua direcção geral muda, apresentando variações, algumas das quais nitidamente adaptadas a diferentes fracturas, enquanto outras não parecem estar condicionadas, pelo menos de uma forma tão evidente.

Assim, a Norte da confluência com o rio Cabril, o Tâmega está adaptado a uma falha de direcção NNW-SSE mas, a partir deste local para jusante, numa extensão de 1500 m é uma falha de direcção NNE-SSW que orienta o seu percurso. Esta última falha volta a ser importante para explicar todo o troço compreendido entre Bouça dos Mosqueteiros (freguesia de Paradança) e Aldeia (freguesia de Rebordelo), apesar de no mapa geológico estar apenas assinalada até Vau (freguesia de Arnóia - Celorico de Basto). Os meandros muito encaixados do vale do Tâmega próximo de Mondim de Basto, no local em que não é orientado por esta falha, encontram-se numa área muito complexa em termos geológicos. A

estrutura poderá ter favorecido esta meandrização; pequenas fracturas terão levado ao encaixe vigoroso do rio.

A Sul de Rebordelo e até à confluência com o Olo, o vale do Tâmega apresenta troços com direcções muito variáveis, dois dos quais indubitavelmente condicionados pela tectónica. Um, com a direcção NE-SW, situa-se a ocidente das minas de Fontão e outro, com a direcção NW-SE, fica muito próximo da confluência com o Olo.

O rio Corgo tem, nesta área, uma direcção geral N-S, apesar de na parte final mudar para NNE-SSW, ou seja, passar a ser paralelo ao grande acidente tardi-hercínico a que já nos referimos. No pormenor, este rio apresenta uma forte meandrização, facto muito comum nas regiões de xisto que tanto se pode dever a fracturas ou a falhas, como a variações de fácies, muito frequentes nas rochas do complexo xisto-grauváquico.

2.3.1.2 - Os cursos de água secundários

À semelhança dos cursos de água principais que comandam toda a dinâmica hidrográfica desta área, também os que consideramos secundários vão ter o seu percurso fortemente condicionado pela rede de fracturação. No entanto, o factor litológico tem aqui uma certa influência, já que nos granitos parece existir um maior número de cursos de água adaptados a diversas falhas e fracturas, enquanto que nos xistos estas parecem condicionar troços mais localizados.

2.3.1.2.1 - A direcção NW-SE.

A direcção NW-SE alinha vários cursos de água exercendo uma influência muito grande na área granítica da parte SW. O rio Fornelo é um bom exemplo de um curso de água condicionado por uma fractura, de direcção NW-SE, que alinha ainda um pequeno afluente do rio Tâmega e o vale inicial do rio Teixeira (M. FEIO *et al*, 1949).

No entanto, quer a Oeste, quer a Este deste importante acidente, existem muitos exemplos de alinhamentos de vales condicionados por fracturas com esta direcção.

Assim, no limite ocidental da área em estudo, uma fractura também importante alinha alguns vales de diversos cursos de água nomeadamente o do rio de Galinhas, da ribeira de Juncal, de um pequeno afluente da margem direita do rio Douro e, ainda, um troço deste último, como já tivemos oportunidade de referir.

Uma outra fractura um pouco mais a ocidente orienta dois cursos de água afluentes do rio Ovil, prolongando-se pelo vale da ribeira de Trancoso, afluente directo do rio Douro. Tem ainda repercussões num afluente da ribeira de Juncal.

Na área compreendida entre esta última fractura e a do rio Fornelo é notória a existência de um elevado número de pequenos troços de outros cursos de água que, pela rigidez que demonstram, são nitidamente condicionados pela rede de fracturação (fig. 3).

Na parte a oriente do rio Fornelo e na área dos granitos há uma outra fractura de direcção NW-SE que alinha o troço final da ribeira de Murgido, imediatamente antes da confluência com o rio Marão, assim como um troço deste

último entre S. João da Várzea (freguesia da Várzea) e a confluência com o rio Ovelha.

Na área correspondente aos xistos e aos quartzitos, esta direcção não se revela tão importante na orientação da rede hidrográfica de ordem secundária.

Assim, na parte mais a NW e N, da Serra do Marão,nas rochas xistosas e quartzíticas do Ordovícico e do Silúrico, são poucos os cursos de água condicionados pela direcção NW-SE. Podem identificar-se com esta direcção o vale do rio Sião e a parte inicial do vale da ribeira de Gontães, já no complexo xisto-grauváquico. A fractura que condiciona a ribeira das Fisgas alinha também a ribeira da Fonte das Carmendas e a ribeira das Pedias, mas já nos granitos do maciço compósito de Vila Real.

Outro exemplo é um pequeno afluente da ribeira de Chão Rosso que tem continuidade na parte NW da depressão da Campeã onde vales de alguns pequenos cursos de água são orientados por fracturas com esta direcção.

Ainda neste tipo de rochas, mas agora na vertente ocidental do Marão, fracturas com esta direcção são responsáveis pela orientação de pequenos cursos de água, afluentes da margem esquerda da ribeira de Fervença, que chegam mesmo a cortar os quartzitos, facto já referido aquando da análise das cristas quartzíticas.

Concluindo, podemos afirmar que a direcção NW-SE, condiciona fortemente a orientação da rede hidrográfica nos granitóides, mais concretamente o granito porfiróide de grão grosseiro de duas micas, essencialmente biotítico, apresentando uma importância muito menor no alinhamento dos cursos de água nas áreas de xistos quer sejam do Ordovícico, Silúrico e Devónico, ou do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico do grupo do Douro.

2.3.1.2.2 - A direcção NE-SW

Uma outra direcção, com reflexos importantes na organização da rede de drenagem, é a NE-SW. Tal como com a direcção NW-SE também aqui se notam algumas diferenças quando se tem em conta problemas de ordem litológica denotando-se uma forte incidência nas rochas granitóides da parte SW da área de estudo.

Assim, o percurso do rio Ovelha segue aproximadamente esta direcção, com adaptações de pormenor a outras fracturas que, no entanto, não são de relevância significativa.

Outro curso de água que se adapta de um modo indubitável é o rio Ovil. Na sua parte inicial, na área que drena a depressão do mesmo nome, ele segue rigidamente a direcção NE-SW. Próximo de Campelo o seu percurso sofre uma inversão de direcção, passando a correr de Norte para Sul, para depois em Várzea (freguesia de Campelo) retomar a direcção inicial até Geraldo (freguesia de Gôve)

Também o rio Teixeira, como já tivemos oportunidade de o referir, é orientado, na parte final do seu percurso, por uma fractura de direcção NE-SW que lhe facilita a passagem pelos xistos e quartzitos do Ordovícico.

Em toda a área granítica é visível a adaptação de muitos cursos de água de pequena dimensão a fracturas com esta orientação, nomeadamente, alguns afluentes da ribeira de Lardosa, da ribeira de Juncal e, ainda, do rio Marão. O troço inicial deste último também é orientado por uma fractura com a direcção NE-SW, que corta os granitos e os xistos do Ordovícico e do Silúrico e se prolonga pelas rochas do complexo xisto-grauváquico, na depressão da Campeã, condicionando o percurso da ribeira de Vale de Insuas.

Esta direcção faz-se igualmente sentir na parte correspondente às rochas de xisto, embora de forma menos evidente que nos granitos.

Assim, no sector NW e N da Serra do Marão, o traçado do rio Olo, entre Ponte de Olo (freguesia de Ermelo) e Torre (freguesia de Olo), segue esta direcção e parece estar na continuação da fractura que afecta, também, o rio Ovelha. O rio Olo possui um outro percurso condicionado por uma fractura com esta direcção entre Malhadas e Altos Eiros (freguesia de Ermelo).

São visíveis mais alguns troços de outros cursos de água condicionados por esta direcção, nomeadamente no rio Cabril, entre os lugares de Vila Chã (freguesia de Bilhó) e Covas (freguesia de Bilhó) e, ainda, um afluente do rio Sião, outro da ribeira de Chão Rosso e um outro da ribeira de Fervença (fig. 3).

Nas rochas do complexo xisto-grauváquico, apesar de existirem fracturas com a direcção em causa, elas não parecem ter uma importância fundamental na orientação da rede hidrográfica, condicionando apenas pequenos trajectos de um ou outro curso de água.

2.3.1.2.3 - A importância de outras direcções de fracturação

Neste sector da Serra do Marão é, sem dúvida, a direcção NNE-SSW que revela maior influência no traçado dos rios e ribeiras. Para além de influenciar o traçado final do rio Corgo, que já mencionamos, condiciona as ribeiras de S. Gonçalo, Meia Légua e Vinhós, (esta última afluente da ribeira de Seromenha), assim como alguns pequenos cursos de água afluentes da ribeira de Aguilhão e do rio Sôrdo.

Na área da Campeã volta a fazer-se sentir a sua influência, na ribeira de Vila Cova, facilitando-lhe a passagem dos quartzitos.

O próprio rio Tâmega, como já fizemos referência, tem o tramo compreendido entre a foz do Cabril e Aldeia (freguesia de Rebordelo), adaptado a uma falha com esta direcção.

Nas rochas granitóides, da parte ocidental, esta direcção não tem a mesma importância das outras duas direcções já referidas. São poucos os rios e ribeiros cujos vales se adaptam a fracturas com direcção NNE-SSW. Podemos citar, como exemplo, a ribeira de Marancinho, um pequeno afluente da margem direita do rio Ovelha e o próprio curso deste que fica no seguimento do seu afluente até à confluência com o rio Fornelo. Também alguns afluentes do Tâmega, na área de Cepelos, estão condicionados por elas como por exemplo a ribeira de Lardosa e Ovil.

As fracturas de direcção N-S não possuem grandes repercussões na orientação dos cursos de água.

A ribeira de Seromenha, a Norte da confluência da ribeira de Vinhós até próximo de Vacaria (freguesia de Fontes), é influenciada por uma fractura com esta direcção . Também o rio Ovil tem alguns troços do seu curso que apresentam a direcção N-S, nomeadamente no local onde se fez a separação entre as depressões de Ovil e de Campelo e, ainda, entre os lugares de Tapado (freguesia de Campelo) e Barreiro (freguesia de Gôve) prolongando-se neste local por um seu afluente da margem esquerda. Também o rio Zêzere, pequeno afluente do rio Douro, parece ter o seu percurso condicionado por uma fractura N-S entre Bouças (Freguesia de Viariz) e a sua Foz em Eiras do Lodo (freguesia de Santa Marinha do Zêzere). Ainda nesta mesma área, alguns pequenos troços de outros afluentes do rio Douro parecem condicionados por fracturas de orientação N-S.

2.3.1.3 - A importância da adaptação

Da análise que se fez é importante salientar que existem três importantes direcções de fracturação, que exercem uma forte influência na orientação da rede de drenagem, e que se repercute, tanto nos grandes cursos de água, como nos pequenos. É indubitável que na parte ocidental da área de estudo, (correspondente aos afloramentos de rochas granitóides), a maior parte dos cursos de água está condicionada por duas direcções perpendiculares entre si (NE-SW e NW-SE). A drenagem dessa área foi já considerada um verdadeiro reticulado de vales tectónico-estruturais (M. FEIO, *et al.*, 1949).

Nos xistos, apesar de se ter verificado que estas direcções também têm influência na orientação da rede de drenagem, a sua importância não é tão evidente como nas áreas de granito.

As fracturas NNE-SSW incidem particularmente sobre as áreas de xisto e, mais concretamente, sobre as do complexo xisto-grauváquico. De facto, elas são fundamentais para explicar o curso de alguns rios nesta área. Pelo contrário, a sua influência não se faz sentir com tanta acuidade na parte ocidental, correspondente às áreas de granito. Este facto mostra a influência que o alinhamento tardi-hercínico Orense- Bacia da Lousã possui na área levando a uma reorganização da própria rede de drenagem.

No que se refere às outras direcções, apesar de explicarem alguns pequenos tramos de cursos de água, não se mostram fundamentais na análise global da área.

Esta intensa fracturação que condiciona o traçado de muitos dos rios e ribeiros desta área, também vai ter reflexos noutros aspectos da rede

hidrográfica, nomeadamente no tipo de vales, na meandrização encaixada que muitos apresentam e mesmo em capturas que eventualmente se tenham verificado.

Ao longo da análise elaborada mostrou-se que existe uma adaptação muito forte da rede de drenagem às principais direcções de fracturação. Esta é, de facto, a regra geral. No entanto, pensamos que se pode encontrar um caso de inadaptação, mais concretamente de uma antecedência, na bacia hidrográfica do rio Ovil, próximo de Gôve (fig. 20). Este rio drena a depressão de Gôve, cuja vertente SW corresponde a uma escarpa de falha, que define um bloco tectónico a ocidente. O rio, ao atravessar a depressão no sentido NE-SW, entra no bloco soerguido de uma forma quase perpendicular à escarpa de falha. Deste modo, torna-se legítimo pensar que o rio Ovil já possuía o seu percurso instalado antes de se ter começado a verificar o soerguimento do bloco ocidental. Pensamos, então, que este soerguimento terá de ser lento e muito recente e somente a neotectónica o poderá explicar, até porque não há quaisquer vestígios de depósitos que possam sustentar uma hipótese de epigenia.

2.3.2 - "*Cut-offs*" e capturas

2.3.2.1 - O "*cut -off*" do rio Aguilhão

C. TEIXEIRA (1967) refere que na depressão da Veiga se verificou uma captura, já que nesta forma existe um meandro abandonado do rio Aguilhão (fig. 21). No sítio da Corte, onde se deu a eventual captura, encontra-se uma pequena queda de água e, logo a montante, está aquele que parece ser um o vale abandonado. De facto, o rio Aguilhão poderá ter meandrizado nesta depressão, tendo

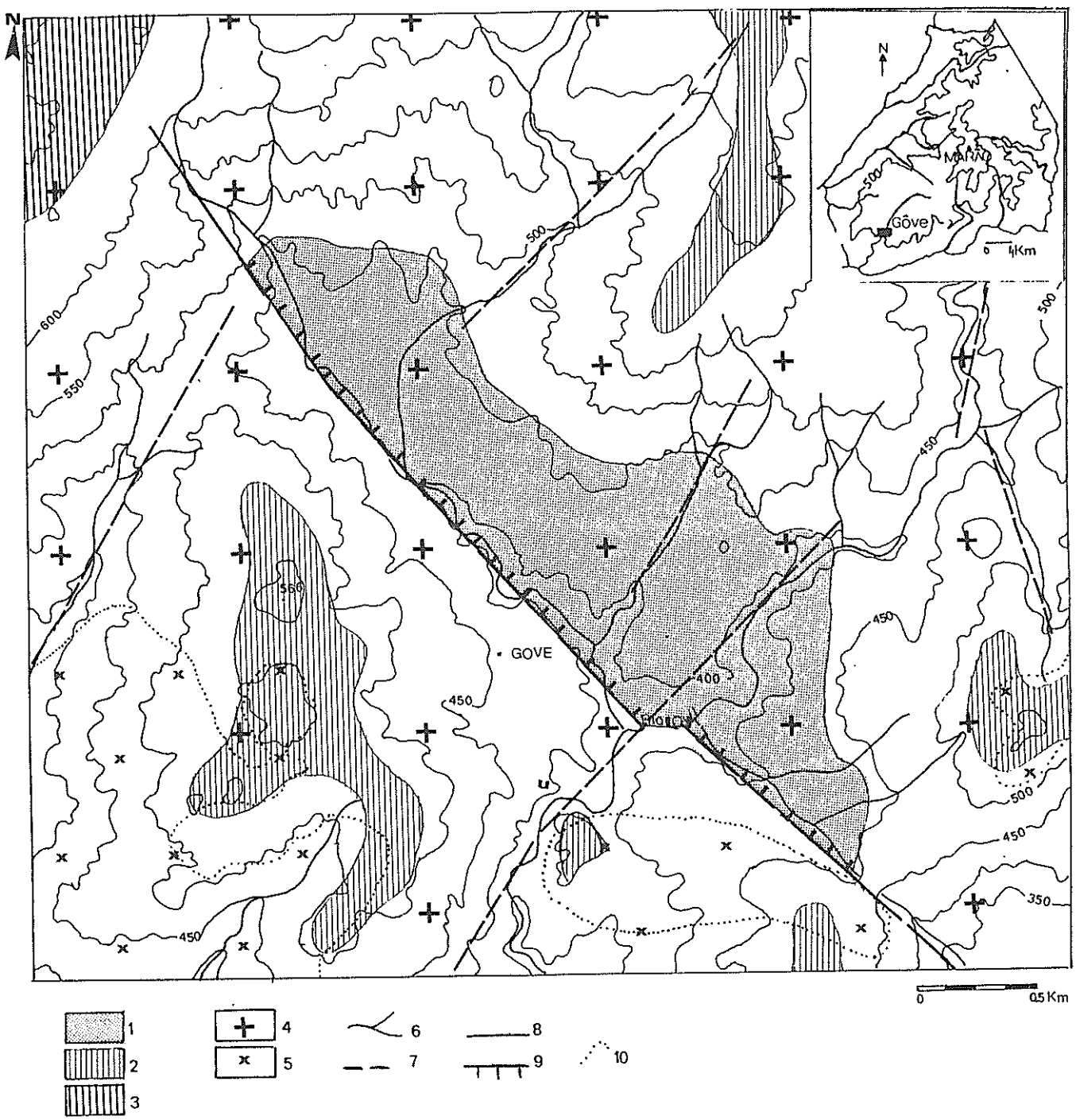


Fig.20 - O alvéolo de Gôve onde se observa o local da hipótese de inadaptação do rio Ovil à estrutura.

1 - Depressão; 2 - Nível dos 450-550 metros 3 - Nível dos 700-850 metros; 4 - Granito de Amarante (porfiróidde de grão grosseiro); 5 - Granito de Amarante (porfiróide de grão fino) 6 - Curso de água; 7 - Falha provável; 8 - Falha; 9 - Escarpa de falha ; 10 - Contacto litológico.

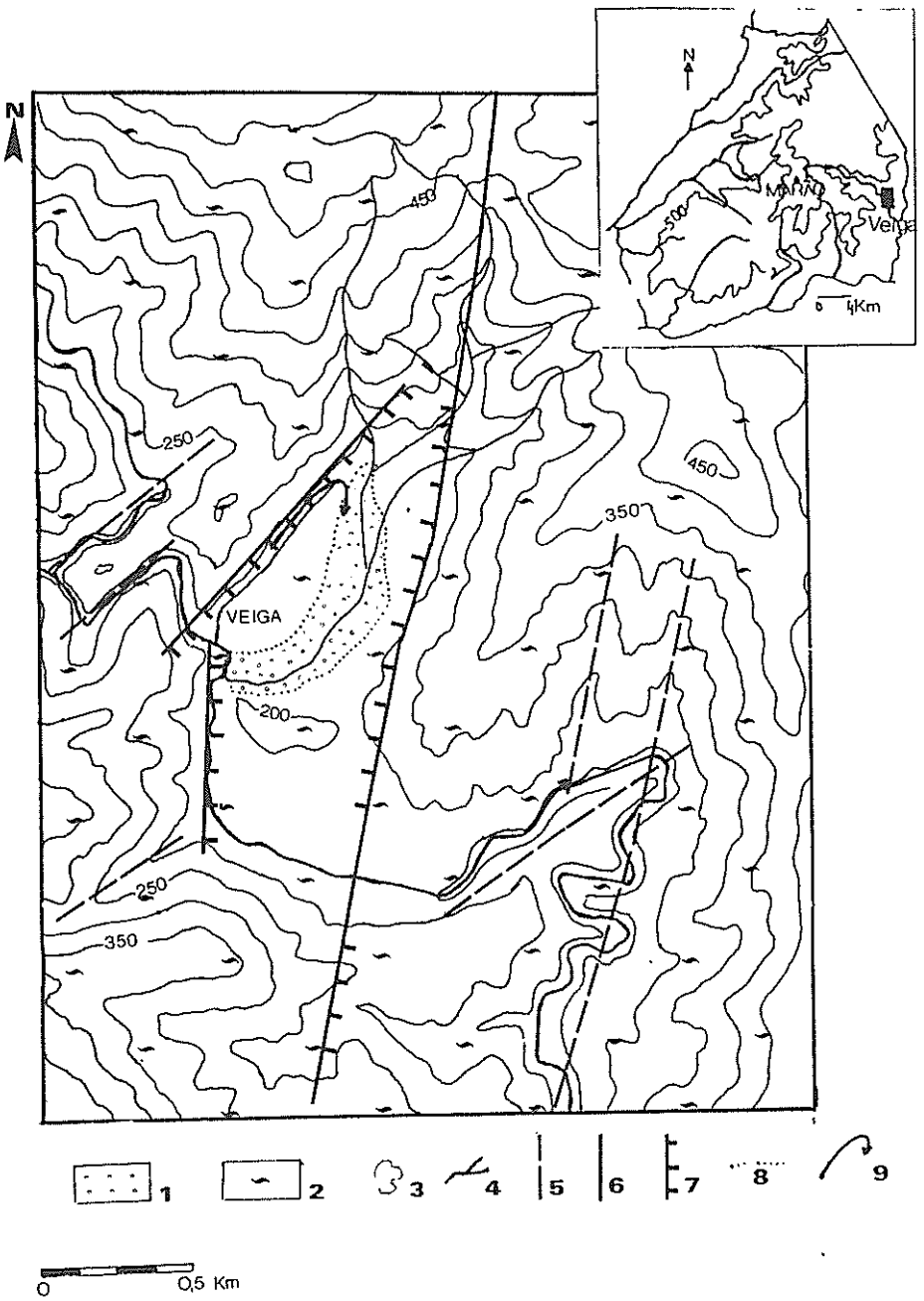


Fig.21 - A depressão da Veiga

1 - Aluviões; 2 - Complexo xisto-grauváquico; 3 - Curva de Nível; 4 - Curso de água; 5 - Falha provável; 6 - Falha; 7 - Escarpa de falha ; 8 - Contacto litológico; 9 - Antiga direcção de drenagem.

sofrido posteriormente um "*cut-off*" no local indicado, a favor de uma fractura de direcção N-S.

2.3.2.2 - A captura do rio Teixeira

A. B. FERREIRA (1978) admite uma captura, na nossa área de estudo, mais concretamente, no rio Teixeira. Apertado entre a Serra do Marão e a Serra do Poio, o Douro em Mesão Frio, corre numa garganta profunda, com vertentes que, do lado Norte, ultrapassam um milhar de metros de altura. O único elemento do relevo que neste sector quebra esta vertiginosa descida é a portela de Mesão Frio, a 300 m de altitude, por onde o rio Teixeira deveria alcançar outrora o Douro (fig. 22). Este curso de água, que entre o Alto de Quintela e Mesão Frio tem o seu vale condicionado pela falha de direcção NW-SE, apresenta próximo desta povoação uma viragem brusca, passando a correr segundo a direcção NE-SW, formando um típico cotovelo. Deste modo, somos da opinião que no sector terminal o rio Teixeira terá sofrido uma captura a favor de um curso de água, que uma fractura de direcção NE-SW ajudou a passar o complexo Silúrico-Ordovícico.

2..3.2.3 - A captura do rio Ovelha

Uma outra captura importante poderá ter-se verificado na área de Padronelo, na bacia hidrográfica do rio Ovelha. (fig. 23). De facto, este rio aprovei-

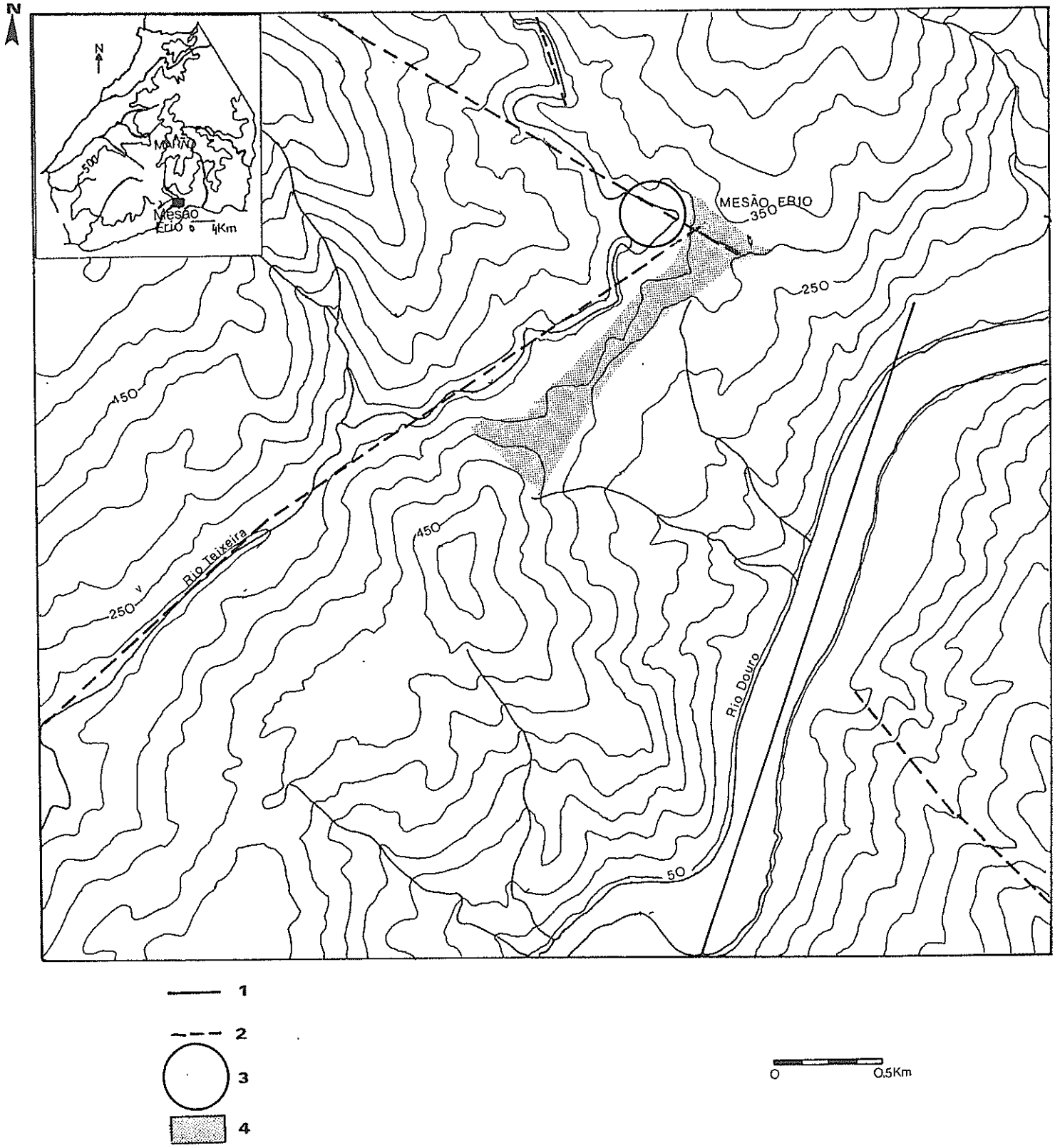


Fig. - 22 - Local da provável captura do rio Teixeira

1 - Falha; 2- Falha provável, 3 - Local provável da captura; 4 - Área provável da antiga foz do rio Teixeira.

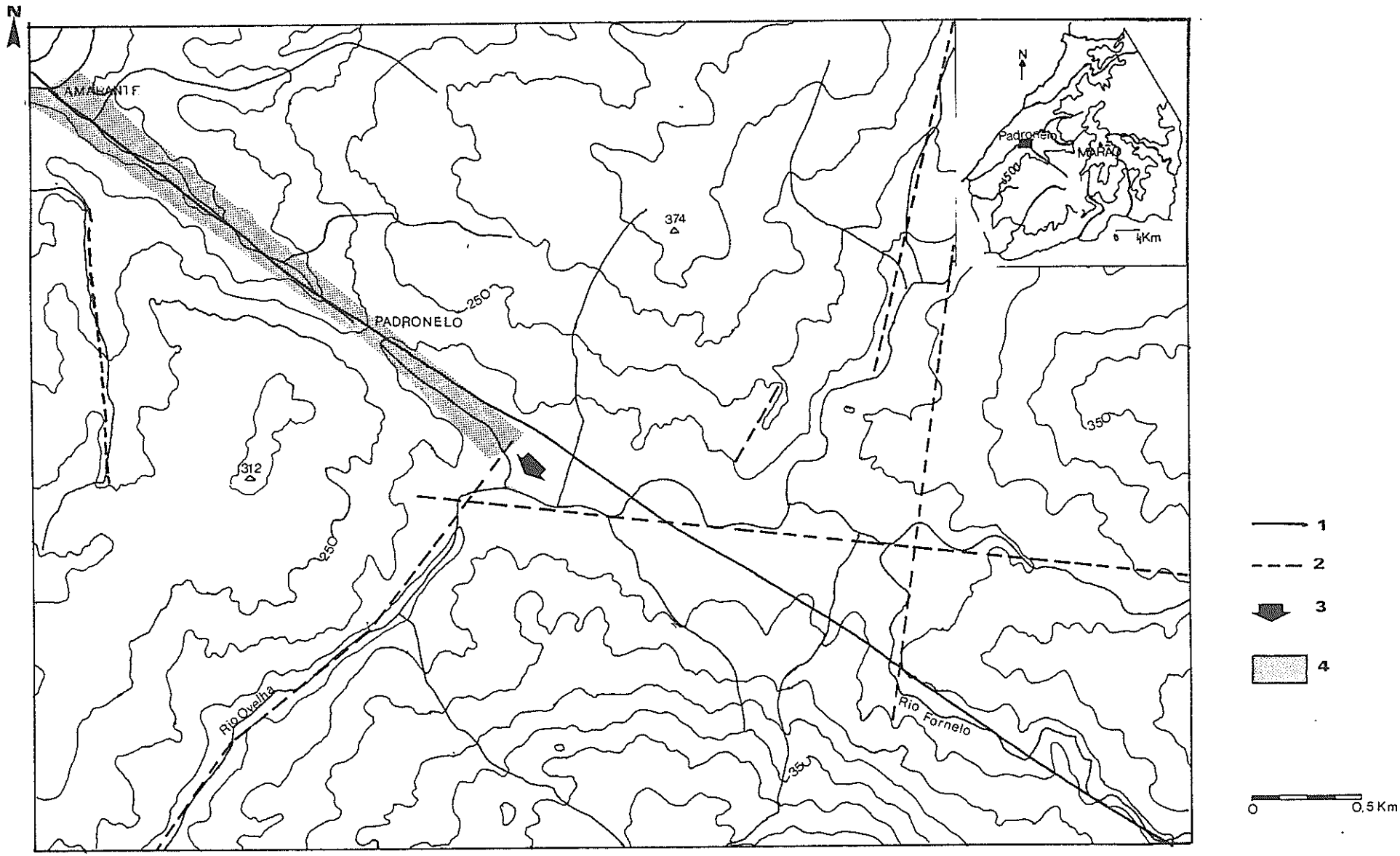


Fig. 23 - Local provável da captura do rio Fornelo.
1 - Falha; 2 - Falha provável; 3 - Local provável da captura; 4 - Vale abandonado.

tando uma fractura NE-SW, deve ter capturado a parte terminal do rio Fornelo, cujo vale tem perfeita continuidade num pequeno afluente da margem esquerda do rio Tâmega, que desagua em pleno centro urbano de Amarante. A captura deve ter-se verificado a uma cota superior à da actual depressão de Padronelo, relacionando-se com o nível por nós considerado como inferior. Aliás, é a esta cota (200-250m) que se desenvolve uma portela no lugar da Cruz (freguesia de Padronelo) entre a pequena ribeira da Madalena, afluente do Tâmega, e o pequeno afluente do Ovelha que deverá corresponder ao troço abandonado do rio Fornelo, correndo agora em sentido contrário. Esta actual portela corresponderia ao nível do corredor natural por onde desaguaria o rio Fornelo

Pelo contrário, na área próxima do grande acidente tardi-hercínico Orense-Bacia da Lousã ,são as fracturas com a direcção deste desligamento ou com uma direcção próxima (N-S) e com ele relacionadas, que comandam a organização da actual rede de drenagem.

2.3.2.4 - Evolução de uma captura actual

A análise da génese de uma captura é importante já que esta é o resultado de um processo complexo que muitas vezes os geomorfólogos colocam como hipótese na evolução da rede hidrográfica de qualquer região, mas cuja existência nem sempre é fácil de provar.

O caso do início de captura de parte de uma vertente de uma bacia hidrográfica para outra, localiza-se na ribeira de Chão Rosso (fig. 24). É um processo que se encontra em fase inicial de desenvolvimento e que nos propomos acompanhar

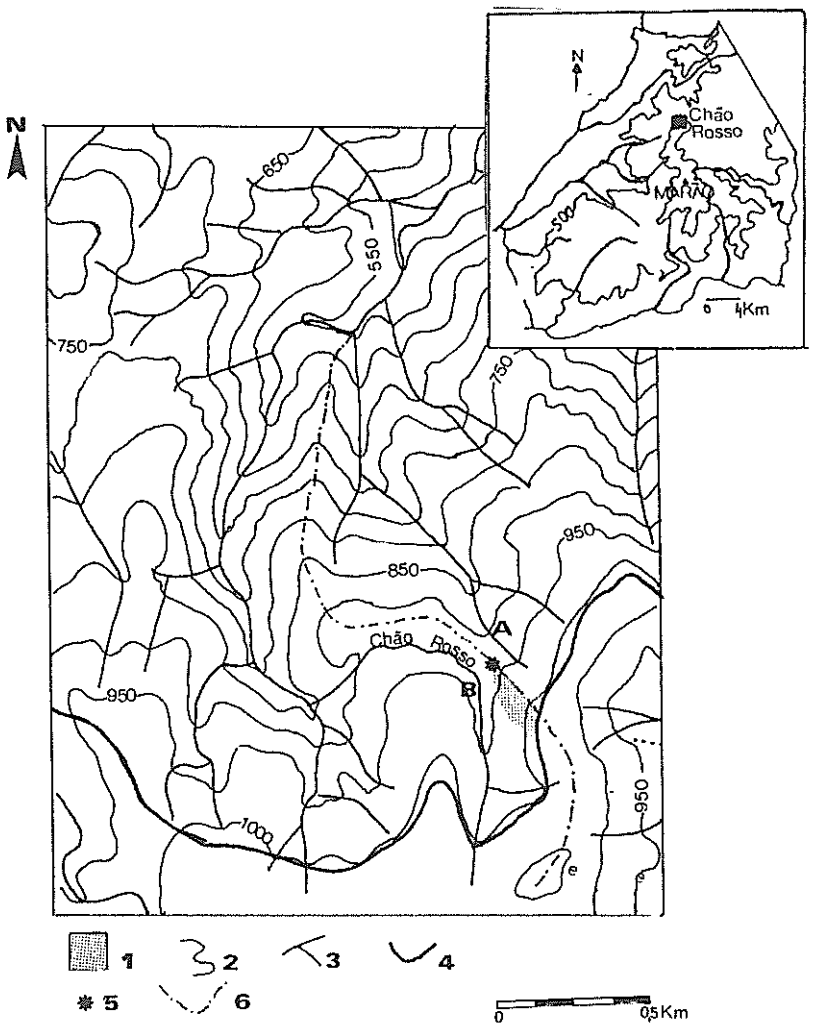


Fig. 24 - Localização da captura na ribeira de Chão Rosso
1 - Área capturada, 2 - Curva de nível; 3 - Curso de água; 4 - Estrada 5 - Local onde se iniciou a captura; 6 - Linha divisória da água; A - Curso de água captor; B - Curso de água para onde se dirigia a escorrência.

no sentido de compreender a sua evolução.

Da análise da cartografia, verifica-se que a área actualmente drenada para o curso de água captor é já significativa (aproximadamente 1,9 ha). Não é possível determinar exactamente a altura em que teve início o processo de captura mas é, ainda, fácil fazer a reconstituição do modo como ela aconteceu.

O local corresponde a uma portela resultante da dinâmica erosiva de dois cursos de água (Foto 5). Na parte mais baixa desta forma existe um pequeno



Foto 5 - Local onde se está a verificar a captura na ribeira de Chão Rosso (Agosto, 1988)

depósito relacionado com a dinâmica das vertentes, constituído por pequenos gelifractos de xisto envolvidos numa matriz argilosa. Apresenta fraca consistência estando, deste modo, sujeito à erodibilidade dos processos morfogenéticos, principalmente nos sítios onde não se verifica cobertura vegetal. O acelerar dos processos erosivos pode funcionar, posteriormente, no sentido de não deixar desenvolver a vegetação e sujeitando estes locais a um processo de erosão cada vez mais acentuado.

Sem dúvida que o grande responsável pelo desencadear do processo de captura foi um "caminho" destinado, quase que em exclusivo, à passagem de gado, que cortava o depósito transversalmente e que se prolongava

pela vertente mais tarde capturada. De facto, este pequeno caminho começou por "canalizar" a água de escorrência da vertente, apesar de numa fase inicial ainda a conduzir para o curso de água que a drenava . Entretanto, com a continuação da passagem dos rebanhos e com a actuação de outros processos morfogenéticos, inicia-se o ravinamento do depósito de forma acelerada, graças ao forte declive do local. Deste modo, o curso remonta a cabeceira aproveitando o caminho preexistente capturando, em dado momento, a água de escorrência que o caminho já havia organizado.

A tendência da evolução será para aprofundar este ravinamento e chegar-se à captura da parte superior da ribeira de Chão Rosso que, por questões de ordem morfológico-estrutural, neste local tem menos capacidade para aprofundar o seu talvegue que o captor, favorecido pelos fortes declives. É um processo que irá levar muito tempo a acontecer e que terá de ser acompanhado para que seja possível estudar e compreender a sua evolução. Todavia, neste caso, talvez se possa verificar um aprofundar relativamente rápido facilitado por uma fractura e pela acção do próprio homem.

2.3.3 - A assimetria dos vales

Uma importante característica geomorfológica na área em estudo é a assimetria dos vales. O mapa de declives (fig. 25) mostra perfeitamente que muitos vales se apresentam assimétricos, já que uma das vertentes possui quase sempre declives mais fortes do que a outra.

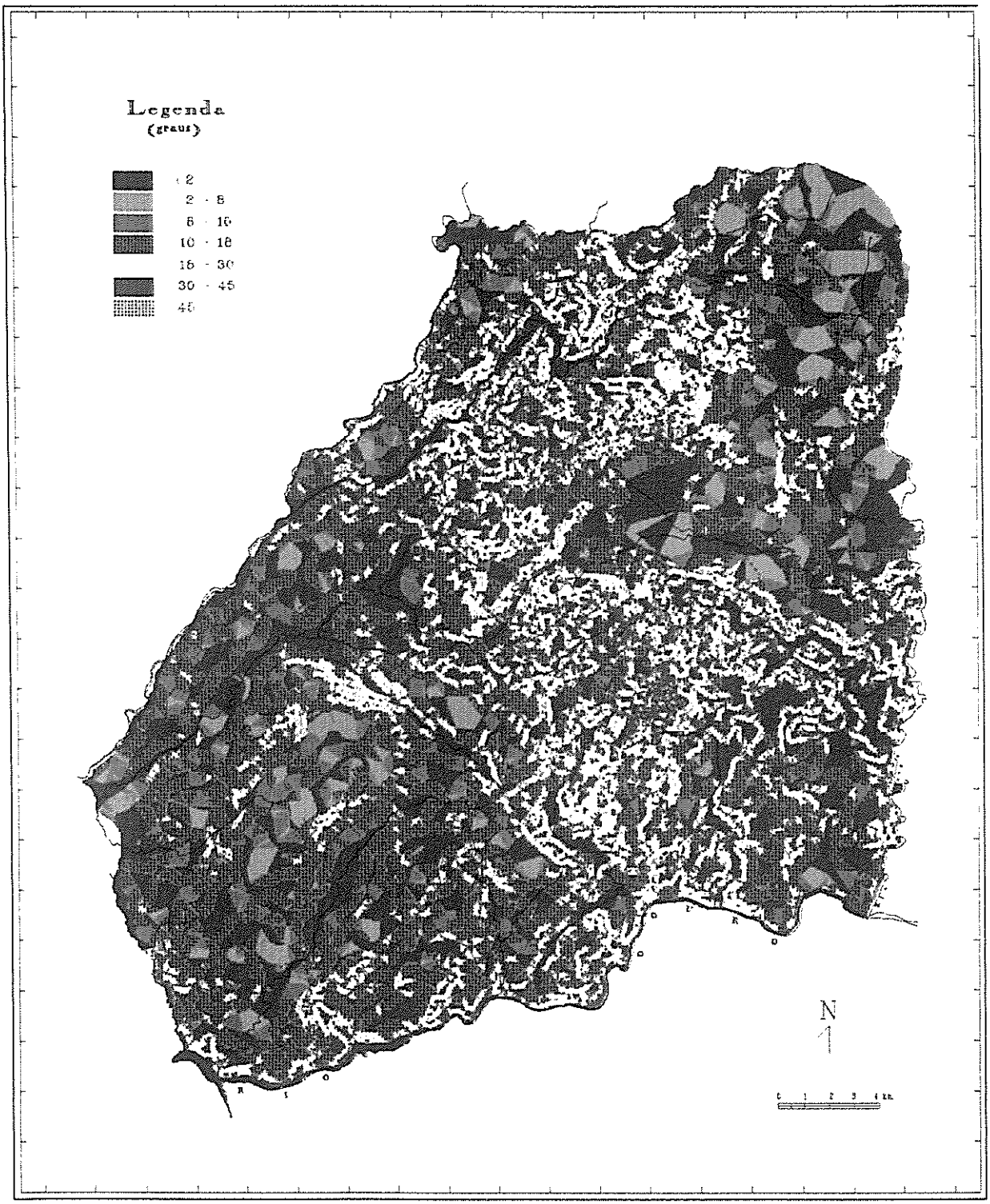


Fig.25 - Mapa de Declives

Para explicar este facto, é necessário recorrer à estrutura que lhes está subjacente, principalmente nas áreas correspondentes às rochas xistentas.

O vale do rio Ovelha, nas proximidades de Covelo do Monte, é bem demonstrativo do que acaba de ser afirmado (Foto. 6). A factura de orientação NE-SW que define o vale do rio Ovelha neste troço deve ter sofrido movimentações tectónicas que terão soerguido o bloco da margem direita. Esta apresenta-se mais abrupta do que a vertente da margem esquerda, facto que se relaciona com a disposição estrutural das camadas das rochas (figs. 26, 27 e 28). Enquanto na margem direita se apresentam quase perpendiculares ao perfil da vertente, na margem esquerda as camadas são-lhe praticamente paralelas.



Foto 6 - Assimetria do vale do rio Ovelha nas proximidades de Covelo do Monte (Outubro, 1988).

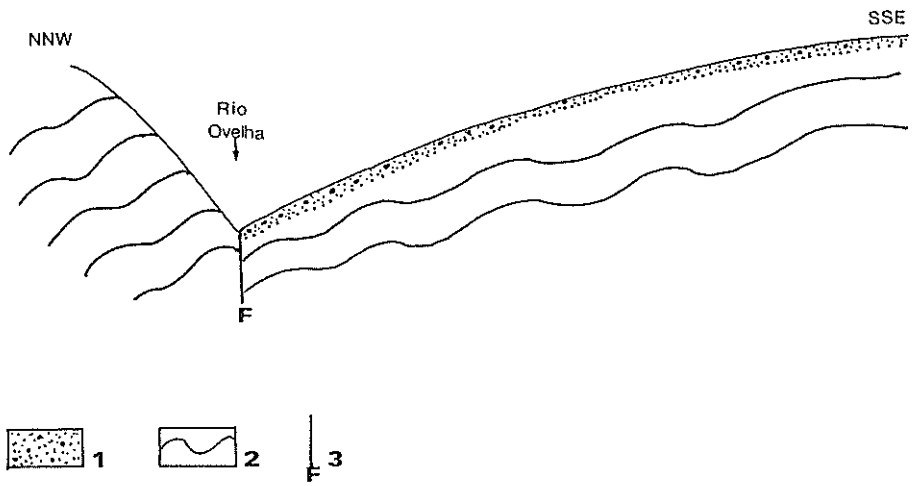


Fig.26 - Esquema do vale do rio Ovelha para mostrar a influência da estrutura na sua assimetria

1- Depósito de vertente; 2 - Xistos do Ordovícico; 3 - Falha.

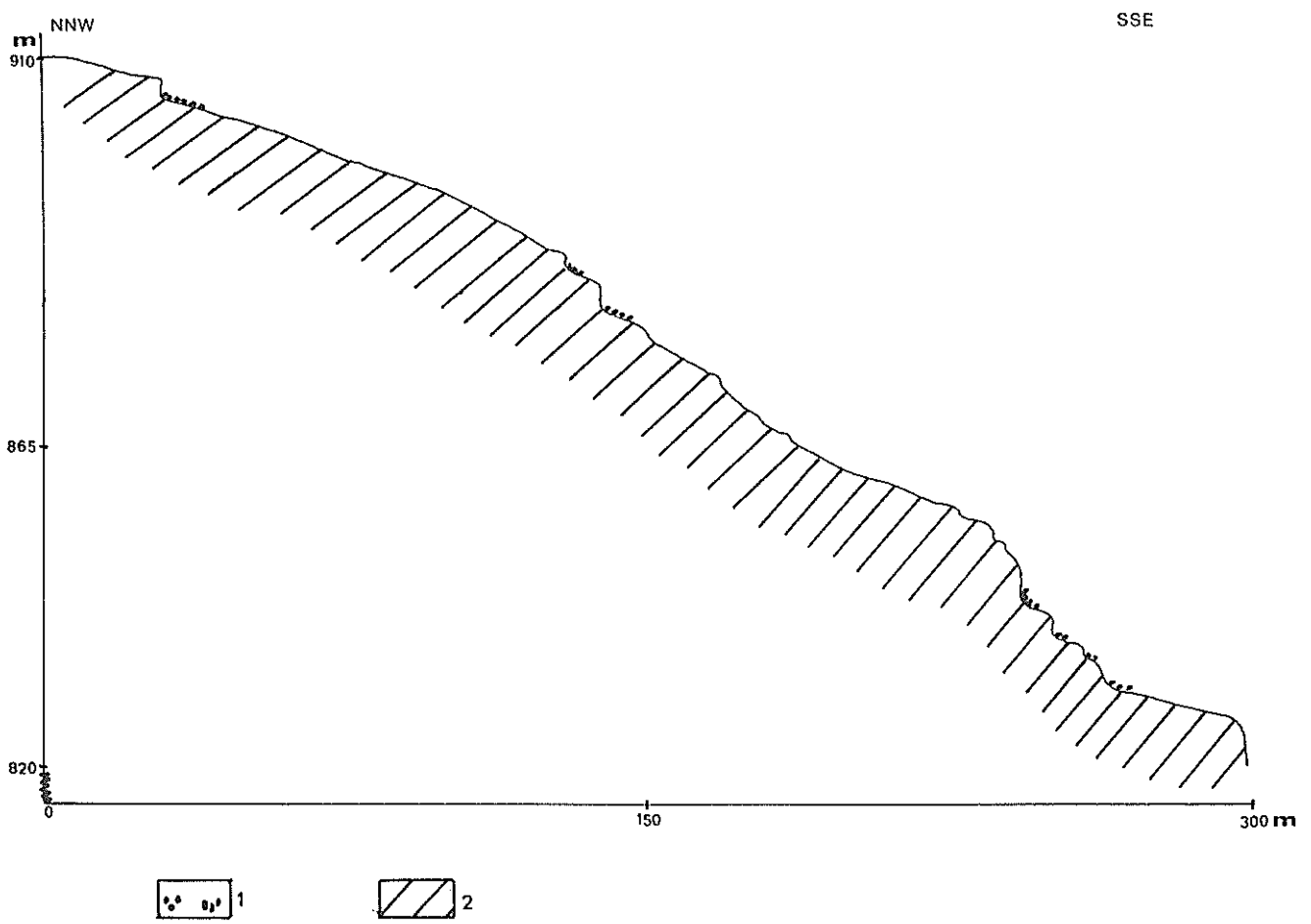


Fig.27 - Perfil de pormenor da vertente da margem direita do vale do rio Ovelha

1 - Cascalheira; 2 - Xistos do Ordovícico

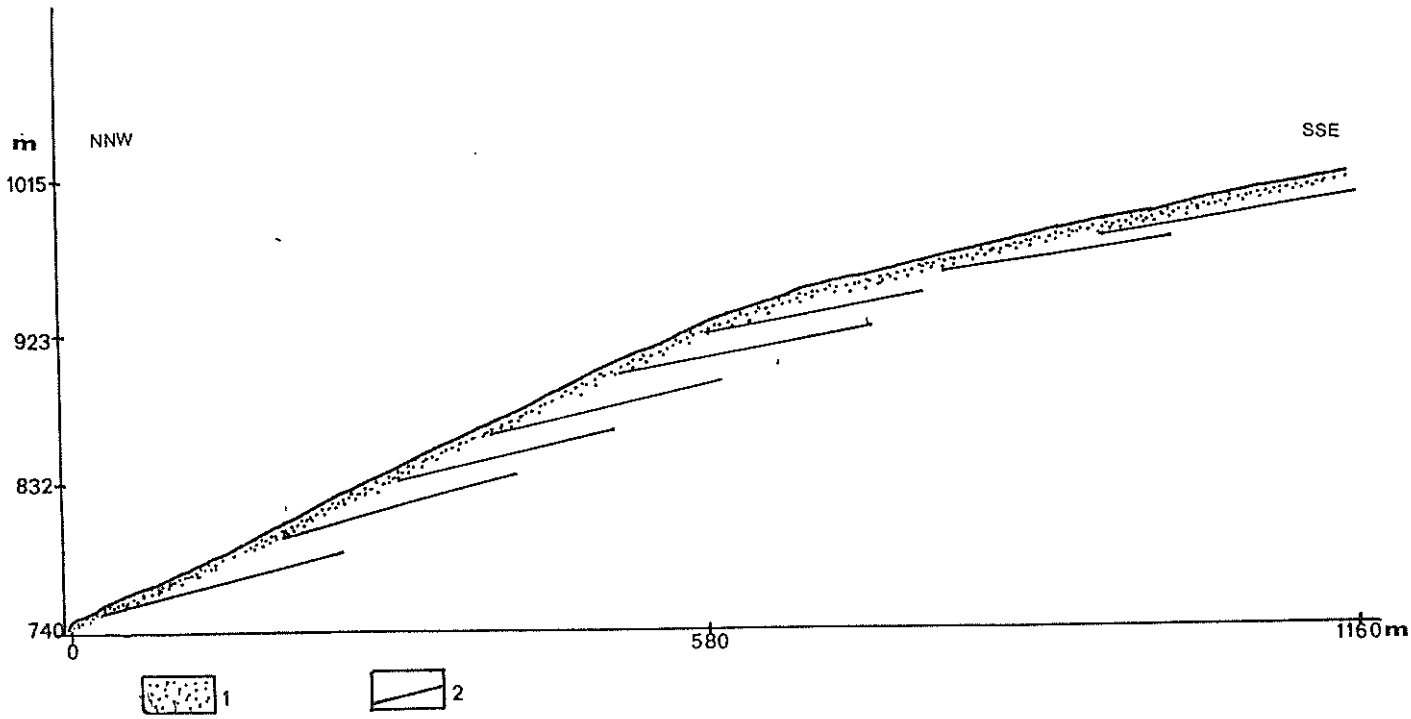


Fig. 28 - Perfil de pormenor da vertente da margem esquerda do vale do rio Ovelha
1 - Depósito de vertente; 2 - Xistos do Ordovícco.

Existem muitos outros exemplos que demonstram o mesmo facto na área da Serra do Marão. Mesmo nos valeiros de pequena dimensão a assimetria é, por vezes, evidente denotando que está fortemente condicionada pela tectónica e pela estrutura (Foto.7).

Deste modo, a assimetria que os vales apresentam não parece relacionar-se com um problema de exposição de vertentes e, como tal, com os diferentes processos morfogenéticos que eventualmente possam actuar, mas antes com problemas tectónico-estruturais.



Foto 7 - Influência da estrutura na assimetria dos vales num afluente do rio Olo nas proximidades de Pardelhas (Maio, 1993).

2.3.4 - Meandrizações

A forte meandrização encaixada é uma outra característica geomorfológica que a rede hidrográfica apresenta nas áreas de xisto, especialmente

nos materiais do complexo xisto-grauváquico. Nas rochas granitóides este aspecto não se evidencia de modo tão nítido.

A meandrização nas áreas de xisto reflecte-se em todos os cursos de água. Apesar de muitos rios na sua orientação geral serem condicionados por fracturas ou falhas, com as direcções a que já fizemos referência, no pormenor eles demonstram a existência de uma meandrização fortemente encaixada.

Como exemplo do que acabámos de afirmar pode citar-se o rio Corgo, a partir do momento em que passa a correr no complexo xisto-grauváquico. Também alguns dos seus afluentes na margem direita, como o rio Aguilhão e o rio Sôrdo exemplificam bem este aspecto. Ainda nesta área, o rio Seromenha, afluente do Douro, é igualmente um bom exemplo.

Mas este aspecto também é importante nas rochas do Silúrico e do Devónico inferior. Parte do troço do rio Olo e de alguns dos seus afluentes demonstram também uma meandrização fortemente encaixada.

Para explicarmos esta característica dos cursos de água em áreas de xisto ter-se-á de recorrer a questões de ordem estrutural e de fracturação ou, mesmo, de micro-fracturação que estas áreas podem apresentar.

As rochas a que nos estamos a referir não se apresentam homogéneas quanto à dureza assim como às características litológicas, evidenciando variações laterais e em profundidade. O curso de água ao encaixar vai estar sujeito a estas variações e a meandrização ter-se-á de verificar pois existe uma tendência natural para procurar as rochas mais facilmente erosionáveis e as possíveis fracturas existentes.

Assim, é lógico concluir que a meandrização fortemente encaixada que os cursos de água apresentam relaciona-se fundamentalmente com factores litológicos e tectónicos. De facto, os rios fortemente meandrizados são mais comuns nas áreas das rochas metassedimentares, independentemente da altura em que se

formaram, o que tem a ver com a alternância de fácies muito característica destas rochas e à densa rede de fracturação e micro-fracturação. Nas rochas granitóides, apesar dos cursos de água, nesta área, se apresentarem encaixados, não apresentam grande meandrização encaixada. De facto, na área destas rochas, quando os cursos de água apresentam meandrizações, estes raramente se relacionam com a fracturação. Os meandros aparecem em áreas onde o vale se alarga, regra geral nos fundos das depressões e devem-se ao facto da existência de aluviões. Deste modo, os meandros surgem devido á própria dinâmica fluvial actuando sobre sedimentos que pouca resistência lhe oferecem. Pode citar-se como exemplos os casos do rio Ovelha no alvéolo de Aboadela, o rio Ovil no alvéolo de Ovil e o rio de Galinhas no alvéolo do mesmo nome.

2.4 - As principais depressões

Na área de estudo encontram-se algumas depressões que importa analisar. Independentemente da sua génese podem, separar-se, desde logo, em função do factor litológico: aquelas que se situam nas rochas xistentas e as que se desenvolvem nas áreas graníticas. As primeiras são menos numerosas e supõem uma génese diferente das últimas que parecem corresponder a alvéolos.

2.4.1 - As depressões nas áreas de xisto

2.4.1.1 - A depressão da Campeã

A depressão de maiores dimensões existente em áreas essencialmente xistosas é, sem dúvida, a da Campeã (Foto.8); é, igualmente, a que se encontra a altitudes mais elevadas compreendidas entre os 700 e os 750 metros. A cota mais baixa situa-se pelos 686 metros de altitude, próximo da povoação da Foz (freguesia de Pena), no local em que o rio Sôrdo atravessa os filões de aplitos e o seu vale inicia um encaixe profundo até à confluência com o rio Corgo (Fig. 29).



Foto 8 - Vista parcial da depressão da Campeã (Março, 1989)

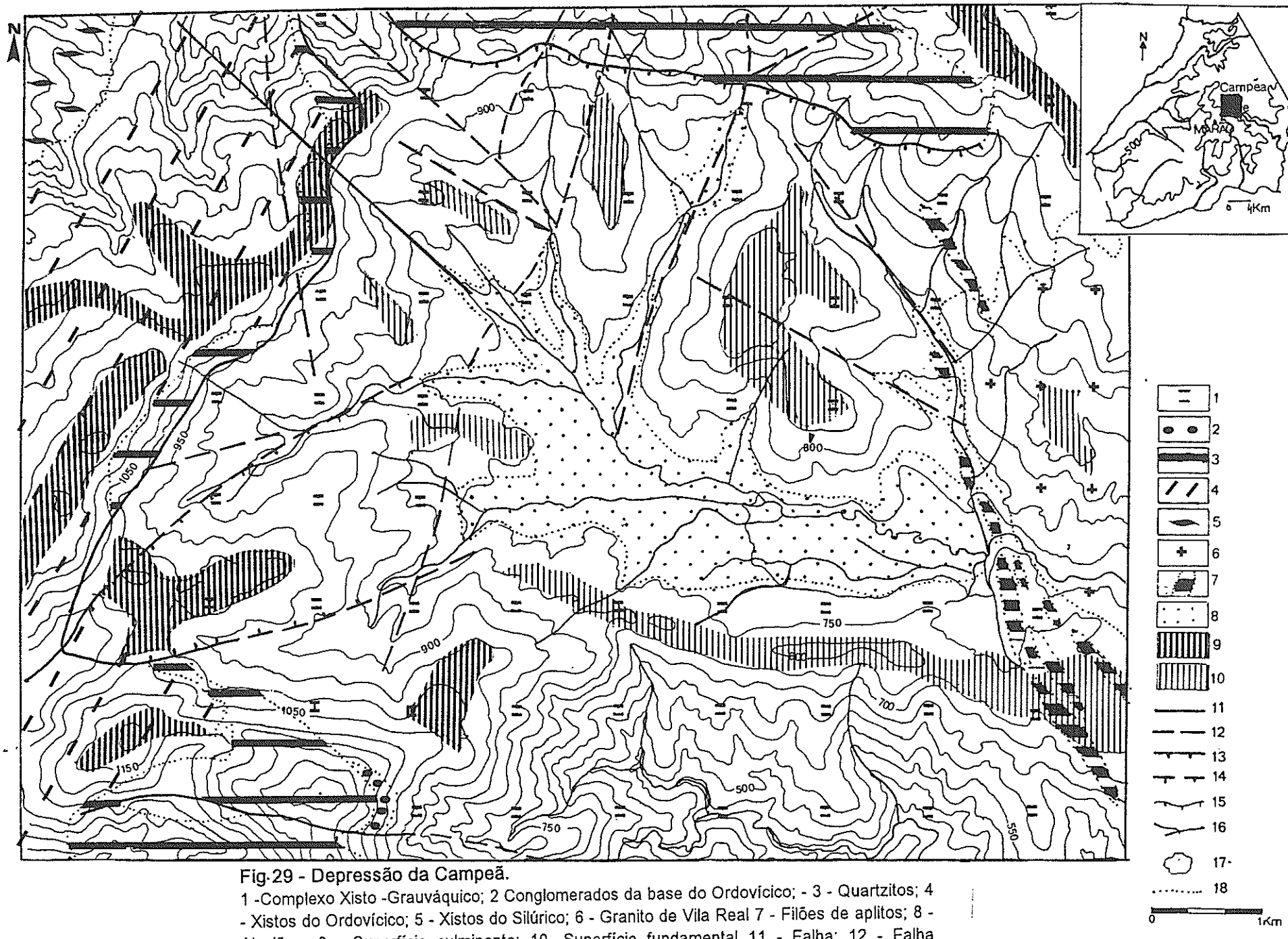


Fig.29 - Depressão da Campeã.

1 -Complexo Xisto -Grauváquico; 2 Conglomerados da base do Ordovícico; - 3 - Quartzitos; 4 - Xistos do Ordovícico; 5 - Xistos do Silúrico; 6 - Granito de Vila Real 7 - Filões de aplitos; 8 - Aluviões; 9 - Superfície culminante; 10 -Superfície fundamental 11 - Falha; 12 - Falha provável; 13 - Escarpa de falha; 14 -Escarpa de falha provável; 15 - Cavalgamento; 16 - Curso de água; 17 - Curva de nível; 18 - Contacto litológico.

É, também, uma das depressões mais complexas quanto à origem. Desenvolve-se em geral nas rochas do complexo xisto-grauváquico, mais concretamente nas que correspondem à formação da Desejosa (M. B. SOUSA, 1982), mas a parte superior das suas vertentes NW, N e E apresenta uma constituição litológica diferente. Enquanto nas duas primeiras são os quartzitos e os xistos do Ordovícico que estão presentes, na terceira afloram os granitos pertencentes ao maciço compósito de Vila Real e os filões de aplitos.

A vertente NW é, sem dúvida, definida por falhas de direcção NNE-SSW que originam nitidamente uma escarpa de falha complexa. Para além disso, existem falhas de direcções praticamente perpendiculares à primeira que vão permitir uma dissecação da vertente por parte dos cursos de água. Na parte mais a Norte, a direcção é NW-SE, enquanto mais a Sul a direcção é NE-SW.

Também a vertente Norte é uma escarpa de falha relacionada com o cavalgamento dos quartzítos pelo complexo xisto-grauváquico. Para além deste acidente que se apresenta com uma orientação E-W verifica-se a existência de falhas de direcção NNE-SSW que facilitam a erosão por parte dos cursos de água, permitindo que os quartzitos sejam facilmente atravessados por eles como acontece com a ribeira de Vila Cova.

A vertente Sul parece relacionar-se com processos erosivos ocorridos a partir do estabelecimento do já referido nível dos 700-850 metros. Aliás não é só nesta vertente que ele surge, já que não encontramos vestígios nas outras vertentes desta depressão.

No que se refere à vertente ocidental ela parece relacionar-se com um problema de erosão diferencial devido ao contacto dos granitóides com os xistos do referido complexo. Não são, todavia, os granitos que se comportam como rocha dura, mas sim os filões de aplitos que inclusivamente "fecham" a depressão, tendo criado grandes dificuldades à drenagem a montante da sua localização. Daí que se

tenha desenvolvido uma área mal drenada que poderá ter funcionado como um lago (13), que foi progressivamente preenchido quer pelos materiais directamente resultantes da evolução das vertentes, quer pelos materiais transportados pelos pequenos cursos de água que dissecam essas mesmas vertentes. Pensamos então, que a actual base da depressão corresponde ao resultado de um enchimento progressivo pelos materiais provenientes da erosão das vertentes independentemente dos processos morfogenéticos responsáveis.

Estes aspectos levam-nos a questionar sobre a origem e possível evolução da depressão da Campeã.

Esta depressão corresponde ao centro do *anticlinorium* (A. RIBEIRO *et al.*, 1962), posto a descoberto pela erosão que actuou ao longo dos tempos geológicos.

Em termos morfológicos actuais a depressão desenvolve-se numa outra forma que não é mais que uma grande rechã tectónica.

A área que terá funcionado como um lago, ainda no Quaternário recente, que corresponde *grosso modo* ao actual fundo da depressão, apenas se poderá explicar pela acção da tectónica que terá abatido a área central, pelo menos relativamente a um bloco ocidental, onde se inserem os aplitos, que terá sofrido um

---

(13) Na carta topográfica (1/25 000) cujos trabalhos de campo datam do ano de 1947 vem assinalado no fundo desta depressão uma área designada por *atoleiro ou pântano.* Na carta geológica (1/50 000) também se encontra assinalado esse facto. Em conversa com pessoas naturais da região, confirmaram existir uma área pantanosa que havia sofrido trabalhos de drenagem há cerca de 30 anos. Actualmente, durante o Inverno, é uma área facilmente inundável, tal como pudemos verificar durante o trabalho de campo. Igualmente confirmamos a grande espessura dos materiais que compõem o fundo da depressão, facto que analisaremos mais adiante.

levantamento, e dificultado o escoamento fluvial originando, assim, o lago. O comportamento dos aplitos como rocha dura terá dificultado a drenagem que se faria para o rio Sôrdo que só em tempos muito recentes terá drenado completamente esta área.

Atendendo que os materiais que preenchem o fundo da depressão são muito recentes como teremos a oportunidade de analisar, então teremos de admitir que o abatimento que levou à formação do lago terá de se ter verificado em tempos muito recentes, muito provavelmente no Quaternário. O depósito da formação da Foz, localizado na margem direita do rio Sôrdo, apresenta materiais que se encontram apenas na margem esquerda, pelo que temos de admitir uma topografia diferente da actual na altura da formação deste depósito, que não apresenta característcas fluviais. Se de facto se relacionar com o nível que consideramos como superfície fundamental, teremos de admitir que a maior parte da morfologia actual, nesta área, é posterior à deposição desse depósito.

2.4.1.2 - A depressão da Régua

Uma outra depressão que se desenvolve no complexo xisto-grauváquico é a da Régua. Com dimensões inferiores à da Campeã (Foto.9), a sua génese também se mostra complexa (fig. 30). Naturalmente que, pela sua localização, relaciona-se com o desligamento tardi-hercínico Orense-Bacia da Lousã, que condiciona o curso da ribeira da Meia Légua, na margem direita do Douro, e se prolonga para a sua margem esquerda pela ribeira de Rio Bom, pequeno afluente do mesmo rio Douro. O fundo da depressão situa-se entre os 50 metros, junto ao rio



Foto 9 - Vista parcial da depressão da Régua (Junho de 1990).

Douro e os 100 metros de altitude.

A hipótese que colocamos para o seu aparecimento é a de um pequeno abatimento relacionado com o grande acidente tardi-hercínico que passa neste local e que define a própria vertente ocidental desta depressão.

Existem, no entanto, mais alguns indícios que ajudam a consolidar a ideia de "*graben*". Assim, o vale da ribeira de Meia Légua tem a particularidade de possuir um fundo muito plano limitado por vertentes com declive muito forte. A questão que se põe é a de saber se este fundo plano corresponde única e exclusivamente a um enchimento por materiais resultantes de um longo trabalho de erosão ou se será uma área abatida e posteriormente entulhada. A primeira hipótese

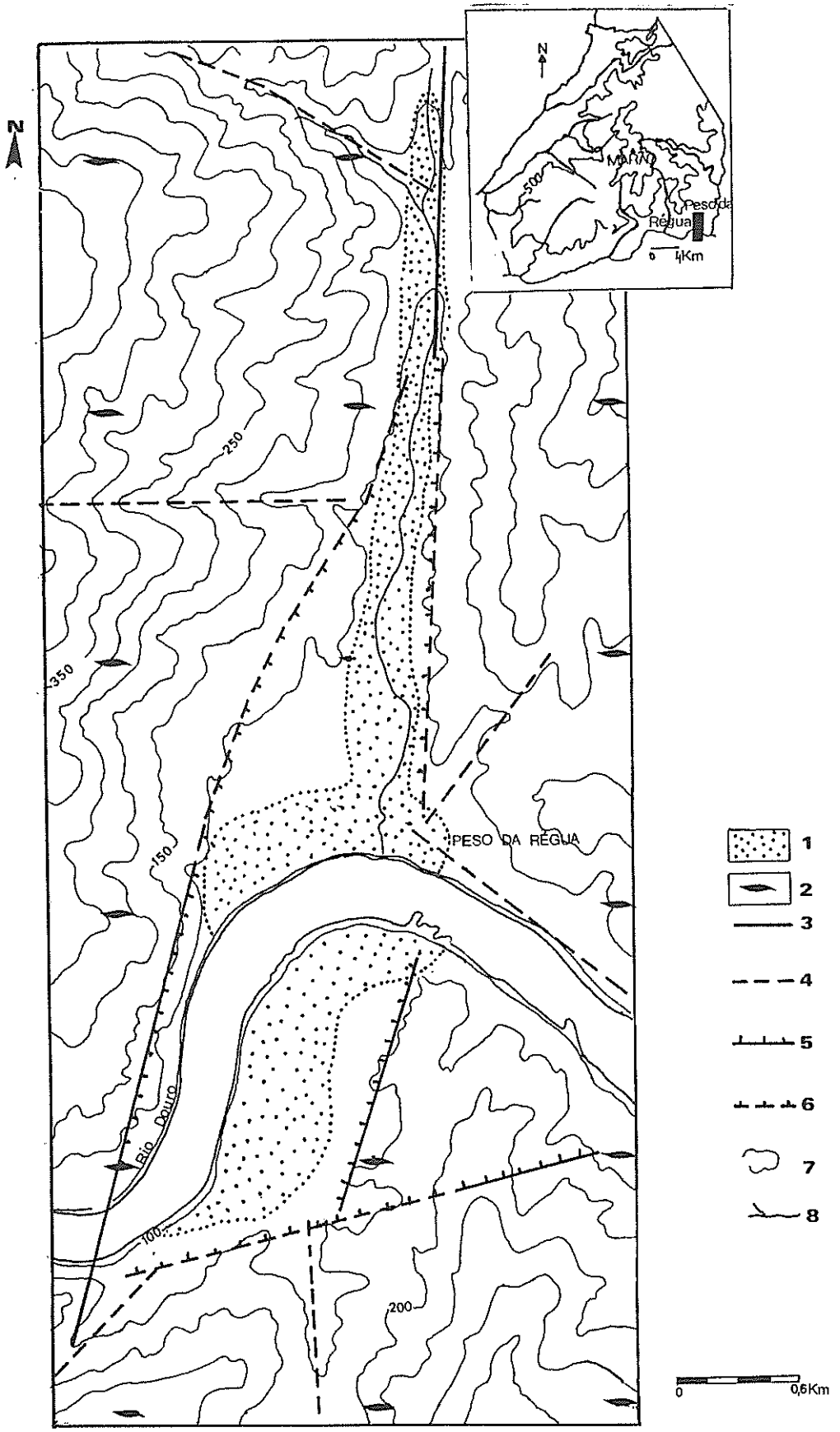


Fig. 30 - Depressão da Régua

1 - Depósitos; 2 - Complexo xisto-grauváquico; 3 - Falha; 4 - Falha provável; 5 - Escarpa de falha; 6 - Escarpa de falha provável 7- Curva de nível ; 8 - Curso de água

parece pouco provável já que, estando o Douro tão próximo, com um encaixe tão forte, não se afigura viável que o fundo plano deste curso de água corresponda simplesmente a um enchimento de materiais resultante da erosão das vertentes, já que a ribeira de Meia Légua, por si só, não parece ter capacidade para transportar grande quantidade de materiais. Por outro lado, nos outros cursos de água mais próximos, também afluentes do Douro, tal facto não se verifica. Deste modo, inclinámo-nos para a aceitação de que este pequeno curso de água se instalou num "*graben*" muito estreito e comprido relacionado com o desligamento tardi-hercínico . Naturalmente que, depois, pode ter ocorrido a acumulação de materiais resultantes da erosão, qualquer que tenha sido o processo morfogenético responsável. A existência de um terraço fluvial na margem esquerda do Douro demonstra que após o aparecimento do "*graben*", se verificou um afeiçoamento desta forma pelos agentes da geodinâmica externa.

2.4.1.3 - A depressão da Veiga

Das depressões localizadas nas rochas de xisto, a de menor dimensão é a da Veiga (Foto.10). Em nossa opinião, corresponde, igualmente, a um pequeno "*graben*", relacionado com o desligamento tardi-hercínico (fig. 21). A vertente oriental é, sem dúvida, uma escarpa de falha definida por este importante acidente. As outras vertentes também parecem ser definidas por falhas, mas com direcções diversas. A vertente NW é definida por uma falha de direcção NE-SW, enquanto uma falha N-S explica a vertente ocidental. A vertente meridional corresponde, sem grandes margens para dúvidas, a uma escarpa definida por uma falha, cuja direcção é aproximadamente NW-SE.



Foto 10 - Depressão da Veiga (Setembro,1989).

O interior da depressão é complexo já que existem duas rechãs com a altitude compreendida entre os 225 e os 230 metros, enquanto que o fundo, preenchido por materiais coluviais, se situa pelos 170-175 metros. As rechãs superiores podem dar força à ideia de que o rio Aguilhão terá meandrizado nesta depressão e posteriormente terá sofrido um "*cut-off*", em função de uma fractura N-S. Deste modo, não estamos de acordo quando se afirma que esta depressão corresponde a um meandro abandonado do rio Aguilhão (C. TEIXEIRA, *et al.* , 1967).

Perante o que acabamos de afirmar podemos concluir que o fundo do "*graben*" se situaria pela altitude a que se encontram as rechãs atrás referidas, o que teria sido aproveitado para a meandrização inicial do rio Aguilhão tendo-se posteriormente encaixado graças às falhas a que fizemos referência, levando o fundo desta depressão para as cotas actuais.

2.4.1.4. - A tectónica e a litologia na génese das depressões.

Relativamente às depressões que se definiram nas áreas de xisto podemos afirmar, que em todas a acção da tectónica é fundamental para a sua génese.

As depressões da Régua e da Veiga são duas pequenas fossas tectónicas ligadas de forma indubitável ao já várias vezes referido desligamento tardi-hercínico. Atendendo ao facto deste acidente ser considerado activo (J. CABRAL *et al.*, 1989) então estas duas formas poderão corresponder a abatimentos, muito recentes, cuja dinâmica tectónica ainda não cessou.

A depressão da Campeã parece ter um génese complexa onde a tectónica, a litologia e os processos ligados à geodinâmica externa tiveram grande importância na configuração da forma actual.

Esta forma parece desenvolver-se numa grande rechã tectónica, abatida relativamente ao nível culminante que se situam a Sudoeste, Oeste, Noroeste, Norte e Nordeste e soerguida relativamente às áreas situadas a Este, Sueste e Sul. Parece então que, numa primeira fase a tectónica é fundamental para a

formação de uma extensa rechã, onde se podem distinguir diversos níveis, afectados muito provavelmente pela tectónica.

A litologia pode ter tido um papel fundamental na sua evolução já que existem contrastes muito fortes neste aspecto. De facto, a presença de quartzitos do Ordovícico, quer encimando as vertentes, quer situando-se a meia encosta, é sempre um factor que dificulta a erosão, pelo que o recuo destas vertentes relativamente a outras que se desenvolvam noutro tipo de rocha é sempre menor. Também a presença dos filões de aplitos dificulta a dinâmica fluvial do rio Sôrdo a montante da sua localização, pelo que são um outro factor litológico que teve grande influência na evolução desta depressão.

O papel dos processos ligados à geodinâmica externa teve como resultado fundamental o afeiçoar das vertentes que levou à colmatação do fundo da depressão.

2.4.2 - As depressões nos granitóides

Quanto às depressões que se situam nas rochas granitóides elas são mais numerosas e apresentam uma diversidade maior relativamente à sua dimensão, mas atendendo à sua génese, classificamos estas depressões como alvéolos (14), relacionados, portanto, com problemas de erosão diferencial, mas onde

---

(14) Alvéolos são "*cuvettes évasés de dimensions hectométriques ou kilométriques, etranglées vers l'aval, recouvertes d'un manteau d'alterites plus ou moins epais et cernés par des échines rugueuses où perce la roche*" (A. GODARD, 1977). Para a sua génese o mesmo autor aponta as seguintes razões: "*certains*

a fracturação teve um papel fundamental no desenvolvimento e evolução da forma.

Estas formas, segundo A. GODARD (1977), representam sempre uma forma de exploração selectiva de materiais previamente fragilizados e alterados que vão sendo removidos espasmodicamente, no decurso de períodos em que a competência do escoamento superficial, associada a precipitações elevadas, se torna mais eficaz Deste modo a formação dos alvéolos pressupõe duas fases distintas, na primeira prevalecem os processos de alteração da rocha e na segunda dominam os processos de transporte dos materiais resultantes da primeira fase, levando ao desenvolvimento da forma, por aprofundamento e alargamento (R. CORDEIRO, 1992).

O aparecimento destas formas em determinadas áreas preferenciais pressupõe a existência de uma série de factores favoráveis ao seu desenvolvimento nos quais se incluem a litologia, a tectónica e as características climáticas. A actuação conjunta destes factores controla por um lado a sua localização e, por outro, a intensidade com que actuam os processos morfogenéticos nas duas fases de evolução. A. B. FERREIRA (1983), considera que a localização preferencial dos alvéolos nas regiões centro e Norte do país não é um fenómeno aleatório, já que resulta da grande extensão das rochas granitóides nestas áreas e da tectónica activa que vigorou até períodos recentes, levando a uma intensa fracturação das rochas, facto que facilitou a sua alteração.

élémentaires sont liés à des entrecoisement de lignes de fractures, d'autres en peu plus grands s'appuient les contrastes nés de la présence d'un petit fossé d' angle de faille, d'autres enfin de dimensions plus importantes époisent dans leur dessin les contacts pétrographiques et trahissent la mise en creux du granite par rapport à une couronne de roches métamorphiques (A. GODARD, 1977).

Os alvéolos resultam assim da degradação progressiva e intensa das áreas de rochas cristalinas, atingindo o seu maior significado nas de substracto granítico (J. GARREAU, 1985), fortemente fracturado. No entanto, todos os autores são unânimes em considerar importante para o seu aparecimento e evolução as características climáticas, já que delas depende em grande parte a intensidade com que se processa alteração e os mecanismos responsáveis pela evacuação das alterites.

Para o caso dos alvéolos em Portugal há autores, nomeadamente, A. B. FERREIRA, (1980, 1983) e A. R. CORDEIRO, (1991, 1992) que consideram que a alteração se verificou em especial durante o Terciário ligado a climas quntes e húmidos favoráveis ao desenvolvimento deste processo e que o esvaziamento ter-se-ia processado por etapas no decurso do Pliocénico e Quaternário, relacionado com períodos de maior intensidade e concentração das precipitações e, ainda, com temperaturas não tão elevadas como aquelas em que se teria processado a alteração.

Apesar de normalmente se considerar a existência de duas fases distintas na desenvolvimento destas formas, provavelmente ter-se-á verificado uma alternância de vários processos, quer de meteorização química quer de meteorização física e, ainda, de transporte das alterites.

Os processos de meteorização das rochas granitóides a partir do final do Terciário ter-se-ia verificado de uma forma mais ou menos contínua, apesar de se poderem manifestar de forma distinta em função das variações climáticas, mas quer predominassem as acções físicas, quer as químicas, ambas contribuíam para a alteração das rochas e, deste modo, para o desenvolvimento contínuo das rochas (A. BEGONHA, 1989). As fases preferenciais de transporte das alterites, provavelmente estariam relacionadas com os períodos interglaciares ou mesmo com os interestádios das glaciações quaternárias, ligando-se directamente ao aumento das precipitações

que se verificaria nesses períodos assim com a maior capacidade do escoamento fluvial. Apesar de existirem períodos que eventualmente favoreciam a evacuação dos materiais resultantes da alteração não significa que este processo não funcionasse durante os períodos mais favoráveis à meteorização.

Deste modo, a formação e desenvolvimento dos alvéolos tem de ser entendidos numa dinâmica evolutiva contínua onde a actuação dos diferentes factores intervenientes não se faz de uma forma estanque, mas sim em interdependência uns com os outros. Naturalmente que haverá períodos em que determinados processos serão mais activos que outros, mas é da actuação conjunta de todos eles que se verifica o aparecimento dos alvéolos.

Apesar de uma aparente identidade genética é possível considerar a existência de vários tipos de alvéolos. A tipologia destas formas vai ser fundamentalmente definida em função da sua dimensão, embora se tenha, também, em atenção a altitude e a sua proximidade relativamente a conctatos litológicos. A que vamos apresentar baseia-se nas confrontação de várias tipologias expressas por várias autores (M. MIETTON, 1975; A. GODARD, 1977; B. ETLICHER, 1985; J. GARREAU, 1985; R. CORDEIRO, 1992), adaptada, naturalmente, à área de estudo.

2.4.2.1 - Os vales alveolares

Estas formas alveolares, que se estendem por vários quilómetros de comprimento, correspondem a vales alargados, que nesta área se relacionam com fracturas importantes e que condicionam indubitavelmente a sua formação e desenvolvimento, já que poderão ter facilitado a forte alteração das rochas

granitóides. Por vezes podem confundir-se com outras formas alveolares, nomeadamente com corredores de erosão (L. SOARES, 1992), facto que não acontece nesta área, pois pensamos que os dois alvéolos inseridos neste grupo correspondem a formas típicas.

2.4.2.1.1- O alvéolo de Ovil

O alvéolo que apresenta maiores dimensões é, sem dúvida, o que corresponde ao vale inicial do rio Ovil, e que podemos passar a denominar de vale alveolar de Ovil (fig.31). O fundo da depressão varia entre os 500 e os 560 metros de altitude. Tem um comprimento de cerca de 5,5 Km e uma largura máxima de 1,5 Km entre os lugares de Quinteiro (freguesia de Ovil) e Outoreça (da mesma freguesia).

Relaciona-se com fracturas importantes de direcção NE-SW, que condicionam o traçado inicial do curso de água e são corresponsáveis pela abertura desta depressão. Trata-se de um alvéolo alongado, condicionado pela direcção das fracturas, que apresenta algumas rechãs de pequena dimensão correspondendo ao nível dos 450-550 metros. Estende-se desde Queimada (freguesia de Ovil) até à vila de Baião, onde o rio Ovil se encaixa a partir de duas rechãs bem desenvolvidas pertencentes ao nível referido, sofrendo um pequeno desvio no seu curso. De facto, este inflecte o sentido, que até aí era NE-SW, para praticamente N-S. Pela sua rigidez parece ficar aí condicionado por uma fractura com esta última direcção (p. 83). As diferenças químico-mineralógicas que se encontram nos granitos desta área não parecem ter grande significado morfológico.

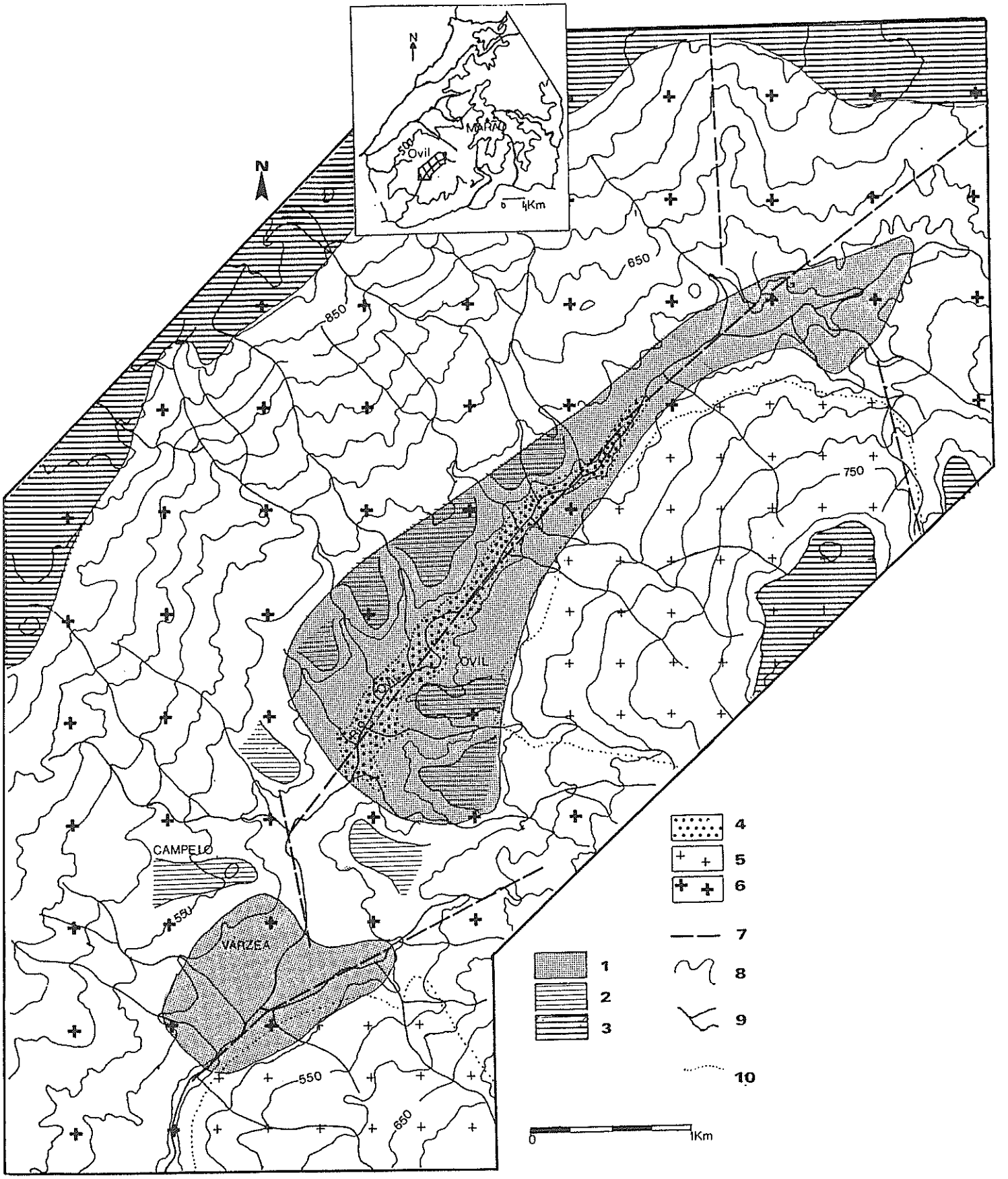


Fig.31 - Alvéolos de Ovil e Campelo (Várzea)

1 - Depressão, 2 - Nível dos 450-550 metros, 3 - Superfície fundamental, 4 - Depósitos recentes; 5 - Granito de Amarante (porfiróide de grão fino) 6 - Granito de Amarante (porfiróide de grão médio a fino); 7 - Falha provável; 8 - Curva de nível; 9-Curso de água.

2.4.2.1.2 - O alvéolo de Rio de Galinhas

Já nos limites da área de estudo, coincidindo precisamente com a falha que a limita a SW, desenvolve-se um outro vale alveolar drenado pelo rio de Galinhas e que se prolonga pela ribeira de Juncal.

É um alvéolo muito estreito, que se alarga progressivamente de montante para jusante nesses cursos de água. Pouco depois de atingir a sua largura máxima (1,4 Km), o vale do rio de Galinhas sofre um estrangulamento, encaixando-se até à foz, no rio Ovelha (fig. 32). A falha principal que define esta depressão tem a direcção NW-SE, mas é evidente que toda a fracturação existente nesta área ajudou ao desenvolvimento da depressão.

2.4.2.2 - Os alvéolos complexos.

Estas formas apresentam dimensões pluriquilométricas, apresentando quase sempre uma forma elipsoidal alongada, estando bem individualizadas na paisagem, atendendo fundamentalmente à sua profundidade. O seu fundo é relativamente plano sendo quase sempre limitados por vertentes de forte declive. Para além da importância da fracturação estar presente na definição das linhas gerais da depressão, explora quase sempre contactos litológicos que opõem uma intensa alteração dos granitos relativamente a uma auréola de rochas metamórficas, muito menos sujeita a processos deste tipo.

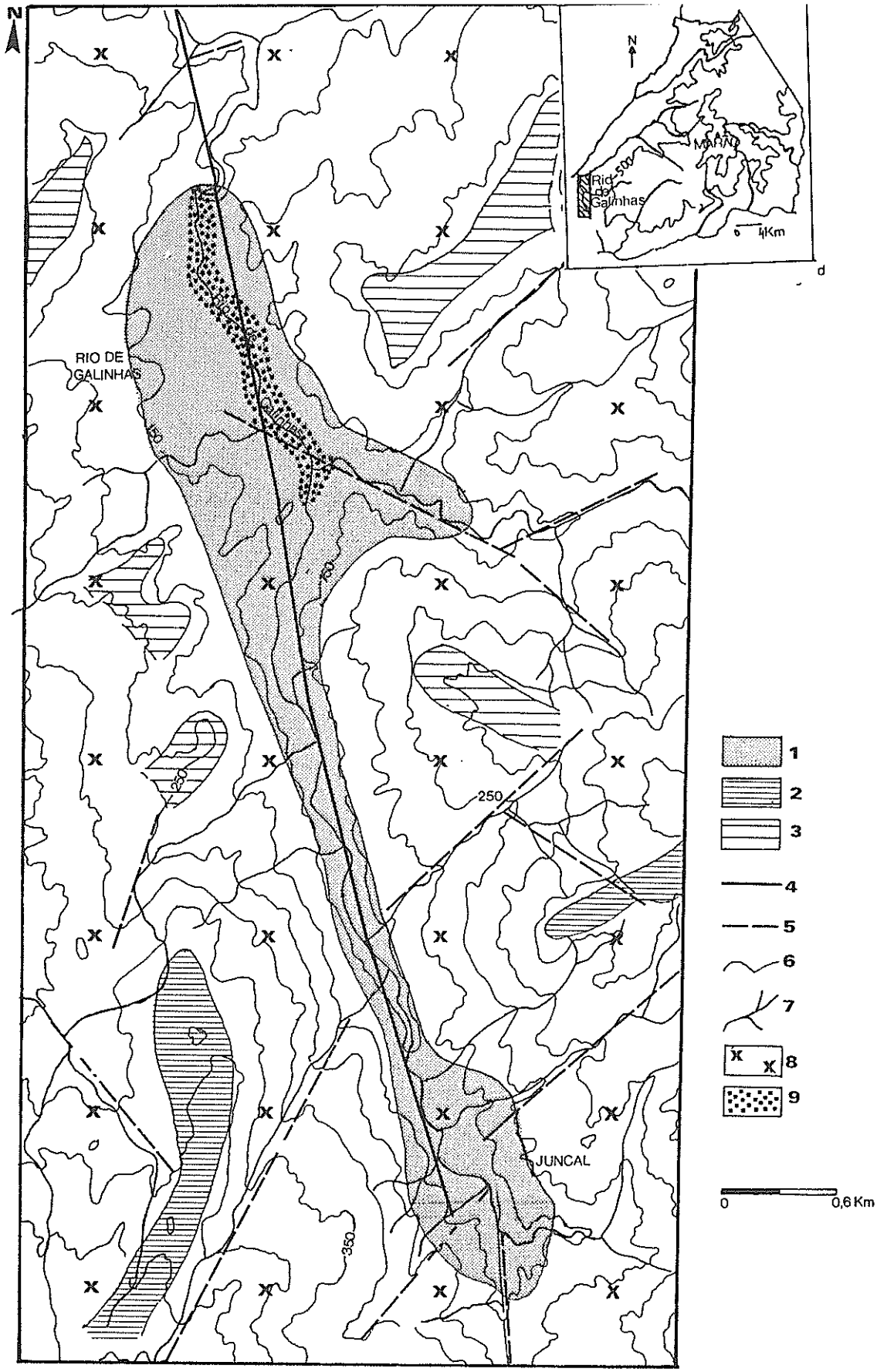


Fig. 32 - O vale alveolar de Rio de Galinhas

1 - Depressão; 2 - Nível dos 450-550 metros; 3 - Nível dos 250-300 metros ; 4 - Falha; 5 Falha provável; 6 - Curva de nível; 7 Curso de água; 8 Granito de Amarante; 9 - Depósitos

Nesta área apenas inserimos neste grupo dois alvéolos, apesar de considerarmos o de Aboadela aquele que indubitavelmente apresenta características próprias para ser considerado um alvéolo complexo. O de Gestaçô apesar de mais pequeno, justifica a sua inserção pois a sua génese é muito idêntica ao de Aboadela.

2.4.2.2.1 - O alvéolo de Aboadela

O alvéolo de Aboadela (fig.33) situa-se na área do concelho de Amarante, na bacia hidrográfica do rio Ovelha. Esta depressão apresenta uma forma oval, com um comprimento de 3 Km e a largura máxima de 500 metros, que se verifica um pouco a montante do lugar de Rua (freguesia de Aboadela). Desenvolve-se entre o lugar do Carregal (freguesia de Aboadela), logo que o rio sai das corneanas e entra nos granitos, até Crasto (freguesia de Aboadela), onde o vale sofre um estrangulamento, imediatamente a jusante da confluência com o rio Marão. Este estrangulamento é devido à modificação das características do granito, que aqui se apresenta de grão mais fino. A depressão desenvolve-se no granito porfiróide de grão grosseiro, com duas micas, essencialmente biotítico. Não se pode, no entanto, colocar de parte a existência de uma fractura que tenha facilitado o encaixe do curso de água, no local do estrangulamento. Evidentemente que a depressão se desenvolve não apenas devido ao aparecimento do granito de grão mais fino que estrangula o vale e dificulta a passagem do rio Ovelha, mas também, devido à fractura de direcção NE-SW que este rio aproveita para estabelecer o seu percurso. Enquanto a vertente NW se pode considerar uma vertente "simples", a vertente SE mostra-se mais complexa sendo definida por uma escadaria de falha, que se dispõe

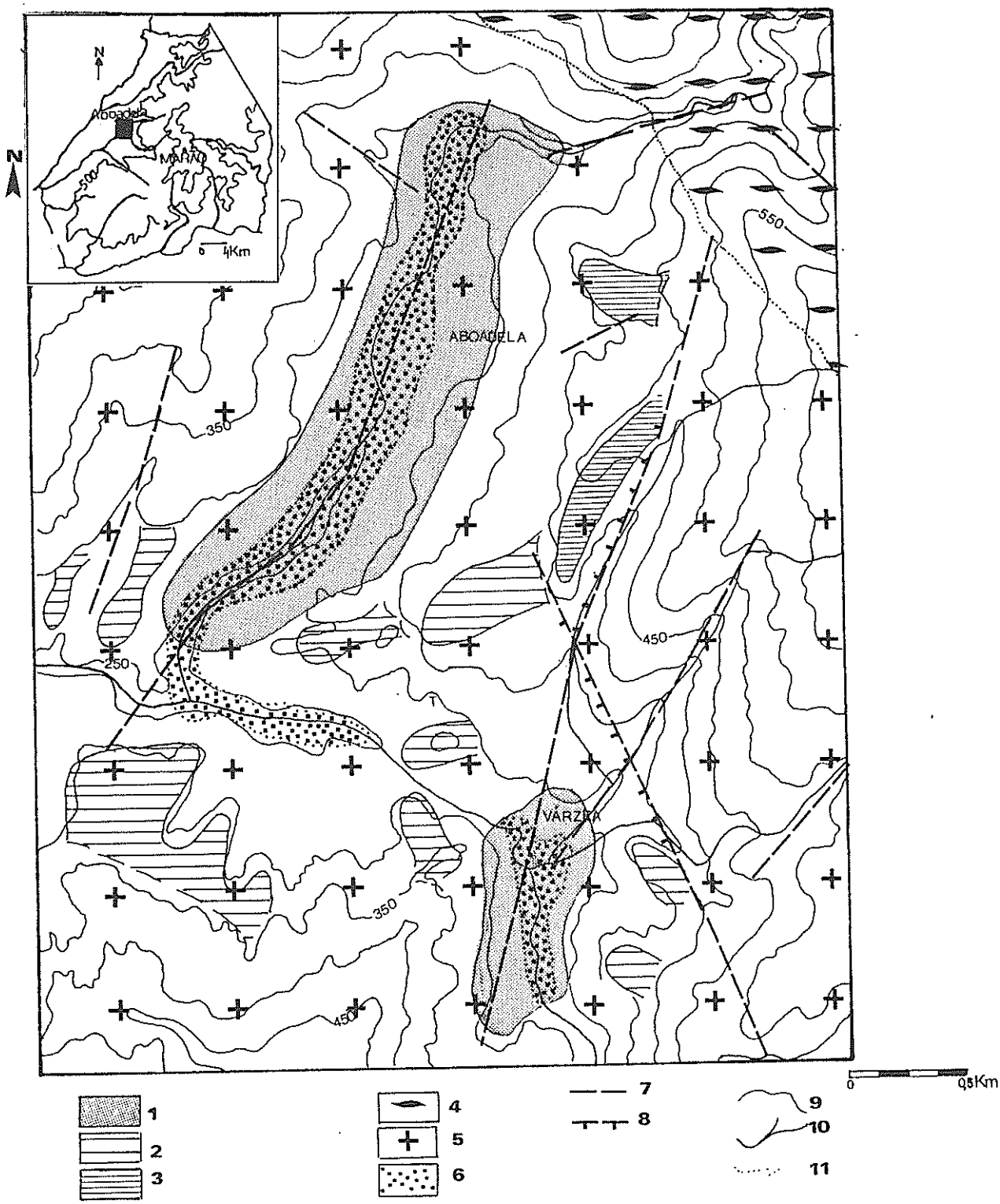


Fig.33 - Os alvéolos de Aboadela e de Várzea.
1 - Depressão; 2 - Nível dos 250- 300 metros; 3 - Nível dos 450-550 metros; 4 - Corneanas (Silúrico); 5 - Granito de Amarante, 6 - Depósitos; 7 - Falha provável; 8 - Escarpa de falha provável; 9 - Curva de nível; 10 - Curso de água; 11 - Contacto litológico.

de uma forma quase paralela à fractura do rio Ovelha. É nesta vertente que se dá o contacto das rochas granitóides com as corneanas.

Deste modo, a tectónica revela-se como um factor fundamental na génese desta depressão, que parece ter definido as linhas gerais da forma, assim como, ajudado a alterar os granitos.

Esta é uma da poucas depressões onde existem vestígios de antigos depósitos fluviais, estando os mais antigos situados a cerca de 20 metros do actual leito do rio Ovelha, o que significa que tem havido um encaixe progressivo do curso de água após a deposição destes depósitos. Infelizmente não foi possível determinar a idade destes terraços fluviais de modo a reconstituir a evolução recente desta depressão.

2.4.2.4.1 - O alvéolo de Gestaçô

Há ainda que fazer referência ao alvéolo de Gestaçô, drenado pelo rio Zêzere, pequeno afluente do Douro (fig. 34). Das depressões em área granítica é a que se apresenta à altitude mais elevada (620-660 metros). A vertente Norte corresponde a uma escarpa definida por uma falha com a direcção NE-SW. A vertente Este relaciona-se com problemas de ordem litológica (erosão diferencial) pois é aí que se faz o contacto entre o granito e as corneanas, que se comportam como rochas mais duras, originando uma vertente, bastante rígida de fortes declives.

Todo o fundo da depressão e as outras vertentes que a definem desenvolvem-se no mesmo tipo de granito, não havendo, *à priori*, uma explicação fácil para o seu desenvolvimento.

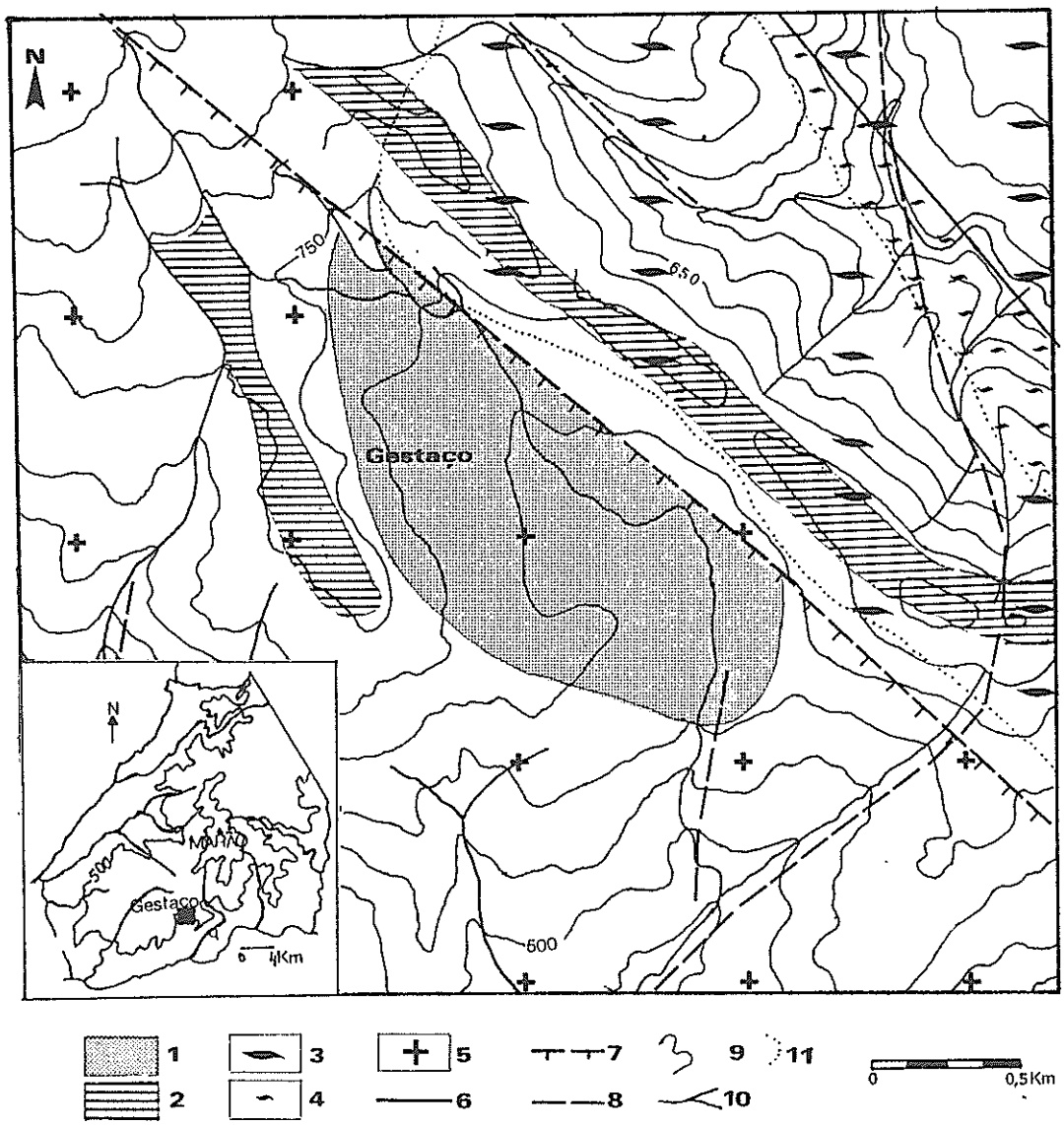


Fig.34 - O alvéolo de Gestaçô.

1 - Depressão; 2 - Superfície fundamental; 3 - Xistos do Silúrico; 4 - Xistos do Ordovícico; 5 - Granito de Amarante; 6 - Falha; 7 - Escarpa de falha provável; 8 - Falha provável; 9 - Curva de nível; 10 - Curso de água; 11 - Contacto litológico.

Depois de sair da depressão, o curso de água precipita-se numa escarpa de forte declive, o que faz sugerir um alvéolo suspenso (15).

2.4.2.3. - Os alvéolos elementares

Estas formas alveolares, apesar de apresentarem diversas formas, as mais comuns são as elípticas e as circulares. A sua dimensão também é muito variável, correspondendo quase sempre a pequenas bacias de erosão que por vezes evidenciam apenas algumas dezenas de metros de profundidade, apresentando, quase sempre, um fundo irregular. Existe uma estreita ligação entre estas formas e os cursos de água, diminuindo o declive na direcção destes últimos.

Na área em questão a sua génese está estritamente ligada às principais direcções de fracturação já assinaladas, na área das rochas granitóides, sendo muitas vezes o entrecruzamento de fracturas que determina a localização da depressão. Em alguns casos para além da importância da fracturação os contactos litológicos podem ter alguma influência no desenvolvimento destas formas alveolares como é o caso dos alvéolos de Paradança e de Vilar de Viandro.

---

(15) B. FERREIRA (1978) considera a existência de alvéolos suspensos sobre a depressão de Vale de Cambra, no nível de Nabais, equivalente da superfície intermédia das montanhas ocidentais.

2.4.2.3.1 - O alvéolo de Padronelo

Na bacia hidrográfica do rio Ovelha, na confluência com o rio Fornelo, surge um outro alvéolo de dimensões relativamente extensas, que denominamos depressão de Padronelo. Tem um comprimento de 2,7 Km e uma largura máxima de 1 Km (fig.35).

A sua génese parece relacionada com uma área de cruzamento de várias fracturas. Não detectamos qualquer problema de ordem litológica. Nesta área, cruza-se uma importante falha de direcção NW-SE com outras de direcção oposta (NE-SW). Não parecem, no entanto, ser as únicas já que é nítida uma outra com direcção ENE-WSW, que orienta a ribeira de Bustelo, afluente da margem direita do rio Bustelo, cuja confluência se dá já na depressão de Padronelo. Também uma falha com a direcção aproximada NNE-SSW parece influenciar o desenvolvimento desta depressão ao alinhar um afluente da margem direita do rio Ovelha (ribeira de Marancinho) e um troço deste mesmo rio, prolongando-se pela depressão onde parece condicionar o próprio percurso do rio Fornelo.

É interessante notar que, apesar das altitudes do fundo do alvéolo se situarem pelos 150-160 metros, existem algumas rechãs que se desenvolvem entre os 220 e os 230 metros de altitude o que significa que existe um encaixe posterior à formação daquele que consideramos como o nível de altitude inferior e, como tal, o mais recente.

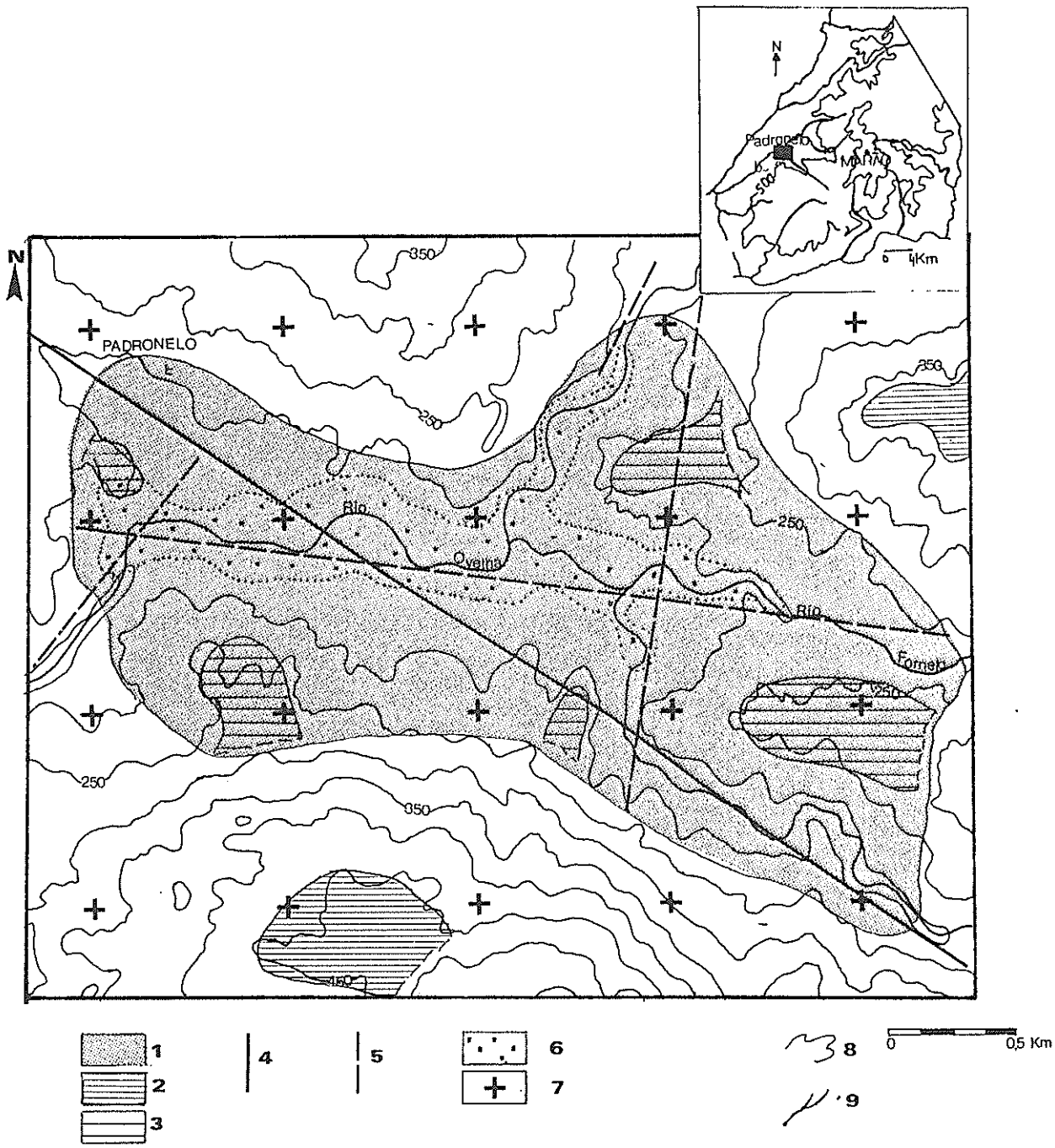


Fig. 35 - Alvéolo de Padronelo.

1 - Depressão; 2 - Nível dos 450-550 metros; 3 - Nível dos 250-300 metros; 4 - Falha; 5 - Falha provável; 6 - Depósitos ; 7 - Granito de Amarante; 8 - Curva de nível 9 - Curso de água.

2.4.2.3.2 - O alvéolo de Gôve

A depressão de Gôve é atravessada pelo rio Ovil e apresenta-se alongada na direcção NW-SE (fig.20). O seu comprimento é de 3,7 Km, enquanto a largura, que se apresenta mais ou menos constante, é de cerca de 600 metros. O fundo da depressão varia entre os 400 e os 420 metros de altitude.

A depressão de Gôve é um alvéolo típico de cruzamento de fracturas que aqui são perpendiculares entre si. As fracturas de direcção NE-SW condicionam o rio Ovil e as de NW-SE alinham dois afluentes deste último, um da margem esquerda e outro da margem direita. No entanto, parece haver também um problema litológico, provocado pela existência de um granitóide de grão fino essencialmente biotítico, que condiciona o estrangulamento do vale do rio Ovil em Geraldo (freguesia de Gôve).

Existe, todavia, outro elemento que pode ter facilitado o desenvolvimento desta depressão e que se relaciona com o facto da fractura NW-SE apresentar um rejogo correspondendo, portanto, a vertente SW do alvéolo a uma escarpa de falha. Por este motivo, é a vertente que apresenta os maiores declives (10° a 18°), fazendo com que o alvéolo se apresente assimétrico. Já havíamos chamado a atenção para este facto quando analisamos as relações existentes entre a rede hidrográfica e a rede de fracturação, tendo apresentado neste local o único caso de inadaptação que se verificaria na área de estudo (p. 85). Devido ao facto de admitirmos que a vertente ocidental desta depressão corresponder a uma escarpa de falha e, ainda, o vale do rio Ovil sofrer aí um estrangulamento, pusemos a hipótese de o bloco ocidental ter sofrido um levantamento posterior à instalação do curso de água. Estaríamos, assim, perante um caso de antecedência.

2.4.2.3.3 - O alvéolo de Campelo

Na bacia hidrográfica do rio Ovil desenvolve-se um outro alvéolo de dimensões relativamente reduzidas, imediatamente a jusante do vale alveolar de Ovil, que denominamos Campelo (fig.31). A sua altitude varia entre os 450 m e os 470 m. O seu comprimento cifra-se na ordem de 1 Km, enquanto a sua largura máxima não ultrapassa os 500 metros.

O rio Ovil, depois do estrangulamento do seu vale que limita a SW o vale alvéolar de Ovil volta a tomar a direcção inicial (NE-SW), verificando-se novamente o seu alargamento. A principal explicação para esta forma não parece cingir-se apenas à fractura da mesma direcção do curso de água, mas sim à existência de um afloramento de granito de características diferentes, o granito de grão fino, fundamentalmente biotítico (C. TEIXEIRA *et al.* 1967), que leva ao estrangulamento do vale em Fraga (freguesia de Campelo). Este mesmo granito pode ser responsável pelos declives mais fortes que se verificam na vertente SW deste alvéolo (aproximadamente 15°).

Convém ainda referir que esta depressão poderia, numa fase anterior, ter estado ligada à depressão de Ovil e que a sua individualização só se teria feito depois do encaixe do rio a partir do nível dos 450-550 metros, ainda hoje testemunhado pelas rechãs aí visíveis. Essa individualização ter-se-á, provavelmente, devido a um encaixe mais forte deste rio a favor da fractura N-S. O estrangulamento originado no vale deste curso de água separa actualmente os dois alvéolos.

2.4.2.3.4 - O alvéolo de Várzea

O alvéolo de Várzea (freguesia da Várzea) apresenta dimensões semelhantes ao anterior. O seu comprimento não ultrapassa 1 Km e a sua largura máxima é de 400 metros (fig. 33).

É drenada pelo rio Marão, afluente do rio Ovelha. A sua génese parece relacionar-se com duas fracturas, uma de direcção N-S que orienta o rio Marão e outra com a direcção NE-SW que orienta dois afluentes deste rio. Também aqui se verifica que o estrangulamento do rio Marão é coincidente com uma mudança na direcção do seu curso e com o afloramento de um granito de grão mais fino. Com base no trabalho de campo, da análise cartográfica e da interpretação da fotografia aérea, pensamos que existe uma fractura de direcção NW-SE que facilita o encaixe do curso de água neste local.

2.4.2.3.5 - O alvéolo de Paradança

O alvéolo de Paradança, de pequena dimensão, localiza-se a Norte da área de estudo e é drenado pela ribeira de Além, pequeno afluente da margem esquerda do rio Tâmega (fig.36).

Desenvolve-se no granito essencialmente moscovítico de grão médio a grosseiro, denominado *granito de Paradança* (E. PEREIRA, 1989). É limitada a Este e a Sul por duas escarpas definidas por falhas com a direcção NW-SE e NE-SW, respectivamente. As vertentes Norte e Oeste não se apresentam tão

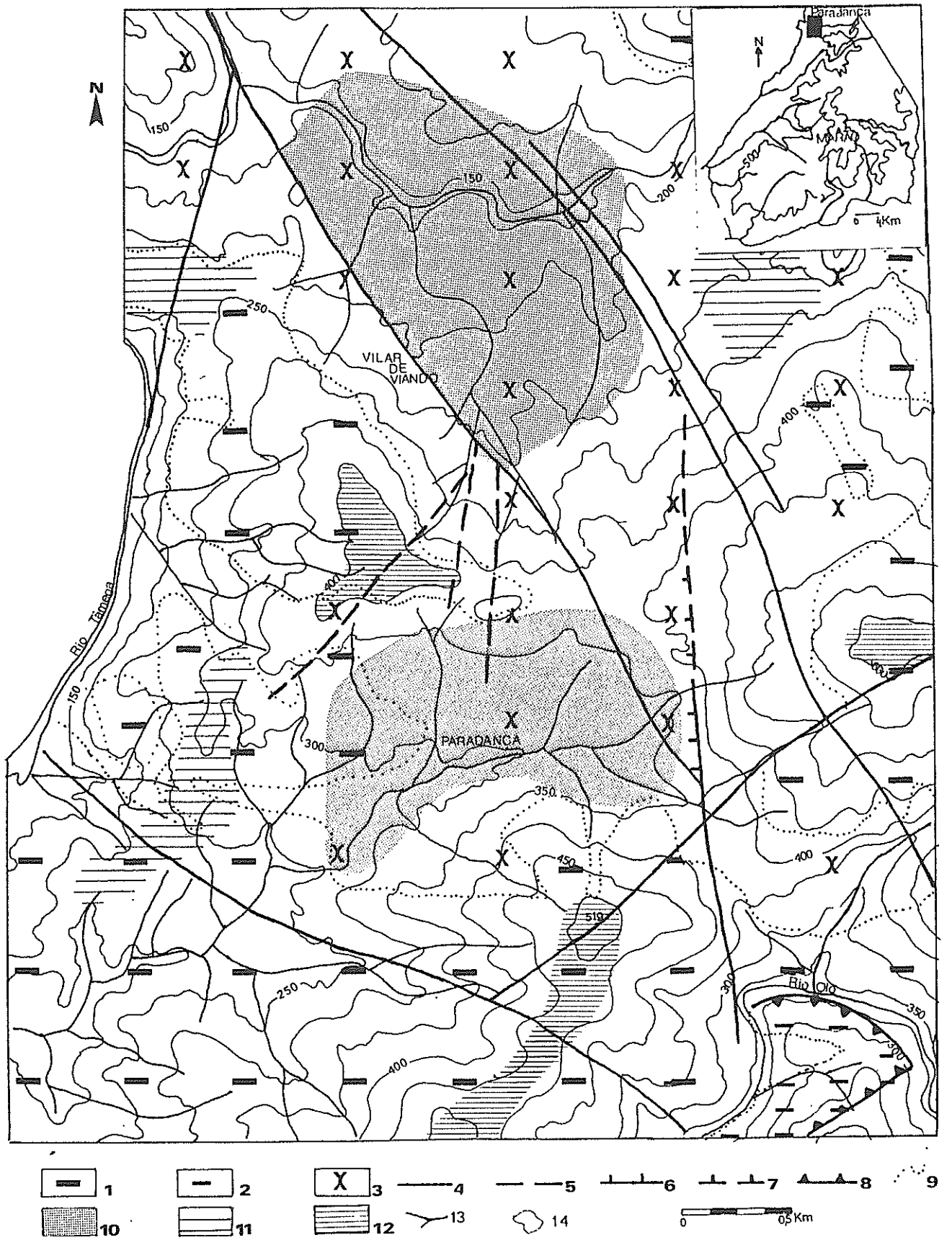


Fig.36 - Os alvéolos de Paradança e Vilar de Viandro

1 - Xistos do Devónico; 2 - Xistos do Silúrico; 3 - Granito de Paradança; 4 - Falha; 5 - Falha provável; 6 - Escarpa de falha; 7 - Escarpa de falha provável; 8 - Carreamento; 9 - Contacto litológico, 10 - Depressão; 11 - Nível dos 450-550 m; 12 - Nível dos 700-850 m; 13 - Curso de água, 14 - Curva de nível.

claramente definidas na paisagem e não parecem relacionar-se com problemas de ordem estrutural. As falhas que definem as vertentes Sul e Este são importantes na definição do bloco onde posteriormente a depressão se veio a desenvolver.

Além disso, o granito apresenta-se fortemente meteorizado, o que facilitou a acção do curso de água, no alargamento do seu vale. A passagem dos granitos para os xistos pode ter sido responsável pelo alargamento a montante destas últimas rochas. Esta ideia assume ainda maior relevância quando se observa a existência de um filão de quartzo que o rio atravessa instalando-se, depois, sobre os xistos.

2.4.2.3.6 - O alvéolo de Vilar de Viandro

Ainda no granito de Paradança, desenvolve-se uma outra depressão que denominamos Vilar de Viandro. É drenada pelo rio Cabril, afluente do Tâmega, e por alguns pequenos afluentes seus. A sua génese parece relacionar-se com duas falhas paralelas de direcção NW-SE (fig. 36). O próprio estrangulamento que o vale do rio Cabril sofre logo a jusante do lugar de Senhora da Ponte (freguesia de Mondim de Basto) está directamente relacionado com a falha mais ocidental que define uma pequena escarpa nesta área.

Os contactos litológicos que aqui se verificam podem ter tido, no entanto, um papel importante na definição desta forma, já que se encontra uma área periférica de rochas metamórficas que se comportam de modo diferente relativamente aos processos que levaram à profunda alteração do granito.

2.4.2.4 - Os pequenos alvéolos de altitude

Para finalizar é importante ainda referir que, nas Serras da Aboboreira e do Castelo, se encontra um número elevado de alvéolos de dimensões muito reduzidas, difíceis de localizar na cartografia de base que possuímos. Alguns deles parecem alcandorados relacionando-se, por vezes, com fracturas das mais diversas direcções ou, com cruzamentos de fracturas. Parecem, com frequência, corresponder a áreas de drenagem difícil, o que poderá eventualmente facilitar a meteorização da rocha "in situ", pela forte humidade aí existente. Apresentam formas variadas, determinadas muitas vezes pelas fracturas que permitiram o seu desenvolvimento.

2.4.3 -Importância da tectónica na génese das depressões

A análise que fizemos das depressões permite concluir que podemos atribuir duas origens possíveis a estas formas. As depressões instaladas nas áreas de xisto apresentam-se como resultado antes de mais de acções tectónicas. A depressão da Campeã, apesar da sua complexidade parece, todavia, corresponder a uma grande rechã de origem tectónica posteriormente retocada pelos agentes da geodinâmica externa, que levaram à degradação do nível dos 700-850 metros. Quanto às pequenas depressões de Peso da Régua e da Veiga associamo-las a pequenas fossa tectónicas relacionados com o grande acidente tectónico tardi-hercínico Orense-Bacia da Lousã, que por aí passa.

No que se refere às depressões situadas nas rochas granitóides classificámo-las como alvéolos, já que correspondem à definição que A. GODARD (1977) apresenta para estas formas. Evidentemente que as condições climáticas assumem uma importância muito grande na sua génese. É, numa primeira fase, necessário que existam condições climáticas que levem a uma meteorização profunda das rochas granitóides que, normalmente, se associa a um clima quente e húmido que pode ter ocorrido no Terciário, pelo menos no caso dos grandes alvéolos. Posteriormente, ter-se-ão verificado modificações climáticas que permitiram o escoamento dos materiais alterados, fazendo surgir na paisagem as referidas depressões. Não podemos esquecer, no entanto, que a dinâmica de evolução de qualquer forma não se faz de forma tão estanque, pelo que se terá de admitir que muitos destes processos são simultâneos apesar de existirem períodos em que se verifique o domínio de uns relativamente aos outros.

Um outro aspecto importante, nesta área, é que todas as referidas depressões se relacionam com linhas de fractura ou falha, pelo que a tectónica esteve naturalmente presente na sua origem. Sem dúvida que o principal papel da tectónica, neste caso, foi além de dar as linhas gerais, facilitar a acção, dos factores responsáveis pela meteorização das rochas e, pela, dinâmica dos processos de transporte

3 - Esboço de síntese

Neste primeiro capítulo tivemos a intenção de mostrar as grandes formas de relevo da área da Serra do Marão, na sua relação com a litologia e tectónica.

As depressões que se estudaram na área de xisto considerámo-las todas de origem tectónica. As fossas tectónicas da Veiga e de Peso da Régua encontram-se directamente ligadas ao grande acidente tardi-hercínico Orense-Bacia da Lousã, tectonicamente activo (J. CABRAL; A. RIBEIRO, 1989), e como tal poderão relacionar-se com a neotectónica.

Os quartzitos também desempenham um papel morfologicamente importante pois funcionam como rocha mais resistente aos processos morfogenéticos, contribuindo para um recuo mais lento das vertentes onde se encontram presentes, apesar de raramente as encimarem. Não oferecem, por vezes, grande resistência a alguns dos agentes erosivos, nomeadamente aos cursos de água que os cortam com relativa facilidade porque se encontram extremamente fracturados e pela sua posição topográfica a meia vertente. É, no entanto, a sua presença que individualiza e confere a identidade geomorfológica da Serra do Marão.

Os granitóides, que se encontram na periferia da área de estudo, envolvendo a Serra do Marão, também são responsáveis pelo aparecimento de algumas formas. Neste capítulo referenciamos apenas os alvéolos, já que as formas do micro-modelado granítico serão tratadas no capítulo sobre as morfodinâmicas actuais. Distinguimos vários tipos de alvéolos, em função da sua forma e complexidade. Os vales alveolares correspondem aos de maior dimensão apresentando uma forma alongada. Os alvéolos complexos relacionam-se com contactos litológicos enquanto que os denominados alvéolos elementares, desenvolvem-se em áreas exclusivamente graníticas, apesar de por vezes poderem existir pequenas diferenças químico-mineralógicas justificando o aparecimento destas formas. Para além das influências de ordem climática que estiveram na origem destas formas, a existência de uma rede de fracturação muito densa, terá contribuído igualmente para o desenvolvimento dos alvéolos.

A existência de inúmeras fracturas com diversas direcções leva a uma forte adaptação da rede de drenagem com aparecimento de muitos vales de fractura. Este facto verifica-se tanto nas áreas de xisto como nas de granito. Nestas últimas predominam os cursos de água adaptados às direcções NW-SE e NE-SW, enquanto que nos xistos, apesar de alguns cursos de água correrem segundo estas direcções, predominam os que se encontram condicionados pela direcção NNE-SSW, facto que se deve à proximidade do grande acidente tardi-hercínico.

Em toda a Serra do Marão apenas fizemos referência a um caso de inadaptação, próximo de Gôve, que interpretámos como uma antecedência.

As capturas que estudamos podem dar algumas indicações sobre o comportamento da tectónica mais recente sobre esta área.

Assim, o caso das capturas do rio Teixeira (próximo de Mesão Frio) e do rio Fornelo (próximo de Padronelo), indicam que a direcção NE-SW é, provavelmente, mais activa, porque mais recente do que a direcção NW-SE. Por outro lado, poderão sugerir que todo o bloco tectónico compreendido entre a falha do rio Fornelo e a do rio de Galinhas, tenha sofrido um basculamento para SW, o que facilitaria um recuo mais rápido da rede hidrográfica condicionado pelas fracturas de direcção NE-SW. O basculamento também poderá explicar a diminuição de altitude para SW da superfície fundamental que se verifica nas áreas de Aboboreira e Castelo.

A hipótese de "*cut-off*" que colocamos no rio Aguilhão na área da depressão da Veiga, poderá ser mais um factor que contribuirá para justificar a importância da direcção NNE-SSW, nesta área.

Em termos gerais pensamos que a Serra do Marão é um "*horst*" complexo, elevado conjuntamente com a Serra do Alvão, condicionado, fundamentalmente, por duas falhas regionais muito importantes nesta área: o desligamento tardi-hercínico Orense-Bacia da Lousã e a falha de direcção NE-SW

onde o rio Tâmega se instalou. Uma falha também importante de direcção E-W permitiu o violento encaixe do Douro entre esta Serra e a de Montemuro.

De facto, o rio Tâmega aproveitou um grande *graben* onde também se instalaram os troços terminais de dois dos seus afluentes: o rio Olo e o rio Ovelha.

O rio Corgo, com direcção aproximada ao grande acidente tardi-hercínico, está também condicionado por um grande corredor tectónico que separa nitidamente a Serra do Marão dos planaltos transmontanos. Este não é senão a continuação para Sul das depressões Verín-Telões.

II - A EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA RECENTE

1 - As mais importantes formações superficiais

A génese de algumas das formas existentes na área de estudo está muito relacionada com o factor estrutural e com a actuação da tectónica ao longo dos tempos geológicos, no entanto, só por si, não conseguem explicar a globalidade da sua evolução. É indubitável que diversos processos morfogenéticos, tiveram uma influência muito significativa na modelação de algumas formas de relevo, facto que se pode inferir através de alguns vestígios que perduraram até aos nossos dias.

A análise desses vestígios poderá dar indicações acerca das condições paleoclimáticas e dos processos associados que influiram na evolução das formas.

Se atentarmos um pouco nos estudos mais recentes que se debruçam sobre os factores mais influentes na evolução do relevo ao longo do Quaternário, é incontestável que o frio e os processos que lhe estão associados desempenharam um papel muito importante.

Antes de propôr um modelo evolutivo para o Quaternário recente na Serra do Marão, procuraremos descrever as características

específicas das formações superficiais que se consideram mais significativas para o estudo da evolução geomorfológica desta área no decurso do Quaternário .

No entanto, as formações que se descreveram não são as únicas encontradas e analisadas nesta área. A sua apresentação foi seleccionada em função das indicações que poderiam fornecer para o estudo da evolução global da Serra do Marão, durante o Quaternário. Assim, elas servirão de base para a análise que se irá fazer mas, aquando da discussão do modelo de evolução quaternária sempre que se achar relevante e pertinente, recorrer-se-á a outros depósitos ou para confirmar a ideia que se está a desenvolver ou, para levantar outro tipo de problemas.

1.1 - A formação da Foz

Localiza-se próximo da povoação da Foz (freguesia de S. Miguel de Pena), ao km 99,4 da EN 15, muito próximo do local onde o rio Sôrdo corta os aplitos (fig.29). A sua altitude aproximada é de 715m, situando-se um pouco acima do actual plaino da depressão da Campeã. Apresenta uma espessura visível de cerca de 3 metros de um e de outro lado da estrada e um comprimento de aproximadamente 100 metros.

A formação que corresponde apenas a um único depósito apresenta-se heterométrica, encontrando-se calhaus de grandes dimensões (equivalentes a blocos na escala de Wentworth) (16) e outros menores (correspon-

(16) - A referência à dimensão dos componentes será feita com base na escala de Wentworth

dentes a calhaus e cascalhos da mesma escala) envolvidos numa matriz argilo-arenosa relativamente abundante (foto. 11).

De referir que os diversos elementos que compõem a formação não apresentam qualquer sinal de rolamento, o que significa que não sofreram transporte fluvial sendo então, resultado da evolução das vertentes.

Da análise macroscópica "in situ" pode observar-se que predominam os elementos de xisto, resultantes do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico .

No entanto, os elementos de dimensão superior a 10 cm, correspondem, na sua quase globalidade, a quartzo filoniano ou a rochas granitóides.

De facto, das contagens que fizemos em diversos locais do depósito salienta-se a elevada percentagem de calhaus de quartzo que no cômputo geral representam 59,3% (Quadro I). Os calhaus e blocos provenientes



Foto 11 - Vista parcial da formação da Foz (Agosto, 1988)

QUADRO I–Análise litológica da formação da Foz a partir de áreas amostra (1m2)

Composição litológica	Número de calhaus e blocos nas áreas-amostra													
	A1		A2		A3		A4		A5		A6		Total	
	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%
Quartzo	25	60,9	36	69,2	17	60,7	28	57,1	31	60,8	19	45,3	156	59,3
Xisto	6	14,6	5	9,6	3	10,7	9	18,4	7	13,7	8	19	38	14,5
Rochas granitóides	10	24,3	11	21,2	8	28,6	12	24,5	13	25,5	15	35,7	69	29,2
Total	41	100	52	100	28	100	49	100	51	100	42	100	263	100

das rochas granitóides representam 29,2%, enquanto os provenientes do xisto não atingem os 15% (14,9%).

Os calhaus ou blocos graníticos apresentam a particularidade de se encontrarem profundamente alterados, o que se torna um sinal indicativo da antiguidade desta formação (foto 12).

Da análise semi-quantitativa por difracção dos raios X da fracção silto-argilosa das amostras recolhidas, constatou-se que os elementos predominantes eram a mica e o quartzo (Quadro II). Surgia, ainda, o feldspato potássico, mas com percentagens muito inferiores, enquanto que a plagioclase praticamente não possuía significado.

QUADRO II Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação da Foz.

	Minerais de argila (%)									Outros componentes				
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	FNa	Fk	Total
F1 A1				10	6				16	50	27	6	1	84
F1 A2				12	5				17	48	29	5	1	83
F1 A3				11	7				17	46	25	7	5	83
F1 A4				9	4				13	39	43	4	1	87

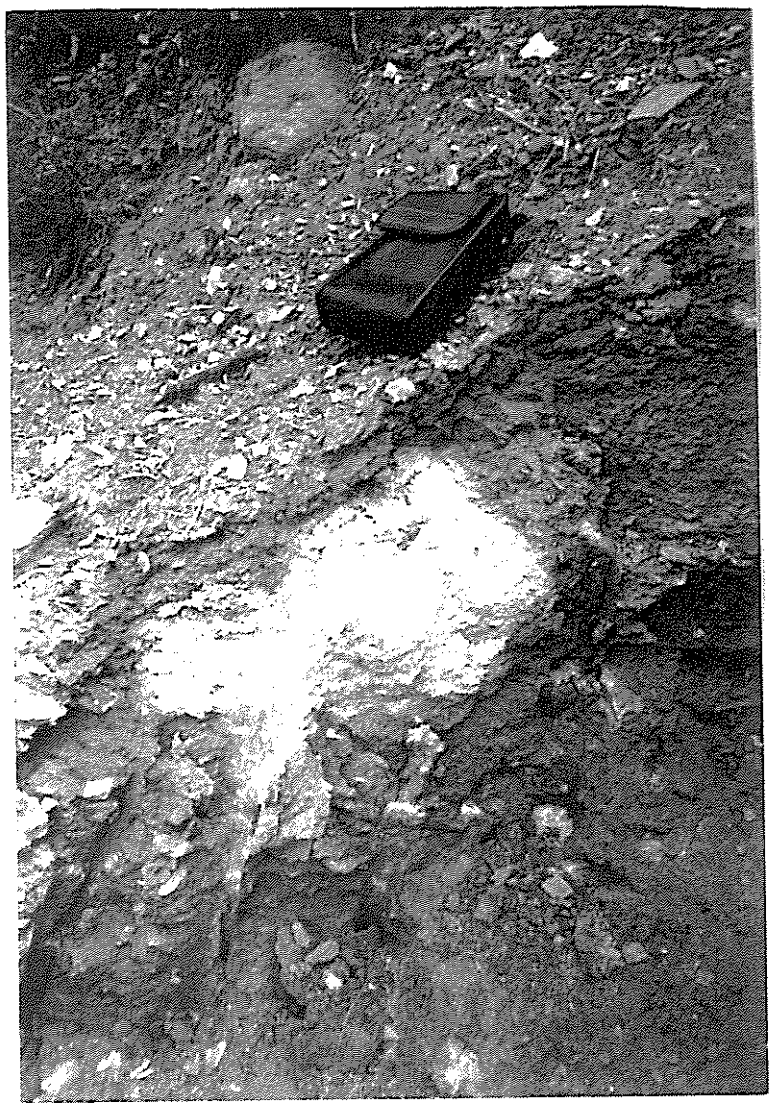


Foto 12 - Pormenor da formação da Foz, onde se observa um bloco de granito muito alterado (Junho, 1990)

No que se refere aos minerais de argila, constituídos por caulinite e gibsite, a sua representatividade no cômputo geral da amostra situa-se entre os 13% e os 17% . A existência destes dois minerais pode significar que a formação deste depósito se verificou em clima quente e húmido, reforçando-se deste modo a ideia da antiguidade desta formação.

Uma outra característica importante é a sua cor muito vermelha. Esta é sinal de que o depósito, em determinada época da sua história, sofreu a influência de um clima onde a ferruginização se verificou. Deste modo, o clima teria de possuir, pelo menos, características marcadamente mediterrâneas.

Por outro lado, são evidentes nalguns locais, figuras de geliturvação (foto 13) que poderão ser justificadas pela actuação do gelo em alguns períodos do Quaternário.

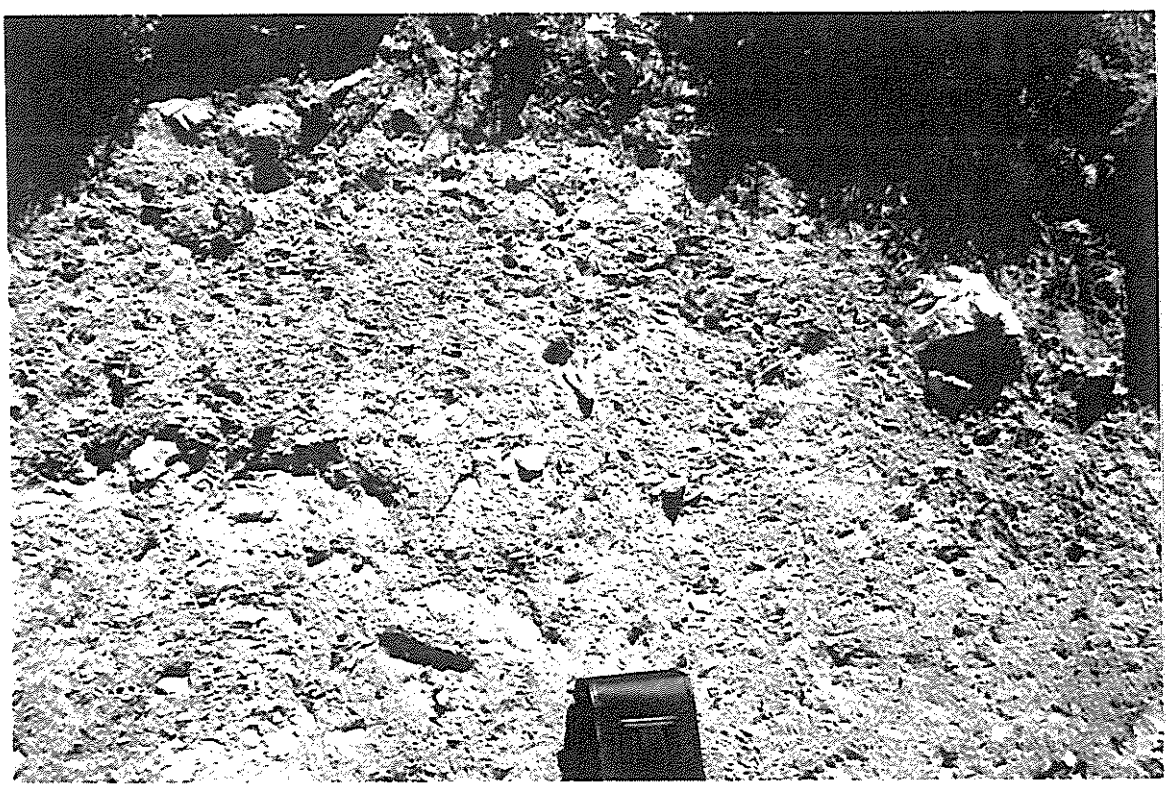


Foto 13-Pormenor do depósito da Foz onde são visíveis figuras de geliturvação (Agosto, 1989).

1.2 - A formação de Muas

Localiza-se na estrada de Vila Real para Lamas de Olo, entre as povoações de Relva e Muas, no vale da ribeira do Marquês (fig. 37). A sua altitude, na base é de 740 m estendendo-se esta formação ao longo da vertente da margem esquerda da dita ribeira numa extensão de cerca de 100 metros.

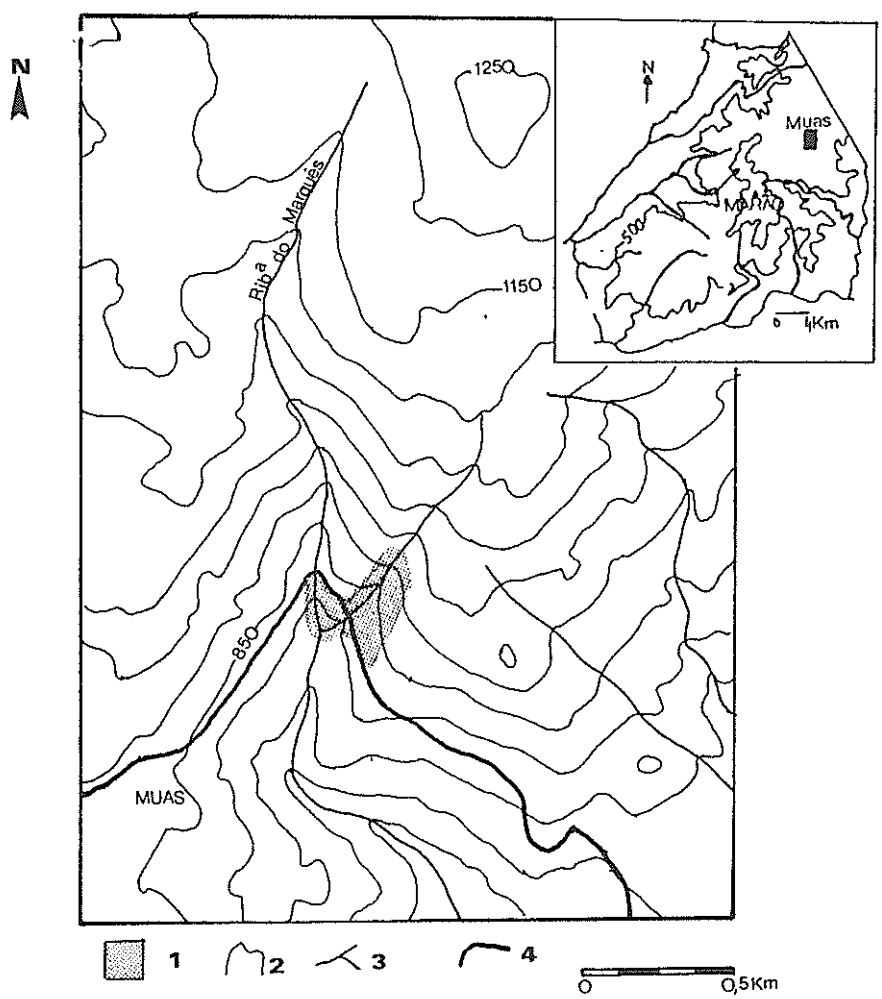


Fig.37 - Localização da formação de Muas
1 - Área de localização; 2 - Curva de nível; 3 - Curso de água; 4 - Estrada (Vila Real - Lamas de Olo)

A sua análise permite distinguir a existência de várias fácies que se vão revelar importantes no estabelecimento de um modelo para a dinâmica de toda a área (fig. 38).

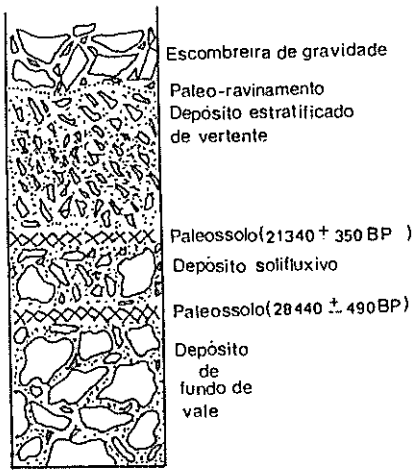


Fig.38 - Coluna estratigráfica da formação de Muas.

A base da formação corresponde a um depósito que colmata, neste local, o talvegue do vale da ribeira referida (foto 14), assim como de um seu pequeno afluente da margem esquerda. No vale da ribeira do Marquês, o depósito assenta directamente sobre granito de Vila Real enquanto que no vale secundário está sobre xistos do Câmbrico, classificados como *unidades metamórficas indiferenciadas* (E. PEREIRA, 1989).

Nesta fácies predominam blocos de grandes dimensões (foto 15), podendo alguns atingir um volume superior ao metro cúbico. A dimensão mais comum é, no entanto, aquela em que os blocos apresentam um comprimento compreendido entre os 40 e 50 centímetros. São também comuns os elementos correspondentes aos calhaus da escala de Wentworth.

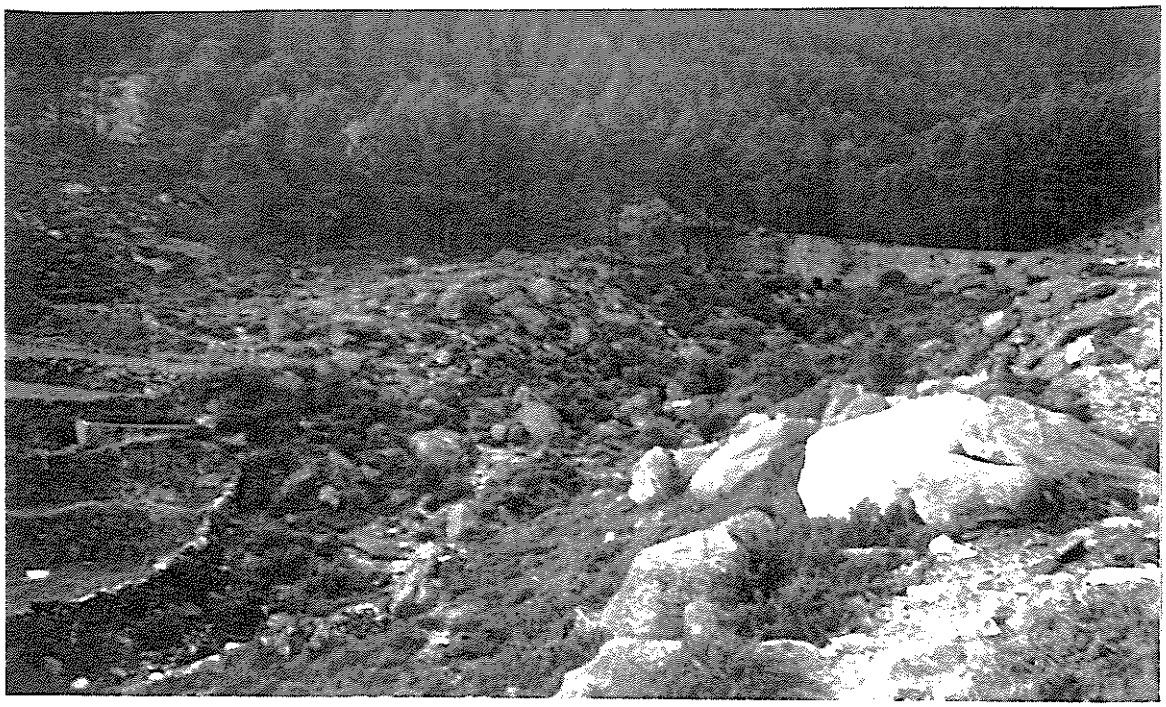


Foto 14 - Vista geral do depósito da base de formação de Muas (Abril, 1991).



Foto 15 - Pormenor do depósito da base da formação de Muas (Julho, 1992).

A sua composição litológica demonstra a quase exclusividade de elementos resultantes das rochas granitóides (Quadro III). De facto, o número de calhaus de xisto que aí são visíveis, apresentam uma percentagem muito pouco significativa (8,4%) comparativamente com os de granito cujo valor se cifra na ordem dos 74,0%.

QUADRO III - Análise litológica da formação de Muas (fácies inferior) a partir de áreas amostra (1 m2).

Composição litológica	Número de calhaus e blocos nas áreas amostra											
	A1		A2		A3		A4		A5		Total	
	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%
Quartzo	10	16,4	7	15,6	9	19,1	12	26,1	6	11,8	44	17,6
Xisto	3	4,9	5	11,1	2	4,3	7	15,2	4	7,8	21	8,4
Rochas granitóides	48	78,7	33	73,3	36	76,6	27	58,7	41	80,4	185	74,0
Total	61	100	45	100	47	100	46	100	51	100	250	100

Todos estes elementos encontram-se envolvidos por uma matriz fundamentalmente arenosa, que não se mostra muito significativa na globalidade da amostra. Esta, apesar do depósito apresentar uma certa coerência, solta-se com facilidade, já que não se encontra consolidada, podendo libertar-se com facilidade os calhaus de maior dimensão.

A análise granulométrica da fracção arenosa revelou o predomínio dos elementos grosseiros (fig. 39), superiores a -1ϕ, sendo os elementos de pequena dimensão, superiores a 2ϕ, pouco significativos. A conclusão fundamental é a existência de uma má calibragem em todos eles, o que demonstra o fraco transporte que sofreram.

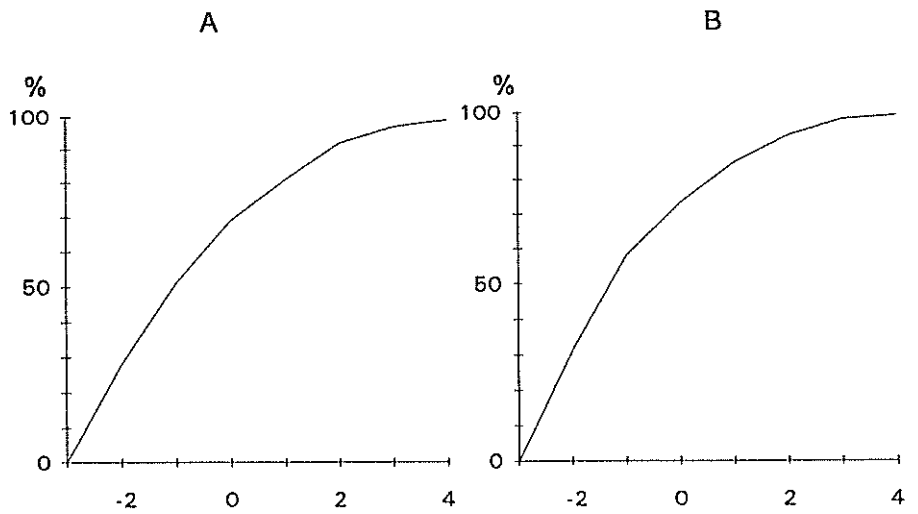


Fig 39 - Curvas granulométricas da fácies inferior do depósito (A) e da fácies situada entre os paleossolos (B).

A análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X da fracção silto-argilosa denunciou a existência quase exclusiva dos minerais não argilosos (Quadro IV). De facto, 99% dos seus componentes são Quartzo (39%), Mica (31%), feldspato potássico (16%) e a plagioclase (13%). Os minerais de argila representam apenas 1% do total, estando apenas presente a clorite.

Esta fácies está "fossilizada" por um paleossolo cuja datação por C_{14} na sua parte inferior nos dá um valor de 28440 $\pm$ 490 BP (foto 16). Este facto indica-nos que o depósito inferior é anterior a esta data e poderá relacionar-se com uma fase do Würm anterior àquela que, em Portugal, habitualmente, se considera a mais activa ou à qual se atribui a existência de maior quantidade de vestígios e que se situa pelos 18 000 BP (S. DAVEAU, 1973, 1976) G. S. CARVALHO, 1983). Na parte superior deste mesmo paleossolo foi determinada a idade de 22160 $\pm$ 490 BP o que significa que durante este período existiram condições favoráveis, pelo menos neste local, à pedogénese.

QUADRO IV - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Muas.

	Minerais de argila (%)									Outros componentes (%)					
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	FNa	Fk	Outros	total
Fácies inferior															
F2 A1	1								1	31	39	16	13		99
Fácies entre paleossolos															
F2 A2	6								6	56	30	5	3		94
Depósito superior															
F2 A3	14	11			2				27	55	14	1	2	1	73
F2 A4	15	9			*				24	51	17	3	5		76
F2 A5	11	10							21	46	30	1	2		79
F2 A6	13	1	1						15	32	41	7	5		85
F2 A7	12		1						13	27	46	8	6		87

* Vestígios



Foto 16 - Paleossolos observados na formação de Muas (Abril, 1991).

Superior ao paleossolo referido encontra-se outro depósito desta formação. É um outro depósito heterométrico, onde os blocos e calhaus de granito são menos abundantes relativamente à primeira fácies desta formação (Quadro V).

QUADRO V - Análise litológica da formação de Muas (fácies entre os paleossolos) a partir de áreas amostra (1m2)

Composição litológica	Número de calhaus e blocos nas áreas-amostra							
	A1		A2		A3		Total	
	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%
Quartzo	15	25	14	26,9	19	37,3	48	29,4
Xisto	19	31,7	17	32,7	17	33,3	53	32,5
Rochas granitóides	26	43,3	21	40,4	15	29,4	62	38,1
Total	60	100	52	100	51	100	163	100

Os calhaus de xisto surgem com maior frequência (32,5%), Ultrapassando o valor dos calhaus de quartzo (29,4%) e aproximando-se em termos percentuais aos resultantes das rochas granitóides (38,1%). Este facto permite concluir que o material que compõe esta fácies pode ter tido origem em áreas próximas do local onde se encontra.

Os calhaus de granito podem ter sido retomados do depósito anterior, enquanto que os calhaus de xisto podem resultar da fragmentação das rochas classificadas em *unidades metamórficas indiferenciadas*, situadas muito perto do local onde se encontra a formação de Muas.

A matriz também é mais abundante que na fácies anterior pois apresenta mais argila, podendo considerar-se uma matriz silto-argilosa. Apesar da análise granulométrica mostrar a predominância dos elementos mais grosseiros (superiores a -1o), a curva é diferente da fácies anterior já que os elementos

inferiores a 2ϕ apresentam uma percentagem mais significativa. Este facto reflecte-se no seu aspecto macroscópico muito mais argiloso.

A análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X da fracção silto-argilosa acusa o predomínio da mica (56%) e do quartzo (30%) (Quadro IV). O feldspato potássico e a plagioclase são pouco significativos (5% e 3% respectivamente). Os minerais de argila representam apenas 6% no total da amostra sendo a clorite o único presente.

A análise micromorfológica realizada no próprio local não confirmou que o gelo tivesse intervido na deslocação dos diversos materiais que o compõem. Deste modo, teriam de existir duas condições para a sua formação: a existência de material disponível na vertente e a existência de água suficiente para que fosse possível o transporte.

Há, no entanto, dois problemas que se podem levantar: por um lado saber se a água seria resultado de fortes precipitações ou do degelo da neve; por outro lado saber quais os processos morfogenéticos que lhe estariam na origem.

Pelas suas características pode ser interpretado como um depósito solifluxivo do tipo escoada de lama, talvez resultante de uma mobilização rápida de terras.

Na parte superior desta fácies encontra-se um outro paleossolo cuja datação por C_{14} permitiu determinar a idade de 21340 $\pm$ 350 BP. Deste modo, a fácies que acabou de se descrever encontra-se bem situada no tempo, e confirma que, à altura da génese do depósito, existiam condições para a fragmentação das rochas, bem como, para o seu transporte por processos morfogenéticos relacionados com a existência de água no solo.

Superior a este paleossolo desenvolve-se outro depósito de vertente que preenche um valeiro certamente desenvolvido depois da constituição

do último paleossolo já que este desaparece de forma mais ou menos abrupta de encontro ao depósito (foto 17).



Foto 17 - Depósito estratigraficamente superior ao paleossolo datado de 21340 ± 350 BP, da formação de Muas (Agosto,1991).

É constituído por materiais resultantes da erosão das *unidades metamórficas indiferenciadas* (E. PEREIRA, 1989), pelo que predominam os calhaus de xistos (66,7%) (Quadro VI). Os calhaus de quartzo têm também uma representatividade importante (30,8%) enquanto que os de granito (2,5%) se

QUADRO VI - Análise litológica da fácies estratigraficamente superior ao paleossolo datado de 21340 ± 350 BP da formação de Muas a partir de áreas amostra (1m2).

Composição litológica	Número de calhaus e blocos nas áreas-amostra													
	A1		A2		A3		A4		A5		A6		Total	
	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%
Quartzo	6	13,0	8	20,5	10	23,3	9	21,4	11	30,6	7	16,7	51	20,6
Xisto	22	47,9	19	48,7	25	58,1	29	69,1	23	63,9	31	73,8	149	60,0
Rochas granitóides	18	39,1	12	30,8	8	18,6	4	9,5	2	5,6	4	9,5	48	19,4
Total	46	100	39	100	43	100	42	100	36	100	42	100	250	100

encontram apenas próximo do contacto com as fácies anteriores resultantes naturalmente do remeximento que se terá verificado na altura da sua génese.

No seu aspecto geral apresenta-se muito heterométrico, encontrando-se os gelifractos envolvidos numa abundante matriz argilosa. Atendendo à dimensão dos componentes e à maior ou menor quantidade de matriz argilosa podemos considerar a existência de três níveis distintos, sem contudo poder distinguir verdadeiros "estratos".

A sua parte inferior mostra-se muito consistente, com abundante matriz argilosa apresentando os gelifractos uma dimensão média compreendida entre os 5 e os 10 cm. No entanto, são visíveis, por vezes, alguns elementos com dimensão que se podem equiparar ao calhau ou mesmo ao bloco da escala de Wentworth.

A análise mineralógica das amostras da matriz argilosa, por difracção dos raios X revelou a predominância dos minerais não argilosos. Estes representam 72% da amostra, dos quais a mica (55%) e o quartzo (14%) são os mais significativos (Quadro IV). Os minerais de argila representam 27% do total da amostra, salientando-se a presença da clorite (14%) e o inter-estratificado ilite-clorite.(11%). A presença de gibsite (2%), apesar de não ser significativa é de

difícil explicação porque tanto pode ser interpretada como herdada, como de formação recente.

O nível intermédio desta fácies apresenta menor quantidade de matriz argilosa, apresentando-se, pois, menos coerente que a parte anterior. Os gelifractos são maiores, com uma dimensão média compreendida entre 10 e 15 cm e nota-se a presença de maior número de calhaus de quartzo. A análise mineralógica da fracção argilosa semi-quantitativa por difracção dos raios X demonstra uma composição semelhante à fácies anterior (Quadro IV).

Superiormente, os gelifractos voltam a apresentar uma dimensão média compreendida entre os 5 e os 10 cm e a matriz argilosa volta a ser mais abundante. A percentagem de calhaus de quartzo mantém-se sensivelmente a mesma da fácies anterior (Quadro VII).

A análise micromorfológica feita "*in situ*" aponta para o facto do gelo ter tido a sua influência na evolução dos materiais ao longo da vertente. A existência de "*coiffes*" é sinal de que a gelifluxão poderia ter tido influência na deslocação do material ao longo das vertentes (B. VALADAS, 1984).

Deste modo, este depósito corresponderia a um período mais frio onde se verificara a fragmentação das rochas e cujo material resultante seria transportado, fundamentalmente, através de gelifluxões.

Nesta formação, pode distinguir-se um depósito que, em nosso entender, poderá ser o correspondente lateral nos granitóides, do que tem vindo a ser analisado. Os gelifractos de xisto são substituídos por calhaus de granito com uma dimensão média compreendida entre os 5 e os 15 cm. Encontram-se envolvidos por uma matriz silto-argilosa, que dá uma certa consistência ao depósito em questão (foto 18).

QUADRO VII - Análise litológica da fácies estratigraficamente superior ao paeossolo datado de 21340 ± 350 BP da formação de Muas a partir de áreas amostra (1m2).

Composição litológica	Número de calhaus e blocos nas áreas-amostra															
	A1								A2							
	Xisto		Quartzo		Granitóides		Total		Xisto		Quartzo		Granitóides		Total	
	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%
Faciés inferior	24	58,5	8	19,5	9	22	41	100	26	61,9	10	23,8	6	14,3	42	100
Faciés média	19	50	12	31,6	7	18,4	38	100	28	60,8	16	34,7	2	4,3	46	100
Faciés superior	26	56,5	12	26,1	8	17,4	46	100	31	73,8	9	21,4	2	4,8	42	100

Composição litológica	Número de calhaus e blocos nas áreas-amostra													
	A3								Total					
	Xisto		Quartzo		Granitóides		Total		Xisto		Quartzo		Granitóides	
	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%
Faciés inferior	32	78	8	19,5	1	2,4	41	100	82	66,1	26	21	16	12,9
Faciés média	26	52	24	48	0	0	50	100	73	54,5	52	38,8	9	6,7
Faciés superior	30	71,4	12	28,6	0	0	42	100	87	66,9	33	25,4	10	7,7



Foto 18 - Vista parcial da fácies superior da formação de Muas (Outubro, 1990).

A análise mineralógica semi-quantitativa da fracção silto-argilosa das amostras por difracção dos raios X evidencia a forte predominância dos minerais não argilosos (Quadro IV). Estes representam mais de 80% do total, sendo de destacar o quartzo com valores de 41% e 46% e a mica com percentagens de 32% e 27%. Segue-se-lhes o feldspato potássico com 7% e 8% e a plagioclase com 5% e 6%. Os minerais de argila apresentam valores compreendidos entre 14% e 19% do total da amostra correspondendo, quase na sua totalidade, à clorite (13% e 17%).

Mas é a análise micromorfológica que nos dá indicações mais precisas para que possa colocar-se a hipótese desta fácies ser a correspondente lateral do depósito de xisto, já que também são visíveis "*coiffes*". De facto, ela mostra que os diferentes componentes poderão ter sofrido a acção do gelo na sua deslocação ao longo da vertente, característica esta que também se encontrava presente no correspondente lateral de xisto. Deste modo, estes dois depósitos poderão corresponder à mesma fácies denotando a acção do frio durante o período da sua formação.

É ainda possível distinguir, nesta formação, outra fácies que assenta, não directamente na que acabamos de descrever, mas fossiliza alguns antigos ravinamentos que a fácies anterior sofreu após a sua "*mise en place*" (foto 18). Esta última fácies, termo final desta formação, parece corresponder a uma antiga escombreira. Assim, apesar da sua heterometria, os seus componentes são sempre de grandes dimensões, correspondendo a blocos na escala de Wentworth, possuindo, mesmo, com uma certa frequência comprimentos superiores a 50 cm (foto. 19).

Importa salientar que as suas arestas se encontram muito vivas denotando que o processo de macrogelifracção que lhes deu origem se verificou em tempos muito recentes. Outro dado importante é a inexistência de

matriz argilosa a envolver estes blocos o que nos leva a concluir que o principal processo presente na origem da deslocação dos blocos pela vertente foi essencialmente a gravidade. Assim, pode concluir-se que esta última fácies corresponde a uma antiga escombreira de gravidade que, neste momento, se encontra fossilizada por um solo esquelético onde se desenvolveu uma vegetação herbácea e sub-arbustiva.

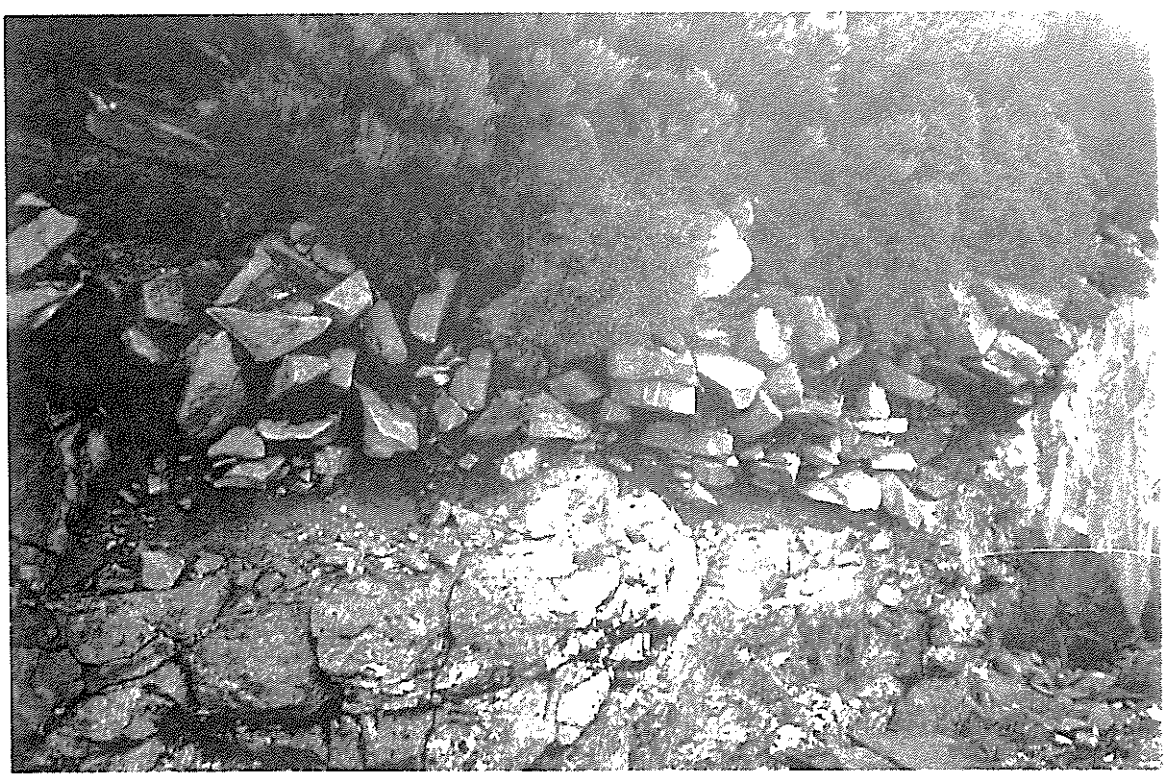


Foto 19 - Pormenor da escombreira de gravidade da formação de Muas (Outubro, 1990).

1.3 - Formação da Campeã

A depressão da Campeã poderá ter funcionado como um lago em determinado período da sua evolução o que seria explicado pela dificuldade que o rio Sôrdo teria em passar os aplitos que se comportam como rochas mais duras que as envolventes. Deste modo, desenvolveu-se um nível de base local que condicionou toda a dinâmica morfogenética a montante.

Assim, o fundo desta depressão é constituído por uma acumulação de materiais resultantes da evolução das vertentes que a definem (Fig. 29). Os materiais que lentamente foram colmatando o fundo da depressão podem ter resultado directamente da evolução das vertentes tal como podem ter sofrido um ligeiro transporte através dos pequenos cursos de água, actuais afluentes do rio Sôrdo.

A abertura de um poço próximo do lugar de Chão Grande (fig. 40), tornou possível a observação dos materiais que compõem esta formação, naquele local muito restrito (18).

A formação possui uma espessura de cerca de 6 metros e assenta directamente nas rochas do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico

---

(18) - Foi ainda possível observar esta formação noutro poço aberto mais no centro da depressão, mas dada a sua pequena profundidade e, pelo facto, de se encontrar sempre com água era difícil a observação e a análise. Apesar de não se poder determinar a espessura da formação já que o poço não atingia a rocha "*in situ*", a análise da parte visível demonstrou que as características eram relativamente semelhantes ás observadas próximo do lugar de Chão Grande.

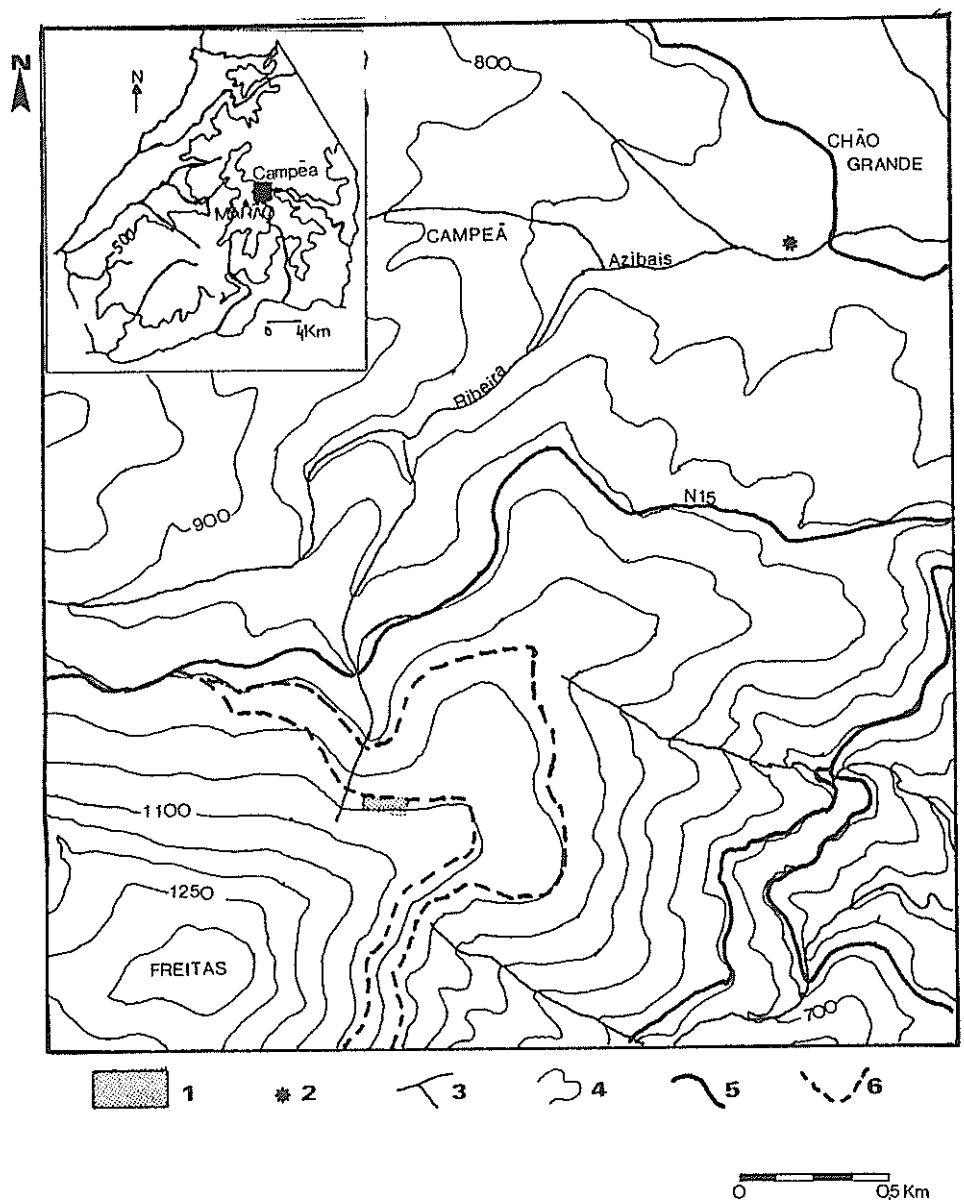


Fig. 40 - Localização da formação da Campeã e da de Freitas.
1 - Formação de Freitas; 2 - Local de observação da formação da Campeã; 3 - Curso de água, 4 - Curva de Nível; 5 - Estrada 6 - Caminhos florestais.

do grupo do Douro, que se encontra relativamente pouco meteorizado. Nota-se apenas que existe uma leve meteorização deste complexo até um metro de profundidade, após o que a rocha se encontra muito pouco alterada ou, mesmo, sem qualquer alteração.

Nesta formação, em função das características macroscópicas observadas no próprio local (foto 20), distinguem-se nitidamente duas fácies.

A fácies inferior, que apresenta 4,5 metros de espessura, revela uma grande heterometria. Misturados no seio de uma matriz silto-argilosa, relativamente abundante, encontram-se blocos, de grandes dimensões, passando, todavia pelos diversos graus da escala de Wentworth: calhaus, cascalho, areão .... (foto 21).

A análise da sua composição litológica patenteia uma grande variedade de rochas de xisto. Predominam os xistos do Silúrico (48,1%) e o quartzo (23,1%) (Quadro VIII). Também existem, mas em menor quantidade, alguns elementos de quartzíto (13,9%), quase sempre de grandes dimensões (superiores a 15 cm de comprimento).

QUADRO VIII - Análise litológica da Formação da Campeã a partir de áreas amostra (1m2).

Composição litológica	Número de calhaus e blocos					
	A1		A2		Total	
	VA	%	VA	%	VA	%
Xistos ante-ordovícicos	6	10,7	10	19,2	16	14,9
Quartzitos	8	14,3	7	13,5	15	13,9
Xistos do Silúrico	27	48,2	25	48,1	52	48,1
Quartzo	15	26,8	10	19,2	25	23,1
Total	56	100	52	100	108	100



Foto 20 - Formação da Campeã (Março, 1989)

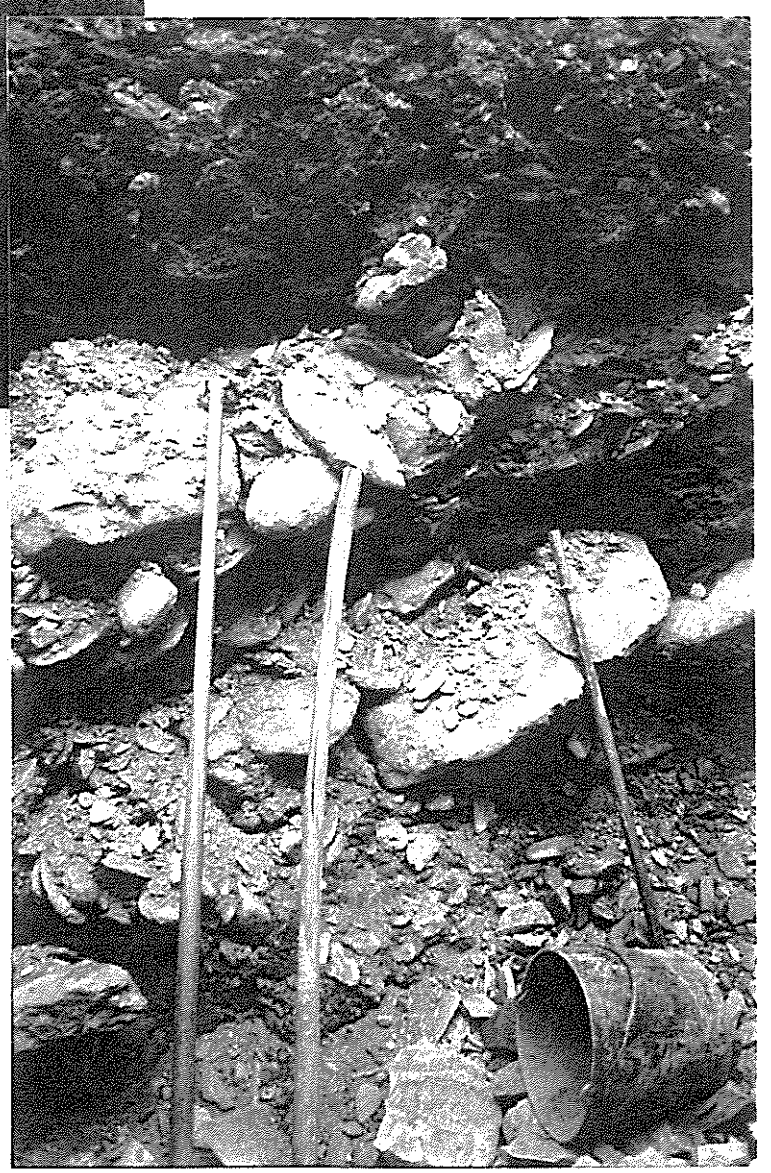


Foto 21 - Pormenor da formação da Campeã (Março, 1989)

Estes elementos serviram para determinar que a sua proveniência se relaciona com a escarpa de falha de Pena Suar onde estas rochas se encontram "*in situ*". Um outro pormenor importante é a existência de boleamento nalguns elementos que compõem esta formação (Quadro IX). Este facto é de fácil explicação se se atender a que alguns destes blocos e calhaus poderiam ter sofrido um pequeno transporte fluvial através dos pequenos cursos de água que alimentariam o lago nessa altura. O próprio lago poderia conferir-lhes esta característica. Aqueles cujas arestas não se encontram boleadas terão sido depositados neste local através de outros processos, nomeadamente por solifluxões generalizadas ou por movimentações de tipo escoada de lama (*debris flow*).

QUADRO IX - Índices de achatamento (Ia) e rolamento (Ir) segundo a dimensão dos calhaus na Formação da Campeã (A > 50 mm; B < 50 mm)

A

Ia	Nº de calhaus		Ir1	Nº de calhaus		Ir2	Nº de calhaus	
	V A	%		V A	%		V A	%
< 2	10	15,63	< 50	17	26,57	< 50	11	17,19
2 - 3	35	54,69	50-100	39	60,93	50-100	12	18,75
3 - 4	14	21,87	100-200	8	12,50	100-200	38	59,38
4 - 5	3	4,69	200-300	0	0,00	200-300	3	4,69
> 5	2	3,12	> 300	0	0,00	> 300	0	0,00

B

Ia	Nº de calhaus		Ir1	Nº de calhaus		Ir2	Nº de calhaus	
	V A	%		V A	%		V A	%
< 2	49	46,67	< 50	26	24,76	< 50	12	11,43
2 - 3	29	27,62	50-100	28	26,67	50-100	17	16,19
3 - 4	18	17,14	100-200	46	43,81	100-200	52	49,52
4 - 5	6	5,71	200-300	5	4,76	200-300	17	16,19
> 5	3	2,86	> 300	0	0	> 300	7	6,67

Índice de achatamento (Ia)- L+l/2e; Índice de rolamento (Ir) 2r/L; em que L - comprimento; l - largura; e - espessura; r- raio da curvatura da aresta (J. TRICART; A. CAILLEUX, 1965)

A análise mineralógica semi-quantitativa, por difracção dos raios X, para as quatro amostras que foram recolhidas nesta fácies, permite concluir que as suas características se mantêm relativamente constantes ao longo do perfil estudado. Aos minerais de argila corresponde uma percentagem compreendida entre os 15 % e os 20%, sendo a clorite quase exclusiva (Quadro X). Apenas se encontram vestígios (1 e 2%), Em algumas amostras, o inter-estratificado ilite-clorite também só atinge 1%. Em nenhuma delas existem vestígios de goetite.

QUADRO X - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação da Campeã

	Minerais de argila (%)									Outros componentes (%)				
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	FNa	Fk	Total
Fácies inferior														
F3 A1	20	1			*				21	46	27	5	1	79
F3 A2	17				2				19	57	18	5	1	81
F3 A4	15	1			1				17	57	21	5	*	83
F3 A5	19	1			1		*		21	56	19	4	*	79
Fácies superior														
F3 A6	15	*			*				15	64	17		4	85
F3 A7	21	*			*				21	53	19	6	1	79

* Vestígios

Nos restantes componentes da amostra é significativa a percentagem de mica, cuja percentagem varia entre os 46% e os 57%. O quartzo apresenta percentagens muito inferiores (18% e 19%), e o feldpstato potássico e a plagioclase quase não têm significado.

A segunda fácies corresponde à parte superior da formação que não é mais do que o solo (19).

---

(19) - Toda a área pela qual a formação se estende na depressão é agricultada, pelo que a parte

A grande diferença relativamente à fácies anterior, é a ausência de calhaus de grande dimensão e a sua cor muito escura. Provavelmente, ambas as características resultam da acção do homem que, por um lado, necessitou de retirar os grandes blocos para tornar a terra arável e, por outro, introduziu fertilizantes naturais que enriqueceriam em húmus o solo para a prática da agricultura.

Deste modo, na parte superior desta formação predominam os calhaus de xisto envolvidos na matriz silto-argilosa. A análise semi-quantitativa por difracção dos raios X revelou um resultado idêntico para as duas amostras daí retiradas, apesar de se notar um pequeno acréscimo da percentagem do total dos minerais de argila, em profundidade (Quadro X).

A amostra da parte mais superficial revela uma percentagem de clorite na ordem dos 15%, enquanto na que corresponde à parte mais profunda do solo, a percentagem é de 21%. Dos restantes minerais de argila - inter-estratificado ilite-clorite e gibsite - surgem apenas vestígios. Os restantes componentes da amostra apresentam também comportamentos idênticos. Assim, a mica é o elemento mais significativo, com percentagens de 64% para a parte superficial e 51% para a amostra da parte inferior. O quartzo também está representado nas duas amostras com respectivamente 17% e 19%. Enquanto na

---

superior, a que corresponde esta fácies, sofreu fortes alterações devidas á actuação do homem . De facto, o homem para lavrar os campos teve necessidade de retirar os calhaus de maior dimensão que se encontravam na parte superficial, ou que eram levantados pelo arado, ou actualmte pela charrua do tractor, pelo que a composição litológica e a granulometria desta fácies se encontra profundamente alterada. A côr mais escura que apresenta pode ser justificada pela introdução de matéria orgânica e, mais recentemente, de produtos químicos, no sentido de fertilizar o solo para a obtenção de melhores produções.

amostra correspondente à parte superficial, a plagioclase representa 4% do total, e não existem quaisquer indícios de feldspato potássico, na outra, o papel destes dois componentes inverte-se, passando este último a possuir uma percentagem na ordem dos 6% enquanto a plagioclase quase desaparece (1%).

Pode, igualmente, verificar-se que a composição mineralógica ao longo de todo o perfil desta formação é muito idêntica, quer nas percentagens do total dos minerais de argila, quer no mineral de argila dominante (clorite). A própria relação entre a mica e o quartzo também se mantém relativamente constante em todas as amostras analisadas.

1.4 - A formação de Covelo do Monte 1

A formação que designamos de Covelo do Monte 1 localiza-se a Sul da povoação com o mesmo nome (freguesia de Aboadela), no vale do rio Ovelha (fig. 41). A sua cota inferior é de 525 m e nela distinguiram-se várias fácies cuja análise poderá ajudar a esclarecer a evolução recente da Serra do Marão, assim como poderá levantar questões diferentes das até agora colocadas (fig. 42).

A fácies estratigraficamente inferior é visível na margem direita do referido curso de água (foto 22). Denota um aspecto heterométrico onde contrastam blocos de grandes dimensões cujo comprimento pode ser superior a meio metro, com calhaus de dimensão média compreendida entre os 10 e os 15 cm, disseminados numa matriz predominantemente argilosa.

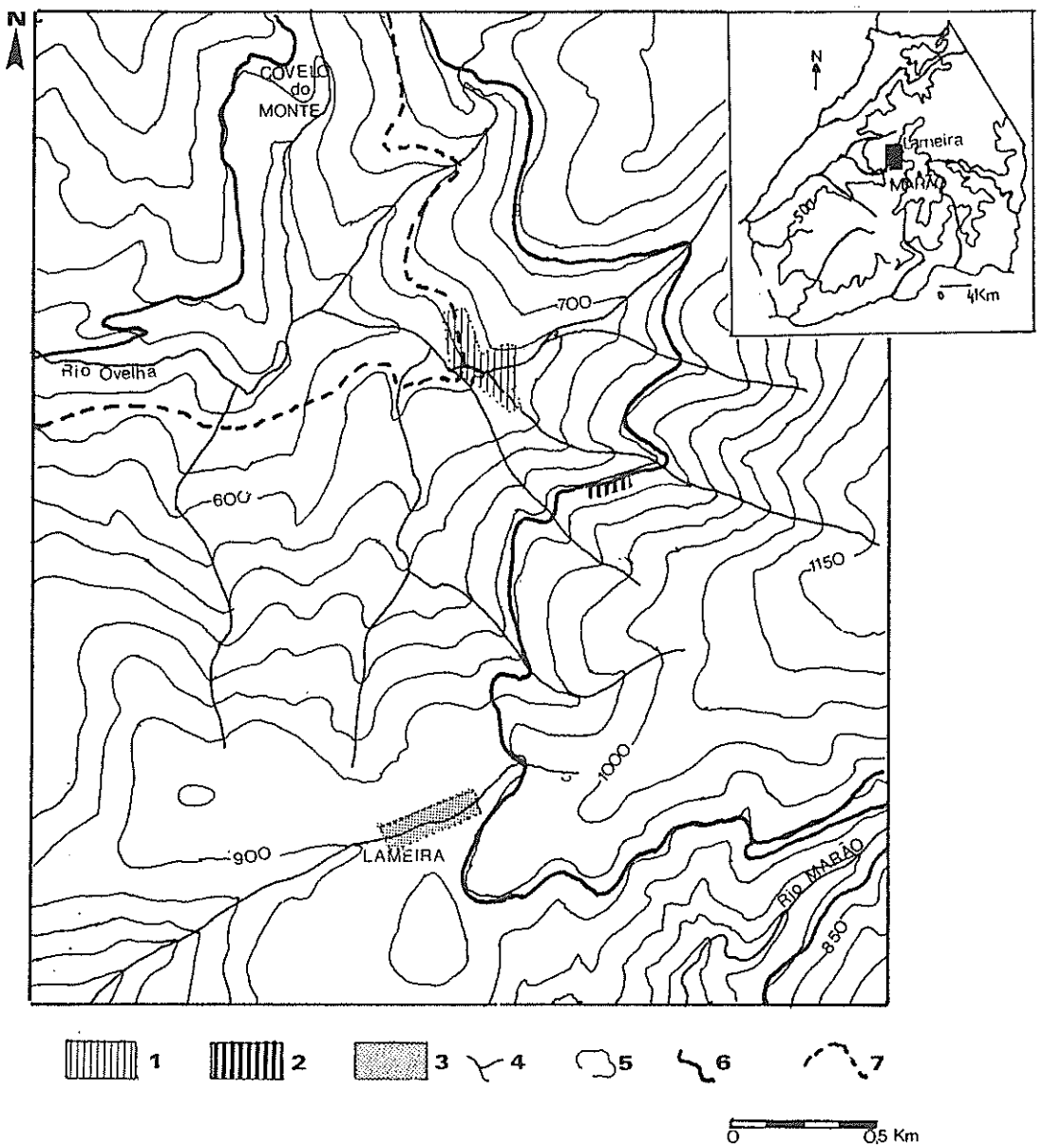


Fig. 41 - Localização das formações de Covelo do Monte 1, Covelo do Monte 2 e Lameira.

1 - Covelo do Monte1; 2 - Covelo do Monte 2; 3 - Lameira; 4 - Curso de água; 5 - Curva de nível; 6 - Estrada; 7 - Caminhos rurais

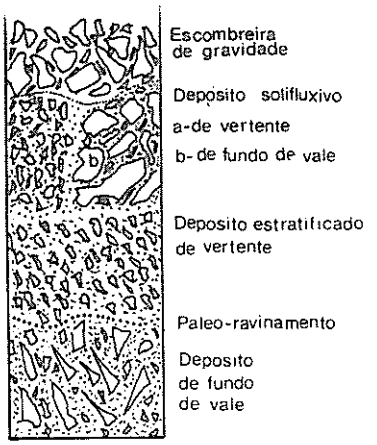


Fig.42- Coluna estratigráfica de Covelo do Monte 1

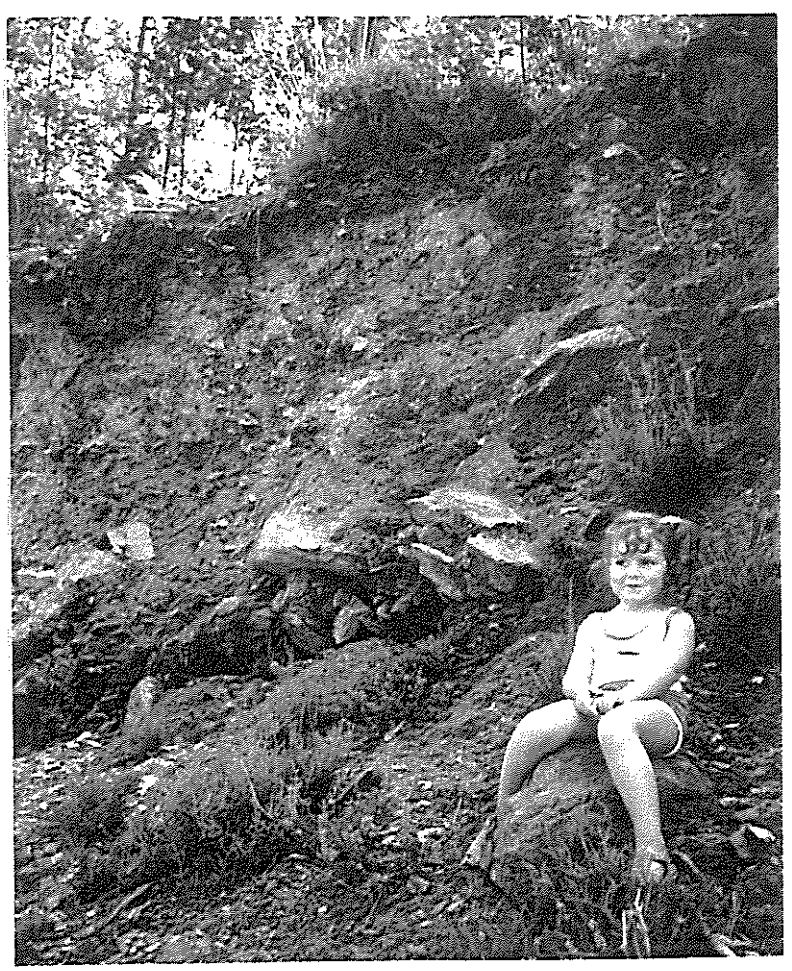


Foto 22 - Fácies inferior da formação de Covelo do Monte 1 (Agosto, 1988)

A análise da sua composição litológica revela que os elementos que o compõem derivam directamente da vertente já que são constituídos por corneanas, xistos e quartzos de origem filoniana.

A composição mineralógica determinada por difracção dos raios X das amostras realizadas na matriz silto-argilosa (Quadro XI), demonstra a pouca importância dos minerais de argila existentes, cuja percentagem não ultrapassa os 8%. A clorite tem maior representatividade (5%) surgindo depois a gibsite (3%).

QUADRO XI - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Covelo do Monte 1.

	Minerais de argila (%)									Outros componentes (%)				
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	FNa	Fk	Total
Fácies inferior														
F4 A1	5				3		*		8	67	16	1	8	92
Fácies Intermédia														
F4 A2	12						*		12	75	10	1	2	88
F4 A3	14						*		14	81	13	*	3	86
F4 A5	13						*		13	76	9	1	1	87
Dep. fundo de vale														
F4 A6	11								11	46	31	8	4	89

* Vestígios

Aqui coloca-se o problema de saber se esta última terá resultado de um processo que permitiu a sua neoformação no depósito ou se é apenas uma questão de herança. Contudo, o seu aparecimento pode sugerir uma certa antiguidade para esta fácies.

A mica é o elemento mais significativo dos restantes componentes da amostra (67%), seguindo-se-lhe o quartzo com 16% e a plagioclase com 8%. O feldspato potássico não tem representatividade (1%)

A análise micromorfológica não revelou estruturas que permitissem inferir a acção do gelo no seu transporte. Assim, teremos de pensar que o processo morfogenético de que resultaram os elementos que compõem este depósito permitiu a fragmentação das rochas cujo transporte ao longo da vertente poderá ter sido feito através de solifluxões.

Uma outra característica é a sua cor ocre que pode significar que, já após a sua deposição, tenha havido a influência de um clima susceptível de conduzir à ferruginização.

A fácies imediatamente superior corresponde a um depósito de vertente estratificado. No seu conjunto o depósito evidencia uma certa homometria, com calhaus de dimensões médias compreendidas entre os 5 e os 10 cm. O nível inferior apresenta uma grande quantidade de matriz argilosa que lhe dá uma certa coerência. No nível intermédio, os calhaus encontram-se muito soltos já que a matriz quase não se encontra presente. Também a dimensão dos gelifractos é, em média, maior se comparada com a dos do nível anterior. A parte superior volta a possuir maior quantidade de argila e os gelifractos voltam a ter uma dimensão idêntica à dos que constituem a parte inferior do depósito.

No respeitante às amostras recolhidas, a análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X da fracção silto-argilosa não demonstrou diferenças significativas entre os diversos níveis do depósito (Quadro XI). Assim, o total dos minerais de argila situa-se entre os 12% e os 14% e correspondem, na sua globalidade, à clorite. Dos restantes componentes das amostras a mica detém a maior representatividade com valores compreendidos entre 75% e 81%. O quartzo, o feldspato potássico e a plagioclase têm menor importância já que o total das suas percentagens se situa entre os 9% e os 13%

Se na análise sedimentológica não foi possível distinguir grandes diferenças ao longo do perfil desta fácies, já o mesmo não acontece com a análise micromorfológica.

Esta revela-se interessante já que a parte inferior do depósito denota estruturas com "*coiffes*" que permitem pensar na influência do gelo na deslocação dos materiais ao longo da vertente. Nos dois níveis superiores não se encontraram "*coiffes*" pelo que teremos de admitir que o gelo já não foi importante na deslocação dos materiais.

Os processos responsáveis por esse movimento seriam completamente diferentes. Assim, atendendo a que praticamente não existe matriz argilosa no estrato médio e que os gelifractos se encontram muito soltos, o principal processo poderia ser a acção da gravidade. O próprio declive da vertente (25°) poderia favorecer este fenómeno. Deste modo, esta fácies corresponderia a um período frio e relativamente seco onde a gelifracção das rochas seria importante, mas teria sido a acção da gravidade o factor responsável pela movimentação dos materiais ao longo da vertente. Além disso, podemos imaginar que a água de escorrência ao infiltrar-se originaria um escoamento subcutâneo por entre os gelifractos limpando o material mais fino.

A parte superior, possui grande quantidade de matriz argilosa o que poderá significar que, a acção da gravidade perderia importância no transporte dos materiais cuja evolução ao longo das vertentes passaria a ser feita através de solifluxões mais ou menos generalizadas desde que, para isso, houvesse água suficiente.

Na margem esquerda do mesmo rio é visível outra fácies desta formação (foto 23). O seu aspecto é extremamente heterométrico já que nela se podem distinguir os diversos escalões da escala de Wentworth. É notória a presença de blocos de grandes blocos, quase todos de corneanas (Quadro XII),



Foto 23 - Depósito tardiglaciar da formação de Covelo do Monte 1 (Dezembro, 1989)

QUADRO XII - Análise litológica da fácies tardiglaciar da formação de Covelo do Monte1

Composição litológica	Número de calhaus e blocos nas áreas-amostra							
	A1		A2		A3		Total	
	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%
Xisto	12	28,6	9	32,1	15	40,5	36	33,6
Corneanas	24	57,1	16	57,1	19	51,4	59	55,1
Quartzo	6	14,3	3	10,7	3	8,1	12	11,2
Total	42	100	28	100	37	100	107	100

que chegam a apresentar volumes superiores a um metro cúbico (Quadro XIII - anexo). No entanto também aí se podem encontrar elementos de tamanho bastante inferior, correspondentes aos calhau, cascalho e areão (Quadro XIV). Todos estes elementos heterométricos encontram-se envolvidos numa matriz

silto-argilosa cuja distribuição no depósito não se apresenta homogénea. Assim existem locais onde a sua quantidade é significativa, enquanto que noutros é quase inexistente.

QUADRO XIV - Número de calhaus e blocos segundo a sua dimensão da fácies tardiglaciar da formação de Covelo do Monte 1

Volume	Nº de calhaus e blocos	
dm3	VA	%
<1	3	6,0
1-5	11	22,0
5-10	5	10,0
10-50	4	8,0
50-100	6	12,0
100-500	11	22,0
500-1000	3	6,0
>=1000	7	14,0

A sua espessura, visível, pode atingir os 8 metros e a sua extensão é considerável já que se desenvolve ao longo do vale do rio Ovelha e de um dos seus pequenos afluentes da margem esquerda. Aliás, grande parte do material que constitui esta fácies provém da vertente que este pequeno afluente drena.

A análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X da fracção silto-argilosa indica a fraca percentagem dos minerais de argila no total de amostra (11%), dos quais a clorite é exclusiva (Quadro XI). Dos restantes componentes, a mica é o mineral mais representado, com 46%, seguindo-se-lhe o quartzo, com 31%. A representatividade do feldspato potássico e da plagioclase é muito menor (8% e 4% respectivamente).

A análise micromorfológica no local não revelou qualquer tipo de estrutura que demostrasse que os elementos constituintes desta fácies tenham

sido transportados por gelifluxão. Assim, os processos morfogenéticos que estiveram na base do transporte dos materiais que compõem este depósito seriam basicamente movimentos de massa do tipo "*debris flow*". Esta hipótese é talvez a mais plausível pois, a grande quantidade de material que ainda hoje se concentra neste local e o aspecto desorganizado que apresenta, podem levar a pensar desse modo.

Um aspecto importante a salientar é o facto deste depósito permitir inferir a existência nas vertentes, de muito material disponível para ser transportado e que a macrogelifracção seria a responsável pela fragmentação das rochas, dada a elevada quantidade de blocos de grandes dimensões. Por outro lado, para o seu transporte teria de existir uma grande quantidade de água fornecida pela precipitação e/ou pela fusão das neves que, na altura, se acumulariam no cimo das vertentes, durante as estações mais frias. Tem, ainda, de se admitir que estes movimentos de massa poderiam remexer depósitos mais antigos, facto que poderá explicar a existência dos gelifractos encontrados nesta fácies.

A parte superior desta formação é constituída por uma escombreira de gravidade, assentando em discordância estratigráfica sobre a fácies anterior, que se prolonga, como vimos, pelo talvegue dos dois cursos de água.

Trata-se de uma escombreira de gravidade onde predominam os blocos de grande dimensão (Quadros XV - anexo e XVI) demonstrando que o fenómeno gelo/degelo permitiu a macrogelifracção sobre as corneanas que afloram à superfície na parte intermédia da vertente. Actualmente, na sequência dos períodos mais frios durante o Inverno, pode acontecer o partir da rocha e, como tal, o fornecimento de novo material à escombreira que, no conjunto, vai

evoluindo com alguns blocos e calhaus descendo a vertente fundamentalmente pela acção da gravidade.

QUADRO XVI - Número de calhaus e blocos na fácies superior da formação de Covelo do Monte 1 (escombreira de gravidade).

Volume	Nº de calhaus e blocos	
dm3	VA	%
<1	7	14,0
1-5	6	12,0
5-10	8	16,0
10-50	15	30,0
50-100	7	14,0
100-500	7	14,0
500-1000	0	0
>=1000	0	0

1.5 - A formação de Covelo do Monte 2

Esta formação pode ser observada na estrada da Pousada do Marão para Covelo do Monte ao quilómetro terceiro (fig. 41), situando-se a uma altitude de 825 metros.

É constituída por duas fácies bem distintas (foto 24). A fácies inferior, com 1,20 metros de espessura, caracteriza-se pela presença de gelifractos de xisto de dimensão média inferior a 10 cm, envolvidos por uma matriz argilosa bastante abundante, relativamente compacta que lhe dá uma certa coerência. Os gelifractos não apresentam qualquer disposição especial no depósito, encontrando-se disseminados na matriz argilosa (fig. 43).



Foto 24 - As duas fácies da formação de Covelo do Monte 2 (Março, 1989)

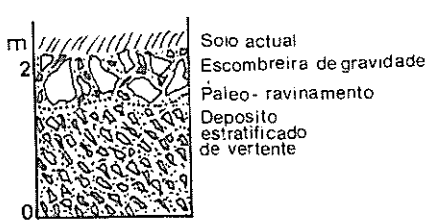


Fig. 43 - Coluna estratigráfica da formação de Covelo do Monte 2

A clorite é o único mineral de argila representado com uma percentagem de 12% relativamente aos restantes componentes da amostra da fracção argilosa (Quadro XVII). Destes últimos, a mica é o componente que detém a maior percentagem (52%) seguindo-se-lhe o quartzo (20%) e o feldspato potássico (9%). A plagioclase tem muito pouca representatividade (1%).

QUADRO XVII - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Covelo do Monte 2

	Minerais de argila (%)									Outros componentes (%)				
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	FNa	Fk	Total
Fácies inferior F5 A1	13				1				14	54	22	9	1	86

A micromorfologia demonstra que o gelo teve influência no transporte dos materiais que o compõem, pois é nítida a existência de "*coiffes*". Assim, a gelifluxão parece ter sido o principal processo na movimentação dos materiais ao longo das vertentes.

Entre as duas fácies são visíveis sinais de pequenos paleo-ravinamentos, o que indica um hiato de tempo na deposição das duas fácies desta formação, durante o qual se verificou a erosão da parte superficial da fácies que acabamos de analisar.

A fácies superior desta formação é completamente distinta da que se lhe encontra inferiormente e corresponde, sem qualquer dúvida, a uma escombreira de gravidade.

Apresenta uma espessura de cerca de 1 m e os elementos que a compõem apresentam-se heterométricos embora predominem os blocos de grande dimensão (Quadros XVIII - anexo e XIX). De referir ainda que, entre os

blocos e os calhaus desta fácies, praticamente não existe qualquer matriz argilosa.

Esta fácies pressupõe uma macrogelifracção das corneanas e é, ainda, evidente a proximidade da fonte que esteve na sua origem (foto 25), à semelhança do que se passava na formação de Covelo do Monte1.



Foto 25 - Pormenor da escombreira de gravidade da formação de Covelo do Monte 2 (Março, 1989).

QUADRO XIX - Número de calhaus e blocos segundo a dimensão na fácies superior da formação de Covelo do Monte 2 (escombreira de gravidade).

Volume	Nº de calhaus e blocos	
dm3	VA	%
<1	6	12,0
1-5	9	18,0
5-10	5	10,0
10-50	15	30,0
50-100	7	14,0
100-500	8	16,0
500-1000	0	0
>=1000	0	0

1.6 - Formação de Campanhó

Esta formação corresponde a um depósito de vertente estratificado e preenche um antigo valeiro. Situa-se a cotas próximas dos 740 metros (fig. 44).

Apresenta uma espessura máxima visível de 7 metros onde é observável uma alternância de níveis com espessura variável (Foto 26) que se distinguem pela maior ou menor quantidade de matriz argilosa existente e pela dimensão dos gelifractos. (fig. 45) Estes, nos níveis menos argilosos, apresentam uma dimensão média de 10 cm de comprimento enquanto, nos outros níveis, o seu comprimento médio situa-se abaixo de 5 cm.

É também variável a espessura entre os diferentes níveis podendo ir de 10 a 50 cm.

Toda a formação apresenta uma leve coloração avermelhada, sinal de que um processo de ferruginização ocorreu, ou estará a decorrer.

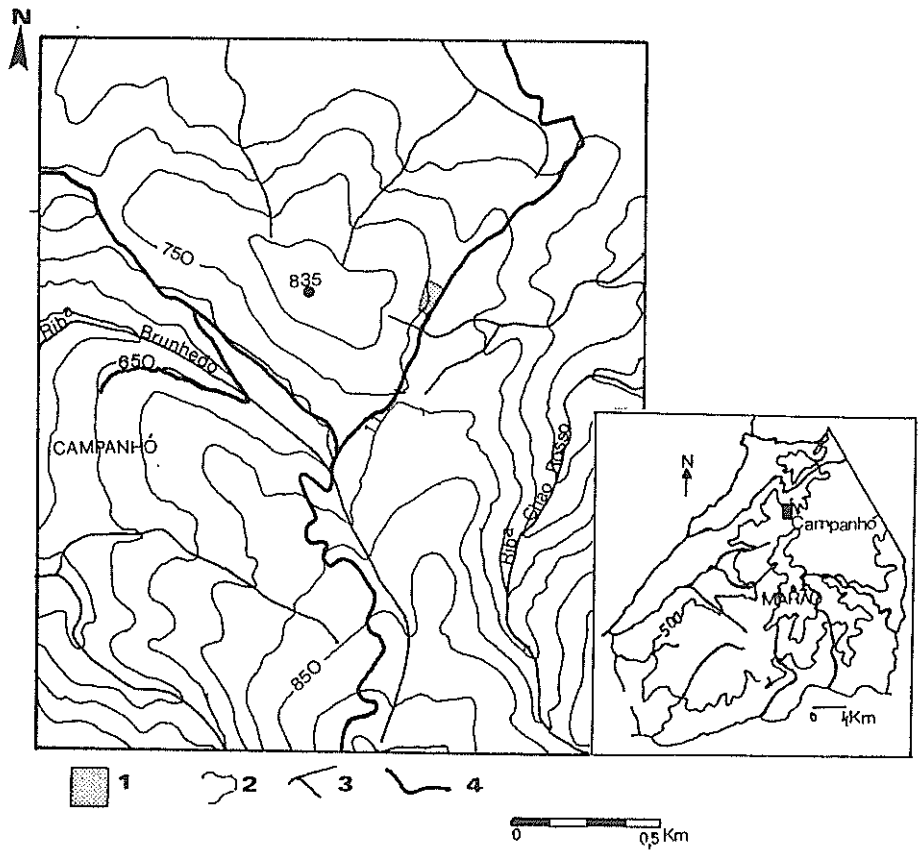


Fig. 44 - Localização da formação de Campanhó.
1 - Formação de Campanhó; 2 - Curva de nível, 3 - Curso de água, 4 - Estrada.

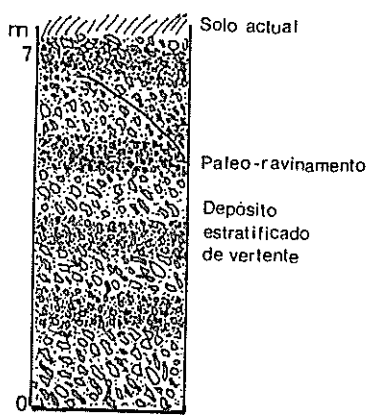


Fig. 45 - Coluna estratigráfica da formação de Campanhó.

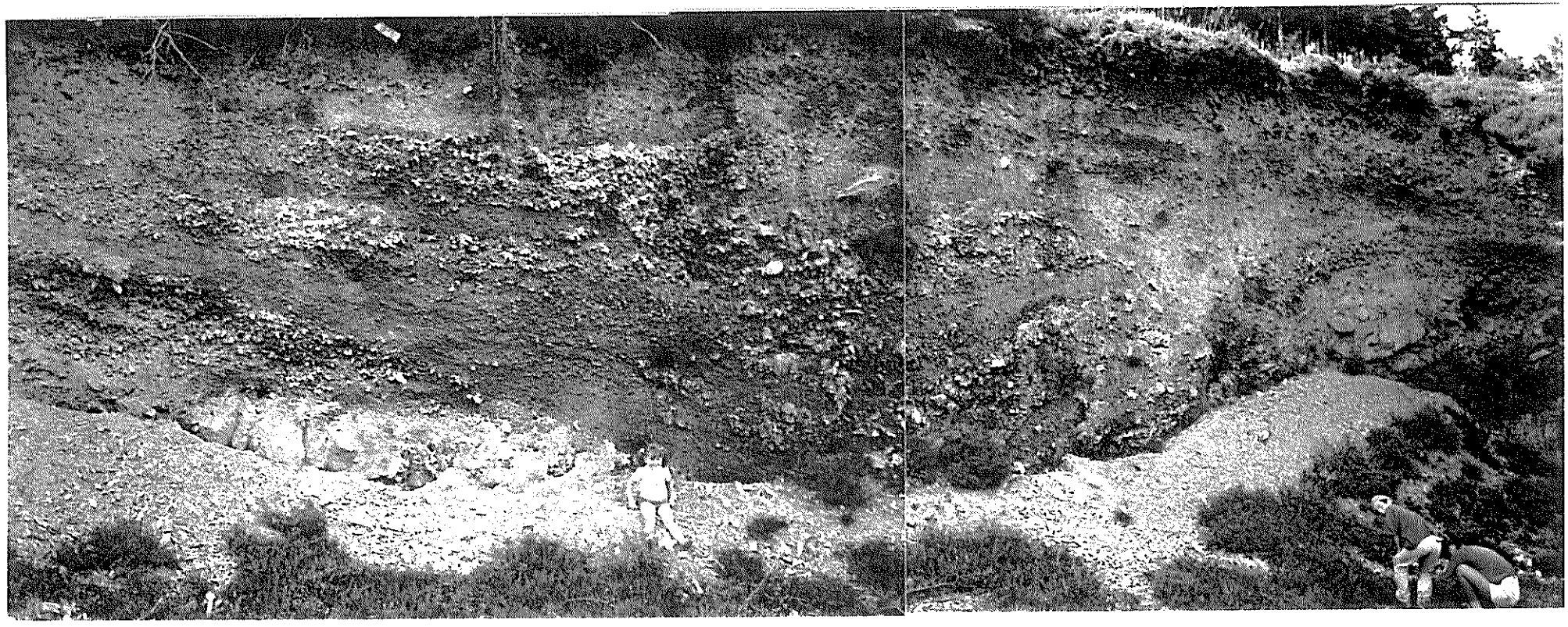


Foto 26 - Vista parcial da formação de Campanhó (Agosto, 1988)

A análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X das diversas amostras da fracção silto-argilosa mostra que a sua composição se mantém relativamente homogénea ao longo do perfil (Quadro XX).

QUADRO XX - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Campanhó.

	Minerais de argila (%)]									Outros componentes (%)				
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	FNa	Fk	Total
Níveis menos argilosos														
F6 A1	13				1				14	69	12	4	1	86
F6 A2	12				*				12	75	11	2	*	88
F6 A3	10				1				11	70	15	3	1	89
Níveis mais argilosos														
F6 A4	14				1				15	78	4	2	1	85
F6 A5	11				1				12	80	5	3	*	88
F6 A7	12				1				13	75	10	1	1	87
F6 A8	13				*				13	70	13	3	1	87

* Vestígios

Assim, os minerais de argila detêm uma percentagem compreendida entre os 12% e os 15% e correspondem quase exclusivamente à clorite. Dos restantes componentes, a mica é o que possui sempre uma percentagem superior a 70%. De facto, a percentagem deste elemento varia entre os 70 e os 80%. A percentagem de quartzo mostra-se pouco significativa já que varia entre os 4% e os 15%.

A análise micromorfológica realizada no próprio local demonstrou que a acção do gelo teve importância no transporte dos materiais ao longo das vertentes. Este facto é comum aos diferentes níveis existentes, apesar de menos evidente na parte superior do depósito, o que poderá significar um remeximento posterior à deposição dos materiais relacionado com outros tipos de processos morfogenéticos.

Outro aspecto importante observado neste depósito é a existência de diversos paleo-ravinamentos que se encontram preenchidos por material que, para além de apresentar aspecto macroscópico idêntico (foto 27), mostrou-se também, na análise mineralógica, sem variações significativas. Também a análise micromorfológica permitiu constatar que o processo que esteve na base do transporte do material foi idêntico.



Foto 27 - Paleo-ravinamento na formação de Campanhó (Agosto, 1988).

Deste modo, os paleo-ravinamentos permitem inferir a existência de alternância de várias fases na sua formação. O clima que estaria na sua origem teria de ser responsável pela fragmentação das rochas pela acção do gelo/degelo. Os materiais resultantes seriam transportados ao longo das vertentes, fundamentalmente por gelifluxão. O gelo era, assim, um factor importante, quer na fase da fragmentação das rochas, quer no transporte dos materiais que daí resultariam.

Entre estas fases teriam de existir outras cujas características morfogenéticas permitiriam o ravinamento dos materiais até então depositados. Posteriormente, esse ravinamento seria novamente preenchido por material que resultaria de uma fase com características idênticas à primeira que se descreveu.

Outro dado importante que a análise deste depósito nos pode fornecer, é o facto da alternância de níveis que aí ocorre, poder estar relacionado com pequenas alternância climáticas.

Esta afirmação advém do facto da colmatação de um pequeno ravinamento se fazer em nítida continuação com um nível do depósito de gelifractos de maiores dimensões e onde a matriz argilosa é pouco abundante. Este nível fossiliza e corta nitidamente dois outros estratos da formação: um onde predominam os gelifractos de menor dimensão e a matriz argilosa é abundante e outro com características idênticas àquele pelo qual é fossilizado.

Perante estes factos, duas questões se nos colocam: corresponderão os diversos níveis a pequenas mudanças climáticas relacionadas com mais ou menos frio e com maior ou menor quantidade precipitação ou corresponderão unicamente à dinâmica de formação do próprio depósito num clima com características idênticas? Pensamos que a primeira hipótese é a que melhor se coaduna com a análise elaborada.

1.7 - Formação da Lameira

A formação da Lameira localiza-se na parte superior da ribeira de Leigido (fig. 41), à cota aproximada de 920 metros. No vale desta ribeira, num local onde este se apresenta bastante aberto e pouco encaixado devido à existência de um nível de base local provocado por uma soleira de rocha dura (metaquartzovaques), é visível uma formação que o colmata e que apresenta duas fácies completamente distintas (fig. 46).

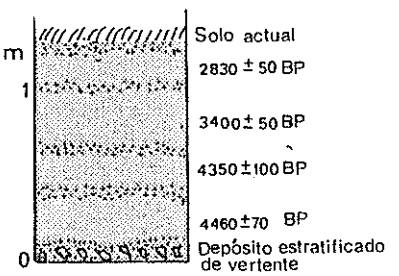


Fig.46 - Coluna estratigráfica da formação da Lameira

A fácies inferior apresenta uma espessura visível de cerca de 1 m (foto 28). É constituída por gelifractos de xisto com comprimento médio compreendido entre os 5 e os 10 cm. Por vezes, surgem alguns calhaus de quartzo filoniano de maiores dimensões (15 a 20 cm de comprimento). A matriz que os envolve é relativamente abundante e confere-lhe uma certa consistência.

A análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X da matriz silto-argilosa revelou que os 11% de minerais de argila existentes no cômputo total da amostra correspondem exclusivamente à clorite (Quadro XXI).



Foto 28 - Observação das duas fácies da formação da Lameira (Agosto, 1990)

QUADRO XXI - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação da Lameira

	Minerais de argila (%)									Outros componentes					
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	Fna	Fk	Outros	Total
Fácies inferior															
F7 A1	11								11	63	16	7	3		89
Fácies superior															
Níveis argilosos															
F7 A2	10								10	86	3			1	90
F7 A3	7								7	88	4			1	93
Níveis quartzosos															
F7 A4	7								7	37	47	7	*	2	93
F7 A5	9								9	45	39	6	*	1	91

Dos restantes componentes a mica é, sem dúvida alguma, o mais representado, com 63%, seguindo-se-lhe o quartzo, com 16%. O feldspato potássico e a plagioclase apresentam valores percentuais mais baixos (7% e 3% respectivamente).

A observação micromorfológica realizada "*in situ*", demonstra que a acção do gelo teve importância no transporte dos materiais ao longo das vertentes.

A fácies superior mostra-se completamente diferente, visto o material que a constitui ser argilo-arenoso. A estrutura que apresenta evidencia que os processos morfogenéticos que estiveram na sua génese foram completamente diferentes daqueles que originaram a parte inferior desta formação.

As características do material que compõe esta formação confirmam que a sua deposição se verificou numa área onde a drenagem se processou com uma certa dificuldade, facto que poderá ser explicado pela existência do nível de base local a que já nos referimos e que se situa um pouco a jusante do local onde a formação se encontra. O transporte dos materiais que compõem esta fácies ter-se-á feito fundamentalmente por acção da escorrência.

Nota-se, nalguns locais, uma alternância de níveis, uns mais argilosos e escuros, outros mais arenosos e de cor mais clara de acordo com a existência ou não de material turfoso.

Esta sucessão rítmica pode sugerir fases de maior erosão nas vertentes próximas alternando com outras em que a erosão terá sido menor, e, ainda, com a maior ou menor capacidade dos agentes de transporte. Da existência de níveis argilo-turfosos podemos inferir que, para além desta área se apresentar pantanosa, também à época da sua formação as temperaturas não

seriam muito elevadas, pelo menos durante uma grande parte do ano, características que permitiram a formação de um solo deste tipo.

Por outro lado, a sucessão rítmica de níveis argilo-arenosos e argilo-turfosos poderá não relacionar-se única e exclusivamente com problemas de ordem climática mas poderá inserir-se já na problemática da acção do homem nos tempos pré-históricos. A datação pelo C14 de alguns níveis argilo-turfosos permitiu determinar que esta fácies se desenvolveu entre os 4460 $\pm$ 70 BP e os 2830 $\pm$ 50 BP.

Foram feitas análises polínicas para as mesmas amostras que se revelaram extremamente pobres de palinomorfos, pelo que é difícil tirar conclusões. Todavia a presença de fetos nas amostras "F7 A3 e F7 A4", associados a *Ilex*, sugere humidade e existência de ambientes sombrios. As restantes espécies herbáceas poderiam viver em locais mais secos.

A interpretação da presença de pólens de ericáceas é difícil já que vivem em ambientes variados embora gostem de alguma humidade no solo. São calcífugas e muitas vivem em solos turfosos e em brejos. Quanto aos pólens de *Quercus*, provavelmente de folha caduca, que necessita de humidade, aceita temperatura estival moderada e suporta invernos relativamente frios, a sua presença só se manifesta na amostra "F7 A2", que corresponde à base da fácies superior desta formação, o que poderá significar que esta espécie arbórea, na fase posterior da evolução da formação, tivesse desaparecido da área de proveniência dos materiais.

A análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X das fracções silto-argilosas indicou a pouca representatividade dos minerais de argila, que varia entre os 7% e os 9%, sendo a clorite o único presente (Quadro XXI). Quanto aos restantes componentes existe alguma variação entre as diferentes amostras.

Assim, quando as amostras correspondem aos níveis mais argilosos a mica é quase exclusiva. A sua percentagem é sempre superior a 85%, enquanto o quartzo apresenta percentagens muito baixas (inferiores a 5%). Pelo contrário, quando o nível analisado se mostra mais arenoso os resultados são um pouco diferentes pois a importância do quartzo é muito mais significativa. As suas percentagens situam-se entre os 39% e os 47%, enquanto a mica apresenta valores compreendidos entre 37% e 45%. A plagioclase e o feldspato potássico apenas variam entre a existência de vestígios e os 7%. No entanto, é o feldspato potássico que apresenta valores de percentagem mais elevados.

Deste modo, pode concluir-se que na área próxima do local desta formação, no período compreendido entre os 4460 ± 70 BP e os 2830 ± 50 BP os processos responsáveis pela evolução das vertentes estariam relacionados fundamentalmente com a escorrência e provavelmente já com a acção do homem na procura de pastos com a consequente destruição da cobertura vegetal natural, nomeadamente pela acção de fogos florestais..

Entre as duas fácies desta formação parece existir um hiato de tempo relativamente significativo, pois, não encontramos depósitos correspondentes à fácies tardiglaciar de Covelo do Monte 1

1.8 - A formação de Freitas

Esta formação superficial é visível no estradão para as antigas minas que se situavam na base da crista da Senhora da Serra. Regulariza uma vertente voltada a NE, à altitude de 1050 metros (fig. 40). Apresenta uma

espessura visível de três metros e é constituída por dois depósitos cuja separação se faz por um paleossolo, cuja datação por C14 revelou a idade de 8000 ± 130 BP (fig. 47).

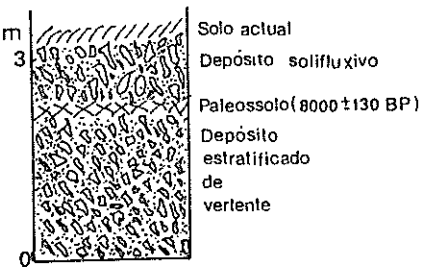


Fig.47 - Coluna estratigráfica da formação de Freitas

A fácies inferior corresponde a um depósito estratificado de vertente constituído por gelifractos de xistos provenientes do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico que apresentam uma dimensão média compreendida entre os 5 e 10 cm, envolvidos numa matriz argilosa relativamente abundante.

A análise das amostras do material argiloso por difracção dos raios X (Quadro XXII) revela a predominância dos materiais não argilosos. Estes representam nas duas amostras mais de 80%, sendo de destacar a mica (43% e 48%) e o quartzo (33% e 30%). Os valores do feldspato potássico e da plagioclase são muito menos significativos. Os minerais de argila apresentam percentagens que se situam entre os 15% e os 20% no cômputo total das amostras correspondendo na sua quase totalidade à clorite (14% e 19%).

A análise micromorfológica "*in situ*" demonstrou a existência de "*coiffes*" pelo que se pode inferir que a acção do gelo foi importante no transporte

QUADRO XXII - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Freitas

	Minerais de argila (%)									Outros componentes (%)					
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	FNa	Fk	Outros	Total
Fácies inferior															
F8 A1	14	1							15	43	33	7	2		85
F8 A2	19	1							20	48	30	2	*		80
Fácies superior															
F8 A3	9	1							10	52	33	4	1	1	90

* Vestígios

dos materiais que constituem esta fácies. A gelifluxão seria, então, um dos processos principais no transporte de materiais ao longo da vertente.

O paleossolo a que já fizemos referência encontra-se na parte superior desta fácies; daí o concluir que existiu um período em que as condições climáticas permitiram a pedogénese (Foto. 29). Pela datação que a análise do C_{14} revelou, este paleossolo corresponde à fase do Holocénico em que se atingiu o "*óptimo climático*" (H.LAMB,1977; H. FLOHN *et al.*, 1984; J. NICOD, 1986).

A fácies que fossiliza este paleossolo é um outro depósito de vertente de características distintas das do depósito anterior.

Atendendo à idade do paleossolo temos de admitir que esta fácies será muito recente. Por outro lado, terá de significar um agravamento das condições climáticas ou alterações na cobertura vegetal que poderiam ser resultado directamente das próprias modificações climáticas ou, então, já da intervenção do homem sobre o meio ambiente.

É um depósito heterométrico onde os blocos e calhaus se misturam com os gelifractos de xisto, envolvidos numa matriz de características argilosas.

A composição litológica apresenta-se diversificada já que, apesar dos xistos derivados do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico dominarem, surgem também calhaus de quartzo e quartzito (Quadro. XXIII).

QUADRO XXIII - Análise litológica da fácies superior da formação de Freitas a partir de áreas amostra (1m2)

Composição litológica	Número de calhaus e blocos nas áreas-amostra							
	A1		A2		A3		Total	
	VA	%	VA	%	VA	%	VA	%
Xisto	25	67,6	19	54,3	23	65,7	67	62,6
Quartzito	3	8,1	5	14,3	3	8,6	11	10,3
Quartzo	9	24,3	11	31,4	9	25,7	29	27,1
Total	37	100	35	100	35	100	107	100

Da análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X da amostra da fracção argilosa, constata-se que dominam os elementos não argilosos (Quadro XXII). A mica apresenta a percentagem mais elevada (52%), seguindo- se-lhe o quartzo (33%). O feldspato potássico não tem praticamente significado. Os minerais de argila representam apenas 10% do total dos elementos que constituem a amostra sendo a clorite a dominante.

A micromorfologia não revelou estruturas que permitissem concluir que o gelo tivesse tido importância no transporte dos materiais ao longo da vertente. Deste modo, teremos de concluir que ou desceram por acção exclusiva da gravidade ou através da solifluxão. Este último terá sido, talvez, o processo dominante e os materiais que compõem o depósito poderiam não ser o resultado apenas da fragmentação das rochas, mas também do retomar de material de antigos depósitos de vertente que eventualmente regularizavam a vertente.

1.9 - A formação de Paradela do Monte

Esta formação é observável na estrada de Soutelo para Paradela do Monte, à cota de 680 metros (fig. 48), numa vertente voltada a NE. A sua espessura máxima visível é de 5 m e é possível distinguir três fácies muito nítidas.

A fácies inferior apresenta-se bastante consistente, com uma abundante matriz de características argilosas e composta de gelifractos cujo comprimento médio está compreendido entre os 10 e os 15 cm.

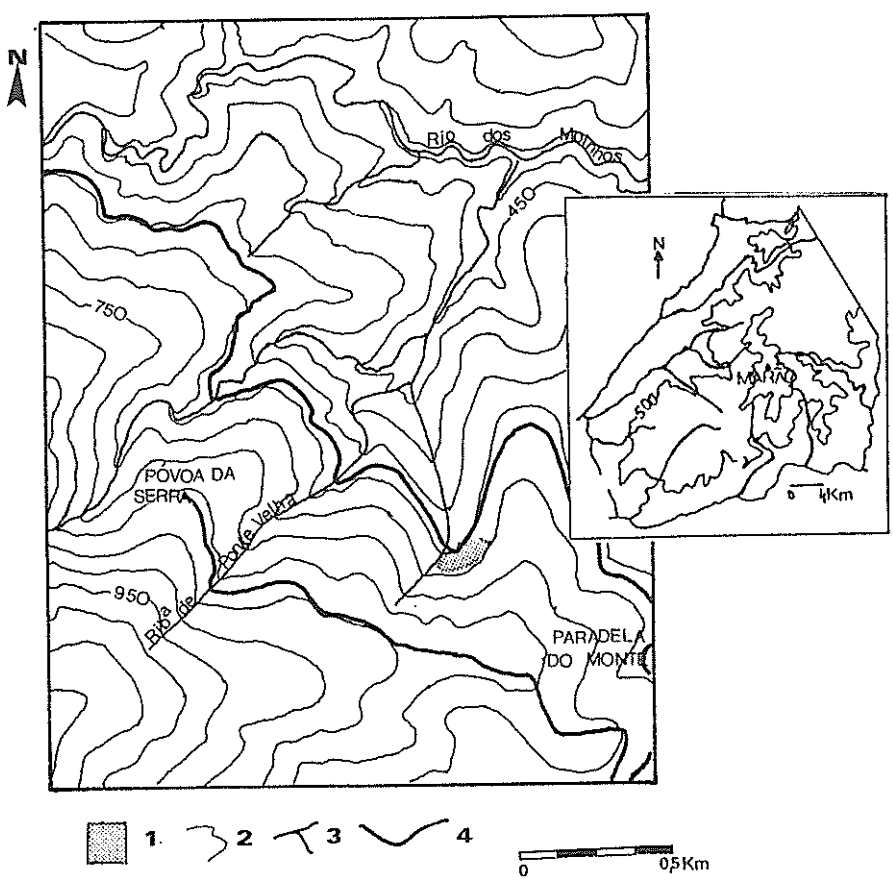


Fig. 48-Localização da formação de Paradela do Monte
1 - Formação de Paradela do Monte 2 - Curva de nível, 3 - Curso de água; 4 Estrada

A análise mineralógica semi-quantitativa por difracção dos raios X da fracção argilosa demonstra a pouca importância dos minerais de argila no cômputo total da amostra já que correspondem apenas a 5% sendo única e exclusivamente constituídos por clorite (Quadro XXIV). Dos restantes minerais a mica é aquele que apresenta percentagem mais elevada (80%) tendo o quartzo pouco significado (10%) assim como a plagioclase (5%).

QUADRO XXIV - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Paradela do Monte

	Minerais de argila (%)									Outros componentes(%)				
	Cl	I-Cl	Mt	K	Gb	Ca	G	Lp	Total	M	Q	FNa	Fk	Total
Fácies inferior														
F9 A1	5				*				5	80	10		5	95
Fácies superior														
F9 A2	7				*				7	73	16		4	93
F9 A3	6				*		*		6	72	13		9	94

* Vestígios

A análise micromorfológica revelou que o transporte dos materiais se terá verificado fundamentalmente por geliturvação, hipótese comprovada pela existência de "*coiffes*".

A fácies que se encontra imediatamente acima desta apresenta gelifractos de dimensão compreendida entre os 5 e 10 cm, muito soltos devido a quase inexistência de matriz argilosa.

A análise mineralógica da fracção silto-argilosa mostrou resultados idênticos ao da fácies anterior. Assim, os minerais de argila, representam apenas 6% a 7% do cômputo total da amostra sendo a clorite exclusiva. No que se refere aos restantes componentes, a mica continua a ser dominante (>70%) tendo o quartzo e a plagioclase pouca representatividade.

A análise micromorfológica feita no local não evidencia estruturas que permitam concluir que a acção do gelo tenha tido influência no transporte ao longo das vertentes dos materiais que compõem esta fácies. Deste modo, a acção da gravidade poderia mostrar-se um factor primordial no movimento dos materiais que se poderia fazer de uma forma individual.

A parte superior desta formação apresenta uma certa homometria. com calhaus de xisto de dimensão média compreendida entre os 10 e os 20 cm (foto, 29). Os componentes encontram-se extremamente soltos uma vez que quase não existe matriz argilosa. Este facto, associado ao declive muito forte (35° a 40°) da vertente regularizada por esta formação (fig. 49) leva à existência de uma forte instabilidade.

Assim, pelas características que já apresentamos este depósito superior manifesta na actualidade um movimento descendente, de tipo "*creep*", dos calhaus que o compõem motivado pela acção da gravidade. Aliás, esta poderá ser uma das razões pelas quais os pinheiros, nesta área, mostram deformações, muito grandes nos seus troncos. Por outro lado, a água ao infiltrar-se através do solo - que não constitui senão uma pequena película muito superficial - pode circular com certa facilidade entre os calhaus arrastando os elementos mais finos que eventualmente existam, contribuindo, assim, para a instabilidade e para a movimentação dos materiais desta formação. A água que se infiltra pode atingir as fácies imediatamente inferiores mais ricas em matriz argilosa, contribuindo para que esse material retenha a água em circulação e se torne relativamente plástico podendo levar ao aparecimento de deslizamentos, como aconteceu em Dezembro de 1992, fenómenos sobre os quais nos debruçaremos na segunda parte do trabalho.

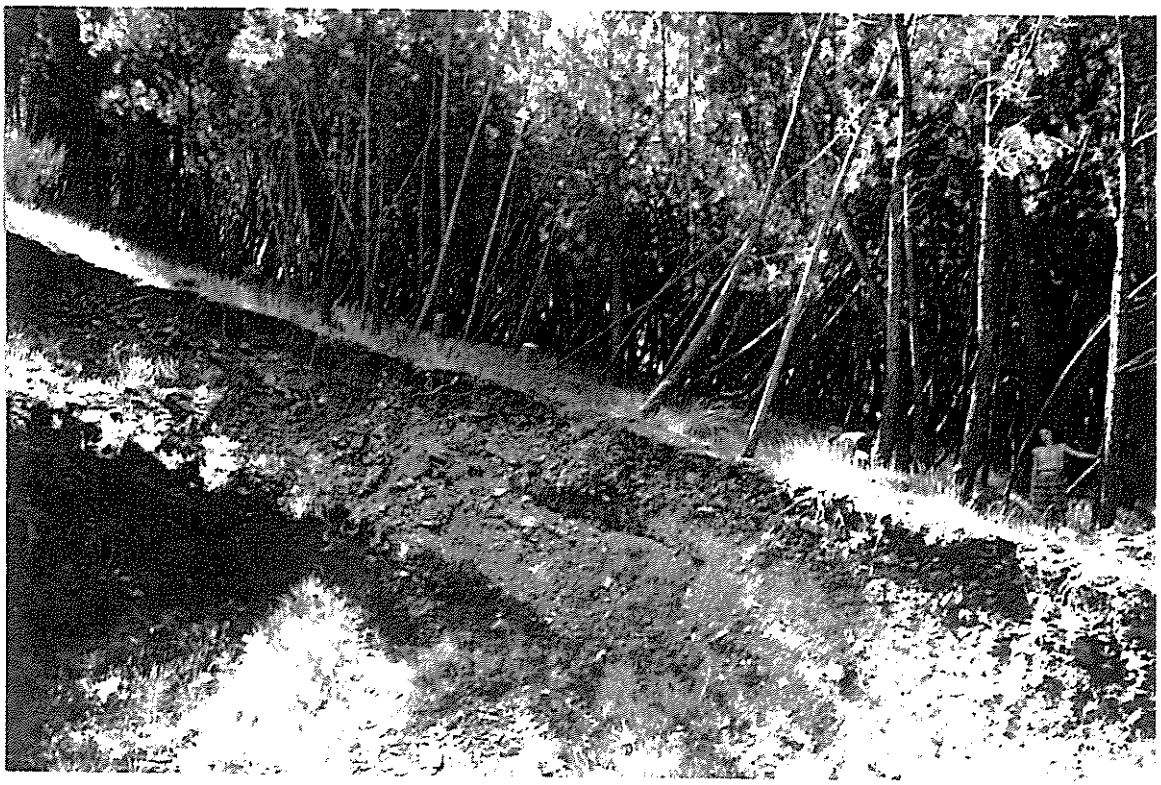


Foto 29 - Formação de Paradela do Monte (Agosto, 1989)

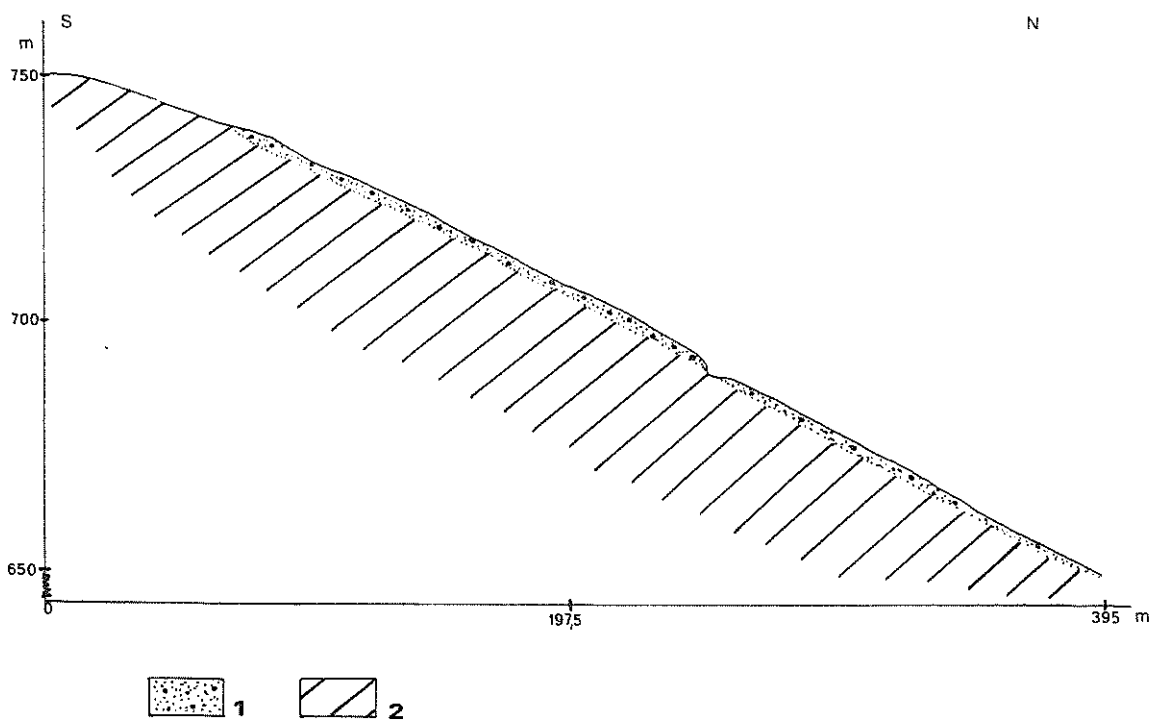


Fig 49 - Perfil de pormenor da vertente regularizada por esta formação.
1 - Depósito de vertente; 2 - Complexo Xisto-Grauváquico.

2- A evolução quaternária das vertentes

2.1 - A formação mais antiga

Sem dúvida que o depósito mais antigo é o correspondente à denominada formação da Foz. Não possuímos elementos que possibilitem a sua datação absoluta. Uma idade que lhe possamos atribuir só poderá ser relativa, quer por comparação com depósitos de outros locais fora da área de estudo, quer em relação aos restantes depósitos situados na área da Serra do Marão.

A principal indicação de que o depósito é antigo é o facto de todos os blocos e calhaus de granito se encontrarem profundamente alterados. De facto, praticamente não são visíveis no seu estado natural qualquer dos minerais constituintes desta rocha, à excepção de alguns, mas poucos, de quartzo. Também a cor muito vermelha que apresenta pode ser sinónimo de maior antiguidade face aos restantes depósitos, já que não surge em mais nenhum outro com tanta intensidade e regularidade. Isto poderá significar que foi o único a sofrer o efeito de um clima susceptível de, mesmo a altitudes elevadas, originar uma forte ferruginização.

As próprias figuras de geliturvação que se podem observar são um indicativo de que também sofreu, "*in situ*", a acção de fenómenos ligados ao gelo, pelo menos, na sua parte mais superficial.

Deste modo, pode concluir-se que o depósito da formação da Foz é relativamente antigo e que, pela sua posição geográfica e topográfica, poderá estar relacionado com a génese e evolução da superfície fundamental.

Se atendermos ao que atrás dissemos sobre este assunto, quando caracterizamos esta formação então teremos de considerar este depósito como do fim do Terciário, princípio do Quaternário, correspondendo eventualmente ao período em que noutras áreas do país se desenvolveriam depósitos de tipo *raña* ou simplesmente depósitos de sopé de tipo fanglomeráticos e que hoje se apresentam de modo semelhante (A. RIBEIRO, 1974; S. DAVEAU, 1985a).

Quanto aos processos morfogenéticos que estariam na base da formação não é fácil a sua inferência. Contudo, a fragmentação existiu e o transporte em massa pode admitir-se (S. DAVEAU, 1985a).

Todas as outras formações e depósitos estudados são muito mais recentes e correspondem à evolução dos últimos tempos do Quaternário. O depósito mais antigo, correspondente à fácies inferior da formação de Muas, é anterior a 28 000 BP mas apresenta-se completamente distinto nas suas diversas características do acima referido. Deste modo, entre o depósito que consideramos mais antigo e os vestígios que nos dão indicações sobre a evolução mais recente, temos um hiato de tempo para o qual não possuímos elementos que permitam a sua análise.

Uma das razões que podemos admitir para explicar este problema é o facto de os fenómenos morfogenéticos que ocorreram nesta fase final do Quaternário terem sido de tal forma violentos que teriam destruído a

maior parte dos vestígios que poderiam, eventualmente, fornecer indicações sobre a evolução das vertentes em fases mais recuadas deste período.

É uma hipótese que tem forçosamente de ser colocada atendendo, não só à importância dos fenómenos, deduzidos pelos inúmeros vestígios encontrados, como às condições topográficas que a área apresenta, que facilitam a erosão das formações relacionadas com a evolução das vertentes.

Também alguns vestígios anteriores podem ter sido retomados nalgumas formações mais recentes. De facto, a descida dos materiais pelas vertentes poderá ter incorporado outros que faziam parte de outras formações já existentes, levando ao seu desaparecimento.

2.2 - Os depósitos do Pleniglaciar Würmiano

Os vestígios de depósitos encontrados apenas contribuem para o estudo do Quaternário recente e para uma análise pormenorizada das repercussões que a sua dinâmica teve na Serra do Marão.

O depósito a partir do qual se inicia a sequência desta análise corresponde à fácies inferior da formação de Muas.

Sabe-se que é um depósito anterior a 28 440 $\pm$ 490 BP já que foi determinada essa datação para a base do paleossolo que sobre ele assenta. Poderá corresponder, então, ao chamado Würm II.

É difícil determinar os processos morfogenéticos que estiveram na sua origem, sem dúvida relacionados com o frio. Tiveram de existir condições para a fragmentação da rocha "*in situ*". O problema que se coloca relaciona-se

com a deslocação dos materiais ao longo das vertentes e a sua deposição no local onde se encontram.

A hipótese de transporte glaciar não tem grande consistência dado não existirem provas suficientemente fortes para fazer tal afirmação. Com efeito, não se encontraram, até ao momento, vestígios de circos glaciares que permitissem a acumulação de gelo suficiente para originar uma pequena língua glaciar. No conjunto do depósito, também não são visíveis estruturas típicas a partir das quais se pudesse afirmar tratar-se de uma moreia.

Deste modo, a hipótese de corresponder a um depósito "*solifluxivo*" parece ser a mais consistente. Relacionar-se-ia com um clima que, para além de permitir a macrogelifracção das rochas, permitiria também movimentações solifluxivas. Assim, pode colocar-se como hipótese a existência de ciclos repetidos de gelo/degelo nos interstícios das rochas. Além disso, com a queda de neve nas altitudes mais elevadas, na época do degelo haveria, portanto, água suficiente para se verificar o transporte dos materiais grosseiros ao longo das vertentes.

Aparentemente não existe mais nenhum depósito contemporâneo do da base da formação de Muas. O único depósito que eventualmente poderá corresponder a este período é o da fácies inferior da formação de Covelo do Monte 1. Na verdade, a sua posição estratigráfica revela ser mais antiga que a fácies superior que corresponde nitidamente a um depósito estratificado de vertente. Também a sua cor ocre poderá ser indicativa de uma certa antiguidade.

Este depósito teria resultado de uma escoada de lama porque a análise micromorfológica não demonstrou influência do gelo no transporte dos materiais. No entanto, a existência de gelifractos poderá ser indicativo da

existência de fragmentação das rochas, nas vertentes pela acção dos ciclos gelo/degelo.

Só encontramos um outro depósito com características idênticas a este, no estradão de Teixeira para Mafomedes, também em posição estratigráfica inferior. As suas características macroscópicas são idênticas, assim como as mineralógicas. De facto apresenta uma predominância dos componentes não argilosos (87%), dos quais a mica se salienta com 63%. O quartzo representa apenas 15%, sendo os outros 7 % de feldspato potássico (2%) e plagioclase (5%). Os minerais argilosos correspondem apenas a 13% do total da amostra dividindo-se entre a clorite (7%) e a gibsite (6%).

Posteriormente à deposição dos materiais da fácies inferior da formação de Muas o clima terá evoluído para uma maior humidade e para temperaturas mais amenas, o que terá permitido a pedogénese.

Aceitando como válida a datação que se fez na base e no topo do paleossolo, esta fase desenvolve-se entre os 28440 $\pm$ 490 BP e os 22160 $\pm$ 490 BP. Durante este período terá ocorrido uma colonização das vertentes por parte da vegetação que permitiu a redução da actuação dos processos erosivos e a formação do solo.

Entre os 22160 $\pm$ 490 BP e os 21 340 $\pm$ 350 BP as temperaturas terão descido passando a existir, novamente, condições para os processos erosivos ligados a um clima mais frio voltassem a actuar e a fragmentar as rochas pela acção do gelo. Deste modo, a cobertura vegetal terá sofrido uma nova recessão relativamente à fase em que se verificou a pedogénese, facilitando a actuação de processos responsáveis pela evolução das vertentes.

A hipótese de estarmos perante um depósito originado por escoada de lama do tipo "*debris flow*" é aquela que melhor se adapta às

características fanglomeráticas que se observaram pois, na análise feita não se notaram sinais da acção do gelo no transporte dos materiais que o constituem. O próprio aspecto caótico que apresenta, ou seja, a inexistência de qualquer tipo de estrutura visível reforça esta hipótese.

Por altura dos 21340 ± 350 BP volta a verificar-se um período propício ao desenvolvimento da pedógenese, o que nos leva a pensar num novo aquecimento do clima que permitiu a colonização das vertentes por parte da vegetação e, como tal, um decréscimo da intensidade de actuação dos processos erosivos.

Surgem, posteriormente, os depósitos de vertente estratificados característicos do Pleniglaciar superior (Würm III) (F. REBELO, 1986, A. M. CORDEIRO, 1990). Entre a época em que se formou o paleossolo referido e aquela em que se formaram estes depósitos, parece ter existido um período favorável ao aparecimento de ravinamentos, pois esse mesmo paleossolo é bruscamente cortado pelo depósito estratificado de vertente. Este facto, permite deduzir que a cobertura vegetal nessa altura deveria ser inexistente ou esparsa para permitir que a acção da água de escorrência levasse ao desenvolvimento desta forma.

A bibliografia geomorfológica portuguesa dos últimos anos tem vindo a evidenciar a importância que os últimos tempos do Würm tiveram na evolução das vertentes em Portugal, quer em áreas de baixa altitude, quer nas de altitude mais elevada.

Nas mais altas montanhas portuguesas foram encontradas marcas inequívocas da acção do gelo, nomeadamente formas relacionadas com a existência dos glaciares. Para a Serra da Estrela, H. LAUTENSACH (1929) e S. DAVEAU (1971), demonstraram claramente a existência desses vestígios como, por exemplo, vales glaciares, circos glaciares e moreias.

Mesmo em montanhas de altitude inferior à da Serra da Estrela têm surgido provas da influência da glaciação. Com efeito, diversos estudos (A. GIRÃO 1958; G. CARVALHO *et al.*, 1981; G. COUDÉ-GAUSSEN, 1981; A. MOREIRA *et al.*, 1983; B. FERREIRA *et al.*, 1992) demonstraram que os cimos da Serra da Peneda e do Gerês tiveram uma importante glaciação durante o Quaternário final (Würm). A localização da neve permanente teria sido, aí, fortemente condicionada pelo relevo pré-existente. A glaciação ter-se-á mesmo estendido um pouco mais para sul daqueles dois maciços montanhosos. Na Serra da Cabreira, por exemplo, devido a determinadas condições regionais e locais favoráveis, os cumes da Cabreira (1262 m) e do Toco (1138) terão funcionado como locais de acumulação de neves permanentes e formação de gelo, nomeadamente nas vertentes Este e Norte da dita Serra. (N. DEVY-VARETA; S. DAVEAU, 1985).

Deste modo, pode concluir-se que a Serra do Marão estaria latitudinalmente muito próxima dos limites das neves "perpétuas" durante a glaciação würmiana, pelo que se verificaria uma situação de manutenção de neve e formação de gelo, com alternâncias sazonais de gelo/degelo.

Assim, os fenómenos periglaciares eram, sem dúvida, importantes nesta área tendo contribuído para a existência de processos morfogenéticos específicos deste ambiente e que influenciaram a dinâmica evolutiva das vertentes nessa altura.

Os fenómenos periglaciares tiveram grande influência na evolução das formas de relevo em Portugal como o confirmam diversos trabalhos de ordem geomorfológica. Essa influência fez-se de uma forma generalizada, pelo menos no Norte e Centro de Portugal, indiferentemente da altitude.

Têm surgido diversos trabalhos que comprovam a acção do frio em áreas de baixa altitude, nomeadamente junto ao litoral. Assim, já S.

CARVALHO (1964) e S. DAVEAU (1973) se referem a este tipo de acções no litoral. De igual modo trabalhos mais recentes evidenciam e confirmam aquelas observações (S. CARVALHO, 1982, 1983, 1985; F. REBELO, 1975a, 1986). O primeiro apresenta alguns factos, como sejam seixos eolizados, areias eólicas, geliestruturas e seixos levantados por crioturbação, que permitem pensar num clima relativamente frio durante o Quaternário, na faixa litoral minhota que estaria situado entre os 20 000 BP a 13 000 BP (S. CARVALHO, 1983). Por outro lado F. REBELO tem-se referido a depósitos de vertente, fundamentalmente relacionados com rochas de xisto e calcário que podem ocorrer desde a "*extremidade Norte da Serra de Valongo até à extremidade Sul da Serra dos Candeeeiros* "e que permitem "*salientar a importância do frio nos últimos tempos do Quaternário*". (F. REBELO, 1985)

Trabalhos de outros autores tem mostrado recentemente que os fenómenos periglaciares tiveram um âmbito muito vasto nosso país. (L. CUNHA, 1986; L. LOURENÇO, 1986; A. CAMPAR, 1986; F. REBELO, A. PEDROSA, 1989; A. PEDROSA, 1988, 1989)

Naturalmente que as áreas situadas a altitudes elevadas sofreram também os processos ligados a climas de características periglaciares. Alguns trabalhos recentes procuram demonstrar esse aspecto. Pode citar-se os trabalhos de A.M. CORDEIRO, 1986a, 1986b, 1990a, e ainda de B. FERREIRA *et al.*, 1992.

Na Serra do Marão é incontestável que os processos morfogenéticos ligados ao frio e a um ambiente periglaciar foram muito importantes na evolução das vertentes. Os vestígios encontrados comprovam esta afirmação.

Não possuímos valores de datação absoluta que permitam situar com exactidão estes depósitos em termos temporais embora não restem

dúvidas que são posteriores ao paleossolo datado de 21340 ± 350 BP e ao paleo-ravinamento que afecta este mesmo paleossolo. Deste modo, não temos grandes dúvidas em fazê-los corresponder ao Pleniglaciar superior com características climáticas predominantemente frias e secas.

Os depósitos estratificados de vertente são os vestígios mais característicos desta fase. Surgem em diversas formações que tivemos a oportunidade de analisar, mas a sua presença não se faz sentir apenas nesses locais estando presentes em muitos outros (foto 30).



Foto 30 - Depósito de vertente estratificado nas proximidades de Campanhó (Outubro, 1988).

Quando da análise das formações, dissemos que estes depósitos apresentavam sinais de que os materiais foram movimentados ao longo das vertentes, fundamentalmente, através do fenómeno da gelifluxão. Deste modo, o gelo era fundamental não só para a fragmentação das rochas, "*in situ*", como também, para o transporte dos materiais, ao longo das vertentes. O clima ofereceria condições para a ocorrência de vários ciclos de gelo/degelo ao longo do ano o que explicaria a fragmentação dos xistos, rochas extremamente sensíveis a este tipo de fenómeno.

Colocaram-se-nos, no entanto, várias questões que aqui importa realçar e sintetizar.

Algumas fácies destes depósitos não apresentavam os sinais característicos do transporte por gelifluxão. Eram as fácies que se apresentavam quase sem matriz argilosa e com gelifractos de maior dimensão. No entanto tivemos, também, a oportunidade de observar uma fácies onde a matriz argilosa era quase inexistente e onde os gelifractos possuiam uma certa homometria embora com dimensões reduzidas já que não ultrapassavam os 5 cm de comprimento (foto 31).

Pensamos, então, que a acção da gravidade podia ter-se manifestado de uma forma quase exclusiva no transporte dos materiais ao longo das vertentes, favorecendo os movimentos individuais dos diversos calhaus em detrimento do movimento colectivo.

No estudo da formação de Campanhó foram assinalados vários paleo-ravinamentos. A análise mineralógica desta formação não demonstrou diferenças ao longo do seu perfil mas, a análise micromorfológica, permitiu concluir que o transporte dos materiais ao longo das vertentes terá sido feito, fundamentalmente, por gelifluxão.

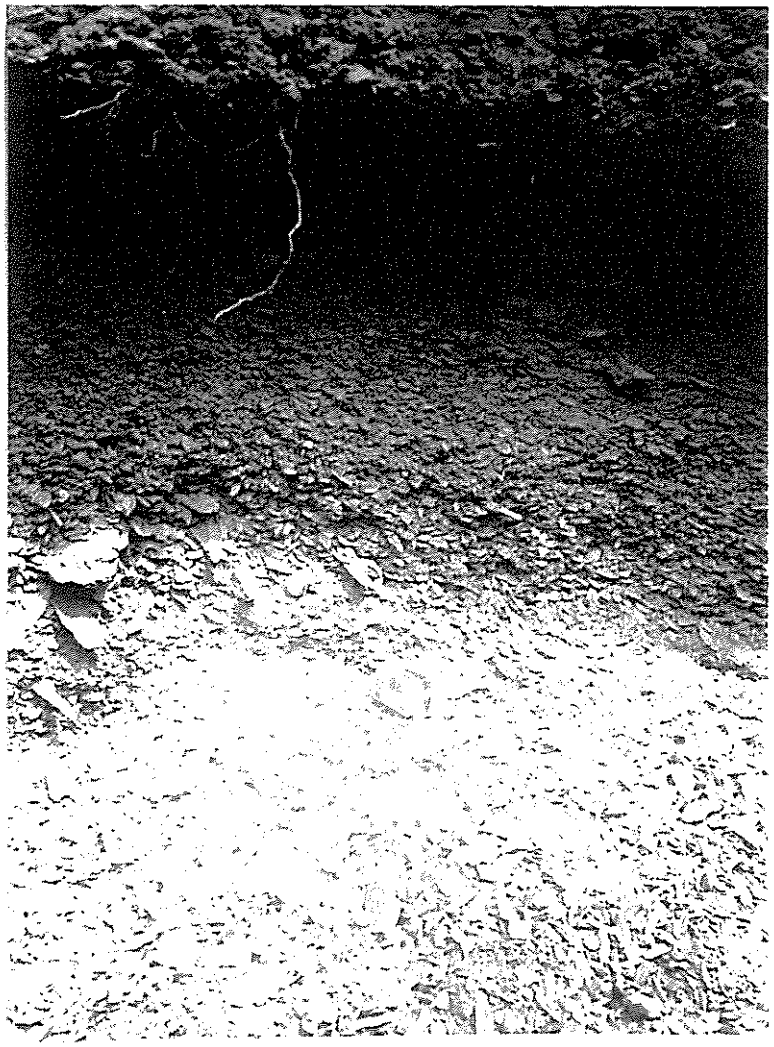


Foto 31 - Pormenor do depósito de vertente na estrada para Covelo do Monte, próximo do talvegue do rio Ovelha (Agosto, 1992).

Assim, os paleo-ravinamentos permitem afirmar que, durante o período da acumulação dos materiais que compõem esta formação, que corresponde muito provavelmente ao período mais frio do Würm III, não ocorreram sempre os mesmos processos morfogenéticos, tendo havido períodos mais frios e mais secos alternantes com outros mais húmidos, hipoteticamente menos frios e com maiores quantidades de precipitação que favoreciam a escorrência e levavam ao aparecimento de ravinamentos.

Também a alternância de níveis com maior ou menor quantidade de argila e com gelifractos de dimensões diferentes que a formação

apresenta, podem reforçar a ideia de pequenas variações do clima durante esse período uma vez que o tipo de xisto de que provêm é sempre o mesmo (xistos do Silúrico).

Como foi demonstrado na análise dessa formação, havia pequenos ravinamentos preenchidos por material com nítida continuação nos níveis superiores do depósito, fossilizando outros níveis que haviam sofrido o processo de ravinamento. Deste modo, é lógico afirmar que os diferentes níveis da mesma formação podem significar pequenas alternâncias de origem climática de momentos mais secos e momentos mais húmidos.

É possível, portanto, afirmar que nesta fase da evolução das vertentes da Serra do Marão, os processos morfogenéticos mais importantes se relacionaram com a acção do gelo, quer na fragmentação das rochas, quer no transporte dos materiais ao longo das vertentes. Isto não significa, porém, que estes fossem os únicos responsáveis pela evolução das vertentes.

Já vimos que a formação de ravinas era possível nesta altura e daí o deduzir-se que a escorrência era um outro processo que possuía importância no transporte dos materiais especialmente num certo tipo de erosão selectiva. A acção da gravidade sempre presente constituiria por vezes, um outro factor interveniente só por si no movimento de descida dos materiais ao longo das vertentes, como já o afirmámos.

Um outro facto observado num depósito situado na base da escarpa da Senhora da Serra (aproximadamente a 1000 metros de altitude) poderá dar-nos indicações importantes acerca de outros fenómenos passíveis de terem ocorrido durante esta fase do Würm.

Assim, no interior desse depósito estratificado de vertente (foto 32), detectou-se uma bolsada de material heterométrico onde se destacavam blocos de grandes dimensões (calhaus com mais de 50 cm de comprimento),



Foto 32 - Bolsada de material muito heterométrico num depósito estratificado de vertente nas proximidades das minas de Freitas (Agosto,1992).

sem qualquer relação com o outro material que compõe o depósito, quer na parte inferior quer na parte superior. Deste modo, a bolsada de material deverá corresponder a um fenómeno de movimentação rápida de terras, do tipo escoada de lama, que se depositou no local onde se estaria a formar um depósito estratificado de vertente e onde o principal processo que actuava, no transporte dos materiais era a gelifluxão como pudemos confirmar pela existência de "*coiffes*". Após esse episódio solifluxivo, continuou a processar-se a formação do depósito cujo principal processo de transporte ao longo da vertente se faria por

acção do gelo. O material correspondente à bolsada veio certamente de um local diferente daquele que fornecia os gelifractos ao depósito de vertente estratificado.

Concluindo os processos morfogenéticos nesta altura estavam, naturalmente relacionados com o clima frio e relativamente seco com pequenas variações que se podiam fazer sentir quer nas temperaturas quer nas precipitações. No entanto, condições locais em termos de altitude, de declive, de exposição e de cobertura vegetal teriam a sua influência na actuação dos processos morfogenéticos onde, os dominantes, seriam naturalmente a fragmentação da rocha pela acção do gelo/degelo e o transporte dos materiais por acção da gelifluxão. Contudo, poderiam coexistir outros processos como ravinamentos, escoadas de lama do tipo "*debris flow*" e, ainda, a deslocação dos materiais unicamente por acção da gravidade.

2.3 - Os depósitos do tardiglaciar würmiano

O Tardiglaciar tem sido considerado como um dos momentos de maior importância morfogenética na evolução das vertentes. De facto, vários trabalhos assinalam a importância desta fase na evolução das vertentes nas Serras portuguesas (F. REBELO, 1985; A, M. CORDEIRO, 1985, 1986, 1990).

Para esta área não possuímos elementos de datação absoluta que permitam afirmar em que altura precisa se verificou o início desta fase do Würm. A. CORDEIRO (1990) no estudo que fez sobre o depósito de Varzielas (Serra do Caramulo) e, com base na datação pelo C_{14} de um paleossolo, afirma que o aquecimento de certa forma rápido da atmosfera que marca o inicio do

Tardiglaciar ter-se-á verificado pelos 15550 BP prolongando-se até próximo dos 12 000 BP, seguido de uma nova crise climática que, segundo o mesmo autor, se situaria pelos 11 000 anos BP. Esta sucessão parece confirmar a apresentada por Y GUILLIEN *et al.* (1978) e defendida para a costa Galaico-Portuguesa, entre outros, por H. NONN (1966) e M. GARMENDIA (1989) que parece apontar no sentido de, no tardiglaciar würmiano, o aquecimento não se ter verificado de modo contínuo até ao Holocénio, mas sim terem existido várias pulsações distintas.

Na Serra do Marão não possuímos, até ao momento, elementos que possam confirmar com exactidão esta problemática. A única afirmação que se pode fazer é que, pela quantidade de vestígios que encontramos nesta área, o tardiglaciar, teve uma importância muito grande na evolução das vertentes. Os depósitos que pensamos corresponder a este período e que se encontram estratigraficamente acima dos anteriores, são de tipo solifluxivo.

Muitas vertentes encontram-se regularizadas por este tipo de depósito de vertente o que deixa antever que esta fase foi extremamente relevante na evolução das mesmas. Os depósitos apresentam-se muito heterométricos, apesar das suas características dependerem de factores locais, nomeadamente da litologia, do declive, da exposição.

Apresentam, quase sempre, uma abundante matriz argilosa, onde os gelifractos (eventualmente retomados de depósitos anteriores) ou os grandes blocos se encontram envolvidos sem qualquer tipo de disposição preferencial (Foto 33). Também a espessura dos depósitos se revela muito variável, podendo ir dos 40 a 50 cm até a alguns metros. No entanto, a espessura mais comum situa-se entre 1 e 1,5 m.

A análise micromorfológica destes depósitos não permite afirmar que o gelo tenha tido influência no transporte dos materiais ao longo das



Foto 33 - Heterometria dos materiais constituintes dos depósitos de vertente considerados como tardiglaciares (Setembro, 1989)

vertentes. Como as "*coiffes*" não existem (pelo menos não foi possível observá-las), então teremos de admitir que a gelifluxão não terá sido o processo responsável pela sua movimentação.

Relacionamos estes depósitos com o Tardiglaciar porque também eles implicam a existência de períodos em que a fragmentação da rocha pudesse ocorrer. Assim, o frio teria de ser suficientemente intenso para que o gelo se formasse e actuasse ao nível da rocha, principalmente naquelas que se encontrassem desprotegidas de vegetação. Por outro lado, teria de existir água no solo suficiente para que a deslocação dos materiais ao longo das vertentes acontecesse. Ela poderia ser fornecida tanto pela precipitação como pelo degelo da neve que se acumularia durante as estações mais frias em locais elevados,

mas abrigados. O principal mecanismo de transporte seria a solifluxão mais ou menos generalizada em tempo de degelo. Não excluímos a hipótese de também a gelifluxão ter tido alguma importância no processo de transporte, mas não conseguimos provar. De facto, nesta altura, poderia, eventualmente, haver condições para que o solo gelasse e este fenómeno se verificasse nos locais mais elevados.

Um outro aspecto importante a salientar é a possibilidade de na deslocação destes materiais ao longo das vertentes, ter sido incluído material de outros depósitos de vertente existentes à altura, nomeadamente dos depósitos de vertente estratificados, que se haviam formado antes da última fase do Würm. O material destes, facilmente removível, poderia ser incluído nas solifluxões mais ou menos generalizadas, que nesta altura se verificariam. Deste modo, poder-se-ia explicar a grande quantidade de gelifractos de pequeno tamanho existentes em alguns destes depósitos.

A grande quantidade de material que nessa altura desceria as vertentes, para além de ter provocado a regularização das vertentes (foto 34), teria também como consequência o preenchimento de alguns fundos de valeiros. A depressão da Campeã, que em dada altura poderá ter funcionado como uma pequeno lago, dada a dificuldade que existia na passagem dos filões de aplitos como já oportunamente referimos, terá finalizado o seu processo de colmatação nessa altura.

Em alguns fundos de vale são visíveis depósitos que pelas suas características,nomeadamente, estrutura extensão e dimensão dos blocos que incluem demonstram uma grande importância da evolução das vertentes no Tardiglaciar. A fácies que se apresentou e analisou na formação de Covelo do Monte1 não é a única na área. De facto, embora menos estratificados, existem depósitos deste tipo em muitos outros locais da Serra do Marão (foto 35).



Foto 34 - Vertente regularizada por depósito de vertente nas proximidades de Covelo do Monte (Março, 1989)



Foto 35 - Fundo de vale colmatado por depósito muito heterométrico (Setembro, 1989)

Apresentam-se muito heterométricos com blocos de dimensão muito grande podendo alguns atingir vários metros cúbicos de volume (fotos 36, 37), estando normalmente envolvidos por uma matriz silto-argilosa. Os diversos elementos destes depósitos não apresentam qualquer disposição estrutural nem indícios da acção do gelo no seu transporte.

A análise destes depósitos demonstra a necessidade de ciclos de gelo/degelo que permitissem a fragmentação da rocha mas, também a necessidade de grande quantidade de água, certamente associada à fusão da neve que permitisse o desencadear movimentações em massa do tipo "*debris flow*" de grandes proporções. Todos aqueles materiais, que poderiam resultar da macrogelifracção das rochas ou de outros depósitos anteriores, seriam envolvidos e deslocados até ao fundo do vale onde, devido aos menores declives, a "*escoada de lama*" perderia velocidade e depositaria os materiais.

Assim, o clima seria húmido de modo a permitir a queda de neve, mas teria de ser suficientemente frio para que se verificasse, durante um período do ano, a fragmentação das rochas, embora durante o outro as temperaturas subissem para permitir a fusão das neves. Não esqueçamos, todavia, que não pode ser posta em pé de igualdade a fragmentação dos xistos com a fragmentação das corneanas que exigem gelo mais forte, assim como vários ciclos gelo/degelo. Deste modo teremos de admitir que as temperaturas, em dados época do ano, teriam de ser suficientemente baixas para permitir a formação de gelo capaz de fragmentar as corneanas.

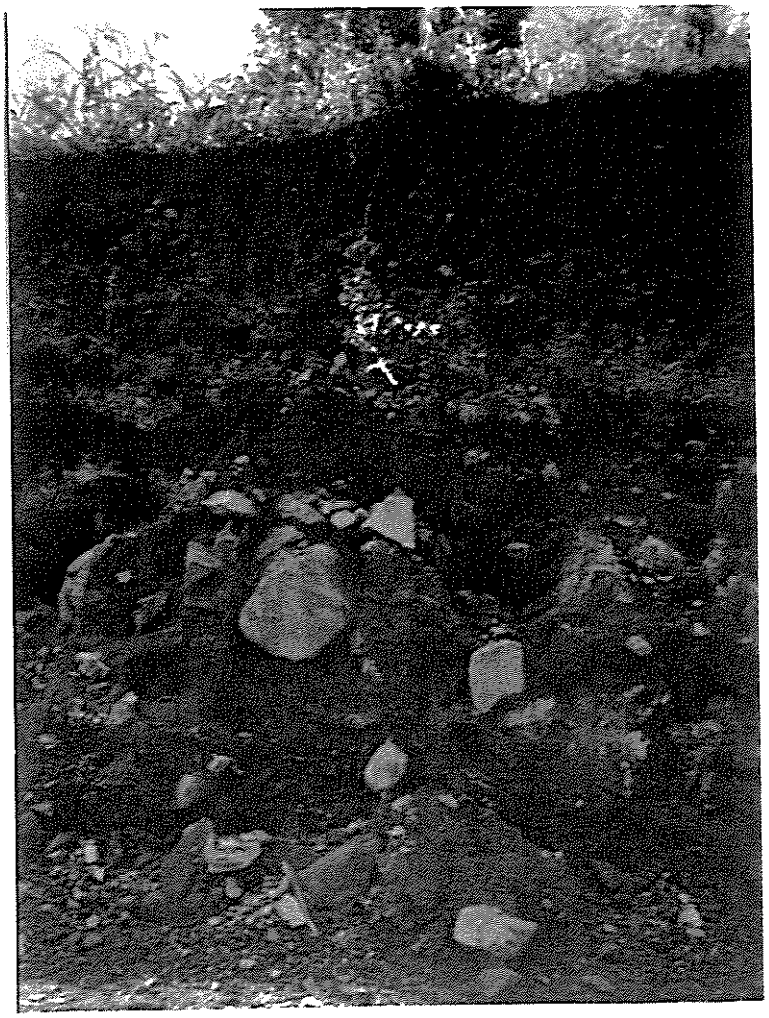


Foto 36 - Pormenor do depósito da foto 35



Foto 37 - Pormenor de outro depósito de fundo de vale próximo de Mafomedes (Freguesia de Teixeira), (Agosto, 1989)

2. 4 - Depósitos holocénicos

Não existem muitos elementos que expliquem a evolução do relevo no Holocénico. É opinião de vários autores (H. LAMB, 1977; H. FLOHN *et al.*, 1984) que a partir dos 10 000 BP se verificou um lento e progressivo aquecimento até finais do Atlântico e que terá culminado com a fase que vulgarmente se designa por "*óptimo climático holocénico*".

A esta fase corresponde o paleossolo da formação de Freitas o que poderá levar a concluir que no inicio do Holocénico deverá ter ocorrido uma rápida colonização das vertentes por parte da vegetação mesmo nas áreas onde o gelo havia possuido um papel determinante. Assim, a dinâmica dos agentes erosivos perderia eficácia num domínio climático temperado o que terá levado a um equilíbrio dinâmico das vertentes e ao não aparecimento de depósitos, relacionados com a evolução das vertentes, correspondentes a esta fase de evolução.

Após esta fase, deverá ter-se verificado um novo agravamento das condições climáticas, no sentido de temperaturas mais frias, testemunhadas pela formação da Lameira, cuja datação por C_{14} permitiu a sua integração no Sub-boreal, já que a base do depósito está datada de 4460 $\pm$ 70 BP e a sua parte superior de 2830 $\pm$ 50 BP. A análise polínica demonstrou que a vegetação dominante, na área próxima desta formação seria do tipo arbustivo e sub-arbustivo já que os polens de *Quercus* que surgiam na amostra inferior desta fácies da formação da Lameira, não se encontram nas restantes amostras, o que poderá significar o seu desaparecimento da área de proveniência dos materiais que compõem esta formação.

Pode, então concluir-se que, durante o Sub-boreal, existiam condições para a actuação dos agentes erosivos que, pelas características do depósito se relacionariam com a água de escorrência, que transportaria os materiais soltos e de menor dimensão. A estrutura do perfil da fácies tipo demonstra que poderão ter existido fases de maior poder erosivo, correspondentes aos níveis mais arenosos e outras de menor poder erosivo e de transporte, relacionadas com os níveis mais argilosos.

Temos de admitir que este depósito se encontra num local muito específico relacionado com problemas de escoamento fluvial difícil motivado pela soleira de rocha dura que se encontra imediatamente a jusante, pelo que pode ser perigoso tentar uma generalização a toda o conjunto da área.

Enquanto nas vertentes que se apresentavam regularizadas e onde, devido às condições de clima, se poderia ter desenvolvido um solo, os processos que teriam maior probabilidade de ocorrer estariam relacionados com a escorrência, podendo surgir alguns ravinamentos. Onde a rocha se encontrava à superfície, os processos poderiam ser outros. A macrogelifracção das rochas poderia acontecer principalmente se a altitude fosse elevada e/ou se as vertentes estivessem voltadas para os quadrantes mais sombrios, onde se verificariam déficits importantes em termos de insolação.

Noutros locais poderiam ocorrer movimentações de tipo solifluxivo como já se demonstrou na análise da formação de Freitas. O agravamento das condições climáticas poderá ter contribuido para que nalguns locais de altitude mais elevada a cobertura vegetal desaparecesse de modo que aí se pudessem verificar solifluxões, que transportariam o material ao longo das vertentes, quer tivesse resultado da fragmentação das rochas nesta mesma altura, quer fosse herdado de outros depósitos anteriores, tivessem ou não regularizado a vertente.

As escombreiras estão presentes em muitos locais da Serra do Marão, independentemente da altitude, da exposição, do declive e da litologia da vertente (Foto 38, 39). São geralmente heterométricas, mas a dimensão dos calhaus parece depender um pouco da litologia. Por exemplo, nas corneanas os calhaus apresentam dimensões maiores do que nos xistos que não sofreram acções de metamorfismo de contacto provocados pela intrusão dos granitos (Foto 40).

A sua análise não é fácil, principalmente se pretendermos situá-las no tempo (F. REBELO 1985). Poderão existir várias gerações de escombreiras, que se desenvolveram ao longo dos últimos tempos do Quaternário. No entanto, pelo seu aspecto de relativa frescura e pela sua posição estratigráfica, em alguns locais, a maior parte delas parece ser relativamente recente.



Foto 38 - Vertentes regularizadas por escombreiras de gravidade no vale da ribeira de Leigido (Dezembro, 1989).

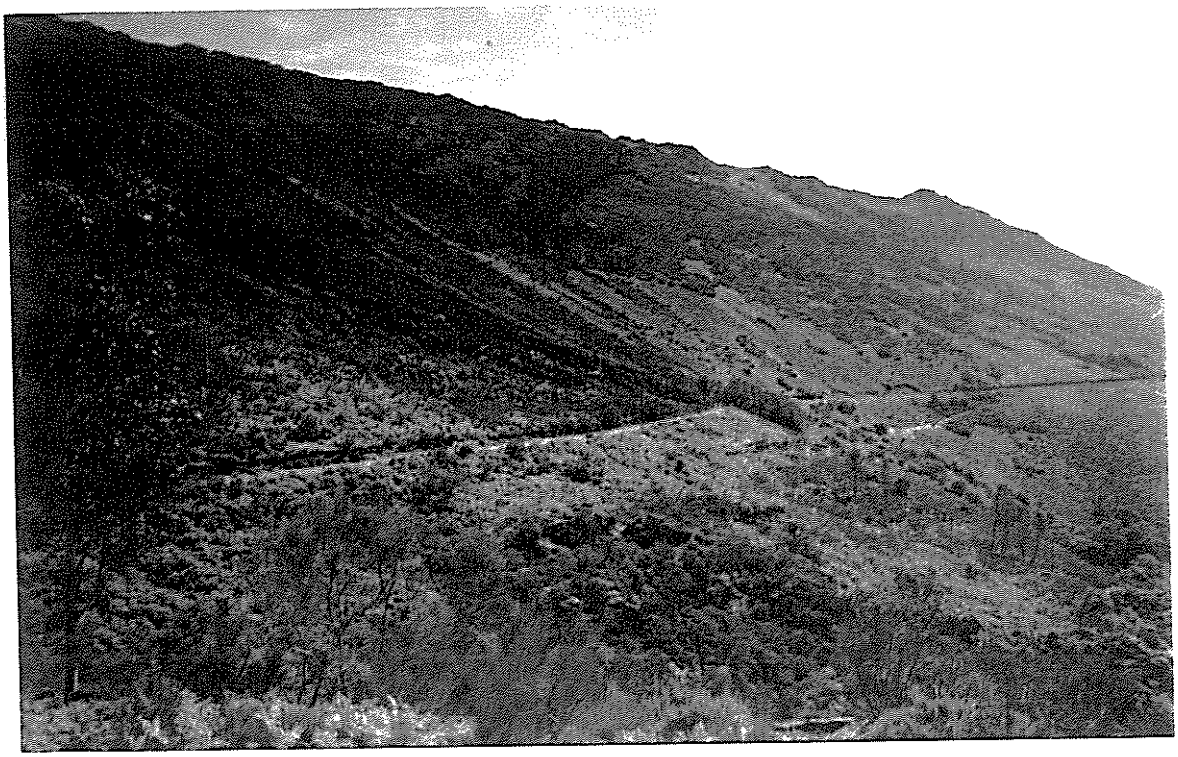


Foto 39 - Regularização da vertente por escombreiras de gravidade no vale do rio Teixeira (Agosto, 1989)

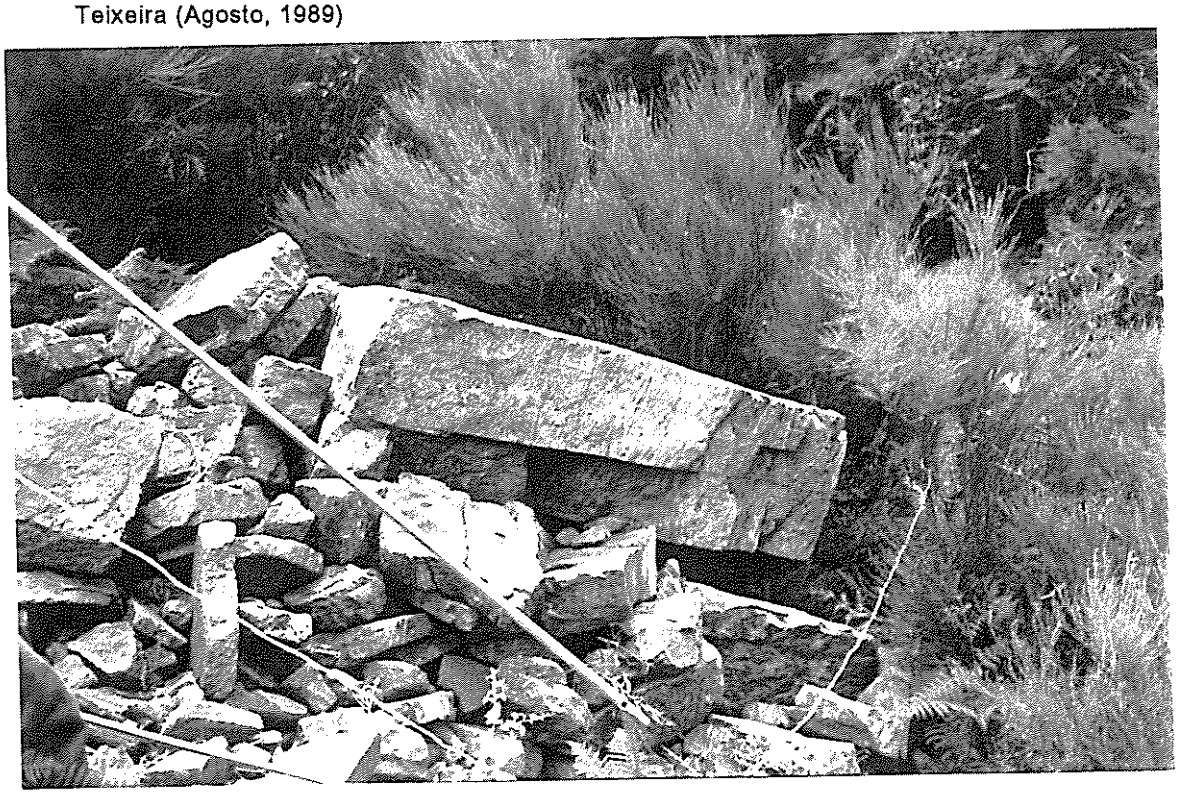


Foto 40 - Pormenor de uma escombreira de gravidade no vale da ribeira de Leigido (Junho, 1990)

De facto, na actualidade, por vezes, ainda se verifica a alimentação da escombreira, que se deve a processos mecânicos de fragmentação das rochas, que se abordarão oportunamente. Para que este processo se verifique as rochas não podem apresentar qualquer cobertura de solo, encontrando-se, normalmente, em saliência na vertente (fig. 51). No entanto, os processos são actualmente demasiado atenuados para explicar, por um lado, o elevado número de locais onde existem e, por outro, a grande quantidade de material que regulariza a vertente. Teremos de procurar num passado recente uma crise climática em que a acção do frio permitisse uma macrogelifracção das rochas, nos locais onde não existisse qualquer cobertura vegetal.

Deste modo, pensamos que a "*pequena idade glaciar*" poderia ter sido responsável por grande parte destas escombreiras de gravidade (A. PEDROSA, 1991). Não podemos, todavia, excluir a ideia de que algumas poderão ter tido a sua génese em períodos anteriores, nomeadamente no Sub-boreal.

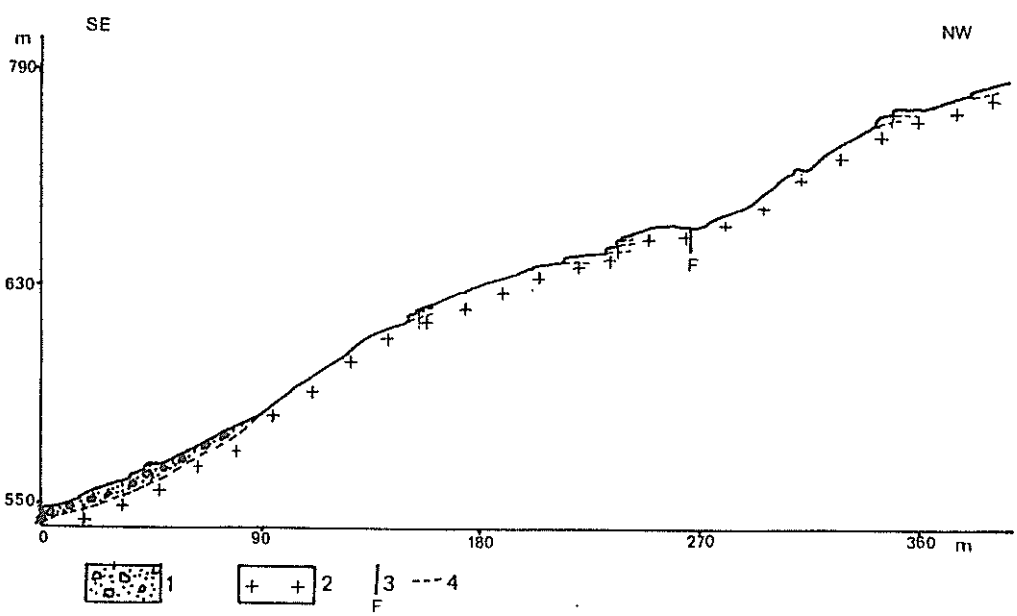


Fig. 50 - Perfil de pormenor de uma vertente em granito, onde se verifica queda de blocos (ribeira de Leigido).
1 - Depósito de vertente; 2 - Granito de Amarante, 3 - Falha provável; 4 - Diacláses.

3 - Esboço de síntese

Ao estudarmos as principais formações superficiais procurámos contribuir para o conhecimento da evolução quaternária das vertentes da Serra do Marão, quer no que se refere aos principais processos morfogenéticos que actuaram, quer quanto aos diversos ambientes paleoclimáticos em que eles se desenvolveram.

Os vestígios encontrados permitem caracterizar, fundamentalmente a fase final do Quaternário. O paleossolo mais antigo datado de 28440 ± 490 BP fossiliza um depósito muito heterométrico, cuja característica fundamental é o predomínio de blocos e calhaus de granitos e que foi interpretado como solifluxivo, pois não encontrámos estruturas que permitissem considerá-lo como uma moreia.

Os depósitos estratificados de vertente surgem superiormente a um outro paleossolo datado de 21340 ± 350 BP, facto que os permitem situar no Pleniglaciar Superior Würmiano (Würm III). Estes depósitos apresentam estruturas ("*coiffes*") que permitem colocar a hipótese da gelifluxão no transporte dos materiais que o constituem. Naturalmente que a crioclastia era um processo, que nessa altura, poderia ocorrer com certa frequência o que permitiria a fragmentação das rochas, sobretudo dos xistos.

Os depósitos considerados tardiglaciares foram interpretados como solifluxivos, já que a análise micromorfológica não revelou a existência de "*coiffes*". Esta última característica, associada à sua posição estratigráfica (nomeadamente na formação de Covelo do Monte1) e à maior heterometria que demonstram levou à sua distinção relativamente aos depósitos estratificados de vertente. Na altura da sua formação ter-se-á verificado a regularização de muitas

vertentes, assim como o entulhamento de muitos vales. Naturalmente que teriam de existir condições que permitissem a fragmentação das rochas pela alternância gelo/degelo mas, ao mesmo tempo, teremos de admitir um clima com um ambiente mais húmido do que aquele que teria dominado no Pleniglaciar Superior Würmiano, de modo a verificar-se uma mobilização em massa de todo o material disponível.

Um outro paleossolo, na formação de Freitas, datado de 8000 ± 130 BP *fossiliza* estes depósitos, pelo que se confirma, que a partir dos 10 000 BP, conforme admitem os autores H. LAMB, 1977 e H. FLOHN *et al.*, 1984 se tenha iniciado um aquecimento generalizado que levou ao abrandar de alguns dos processos erosivos, tendo como consequência o avanço da vegetação em altitude .

O denominado "*óptimo climático holocénico*" terá tido o seu fim pelos 5 000 BP, altura em que se terá verificado um recrudescimento das actividades erosivas, testemunhado nesta área pelos materiais que constituem a formação da Lameira e de Freitas. Nesta última esses materiais fossilizam o referido paleossolo e na formação da Lameira foram datados de 4460 ± 70 BP e 2830 ± 50 BP.

O recrudescimento dos processos erosivos pode não estar apenas ligado ao agravamento das condições climáticas, no sentido de um arrefecimento e de precipitações mais elevadas, o que a estas altitudes (>1000 m) poderia ter como consequência o desaparecimento de algumas espécies vegetais ou, então, a rarefacção da vegetação, sem esquecer a acção do homem que nessa altura se começava a fazer sentir, nomeadamente, com as suas actividades pastoris (A. M. CORDEIRO, 1990b). A prática de queimadas, para a renovação dos prados naturais, contribuía para a degradação dos solos já que os expunha directamente à acção de determinados processos nomeadamente o "*splash*" e a escorrência, agravados pelo forte declives das vertentes.

As escombreiras de gravidade estariam relacionadas com a macrogelifracção das rochas e poderão corresponder a várias gerações, sendo algumas actuais. A sua localização está directamente dependente das áreas onde a rocha aflora ou aflorava, ficando sujeita à acção da crioclastia.

2ª PARTE

I - AS MORFODINÂMICAS ACTUAIS

1 - A importância do estudo dos processos morfogenéticos

Muitos estudos portugueses de geomorfologia têm-se debruçado sobre os processos morfogenéticos actualmente responsáveis pela evolução do relevo (F. REBELO, 1977, 1980, 1981, 1991a, 1991b; L. LOURENÇO, 1986, 1988; J ZÊZERE, 1988 A. PEDROSA 1991a, 1991b, 1992b; A. PEDROSA, *et al.*, 1992 C. BATEIRA, 1991) Este interesse fica a dever-se a diversas razões.

Naturalmente, a razão principal prende-se com o próprio objecto de estudo desta disciplina isto é as formas da superfície da Terra (A. PITTY, 1971), entendidas como resultado de uma dinâmica em que os intervenientes são múltiplos e as relações complexas. Depreende-se, então, que o estudo tem de possuir uma perspectiva morfodinâmica onde se interrelacionem as formas e os processos morfogenéticos passados e aqueles que actualmente são responsáveis pela evolução das paisagens.

Assim, é importante conhecer o passado desta área já que este vai ter uma influência significativa no modo como a evolução actual se processa. Também ao conhecermos como actuam hoje em dia os vários processos pode ajudar a clarificar como exerceram a sua acção no passado. Na verdade hoje apenas podem

deduzidos pelas formas que originaram e pelos vestígios que deixaram. Tal como escreveu F. REBELO (1981), é o estudo dos processos morfogenéticos actuais que possibilita o conhecimento do modo como evoluem as formas de relevo no seu conjunto e a uma escala suficientemente vasta. O seu estudo, todavia, tem de ser feito a uma escala cada vez mais pormenorizada no sentido de conhecermos melhor os seus vários aspectos e as suas implicações.

A geomorfologia assume cada vez maior importância nos estudos de planeamento regional e local pois ao reconhecer os processos responsáveis pela evolução actual das formas de relevo e as implicações possíveis e prováveis que podem ter, pode dar indicações precisas sobre o modo como o território deve ser correctamente explorado e ocupado pelo homem.

Trata-se, no entanto, de um trabalho complexo já que um sistema morfogenético não se reduz a uma simples soma de processos elementares. É necessário concebê-lo como um sistema dinâmico, ou seja como um sistema de relações entre os processos dominantes e os não dominantes segundo um jogo de factores que eles próprios controlam (J. TRICART; A. CAILLEUX, 1967). É este tipo de relações que o geomorfólogo terá de identificar e conhecer para formular alternativas que possibilitem ao homem uma melhor utilização do espaço, quer nos aspectos de ocupação propriamente dita, quer no uso das técnicas que melhor se adequam à exploração do mesmo. Assim, pode contribuir para a manutenção do equilíbrio dinâmico das formas de relevo e evitando, também, a degradação, por vezes rápida, dos solos, o que é muito importante para a prática agro-florestal (A. PEDROSA, 1991b).

O estudo dos processos morfogenéticos actuais pode igualmente contribuir para o conhecimento dos riscos naturais, entendidos como a vulnerabilidade de um espaço, e, como tal, de uma população, a determinadas catástrofes (J. MARTIN, 1987), levando não apenas à compreensão do fenómeno em si e das suas

consequências, mas também prevendo, hierarquizando e cartografando a vulnerabilidade das paisagens.

Neste capítulo o homem vai possuir um estatuto especial, uma vez que é um interveniente muito activo na evolução actual de qualquer paisagem, podendo a sua acção modificar o ritmo e o modo de actuação dos processos morfogenéticos. As mutações na utilização de determinadas técnicas tradicionais de exploração dos recursos que aconteceram durante este século, não tiveram, muitas vezes em atenção o conhecimento da dinâmica morfológica real da área. Assim, é importante conhecer bem as diversas implicações da implantação das suas actividades, para determinar com precisão as consequências que poderão advir para o meio onde se inserem. É, assim, cada vez mais urgente um ordenamento de todas as actividades humanas que por qualquer processo interfiram com o equilíbrio, mesmo precário, do ambiente, no sentido de que os impactes sejam o mais imperceptíveis e inofensivos possíveis (A. C ALMEIDA, 1988). Só assim será possível corrigir os eventuais erros que se possam cometer, evitando um desequilíbrio catastrófico na evolução da paisagem. Não propomos que os elementos do meio físico se tornem prepotentes e esmagadores como o eram para as sociedades do passado (C. FERRO, 1979), mas que as sociedades actuais devam usufruir dos recursos que a Terra possui, mas conscientes de que a organização do território não depende exclusivamente das técnicas que dispõe.

Mas num estudo desta natureza não se pode descurar igualmente a actuação dos elementos naturais que influenciam a evolução morfogenética de um dado espaço. Deste modo, tentar-se-á a sua abordagem para melhor compreensão da complexidade das relações que existem e avaliando até que ponto o homem é um elemento perturbador e o modo como poderá corrigir os erros eventualmente cometidos.

2 - Os elementos que intervêm na dinâmica actual das vertentes

2. 1 - As características litológicas

Um primeiro elemento fundamental para a compreensão do comportamento dos processos morfogenéticos é, naturalmente, o substracto rochoso. A variedade das suas características implica também uma diversidade comportamental não só relativamente à actuação dos processos morfogenéticos, mas também à acção dos outros elementos intervenientes na actual dinâmica evolutiva.

Na primeira parte já se referiu a diversidade litológica e o modo como esta influenciou a génese das principais formas de relevo. Em continuação mostraram-se as suas implicações na evolução quaternária das vertentes da serra do Marão. No estudo dos processos morfogenéticos actuais, verificamos que a influência litológica se faz sentir permanentemente.

Assim, o estudo das morfodinâmicas actuais implica o seu relacionamento com as diferentes rochas pois estas podem reagir de modo completamente diferente ao mesmo agente interveniente.

Da experiência de campo podemos afirmar que os xistos vão mostrar-se muito sensíveis à acção mecânica do gelo, provocada pelas fortes geadas que no Inverno se fazem sentir, enquanto as corneanas se apresentam muito menos sensíveis e os quartzitos ainda menos. Este facto advém da xistosidade e das muitas fracturas apresentadas pelos xistos que facilitam a acção daquele fenómeno. Nos granitos não alterados, a acção do gelo nos dias de geada não parece ser muito significativa. No entanto, pode contribuir para uma macrogelifracção quando a estrutura é favorável a este processo, assim como poderá influenciar a deslocação de blocos ao longo da vertente quando os declives se mostram muito fortes (A. PEDROSA, 1991).

Muitas vezes, o que se encontra à superfície não é a rocha em si, mas a alterite, o depósito de vertente ou os solos que resultam da evolução pedogenética. É, então, necessário definir as formações superficiais com precisão já que é aí que os processos morfogenéticos actuam directamente.

Muitas vertentes, principalmente as que se situam nas áreas de xisto, encontram-se regularizadas por depósitos resultantes de dinâmicas que tivemos a oportunidade de referir na primeira parte do trabalho. Os processos morfogenéticos vão actuar não sobre a rocha "*in situ*", mas, sobre algo muito menos coeso e, portanto, muito mais susceptível de sofrer um desequilíbrio rápido quando, por qualquer motivo, algo faça perder o equilíbrio dinâmico em que se encontram.

O estado de alteração das rochas é outro factor muito importante para a compreensão das morfodinâmicas actuais. De facto, quando a rocha se apresenta profundamente alterada, encontra-se mais susceptível à influência dos processos erosivos. Como os granitos nesta área se apresentam muito mais alterados do que os xistos ou os quartzitos, quer pelas suas próprias características, quer pela influência do meio, ficam mais sujeitos à acção da erosão quando um fenómeno que desequilibre a dinâmica anterior se verifica. Deste modo, em função de

uma qualquer acção, nomeadamente exercida pelo próprio homem, pode iniciar-se um intenso processo de erosão, cuja principal consequência é o arrastar das areias graníticas, levando ao aparecimento de importantes ravinamentos (20) como aconteceu numa área próxima de Muas (foto 41).



Foto 41 - Ravinamentos na área de Muas em consequência da exploração mineira de um recurso natural (filão de quartzo) (Maio, 1990).

---

(20) - G. COUDÉ-GAUSSEN (1980) num estudo sobre as serras orientais do Minho afirma que as vertentes onde o granito se encontra alterado apesar de possuírem declives que se situam entre os 30° e 35°, apresentam um forte equilíbrio dinâmico. Sobre um "*ranker*" de vertente não existe nenhuma formação discordante que ravine a areia, o que traduz um equilíbrio entre a dinâmica de evacuação e a estabilidade dum material fixado por uma cobertura florestal densa. Contrariamente, quando a acção antrópica destrói a protecção vegetal, inicia-se o processo de ravinamento .

Para além destas duas situações, pode acontecer uma outra que se relaciona com a existência de solo, que regra geral serve de suporte a actividades agro-florestais. No entanto, o solo, apresenta características diversas, não só em função da rocha que lhe dá origem, mas também o declive das vertentes e da sua altitude. Quando o declive é muito forte, o solo, se existe, é quase sempre esquelético, apresentando-se mais profundo quando se verifica uma diminuição no declive da vertente ou, então no fundo dos vales e nas depressões. O solo espesso, por vezes, não é resultado da evolução dinâmica natural, mas da influência antrópica ao prepará-los para a prática da agricultura. Em muitos casos é o próprio que os "*cria*" quando constrói socalcos e introduz produtos para a criação de um húmus artificial.

A litologia é um factor a ter sempre em consideração no estudo da dinâmica morfológica de qualquer área pois as diferentes rochas reagem de forma diversa aos múltiplos processos morfogenéticos.

2.2 - A importância do declive

2.2.1 - Os declives

Um outro factor com influência marcante na dinâmica dos processos morfogenéticos actuais é a morfologia.

Na primeira parte, traçamos as linhas gerais do relevo da serra do Marão, mas há ainda alguns aspectos a realçar para uma melhor compreensão dos processos morfogenéticos actuais.

O grande desnível que existe entre a máxima altitude (1415 metros

no vértice geodésico do Marão) (fig. 51) e mínima (aproximadamente 50 metros no vale do rio Douro), num espaço muito curto (7,5 Km em linha recta), tem diversos tipos de implicações, nomeadamente no comportamento dos elementos climáticos, com particular realce para a precipitação e temperatura. A grande "massa" desta serra tem altitudes compreendidas entre os 250 e os 750 metros (65,27%) As altitudes superiores a 750 metros representam 26,1% dos quais 9,53% correspondem a altitudes superiores a 1000 metros (Quadro XXV). Este facto é também importante e reflecte-se na actuação dos agentes climáticos e nos processos morfogenéticos.

Quadro XXV - Superfície ocupada por cada classe de altitude.

Altitude	Superfície (km2)	
m	VA	%
<100	30,8109	3,48
100-250	109,4282	12,35
250-500	280,3728	31,64
500-750	208,4624	23,53
750-1000	146,7757	16,57
1000-1250	77,2331	8,72
1250-1500	7,1849	0,81

Por outro lado, as fortes diferenças de altitude que se verificam vão repercutir-se nos declives da serra do Marão.

De facto, nesta Serra predominam os declives compreendidos entre os 10° e os 30° (21) já que lhes corresponde uma área de 52,2% (Quadro XXVI).

---

(21) - Para a a elaboração do mapa de declives utilizou-se a classificação de A. YOUNG, 1979, apenas com uma única alteração . Young considera uma classe entre os 2° e os 5° ("*gentle*") e outra entre os 5° e os 10° ("*moderate*"). Atendendo a que o CNROA (Centro Nacional de Reconhecimento e Ordenamento Agrário) considera os 8° como limite superior na classificação que utiliza para definir os solos com capacidade de uso agrícola, optámos por incluir esta divisão de interesse prático.

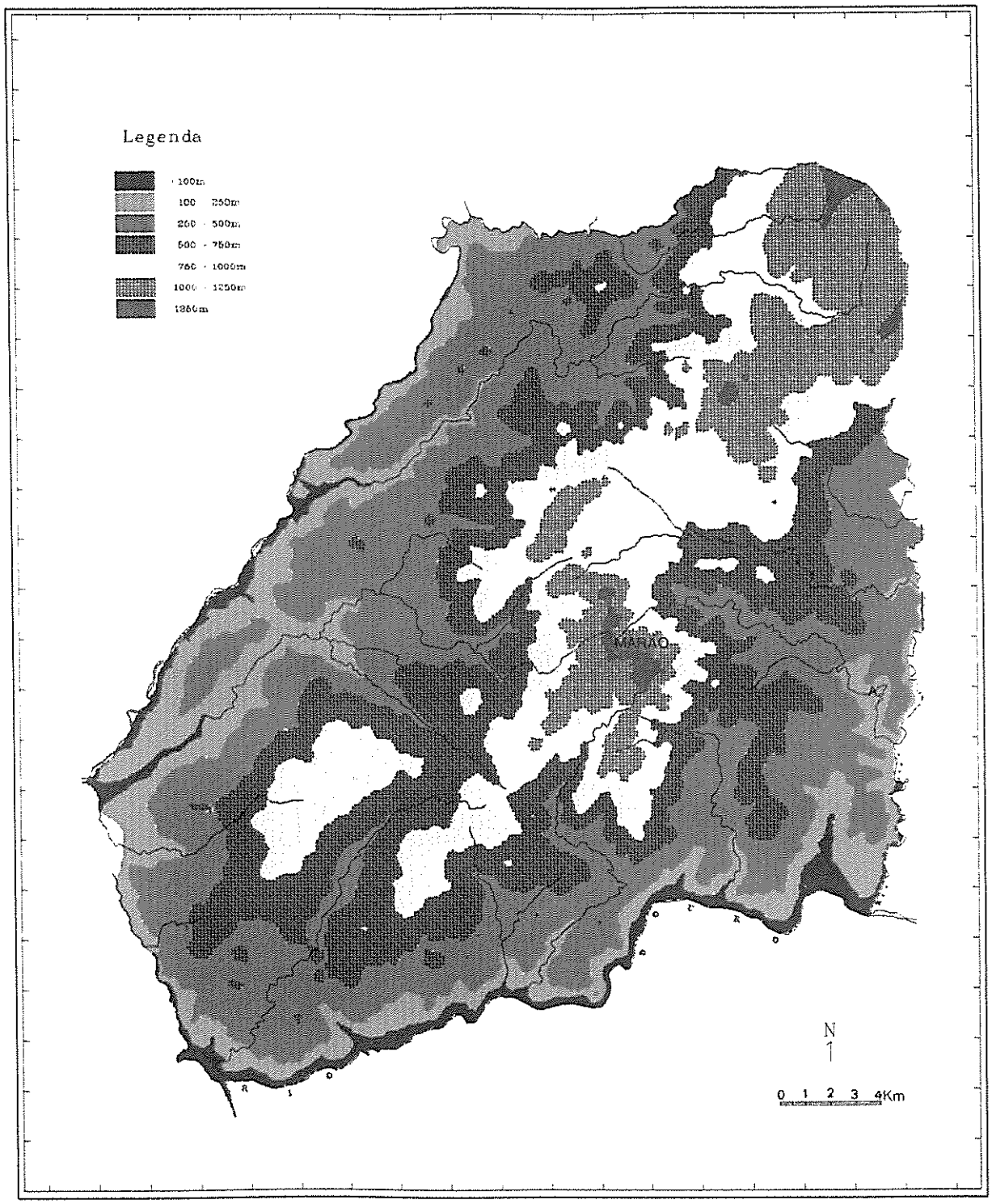


Fig. 51 - Mapa hipsométrico

QUADRO XXVI - As áreas das diferentes classes de declive na serra do Marão

Declives °	Área	
	Km 2	%
< = 2	239,0685	27,79
2- 8	94,2854	10,96
9 -10	57,2078	6,65
10 -18	265,7368	30,89
18 -30	183,3231	21,31
30 -45	19,8722	2,31
> =45	0, 6022	0,07

Declives °	Área	
	Km 2	%
< = 2	239,0685	27,79
2 -10	151,4932	17,61
10 -18	265,7368	30,89
18 -30	183,3231	21,31
> = 30	20,4747	2,38

Apesar de existirem áreas com declives superiores a 30° pouco significam em termos percentuais já que nem atingem os 3%. A sua localização relaciona-se com os afloramentos de quartzito, já que se situam nas suas proximidades (fig. 25).

A importância da área ocupada por declives inferiores a 2° (27,8%) deve-se ao facto de corresponderem quer a fundos de depressões e de vales, quer a pequenos retalhos aplanados. Pode-se dar como exemplo, para o primeiro caso, a depressão da Campeã e de Aboadela e, para o segundo, o nível correspondente ao cimo da serra da Aboboreira.

Naturalmente, os declives influenciam a dinâmica de alguns processos morfogenéticos. Na serra do Marão, como em qualquer outra eles aceleram os processos de desgaste e de transporte.

Quando se passa de declives fortes para outros menos fortes constata-se o desacelerar desses processos erosivos em favor de processos de acumulação de materiais. Assim, os declives têm uma influência muito grande na dinâmica de qualquer processo morfogenético actual sendo por isso, um factor sempre presente aquando da análise dos processos morfogenéticos, para que melhor se possa compreender a sua acção.

No entanto, os declives não são apenas importantes para a compreensão da evolução geomorfológica de uma dada área, já que tanto reflectem, como condicionam a implantação das actividades humanas. Os declives são geralmente factores limitativos para a prática da actividade agro-florestal. O homem, ao agir sobre as áreas onde estes se mostram muito fortes, tem de ter um cuidado especial para não romper o equilíbrio dinâmico, mas precário, em que se encontram. A prática da agricultura é normalmente, feita em áreas de declives menos fortes. Por exemplo, o CNROA utiliza os 8° como limite para definir o solo com capacidade de uso tipo A ou seja solo com capacidade de uso agrícola. Nem sempre este limite teórico corresponde na prática ao limite real. De facto, o homem actualmente ainda pratica a agricultura em áreas de declive muito forte, onde construiu socalcos, por vezes de reduzidas dimensões (22) protegendo assim, de um modo eficaz o solo da erosão. Por exemplo, na Região Demarcada do Vinho do Porto muitas das vertentes onde se cultiva a vinha possuem mais de 18°, como o demonstra o mapa de declives (fig. 25). E outros exemplos existem fora desta região demarcada demonstrando esta mesma realidade. Assim, por exemplo, a área agricultada da povoação de Pardelhas, situa-se quase toda em vertentes com declives compreendidos entre os 10° e os 18°. Também os lugares de Montes, Cotorinho (freguesia da Campeã), Soutelo, Póvoa da Serra (freguesia de Fontes), Paradela do Monte (freguesia de Louredo) e Ermida (freguesia de Vinhós), entre

---

(22) - Muitos socalcos utilizados ainda actualmente para a agricultura não possuem área de 100 m2. Por vezes a sua largura pode não atingir os dois metros, facto que se verifica quando declive natural da vertente se situa na ordem dos 18° ou mais graus. Naturalmente que a prática da agricultura nestas áreas onde as parcelas de terreno raramente atingem os 500 m2 só pode ser feita utilizando técnicas de trabalho baseadas na mão de obra humana. A mecanização dos trabalhos agrícolas é impossível.

outros, possuem muitos socalcos, por vezes de reduzidas dimensões, onde actualmente ainda se pratica agricultura, implantados em áreas de declive superior a 10°. Este facto tem diversos tipos de implicações, nomeadamente na dificuldade de introdução de novas técnicas mecanizadas, que facilitem os trabalhos agrícolas, uma vez que a dimensão dos socalcos é muito reduzida,tal como muitas vezes as próprias áreas agricultadas. Actualmente verifica-se que muitos socalcos se encontram abandonados, sendo as razões que explicam este facto as mais diversas, entre as quais se pode salientar o baixo rendimento que daí se obtém e a forte emigração que se verificou nestes locais. O abandono destas áreas pode ter várias consequências geomorfológicas destacando-se a ocorrência de desmoronamentos e deslizamentos, como frequentemente pudemos observar.

As áreas de fortes declives, onde o solo existente não suporta a prática da agricultura, sofrem igualmente a acção do homem, quer com a prática da pastorícia, quer com a plantação da floresta. Estas actividades, nem sempre são realizadas com os cuidados devidos e, por isso, podem ter consequências graves, nomeadamente as implicações que acarretam na morfodinâmica actual.

2.2.2 - O declive e a exposição

A morfodinâmica deve ser ainda relacionada com outros factores, nomeadamente no que se refere à exposição solar das vertentes (fig. 52). Este aspecto pode contribuir para um comportamento diferenciado de um mesmo processo morfogenético ou para o aparecimento de outros diferentes. A carta das exposições demonstra que aproximadamente 25% da área se encontra exposta a

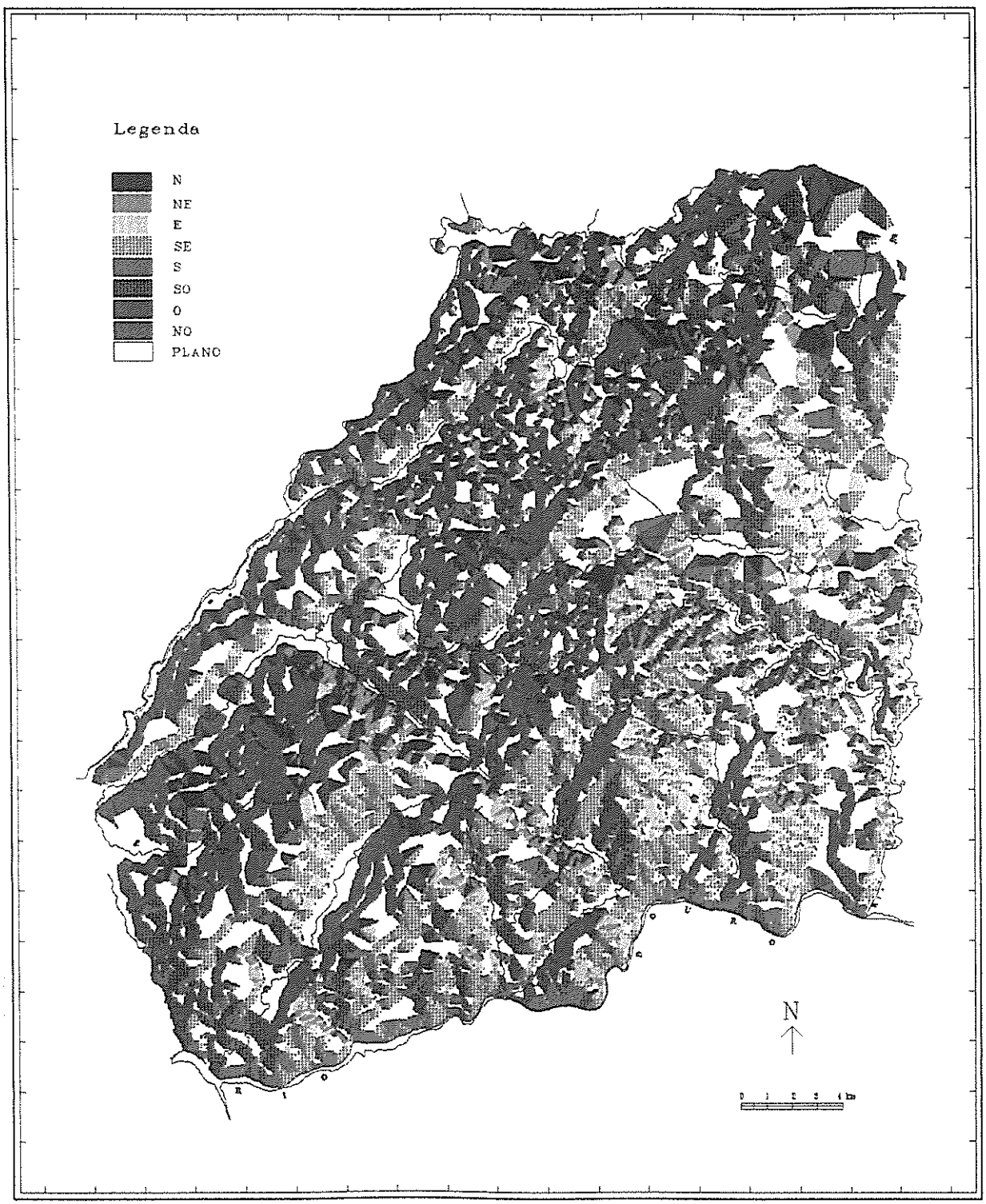


Fig. 52 - Mapa de exposição das vertentes.

qualquer quadrante distribuindo-se a parte restante de uma forma mais ou menos uniforme pelos diversos quadrantes considerados. Evidentemente que a sua distribuição espacial está condicionada por factores morfológicos locais, especialmente com a direcção dos cursos de água. Os quadrantes voltados a Norte (NW, N, NE) ou seja, aqueles que apresentam um "*déficit*" de insolação maior, representam cerca de 24% da área total da serra do Marão.

A exposição da vertente aos raios solares em conjugação com o declive da mesma tem, sobretudo, implicações na quantidade de insolação recebida. Se atendermos a que, numa vertente, aquela é proporcional ao cosseno do ângulo de incidência, então podemos pensar que a vertente pode ter um papel favorável reduzindo-o sobre a superfície receptora ou, ao contrário um, papel desfavorável, aumentando-o. Regra geral, as fortes alturas do sol favorecem os declives fracos. Quando o sol se apresenta com uma altura mais baixa, somente as vertentes de fortes declives, bem orientadas face ao sol, são favorecidas (O. CANGICH, 1981).

Para além do declive, também a orientação das vertentes relativamente ao "trajecto solar" é fundamental porque o seu papel é duplo. Para O. CANGICH (1981) ele regula o ângulo de incidência. Para uma dada altura do sol ao meio dia e um determinado valor de declive, o ângulo de incidência é evidentemente diferente de acordo com o ponto cardeal para que a vertente se encontre orientada. Por outro lado, a orientação influi sobre o tempo de insolação. Se uma vertente orientada a sul é continuamente ensoalhada, salvo de 21 de Março a 21 de Setembro durante um pequeno período de tempo, que precede ou que se segue ao nascer e ao pôr do sol o mesmo não acontece para uma vertente voltada a Norte que só recebe radiação directa durante o tempo que a altura do sol é superior ao valor do declive da vertente.

Este factor é importante pelos efeitos que manifesta sobre a temperatura, quer na variação diurna, quer na variação anual, com as implicações

que tem noutros fenómenos, como, por exemplo, no prolongamento da acção da geada, quer em número de dias, quer na manutenção dos "*pipkrakes*" ao longo de todo o dia ou mesmo de vários dias seguidos tendo como consequência o aumento da sua dimensão, já que não chegam a derreter completamente ao fim de um dia.

Deste modo, também tem implicações na temperatura que pode manter-se negativa durante todo o dia, atingindo-se, em alguns dias do mês de Dezembro e Janeiro, temperaturas mínimas na ordem dos 15°C negativos, como acontece, por exemplo, nas cabeceiras da Ribeira de Chão Rosso ou nas do rio Ovelha, como tivemos a ocasião de observar durante o trabalho de campo. De facto, no dia 22 de Dezembro de 1989, registámos às 8 horas da manhã um valor negativo de 14,5°C nas cabeceiras da ribeira de Chão Rosso, enquanto que à mesma hora, na vertente oposta voltada a SE, na depressão da Campeã o valor da temperatura cifrava-se apenas pelos 8°C negativos. Mais significativo, no entanto, é o facto de às 15 horas, no primeiro local de medição, o valor da temperatura ser de -3°C, enquanto que na vertente soalheira ascendia a 5°C. Este é apenas um exemplo de um dia em que registámos temperaturas com valores muito baixos no entanto, várias vezes registámos temperaturas, em vertentes voltadas para quadrante Norte, na ordem dos 10°C negativos às 8 horas da manhã, situando-se o seu valor às 15 horas por volta dos 0 a 1°C.

A distribuição da precipitação também pode estar condicionada pela orientação das vertentes. A análise que S. DAVEAU (1977) fez para o conjunto montanhoso Marão-Alvão, mostra como o relevo pode influenciar a distribuição deste elemento climático (23). Nas medições que efectuámos dos valores de precipitação

---

(23) - No estudo realizado a autora conclui que a distribuição da precipitação nos maciços montanhosos do Marão e Alvão confirma que "*l'influence d'une chaîne montagneuse est très différente selon qu'elle s'aligne perpendiculairement ou parallèlement à la direction du flux général, et selon aussi qu'elle est abordée par des*

para o período compreendido entre 26 de Outubro de 1991 e 5 de Julho de 1992 (24) constatámos algumas diferenças significativas entre os diferentes locais, que se relacionavam com a exposição das vertentes e com as massas de ar que afectavam a região.

Assim, por exemplo, no período decorrido entre 3 a 9 de Novembro de 1991 o tipo de tempo que originou precipitação relacionou-se fundamentalmente com o quadrante SW, pelo que explica a diferença de precipitação existente entre o local que denominamos Senhora da Serra, orientado para SW e Chão Rosso voltado a NW (25). Inversamente, quando a precipitação se relaciona com massas de ar do quadrante NW, era o pluviómetro de Chão Rosso que registava maior quantidade de precipitação se comparado com qualquer um dos outros pluviómetros. Estão, neste caso, os períodos de 6 a 13 de Dezembro de 1991 e de 13 a 23 do mesmo mês.

---

masses d'air d'instabilité verticale forte ou modérée. L'importance du site topographique et de sa position par rapport aux formes voisines est démonstré. Le faciés pluviométrique et climatique d'une vallée, d'une croupe ou d'un versant ne peut se comprende que dans son contexte régional mais, inversement, dès que le relief est différencié, la diversité locale est telle que la définition d'un climat régional ne peut guère se faire globalement. Chaque site présente un faciès propre et c'est leur agencement qui caractérise vraiment le type régional que les enregistrements d'une seule station ne permettent en aucune façon de définir" (S. DAVEAU, 1977)

(24) - Estas medições foram feitas no sentido de relacionarmos a evolução das ravinas com a quantidade de precipitação, como adiante se explicitará. Um dos parâmetros que foi considerado para a selecção das ravinas foi a sua exposição, pelo que os pluviómetros correspondiam, também, a esta solicitação.

(25) - Os resultados encontram-se nos quadros CII a CVIII em anexo

Deste modo, pela importância que este fenómeno possui, quer nos processos morfogenéticos, quer mesmo nas actividades desenvolvidas pelo homem, elaborámos um mapa tendo como objectivo determinar o "*déficit* " de insolação (Fig. 53). Este parâmetro está directamente relacionado com o declive das vertentes e com a sua exposição. O mapa demonstra que predominam as áreas com um forte *déficit* de insolação que estão directamente relacionada, com as vertentes expostas aos quadrantes Norte (NW, N, NE) e mesmo Oeste. A, área do vale do Douro é, sem dúvida, aquela que apresenta valores mais elevados, já que se encontra voltada ao quadrante Sul.

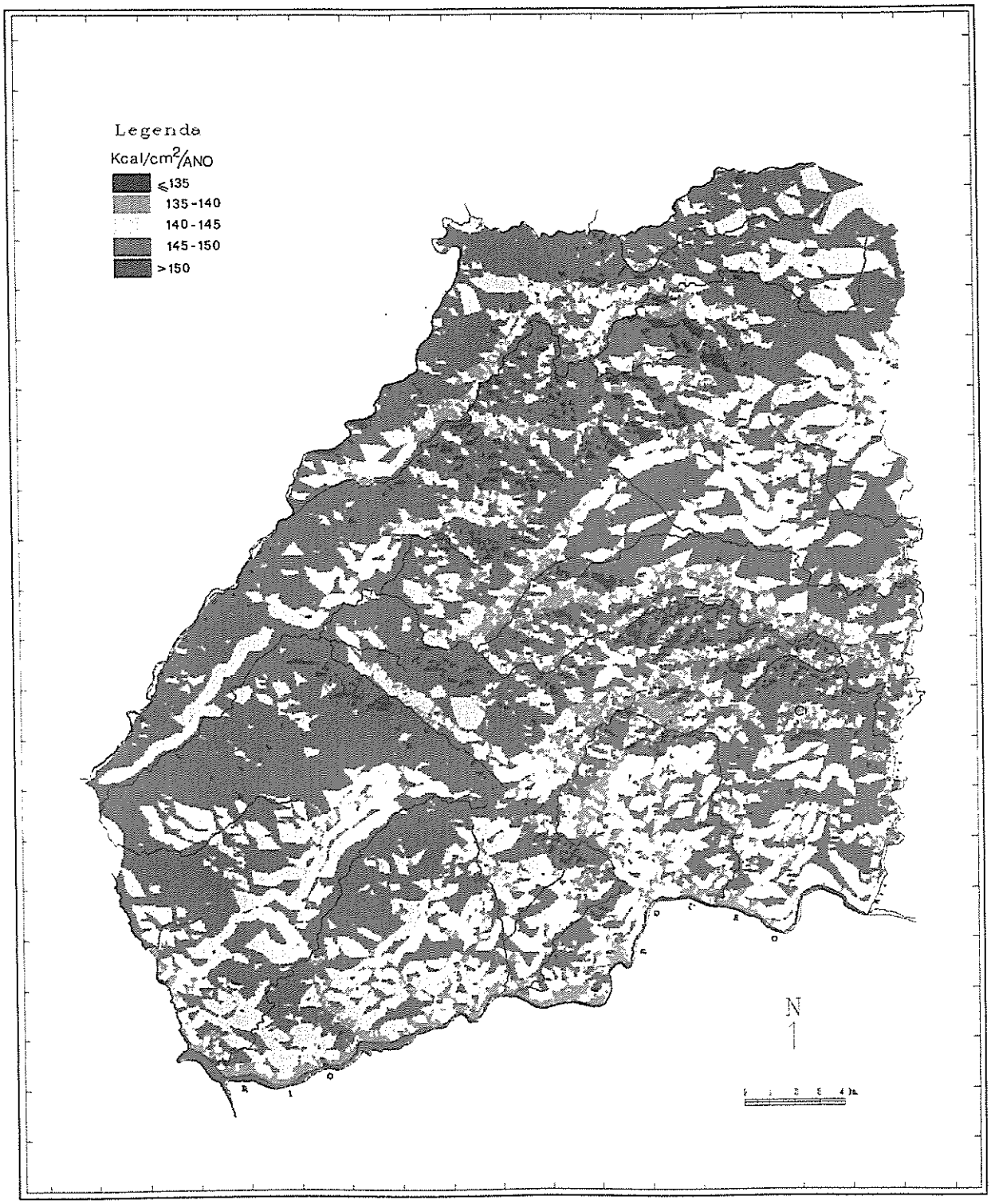


Fig. 53 - Mapa da radiação solar

2.3 - A importância dos elementos climáticos

O comportamento dos elementos climáticos é um outro aspecto que se revela importante para a compreensão dos processos morfogenéticos.

A sua análise não pode reduzir-se aos valores médios. Torna-se importante conhecer a sua variação, quer a nível intra-anual, quer a nível de uma série temporal mais vasta, especialmente pelas consequências que essa variação tem sobre os processos morfogenéticos (F. REBELO, 1983).

2.3.1 - A precipitação

2.3.1.1 - A pluviosidade

A pluviosidade é apenas uma das formas de precipitação, pois a queda de neve também ocorre nesta Serra. Pelos efeitos geomorfológicos que possuem o estudo de ambas mostra-se importante para a compreensão da dinâmica dos processos morfogenéticos actuais.

Para a obtenção de informação estatística sobre a pluviosidade existem vários postos udométricos localizados na área de estudo (26) e outros relati-

---

(26) - Os postos udométricos situados na área de estudo são, Campeã e Candemil. Paradança, apesar de se situar no interior da área de estudo, é um posto muito recente, para o qual, apenas existem registos a partir do ano de 1989.

vamente próximos (27), que permitem uma caracterização razoável dos quantitativos de precipitação. As estações meteorológicas, aquelas que fornecem um tipo de informação mais completa, situam-se na periferia da área de estudo (28) e apenas do lado oriental. Na parte ocidental não existe nenhuma estação meteorológica próxima (29), pelo que se tornam difíceis a análise e comparação de alguns dados importantes.

Pode afirmar-se que a precipitação média anual, com a excepção do Peso da Régua, é sempre superior a 1000 mm (Quadro XXVII) (30). É na Campeã, no posto udométrico de maior altitude (800 m), que se verifica o valor médio máximo (2186,9 mm).

É nítida a influência da altitude, mas também da morfologia, na distribuição espacial deste elemento climático. Assim, é evidente que, do lado ocidental do Marão os valores de precipitação se apresentam mais elevados que do lado oriental, mesmo quando as altitudes a que se encontram os postos udométricos é mais baixa. Podemos dar como por exemplo, do lado ocidental, Amarante (1242,6 mm), Entre-os-Rios (1289,0 mm). No entanto, as estações meteorológicas de Peso

---

(27) - Os postos udométricos situados na periferia da área de estudo, mas que foram utilizados para esta análise devido à sua proximidades, são Amarante, Celorico de Basto, Entre-os-Rios, Lamas de Olo e Marco de Canaveses.

(28) - As estações meteorológicas utilizadas foram Peso da Régua e Vila Real.

(29) - As estações meteorológicas do lado ocidental situam-se todas muito próximas do litoral, pelo que não nos pareceu ser muito conveniente utilizar os seus registos para caracterizar uma área tão afastada e com características morfológicas distintas.

(30) - Os valores apresentados referem-se ao período de 1961 a 1991

Quadro XXVII - Localização das estações meteorológicas e postos udométricos utilizados e precipitação média para o período de 1960 a 1991.

Posto de medição	Latitude	Longitude (GW)	Altitude	Precipitação (mm) (1961-1991)	Nº médio de dias de precipitação (1961-1991)
Amarante	41º 16' N	8º 05' W	90 m	1242,6	123
Candemil	41º 14' N	7º 59' W	470 m	1254,2	108
Campeã	41º 17' N	8º 53' W	800 m	2186,9	139
Celorico de Basto	41º 24' N	8º 00' W	200 m	1667,6	106
Entre-os-Rios	41º 05' N	8º 18' W	50 m	1289,0	120
Lamas de Olo	41º 22' N	7º 48' W	1100 m	1612,5	104
Marco de Canaveses	41º 11' N	8º 09' W	110 m	1249,8	122
Peso da Régua	41º 10' N	7º 48' W	65 m	915,3	115
Vila Real	41º 19' N	7º 44' W	481 m	1105,5	127

da Régua (899,0 mm) e de Vila Real (1063.8 mm) situadas do lado oriental desta Serra apresentam valores médios de precipitação mais baixos.

Este fenómeno foi evidenciado por S. DAVEAU (1977) na carta que elaborou para a distribuição da precipitação em Portugal, onde os valores deste elemento climático, para as altitudes mais elevadas da serra do Marão estão acima dos 1000 mm, podendo atingir valores superiores a 3000 mm, quando as altitudes se apresentam para lá dos 1000 metros.

Mas nem só a altitude tem repercussões na distribuição da precipitação. A disposição do relevo é um dos factores mais importantes na repartição espacial das precipitações às escalas local e regional (S. DAVEAU, 1978). No caso específico do alinhamento montanhoso Marão-Alvão, a mesma autora

demonstrou-o perfeitamente que este conjunto constitui uma importante barreira aos ventos que sopram de Oeste e de Noroeste, mas que, ao alongar-se segundo o eixo dos ventos do quadrante Sul, também os canaliza ao longo dos vales do Tâmega e do Corgo. Este facto, aliado à diversidade de tipos de tempo pluviosos que atingem Portugal, reflecte-se na distribuição da precipitação neste maciço montanhoso (S. DAVEAU, 1977; L. CUNHA, 1983).

Mais significativas que as quantidades médias para o estudo dos processos morfogenéticos actuais são, as variações intra-anuais e inter-anuais muito extremadas que se verificam.

Da análise das diferentes séries temporais correspondentes aos vários postos udométricos e estações meteorológicas, constatam-se fortes variações de ano para ano, assim como fortes desvios relativamente à média (31) (Quadros XXVIII a XXXVI - Anexo e Figs 54 a 62). De facto, a sua variabilidade é extremamente grande de ano para ano, tornando-se difícil definir períodos em que a precipitação seja relativamente constante. Os desvios relativamente à média do período em análise pode nalguns casos ser superior a 1000 mm quer positivos quer negativos . Por exemplo, em Lamas de Olo nos anos de 1965 e 1966 os desvios são respectivamente de 1114,0 mm e 1322,0 mm e, em 1963 ultrapassa os 2000 mm.

---

(31) No posto udométrico de Candemil, nos últimos anos (de 1985 a 1991) notou-se um decréscimo muito significativo nos valores de precipitação anual, que, em nosso entender devem-se a uma leitura errada da escala do pluviómetro, já que nos restantes postos udométricos tal facto não é significativo. Neste posto udométrico, desde 1985 que não existem dias com precipitação compreendida entre 0,1 mm e 10 mm , enquanto que os dias com precipitação inferior a 0,1 mm, se apresentam exageradamente altos, quando comparados com os anos anteriores a 1985.

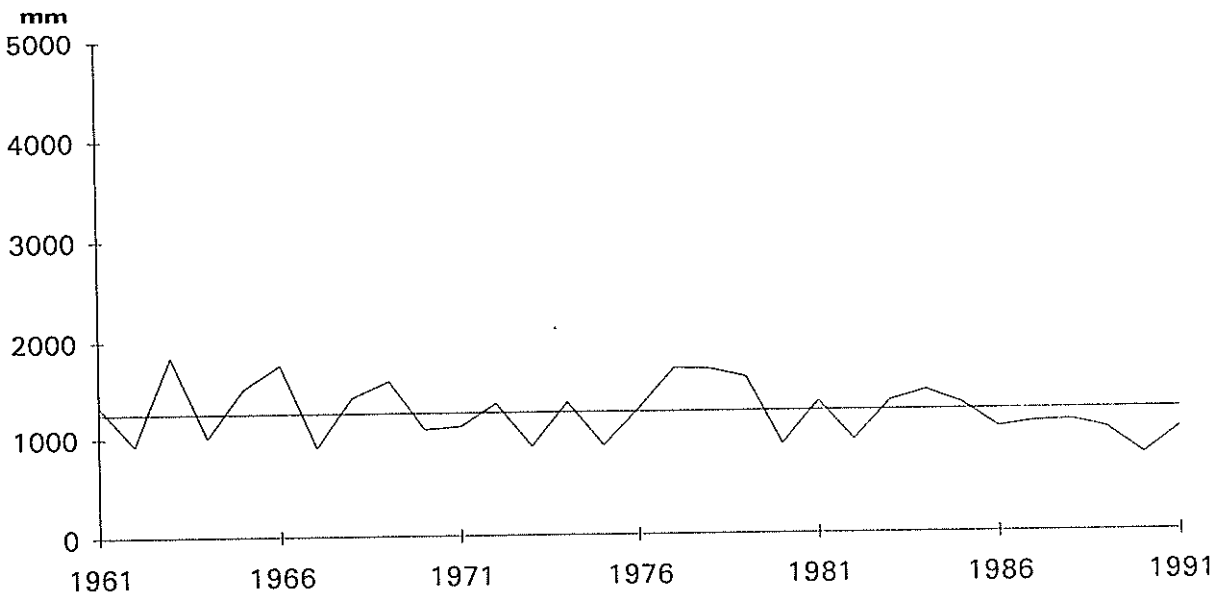


Fig. 54-- Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Amarante.

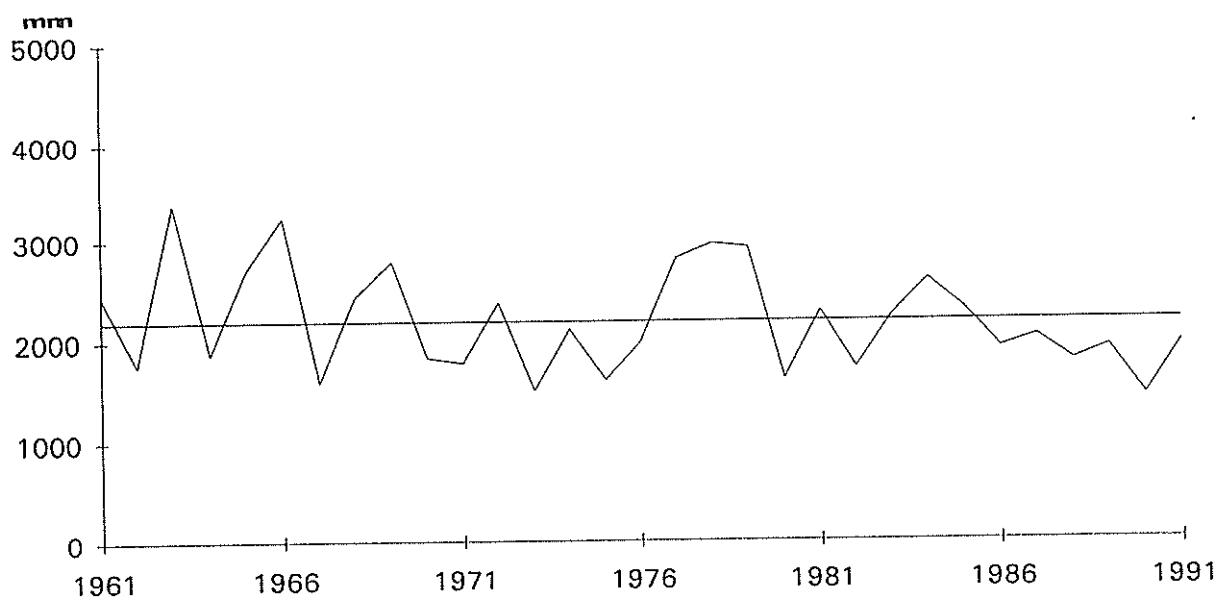


Fig. 55-- Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Campeã.

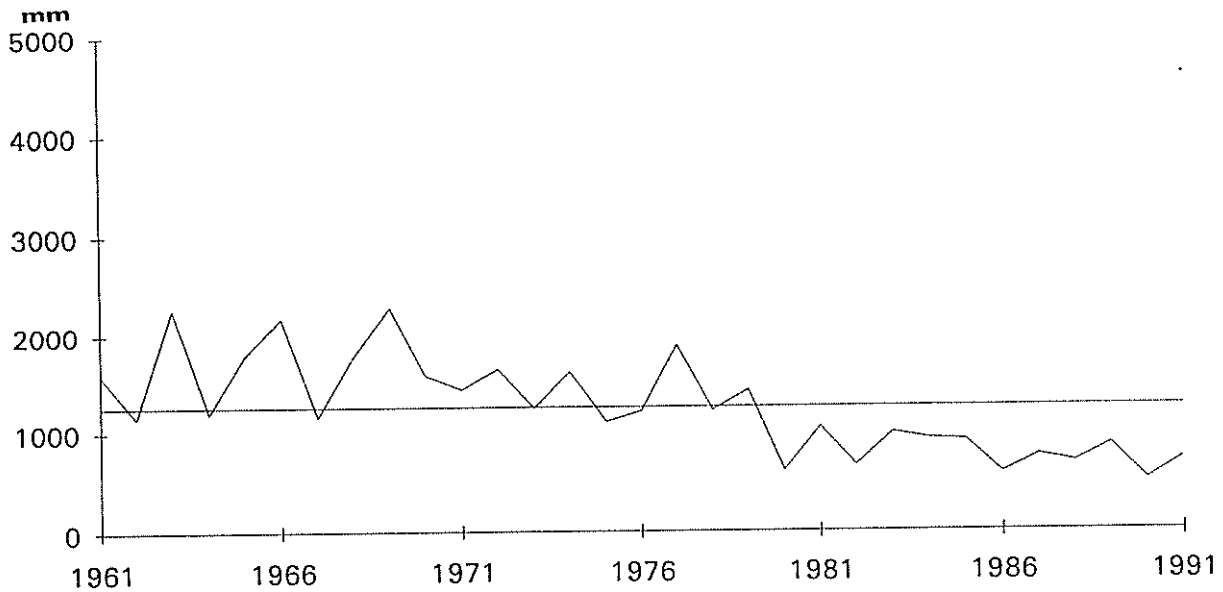


Fig. 56-- Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Candemil.

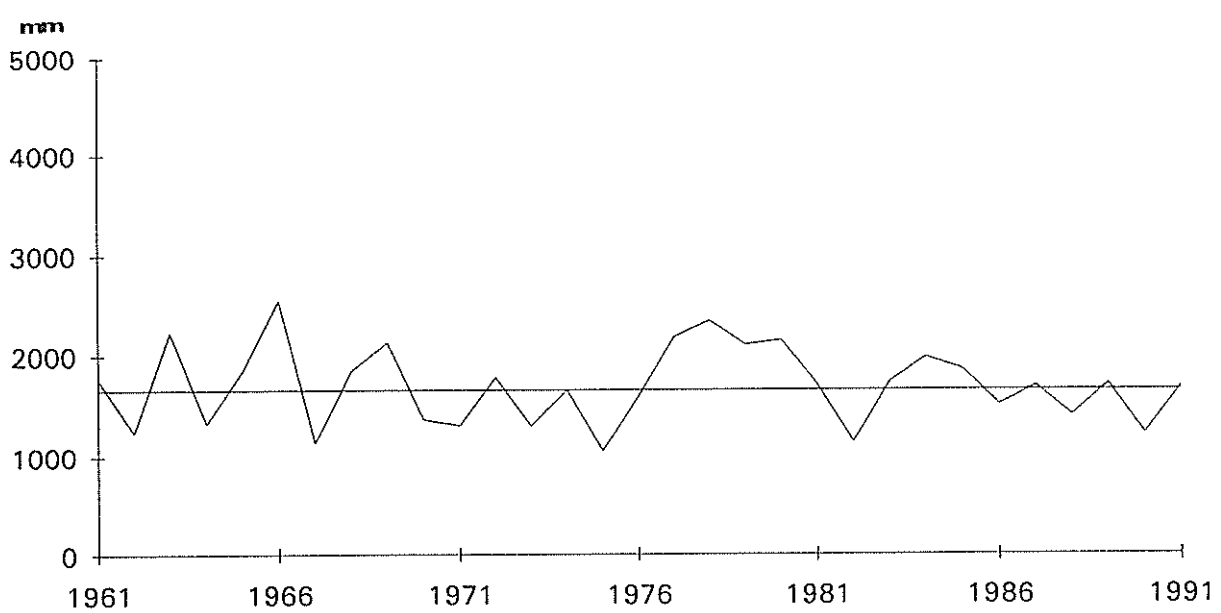


Fig. 57-- Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Celorico de Basto.

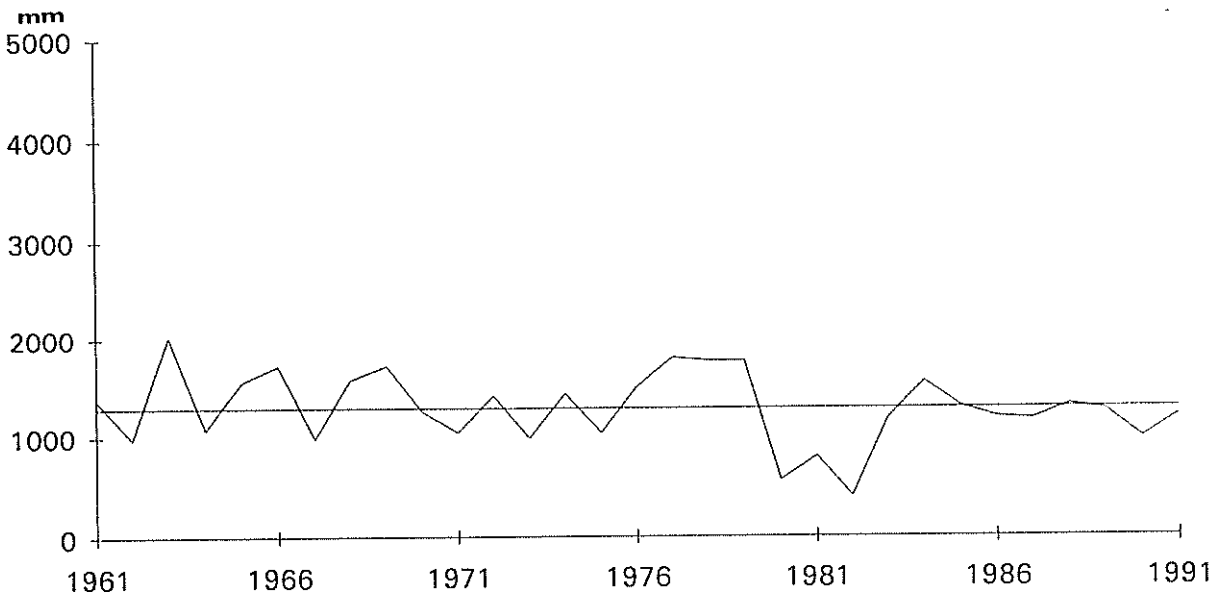


Fig. 58-- Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Entre-os-Rios.

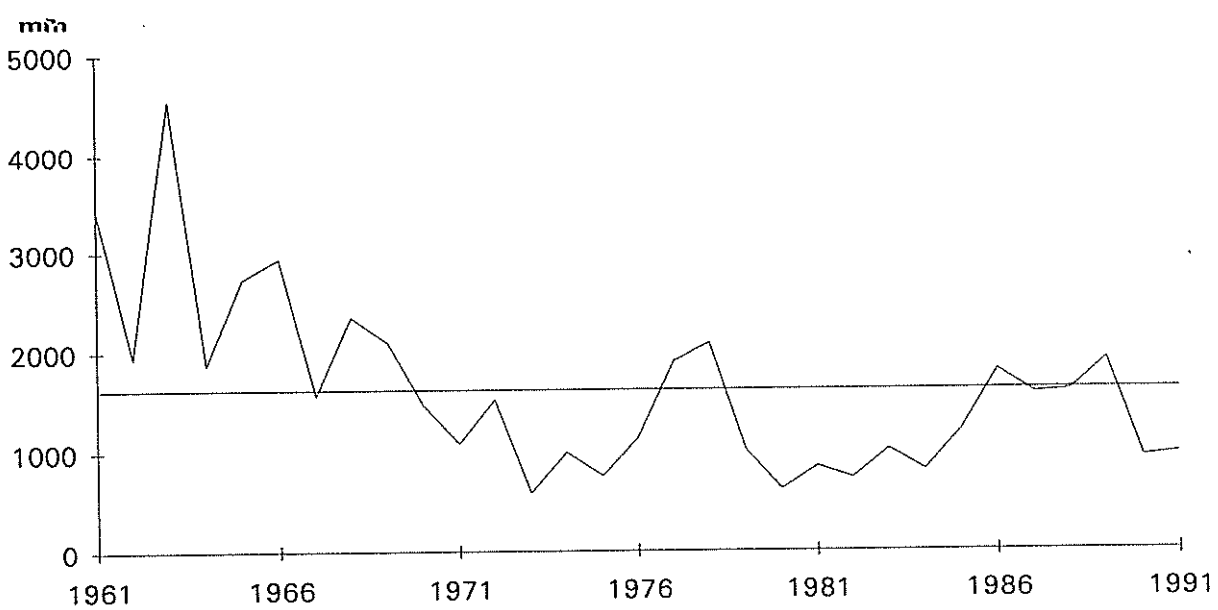


Fig. 59-- Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Lamas de Olo.

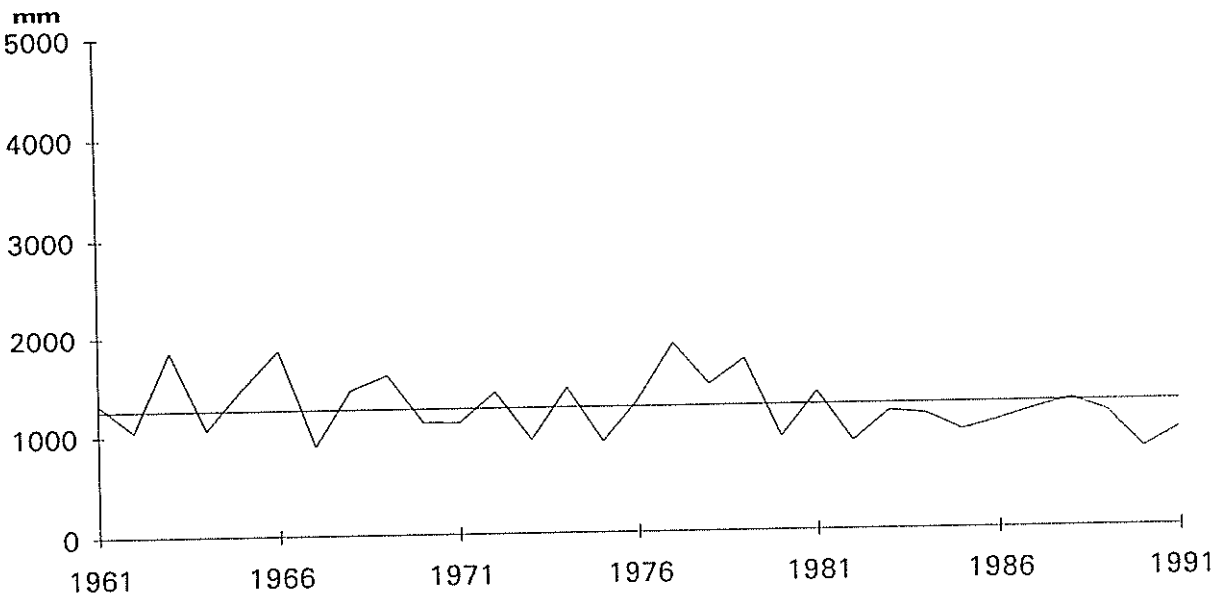


Fig. 60 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Marco de Canaveses.

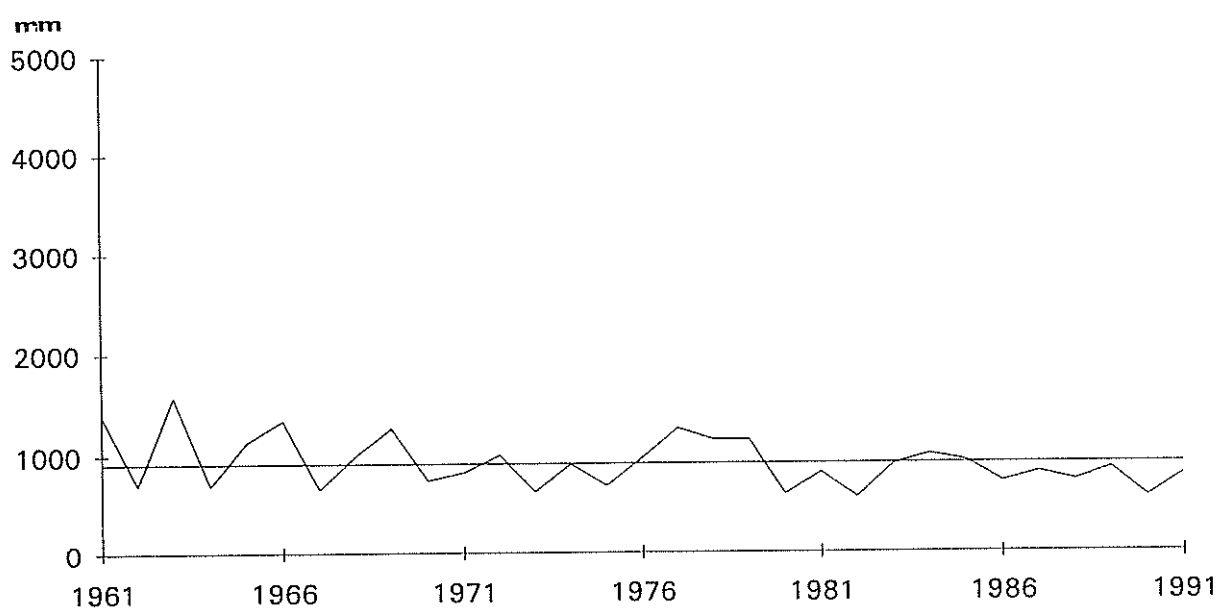


Fig. 61 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para a estação meteorológica de Peso da Régua.

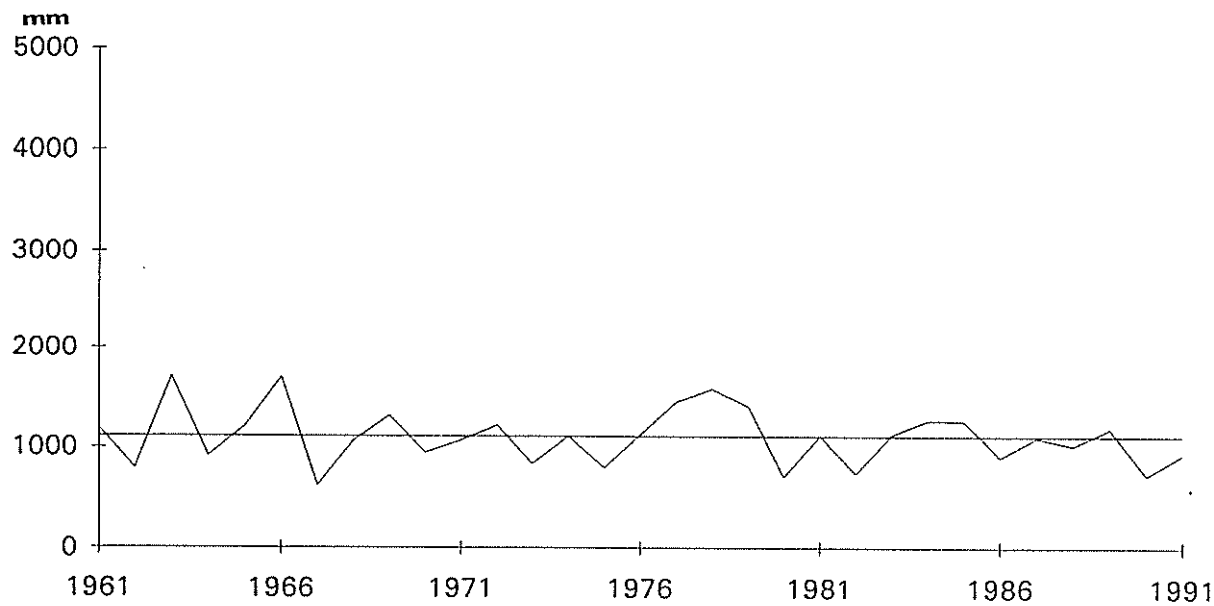


Fig. 62 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para a estação meteorológica de Vila Real.

Mas para o ano de 1973 apresenta um desvio negativo de 1019,6 mm. Apesar destes serem valores excepcionais, em quase todos os postos udométricos e estações meteorológicas atingem-se desvios, superiores a 500 mm, quer positivos quer negativos, o que demonstra a grande variação interanual que se verifica nesta área.

Importante também pelas implicações que pode ter nos processos morfogenéticos é a distribuição deste elemento climático ao longo de um ano. A sua variabilidade é notável, facto que se insere nas características do clima de Portugal. Os meses menos pluviosos correspondem sempre a Julho e Agosto, com precipitações médias inferiores a 30 mm independentemente das altitudes a que os postos udométricos e estações meteorológicas se encontram.(Figs 63 e 64).

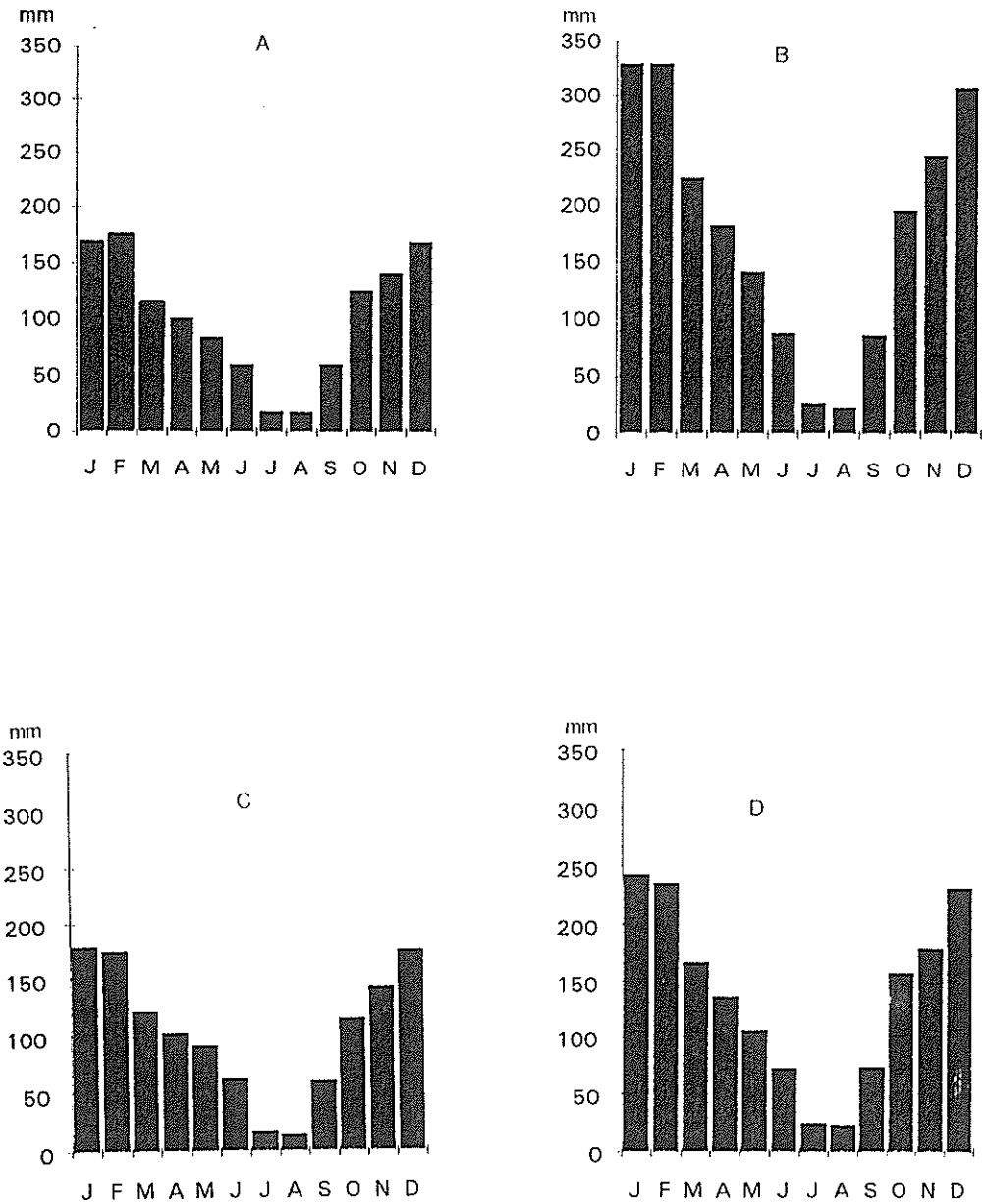


Fig. 63 - Gráficos pluviométricos dos postos udométricos de Amarante, (A) Campeã (B), Candemil (C) e Celorico de Basto (D).

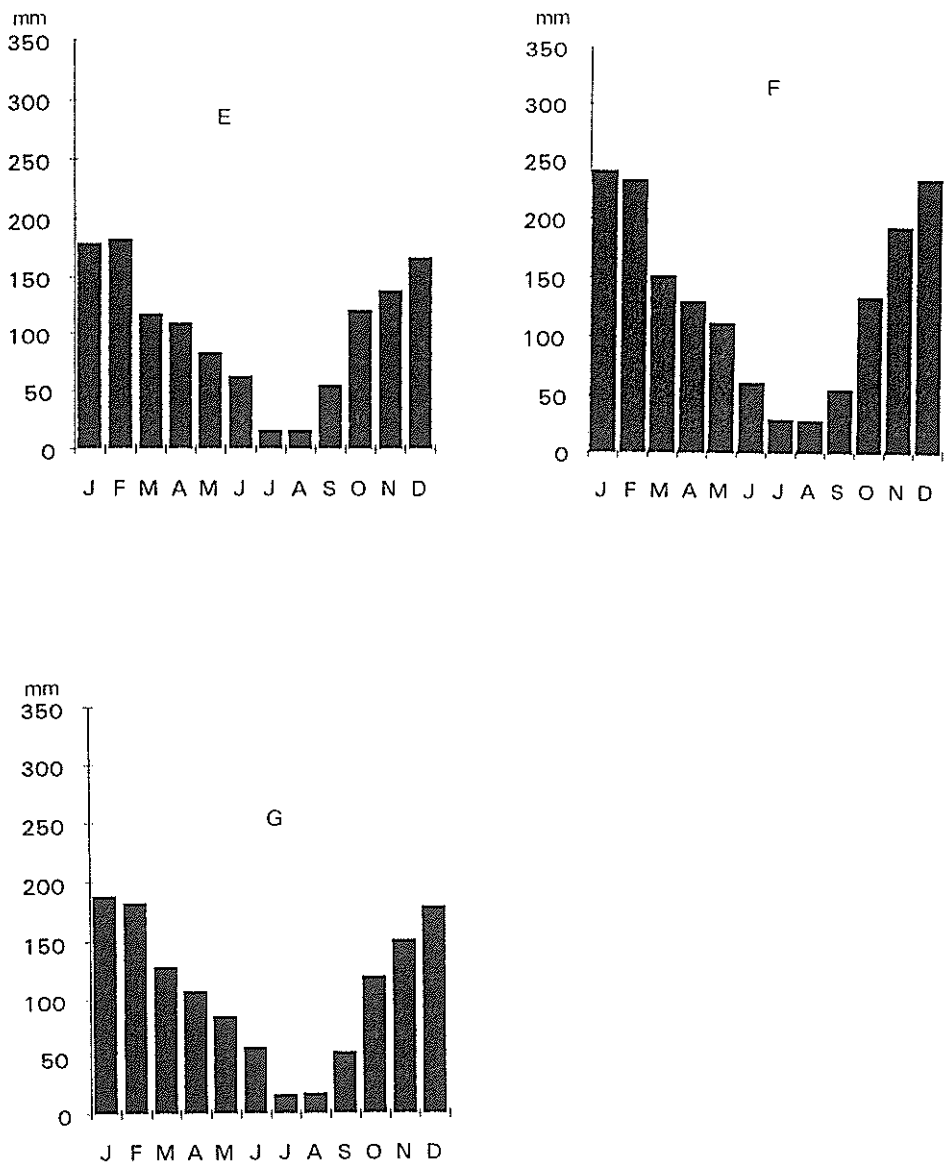


Fig. 64 - Gráficos pluviométricos dos postos udométricos Entre-os-Rios (E), Lamas de Olo (F) e Marco de Canaveses (G).

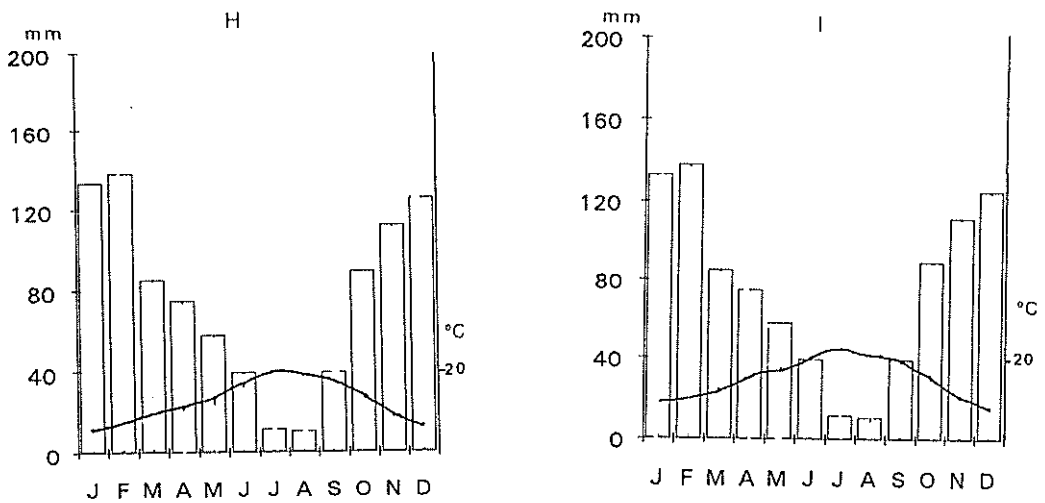


Fig. 65 - Gráficos termo-pluviométricos de Peso da Régua (H) e Vila Real (I)

Aqueles em que ocorrem as maiores quantidades de precipitação são em número bem mais elevado, distribuindo-se por duas estações do ano: Outono e Inverno. Com efeito, os meses de Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro e Março, concentram em todas as estações meteorológicas e postos udométricos mais de 60% do total de precipitação. No entanto, existem pequenas variações na distribuição da precipitação ao longo do ano como se pode verificar nos diversos histogramas. A altitude e a posição geográfica são importantes para a explicação.

Assim, na distribuição da precipitação ao longo dos meses do ano nota-se que a transição entre os meses de Inverno e os Verão se faz através de um

decréscimo progressivo a partir do mês de Fevereiro até Junho. Com a excepção de Vila Real e Peso da Régua, o mês de Abril apresenta valores médios de precipitação superiores a 100 mm, Nos postos udométricos de Campeã, Celorico de Basto e Lamas de Olo este facto ocorre ainda no mês de Maio, descendo apenas a valores inferiores a 100 mm no mês de Junho. O mês de Julho apresenta valores médios de precipitação muito baixos sendo de realçar o forte contraste que existe entre este mês e o anterior, já que a diferença existente pode ser superior a 50 mm como acontece nas estações de Campeã e Celorico de Basto. A passagem do Verão para os meses de Outono não se faz de uma forma tão progressiva já que se verifica um aumento relativamente brusco da precipitação entre o mês de Setembro e o de Outubro que pode ser superior a 100 mm, como acontece na Campeã.

Também em todos eles, ou é o mês de Janeiro, ou o de Fevereiro que possui, em média, o valor máximo de precipitação. Este facto não é muito significativo já que os valores para os meses de Dezembro, Janeiro, e Fevereiro são muito idênticos e uma pequena variação do período considerado pode introduzir modificações neste aspecto. A título de exemplo podem citar-se os casos dos postos udométricos de Marco de Canaveses e Amarante. Numa análise que se fez (A. PEDROSA, 1988), para o período de 1947-1978 constatou-se que para o posto udométrico de Marco de Canaveses o mês de Fevereiro era o mais pluvioso (200,4 mm), enquanto que para Amarante era o de Janeiro (185,4 mm). Para estes mesmos postos udométricos, para o período de 1951-1980 verificava-se uma situação diferente já que para o Marco de Canaveses era o mês de Janeiro aquele que apresentava o valor mais elevado (189,5 mm) enquanto o de Fevereiro se quedava pelos 188,4 mm. Também em Amarante a situação se inverte sendo, então, Fevereiro com 179,6 mm o que apresenta a média de pluviosidade mais elevada, relegando para segundo plano o de Janeiro com 176,9 mm (Normais Climatológicas, 1951-80).

Estes valores médios podem esconder uma realidade que é a forte variabilidade de ocorrência de precipitação que pode acontecer para cada mês ao longo de vários anos e para cada uma das estações meteorológicas ou postos udométricos De facto, apesar do mês de Janeiro, para este período, ser aquele que em termos médios se apresenta como o mais pluvioso, pode acontecer que existam anos em que quase se não verifica queda de precipitação. Basta recordar que, para os anos de 1991 e 1992, neste mês quase não choveu, tal como no próprio mês de Fevereiro. Por outro lado existem anos em que os valores de precipitação que podem ocorrer num mês se apresentem verdadeiramente excepcionais, ultrapassando os 500 mm e mesmo os 1000 mm. (32).

Outro dado importante e fundamental para o modo de actuação de alguns processos morfogenéticos é o número de dias com precipitação (Quadros XXVIII a XXXVI - Anexo). No que se refere a este parâmetro o seu número médio total não mostra uma influência directa do relevo, já que se apresenta sempre superior a 100 dias/ano em todos os postos udométricos e estações meteorológicas. O valor mínimo ocorre em Lamas de Olo (104), enquanto que o máximo se verifica na Campeã com 145 dias.

---

(32) -Consultando os dados publicados no Anuário Climatológico de Portugal (INMG), podíamos dar vários exemplos de meses em que a precipitação ultrapassou os 500 milímetros nos diferentes postos udométricos em análise, o que se pode considerar um valor verdadeiramente excepcional. Apenas para exemplificar, podemos referir os valores que se verificaram na Campeã em Dezembro de 1981 (1072,6 mm) e em Dezembro de 1978 (1020,8 mm). Aliás, nesta estação há com frequência valores de precipitação mensais superiores a 500 mm. podem ocorrer no período de Novembro a Abril. Nos outros postos udométricos e estações meteorológicas, este facto não é tão frequente, embora também se possa verificar.

Pela análise do Quadro XXVII, não parece existir uma relação directa entre a altitude e a distribuição espacial da precipitação. Efectivamente, constata-se que alguns postos udométricos situados a uma elevada altitude, como por exemplo Lamas de Olo e Candemil, apresentam um número médio de dias com precipitação menor do que o registado noutros situados a altitudes inferiores como por exemplo, Amarante, Entre-os-Rios e Marco de Canaveses.

Se se tiver em atenção, apenas, o número médio de dias com precipitação superior a 10 mm, é notória a influência da altitude a que os diferentes postos udométricos se encontram, assim como a disposição do relevo, relativamente à trajectória das diferentes massas de ar. São aqueles que se situam a altitudes mais elevadas que apresentam o valor mais elevado (Quadro XXVIII a XXXVI - Anexo). Pelo contrário, os que apresentam menor número médio de dias com precipitação superior a 10 mm são Peso da Régua e Vila Real. A sua importância no número total de dias de precipitação é também nitidamente influenciada pela altitude já que, em Candemil e Campeã, representam 45% do total e, em Lamas de Olo, ultrapassam os 50%. Nas outras estações meteorológicas e postos udométricos representam sempre menos de 40% do total.

A importância deste parâmetro varia de ano para ano assumindo maior ou menor importância conforme a concentração das chuvas. Por exemplo, no posto udométrico de Entre-os-Rios, em 1982 apenas representou 9,2% do número total de dias com precipitação, tendo ocorrido o máximo durante o período em análise em 1979 com 51,1%. Neste mesmo posto udométrico, somente neste último ano e em 1979, o número de dias com precipitação superior a 10 mm representou mais de 50% do total. Se tomarmos como exemplo Lamas de Olo os valores podem ainda extremar-se já que o mínimo de representatividade ocorreu em 1982 com 19,8% e o máximo em 1962 correspondendo a 70,0% do total de dias com precipitação. Estes dois postos udométricos representam duas situações extremas dentro da amostra em

analise. No entanto, pode afirmar-se que os postos udométricos e estações meteorológicas que se situam a altitudes baixas apresentam um comportamento idêntico à de Entre-os-Rios, enquanto os de altitude mais elevada se assemelham ao de Lamas de Olo.

Este facto é importante porque as chuvas mais concentradas têm implicações geomorfológicas significativas enquanto as que se registam em dias de precipitação inferior a 10 mm têm pouco significado geomorfológico. Este facto é tanto mais importante quanto eles concentram mais de 65% da precipitação total em todas as estações meteorológicas e postos udométricos da área. É nos meses de Outono e Inverno nomeadamente em Dezembro, Janeiro e Fevereiro que, regra geral, se obtêm valores percentuais mais elevados podendo atingir percentagens superiores a 90.%. Contrariamente, é nos meses de Verão que os valores percentuais são mais baixos, apesar de se notarem, ainda, fortes índices de concentração que, nalguns casos, são superiores a 70%. É, no entanto, um facto que pode variar muito de local para local assim como de ano para ano dentro da mesma estação ou posto udométrico. Assim, para o período em análise existem locais onde a percentagem de precipitação que corresponde a estes dias raramente desce abaixo de 80%, o que mostra, para além da concentração da precipitação nestes dias, uma variância interanual relativamente pequena. Estão neste caso, por exemplo, Celorico de Basto e Campeã. Mas esta constatação não é regra geral, já que existem outros locais onde a variabilidade interanual se mostra grande. Podemos dar como exemplo deste comportamento os postos udométricos de Entre-os Rios e Lamas de Olo. Atendendo aos exemplos que foram dados para ambos os casos pode concluir-se que o relevo e a altitude não parecem interferir de um modo muito directo no comportamento deste parâmetro.

Quanto às consequências, pode afirmar-se que as percentagens são geomorfologicamente importante, quer pela grande quantidade de precipitação

que lhe corresponde, quer pelo impacto que as gotas de chuva ("*splash*"), naturalmente mais fortes, têm no solo quer, ainda, pela forte escorrência que originam.

Contudo, a sua importância como agente da geodinâmica externa pode ainda acentuar-se se existir uma conjugação com outro tipo de factores.

Quando se verifica uma forte chuvada numa época em que o solo se encontra muito seco, (o que frequentemente acontece durante a estação do Verão ou no fim da mesma), a consequência fundamental é o aumento do efeito dinâmico do impacto das gotas de chuva, levantando e preparando melhor as partículas do solo fazendo com que a escorrência exerça uma acção de transporte mais eficaz.

O mesmo se passa quando as chuvas são muito concentradas e intensas e se verificam após um incêndio florestal, pois a sua capacidade erosiva também se manifesta quer pelo incremento da acção das gotas de chuva no solo, agora completamente desprotegido da vegetação, quer pela maior facilidade que a água de escorrência tem em transportar os materiais soltos das vertentes. Este facto foi comprovado em Setembro de 1989 numa área que havia sofrido um incêndio durante os meses de Verão próximo de Ermelo (foto 42).

Também chuvas concentradas durante vários dias seguidos podem ter consequências geomorfológicas importantes (A. PEDROSA *et al.* 1992), pelo que não bastará o estudo dos máximos diários, mas será necessário salientar os quantitativos gerais que se verifiquem com o mínimo de interrupções, isto é, marcando uma sequência suficientemente pluviosa (F. REBELO, 1983).

No sentido de se aprofundarem alguns aspectos sobre a precipitação fez-se um estudo mais pormenorizado para os anos de 1985 a 1991 que engloba o período em que fizemos trabalho de campo e no qual estudamos os diversos processos morfogenéticos responsáveis pela actual evolução morfológica da

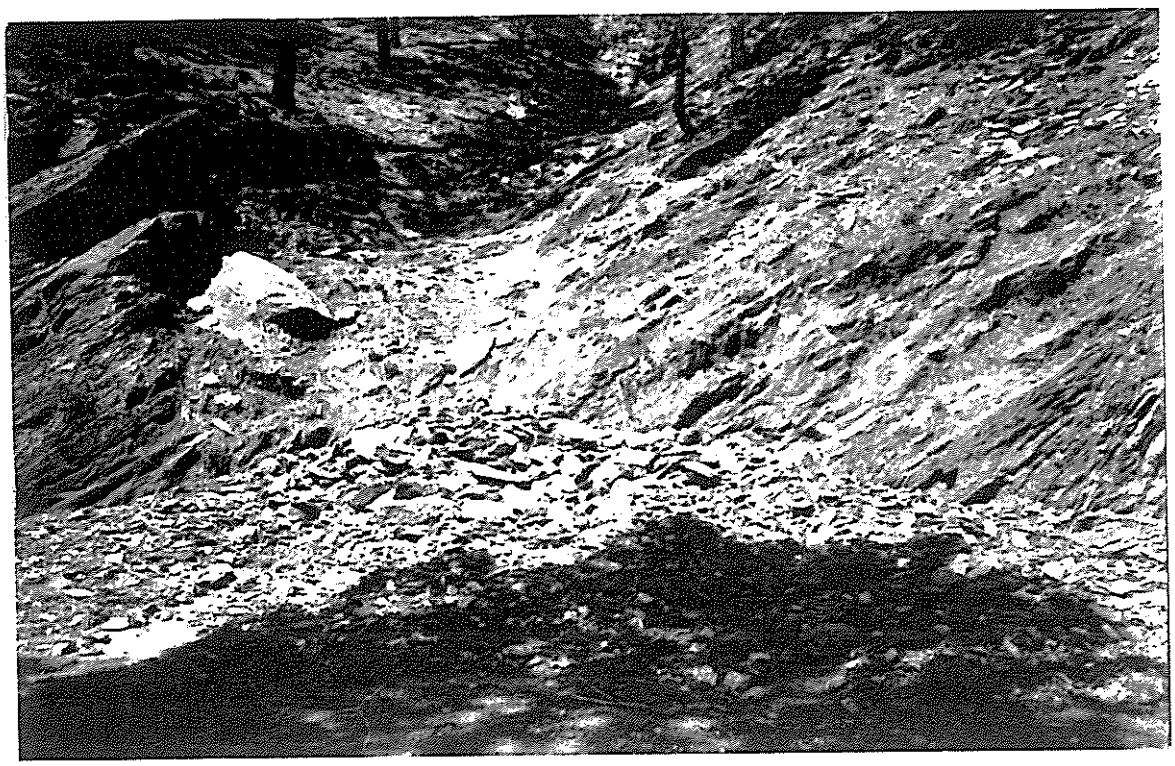


Foto 42- Material transportado pela escorrência após um incêndio numa vertente, nas proximidades de Ermelo (Setembro, 1989).

área (33).

A análise do número de dias segundo a intensidade de precipitação revela uma grande variabilidade entre as diversas estações onde se nota uma influência nítida da altitude (Quadros XXXVII a LXXII - Anexo). De facto, o número de dias com precipitação superior a 20 mm é muito mais importante na Campeã do que em Entre-os-Rios, Marco de Canaveses ou Amarante (Figs. 66 a 74). Mas este

(33) - À data de escrever esta parte do texto, não se encontravam disponíveis. os dados para o ano de 1992.

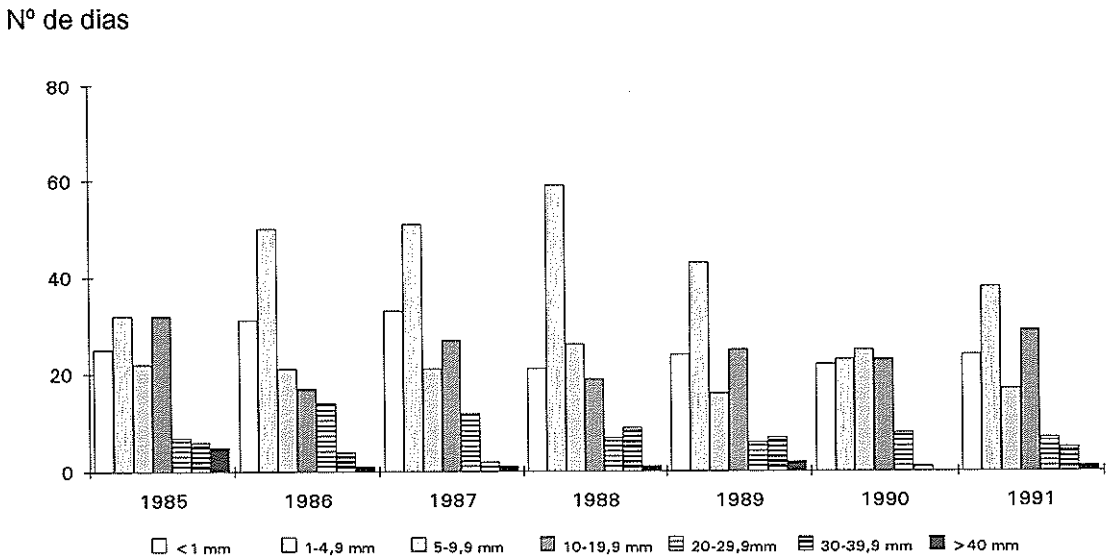


Fig. 66 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação em Amarante.

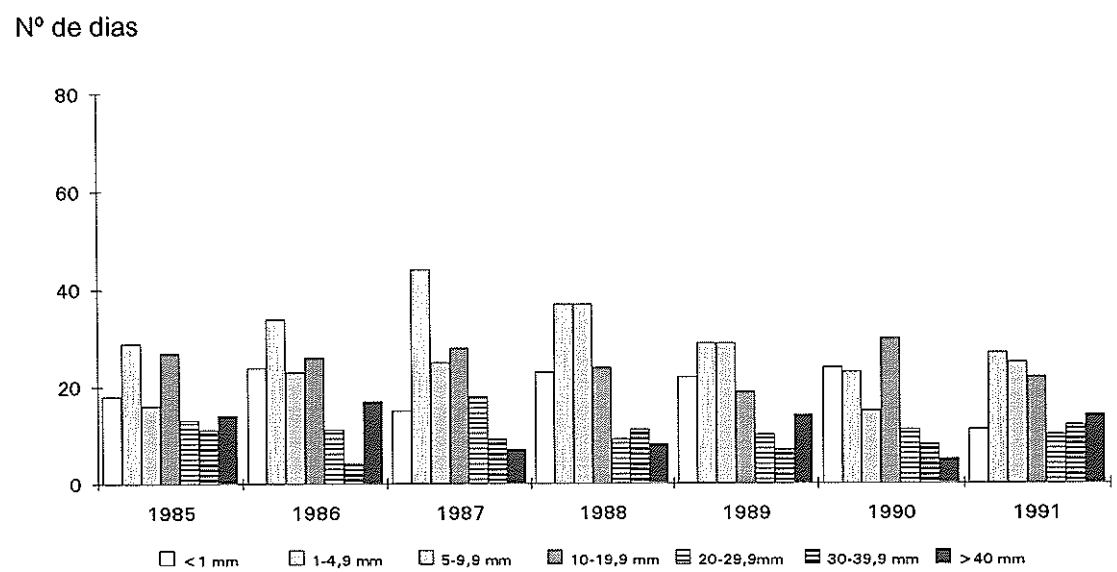


Fig. 67 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação na Campeã.

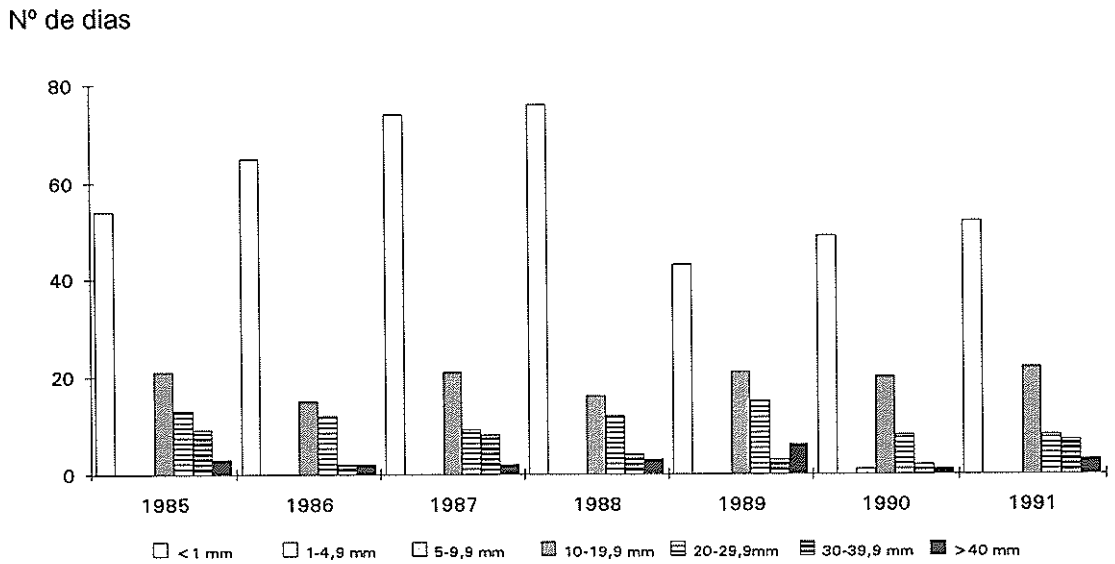


Fig. 68 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação em Candemil.

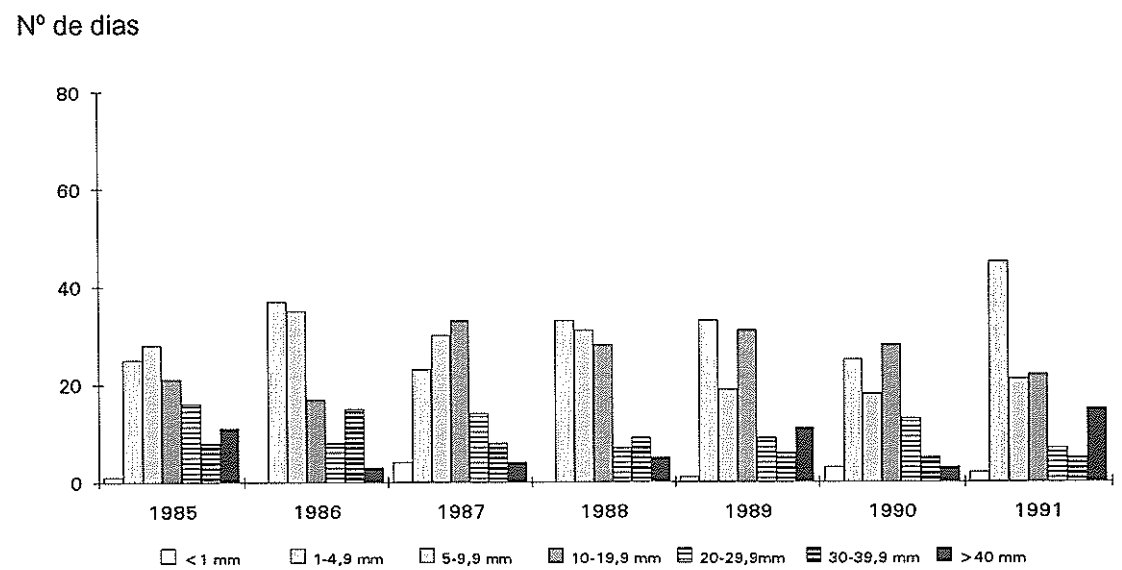


Fig. 69 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação em Celorico de Basto.

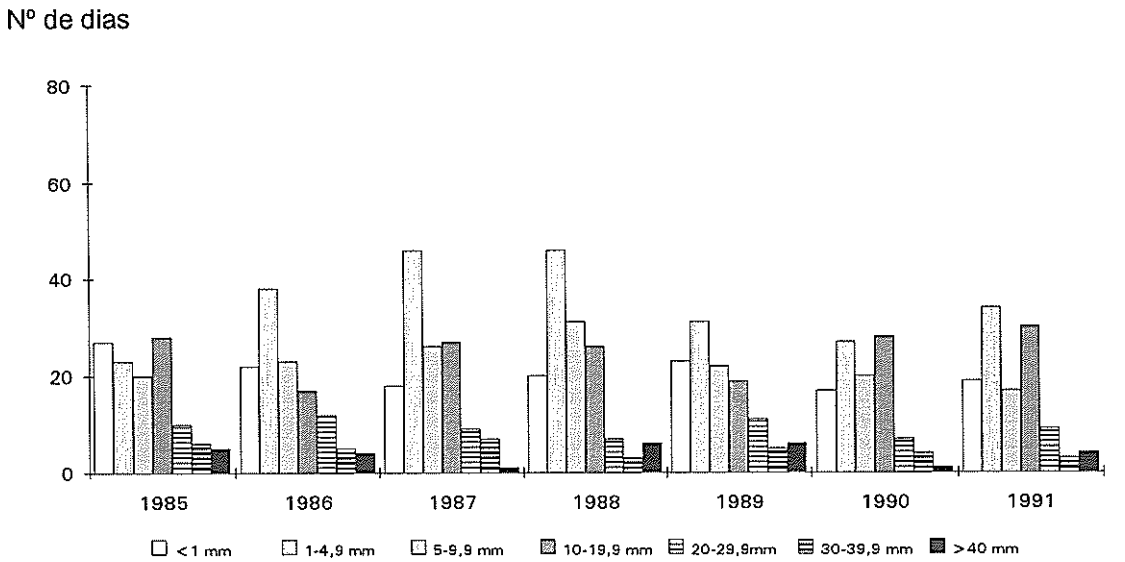


Fig. 70 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação em Entre-os-Rios.

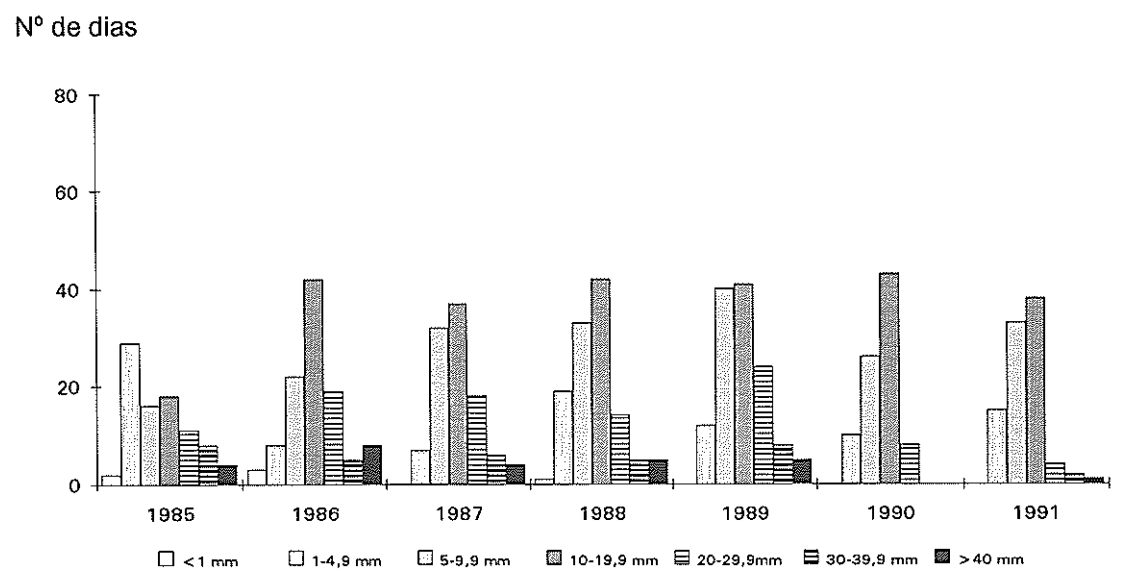


Fig. 71 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação em Lamas de Olo.

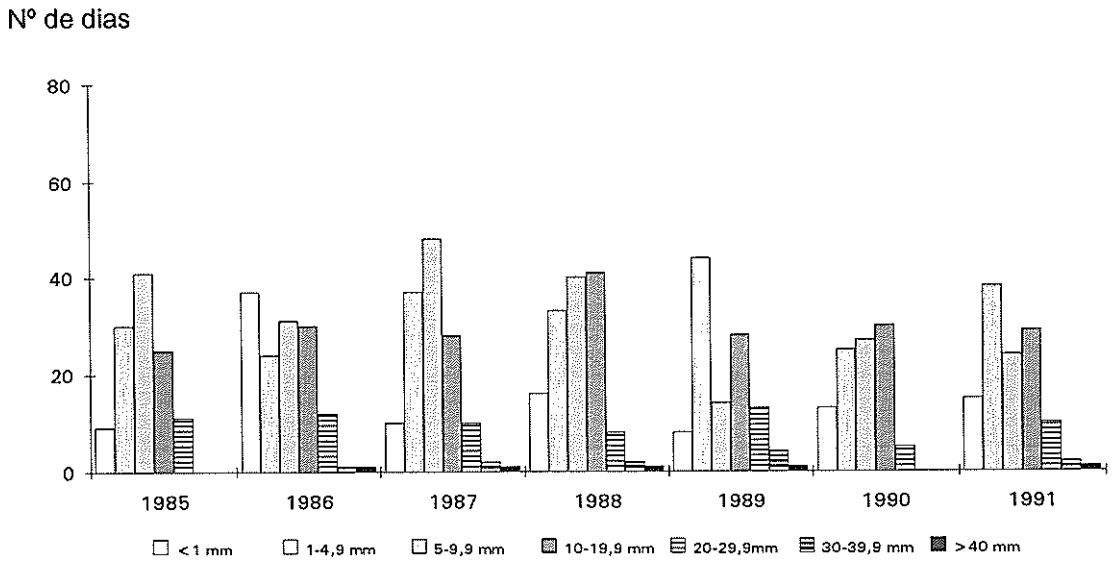


Fig. 72 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação em Marco de Canaveses.

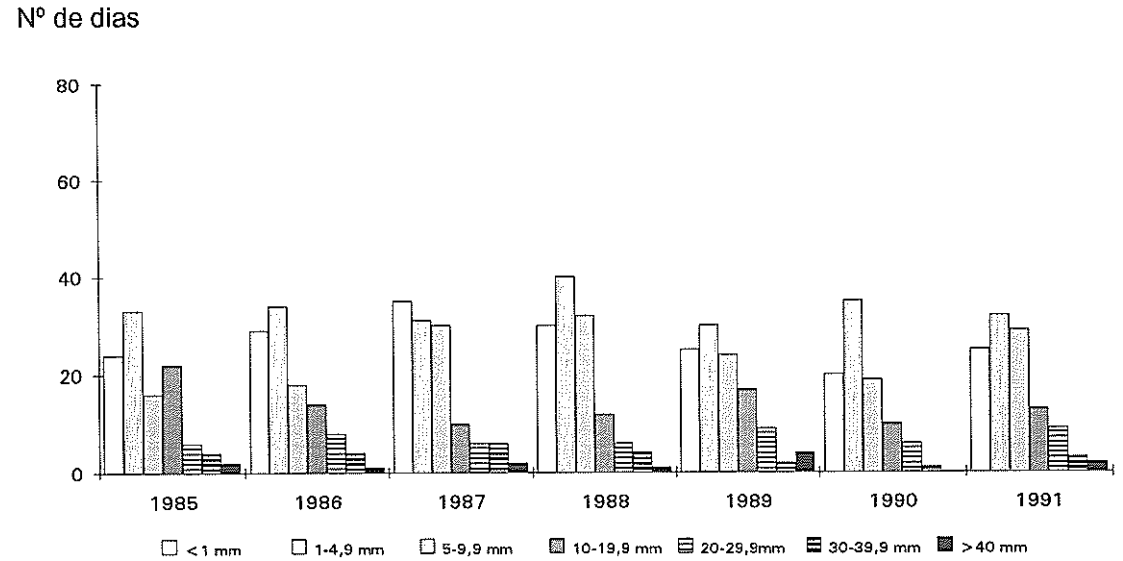


Fig.73 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação em Peso da Régua.

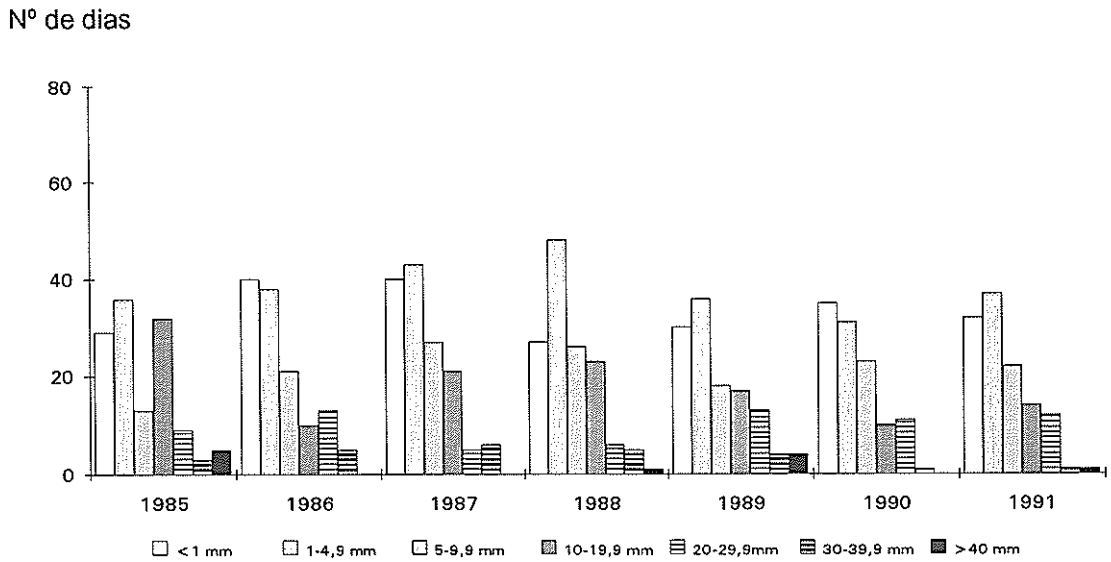


Fig. 74 - Número de dias segundo a intensidade de precipitação em Vila Real.

aspecto é ainda mais evidente se nos debruçarmos sobre os gráficos onde se analisa a quantidade de precipitação por que são responsáveis (Figs. 75 a 83). Assim, na Campeã, o número de dias com precipitação superior a 20 mm é em todos os anos analisados, responsável por mais de 50% da precipitação total com forte incidência para os dias com mais de 40 mm. O oposto a esta situação é-nos demonstrado por Marco de Canaveses onde os dias com mais de 20 mm nunca chegam a ser responsáveis por 50% da precipitação total. Neste posto udométrico os dias com precipitação superior a 30 mm, para além de serem poucos numerosos, também não possuem grande influência no total da precipitação.

Se, como verificamos, existe uma grande variabilidade de local para local, também dentro de cada posto udométrico ou estação meteorológica podem

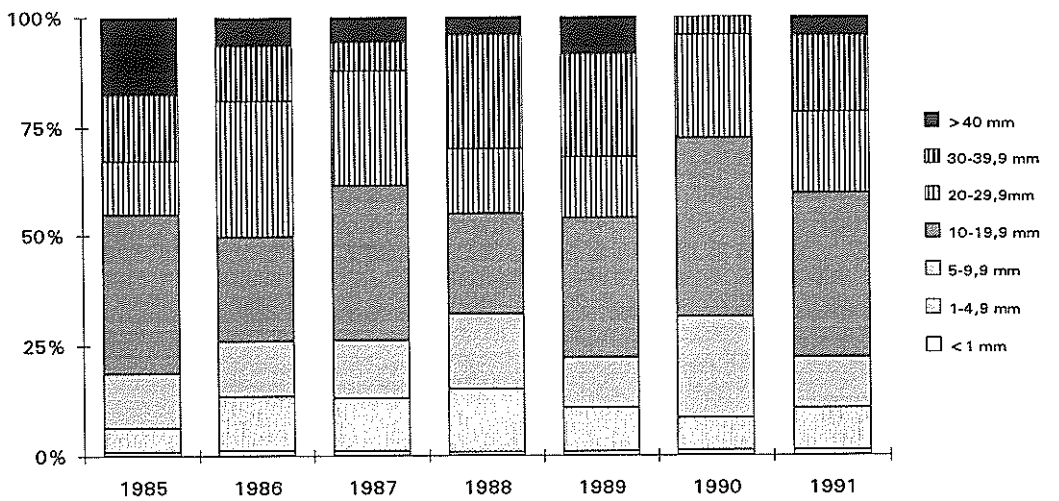


Fig. 75 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Amarante.

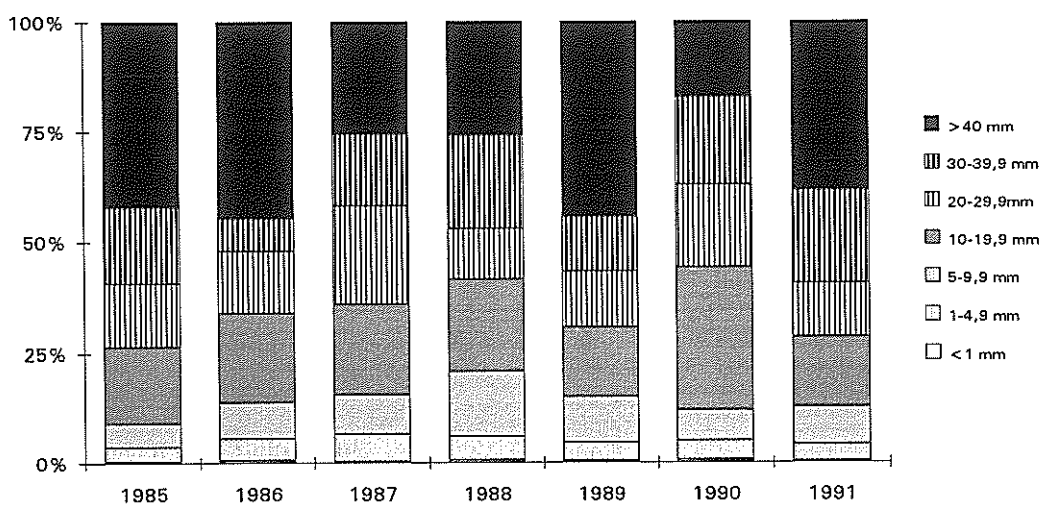


Fig. 76 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico da Campeã.

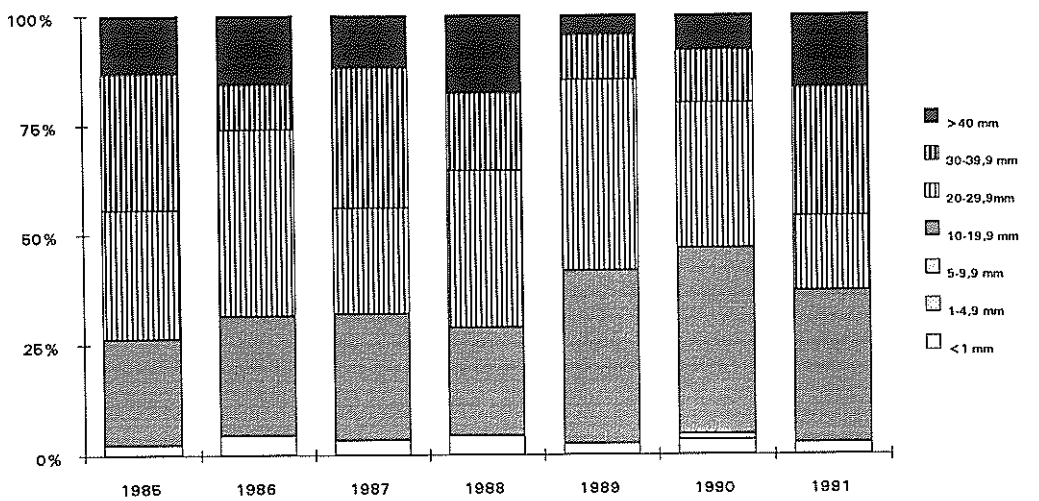


Fig. 77 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Candemil.

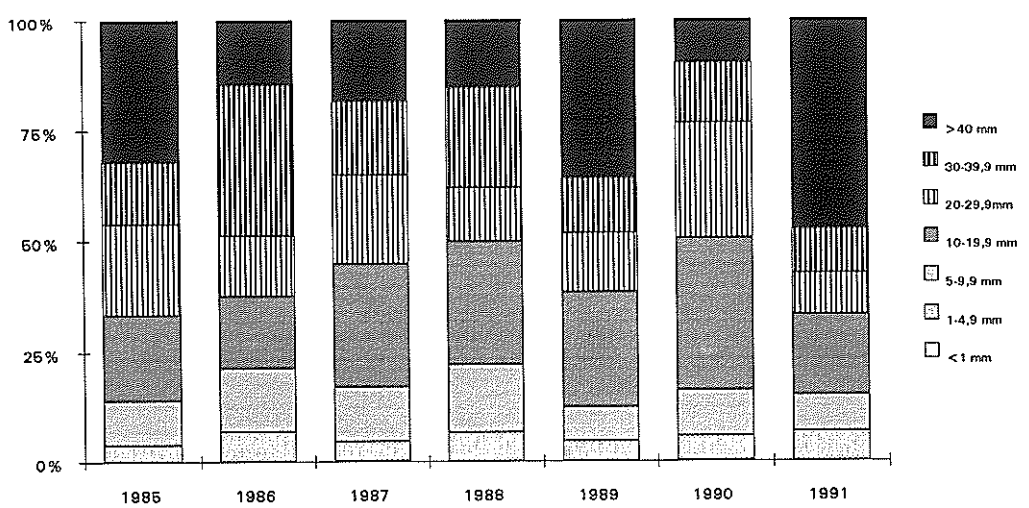


Fig. 78 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Celorico de Basto.

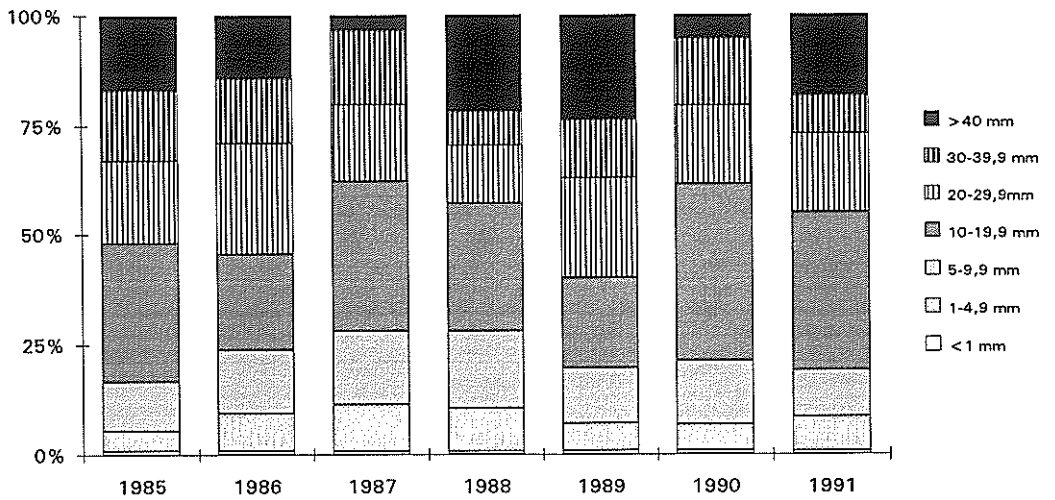


Fig. 79 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Entre-os-Rios.

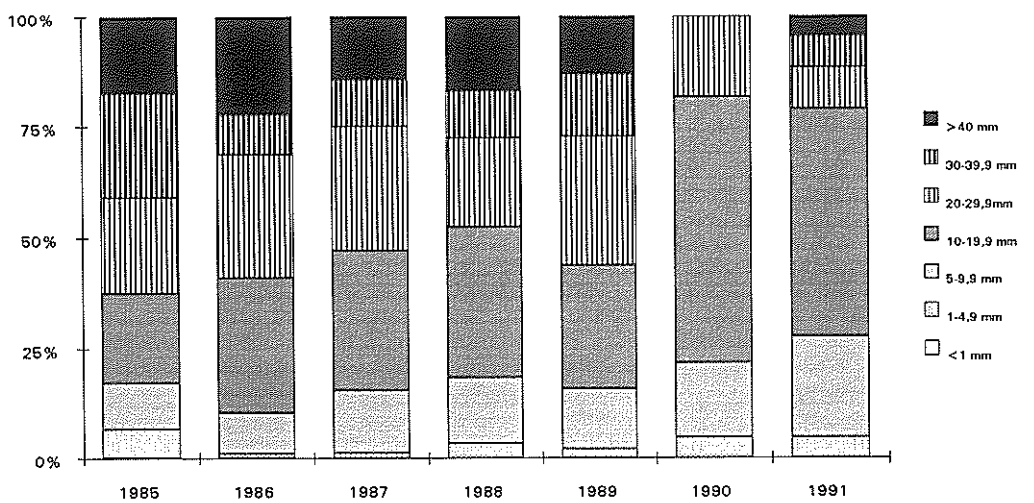


Fig. 80 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Lamas de Olo.

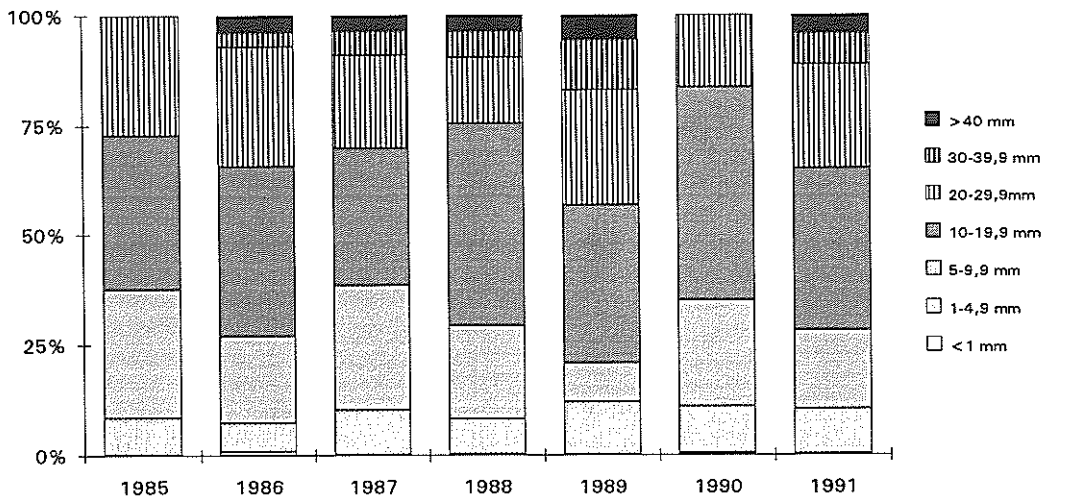


Fig. 81 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Marco de Canaveses.

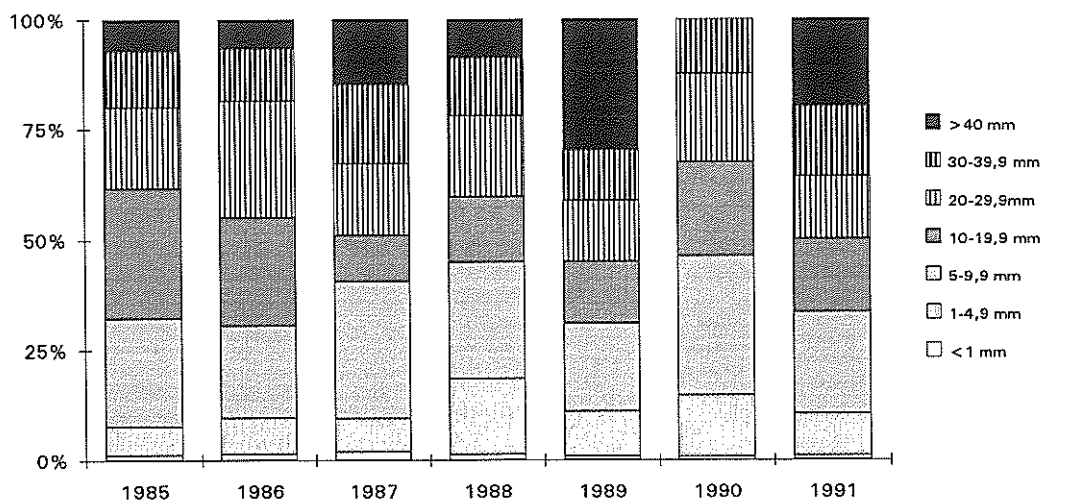


Fig. 82 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária na estação meteorológica de Peso da Régua.

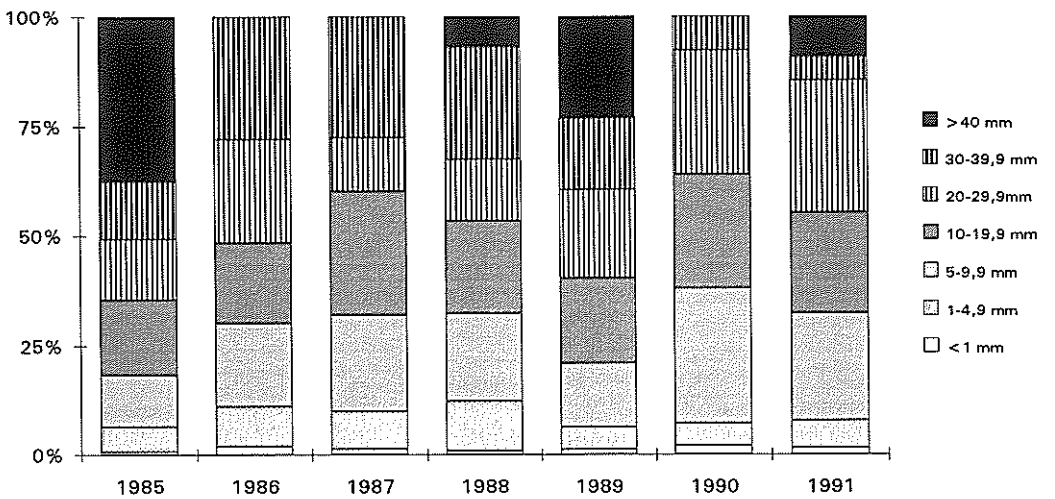


Fig. 83 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária na estação meteorológica de Vila Real.

existir fortes oscilações de ano para ano. O posto de Marco de Canaveses é o que apresenta maior regularidade já que, em todos os anos, é a classe dos 10 aos 20 mm que é responsável pela maior quantidade de precipitação. Também a Campeã se mostra relativamente regular verificando-se que, em quase todos os anos, são os dias com precipitação superior a 40 mm, os responsáveis pela maior quantidade de precipitação. Apenas o ano de 1990 não se comporta deste modo. Outros, no entanto, não se revelam tão regulares. Podem citar-se como exemplos Celorico de Basto e Lamas de Olo. No primeiro, há anos em que os dias com precipitação superior a 40 mm são os responsáveis por grande quantidade de precipitação (1985, 1989, 1991), enquanto que nos restantes anos ou são os dias com precipitação

compreendida entre os 10 e 19,9 mm (1987, 1988, 1990) ou entre 20 e 29,9 mm (1986). O segundo.apresenta uma forte predominância da classe dos 10 a 19,9 mm nos anos de 1990 e 1991, enquanto nos anos anteriores se verifica um equilíbrio entre esta última classe e a seguinte (20 - 29,9 mm). A precipitação registada na classe de mais de 40 mm também se mostra importante com a excepção dos dois últimos anos (1990 e 1991).

A variação anual deste parâmetro também se mostra importante (Quadro XXXVII a LXXII - Anexo). É notório que é nos meses de Junho, Julho e Agosto que ocorre o menor número de dias com precipitação superior a 10 mm. No entanto, pode acontecer, por vezes, que a precipitação ocorrida nestes meses corresponda apenas a dias com precipitação superior a 10 mm. Os meses dos fins do Outono e Inverno são os que concentram maior número de dias com precipitação superior a 10 mm. No entanto, este facto é variável de local para local e de ano para ano em cada posto udométrico.

2.3.1.2 - A precipitação sob a forma de neve

A precipitação pode assumir, também, a forma de neve. Atendendo a que este fenómeno só é registado nas estações meteorológicas, não se possuem elementos suficientes para determinar com precisão o número de dias de queda e a sua permanência no solo na serra do Marão.

A análise dos dados relativos a este parâmetro nas estações meteorológicas de Vila Real e Peso da Régua não tem um significado real para a serra do Marão, já que elas se situam num espaço periférico da área de estudo e a

uma altitude muito baixa relativamente às máximas que aqui se observam (34).

Da experiência de campo ao longo do período de investigação e por inquérito no local, constatámos que a queda de neve nas altitudes mais elevadas acontece quase todos os anos e que essa neve, pode manter-se no solo ao longo de vários dias (Fig. 84). Este facto ocorre fundamentalmente nas altitudes superiores a 1000 metros. Por exemplo, no ano de 1990 verificou-se queda de neve em Fevereiro, tendo permanecido no solo durante aproximadamente uma semana, nos pontos mais elevados da Serra. Em Dezembro desse mesmo ano voltou a nevar, tendo-se mantido a neve no solo cerca de 15 dias. Em 1991, ocorreu o mesmo fenómeno várias vezes em Janeiro e Fevereiro, tendo-se registado a permanência da neve no solo durante alguns dias, num máximo de três semanas, sempre nas partes mais elevadas da Serra.

Abaixo dos 1000 metros de altitude, apesar de se ter verificado precipitação sob a forma de neve, esta apenas se manteve no solo durante algumas horas.

Assim, conclui-se que a queda de neve pode ocorrer na Serra do Marão durante o Inverno, mas a sua permanência no solo durante alguns dias seguidos apenas se verifica acima dos 1000 metros de altitude. Somente nas vertentes voltadas a Norte e Noroeste ela desce abaixo deste limite (ex. Alto Espinho), o que se explica pelo forte *déficit* de insolação destas vertentes nessa época do ano.

---

(34) - Os valores davqueda de neve observados na estação de Peso da Régua são ainda menos relevantes que os valores da estação de Vila Real pois localiza-se no vale do Douro, região com características muito próprias, onde a queda de neve quase não acontece.

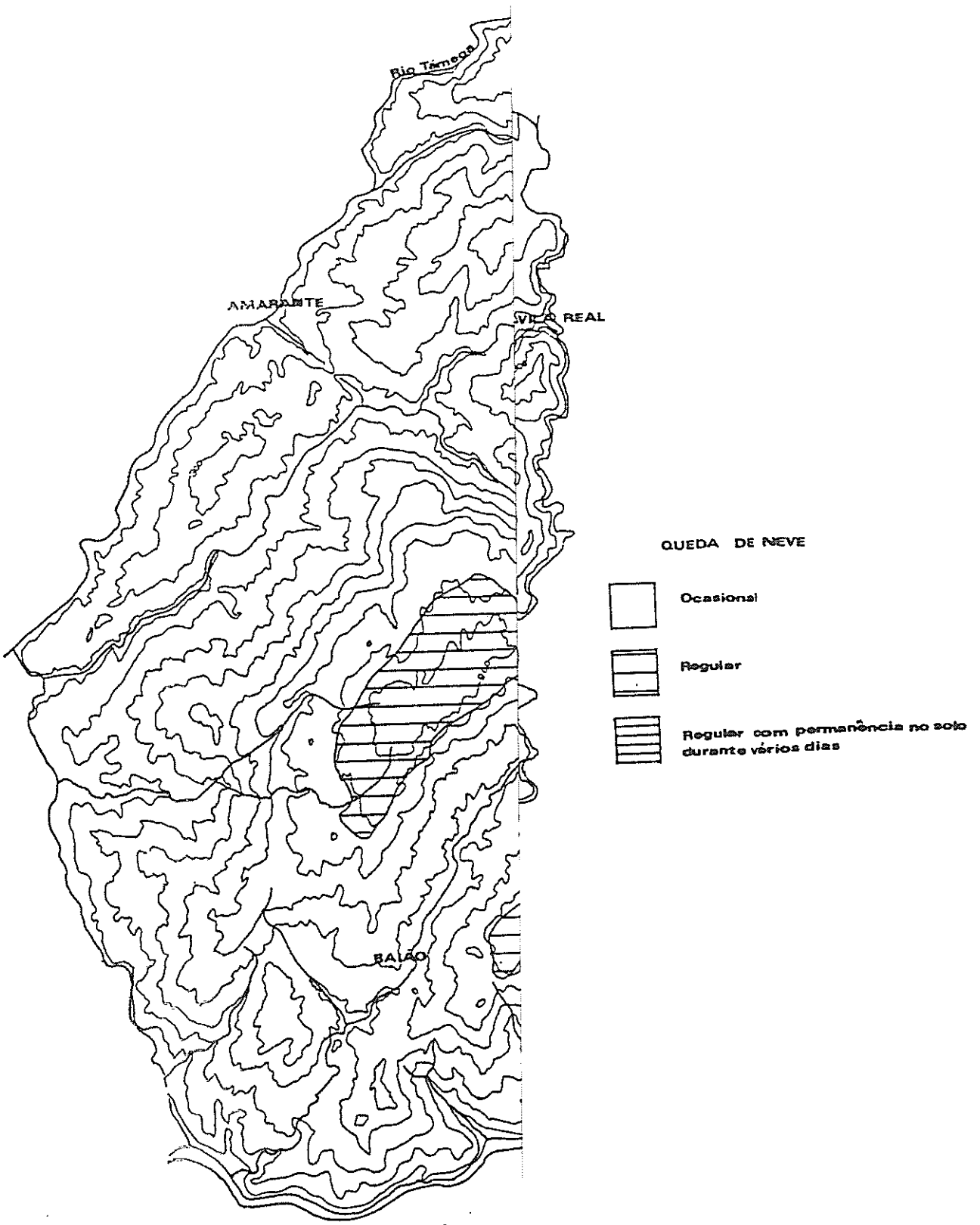


Fig. 84- Área de c

Nesta área, o pouco tempo que a neve permanece no solo faz com que o seu significado geomorfológico não seja deveras importante. No entanto, ela pode influenciar outros processos e acentuar a sua acção. Deste modo, durante o período que permanece no solo, a neve contribui para que na área que lhe é periférica se desenvolvam com maior intensidade os "*pipkrakes*" já que, a temperatura se mantém baixa, fornecendo a água necessária ao desenvolvimento dos mesmos.

2.3.2 - Temperatura

A temperatura é um outro importante elemento do clima, para a compreensão das morfodinâmicas actuais na serra do Marão, já que condiciona vários factores intervenientes.

A análise deste parâmetro apresenta bastantes dificuldades, já que as estações meteorológicas de Peso da Régua e de Vila Real se encontram no limite oriental da área em estudo. Do lado ocidental, como vimos atrás, as que existem encontram-se muito afastadas, pelo que o tratamento dos seus registos não tem grande interesse para a serra do Marão. Como já tivemos a oprtunidade de afirmar, não existe nenhuma estação dentro dos limites definidos para a área em estudo, pelo que a análise da temperatura tem de ser feita mais de uma forma qualitativa do que quantitativa, baseando-nos na experiência do trabalho de campo e tendo como base de referência os dados das duas estações meteorológicas mais próximas (35).

---

(35) - Durante o trabalho de campo foram feitas algumas medições de temperatura para termos uma ideia da sua variação espacial, tendo como objectivo definir a importância que este parâmetro possui na dinâmica geomorfológica actual desta Serra. Foram igualmente instalados alguns termómetros em diversos locais

De maior importância que as temperaturas médias anuais que rondam os 15° C (Vila Real, 15,1°C; Peso da Régua, 15,6°C), nas estações referidas, são as amplitudes térmicas anuais e diurnas e, portanto, os valores extremos da variação da temperatura, e o número de dias em que se atingem valores de temperatura inferiores a 0°C. Um outro parâmetro importante a considerar é a temperatura mínima observada ao nível do solo.

A amplitude térmica anual (36) é idêntica em ambas as estações: 15,3°C para Vila Real e 15,2°C para Peso da Régua. Num estudo sobre o município de Marco de Canaveses (A. PEDROSA, 1988), tendo como base as estações meteorológicas existentes, concluiu-se que este parâmetro apresentava valores mais elevados a oriente da serra do Marão do que a ocidente. Esta conclusão baseou-se no facto das amplitudes térmicas anuais das estações ocidentais se apresentarem nitidamente inferiores às que se verificavam em Vila Real e Peso da Régua. No entanto, estes valores podem ter pouco significado para as áreas mais elevadas da serra do Marão que certamente apresentarão amplitudes térmicas anuais superiores a qualquer das estações referidas. Infelizmente, por falta de informação estatística não podemos comprovar esta afirmação.

O mês que apresenta as mais baixas temperaturas médias é o de Janeiro, com os valores de 6,5°C para Vila Real e 8°C para Peso da Régua. O mês mais quente é Julho, com 21,8°C e 23,2°C. Estes valores extremam-se quando se consideram as diferenças entre as temperaturas máximas médias e as temperaturas mínimas médias. Para Vila Real as médias das temperaturas máximas são

---

desta Serra, onde foram feitas medições regulares, para satisfazer os mesmos objectivos.

(36) - Valores calculados para o período de 1960-1991

superiores a 29°C, para o mês de Julho (29,4°C) e o de Agosto (29,1°C) enquanto que em Peso da Régua ultrapassam os 30°C (31,4°C em Julho e 31,2°C em Agosto). No que se refere à média das temperaturas mínimas registadas, os valores mais baixos ocorrem durante o mês de Janeiro com, respectivamente, 2,8°C em Vila Real e 3,5°C em Peso da Régua. Deste modo, as diferenças de temperatura real entre os meses mais frios e os mais quentes acentuam-se, sendo, sem dúvida, francamente superiores a 25°C para ambas as estações. Do lado ocidental, os valores não se apresentam tão extremados (A. PEDROSA, 1988), mas o que se passa nas altitudes mais elevadas continua uma incógnita. As temperaturas mínimas médias são certamente mais baixas, e as temperaturas médias máximas poderão estar próximas das observadas para as estações meteorológicas de Vila Real e Peso da Régua, pelo que os valores podem-se apresentar, ainda, mais extremados do que nas duas estações referidas

Um outro dado fundamental para a compreensão das morfodinâmicas actuais é a temperatura ao nível do solo. Estas mostram-se muito inferiores às temperaturas mínimas que se observam em abrigo. Assim, no estudo que se realizou para a estação de Vila Real (37) para o período compreendido entre 1985 e 1991, verificou-se que a temperatura média mensal na relva é, aproximadamente de 3°C a 5°C inferior às temperaturas mínimas médias mensais (Quadro LXXIII). Por outro lado, as temperaturas médias negativas verificam-se fundamentalmente nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro. No entanto, podem-se também verificar em Novembro, Abril e, também, em Maio, facto que não acontece com as temperaturas mínimas médias.

---

(37) - Não se utilizou este tipo de análise para a estação meteorológica de Peso da Régua porque faltavam alguns registos para alguns meses dos anos de 1990 e 1991.

QUADRO LXXIII - Comparação dos valores médios mensais da temperatura em Vila Real entre 1985 e 1991

Temperatura (°C)	Meses do ano											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Em 1985												
média na relva	-2,9	1,6	-0,6	2,3	3,3	7,3	9,9	6,3	11,5	4,6	2,1	0,7
média do ar	4,3	8,1	8,1	12,4	13,6	18,1	22,4	20,3	22,7	16,4	8,4	5,8
mínima média do ar	0,3	5,0	3,7	7,3	8,0	12,0	15,1	12,4	14,8	9,2	4,4	1,0
máxima média do ar	8,2	11,1	12,4	17,4	19,2	24,2	29,7	28,1	30,5	23,5	12,3	10,6
Em 1986												
média na relva	-0,7	1,7	0,7	0,5	4,7	7,2	13,4	7,7	11,2	5,9	-1,9	-2,5
média do ar	5,9	6,6	9,0	8,0	10,3	18,7	23,5	19,3	19,6	15,8	9,2	6,3
mínima média do ar	2,0	3,6	4,2	3,6	9,0	11,9	15,4	12,1	14,1	10,1	4,4	1,9
máxima média do ar	9,8	9,6	13,8	12,4	21,5	25,9	31,6	26,5	25,1	21,5	13,9	10,7
Em 1987												
média na relva	-1,1	-0,2	1,3	3,4	2,7	8,1	12,2	11,4	11,0	6,6	1,9	3,1
média do ar	5,7	7,4	11,2	12,7	15,7	19,2	22,9	23,1	21,6	12,5	10,0	8,7
mínima média do ar	1,9	3,5	5,8	8,0	9,2	13,0	16,0	16,0	15,3	9,2	6,2	6,1
máxima média do ar	9,4	11,3	16,5	17,4	22,1	25,4	29,7	30,2	27,9	15,7	13,7	11,3
Em 1988												
média na relva	2,4	-0,8	-1,8	2,2	5,8	8,9	9,2	7,7	7,2	6,3	2,9	-1,4
média do ar	8,1	8,1	10,4	11,2	13,4	17,5	20,1	21,4	20,3	14,7	0,4	6,1
mínima média do ar	5,7	4,1	4,4	6,6	9,1	12,4	14,3	13,7	12,7	9,7	6,9	2,7
máxima média do ar	10,4	12,0	16,3	15,7	17,6	22,6	25,9	20,0	27,8	19,6	13,9	9,4
Em 1989												
média na relva	-3,9	-2,2	0,1	1,8	5,4	8,6	11,7	11,2	6,5	5,5	3,5	5,3
média do ar	3,6	8,3	11,7	9,6	17,6	19,5	24,8	22,9	18,6	16,3	10,8	10,0
mínima média do ar	-0,3	3,5	6,2	5,4	11,4	13,2	17,2	15,7	11,8	11,0	7,8	7,7
máxima média do ar	7,5	13,0	17,2	13,7	23,7	25,7	32,4	30,0	25,4	21,5	13,8	12,3
Em 1990												
média na relva	-1,4	1,8	-0,1	0,9	3,6	8,2	10,9	11,2	9,7	6,0	-1,5	-3,1
média do ar	5,2	10,3	11,6	10,8	16,7	19,4	23,8	23,6	20,6	13,7	8,4	5,5
mínima média do ar	2,1	6,4	6,1	6,3	10,2	12,8	16,6	15,8	14,2	9,8	3,9	1,8
máxima média do ar	8,3	14,1	17,0	15,3	23,2	25,9	30,9	31,3	26,9	17,6	12,9	9,1
Em 1991												
média na relva	-3,1	-2,8	1,5	-0,5	2,6	7,0	10,7	11,2	10,1	3,3	1,6	-1,2
média do ar	5,6	5,9	9,8	11,2	16,0	19,1	22,9	23,9	20,1	12,2	9,7	6,9
mínima média do ar	2,1	1,6	6,1	6,0	9,7	12,4	15,6	16,3	13,8	7,7	5,9	3,1
máxima média do ar	9,4	10,6	13,4	16,4	22,3	25,7	30,2	31,4	26,3	16,6	13,4	10,7

No que se refere ao número de dias com temperaturas mínimas inferiores a 0°C, constata-se que na estação de Peso da Régua o seu valor anual é muito variável e no período de 1961 a 1991 o seu número está compreendido entre 0 (anos de 1966, 1982 e 1990) e 31 dias (ano de 1973). O seu registo verifica-se, com maior incidência, nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (Quadro LXXIV). No entanto, também se pode constatar a existência de dias com temperaturas negativas nos meses de Novembro e Março. No referido período, apenas se verificou um dia com temperaturas negativas no mês de Outubro (ano de 1974) e dois no mês de Abril (ano de 1975). Para o mesmo período, na estação de Vila Real verifica-se que o número de dias com temperatura negativa é superior ao de Peso da Régua (Quadro LXXV) e varia entre os 8 (anos de 1961, 1966 e 1982) e os 35 (ano de 1964). Os meses com maior número de dias com temperatura negativas são, naturalmente, Dezembro e Janeiro.

Atendendo à análise feita para este parâmetro, é lógico concluir que para as altitudes mais elevadas desta área deverá verificar-se um número de dias com temperaturas negativas mais elevado do que o apresentado pela própria estação de Vila Real. O período de máxima ocorrência corresponderá naturalmente aos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro, mas também haverá valores muito significativos, nos meses de Novembro, Março e Abril, como tivemos a ocasião de constatar durante o trabalho de campo. Ainda, nos meses de Outubro e Maio poderão ocorrer temperaturas mínimas negativas, mas com muito menos frequência do que nos meses acima apontados.

Para o período de 1985 a 1991 encetamos um estudo mais pormenorizado para a estação de Vila Real, já que o número de dias com temperaturas negativas é um aspecto fundamental para as morfodinâmicas actuais. Assim, o número de dias com temperaturas mínimas inferiores a 5°C negativos é muito reduzido, tendo apenas ocorrido em Janeiro de 1985 (Quadro LXXVI a

QUADRO LXXIV - Número de dias com temperatura mínima inferior a 0°C em Peso da Régua entre 1961 e 1991

Ano	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1961	2												2
1962	3	6									4	16	29
1963	5	3										6	14
1964	5	5	2								2	15	29
1965	8	11	2										21
1966													0
1967	6	3										14	23
1968	1	2										3	6
1969	5	6									5	9	25
1970			4									8	12
1971	7	2	2								11	9	31
1972	6										1		7
1973	6	7	2								4	12	31
1974	2	2	2							1	4		11
1975	10			2							1	11	24
1976	25	1									4		30
1977	6												6
1978	3	3										2	8
1979		1										2	3
1980	7											14	21
1981	11	5											16
1982													0
1983	2	9											11
1984	1	4	1										6
1985	11										6		17
1986		1										5	6
1987	13	4											17
1988											1	2	3
1989	3	1											4
1990													0
1991	6*	2*										3	11

QUADRO LXXV - Número de dias com temperatura mínima inferior a 0°C em Vila Real entre 1961 e 1991.

Ano	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1961	5											3	8
1962	2	1	1									11	15
1963	2	5									1	4	12
1964	8	4	1								4	18	35
1965	13	9	3								2	1	28
1966											1	7	8
1967	11	3										8	22
1968	7											2	9
1969	7	8									3	8	26
1970	1	1	5									15	22
1971	6	4	6								3	4	23
1972	10	1	2								2	3	18
1973	11	6	2								2	12	33
1974	4	5	1							1		5	16
1975	11	1	3	2								14	31
1976	14	1	1								4	3	23
1977	6	1	2	2							4	1	16
1978	3	4	1	1							1	4	14
1979	1	4	1								6	3	15
1980	8										4	18	30
1981	12	10										3	25
1982	1		2								2	3	8
1983	16	11										5	32
1984	5	7	10										22
1985	15										6	8	29
1986	1	5		3							1	7	17
1987	12	4									2		18
1988		3	1								4	4	12
1989	14												14
1990	10										3	9	22
1991	9	8									2	4	23

LXXIX- Anexo). Em todos os outros anos as temperaturas mínimas não atingem os 5°C negativos. No entanto, nos meses mais frios, nomeadamente em Novembro, Dezembro, Janeiro e Fevereiro, raramente as temperaturas mínimas apresentam valores superiores a 10°C. Pelo contrário nos meses mais quentes, como por exemplo Junho, Julho, Agosto e Setembro, os valores destas temperaturas mostram-se quase sempre superiores a 10°C, embora raramente ultrapassem os 20°C. O número de dias em que as temperaturas mínimas passam este valor é muito pouco significativo, tendo atingido o máximo de 12 em 1989.

O comportamento das temperaturas máximas é idêntico ao observado para as temperaturas mínimas (Quadros LXXX a LXXXIII - Anexo). O número de dias com temperaturas máximas inferiores a 5°C é muito reduzido verificando-se apenas nos meses de Novembro, Dezembro e Janeiro. Também nestes meses raramente as temperaturas máximas ultrapassam os 20°C, enquanto nos meses de Verão, mais concretamente Junho, Julho, Agosto e Setembro, poucas vezes descem abaixo dos 20°C, podendo, todavia, ir além dos 35°C.

Se fizermos um estudo idêntico para as temperaturas observadas na relva, verificamos que existe em todos os anos um número muito mais elevado de dias com temperaturas negativas que se estendem pelos meses de Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março, Abril e Maio (Quadros. LXXXIV a LXXXVII - Anexo). Por vezes, o mês de Outubro pode registar dias com temperaturas negativas. O número de dias com temperaturas mínimas negativas ao nível do solo, apresenta-se relativamente significativo, já que a sua percentagem pode ser superior a 25% em alguns anos. Assim, para o período estudado esse valor varia entre os 19,5% em 1987 e os 32,9% em 1991 (Quadro LXXXVIII).

As temperaturas na relva podem, nalguns dias, ultrapassar os 10°C negativos, mas o valor mais frequente situa-se entre os 0°C e os -5°C. De facto,

QUADRO LXXXVIII - Número de dias segundo a temperatura na relva em Vila Real.

Ano	Temperatura na relva					
	<0		0		>0	
	VA	%	VA	%	VA	%
1985	87	23,8	10	2,7	268	73,5
1986	104	28,4	9	2,5	252	69,1
1987	71	19,5	3	0,8	291	79,7
1988	87	23,8	1	0,3	278	75,9
1989	80	21,9	16	4,4	269	73,7
1990	110	30,1	2	0,5	253	69,4
1991	120	32,9	3	0,8	242	66,3

para o período em análise, o número de dias com temperaturas entre 0°C e -5°C varia entre os 66,7% (ano de 1991) a 77,8% (ano de 1986) (Quadros LXXXIV a LXXXVII). O número de dias com temperaturas mínimas na relva superiores a 15°C é muito reduzido tendo apenas ultrapassado os 10 dias no ano de 1987 e a sua ocorrência verifica-se apenas nos meses de Julho, Agosto e Setembro.

Outro dado influente na compreensão da dinâmica dos processos morfogenéticos é a ocorrência de geadas. Da análise dos dados das duas estações meteorológicas ressalta, desde logo, o número elevado de meses em que este parâmetro se manifesta. Para a estação meteorológica de Vila Real (Quadro LXXXIX), esse período estende-se de Outubro a Maio. Isto significa que, apenas em Junho, Julho, Agosto e Setembro se encontra afastada a hipótese de ocorrência de geada. É nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro que se verifica o máximo de dias com geada.

A sua variabilidade interanual é forte. Para o período de 1961 a 1991 os valores situam-se entre os 11 dias (1974) e os 69 (1986). Em todos os anos estudados o número de dias de ocorrência de geada é superior a 10, mas em

QUADRO LXXXIX - Número de dias de geada em Vila Real entre 1961 e 1991

Ano	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1961	11	1											12
1962											5	18	23
1963	4	2									2	9	17
1964	24	10	2	1							7	17	61
1965	15	16	5	2	1						5	8	52
1966										2	12	3	17
1967	8	6	1								2	17	34
1968	19	3									4	7	33
1969	7	13									10	13	43
1970	5	17	7	1						7		27	64
1971	6	10	3								9	7	35
1972	7										4	6	17
1973	9	2									12	18	41
1974	2	2	2									5	11
1975	10	1	1									14	26
1976	20	2									5	1	28
1977	5	1	2								5	3	16
1978	10	2		1								4	17
1979	3	1	3								8	1	16
1980	4	2									5	14	25
1981	13	5	1									4	23
1982	8	4	5		2						5	2	26
1983	18	11		1	1							9	40
1984	6	11	8									4	29
1985	15	9	12	4	1						10	12	63
1986	11	9	8	5	1						16	19	69
1987	12	10	7		1						10	3	43
1988	5	9	10	2							2	9	37
1989	15	8	1	1									25
1990	12	3	2	1							8	15	41
1991	15	10	3	2	1					2	7	8	48

52,6% dos anos esse valor não ultrapassa os 30 dias. De salientar, no entanto, que 16,4% dos valores ultrapassaram os 50 dias anuais.

Para a estação meteorológica de Peso da Régua (Quadro XC), o período em que ocorre este fenómeno é, naturalmente, menor - Outubro a Abril -

QUADRO XC - Número de dias de geada em Peso da Régua entre 1961 e 1991.

Ano	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1961	5											1	6
1962	1	9									2	2	14
1963	5	1									1	2	9
1964	3	6	3								8	9	29
1965	5	13	2									1	21
1966			1								2	2	5
1967	6	10	2									17	35
1968	15	6	9									4	34
1969	7	8	2								5	8	30
1970		8	18	12						18	10	18	84
1971	4	16	3								18	9	50
1972	11	2								1	4	3	21
1973	12	16	12								12	23	75
1974	1	3	2								1	5	12
1975	11	1	1	5						1	4	13	36
1976	26	4	4								5	3	42
1977	9			2	1						4	4	20
1978	3	6		1								3	13
1979	1	2	2								8	8	21
1980	7	5	4								5	20	41
1981	16	14	1									4	35
1982	5	1	8		1						1		16
1983	7	10	1	2								12	32
1984	4	11	13									5	33
1985	12	1	3								8	9	33
1986	8	5	2								4	12	31
1987	15	9	6								5	1	36
1988	1	7	6								4	9	27
1989	7	5	1										13
1990	3		1								2	7	13
1991	7	3									5	8	23

notando-se, todavia, uma maior variabilidade interanual já que o número de dias com geada, varia entre 5 (1966) e 84 dias (1970) . Ao contrário do que se passa em Vila Real alguns anos apresentam um número de dias com geada inferior a 10 (9,7%), mas os valores mais significativos situam-se entre os 20 e os 40 dias, pois ocorrem

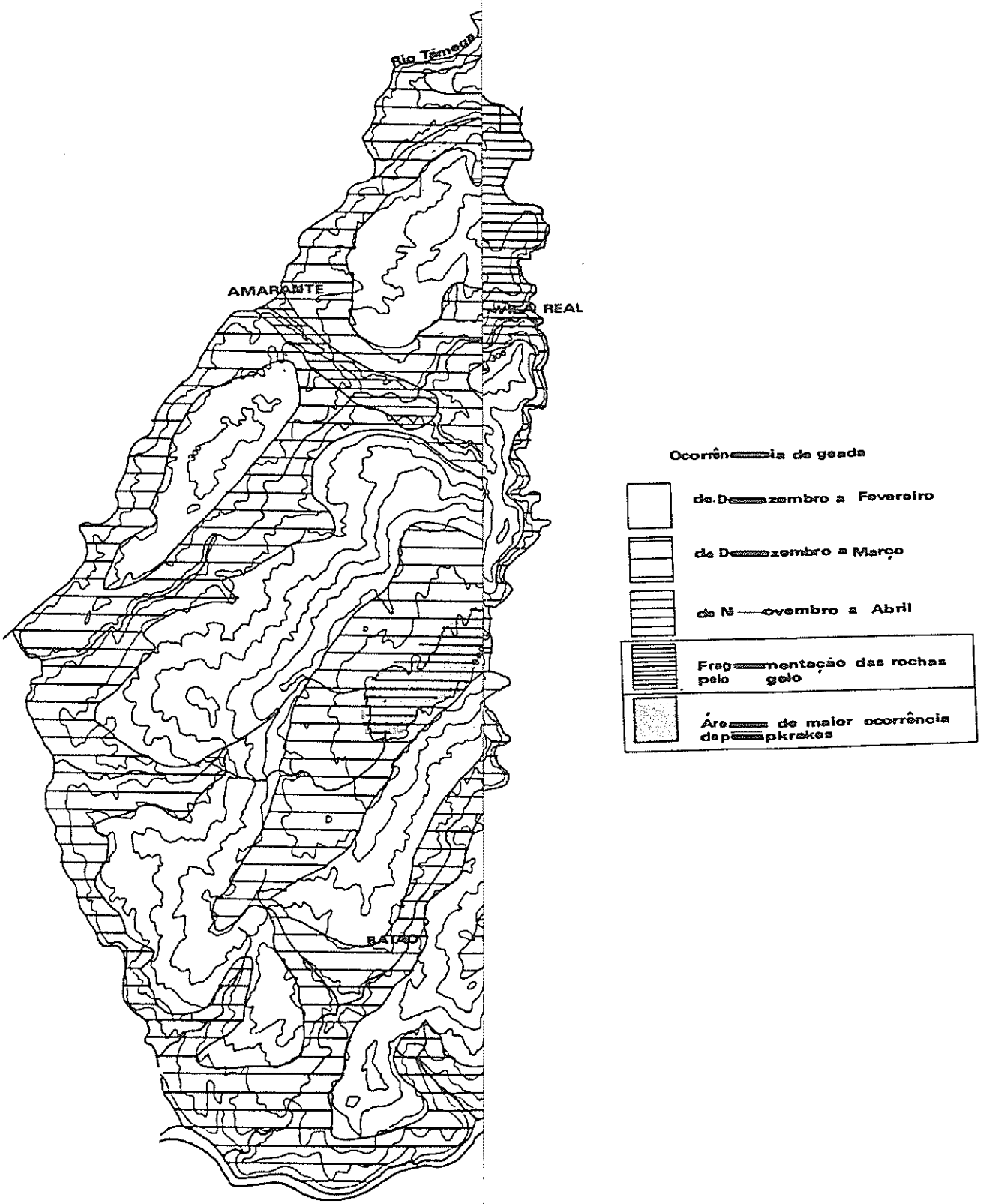
em 54,8% dos anos em análise. Em sentido oposto ao que acontece em Vila Real, os anos em que o número de dias com geada ultrapassa os 50 é pouco significativo (9,7%). No entanto é, também, nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro que se regista um número mais elevado de dias com geada.

Com o aumento da altitude, estes valores têm tendência a sofrer um incremento, ou seja, o número de dias em que ocorre geada será superior àquele que se verifica na estação meteorológica de Vila Real (Fig. 85). Este facto agravar-se-á ainda mais se se atender à exposição das vertentes. Assim, aquelas que estão voltadas para os quadrantes noroeste, norte e nordeste terão, sem dúvida, um maior número de dias com geada não só porque as temperaturas se apresentam mais baixas mas também porque a humidade ao nível do solo poderá ser maior. Este facto foi comprovado no trabalho de campo efectuado.

2.4 - O homem como factor e agente na morfogénese actual

O homem como utilizador e explorador dos recursos naturais da superfície da Terra ao longo da sua história e mais concretamente nestes últimos séculos é, sem dúvida, um influente factor e, ao mesmo tempo, um agente com forte capacidade de intervenção na morfogénese.

A sua actuação no momento actual é, sem dúvida, um dos factores fundamentais na dinâmica geomorfológica e a sua acção pode inserir-se na dinâmica dos ecossistemas, de que aliás faz parte, ou pode assumir um papel de ruptura do equilíbrio ambiental existente, modificando o dinamismo dos processos morfogenéticos. Em casos mais extremos pode provocar o aparecimento de alguns processos que não teriam razão de existir se apenas se considerasse a dinâmica natural da área. É lamentável mas, na verdade o homem provoca quase sempre


Rio Tâmega
AMARANTE
VILA REAL
RAIZO
Ocorrência de geada
de Dezembro a Fevereiro
de Dezembro a Março
de Novembro a Abril
Fragmentação das rochas pelo gelo
Área de maior ocorrência de pkrakes

Fi

um efeito de rompimento do equilíbrio dinâmico das forças da natureza.

A acção do homem sobre o ambiente já se faz sentir há séculos, mas a consciencialização científica da sua actuação como agente degradador do meio, só acontece na segunda metade do século XIX. O primeiro autor a referi-lo terá sido PERKINS MARSH, em 1864, na sua obra "*Man and Nature*", onde afirmava que o homem se tinha tornado tão poderoso e destrutivo que se colocou em perigo pela sua própria capacidade de lutar e sobreviver com a deterioração do ambiente (D. R. COATES, 1981).

A sua acção tornou-se particularmente destruidora durante o século actual, tendo como principal causa a pressão demográfica que o obrigou a uma exploração mais profunda dos recursos naturais. Este problema levou-o à utilização de técnicas cada vez mais agressivas no intuito de retirar o maior rendimento possível do meio ambiente, sem qualquer preocupação com as consequências que, eventualmente, possam ter na dinâmica dos diferentes processos morfogenéticos e, mesmo na dinâmica global do ecossistema (A.N. STRAHLER, A.STRALHER, 1973; D. DREW, 1983; J. BETHEMONT, 1987).

A prática da agricultura é desde tempos imemoriais uma actividade que vem acompanhando a vida do homem e que tem repercussões importantes na paisagem, podendo ser mais ou menos violentas de acordo com as técnicas utilizadas e o carácter intensivo com que se praticam (R. NEBOIT, 1980; S. DAVEAU, 1980; F. EL JOUNSI, 1983; H. BRÜCKNER, 1986).

O homem ocupa tanto os fundos de vale e depressões, como algumas vertentes, por vezes, com declives superiores a 18°. Se nos fundos dos vales e das depressões as alterações que o homem introduziu não são muito significativas, o mesmo já não se poderá dizer das vertentes. O perfil destas sofreu fortes modificações, devido à construção de socalcos com muros de suporte, em pedra. Esta é uma das técnicas, mais comuns e tradicionais que o homem utiliza para

o seu aproveitamento, quer na Região Demarcada do Douro, quer nas regiões de agricultura tradicional. Muitas vezes os socalcos coincidem com locais onde as vertentes se encontram regularizadas por materiais resultantes da evolução quaternária das vertentes, que permitem a existência de um solo com capacidade agrícola (foto 43).

Apesar das modificações que provoca nos perfis das vertentes, a construção de socalcos é uma das técnicas mais eficazes para evitar a erosão dos solos, em áreas de declive muito forte, mesmo na fase em que se encontram lavrados, altura em que o impacto das gotas da chuva e da água de escorrência podem exercer uma maior acção erosiva.

Este tipo de técnica ainda se mantém nas áreas de agricultura mais tradicional (foto 44), onde os produtos cultivados e o rendimento que se obtém, não justificam o investimento em técnicas agrícolas modernas e mecanizadas.

Nos locais onde foi imperiosa a mecanização de alguns processos de trabalho, para se obter uma maior rentabilização das explorações, nomeadamente na Região Demarcada do Douro, modificou-se a maneira de actuar tradicional do homem sobre as vertentes. Aqui, introduziram-se novas técnicas, nomeadamente o plantio da vinha, segundo as curvas de nível (M. CUNHA, 1991), que não é senão a adaptação do plantio da vinha "*a eito*" (J. ALMEIDA, 1990), à mecanização que esta cultura sofreu a partir da década de sessenta. Recentemente, a técnica mais utilizada é a construção de patamares, mesmo em áreas de declive superior a 25° (BIANCHI DE AGUIAR, 1985) que suportam um ou dois alinhamentos de cepas (foto 45). Esta técnica, para além de mais agressiva para a manutenção do equilíbrio dinâmico das vertentes, permite uma acção muito violenta de alguns processos erosivos, nomeadamente o "*creep*" e o desenvolvimento de ravinamentos, que nas técnicas mais tradicionais não ocorriam (foto 46)



Foto 43 - Vertente regularizada por depósito aproveitada para a agricultura, nas proximidades de Pardelhas (Março de 1989)

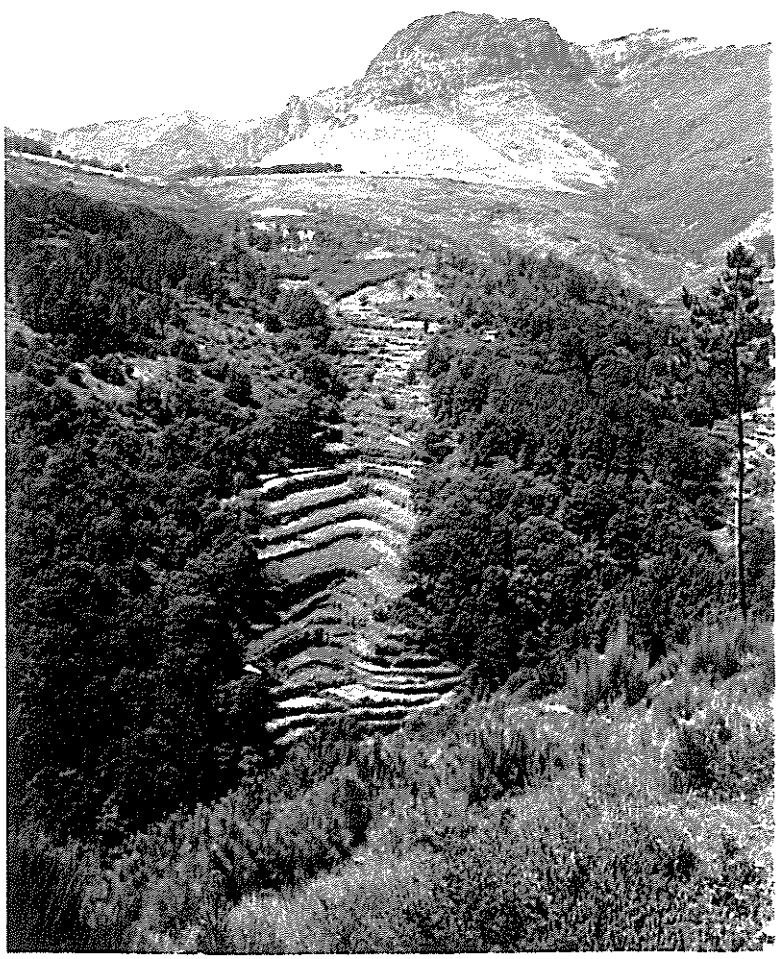


Foto 44 - Uma área de socalcos antigos, próximo de Soutelo, numa vertente com declive superior a 18° (Agosto, 1989).

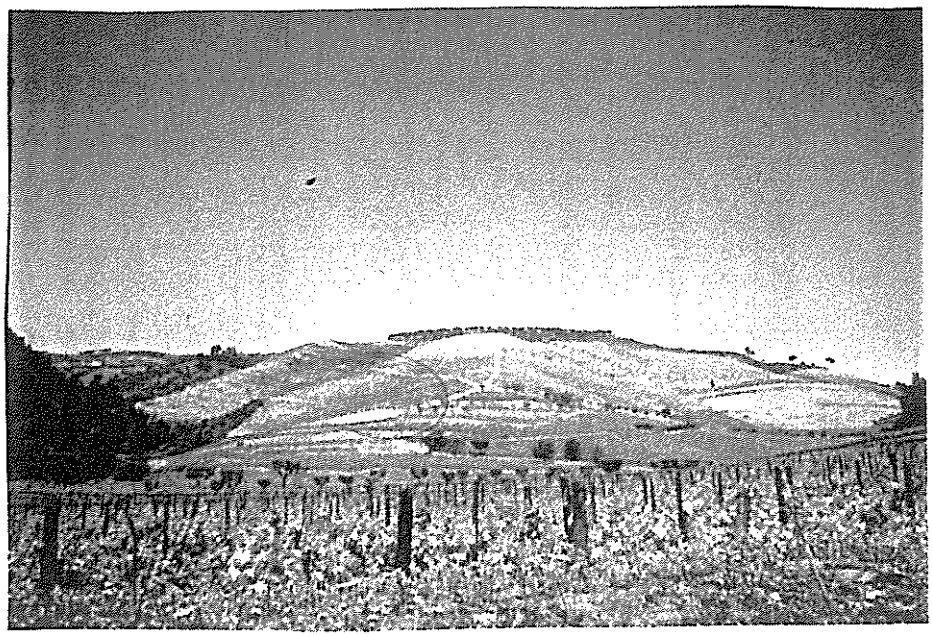


Foto 45 - Vinha em patamares na Região Demarcada do Douro (Janeiro, 1993)



Foto 46 - Ravinamentos numa área de plantação da vinha em patamares (Janeiro, 1993).

Graças a estes problemas tem-se vindo a testar uma nova técnica de armação de terreno para plantação de vinha "*alto*" que não é mais do que a plantação da vinha segundo o maior declive da vertente (M. CUNHA, 1991). No entanto, também surgem alguns problemas de erosão, principalmente após o remeximento do terreno para a plantação das cepas. Os processos com maior dinamismo são, então, o "*creep*" o "*splash*" e a formação de ravinas.

Não restam quaisquer dúvidas de que a construção de socalcos com muro de suporte em pedra, era a técnica mais eficaz na luta contra a erosão das vertentes. A sua reconversão para a mecanização mostra-se extremamente dispendiosa, pelo que se procuram outras técnicas onde o investimento inicial seja menor, mesmo quando já foram reconhecidos os seus aspectos negativos, até na própria qualidade do vinho (J. ALMEIDA, 1990)

Mas a prática da agricultura, não é a única forma de o homem actuar sobre o meio ambiente, já que as outras actividades por ele desenvolvidas também podem reflectir-se na dinâmica ambiental. Assim, a pastorícia é ainda uma prática comum nas vertentes da serra do Marão e faz-se fundamentalmente com gado caprino, apesar de se verificar também com gado bovino.

Não é muito comum a existência de prados preparados pelo homem para servirem de pastagem (38). A pastorícia faz-se, fundamentalmente, em áreas de pastagem espontânea, correspondendo quase sempre a áreas de forte declive e de altitude elevada (superior a 700 m), onde não é possível a prática da agricultura, nem a sua utilização para o aproveitamento florestal.

---

(38) No último Recenseamento agrícola de 1989 apenas vêm referidos cerca de 9 ha prados temporários nas freguesias que abrangem a área da Serra do Marão.

A prática da pastorícia tem diversos tipos de implicações que podem ser importantes pela sua interferência sobre a dinâmica dos processos morfogenéticos.

Quer a pastorícia seja feita com gado caprino, quer seja com gado bovino, ela vai repercutir-se na biogeografia da área, na medida em que se verifica uma selecção das plantas, desenvolvendo-se com mais facilidade aquelas que os animais rejeitam, levando a modificações, por vezes importantes, na composição florística da serra.

A pastorícia conduz, em última análise, à rarefacção da cobertura vegetal e, portanto, ao aparecimento de espaços vazios, que ficam sujeitos a um maior impacto de outros agentes erosivos (T. MUXART *et al.*, 1990; R. NEBOIT *et al.*, 1990).

Saliente-se ainda que, devido à prática desta actividade, se assiste, com frequência, à utilização da técnica do fogo, nas queimadas que se fazem para se conseguir novas regenerações das plantas (39) Por norma, o fogo é ateado à vegetação sub-arbustiva e arbustiva durante os meses de Verão ou mesmo, no fim desta estação, para que na Primavera seguinte se inicie o processo de crescimento e/ou regeneração das plantas de modo que possam ser utilizadas pelos animais na sua alimentação. Deste modo, durante todo o Inverno a vertente fica sujeita a uma morfodinâmica mais intensa por parte de determinados processos que, por vezes,

---

(39) - Este tipo de técnica foi proibida por um decreto-lei recente, no sentido de evitar a propagação de grandes incêndios na altura do ano em que normalmente eram feitas. Este tipo de técnica normalmente é utilizada em áreas de altitude superior a 900 metros, caracterizada pelo predomínio de espécies arbustivas e sub-.arbustivas '. No entanto tivemos a oprtunidade de observar áreas recentemente arborizadas que estiveram sujeitas a fogos deste tipo, algumas situadas a altitudes inferiores à citada.

levam ao aparecimento de problemas erosivos graves, principalmente quando se utiliza esta técnica durante várias vezes, num curto período de tempo. A sua constante repetição pode iniciar um processo de desertificação de determinadas áreas devido à erosão do solo, já de si esquelético, e o aparecimento da rocha à superfície. Alguns locais da vertente ocidental desta Serra, mais concretamente na área de Pardelhas denota alguns sinais de rarefacção espacial das espécies vegetais, devido ao desaparecimento do solo, relacionado com vários incêndios que aqui ocorreram.

O reflorestamento que se verificou neste século foi outro fenómeno que alterou substancialmente a dinâmica geomorfológica da serra do Marão. De facto, a plantação de espécies florestais numa área em que tradicionalmente dominava um espectro arbustivo ou mesmo sub-arbustivo leva à modificação dos processos que actuam nas vertentes em que se fez plantação (40). O impacto das gotas da chuva passa a ter pouco significado assim como a escorrência. A infiltração, pelo contrário, passa a assumir um papel fundamental, contribuindo para a meteorização da rocha "*in situ*".

O primeiro reflorestamento, que se verificou nas décadas de quarenta e cinquenta, foi na sua maior parte completamente destruído pelo grande incêndio de 1985, que modificou totalmente o espectro vegetal da serra do Marão, que em 1989 se apresentava dominado novamente pelas espécies arbustivas e herbáceas (Fig. 86). Nesta altura tinha-se iniciado um novo programa de reflorestamento desta serra, o qual se encontra ainda numa fase inicial, razão pela qual não se representa no mapa as áreas preparadas para a reflorestação.

---

(40) - No trabalho de J. NEIVA *et al.*, (1957) existem várias fotografias que mostram áreas onde se verificava a existência de espécies arbustivas e sub-arbustivas, que mais tarde sofreram uma reflorestação.

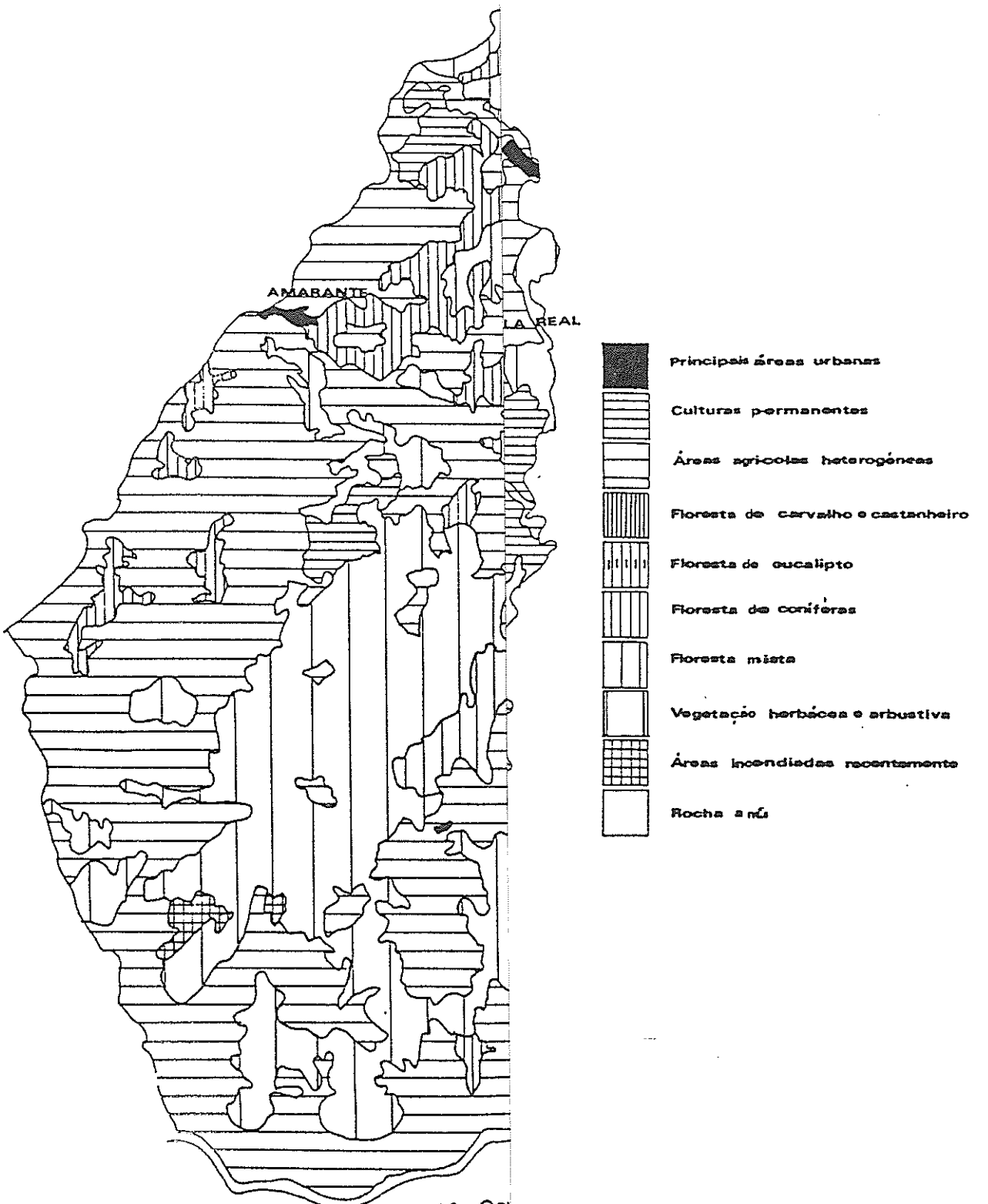

AMARANTE
LA REAL
Principais áreas urbanas
Culturas permanentes
Áreas agrícolas heterogéneas
Floresta de carvalho e castanheiro
Floresta de eucalipto
Floresta de coníferas
Floresta mista
Vegetação herbácea e arbustiva
Áreas incendiadas recentemente
Rocha nua

Fig. 86 - Oc

Se as técnicas utilizadas na plantação das espécies florestais não forem as mais adequadas às características do local (41), podem ocorrer diversos tipos de implicações geomorfológicas. Fundamentalmente, são duas as técnicas que se empregam na área da Serra do Marão: a construção de patamares e a plantação individual das espécies através da abertura manual de *covas*. Esta última é, naturalmente, a mais adequada já que tem menos implicações na activação dos processos erosivos. A armação do terreno em patamares, para além de extremamente agressiva, no que se refere à destruição do solo natural e à fragmentação da rocha, também modifica a evolução geomorfológica da vertente. Assim, o trabalho das máquinas, ao abrir os sulcos nas vertentes, vai destruir o solo (quando existe) e fragmentar a rocha "*in situ*". O remeximento do solo e a fragmentação da rocha facilitam a movimentação dos materiais ao longo das vertentes, podendo levar ao aparecimento de ravinamentos. Também o impacto das gotas da chuva passa a ter maior poder erosivo e o transporte dos materiais pela água de escorrência é facilitado, principalmente no que se refere aos elementos de menor dimensão, podendo levar ao aparecimento de ravinas. Do mesmo modo, os movimentos lentos podem ser incrementados, nomeadamente o "*creep*". O aumento da importância deste fenómeno é compreensível atendendo a que os materiais ficam soltos e, portanto, mais sujeitos à movimentação.

Para além destes aspectos importantes em termos de dinâmica geomorfológica, há um outro que importa chamar a atenção e que se relaciona com aspectos climáticos locais.

---

(41) - Devem entender-se como características topográficas, edáficas, litológicas, climáticas, morfológicas.

Em inquérito realizado na Campeã, as pessoas mais idosas são unânimes em afirmar que actualmente o clima é "*menos duro*" que antigamente. Esta referência tanto é feita para o Inverno como para o Verão. Asseguram que os Invernos são menos frios e os verões menos quentes e que esta tendência se começou a operar com o reflorestamento e crescimento da floresta (42). Declaram, inclusivamente, que a queda de neve é menos frequente e em menor quantidade do que aquela que se verificava antes dos reflorestamentos, facto de difícil comprovação nos registos da estação meteorológica de Vila Real, dada a irregularidade da queda de neve, na cidade de Vila Real que se encontra a altitudes muito inferiores (400 a 500m) à da Serra do Marão que possui aproximadamente 9,5% da sua área acima dos 1000 metros (Quadro XXV)

Uma outra actividade que se fez sentir com intensidade e cujos impactos no meio ambiente foram, geralmente, agressivos, é a exploração mineira

Actualmente funcionam apenas dois tipos de explorações: a exploração de xistos ardosíferos landeilianos, próximo de Mascoselo (freguesia de Vila Cova), para utilização na construção civil e a exploração de quartzitos ordovícicos e metagrauvaques, para "*brita*", junto às antigas minas de magnetite de Vila Cova (43).

Em tempos relativamente recentes, mais concretamente nas

---

(42) - Lamentavelmente não existem dados quantitativos que corroborem estas informações, mas pensamos que era interessante deixar este apontamento, até porque este poderá ser um dos impactos que pode ocorrer após a reflorestação de grandes áreas.

(43) - A exploração de calcários para o fabrico de cal tendo como objectivo a correcção de terras agrícolas, que se fazia próximo de Campanhó, foi desactivada em 1990.

décadas de quarenta, cinquenta e sessenta, existiu um número elevado de explorações mineiras relacionadas com a extracção de diversos tipos de minérios (ferro, volfrâmio), para a utilização em fins industriais

Para o presente trabalho não interessa propriamente o tipo de exploração a que as pessoas se dedicavam, mas antes, as consequências ambientais que daí advieram ou ainda advêm.

As explorações de ferro foram feitas através de minas e o seu abandono pode originar eventuais abatimentos, apesar de, até ao momento, não se ter conhecimento de qualquer ocorrência. As cascalheiras resultantes da extracção dos diversos minérios são uma outra consequência ambiental, que raras vezes se encontram em equilíbrio com a vertente pois o declive que apresentam é superior ao desta. Podem citar-se como exemplo as escombreiras das minas de Freitas (foto. 47)



Foto 47 - Escombreiras originadas pela exploração mineira nas proximidades de Freitas (Agosto, 1992).

de Aboadela e de Vila Cova, entre outras. São formas funcionais que é necessário ter em consideração, no ordenamento do território, quer pela sua localização, quer pela sua dinâmica, a fim de evitar qualquer tipo de risco (L. FAUGÈRES, 1991).

A construção de infra-estruturas, fundamentais à vida actual do homem é também um factor de modificação no meio ambiente. Dentro deste tema, talvez a construção de estradas e caminhos rurais tenha maior impacto, em especial devido à construção de barreiras e taludes artificiais (foto 48) e, ainda, pelas interferências que se verificam na dinâmica dos cursos de água.

O aparecimento de barreiras e taludes artificiais interfere na dinâmica dos processos morfogenéticos, podendo fazer surgir alguns e acelerar outros (F. REBELO, 1977). Vamos ter a oportunidade de analisar alguns casos com pormenor na área da Serra do Marão.

No entanto, pode referir-se, desde já, que levam ao aparecimento de casos de ravinamentos e pequenos deslizamentos (foto 49) e, mesmo, de alguns desmoronamentos.

A interferência fundamental nos cursos de água prende-se com o estrangulamento dos seus vales, deixando, por vezes, apenas uma pequena abertura para a passagem da água calculada para um caudal normal, sem ter em atenção a possibilidade de cheias anormais. Nos cursos de água esporádicos, nem com este facto se tem grandes preocupações. Assim, quando ocorre uma forte chuvada, seguem-se, muitas vezes, grandes enxurradas, com capacidade para transportar materiais sólidos de diversas dimensões; que pode levar ao entupimento dessas passagens. As consequências que daí advêm são diversas. A menos grave talvez seja a passagem da água e dos materiais por cima da estrada, como aconteceu na Cumieira em 1989 (A. PEDROSA, 1990). Mais grave do que isso poderá ser o cortar de parte da estrada ou do caminho rural como aconteceu em 8 de Dezembro de 1992 na estrada que liga a Campeã a Fontes, um pouco antes da povoação de



Foto 48 - Modificações morfológicas resultantes dos taludes e barreiras artificiais criadas pela construção do IP4 (Agosto, 1989).



Foto 49 - Pequenos deslizamentos num talude do IP4, na área de Padronelo (Dezembro, 1992).

Cotorinho (Freguesia de Campeã). Neste local, o curso de água apresenta uma queda. Devido à elevada quantidade de precipitação que se verificou nesse dia o caudal do curso de água aumentou, arrastando consigo grandes quantidades de material que se encontrava no fundo do talvegue associado àquele que entretanto havia aí chegado resultante da erosão que as vertentes nessa altura sofreram. À grande quantidade de material rochoso, juntaram-se, ainda, alguns troncos de árvores arrancadas às vertentes. Toda esta quantidade de material bloqueou a passagem que o homem havia construído para que o caudal normal deste pequeno curso de água circulasse por baixo da estrada. Por estes factos e pela própria violência da enxurrada na altura, a estrada naquele local foi arrastada e incorporada no material que o rio transportava à, semelhança do que aconteceu na estrada Coja-Esculca, na Cordilheira Central que sofreu um corte provocado pela ribeira de Vale Monteiro logo após as primeiras chuvas que se verificaram a seguir aos grandes incêndios do Verão de 1987 (L. LOURENÇO, 1988).

A construção de casas pode também ter alguns impactos geomorfológicos. Actualmente, quando se constrói em vertentes de declives muito fortes (44) - como os existentes na serra do Marão - faz-se uma terraplanagem que implica acriação de taludes e barreiras artificiais nas vertentes. Deste modo, a dinâmica natural é modificada e podem acontecer situações como a que ocorreu na Cumeeira onde num desses taludes, na sequência de uma forte chuvada, se desenvolveram rapidamente ravinas com 7 metros de comprimento (A. PEDROSA, 1991). Este processo não demorou mais de 30 minutos, ou seja, o tempo que levou a chuva a cair (J N 89/08/06).

---

(44) - A construção de casas faz-se, por vezes, em áreas de declive superior a 18°, o que implica desde logo ter em consideração algumas medidas técnicas durante a sua construção no sentido de evitar problemas na estrutura da habitação.

Para concluir, pode citar-se R. NEBOIT (1991) quando afirma que as relações entre o homem e a morfogénese se desenvolvem segundo três pontos de vista. Um primeiro será a consciencialização do poder efectivo que possui sobre a evolução da morfogénese que o levará a interrogar-se sobre a natureza das relações ao nível de processos elementares e das suas mais diversas combinações. Um outro surge quando ao tomar conhecimento do funcionamento do sistema sente a necessidade de saber como a sua actuação influencia os factores naturais e, como tal, os processos morfogenéticos. Por último, nunca poderá esquecer que a erosão que exerce não é uma entidade abstracta, antes pelo contrário, é uma realidade multiforme.

A diversidade das situações regionais permite, então, questionar se os riscos a que está sujeito o equilíbrio natural pode ou não ser controlado. Nesta desigualdade de tratamentos, coloca-se o problema da relatividade do peso dos factores naturais e o dos factores humanos. Enfim, é preciso encarar este fenómeno sob diversas escalas temporais (R. NEBOIT, 1991).

2.5 - Esboço de síntese

No estudo dos processos morfogenéticos é necessário atender ao comportamento de diferentes factores, que no caso da Serra do Marão, tentamos salientar aqueles que entendemos como mais relevantes.

Assim as questões litológicas, que já haviam sido abordadas com pormenor na primeira parte do trabalho são fundamentais, pois as rochas são sempre um factor que reage de modo diverso à intervenção dos agentes morfogenéticos .

A morfologia é um outro factor a ter em consideração pois possui diversos tipos de implicações na dinâmica morfogenética de qualquer área. Na Serra do Marão apesar das altitudes máximas não se apresentarem muito elevadas já que apenas 9,5% se situam acima dos 1000 metros, verificamos que rapidamente se passa dos 50 metros (no vale do Douro) aos 1415 metros (vértice geodésico do Marão).

Este facto, além das implicações nos declives das vertentes, influi de forma notória no comportamento de alguns elementos climáticos.

Assim, a temperatura terá tendência para um decréscimo rápido (principalmente nas estações de Outono e Inverno) à medida que altitude aumenta. Este comportamento tem diversos tipos de implicações, nomeadamente na cobertura vegetal da Serra, na formação de gelo e no aparecimento de *pipkrakes*. Estes dois últimos fenómenos quando acentuados pelos efeitos de exposição das vertentes pode levar, na actualidade, à fragmentação das rochas e à movimentação dos calhaus nas escombreiras.No que concerne à biogeografia o arrefecimento rápido que se verifica condiciona o desenvolvimento de diversos tipos de espécies vegetais. De facto no espectro vegetal desta Serra é notório o desaparecimento das espécies arbóreas acima dos 900-1000 metros de altitude. Quando se verifica,a sua existência deriva da tentativa de reflorestação, que pode não ser bem sucedida se as espécies escolhidas não se adaptarem a determinadas condições climáticas de frio, de elevada precipitação, de ventos fortes e de condições edáficas.

A precipitação é outro elemento importante no estudo dos processos morfogenéticos e sobre o qual a morfologia tem grande influência quer na sua distribuição espacial quer na sua quantidade e intensidade. O facto desta Serra apresentar uma direcção geral NNE-SSW faz com que as massas de ar marítimo vindas dos quadrantes Oeste e Sudoeste, tenham uma subida rápida, originando precipitações elevadas nas partes mais altas da Serra. A análise deste elemento

climático demonstrou que o posto udométrico da Campeã, que se encontra a 800 metros de altitude, é o que apresenta a precipitação média mais elevada. O comportamento anual deste parâmetro é fundamental para a compreensão de alguns processos morfogenéticos. Mas talvez mais importante que a distribuição anual é o facto da maior parte da precipitação anual que se verifica, ocorrer em dias com mais de 10 mm de precipitação. Nalguns postos udométricos, como por exemplo a Campeã, a precipitação que ocorre em dias com mais de 40 mm assume importância fundamental, pelo que, mais uma vez, a altitude parece exercer uma acção significativa no aspecto que acabamos de nos referir, apesar da análise realizada não se mostrar tão linear. Naturalmente que a concentração da precipitação em dias com mais de 10 mm repercute-se na dinâmica de alguns processos morfogenéticos, nomeadamente na acção da escorrência e do *splash*, principalmente se o solo se encontrar desprotegido de vegetação.

Apesar de toda a importância que todos estes factores têm nas morfodinâmicas actuais, estas não podem ser compreendidas se não tivermos em atenção a actuação do homem sobre o meio ambiente. O homem com a capacidade que possui de intervenção pode modificar completamente a dinâmica morfogenética de qualquer área. Deste modo, torna-se cada vez mais premente estudar o modo como se processa a sua acção actual, naturalmente sem esquecer o passado, para determinarmos, por um lado, os riscos a que o ambiente está sujeito e, por outro, os riscos que ele próprio corre. Os riscos não podem ser desconhecidos têm de ser completamente assumidos.

3- Os processos morfogenéticos na Serra do Marão

Os processos elementares de erosão podem dividir-se em dois grandes grupos: aqueles que são responsáveis pela meteorização da rocha, directamente ligados aos agentes atmosféricos e ajudados pelos agentes biológicos, e os processos de transporte e de sedimentação nas vertentes.

3.1 - A meteorização

A meteorização é um processo importante na modificação do comportamento das rochas coerentes (C. OLLIER, 1969) pois permite a sua transformação em produtos móveis favoráveis à acção dos processos morfogenéticos (J. TRICART e A. CAILLEUX, 1965).

Pode pensar-se em meteorização química e física e a sua importância relativa depende de diversos factores, nomeadamente, da litologia, dos elementos climáticos e da ocupação do solo.

Na Serra do Marão, a litologia vai mostrar-se fundamental para a compreensão da distribuição espacial da meteorização. Atendendo ao clima actual, os granitos são rochas susceptíveis à meteorização química e física, enquanto os xistos serão menos susceptíveis à meteorização química que à meteorização física. Não se podem, todavia, negligenciar as heranças.

3.1.1 - Meteorização físico-química

Nos granitos, em alguns locais, nota-se a existência de perfis de alteração profunda. De facto, dada a sua textura granular, basta que um mineral mais sensível se altere para que a rocha perca a coesão (A. GODARD, 1977), mas se, como afirma B. FERREIRA (1978), os mantos de alteração na Europa Ocidental podem atingir, num espaço de tempo não muito longo, uma a duas dezenas de metros de espessura, a sua evolução química é bastante moderada, permanecendo no perfil uma importante percentagem de minerais não alterados, enquanto as argilas apresentam uma proporção muito reduzida do volume total.

A textura grosseira dos mantos de alteração favorece a penetração da água, tendo como consequência um progresso rápido da decomposição em profundidade mas sem que a alteração química seja intensa, atingindo apenas os minerais mais sensíveis. Nem o grau de alteração, nem a profundidade do perfil são idênticos em toda a área correspondente aos granitos. Nota-se que este fenómeno está dependente da inter-relação que existe entre diversos factores, nomeadamente as características dos granitos, com particular realce para as químico-mineralógicas, a topografia, a cobertura do solo, a altitude, os factores climáticos.

Atendendo às características climáticas actuais da Serra do Marão, a meteorização química dos granitos é possível, apesar da sua actuação estar dependente da relação que existe entre os factores já referidos e, ainda, das heranças de períodos anteriores.

Em Paradança, o granito, para além de um perfil de meteorização bastante profundo (10 a 15 metros de profundidade visíveis) encontra-se muito alterado quimicamente (foto 50). A rocha corresponde ao maciço alóctone de Paradança e, segundo E. PEREIRA (1989), é um granito de duas micas, cuja idade

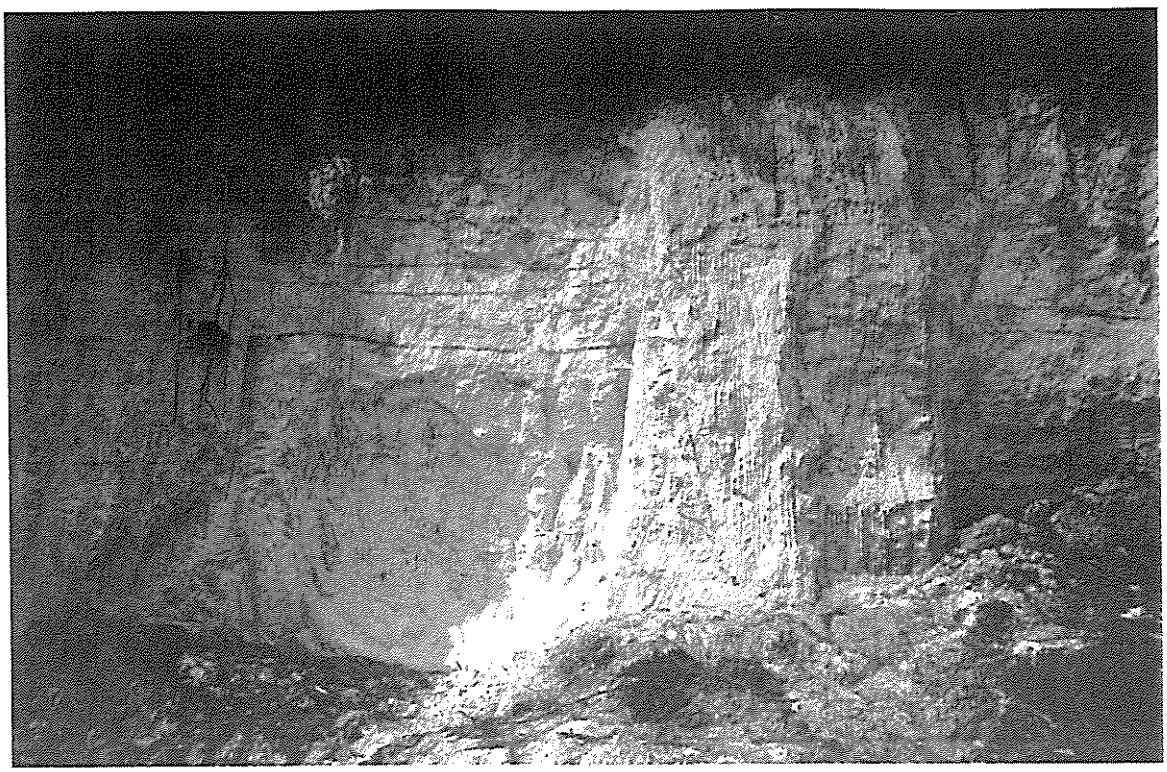


Foto 50 - Pormenor do manto de alteração do granito de Paradança (Agosto, 1992)

de instalação é ligeiramente tardia em relação ao máximo de desenvolvimento da segunda fase (F2) da orogenia hercínica.

No entanto, o mais comum é que o perfil de meteorização se apresente pouco alterado independentemente da profundidade.

Em alguns locais não se encontra qualquer capa de meteorização, o que se relaciona com as características estruturais, com a topografia de fortes declives e com os processos responsáveis pela actual evolução da vertente, muito mais do que com as características físico-químicas do granito, como acontece na área central da bacia hidrográfica da ribeira de Leigido (A. PEDROSA, 1991).

Nos granitos, a meteorização físico-química é um processo actuante por várias razões devido, nomeadamente, às temperaturas "*amenas*" e à precipitação abundante, características da área onde a Serra do Marão se insere.

Uma das formas que actualmente se podem observar nas rochas granitóides indicativas deste tipo de acções são as vascas (foto 51) e as caneluras (foto 52). São microformas características do modelado de algumas destas rochas, que se encontram em plena evolução na actualidade, como se pode verificar pelos resíduos que nelas se observam e, ainda pela inexistência de líquenes na área correspondente à forma propriamente dita, sinal evidente da actuação nessa área de processos físico-químicos. O local onde foram observadas estas formas situava-se a cerca de 850 metros de altitude, na parte superior da Serra da Aboboreira pode contribuir para actuação de diversos processos. Assim, estas formas ao permitir a manutenção da água durante vários dias, principalmente durante as estações em que se verificam temperaturas mais elevadas permitem a meteorização química principalmente sobre as micas e até sobre os feldspatos. Durante o Inverno, as baixas temperaturas que aí se verificam, podem contribuir para que a água que aí se encontra passe ao estado sólido, exercendo então uma acção mecânica. A própria acção do vento que sopra, por vezes, a velocidades elevadas, pode contribuir para que os resíduos que se encontram depositados no fundo das vascas ou caneluras exerçam uma acção mecânica nas paredes destas formas.

Também as condições topográficas, podem influenciar o processo físico-químico ao criar nalguns locais, condições favoráveis à infiltração da água contribuindo portanto para a meteorização destas rochas.

As características da cobertura vegetal favorecendo ou não a infiltração da água, podem influenciar este processo (J-C BONNEFONT,1981). As próprias raízes das plantas contribuem para a meteorização físico-química das rochas e, neste caso dos granitos, pelos ácidos activos que segregam, tal como pelo

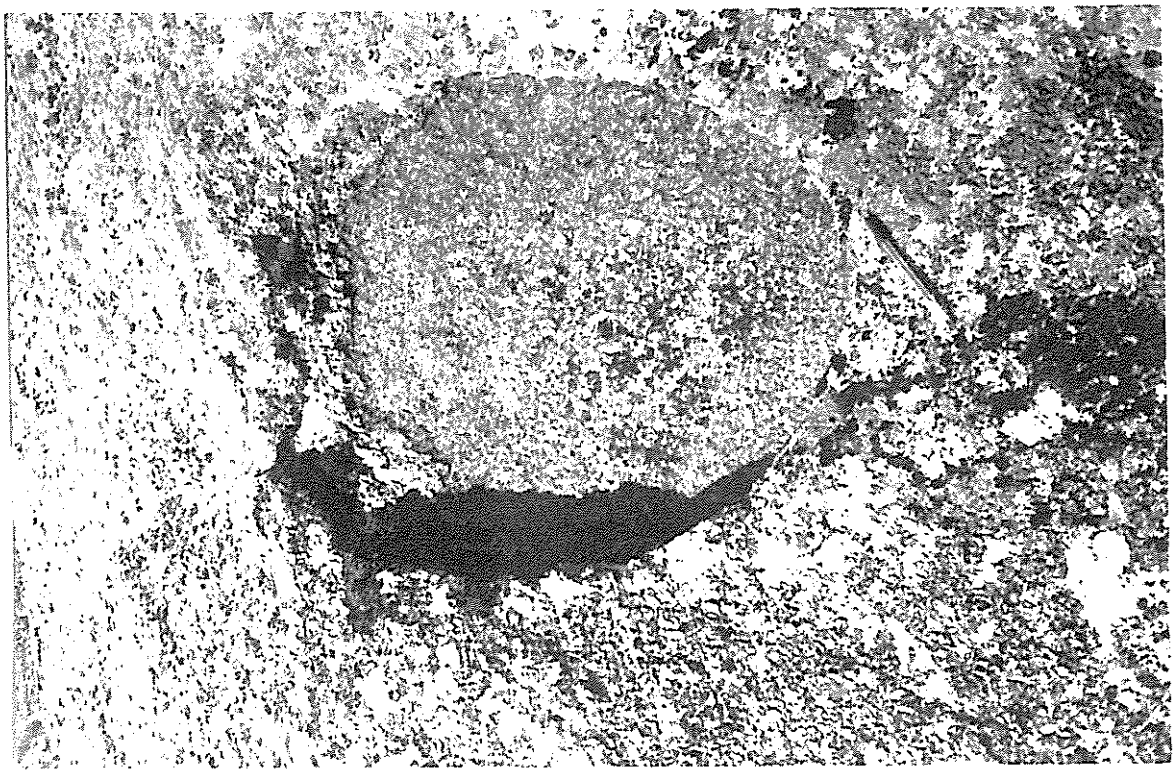


Foto 51 - Vasca na Serra da Aboboreira (Abril,1990)

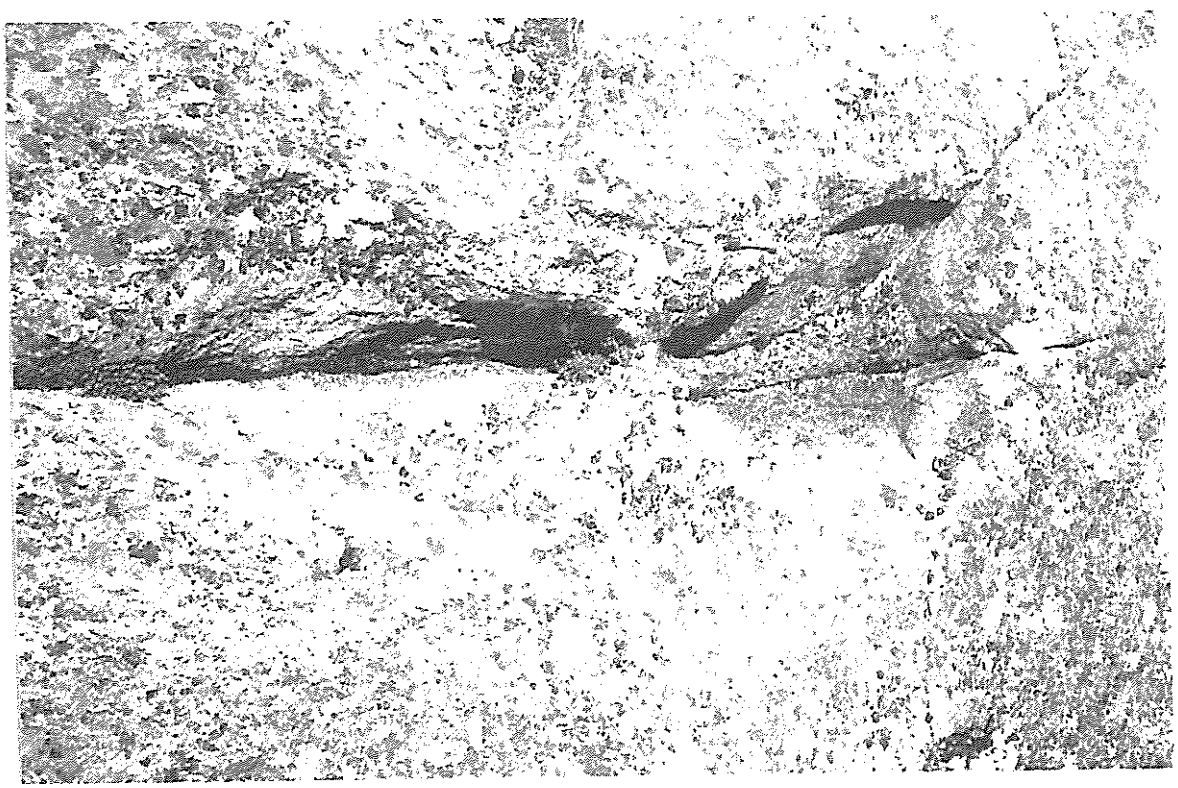


Foto 52 - Canelura na Serra da Aboboreira (Abril, 1990)

fornecimento de anidrido carbónico à água de percolação devido à respiração. Mas os processos de alteração beneficiam sobretudo da alimentação da matéria orgânica originada a partir dos detritos vegetais, cuja decomposição microbiana origina o "*húmus*", complexo coloidal que representa um eficaz agente de agressividade das rochas conforme a sua maior ou menor acidez (E. DERBYSHIRE, 1976).

A actuação do homem pode favorecer também este processo. A construção já milenária dos socalcos, ao alterar o perfil das vertentes e ao criar plataformas cujo declive se aproxima dos 0° de inclinação, vai desfavorecer o processo de escorrência em favor do de infiltração. Deste modo, nas vertentes onde se pratica a agricultura em socalcos, há um acréscimo substancial de água que se infiltra pelo facto de se ter alterado o perfil natural da vertente.

Uma das características da agricultura tradicional nesta região é a prática da rega por gravidade das culturas nos meses mais secos. Este facto vai também contribuir para que se verifique o processo de infiltração em alturas em que não era normal que ela se verificasse. A prática da rega coincide com os meses de temperaturas mais elevadas, pelo que o processo de meteorização química pode ser ainda mais acelerado.

Nas rochas de xisto a meteorização química não é tão evidente nem tão intensa como nos granitos. Os xistos estão muito mais sujeitos à meteorização física que à química. P. BIROT (1981), por exemplo, apresentou alguns resultados obtidos em laboratório que apontam para uma desagregação mecânica nestas rochas sete vezes superior à dos granitos, enquanto a alteração química é muito menos eficaz. O mesmo autor afirmava que, para as zonas temperadas, mesmo sobre superfícies de aplanamento extensas, as alterites nas rochas xistentas são pouco evoluídas mineralogicamente e a sua espessura raramente ultrapassa um metro.

Na Serra do Marão não se observaram perfis de alteração muito profundos nos diferentes tipos de xisto desta área. Em quase toda a extensão correspondente a este tipo de rochas, elas afloram à superfície sem qualquer capa de meteorização química. Quando isso não acontece, o perfil de alteração não ultrapassa os cinquenta centímetros de espessura. Este facto explica-se fundamentalmente pelas características destas rochas que não apresentam grande susceptibilidade à alteração química e, ainda, pelos fortes declives que não ajudam à infiltração da água proveniente da precipitação.

Existe uma situação em que o perfil de alteração nos xistos se pode desenvolver com um pouco mais de profundidade, prendendo-se com a existência de depósitos que regularizaram as vertentes. Pelas suas características, esses depósitos permitem uma maior infiltração da água da chuva, assim como a circulação desta no seu interior. Quando existe uma fácies mais argilosa, com forte capacidade de retenção de água, a meteorização química nos xistos pode desenvolver um perfil de alteração mais profundo do que o habitual.

No que se refere aos quartzitos pode afirmar-se que é difícil estar a verificar-se qualquer meteorização química já que são rochas constituídas por grãos de quartzo, cimentados por sílica, sendo, por este facto, muito resistentes às acções de origem química, pelo menos em climas com as características do actual.

3.1.2 - Meteorização física

Ao contrário do que se passa com a meteorização físico-química esta é muito mais intensa e importante nos xisto que nas rochas granitóides, apesar de evidente nos dois tipos de rocha.

Nos granitos, a experiência de campo, leva-nos a concluir que os principais agentes deste tipo de acção são as raízes das árvores apesar de também possuírem uma importante acção físico-química como já o afirmamos (foto 53). Num estudo realizado num pequeno batólito de granito, na ribeira de Leigido, assinalámos a importância que as raízes das árvores de grande porte tinham no desencadear da deslocação dos blocos graníticos, ao penetrarem através das diacláses principais (A. PEDROSA, 1991). No caso de actuarem no interior de um manto de alteração, facilitam a sua posterior mobilização por outro tipo de processos morfogenéticos. Não se pode descurar, no entanto, a acção das pequenas raízes dos arbustos, que, por vezes, penetram nos mantos de alteração contribuindo para a mobilização das partículas.

Um outro fenómeno que também se observou foi o efeito de cunha que alguns calhaus podem assumir quando se encaixam entre dois blocos de maior dimensão (foto 53). No estudo da deslocação dos blocos de granito na ribeira de

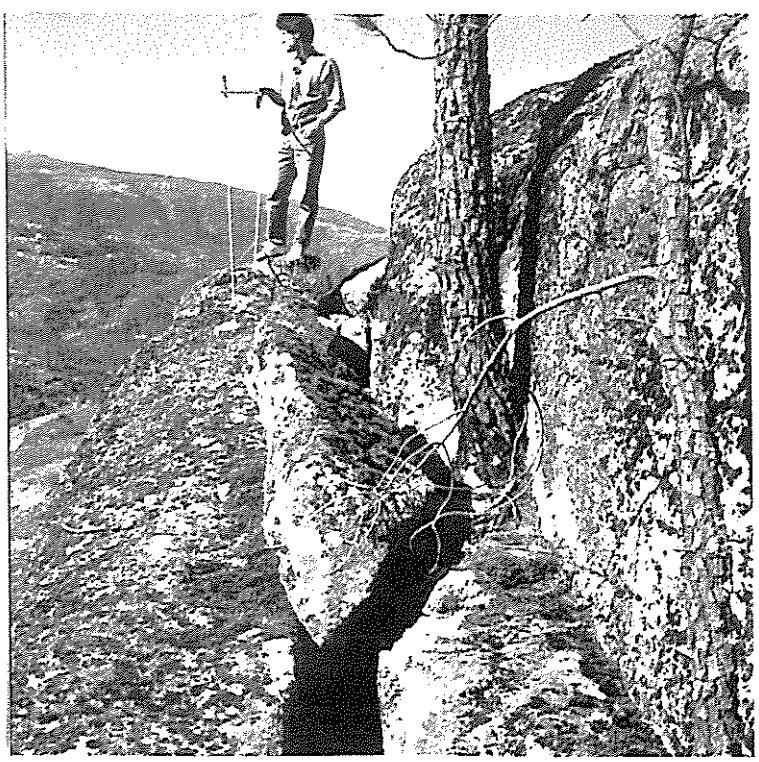


Foto 53 - Influência das raízes das árvores e de alguns calhaus na fragmentação dos granitóides e na deslocação dos blocos (Março, 1990)

Leigido, constatámos que pequenos calhaus se vão introduzindo nas diaclases exercendo uma acção de cunha, contribuindo para a abertura mais rápida das mesmas e, por consequência, para a própria deslocação dos blocos (A. PEDROSA, 1991).

Estes dois fenómenos podem, também, contribuir para a meteorização física dos xistos. As raízes das árvores penetram através dos planos de xistosidade e das fracturas originando, pelo seu crescimento, um aumento de volume, ajudando, deste modo, à fragmentação destas rochas. O efeito de cunha exercido por rochas de menores dimensões, também foi observado nas áreas de xisto (foto 54).

Há, no entanto, um outro agente que tem, sobretudo nos locais de altitude mais elevada, uma acção mecânica de inegável importância na fragmentação dos xistos: o gelo. Aquando do trabalho de campo, durante os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro, foi possível observar a acção do gelo nos xistos. Nos dias de maior frio, em que a temperatura, nalguns locais, se mantém negativa durante todo o dia, forma-se uma camada de gelo que, para além de cobrir a rocha, também existe no interior dos planos de xistosidade ou nas fracturas (foto 55). Deste modo, os diversos ciclos de gelo e degelo podem originar a fragmentação da rocha. Evidentemente que este fenómeno só acontece quando o xisto não apresenta qualquer cobertura de depósito de vertente, de solo ou de vegetação. A própria estrutura e as características litológicas podem influencia-lo, já que a maior xistosidade pode facilitar esta mesma acção.

Por vezes, no granito, este fenómeno também pode assumir uma certa importância, principalmente quando questões estruturais o facilitam. Assim, no estudo em que demos particular atenção à evolução das vertentes graníticas do vale da ribeira de Leigido afirmámos que um dos mecanismos que actualmente poderia contribuir para a formação dos blocos era a acção do gelo nos dias mais frios (A. PEDROSA, 1991). De facto, pode mostrar-se importante quer para a abertura das



Foto 54 - Efeito de cunha de pequenos calhaus contribuindo para a fragmentação dos xistos (Outubro, 1988).



Foto 55 - O gelo no interior dos planos de xistosidade, facto observado nas cabeceiras da Ribeira de Chão Rosso (Dezembro, 1989).

diaclases, quer para a deslocação dos blocos. No primeiro caso, a água infiltrada através das diaclases pode congelar no seu interior passando a exercer uma maior pressão devido ao seu consequente aumento de volume, contribuindo para alargamento destas fracturas No segundo caso, a água infiltrada por baixo dos blocos pode gelar, facilitando, então, o deslizamento dos blocos.

O próprio homem pode fragmentar a rocha, contribuindo assim para a meteorização física da mesma. Este facto acontece com muita frequência na Região Demarcada do Douro, na preparação dos terrenos para a plantação das vinhas, em qualquer das técnicas utilizadas, desde as mais tradicionais às mais recentes. Quando a plantação da floresta se faz através de patamares, a rocha é fragmentada pelas máquinas que abrem os sulcos o que se pode considerar, também, uma acção de meteorização física .

3.2 - Queda de blocos

Este processo define-se pela queda isolada, ou em grupo, de calhaus ou blocos e é a forma mais simples de desabamento (F. REBELO,1981; M. SELBY, 1982; D. BRUSDEN *et al.*, 1984).

Trata-se de um processo morfogenético que, para acontecer, terá de estar relacionado com diversas condições entre as quais salientamos: o forte declive, a rocha sem cobertura de solo e sem vegetação. Na área em estudo acresce a formação de gelo de Inverno que normalmente se relaciona com altitudes elevadas e, ainda, uma litologia e a estrutura favoráveis à fragmentação. Naturalmente que a queda de blocos pode ocorrer após chuvadas intensas, após tremores de terra,

também, por acções de ordem biológica, nomeadamente por movimentações provocadas por animais ou, então, pela acção mecânica das raizes das plantas.

Os locais onde a queda de blocos ocorre com maior frequência (fig.87) relacionam-se com áreas de forte declive que poderão ser da ordem dos 80° a 90°. Localmente, denominam-se de fragas: a vegetação não existe ou é muito esparsa e a rocha aflora à superfície. Para concretizar podemos citar como exemplo as fragas de Ermida, da Senhora da Serra, de Pena Suar.e, ainda, na área da queda do rio Olo (fisgas de Ermelo) É, ainda, importante chamar a atenção para o facto destas áreas estarem sujeitas a vários ciclos de gelo e degelo durante os meses mais frios de Inverno, pelo que este fenómeno poderá ser o principal responsável pela fragmentação das rochas, preparando os blocos para uma eventual queda na qual a gravidade é quase sempre o único agente.

O factor estrutural e mesmo o litológico podem influenciar este processo morfogenético. Na serra do Marão, as rochas que actualmente se encontram mais sujeitas à queda de blocos são os xistos. Este facto deve-se a duas razões fundamentais: são rochas que, pelas suas características intrínsecas, nomeadamente a xistosidade, são mais afectadas pelos vários ciclos de gelo e degelo; a grande fracturação que apresentam em alguns locais pode acentuar o efeito da acção do gelo. Como a altitude a que se encontram é significativa a acção deste processo, pode favorecer a queda dos blocos. O factor estrutural pode ainda incrementar a fragmentação da rocha e levar à queda de blocos (fig 88).

Apesar de muito fracturados pela tectónica, nos quartzitos parece ser mais difícil que este processo aconteça na actualidade pois são rochas mais compactas em que a acção atenuada do gelo não pode ter uma influência muito grande. Os locais onde, apesar disso, pode ocorrer queda de blocos de quartzito situam-se na Senhora da Serra, nas fragas da Ermida e nas fisgas de Ermelo. Neste

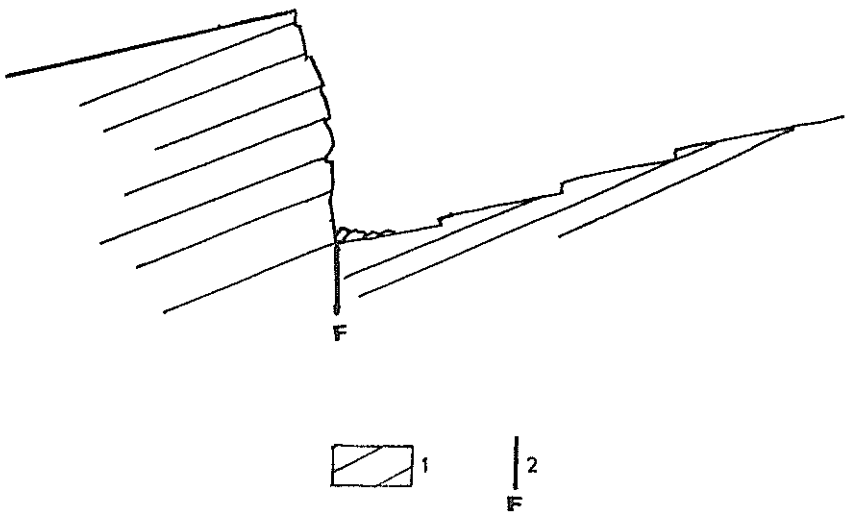


Fig. 88 - A influência da estrutura e do declive na queda de blocos
1 - Xistos; 2 - Falha

último local, os principais factores intervenientes são a disposição estrutural das bancadas quartzíticas, a acção da queda de água do rio Olo e de uma forma menos evidente, a acção do gelo.

No que se refere às áreas graníticas, este fenómeno também não é muito frequente, por um lado porque são rochas menos sensíveis aos efeitos atenuados do gelo que aqui se verifica e, por outro, raramente afloram directamente à superfície, visto que há quase sempre um manto de alteração que as protege. No entanto, quando os granitos afloram sem qualquer cobertura, este processo é passível de ocorrer, nomeadamente quando se encontram a altitudes elevadas, como acontece no limite da serra do Marão com a do Alvão. Assinalámos também a queda de blocos graníticos numa área de altitudes inferiores (700 m), motivada por uma estrutura particular do granito na vertente da margem direita da ribeira de Leigido. A

queda ocorre quando os blocos apresentam uma espessura pequena quando comparada com o comprimento e, sobretudo, com a largura e/ou quando a vertente possuiu valores de declive muito elevados (superiores a 35°) (A. PEDROSA, 1991) (Fig.50).

Neste momento, a queda de blocos é um processo relativamente atenuado que só se verifica em locais com as condições que aqui se apresentam. No passado, todavia, foi um processo com uma dinâmica muito mais importante, tendo sido, certamente, responsável pelo aparecimento de algumas escombreiras de gravidade existentes na Serra do Marão. Em diversas escombreiras é ainda possível verificar o sítio a partir do qual ocorreu a queda dos blocos que lhes deu origem (foto 56). Nalgumas delas, a queda de blocos pode ainda funcionar mantendo-se, portanto, a sua alimentação, como acontece, por exemplo, na ribeira de Leigido e na área de Covelo do Monte onde adiante se analisará a dinâmica da escombreira.

Apesar de ser um processo relativamente atenuado na actualidade, a sua dinâmica pode recrudescer se se verificar a interferência de certos factores que desequilibrem o meio.

O homem pode ser esse factor. Na Serra do Marão com a abertura do Itinerário Principal nº 4 (IP4), constatou-se o início de quedas de calhaus e blocos ao longo de algumas barreiras desta estrada. A queda verifica-se porque as barreiras apresentam um declive muito acentuado (na ordem dos 75° ou mais) sofrendo os blocos a acção muito forte da gravidade. Os locais, ao longo desta infra-estrutura, onde a queda de blocos e calhaus ocorre com maior intensidade estão directamente relacionados com aqueles onde se verifica a formação de gelo com maior frequência, durante o Inverno. Deste modo, pensamos que a actuação dos diversos ciclos gelo/degelo tem forte influência neste processo.

Também nas estradas secundárias e nalguns caminhos florestais este processo pode acontecer, principalmente quando se encontram em locais de altitude superior a 800 metros.



Foto 56 - Observação da fonte de alimentação da escombreira de gravidade (Setembro,1991).

3.3- A acção dos "Pipkrakes"

A formação de "*pipkrakes*" é um fenómeno que se verifica com uma frequência elevada, principalmente a altitudes superiores a 700 metros. Ocorre nos meses de Outono e Inverno com especial incidência em Dezembro, Janeiro e

Fevereiro, coincidindo, naturalmente, com os dias de geada. Este processo relaciona-se com o frio, com uma certa humidade no solo e, ainda, com material disponível para ser levantado.

É um processo que se insere no conjunto dos movimentos individuais de partículas (P. BIROT, 1981) e é considerado como um tipo de saltação e não de reptação (57). A sua acção tem-se revelado de grande importância na evolução das vertentes. As experiências de laboratório demonstram esse facto e põem em evidência a influência do declive. Assim, o percurso varia proporcionalmente à tangente, porque, no caso de degelo muito rápido, a queda da partícula adquire uma certa energia cinética, pelo que não ocorre perfeitamente na vertical (P. BIROT, 1981).

Da observação que se tem feito no campo, conclui-se que este processo em determinados locais tem uma grande importância na dinâmica actual da evolução das vertentes (fig. 85) (58).

Têm sido observados "*pipkrakes*" de diferentes tamanhos, desde aqueles que não atingem 1 cm até aos que superam os 10 cm, mas a sua dimensão mais comum é a que se situa pelos 3 a 4 cm. Deste modo, a sua importância mostra-se, variável, pelo que o tamanho dos "*pipkrakes*" vai influenciar a distância a que as

---

(57) - Segundo P. BIROT (1981), "*le petit caillou est poussé perpendiculairement au versant, parce qu'en cas de gel rapide, soit les cations, soit les anions, sont expulsés, d'où des différences de potentiel importantes, pouvant atteindre 60 volts; de là une orientation préférentielle de l'axe des cristaux, selon laquelle la conductibilité thermique est maximale, et la croissance plus rapide*".

(58) - É difícil fazer a sua localização a ocorrência dos "*pipkrakes*" mas normalmente verifica-se nas vertentes sombrias a altitudes superiores a 900 metros. Observaram-se, por exemplo, com frequência, na ribeira de Chão Rosso e nas proximidades do Alto Espinho.

partículas levantadas vão ser movimentadas relativamente ao ponto inicial (P BIROT, 1981). Por outro lado, há locais onde não se verifica o degelo completo durante o dia, o que faz com que os "*pipkrakes*" aumentem de tamanho no dia seguinte (foto 57).

A sua importância na morfodinâmica actual depende também do declive da vertente onde o processo actua. Assim, no momento do degelo, se o declive for grande, é maior a distância a que as partículas se vão situar relativamente à posição inicial (Fig. 89).

Também a vegetação é importante para a acção deste processo. Assim, quando o solo se encontra protegido por vegetação, praticamente não se observa a formação de "*pipkrakes*". Quando se verifica a destruição do coberto vegetal este fenómeno passa a ter um acção muito mais eficaz, principalmente em altitudes elevadas, como já referimos.

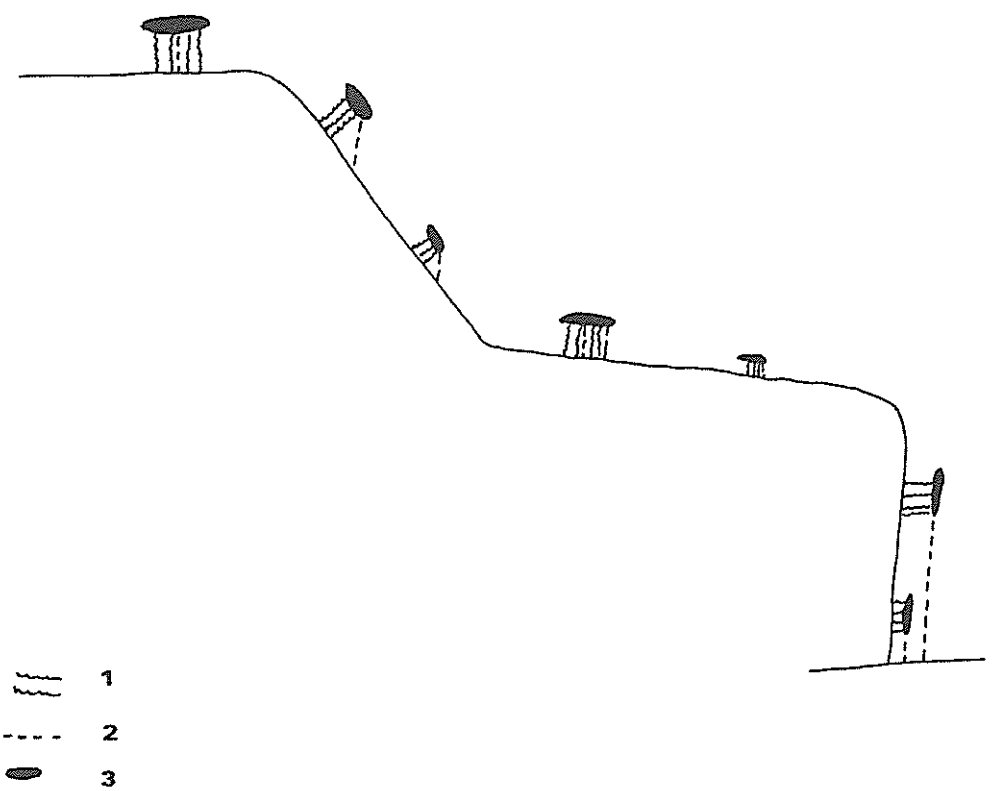


Fig. 89 - Modelo de movimentação de material pela acção dos *pipkrakes*
1 - Pipkrakes; 2 - Direcção da queda do material; 3 - Material levantado pelos pipkrakes

A existência de água no solo é, igualmente, fundamental para a formação dos pipkrakes. Assim, se o início da sua formação se verificar após alguns dias de chuva, a sua capacidade para se desenvolver é maior. É, assim, aumentada a sua potencialidade erosiva, porque com maior facilidade atingem tamanhos maiores. Também a existência de neve no solo durante vários dias pode favorecer, na área periférica, o desenvolvimento deste processo; por um lado, é um bom fornecedor de água ao solo à medida que vai degelando, e, por outro, vai mantendo as temperaturas, ao nível do solo, a valores baixos.

A dimensão do material que pode ser levantado por este processo é muito variada, podendo ir desde partículas da dimensão das argilas a calhaus relativamente grandes (foto 58). Aquele que se observa na fotografia, encontrava-se completamente levantado por "*pipkrakes*". Apresenta 30 cm de comprimento, 20 cm de largura e cerca de 5 cm de espessura. No entanto, pode acontecer o levantamento de alguns com dimensões superiores.

A quantidade de material que pode ser levantada e depois mobilizada por este processo é muito elevada como oportunamente se demonstrará.

Por isso, a formação de "*pipkrakes*" possui uma relevância fundamental para a eficácia de outros processos. Assim, ao levantar e, consequentemente, ao movimentar as partículas do solo, o gelo prepara-as para uma melhor recepção dos efeitos do impacto das gotas da chuva e, daí para uma maior acção da água de escorrência.

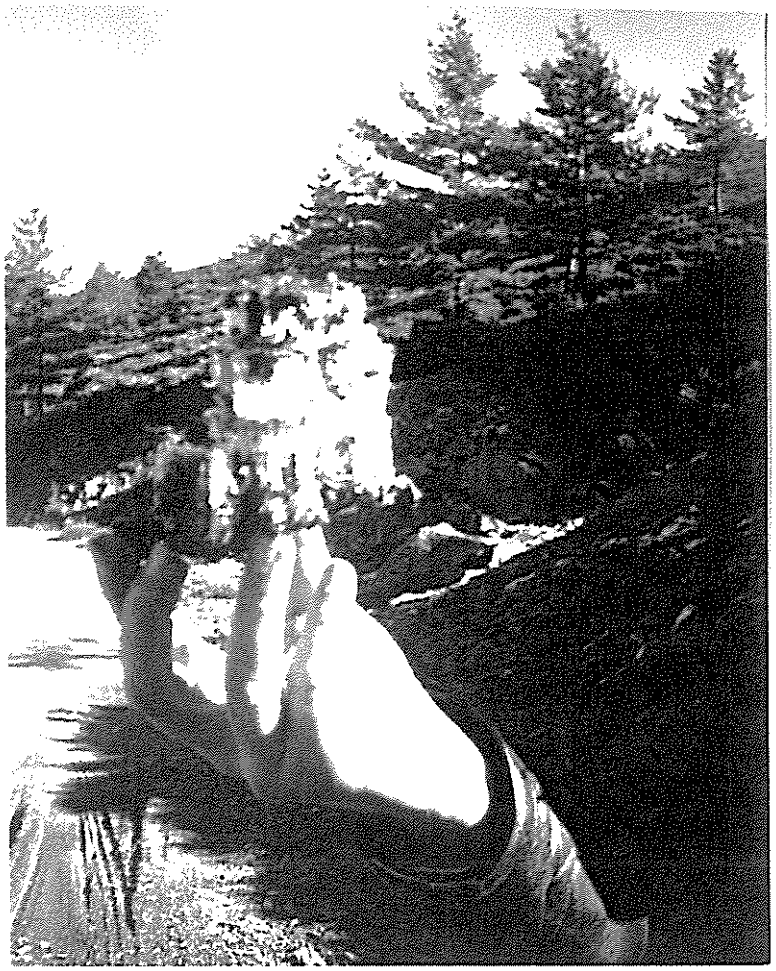


Foto 57 - Pormenor dos *pipkrakes* formados ao longo de vários dias (Janeiro, 1991).

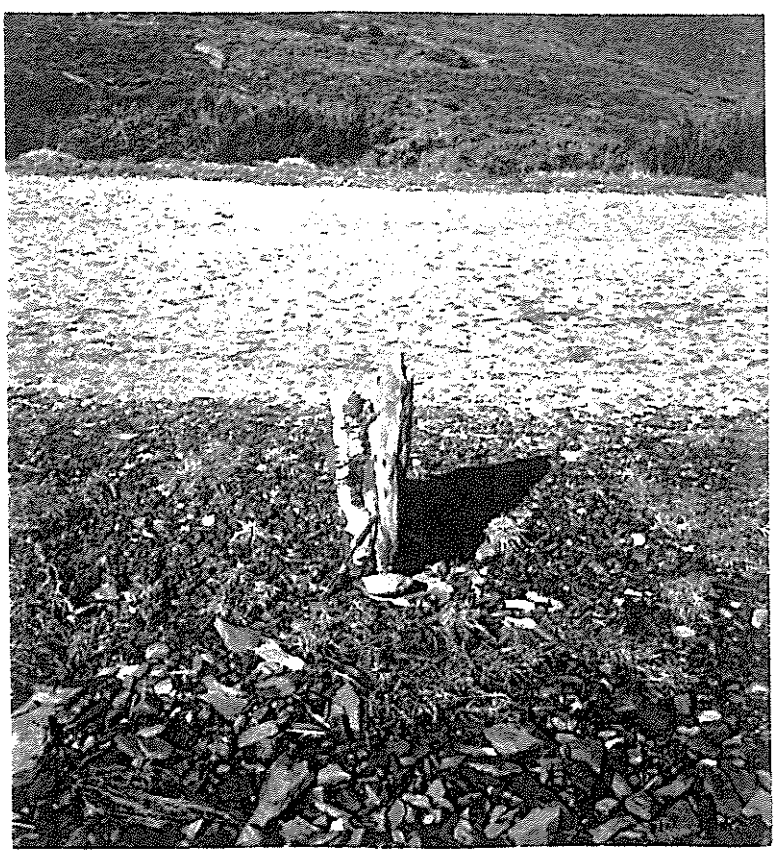


Foto 58 - Dimensão de um calhau levantado pelos *pipkrakes* (Janeiro, 1990).

3.4 - Impacto das gotas da chuva ("*splash*")

O "*splash*" é um processo com consequências geomorfológicas muito importantes, nomeadamente ao nível de desagregação do solo. A. YOUNG (1978) considera-o mais poderoso que o escoamento superficial, apesar de relativamente menos importante como agente de transporte. O impacto das gotas de chuva no solo desagrega as partículas em pequeníssimos fragmentos que saltam e se deslocam em qualquer direcção apesar, de num plano inclinado, a proporção de grãos deslocados para jusante ser maior do que para montante (P. BIROT, 1981). Esta é a principal consequência geomorfológica deste processo.

Mas a sua acção geomorfológica pode ainda traduzir-se de outros modos, talvez menos perceptíveis, mas que contribuem para a evolução das vertentes. Assim, este processo pode levar à impermeabilização dos solos pelo facto dos pequenos elementos fragmentados pela acção de choque das gotas irem preencher os espaços vazios entre as partículas de maiores dimensões. De outra forma, as partículas que foram directamente deslocadas ao chegarem novamente ao solo embatem noutras, que ao sofrerem esse efeito, rodam sobre si próprias ou deslizam. O efeito deste processo pode ainda ser acelerado pela acção do vento, principalmente quando este atinge determinadas velocidades. S. WICHEREK, (1989) no estudo que fez sobre o impacto do *splash* na erosão dos solos, numa área da bacia parisiense, concluiu que o transporte eólico das partículas levantadas pelo *splash* era eficiente a partir de uma velocidade superior a 35 Km/h e a movimentação do material tanto pode ser efectuada no sentido descendente como ascendente.

Para que este processo morfogenético se verifique é necessário que se combinem factores de diversa ordem. Assim, ele está dependente do diâmetro

da gota de chuva, da intensidade e duração da precipitação, do declive da vertente, da existência ou não de coberto vegetal (J. LIMA, 1989b), de material disponível para ser movimentado e, mesmo, de outros processos que podem preparar as partículas do solo, soltando-as e sujeitando-as ao impacto das gotas de chuva.

Devido à interligação de todos estes aspectos, é difícil localizar este processo já que pode ocorrer com maior ou menor intensidade em toda a área da serra do Marão. A intensidade da chuva é normalmente elevada, o que é um factor favorável à ocorrência do "*splash*". A predominância de declives fortes é um outro factor que também o facilita.

No entanto, a existência de vegetação limita a acção de impacto das gotas da chuva, pelo que somente nos locais onde o solo se encontra a descoberto se faz sentir a sua acção, se houver, naturalmente, material disponível para tal, ou seja, solo, depósito de vertente ou rocha alterada.

Se este material tiver sofrido uma preparação prévia pela acção de outros processos, o impacto das gotas da chuva pode ter uma acção muito mais importante. Assim, se a chuva ocorrer imediatamente a seguir a um período de muito frio em que se tenha verificado a formação de "*pipkrakes*", então a movimentação das partículas pode ser grande porque a acção do gelo levantou e soltou as partículas do solo. Se a chuvada acontecer imediatamente a seguir a um período de forte secura, também o "*splash*" vai ter grande importância já que as partículas superficiais do solo se encontram soltas.

Este fenómeno pode ganhar forte incremento quando se verifica a destruição do coberto vegetal. Assim, após os incêndios florestais, o solo fica completamente a descoberto, o impacto das gotas da chuva passa a ter uma acção erosiva maior, que se faz sentir, de uma forma directa, no levantar das partículas e de uma forma indirecta porque as prepara para a acção da água de escorrência no seu

trabalho fundamental de transporte (45).

Também o homem pode facilitar a acção deste processo. Em primeiro lugar, porque os incêndios são, muitas vezes, provocados por ele próprio. Contudo, a sua acção pode ser mais directa se se relaciona com as actividades agrícolas, pastoris ou florestais. O homem, ao ter que lavrar os campos preparando-os para as diversas sementeiras, vai, durante algum tempo, expôr o solo ao impacto das gotas da chuva. Evidentemente, se o declive do campo agrícola for elevado, o fenómeno faz-se sentir de uma forma mais evidente.

O *splash* pode apresentar um recrudescimento quando a reflorestação é feita através de construção de patamares o que mobiliza o terreno e destrói, durante um certo período de tempo, o coberto vegetal.

A prática da pastorícia em áreas montanhosas de forte declive pode contribuir igualmente para uma maior eficácia deste processo, já que os animais não deixam desenvolver rapidamente a cobertura vegetal contribuindo para que o solo se mantenha sujeito à acção do impacto das gotas da chuva durante longos períodos de tempo.

A própria construção de estradas pode contribuir para uma acção mais poderosa deste fenómeno nomeadamente ao criar barreiras e taludes artificiais, como iremos ter a oportunidade de analisar, no estudo da evolução das barreiras.

---

(45) - Na Região Centro L. LOURENÇO (1990) tentou a quantificação da erosão em vertentes onde a vegetação tinha desaparecido pelos incêndios florestais, tendo concluído que nestas a quantidade de material erosionado se situaria na ordem dos 90 toneladas/hectare/ano, enquanto que nas vertentes protegidas pela floresta ou pelo mato os valores poderão variar entre as 0,08 e as 0,59 toneladas/hectare/ano. Os valores são de facto significativos e dispensam qualquer tipo de comentários.

O *splash* é um processo que, sem dúvida, tem repercussões na erosão dos solos, no entanto a sua maior ou menor importância está dependente da interacção de diversos factores, nos quais o homem pode ter um papel mais ou menos activo.

Para concluir podemos referir que, por vezes, é difícil individualizar a actuação deste processo da de outros, nomeadamente da escorrência. Deste modo há autores (C. MORGAN, 1986; J. LIMA, 1989) que consideram o "*rainwash*" um processo que associa o *splash* e a escorrência. C. MORGAN (1986) afirma que o o *splash* como agente erosivo é mais importante que a escorrência mas que o *rainwash* é a forma dominante de erosão dos solos em vertentes que apresentam tendência para uma erodibilidade forte.

3.5 - A Escorrência

A água da chuva não é apenas directamente responsável pelo impacto das gotas da água da chuva no solo. Ela está intimamente relacionada com a acção da escorrência que é um dos processos morfogenéticos mais importantes na evolução geomorfológica das formas de relevo, principalmente na região em que nos encontramos.

Este fenómeno entende-se como o fluxo de água que se movimenta pela superfície do alto para a base das vertentes e que apresenta várias fases hierarquizadas de desenvolvimento. O seu aparecimento está dependente da intensidade da chuva e da velocidade de infiltração (R. NEBOIT, 1991). No entanto não se pode descurar a influência do relevo, da geologia, do clima, do tipo de solo e

da sua utilização. Mas para além das condições naturais não se deve menosprezar a actuação humana (J. LIMA, 1989a)

Segundo P. BIROT (1981) a escorrência pode manifestar-se de dois modos distintos: concentrada e difusa (46) J. LIMA (1989a) considera ainda dois tipos de escorrência em manto (*overland flow*): o "*sheet flow*" cujo fluxo pode ser laminar ou turbulento e o "*sheet flood*" que é caracterizado por um fluxo turbulento.

A escorrência difusa caracteriza-se pelo aparecimento de múltiplos fios de água instáveis e anastomosados que se vão modificando ao longo de um período de actividade, assim como de um período a outro não deixando formas vigorosas e duráveis no terreno.

P. BIROT (1981) afirma que a sua capacidade de transporte se limita às argilas e limos. Por isso, sem dúvida, R. NEBOIT (1991) considera-a como o vírus do solo pois o seu comportamento selectivo, para além de arrastar os elementos mais finos e como tal os mais úteis ao desenvolvimento biológico das plantas, evacua também uma grande percentagem de matéria orgânica. Este último autor considera que os materiais evacuados pela escorrência difusa possuem um teor em matéria orgânica muito superior àquele que se encontra nos solos. Este processo leva ao empobrecimento dos mesmos e, como tal, a um abaixamento da sua fertilidade.

Pela observação deste fenómeno na serra do Marão, verifica-se que ele é potencialmente activo com uma dinâmica muito forte nas áreas onde a vegetação ocasionalmente não existe ou onde é esparsa (foto 59, 60). A sua

---

(46) Os ingleses distinguem o "*rill-wash*" e o "*sheet-wash*" que não deixam de ser escorrência difusa e laminar



Foto 59 - Efeitos da escorrência nas vertentes da serra do Marão nas proximidades do Sra. da Serra (Agosto, 1988).

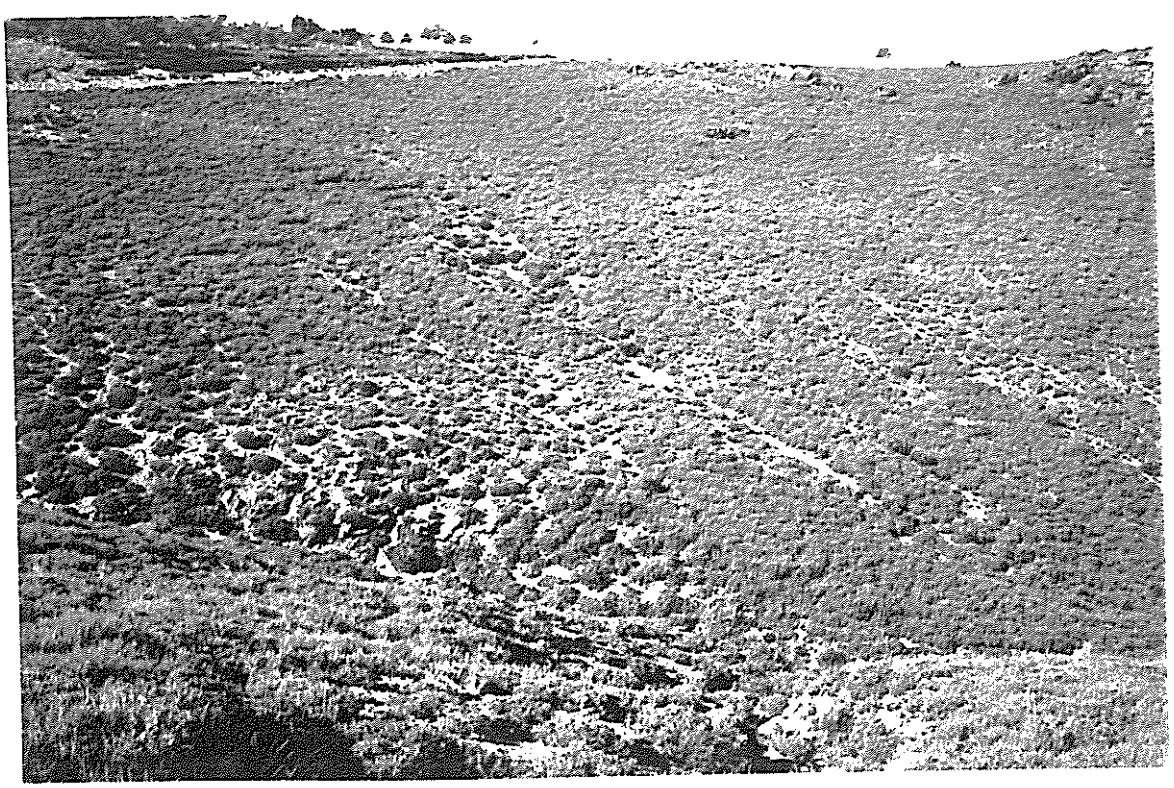


Foto 60 - Pequenos ravinamentos numa vertente de xisto do Silúrico regularizada por um depósito de vertente na ribeira de Chão Rosso (Agosto, 1988).

capacidade de transporte parece não se reduzir apenas às partículas de menor dimensão, tipo argilas e limos, mas também a outras de dimensão superior, nomeadamente areias. Este facto, poder-se-á explicar pelos fortes declives que predominam na área e pelo estado físico do rególito e pela preparação prévia que este sofreu por parte de outros fenómenos, nomeadamente com o levantamento do solo pelos "*pipkrakes*" e pelo "*splash*". O transporte das partículas mais finas contribui depois, para uma acção mais forte de outros processos morfogenéticos, uma vez que pode tornar o solo menos coeso.

A escorrência concentrada caracteriza-se pelo escoamento linear da água cuja principal consequência é o surgimento de ravinas nas vertentes, inicialmente mal hierarquizadas, podendo constituir, após uma certa evolução, uma rede bem ramificada, chegando a atingir uma profundidade de ordem métrica (P. BIROT, 1981). Caracterizam-se por ter uma actividade episódica directamente relacionada com a precipitação e sua intensidade.

O seu aparecimento na área em estudo está relacionado com a interligação de diversos factores. Assim, uma das condições essenciais para o seu aparecimento e posterior desenvolvimento é a existência de um depósito que regularize a vertente (foto 61, 62) ou de uma capa de meteorização suficientemente profunda para a instalação da ravina. A inexistência de vegetação mostra-se como uma condição fundamental para o seu aparecimento, e posterior desenvolvimento. De facto, a evolução de uma ravina depende de uma dinâmica muito forte que não permita a instalação e desenvolvimento de vegetação no seu interior, porque se isto acontecer, inicia-se a estabilização (F. REBELO, 1981; C. COSANDEY *et al.*, 1990; T. MUXART,*et al.*, 1991).

A acção do homem pode, também, contribuir para o incremento deste processo que leva ao aparecimento de ravinas. Na área de estudo este facto é visível nos taludes construídos para a passagem da via rápida [IP4] (foto 63) e, ainda,

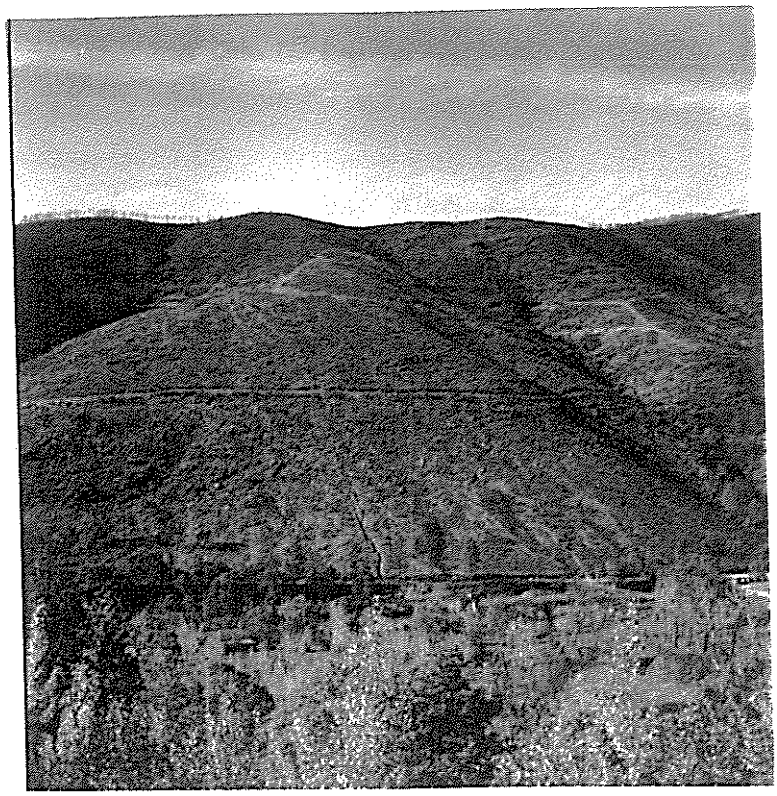


Foto 61 - Parte inferior da vertente regularizada por depósito onde se instalaram algumas ravinas após um incêndio (Agosto, 1990)



Foto 62 - Pormenor da vertente anterior onde se observa uma ravina (Agosto, 1990)

em algumas vertentes devido à utilização de determinados tipos de técnicas na exploração de recursos naturais, como por exemplo aconteceu em pedreiras, na área próximo de Muas (foto 41). Também o uso de certas técnicas na plantação dos vinhedos podem incrementar a acção da escorrência, como por exemplo a colocação das cepas segundo a linha de maior do declive (A. PEDROSA, 1991), ou a armação do terreno em patamares onde o talude fica sem protecção de qualquer natureza. (foto 46).

A abertura de caminhos florestais pode desencadear ravinamentos. A título de exemplo durante o Verão de 1992 aconteceu um fenómeno deste tipo numa vertente próximo da povoação de Paradela do Monte (concelho de Santa Marta de Penaguião) (foto 64). A vertente havia sofrido em Julho de 1991 um incêndio que destruiu a sua cobertura florestal. É uma vertente com um declive na ordem dos 30° (Fig. 25) completamente regularizada por depósito de vertente. Sensivelmente a meio desta o homem abriu dois caminhos florestais onde instalou, uma canalização para transporte de água (fig. 90).

Em Julho de 1992, verificou-se uma forte chuvada no local em questão que não terá demorado mais que uma hora. Numa primeira fase, a água de escorrência orientou-se por um dos caminhos existentes ravinando-o. Numa segunda fase, o escoamento deixou de se processar pelos caminhos inflectindo no sentido do maior declive da vertente originando duas ravinas. Uma, aprofundou um barranco preexistente enquanto o outro, no início, se desenvolveu lateralmente a um pequeno valeiro existente na vertente, aproveitando-o apenas na fase terminal aprofundando-lhe o talvegue. O seu início está relacionado com a concentração de água na confluência dos dois caminhos existentes.

No sentido de se calcular a quantidade de material que as duas ravinas ali mobilizaram fizeram-se algumas medições. Assim, mediu-se o seu

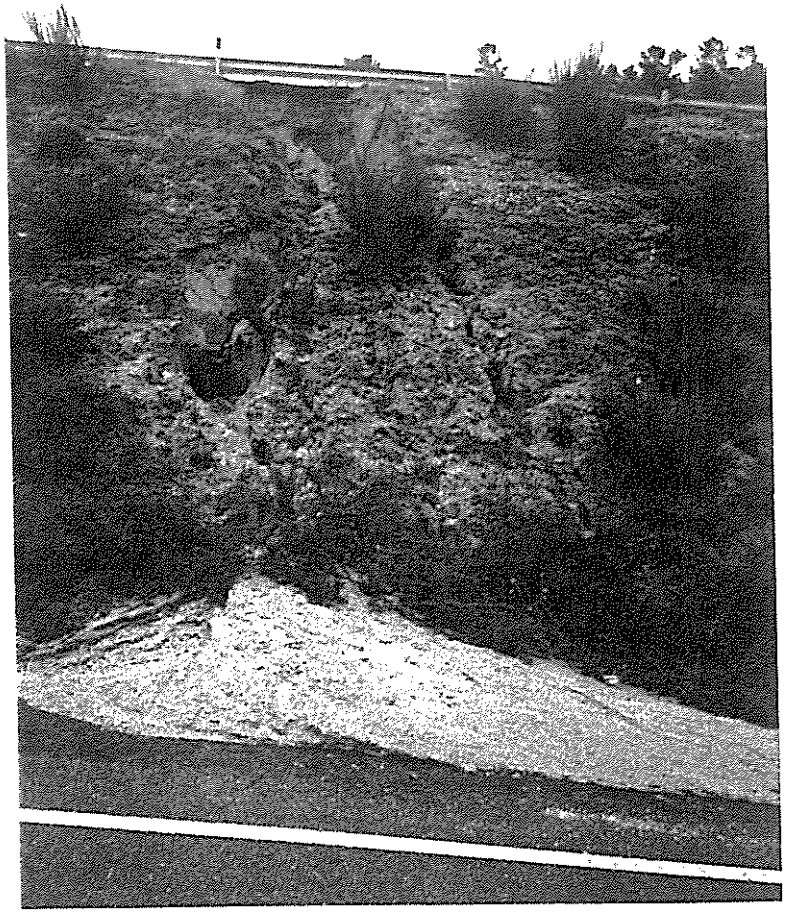


Foto 63 - Ravinamentos num talude do IP4, afectando a estrutura da rodovia (Janeiro, 1992).

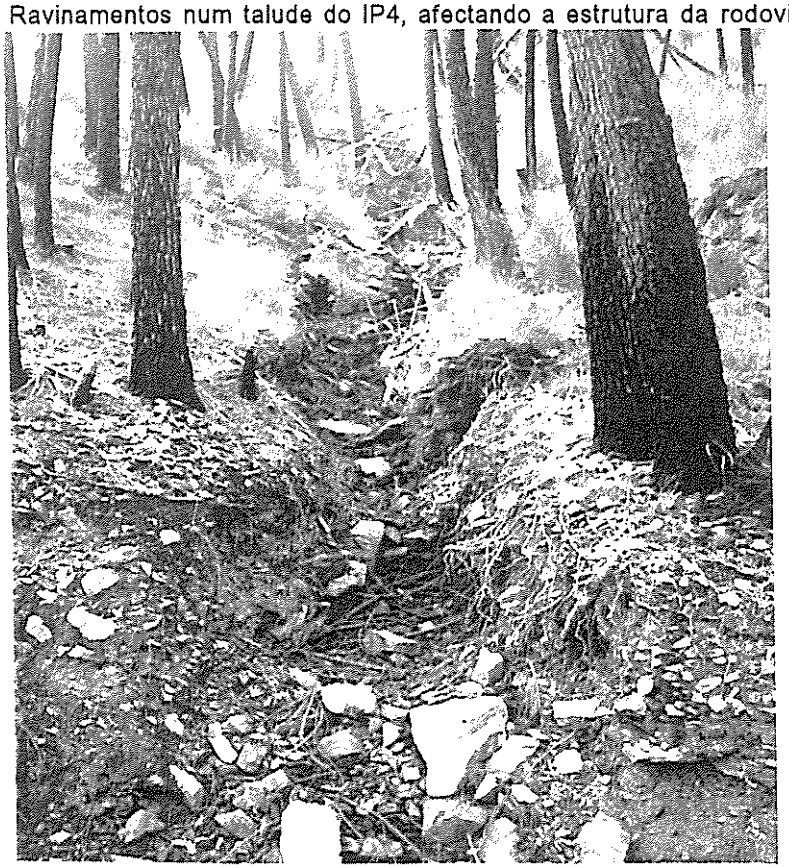


Foto 64 - Ravinamentos na área de Paradela do Monte (Agosto, 1991).

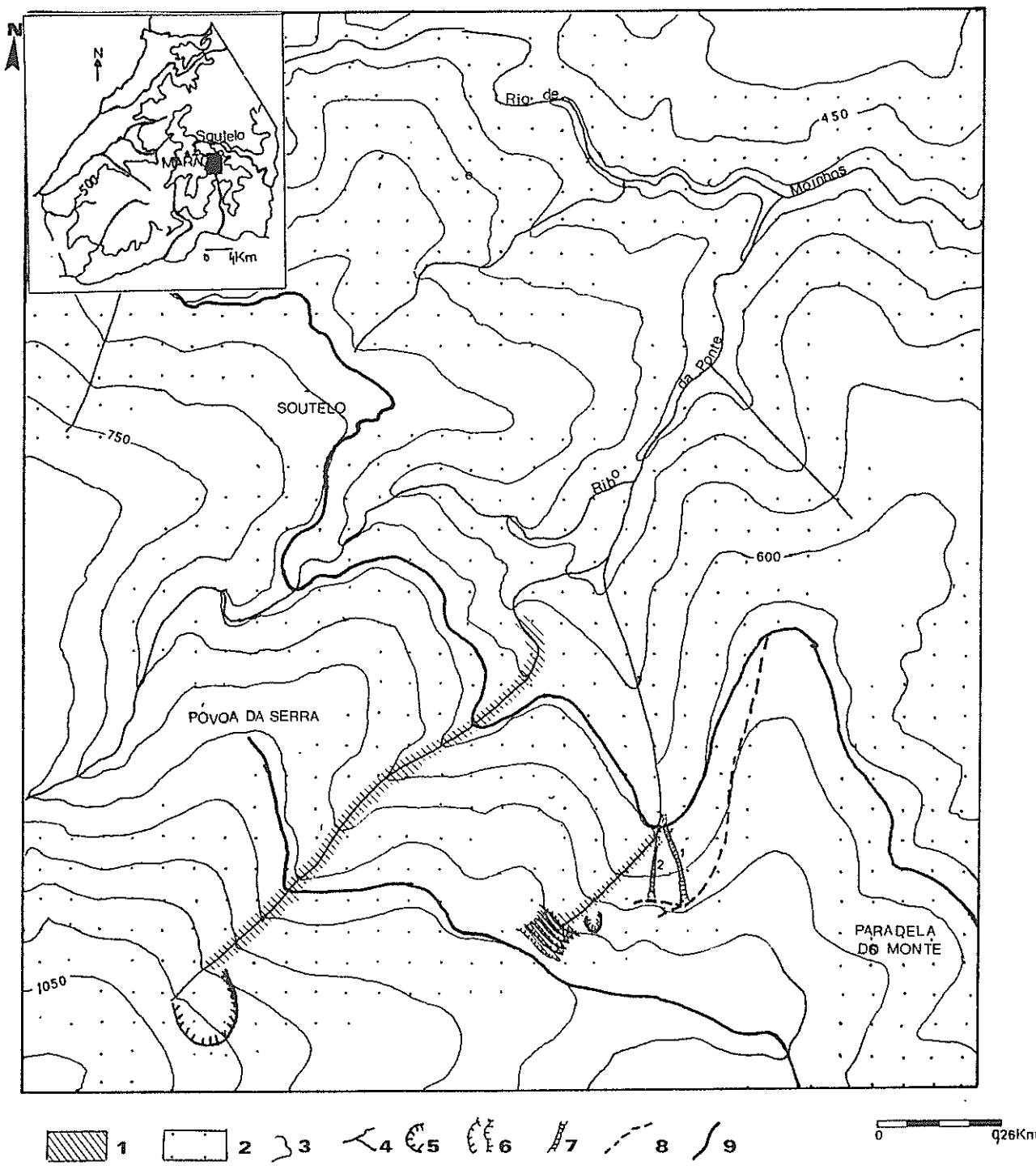


Fig. 90 -Localização das ravinas e deslizamentos de terra que se verificaram próximo de Paradela do Monte

1 - Área afectada pelos deslizamentos; 2- Vertente regularizada por depósito; 3 - Curva de nível; 4 - Curso de água; 5 - Cicatriz do deslizamento; 6 - Patamares para plantação de pinheiros; 7 - Ravinas (1 e 2); 8 - Caminho; 9 - Estrada.

comprimento e, ainda, a largura e a profundidade em algumas secções (Quadro XCI). Em função dessas medições, calculou-se a quantidade de material mobilizado. Para a ravina nº 1 esse valor seria da ordem dos 465 m3 enquanto para a ravina nº 2 o valor se apresenta superior, rondando os 570 m3. Toda esta quantidade de material terá sido deslocada apenas durante o pequeno período em que ocorreu a forte chuvada.

QUADRO XCI - Alguns parâmetros das ravinas de Paradela do Monte

	Comp. m	Largura máxima m	Largura mínima m	Profundidade máxima m	Profundidade mínima m	Volume do material movimentado m3
Ravina I	160,70	2,6	0,3	2,25	0,1	465,77
Ravina 2	120,85	7,7	1,0	3,0	0,8	570,16

3.6 - O" *creep*"

Apesar de ser um processo muito estudado pelos geomorfólogos é ainda objecto de polémicas entre diversos autores já que funciona como um sistema particularmente complexo que interliga mecanismos elementares (transferências de água, de matéria, de calor) inerentes ao próprio solo e ao contacto deste com a parte inferior da atmosfera (J. MERCIER, 1984).

Todos os autores estão de acordo em classificá-lo como um movimento lento.

R. COQUE (1977) considera este processo como um movimento individual de partículas, de tipo reptação, consistindo num deslocamento e numa redistribuição das partículas no seio de uma formação móvel, devido à acção do seu peso. A soma de todos estes movimentos imperceptíveis traduz-se num movimento de descida de conjunto, lento.

Já P. BIROT (1981) insere este processo nos movimentos de massa lentos. De facto, considera como movimentos de massa lentos a solifluxão, em que a movimentação se faz sob a influência da água, por acumulação de uma série de deslocamentos sempre dirigidos no mesmo sentido, e os movimentos de reptação, onde a massa de alterites executa deslocamentos ritmados alternando o levantamento e o abaixamento, a expansão e a contracção, esta última traduzindo-se num movimento aparentemente retrógrado. Mas este mesmo autor distingue as "*reptações de massa*", da reptação e saltação de partículas individuais. As primeiras serão movimentos colectivos de contracção e de dilatação que afectam unidades de volume de alguns metros cúbicos e que se relacionam com fenómenos de gelireptação e de humificação e dessecação. Quanto à reptação e saltação de partículas individuais, considera que este processo se baseia no princípio que toda a perturbação temporária de posição se traduz sempre por uma migração descendente pela acção do peso e que se relaciona com fenómenos de origem térmica ou com a formação de "*pipkrakes*" (P. BIROT, 1981).

No entanto, outros autores não se preocupam com o fenómeno que poderá estar na sua origem, mas sim com o modo como ele se processa temporalmente. Assim, D. BRUNSDEN *et al.* (1984) consideram três tipos de "*creep*": o *"creep" sazonal*, quando o processo é afectado por mudanças sazonais de temperatura e de humidade no solo; o *"creep" contínuo*, quando o limite de ruptura excede a resistência do material; o *"creep" progressivo* associado a vertentes onde se processa um aumento progressivo da velocidade deste processo, até que em

dado momento se atinge um ponto de ruptura (47), passando-se, então a outro tipo de movimento de massa.

Pode então concluir-se que como processo polizonal, o "*creep*" é comum em muitos locais do globo e que, apesar de ser muito referenciado e estudado pelos geomorfólogos, existem dúvidas muito fortes quer no modo como funciona, quer nos fenómenos que lhe podem dar origem

Este fenómeno, extremamente lento, parece ter uma importância bastante significativa em alguns locais da serra do Marão. Um dos modos tradicionais de identificação da existência deste processo é a observação da curvatura na base dos troncos das árvores. A sua distribuição na área de estudo não parece relacionar-se directamente nem com o declive das vertentes, nem com a altitude. No entanto, existe uma relação mais directa com a existência de um depósito de cobertura regularizador das vertentes. Logicamente, nunca se encontrou este processo em locais onde a rocha aflora à superfície tratando-se de um processo de deslocação de partículas, não poderia surgir nestes locais, onde elas não existem.

Numa tentativa de quantificar este processo instalaram-se em 22 de Setembro de 1989 barras metálicas a diferentes profundidades (48) e em diversos locais. Até Agosto de 1992, não foi possível, na maior parte dos casos, obter resultados que pudessem dar indicações acerca da velocidade deste processo, nos locais onde foram colocados. Apenas em dois locais se obtiveram movimentações significativas.

---

(47) - O autor considera como ponto de ruptura o momento em que a velocidade atingida passa a ser elevada para se inserir num movimento de tipo "*creep*"

(48) - Foram colodas em 10 locais desta serra e as profundidades das barras metálicas, em cada local foi de 5cm, 10 cm e 15 cm, tendo sido colocadas na vertical

Nas duas vertentes próximas de Paradela do Monte, que se apresentam com declives muito fortes - 30° a 40° - (fig. 49, 91) e regularizadas por espesso depósito de vertente (49), conseguimos até Julho de 1991 (50) detectar alguma movimentação das barras metálicas, quer no que se refere à sua inclinação inicial, quer relativamente ao ponto de colocação inicial.

Durante o período em análise, que constou de 565 dias, verificou-se que, nos dois locais, as barras que tiveram um movimento mais significativo foram as que estavam colocadas a uma menor profundidade Assim, as barras que apenas se encontravam a 5 cm deslocaram-se relativamente ao local inicial 2,7 cm para o local 1 e 3,2 cm para o local 2. Também foi nestas que se constatou um maior ângulo de inclinação relativamente à vertical inicial: 13° no local 1 e 15° no local 2. As barras colocadas a 10 e a 15 cm de profundidade também apresentavam movimentações mas menos significativas que as anteriores. Assim, no local 1 as barras deslocaram-se relativamente ao ponto inicial 1,1 cm e 0,4 cm respectivamente, enquanto que no local 2 os valores foram dentro da mesma ordem (1,3 cm e 0,5cm). O ângulo de inclinação relativamente à vertical inicial situou-se nos 9°, para os dois locais nas barras colocadas a 10 cm de profundidade e de 4° e 5° para aquelas que se encontravam a 15 cm respectivamente para os locais 1 e 2.

Atendendo aos valores apresentados para o período em análise pode concluir-se que o movimento superficial anual é da ordem dos 1,74 e 2,07 cm respectivamente para o local 1 e 2. Deste modo, temos uma velocidade de descida

---

(49) - A espessura do depósito varia entre 1,5 e 2 metros.

(50) - As medições só foram realizadas até esta altura pelo facto de se ter verificado um incêndio em Agosto de 1991 nos locais onde haviam sido colocados as barras metálicas.

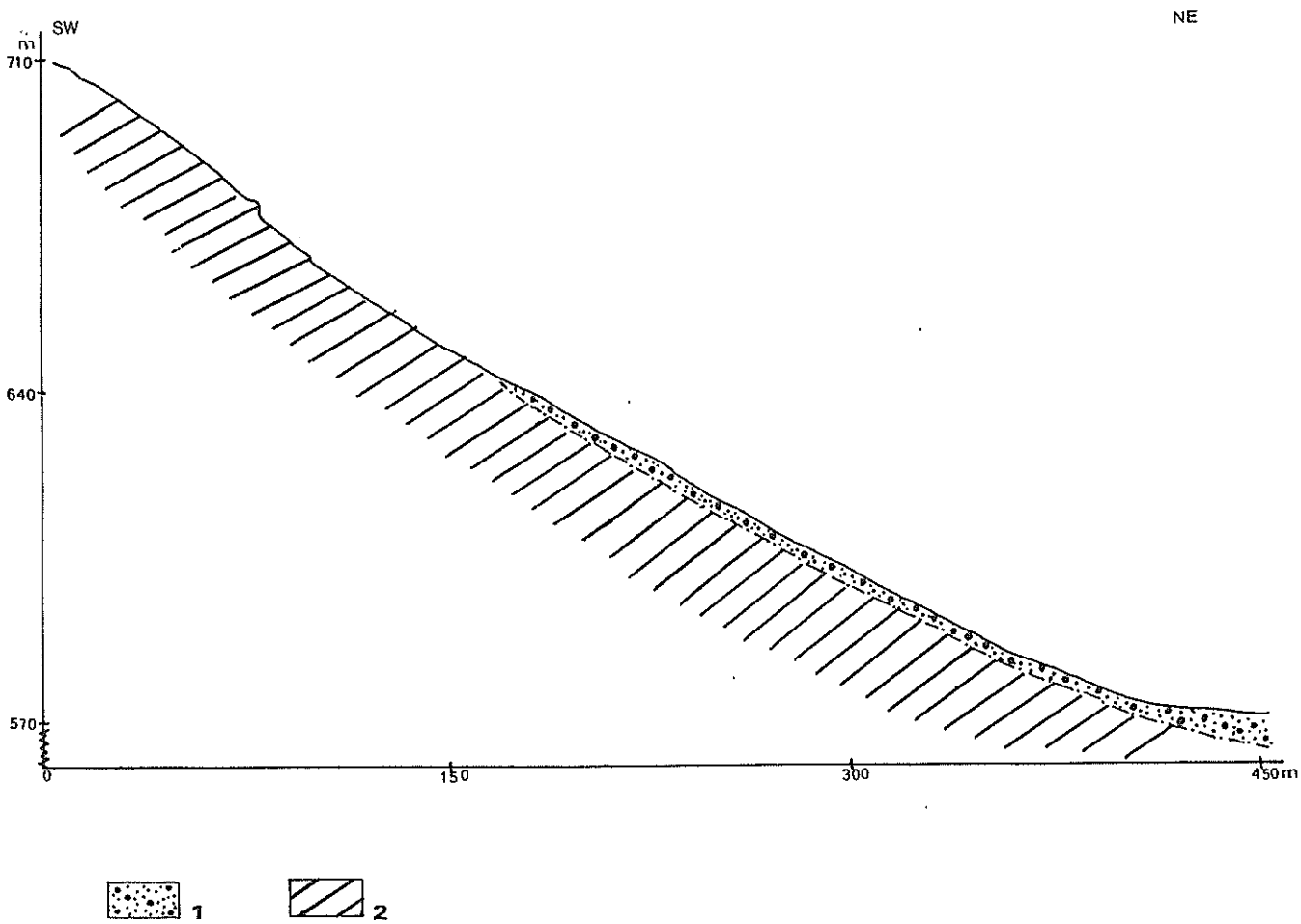


Fig. 91 - Perfil de pormenor da vertente onde se verifica o *creep*.
1 - Depósito regularizador da vertente; 2 - Complexo xisto-grauváquico.

provalvelmente muito rápida para ser considerada como um movimento de tipo "*creep*". Num trabalho experimental na bacia da ribeira de Fuirosos, M. SALA *et al.* (1980) apresenta valores mais baixos que se situam na ordem dos 0-4 mm/ano, taxas que se situam dentro dos valores que outros autores observaram para as regiões temperadas (M. KIRKBY, 1967; L. LEOPOLD, *et al.*, 1972) e em climas semiáridos (S. SCHUMM, 1964; L. LEWIS, 1975). Deste modo, o movimento que se verifica

nestas duas vertentes dificilmente poderá ser considerado como *creep* inserindo-se num movimento de tipo deslizamento.

O local tem particularidades que é necessário anotar. O declive é muito forte, da ordem dos 40º e toda a vertente está regularizada por um depósito em cuja parte mais superficial predominam os calhaus, praticamente sem matriz argilosa entre eles. Da conjugação destes dois factos parece, então, que resulta um movimento muito rápido das partículas. O problema que aqui se coloca é o de saber se a movimentação se faz unicamente pela gravidade ou se existe outro elemento que facilite o movimento de descida. Uma outra característica é a pouca espessura do solo, que se cifra na ordem dos 8 a 10 cm, e a existência à superfície de muita matéria orgânica resultante do estrato arbóreo (pinheiros). Deste modo, apesar do grande declive da vertente no local, poderá ocorrer uma importante infiltração da água da chuva em detrimento da escorrência. Dadas as características deste depósito a água que se infiltra deve poder circular com relativa facilidade arrastando consigo as partículas de menores dimensões, levando à desestabilização dos calhaus do depósito.

Deste modo, o fenómeno que quantificámos poderá não corresponder tipicamente ao "*creep*", já que a sua velocidade poderá ser demasiado elevada; tendo de ser inserido num movimento de tipo deslizamento. A própria inclinação das árvores, nalguns casos demasiado pronunciada, poderá ser explicado também pela influência dos ventos (foto 65). De facto, algumas delas encontravam-se quase deitadas, não se verificando, contudo, uma certa regularidade na disposição da curvatura, pelo que a hipótese do vento, coadjuvado pela rápida evolução da vertente, poderá ser uma hipótese satisfatória para a questão.



Foto 65 - Inclinação das árvores no local das medições do *creep* (Outubro, 1988)

3.7 - Movimentos de terra em massa

Englobamos sob esta designação desabamentos, deslizamentos e solifluxões. Todos podem ocorrer na área da serra do Marão. Trata-se de movimentos complexos em que se verificam vários tipos de processos simultaneamente e/ou em cadeia como ainda recentemente mostrámos no caso da catástrofe de Arosa (A. PEDROSA *et al.* 1992).

Toda e qualquer classificação dos movimentos de terras não é isenta de discussão pois, como afirma J. C. FLAGEOLLET (1991), é difícil passar de uma classificação regional para uma com valor universal. R. NEBOIT (1991) é da mesma opinião já que, por um lado, a diversidade e a variedade de mecanismos que nela intervêm é muito grande e, por outro, as formações e a quantidade de material que afectam e mobilizam apresenta-se muito heterogénea. Assim, a multiplicidade de combinações que é possível definir, dificulta a classificação dos movimentos de terras.

Já tivemos oportunidade de verificar que em toda a área montanhosa do Norte de Portugal eles podem ocorrer com certa frequência. As causas que lhes dão origem são as mais variadas, desde as zonais às polizonais, passando pela acção do homem sobre o meio em que se insere (A. PEDROSA, 1992).

Vamos estudar alguns casos que se verificaram na serra do Marão tendo como base, o trabalho de campo realizado, os inquéritos feitos às pessoas que assistiram à sua ocorrência e, ainda, a consulta de alguns jornais diários (51). O seu estudo tentará descobrir as causas que lhes deram origem, os processos que estiveram envolvidos,assim como, as consequências que tiveram.

---

(51) - Os jornais consultados foram o *Jornal de Notícias*, o *Comércio do Porto* e o *Primeiro de Janeiro*, todos com sede na cidade do Porto, mas de divulgação regional e mesmo nacional. O período em análise foi de 1957 a 1992.

3.7.1 - Deslizamentos

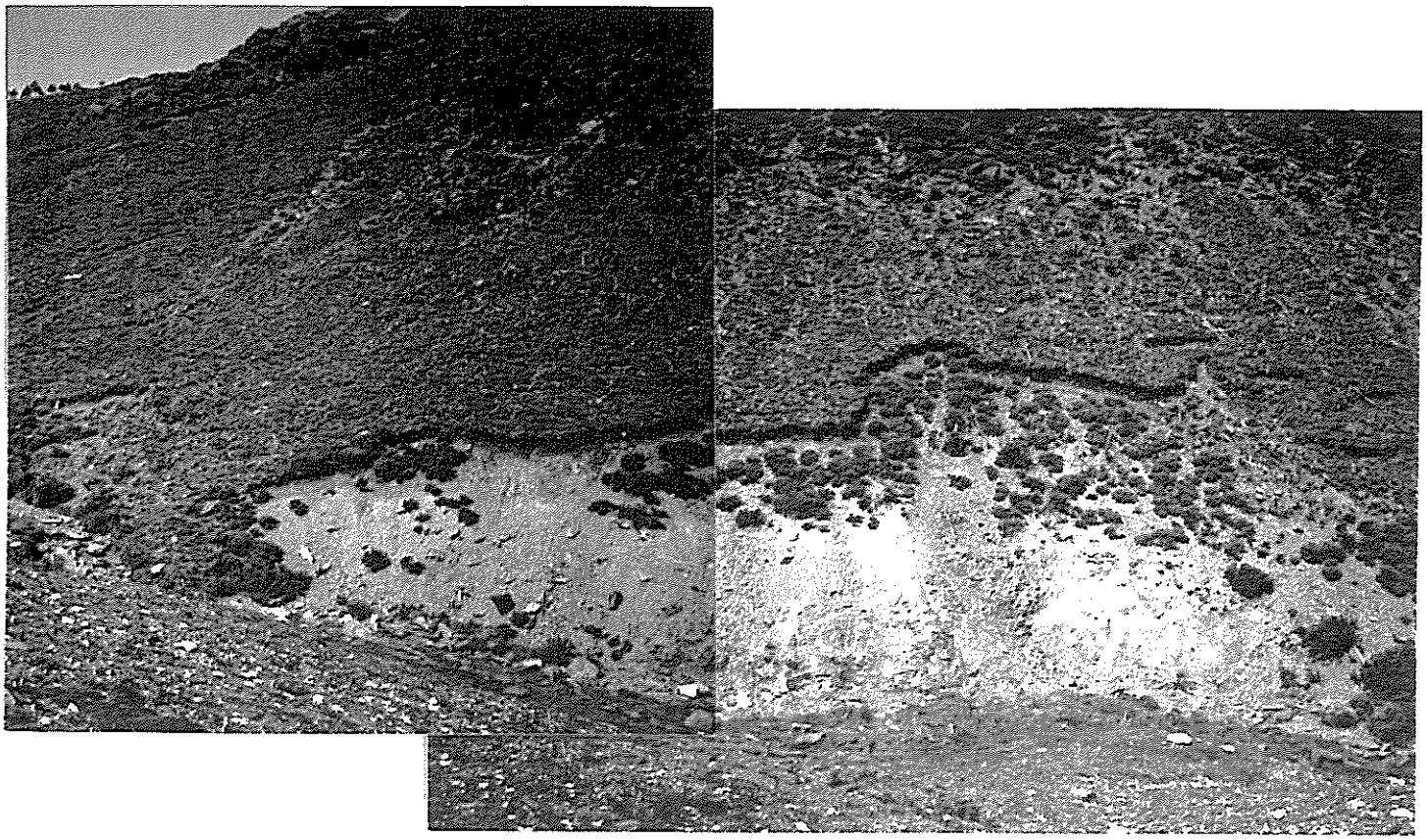
Na serra do Marão detectaram-se algumas formas que indiciam terem existido alguns deslizamentos relativamente recentes.

Um dos locais onde encontramos vestígios situa-se no vale da ribeira de Chão Rosso (foto 66). Observaram-se várias cicatrizes de arranque nas vertentes de uma e outra margem que só podem ser explicadas por deslizamento planar. O material que sofreu este processo correspondia a um depósito de vertente, provavelmente tardiglaciar, relativamente argiloso e com uma espessura de cerca de 0,5 metros. O declive da vertente nos locais onde se verificou este processo é de 15° (fig. 92).

Ainda no mesmo vale, na vertente da margem direita, são visíveis algumas pequenas cicatrizes de arranque que poderão significar que este processo encontra-se em pleno desenvolvimento (foto 66).

Também no vale da ribeira de Brunhedo, próximo da povoação de Campanhó, outros fenómenos deste tipo parecem ter ocorrido, já que algumas cicatrizes existentes na vertente só podem ser explicadas deste modo. Aqui, no entanto, parecem mais antigas do que nas vertentes do vale da ribeira de Chão Rosso, pois a vegetação já colonizou quase completamente a cicatriz resultante do eventual deslizamento. Situa-se numa área onde existem calcários (A. C. MEDEIROS *et al.*, 1954) e onde os depósitos que regularizam a vertente possuem uma elevada percentagem de materiais argilosos. Deste modo, é um fenómeno com um elevado risco potencial de ocorrência. Efectivamente, notam-se nalguns locais da vertente, alguns sinais de ruptura que poderão indiciar futuras superfícies de arranque.

Neste local, o homem pode ter contribuído para o desencadear do processo já que tradicionalmente se verifica a exploração de calcários para fins



Fot. 63 - Vestígios de um deslizamento na margem esquerda da Ribeira de Chão Rosso (Julho, 1989).

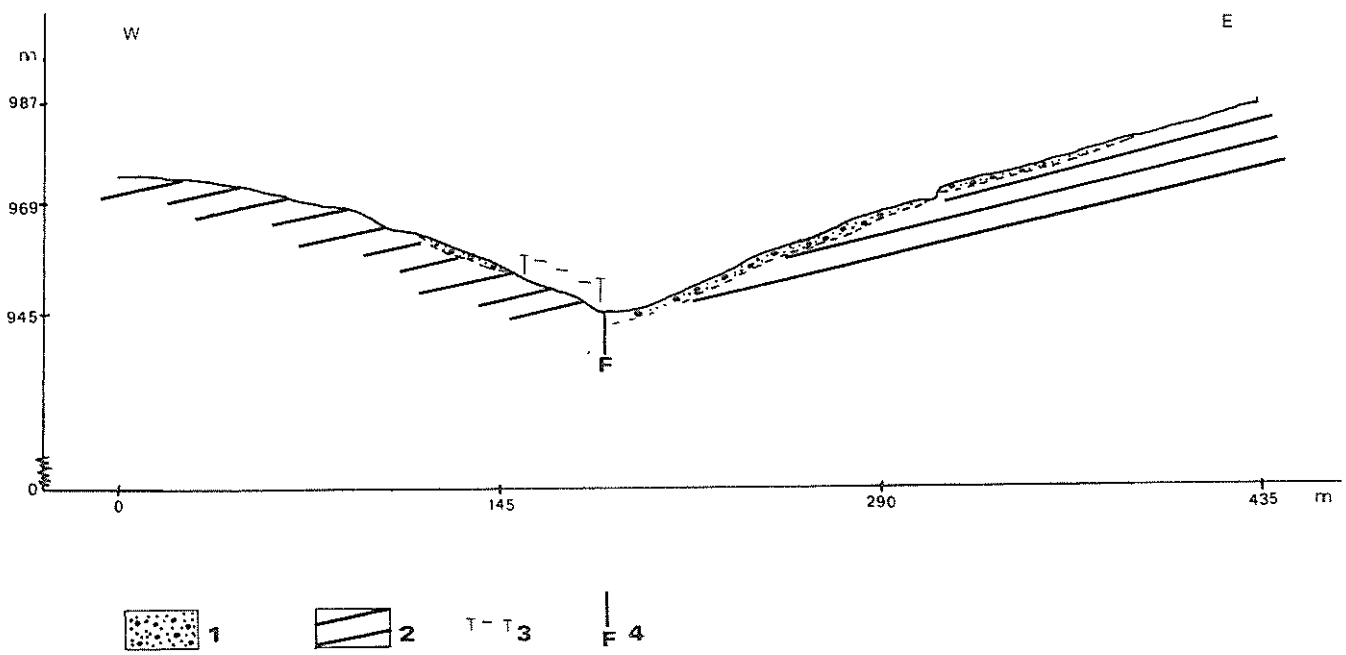


Fig. 92 - Perfil de pormenor da vertente onde se verificou o deslizamento.
1 - Depósito de vertente; 2 - Xistos do Ordovícico; 3 - Área onde se verificou o deslizamento; 4 - Falha.

industriais, sendo os resíduos abandonados nas vertentes. Tal facto pode contribuir para o aumento do risco da ocorrência destes fenómenos.

Pelo enquadramento morfológico pensamos que estes deslizamentos poderão ser considerados de tipo planar. Esta conclusão baseia-se unicamente na observação da cicatriz que afecta apenas o depósito regularizador da vertente, uma vez que o bloco ou blocos em movimento já desapareceram. Tem, no entanto, de se pensar que o trabalho de sapa que os cursos de água exercem na base da vertente terá favorecido a desestabilização da mesma e ajudado ao movimento de deslizamento. Não se pode, todavia, compreender esta movimentação sem a presença da água que leve a um certo embebimento do material argiloso.

3.7.2 - Solifluxões

As solifluxões inserem-se igualmente no quadro dos movimentos de massa lentos e ocorrem sob a influência da água por acumulação de uma série de deslocamentos sempre dirigidos no mesmo sentido (P. BIROT, 1981). A intervenção da água é fundamental e é feita através da embebição do material móvel, por infiltração ou por transbordamento das toalhas freáticas. logicamente este tipo de fenómeno só pode afectar materiais com forte capacidade de absorção de água, nomeadamente material limonoso e argiloso (M. AVENARD, 1962; M. SELBY, 1992; B. FERREIRA, 1991; F. REBELO, 1991)

Este tipo de processo não é muito vulgar na serra do Marão até porque os declives são em geral, demasiado fortes para que estes movimentos se

verifiquem. Apenas detectamos a sua existência de um modo incipiente num local da vertente da margem esquerda do ribeira de Chão Rosso. Parece ser uma solifluxão em "*terrassetes*" mais vulgarmente denominada de "*pieds de vaches*" (R. COQUE, 1977). A vertente sobre a qual tal fenómeno se verifica apresenta um declive de 12° (fig. 93) e é regularizada por um depósito de vertente, com cerca de 0,5 metros de espessura com material argiloso abundante.

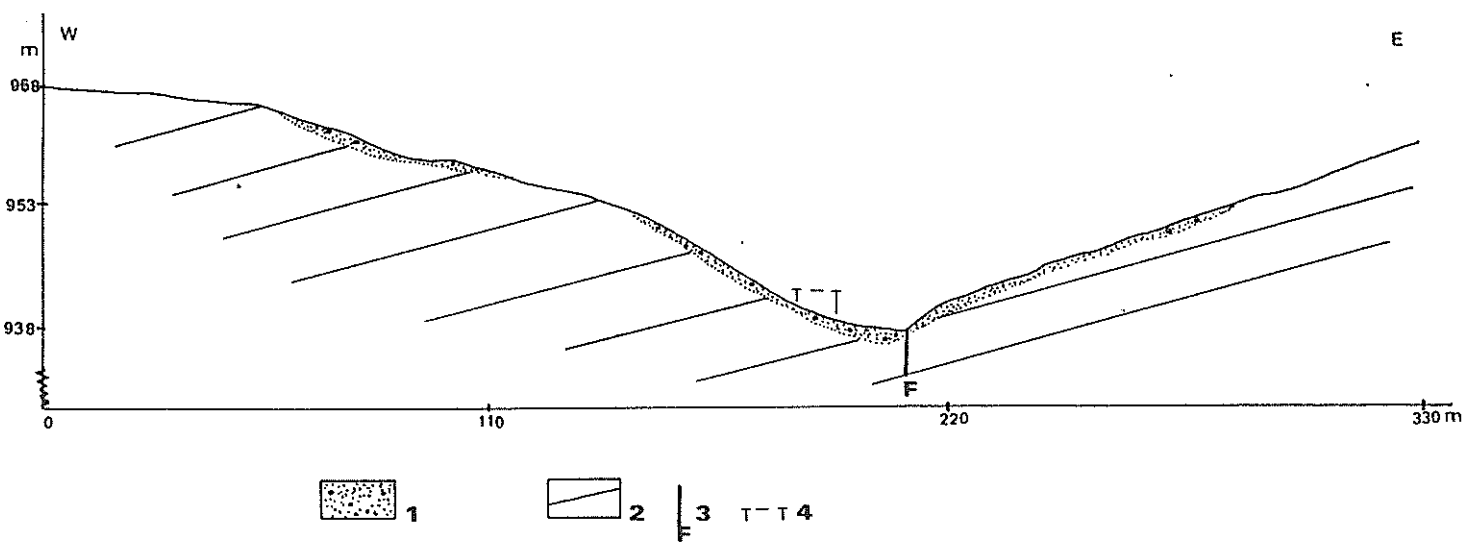


Fig. 93 - Perfil de pormenor da vertente onde se verificam movimentos de tipo solifluxivo.
1 - Depósito de vertente; 2 - Xistos do Ordovícico; 3 - Falha; 4 - Local onde se verifica o processo.

3.7.3 - Enxurradas de lama e pedras

Existem outros tipos de movimentos em massa que se processam de uma forma rápida e, muitas vezes, violenta e inesperada Pode citar-se como exemplo o que se verificou no dia 4 de Agosto de 1989 no lugar da Cumeeira

(concelho de Santa Marta de Penaguião), na sequência de uma forte chuvada que, apenas em meia hora, destruíu todas as culturas da área, inclusivamente a cultura vitivinícola daquele ano.

Como tivemos a oportunidade de observar, o movimento de terras que a forte chuvada originou, deixou ficar como testemunhas "*as valas de seis e sete metros, abertas na encosta e de onde foram arrastadas terras até à estrada nacional número dois que liga Santa Marta de Penaguião a Vila Real*" (JN 89/08/06).

Os maiores prejuízos registaram-se na freguesia da Cumeeira, no lugar do mesmo nome e em Assento. Estas povoações situam-se a uma altitude de 420 a 440 metros num interflúvio marcado por vales profundos (fig. 94), com vertentes de forte declive.

A situação sinóptica desse dia (fig. 95) pautava-se pela existência de uma depressão quer à superfície, quer em altitude, e o Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica previa para a tarde, nas regiões interiores do país, a ocorrência de aguaceiros e trovoadas. A depressão mantinha-se estacionária há já alguns dias, o que é extremamente comum durante os meses de Verão, quando este tipo de depressão aparece, quase sempre, associada a situações de forte instabilidade.

Não se dispõe de informação sobre o total de precipitação registada durante a meia hora em que choveu na Cumeeira. Esta insuficiência de dados ficou a dever-se à inexistência de qualquer posto udométrico na área em questão mas, pelas informações recolhidas e pela notícia inserida no referido jornal, pode deduzir-se a quantidade elevada e a grande intensidade da precipitação.

A ocorrência deste tipo de fenómenos, para além de provocar grandes estragos sobre as actividades humanas tem, obviamente, consequências geomorfológicas de maior ou menor importância.

De facto, foram deslocadas pela água de escorrência toneladas de

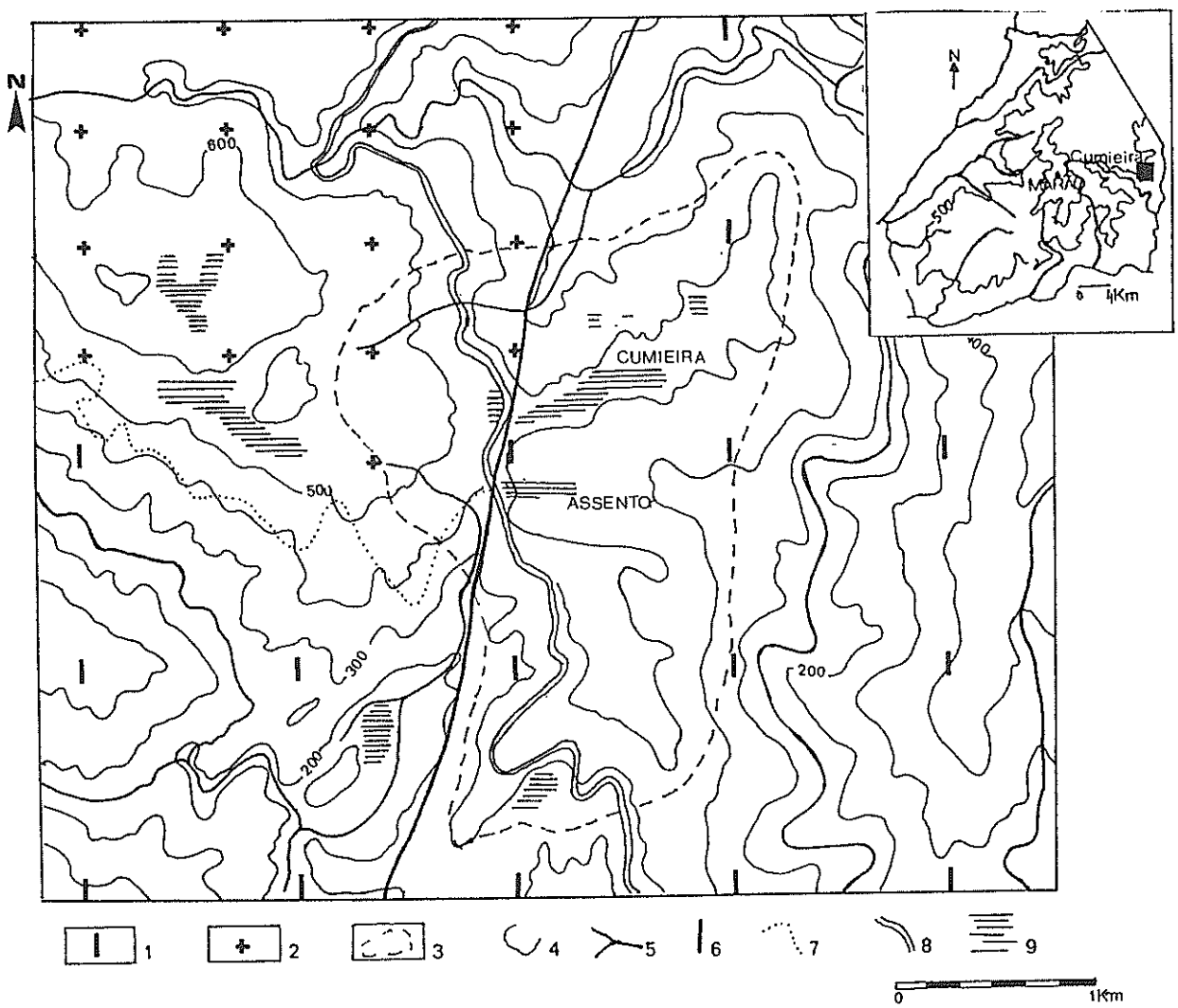


Fig. 94 - Localização da área mais afectada pelo *aguaceiro* de 4 de Agosto de 1989.

1 - Complexo xisto-grauváquico; 2 - Granito de Vila Real; 3 - Área mais afectada pela forte precipitação; 4 - Curva de nível; 5- Curso de água; 6 - Falha; 7 - Contacto litológico; 8 - Estrada Nº 2; 9 - Aglomerados populacionais.

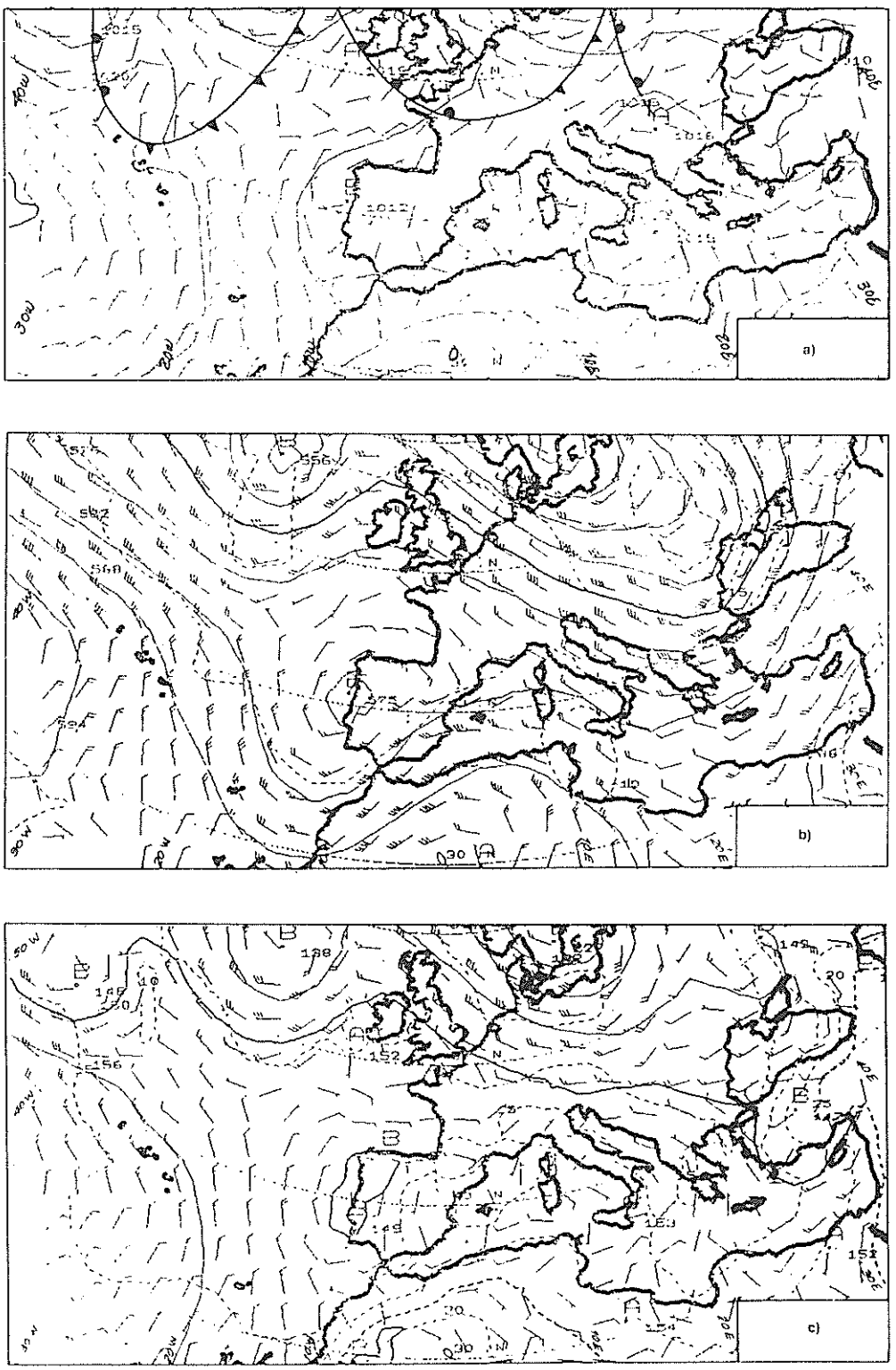


Fig. 95 - Situação sinóptica do dia 4 de Agosto de 1989.

a) - Superfície (n.m.m.) às 12 UTC; b) - Superfície Isobárica de 500hPa às 12 UTC; c - Superfície Isobárica de 850 hPa às 12 UTC.

material resultante da erosão das vertentes. Este fenómeno foi de tal modo significativo que o próprio jornalista se sentiu na obrigação de alertar para tal na notícia que escreveu. Pudemos, no entanto, verificar que esta movimentação de material nas vertentes não ocorreu em toda a área sinistrada, limitando-se, apenas a dois locais onde o homem interviera recentemente. Enquanto num local havia sido a preparação de um terreno para o plantio de vinha "*ao alto*", no outro tinham sido feitas as terraplanagens destinadas à construção de um edifício para habitação, que se situava imediatamente acima da parcela onde havia sido plantada a nova vinha.

No caso das terraplanagens, o material encontrava-se ainda mais solto, pelo que as águas de escorrência facilmente abriram "*valas de seis a sete metros*" (JN 89/08/06) tendo arrastado com facilidade enormes quantidades de material heterométrico.

Deduz-se, assim, que estavam criadas as condições de risco potencial para a ocorrência deste tipo de situação. As características topográficas do local e a forte concentração da precipitação favoreceram quase exclusivamente a escorrência que, aliada ao facto dos terrenos terem sofrido um remeximento recente por parte do homem, levou a que se desencadeasse um processo erosivo de tão forte intensidade. Na restante área afectada pela tempestade existiam vestígios de transporte de material ao longo das vertentes, só que devido à cobertura vegetal existente o processo erosivo não se manifestou de uma forma tão violenta. De facto, apenas se verificaram grandes movimentações de terra nos locais em que era visível um remeximento recente por parte do homem. Na restante área afectada, onde não se verificava a existência de material tão facilmente removível, a erosão provocada pela precipitação não assumiu tão grandes proporções, tendo havido locais em que ela quase não se fez sentir, apesar da intensidade da precipitação ser idêntica

É difícil avaliar a quantidade de material transportado pela água de escorrência, na sequência da chuvada. Cinco dias depois, era ainda possível

observar uma grande quantidade de areia e calhaus, que haviam sido depositados num caminho rural de acesso a algumas propriedades (foto 67).

Após as respectivas medições, calculamos que só naquele local estariam depositados cerca de 6 metros cúbicos de material. No entanto, o volume de terras transportado na altura da tempestade foi muito superior (o triplo ou mais). Na verdade, a Estrada Nacional nº2 esteve completamente obstruída naquele local, tendo o material removido galgado o muro de protecção que possuia 75 cm de altura. Cinco dias depois, no talvegue por onde normalmente correm as águas de escorrência era, ainda, possível observar parte do material que por aí havia sido transportado.

O material depositado era muito heterogéneo, desde o mais fino, (argilas e areias), ao de grande dimensão (blocos) como demonstra o que ainda se encontrava depositado no caminho rural, de acesso a uma propriedade (foto 68).

Resultado da subida brusca de massas de ar húmidas, as fortes chuvadas, acompanhadas por granizo, podem acontecer nesta região com certa frequência e, por vezes, com consequências desastrosas. Em geral, este tipo de situações ocorre em áreas muito restritas, embora se possa repetir com certa frequência, em locais mais ou menos próximos.

Podem citar-se vários outros exemplos que comprovam esta afirmação. Assim, no dia 21 de Agosto, cerca das 18 horas, a cidade de Vila Real foi atingida por uma violenta chuvada acompanhada de granizo, causando inúmeros transtornos à população.

A precipitação registada em apenas meia hora foi significativa (52), e

---

(52) A informação dada pelo Jornal de Notícias é confirmada pelo valor registado na estação de Vila Real que é de 24,5 mm.

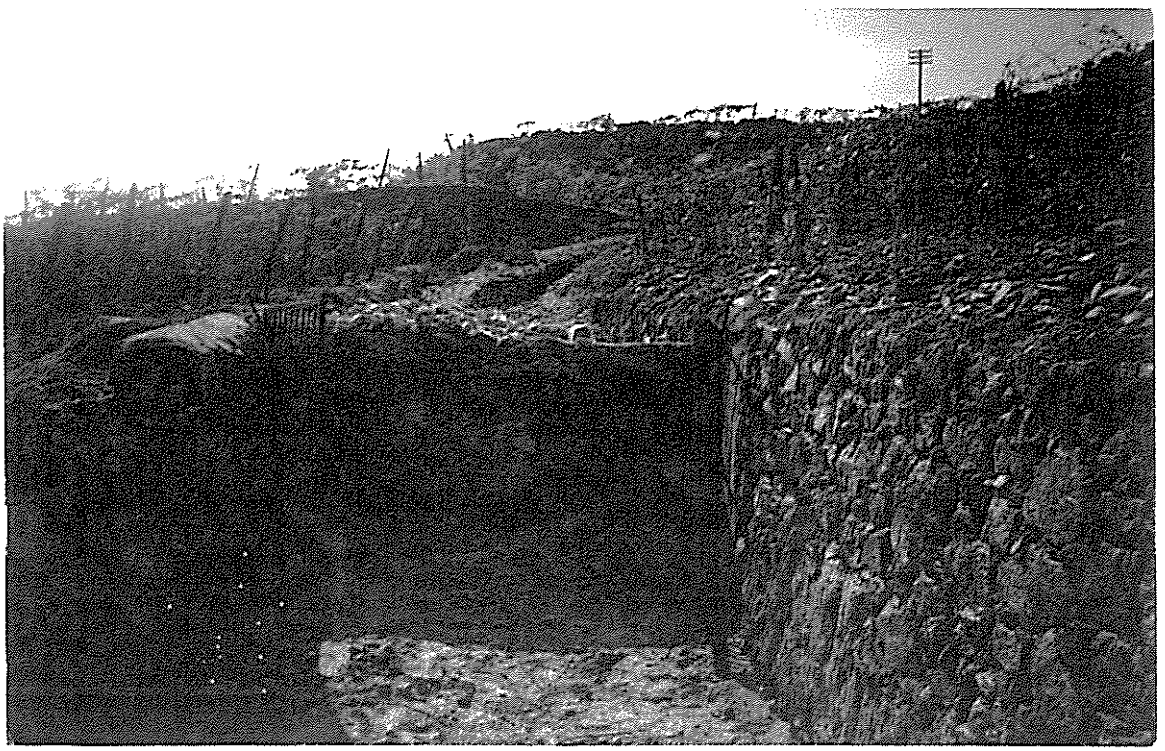


Foto 67 - Quantidade de material depositado num caminho rural, nas proximidades da Cumeeira (Agosto, 1989).



Foto 68 - Pormenor do material heterométrico depositado num caminho rural, nas proximidades da Cumeeira (Agosto, 1989).

as principais artérias do centro da cidade ficaram transformadas em autênticos lagos (J. N. 90/08/22).

Também na depressão da Campeã tinha ocorrido, em 1987, um fenómeno semelhante aos referidos. De facto, uma forte trovoada acompanhada da queda de enormes pedras de granizo, verificou-se aí, no dia 6 de Julho, cerca das 18 horas (JN 87/07/08). As culturas foram então muito danificadas devido à invasão dos campos por grandes amontoados de terra e pedras arrastados pelas chuvas torrenciais. Também nas estradas eram visíveis sinais inequívocos da tempestade pois estas encontravam-se cobertas por lama e pedras. Os caminhos rurais de terra batida ficaram intransitáveis. A acumulação de lama nalguns sítios e os sulcos (53) que se desenvolveram dificultavam a passagem.

Pelo testemunho de uma pessoa entrevistada parece que este problema se deveu, em parte, ao facto de na altura estar a ser construído um lanço do Itinerário Principal nº4 (IP4). Segundo as suas próprias palavras, toda a enxurrada de lama e pedras foi arrastada para a Campeã "*pois a estrada nova que estão a abrir* [IP4] *concentra a água que deixa os seus leitos naturais e vem assim de enxurrada levando tudo na frente*"(J.N.. 87/07/08).

Uma outra notícia datada de 26/6/62 refere que uma forte chuvada levou à interrupção da circulação dos comboios na linha do Douro entre Porto de Rei e Barqueiros. Para além dos prejuízos causados nas vinhas e nos campos de cultivo, "*as enxurradas precipitaram-se de tal modo sobre a linha que os carris ficaram torcidos e desapareceu a brita em que assentavam. Tudo foi levado não sem que a via férrea desaparecesse em vários troços, completamente coberta pelas pedras que desabaram do alto das trincheiras que a marginam*" (J.N.,62/06/26). Esta descrição

---

(53) - Entendemos estes sulcos que o jornalista refere como ravinamentos que se formaram pela concentração da escorrência das águas pluviais.

demonstra como estes movimentos de terra podem ser complexos misturando-se a actuação de diferentes processos que podem ser a movimentação individual de partículas, a queda de blocos e movimentações de massa, lentas e rápidas.

Todavia, estes movimentos de terra não ocorrem apenas nos meses de Verão, relacionados com quantidades de precipitação elevada, fortemente concentradas num curto espaço de tempo. Também durante o Inverno podem acontecer fenómenos idênticos, apesar das características da precipitação não serem as mesmas, pois o que leva ao desencadeamento do processo são, de facto, quantidades de precipitação elevada, mas distribuída por um período relativamente longo de dias.

Assim, em Santa Marinha do Zêzere (Baião) em 2 de Março de 1985, numa área de socalcos (54), verificou-se um movimento envolvendo *centenas de toneladas de terra e pedra pela encosta abaixo, arrastando árvores, devastando vinha existente no local vindo obstruir a estrada que serve as localidades de Santa Marinha do Zêzere e limítrofes* (JN 85/03/08).

Pela análise do local onde o fenómeno decorreu e, pelo contacto com os populares que conheciam bem o local, pode afirmar-se que o processo verificado é muito idêntico àquele que, em 1981, aconteceu em Arosa (A. PEDROSA *et al.*, 1992). Inicia-se por um deslizamento rotacional, passando depois a uma típica escoada de lama com calhaus e blocos.

O desencadeamento do processo está na sequência de alguns dias de chuva contínua (Quadro XCII). Mas a existência de uma pequena represa, feita em moldes tradicionais, imediatamente a montante do local onde se verificou a

---

(54) - O movimento de terras verificou-se numa área de agricultura tradicional.

QUADRO XCII - Quantidade de precipitação registada nos postos udométricos mais próximos de Santa Marinha do Zêzere, local de ocorrência do movimento de terras de 2 de Março de 1985.

Mês	Dia	Posto udométrico	
		Amarante	Marco Canav.
FEVEREIRO	26	3,8	9,3
	27	0,7	11,1
	28	3,0	15,0
MARÇO	1	19,5	6,3
	2	6,8	0,1
	3	1,6	5,0
	4	13,8	4,1
	5	3,0	3,2
	6	0,6	0,2

ruptura, poderá ter contribuindo para o desencadeamento do processo, já que permitiu uma maior quantidade de infiltração de água nos terrenos envolventes. Todos estes factos conjugados levaram a que se verificasse a ruptura do equilíbrio da vertente.

Foi ainda possível observar, em Setembro de 1990, durante o trabalho de campo, movimentos de terra num local próximo de Mesão Frio, (Vila Marim) mas a sua ocorrência, apesar de se relacionar com forte precipitação, deve-se principalmente à acção do homem. Este, com o intuito de renovação de uma antiga vinha, destruiu os socalcos antigos, suportados por um muro de pedra, tendo aberto patamares sem qualquer preocupação de protecção do talude que este tipo de técnica origina. Deste modo, verificou-se um remeximento muito grande de todo o terreno, numa vertente com cerca de 15° de declive (foto 69). Após alguns dias de chuva verificaram-se neste local uma série de deslizamentos, desmoronamentos e ravinamentos que destruiu completamente todo o investimento que havia sido realizado.

Em Dezembro de 1992, verificaram-se novamente movimentações de terra na Região Demarcada do Douro, relacionadas com a armação de terreno em patamares para a plantação da vinha. O caso mais espectacular terá sido o que se verificou em (Fontelas), não só porque destruíu todo o investimento que havia sido feito na preparação do terreno e na plantação da vinha, provocado pelos pequenos deslizamentos e pelos ravinamentos que ocorreram, mas também, porque a acumulação de terra e blocos na linha férrea provocaram o descarrilamento de um comboio (foto 70).

Ainda nesse mesmo dia, ocorreram deslizamentos e outras movimentações em massa na vertente oriental da serra do Marão. Alguns parecem ter sido completamente naturais, relacionados com a existência de um depósito que regulariza muitas das vertentes. De facto, devido à grande quantidade de chuva caída no dia 8, os depósitos, caracterizados pela grande quantidade de argila que possuem, podem ter atingido, nalguns locais, um estado de saturação que levou à ruptura do equilíbrio e à movimentação das terras.

Está neste caso o deslizamento verificado nas cabeceiras de uma pequena ribeira afluente do rio Aguilhão (fig. 90), próximo da povoação de Póvoa da Serra (foto 71). De salientar que no local onde se verificou este fenómeno, existia vegetação arbórea (vidoeiro), que foi arrancada e envolvida num movimento de tipo "*debris flow*" que se lhe seguiu. A partir do momento em que atingiu o talvegue do curso de água, a escoada diluiu-se, passando os detritos a serem transportados em regime fluvial.

Uma outra movimentação em massa que se verificou perto do marco geodésico de Cabeço (833 m), entre as povoações de Paradela do Monte e Póvoa da Serra, está nitidamente relacionada com a actuação do homem nas vertentes. Assim, nas cabeceiras de um outro afluente do mesmo rio, o homem remexeu o solo e fragmentou a própria rocha para construir patamares para a



Foto 69 - Remeximento de um terreno em Vila Marim, onde o homem tinha construído patamares para a plantação de vinha após um período de forte precipitação (Setembro, 1990)



Foto 70 - Ravinamentos surgidos num terreno com plantação recente de vinha, em Fontelas após um período de forte precipitação (Dezembro, 1992).

plantação de pinheiros, numa vertente que apresentava um declive médio da ordem dos 25°.O trabalho não teve qualquer respeito pelas linhas naturais de escoamento das águas, nem a preocupação de construir sistema de drenagem eficaz, no sentido de controlar as águas de escorrência. Eis a razão por que se verificou a desorganização da rede de drenagem natural e a formação de ravinamentos nos taludes construídos, o que teve como consequência uma grande movimentação de terras que desceu ao longo do talvegue natural, tendo contribuído para o aprofundamento do mesmo (foto 72)

Como se constata, a ocorrência de movimentos de terra com características variadas é relativamente frequente nesta área, podendo as suas causas ser diversas. Portanto, o homem deverá estar consciente das consequências e dos custos a diversos níveis que daí poderão advir. Embora este necessite de tirar o máximo rendimento da ocupação do solo, a sua exploração terá de ser feita de uma forma organizada, racional e, sobretudo, com técnicas adequadas às características de cada região, nomeadamente as topográficas, climáticas e edáficas.

3.7.4 - Desabamentos ou desmoronamentos

Por toda a área da Serra do Marão, observámos ou encontrámos referências a diversos processos de desabamento de muros, socalcos e barreiras bem como de outros tipos de movimentações nos taludes que o homem tem de construir para apoio de certas infra-estruturas ou, então, para as próprias actividades relacionadas com a agricultura.



Foto 71 - Deslizamento ocorrido nas proximidades de Póvoa da Serra (Dezembro, 1992).



Foto 72 - Aprofundamento de um talvegue devido à forte movimentação de materiais ao longo de uma vertente (Dezembro, 1992).

Durante o trabalho de campo, no ano de 1989, tivemos a oportunidade de observar em vários locais da Região Demarcada do Douro vários desmoronamentos que se verificaram em socalcos antigos.

Outro exemplo é o que se passou na Estrada Nacional nº 2, próximo da povoação da Cumeeira em Dezembro de 1989, que tivemos a oportunidade de observar. Devido à elevada precipitação que se verificou antes do dia 18, altura em que se verificou o desabamento (55), e ao facto dos esgotos pluviais se encontrarem completamente obstruídos por falta de limpeza dos canais de escoamento, verificou-se a infiltração da água por outros locais, o que levou à queda do muro de suporte e de parte do piso da estrada (foto 73).

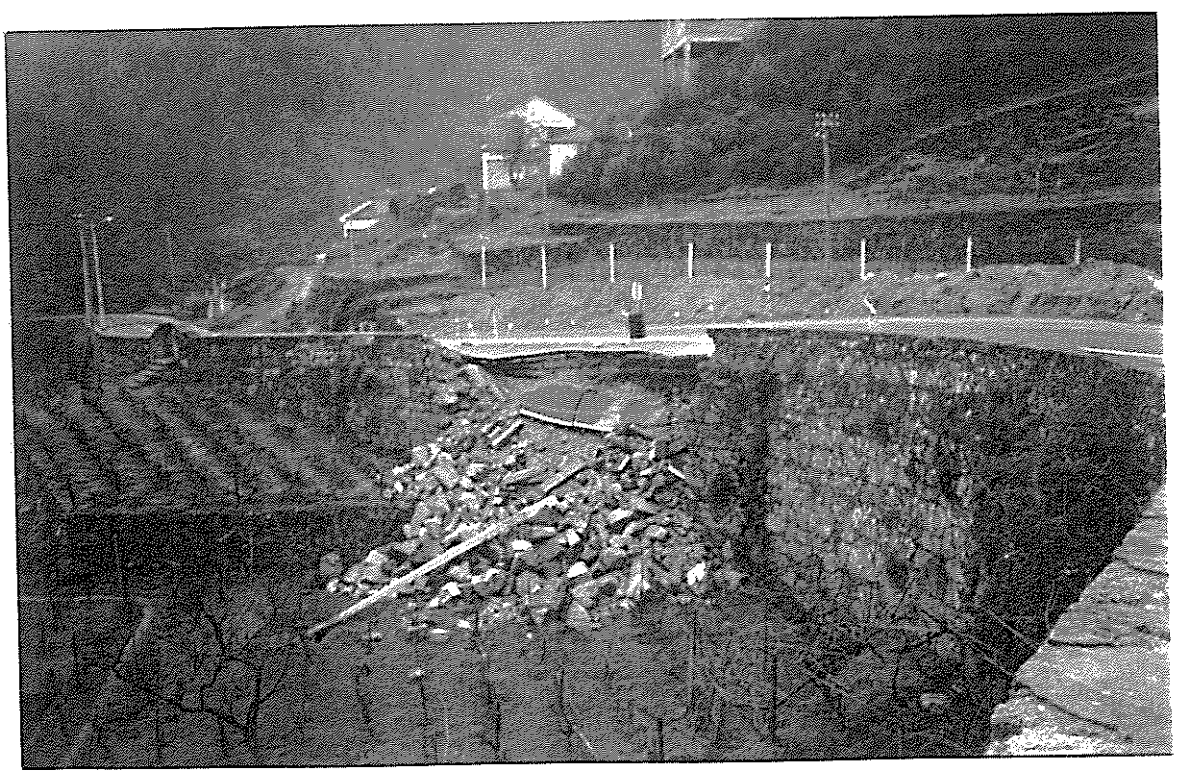


Foto 73 - Desmoronamento de um muro de suporte da EN2, na Cumeeira em consequência da infiltração das águas de escorrência (Dezembro ,1989).

---

(55) - Na estação meteorológica de Vila Real tinha chovida nos 4 dias anteriores e no dia do desabamento 125 mm e no posto udométrico da Campeã 173 mm.

O desmoronamento de muros de suporte, quer de suporte de socalcos, quer de estradas, é algo que ocorre com certa frequência, até porque o seu número nesta área é muito elevado atendendo às características topográficas. A ocorrência relaciona-se, quase sempre, com quantidades de precipitação elevadas e verificadas ao longo de vários dias e, com o facto, da infiltração nos socalcos ser favorecida, como já tivemos a oportunidade de afirmar.

Conhecidos, são os desabamentos das barreiras de linhas férreas portuguesas. Uma das mais afectadas é a linha do Douro. De facto, são frequentes as notícias de movimentos de terras e queda de pedras das barreiras nesta linha, no que se refere à parte inserida na área de estudo.

Recuando no tempo, como exemplo, pode lembrar-se que em 1960 (PJ 20/11/60), entre as estações de Aregos e Mosteirô, um comboio de mercadorias chocou com um grande *pedregulho* que havia caído sobre a linha, descarrilando a locomotiva e sete vagões, perdendo-se grande parte da carga de vinho. Segundo a mesma notícia, " *a queda do bloco arrastou grande volume de terras que obstruiu a linha férrea.*" (PJ 20/11/60) (56).

Todos estes processos se relacionam com fortes precipitações, muitas vezes durante um período prolongado, acabando a infiltração por saturar o solo e provocar este tipo de fenómenos. No entanto, não podemos esquecer que é a acção do homem que modifica as condições naturais e, como tal, altera toda a dinâmica da área contribuindo para o seu aparecimento.

---

(56) - Fica-nos a dúvida se o fenómeno ocorreu como o jornalista descreve ou se não terá sido a movimentação de terras que terá arrastado o dito bloco.

3.8 - Esboço de síntese

Em síntese, pode afirmar-se que são muitos e complexos os processos morfogenéticos actualmente responsáveis pela dinâmica evolutiva da Serra do Marão. A contribuição de cada um pode ser entendida de uma forma individual, mas é da interrelação existente entre eles que se pode compreender a dinâmica morfológica desta área.

São vários os factores intervenientes e o seu comportamento vai condicionar a actuação dos processos. Assim, em função do factor ou factores dominantes vão sendo activados uns em desfavor de outros. Em todos os processos que apresentamos os factores naturais tem a sua contribuição mas, na análise que se fez, sentiu-se necessidade de realçar a interferência do homem.

Em função das suas necessidades, ele procura, cada vez mais, explorar os recursos que a natureza lhe oferece. Deste modo, a sua actuação faz-se no sentido de uma maior e mais persistente intervenção sobre o meio ambiente, pelo que não podemos entender as morfodinâmicas em qualquer região sem avaliar qual a importância que o homem tem como factor e agente.

As morfodinâmicas estudadas sobre as vertentes da Serra do Marão foram entendidas ao nível dos processos de desgaste e transporte. Naturalmente que, muitos materiais ao sofrerem a mobilização imposta pelos processos morfogenéticos que se estudaram, atingem os cursos de água principais sendo, então, transportados e depositados noutros locais.

Apesar de se ter feito uma análise individual para cada um dos processos morfogenéticos actualmente responsáveis pela dinâmica geomorfológica da Serra do Marão, entende-se que a sua actuação não acontece de forma isolada. De facto, a evolução actual das vertentes e das outras formas apresentadas só pode

ser compreendida pela interrelação que existe entre os diferentes processos morfogenéticos.

Pretende-se então, mostrar como a actuação dos diferentes processos morfogenéticos se interpenetra na evolução de algumas formas de relevo da Serra do Marão.

II - EVOLUÇÃO DE ALGUMAS FORMAS ACTUAIS

1 - Evolução das ravinas

Entre as formas mais activas e que mais contribuem para a erosão acelerada das vertentes, encontram-se as ravinas.

Pode-se começar por colocar a questão do que se entende por ravina. Na bibliografia geomorfológica não se encontra uma definição precisa sobre esta forma surgindo, por vezes, nomes diversos que tentam especificar pequenas diferenças existentes entre estas formas, ligadas quase sempre ao tamanho, sem sabermos, contudo, exactamente qual o seu limiar. R. NEBOIT (1991) afirma que aos termos franceses de "*ravins*", "*ravines*" e "*ravinements*" falta precisão para traduzir fielmente uma realidade diversa. Também a bibliografia geomorfológica portuguesa revela preocupação com este problema. F. REBELO (1980), coloca a questão de ravinamento, ravina e barranco serem noções diferentes. Afirma que *ravinamento* será o fenómeno em si, embora possa também ser entendido como o conjunto de ravinas de uma vertente. *Ravinas* são as formas isoladas e bem definidas podendo, todavia, distinguir-se formas elementares,- sulcos - que dificilmente se aceitam como autênticas ravinas, e formas instaladas que serão, então, as verdadeiras ravinas. *Barranco* será

uma ravina que, depois de se instalar, se foi aprofundando atingindo grandes dimensões.

Apesar desta terminologia não definir com precisão um limiar muito preciso entre os diversos termos e como tal entre as diversas formas, pensamos que as que vamos estudar se inserem dentro do que este autor considera como ravinas propriamente ditas, ou seja, aquelas que se apresentam isoladas ou bem instaladas, excluindo, portanto, as que se classificam como sulcos (59).

1.1 - Localização e idade das ravinas

As ravinas existem em diversos locais da serra do Marão estando directamente relacionadas com diversos aspectos de ordem natural mas também com a acção do homem.

Assim, independentemente dos processos que poderão estar na origem e evolução das ravinas, têm de existir condições prévias para que as formas iniciem o seu desenvolvimento. Uma das condições fundamentais é a existência de material disponível para ser ravinado. Nesta área, esse material corresponde a depósitos de vertente nos xistos e nos granitos ou a uma capa de meteorização nesta

---

(59) - A única dúvida que se nos põe refere-se à ravina localizada na ribeira de Chão Rosso, que pelas suas dimensões poderá ser classificada como barranco. No entanto, como não existem limites precisos que definam as duas formas, e como barranco é afinale apenas uma grande ravina, optamos, por uma questão de facilidade por utilizar apenas o termo ravina.

última rocha. É fundamental ainda a inexistência de vegetação, facto que fica quase sempre a dever-se a incêndios e à intervenção do homem. Os incêndios, muitos dos quais são responsabilidade do homem, destroem o coberto vegetal e expõem o solo directamente a determinados processos morfogenéticos, essencialmente à acção da água de escorrência que seguindo-se ao impacto das gotas de chuva no solo e, nalguns locais, à actuação do gelo, pode iniciar um processo erosivo tendente à formação de ravinas.

Mas o homem pode ser directamente responsável pelo aparecimento destas formas, nomeadamente na criação de taludes artificiais nas vertentes quando da construção de infra-estruturas ou, ainda, quando da extracção de certos recursos naturais, como por exemplo o que aconteceu próximo de Muas com a exploração, já atrás referida, de um filão de quartzo (foto 41). Na área correspondente à Região Demarcada do Douro, o aparecimento destas formas tem sofrido incremento muito grande devido às técnicas que o homem actualmente utiliza para a plantação das vinhas, como, também já várias vezes fizemos referência. (foto 71)

Antes de analisar o modo como os processos morfogenéticos se conjugam para o aparecimento e evolução das ravinas importa referir que existem diversas gerações destas formas. Nem sempre é fácil proceder a uma tipologia das ravinas já que o modo como se processa a sua evolução difere de local para local e de umas para outras. Além disso, sempre existiram períodos de recrudescimento da erosão intercalados com outros de menor actividade.

Assim, as mais recentes surgiram após o grande incêndio de 1985, no qual arderam muitos hectares de floresta e mato e, mesmo depois de alguns pequenos incêndios que se verificaram posteriormente. São, como veremos, as que possuem uma dinâmica erosiva muito forte. Podem ainda juntar-se a este grupo aquelas que surgiram após a abertura do IP4, nos taludes que o homem teve de criar (foto 49) e as que na Região Demarcada do Douro se relacionam com as actividades agrícolas (foto 71).

Algumas das ravinas mais recentes podem não ter surgido somente após os incêndios. Estes permitiram, de facto, o aparecimento de novas ravinas, mas provavelmente o seu maior efeito é o recrudescimento da erosão em algumas ravinas herdadas de períodos anteriores. A análise da fotografia aérea de 1965 (Fig. 96), demonstra a existência de ravinas antes da reflorestação; com esta, terão passado um período de menor poder erosivo, voltando a evoluir rapidamente após o incêndio.

Outras há que denotam uma evolução mais avançada ou seja, começam a organizar-se com uma certa hierarquização. Esta faz-se a favor de uma ou várias ravinas iniciais que se desenvolveram e iniciaram a captura da água de escorrência da vertente, levando a uma organização da drenagem. Algumas destas poderão mesmo ser anteriores à reflorestação verificada na década de cinquenta e a sua evolução durante o período em que a vertente possuía coberto vegetal terá sido muito lenta. Após a destruição da vegetação pelos incêndios, verificou-se a reactivação de algumas, continuando a sua acção de erosão.

Para se tentar determinar quais os processos mais relevantes no aparecimento e evolução das ravinas, procuramos estudar algumas instaladas recentemente e que apresentam uma dinâmica evolutiva grande e outras já mais antigas e cuja evolução é nitidamente diferente.

1.2 - As principais causas do aparecimento das ravinas na área da serra do Marão

Para que se inicie um ravinamento tem de existir um factor que provoque desequilíbrio e acelere os processos de erosão hídrica numa determinada vertente. O facto mais comum para que isto aconteça é a destruição da vegetação quer

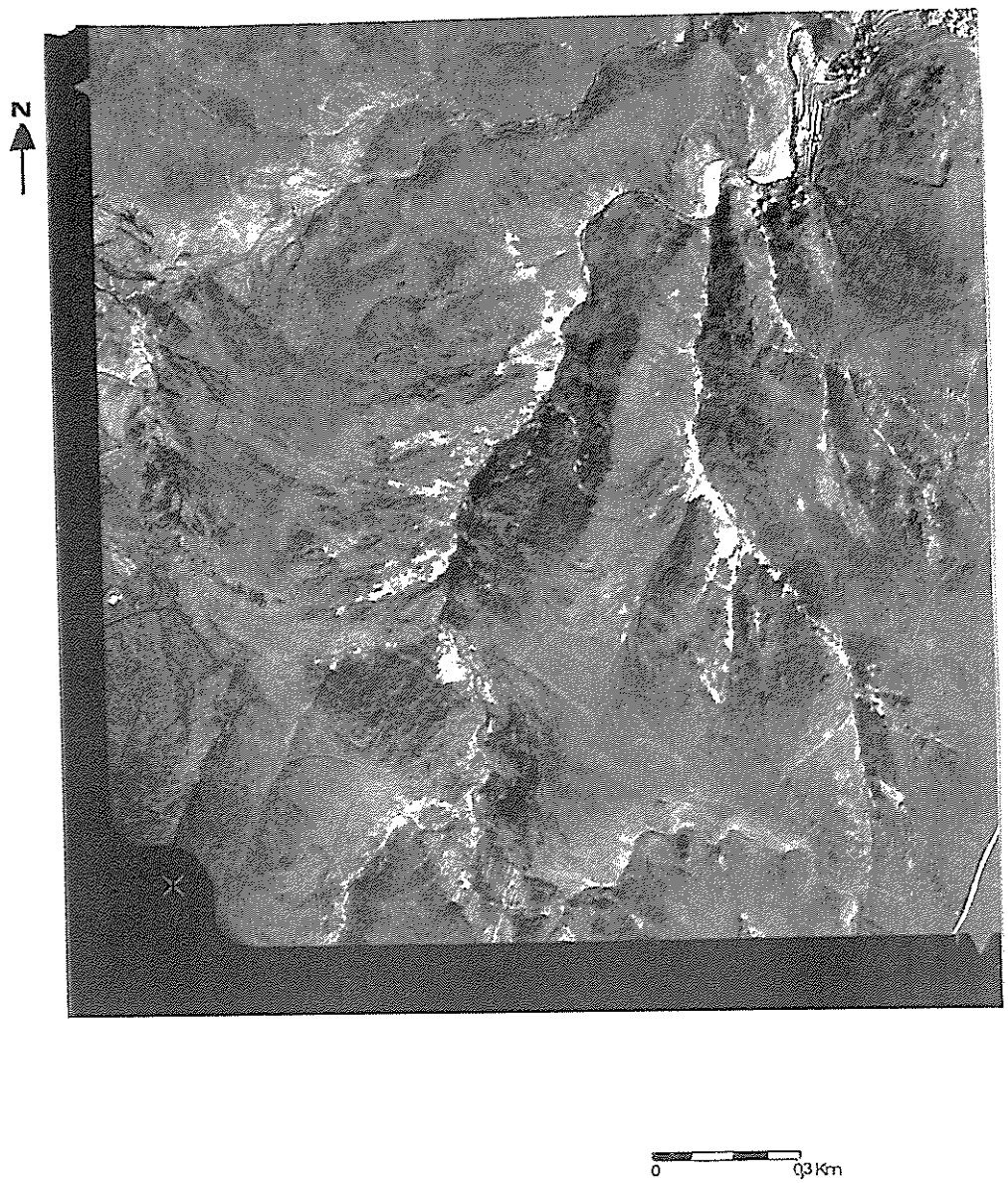


Fig. 96 - Extracto de uma fotografia aérea do ano de 1965 onde são visíveis sinais de ravinamentos, nas proximidades de Pardelhas.

pelos incêndios, quer directamente pelo próprio homem nas suas mais diversas actividades (F. REBELO, 1990). Para comprovar esta afirmação pode dar-se o exemplo do que se passou numa vertente próxima da povoação de Paradela do Monte em Julho de 1992 (p.329).

Como já se afirmou, algumas ravinas que existem na serra do Marão surgiram ou renovaram a sua acção erosiva após o incêndio de 1985, que destruiu uma área vastíssima de vegetação quer natural, quer plantada pelo homem. .

A sua instalação é a consequência directa da escorrência concentrada (F. REBELO, 1982; J. SELBY, 1982; P. BIROT, 1981; R. NEBOIT, 1991). Também nesta área, a acção deste tipo de escorrência é fundamental para que se dê início ao ravinamento. No entanto, é necessário ter em atenção que em muitos locais existe uma preparação prévia do solo, por parte de processos como o "*splash*" e a formação de "*pipkrakes*" que ajudam a libertar as partículas, facilitando a posterior acção da escorrência. Da actuação conjunta destes processos morfogenéticos, inicia-se a formação das ravinas, pelo que se compreende melhor que a sua localização se relaciona sempre com a existência de depósitos de vertente ou com rocha alterada. Não assinalámos a presença de ravinas em vertentes sem estas características. Parece-nos, portanto, essencial o afloramento de um material facilmente erosionável para que se dê início ao desenvolvimento desta forma. No entanto, já não é tão fundamental para a sua posterior evolução pois existem exemplos de ravinas (caso da ravina de Chão Rosso) que continuam a aprofundar depois de atingirem a rocha "*in situ*", aliás como F. REBELO *et al.* (1986) já o haviam afirmado para ravinamentos em calcários margosos na área de Condeixa (arredores de Coimbra).

Tivemos diversas oportunidades de afirmar que o homem é um factor que pode contribuir para o desencadear destas formas. A sua acção pode manifestar-se de diversos modos.

Assim, a utilização de determinadas técnicas na prática da agricultura pode ajudar ao desplotar deste fenómeno. Uma das áreas mais afectadas por ravinamentos é a que se insere na Região Demarcada do Douro e relaciona-se com a cultura da vinha. De facto, já oportunamente se assinalou (A. PEDROSA, 1991) que a plantação da vinha em favor da linha de maior declive pode conduzir ao aparecimento de ravinas. Existem dois factores fundamentais que contribuem para isso: o declive das vertentes e o remeximento superficial do solo ou da rocha que é imperioso fazer para que se possa plantar a vinha. Deste modo, criam-se condições favoráveis para que a escorrência, principalmente quando a chuva é muito intensa, arraste os materiais soltos e desencadeie um processo de ravinamento (60).

Uma outra técnica muito divulgada é armação do terreno em patamares, que não são senão os antigos socalcos, com a diferença de não se construir o tradicional muro de protecção, surgindo no seu lugar o talude em terra. No entanto, para além de diversos problemas que a utilização desta técnica acarreta para a cultura da vinha (A. BIANCHI-AGUIAR, 1985; J. ALMEIDA, 1990) ela não resolveu os problemas erosivos. As ravinas continuam a surgir nos taludes atingindo, por vezes, o próprio local onde a vinha tinha sido plantada. A erodibilidade através deste processo continua a ser forte, pondo em causa alguns investimentos que se estão a fazer nesta área.

A própria construção de estradas pode levar ao aparecimento destas formas nos taludes dos aterros que o homem tem de construir para lhes servirem de suporte. Para evitar o aparecimento destas formas, cuja rápida evolução pode

---

(60) - Um dos processos para evitar este problema será semear vegetação herbácea entre os espaçamentos dos bardos, de modo que não afecte a cultura em si, mas, ao mesmo tempo proteja o solo dos problemas erosivos. Tivemos a ocasião de observar recentemente esta técnica a ser utilizada em algumas vinhas da Suiça, para evitar problemas erosivos deste tipo.

afectar a própria estrutura da estrada (foto 63), seria necessária uma colonização rápida pela vegetação desses taludes, de forma a atenuar os efeitos da escorrência.

Problemas deste tipo podem surgir quando se prepara o terreno para a construção de casas, como aconteceu na Cumieira, em Agosto de 1989 dando até origem a notícias na imprensa (JN 89/08/06), O próprio jornalista chama atenção para as valas de 6 a 7 metros que se formaram num desses taludes após uma forte chuvada (JN 89/08/06)

Da exploração de recursos naturais, sem qualquer preocupação ambiental, pode resultar o aparecimento destas formas, como aconteceu próximo de Muas. A exploração de um filão de quartzo a "céu aberto" levou, por um lado, ao remeximento da parte superficial da rocha no local e, por outro, ao espalhar dos resíduos que não interessavam à exploração. O abandono da exploração permitiu o aparecimento de ravinas com expressão bem marcada na paisagem e ainda hoje muito activas na evolução morfológica da área. Além disso, o granito, ao apresentar-se com um perfil de alteração profundo, contribui para uma fácil evolução destas formas.

Na tentativa de evitar a propagação rápida de eventuais incêndios futuros têm-se construído *aceiros* na altura das reflorestações que têm de se manter limpos de qualquer vegetação para, logicamente, o fogo não se propagar de talhão para talhão. Por norma, são abertos a favor do maior declive da vertente o que contribui para acelerar a acção dos processos erosivos originando frequentemente ravinas, como aconteceu em 8 Dezembro de 1992, numa área próximo do Alto Espinho (foto 74). Por vezes, as próprias máquinas no seu trabalho de "arroteamento" deixam ficar sulcos que funcionam como locais de concentração da água de escorrência, evoluindo rapidamente para ravinas, como está a acontecer, por exemplo, num local próximo do Alto Velão (foto 75).

Após a fase inicial em que se verifica a sua instalação, a evolução das



Foto 74 - Aparecimento de uma ravina num corta-fogo, próximo do Alto Espinho após forte precipitação (Dezembro, 1992).

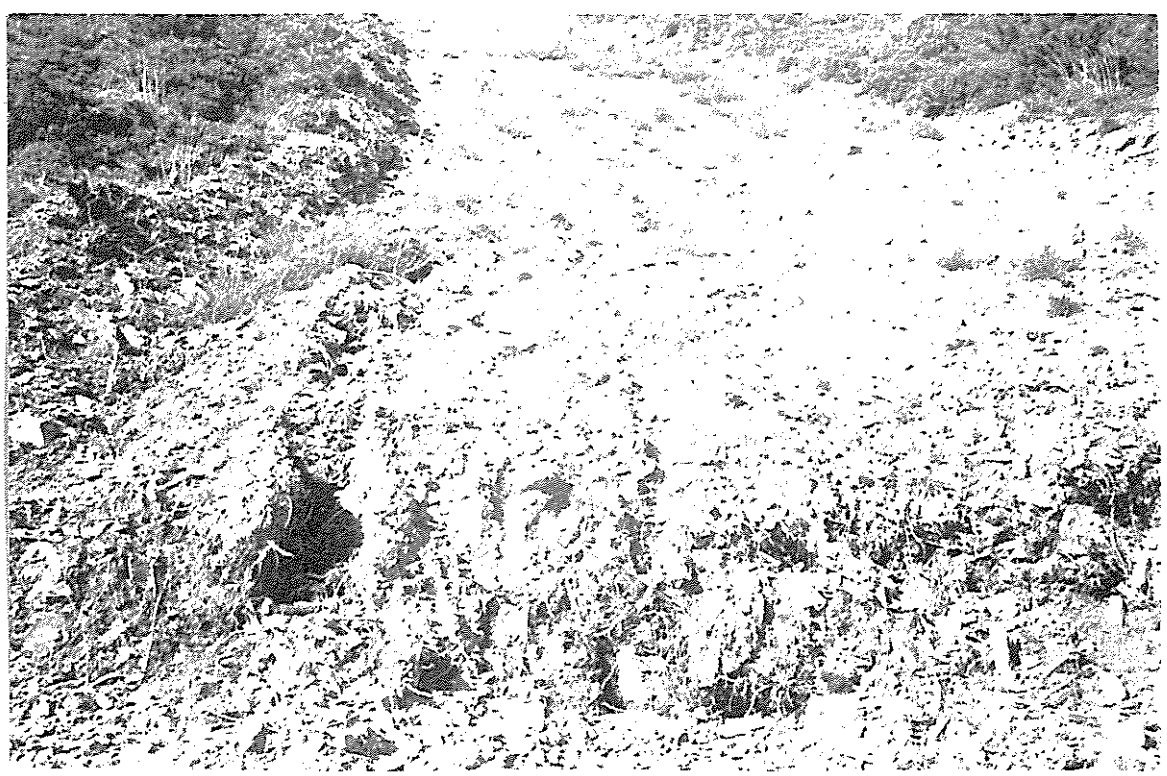


Foto 75 - Os sulcos que as máquinas deixam na abertura do corta-fogo podem facilitar o aparecimento de ravinas, já que concentram a água de escorrência (Setembro, 1991).

ravinas mostra-se complexa. No caso da Serra do Marão, a importância dos processos que nela intervêm depende de factores de localização, entre os quais a altitude, a exposição e o material rochoso.

1.3 - A dinâmica das ravinas

De um modo geral, a água de escorrência, agora já concentrada pelo talvegue da ravina, é o agente erosivo mais eficaz e o maior responsável pela evolução mais ou menos rápida das ravinas. Apesar disso, a sua eficácia está nitidamente dependente da maior ou menor importância dos factores a que fizemos referência.

No sentido de se avaliar e compreender a dinâmica evolutiva de algumas ravinas situadas na Serra do Marão procedemos a diversos tipos de medição, que passaremos a analisar.

Procurámos ravinas instaladas em vertentes com diferentes exposições litologicamente diferenciadas e nas áreas de xisto regularizadas por depósito de vertente com espessura variada (61).

---

(61) - As ravinas estudadas localizam-se em diversas vertentes escolhidas da Serra do Marão. Assim, a ravina denominada Chão Rosso, localiza-se na bacia hidrográfica do mesmo nome, numa vertente voltada a NW, a uma altitude de 950 metros. Havia duas estações de medição para a evolução do perfil (Chão Rosso 1, Chão Rosso 2) e três para determinar o índice de erosão (Chão Rosso 1, Chão Rosso 2, Chão Rosso 3). A ravina da Campeã, localiza-se numa vertente da depressão do mesmo nome, voltada a SE, a uma altitude 1000 metros. Havia uma estação para medir a evolução do perfil, assim como outra para calcular o índice de erosão, que denominamos de Campeã. A Ravina da Senhora da Serra , situa-se na bacia hidrográfica da ribeira de Fervença numa vertente voltada a SW à altitude aproximada de 1200 metros. Havia duas estações para

De um modo geral, pode afirmar-se que as ravinas estudadas tiveram, em relação ao perfil tranversal inicial, uma evolução de recuo (figs.97, 98). No entanto, o processo não foi contínuo tendo-se verificado, ao longo das medições, alternância entre períodos de maior recuo e períodos de retrocesso. Estes últimos devem-se a dois fenómenos: acumulação de material resultante da erosão das partes que lhe estão imediatamente superiores e levantamento do material devido à formação de "*pipkrakes*", o que acontece com importância nos dias de forte geada e que é nítido nas ravinas situadas em vertentes sombrias, onde a acção do gelo se faz sentir com maior intensidade (Quadros XCIII a XCIX - Anexo). Neste caso, todo o perfil da ravina instalada em depósito de vertente sofre um levantamento geral.

O recuo geral que se verificou no perfil das ravinas não foi paralelo verificando-se locais onde foi bastante acentuado, enquanto noutros foi muito pouco. significativo (Quadro, C). Regra geral, os recuos mais acentuados para o período em análise (62), verificaram-se junto ao talvegue, vincando nalguns casos o seu perfil assimétrico, de que são exemplo a ravina da "Campeã" e do "Sra Serra 1.

---

determinar a evolução do perfil (Sra Serra 1, Sra Serra 2) e outras tantas para calcular o índice de erosão.. Todas estas ravinas situam-se em áreas de xisto. A ravina de Muas situa-se numa área de granito, numa situação cimeira, estando portanto exposta a situações meteorológicas de qualquer quadrante. A sua altitude aproximada é de 850 metros. Existiam duas estações de medição do perfil (Muas 1, Muas 2) e uma para determinar o índice de erosão, que denominamos simplesmente Muas.

(62) O período de análise situou-se entre 91/10/24 e 92/07/05

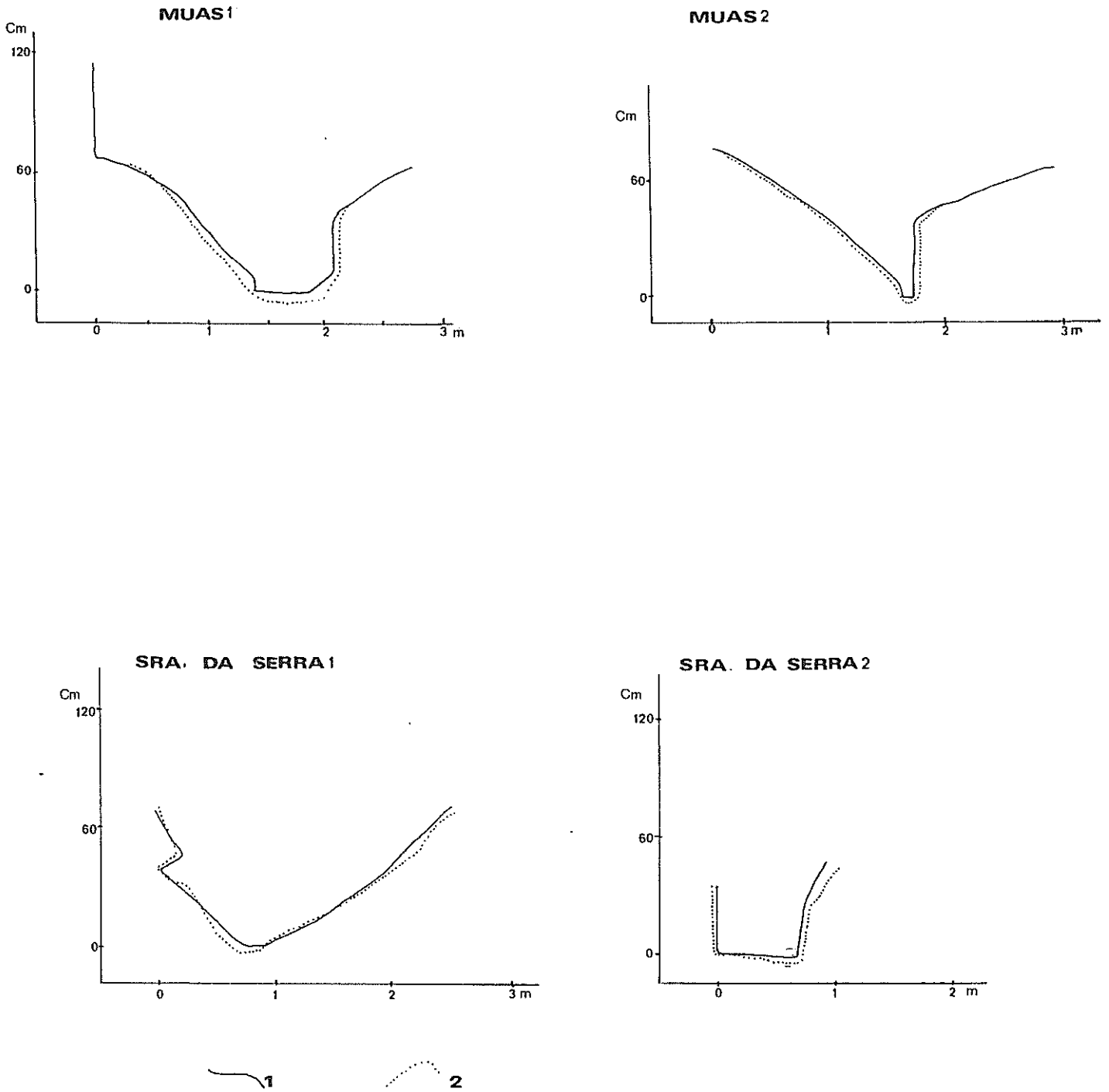
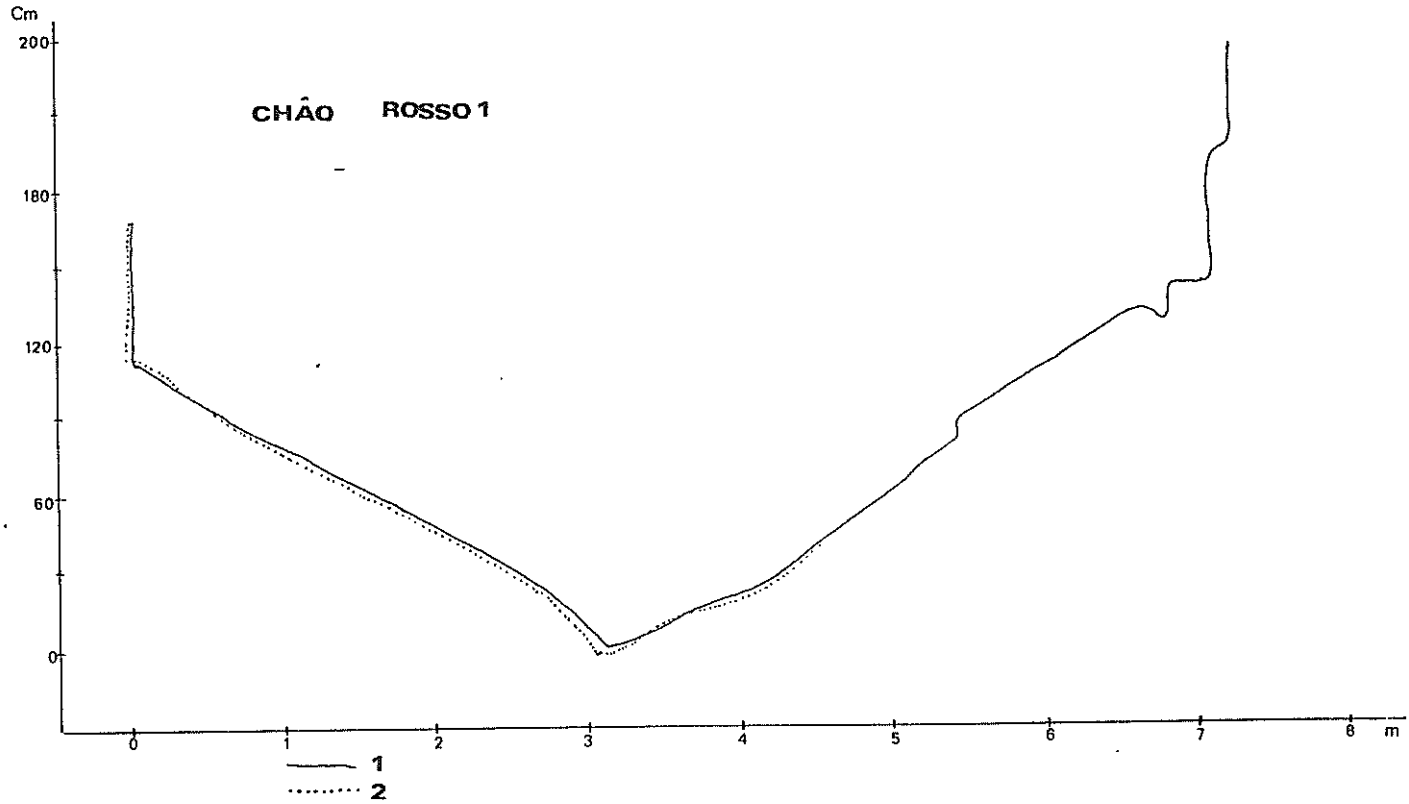
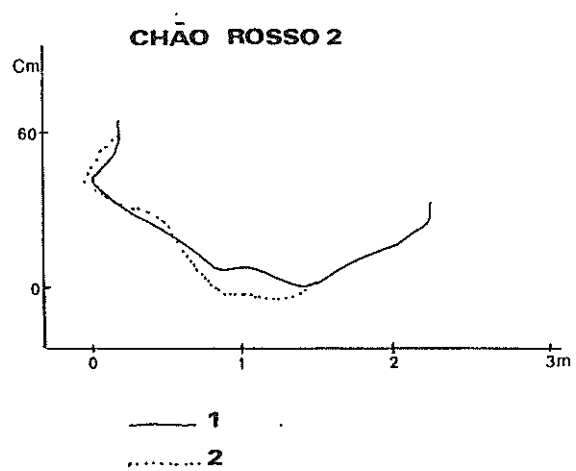


Fig. 97 - Evolução do perfil das ravinas (Muas 1, Muas 2, Sra. Serra 1, Sra. Serra 2).

1 - Perfil em 91/10/24; 2 - Perfil em 92/07/05.





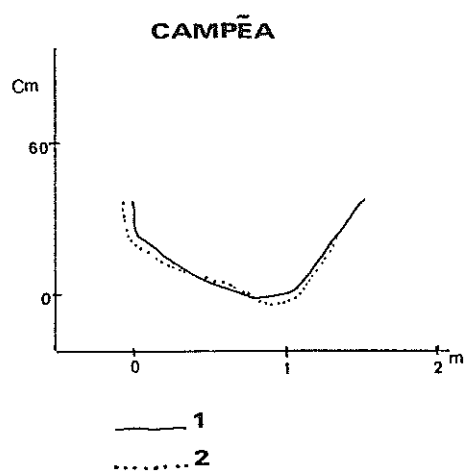


Fig. 98 - Evolução do perfil das ravinas (Chão Rosso 1, Chão Rosso 2, Campeã).
1- Perfil em 91/10/24; 2 - Perfil em 92/07/05.

QUADRO C - Evolução do perfil das ravinas entre Outubro de 1991 a Julho de 1992, em centímetros

Local de medição	Número da barra metálica						
	1	2	3	4	5	6	7
Campeã	1,1	1,5	-1,3	0;2			
Chão Rosso 1	0,7	-0,3	2,5	0,8	6,6	-1,0	0,4
Chão Rosso 2	1,3	1,7	-0,1	8,3			
Muas 1	1,6	7,4	1,8				
Muas 2	0,2	1,6	1,8	2,7	0,4	0,2	
Sra. Serra 1	0,9	-1,6	6,8	-0,2	0,1	0,2	
Sra. Serra 2	0,6	1,2	2,3				

Nota: Os valores negativos indicam erosão, os positivos traduzem acumulação enquanto que o zero indica estabilidade

Os valores mais elevados de recuo verificaram-se em "Chão Rosso 2" (8,3 cm) "Muas 1" (7,4 cm), "Sra Serra 1" (6,8 cm) e "Chão Rosso 1" (6,6 cm).

Em todos os perfis elaborados com a excepção de "Sra Serra 2", "Muas 1" e "Muas 2", se verificou a existência de locais onde a acumulação de materiais conduziu a um retrocesso relativamente ao perfil inicial. Os valores são baixos, não chegando na sua maior parte a atingir um centímetro. O valor mais elevado ocorreu no "Chão Rosso 1" com 1,6 cm. Este tipo de evolução é, todavia, esporádica e relaciona-se com a acumulação de material que se desloca da parte superior do perfil e que tem tendência a continuar a descer até ao talvegue da ravina, sendo depois transportado para outros locais através da água.

Para além deste tipo de medições tentou quantificar-se a quantidade de material que se movimentava nas paredes laterais da ravina. Os valores encontrados demonstram que estas formas podem mobilizar uma enorme quantidade de material. Os valores obtidos variam entre os 6,37 Kg/m²/ano (Sra. Serra 2) e os 49,97 Kg/m²/ano (Muas). No entanto os valores mais comuns rondam os 10 Kg/m²/ano (quadro CI).

QUADRO CI - Índice de erosão

Localização	Índice de erosão Kg/m2/Ano
Chão Rosso 1	8.54
Chão Rosso 2	11.39
Chão Rosso 3	9.07
Campeã	10.21
Sra. Serra 1	10.08
Sra. Serra 2	6.37
Muas	49.97

Estes valores médios não significam que a erosão se mantenha mais ou menos constante ao longo do ano. De facto, as medições que elaborámos revelam que existem períodos de maior mobilização de material ao longo do perfil da ravina contrastando com outros de menor intensidade de erosão (quadros CII a CVIII - Anexo). Este problema é comum a todos os locais onde se efectuaram as medições. Em Muas, por exemplo, os valores extremam-se podendo ocorrer entre os 704,04 g/m²/dia para o período de 91/12/23 a 91/12/30 e os 1,14 g/m²/dia para o período de 92/05/25 a 92/07/05. No entanto, outras situações idênticas podem encontrar-se apesar de não se apresentarem tão extremadas. Pode dar-se como exemplo o que se passa na "Sra Serra 1" cujos valores variam entre os 388,37 g/m²/dia para o período de 91/12/01 a 91/12/06 e os 3,33 g/m²/dia no período de 92/04/21 a 92/05/02. Também no "Chão Rosso 2" os valores apresentam um comportamento idêntico ao caso anterior já que variam entre os 335,00 g/m²/dia para o período 91/11/26 a 91/12/01 e os 2,48 g/m²/dia no período compreendido entre 92/05/25 e 92/07/05. O local que apresenta os valores menos extremados é o "Chão Rosso 1" onde variam entre as 84,74 g/m²/dia no período de 91/12/23 a 91/12/30 e os 2,49 g/m²/dia no período de 92/04/21 a 92/05/02.

Embora seja a escorrência o processo responsável pela formação das ravinas, nem sempre é o único que intervem na sua evolução. De facto, não existe correlação entre a quantidade de material erodido num dado período e a precipitação total para esse mesmo período (quadros CIX a CXII). Em alguns períodos em análise, a pequenas quantidades de precipitação, correspondem valores elevados de material mobilizado. O contrário também é verdadeiro. Assim, podemos concluir que as características da precipitação ligadas, fundamentalmente à intensidade e à duração, podem influenciar a quantidade de material mobilizado nas ravinas.

Existem, ainda, períodos em que, apesar de não se ter verificado precipitação, houve uma forte mobilização de material. Deste modo, tem de se procurar outro tipo de explicações para a quantidade de material mobilizado no perfil transversal das ravinas. Em quase todos os locais de medição, se constata que o período em que os valores de material mobilizado são mais elevados se situa nos meses de Novembro a Março. Durante este período, estes locais encontram-se sujeitos aos efeitos da geada e, por conseguinte, à acção dos "*pipkrakes*". De facto, é este tipo de processo um dos principais responsáveis pela mobilização de grande quantidade de material o que explica que, nos períodos em que não se verifica chuva, continue a existir a mobilização de material.

Podem, no entanto, existir outros factores que justifiquem também alguma mobilização de material. Assim, por exemplo na ravina da "Campeã" os valores de 157,35 g/m²/dia e 141,44 g/m²/dia para os períodos compreendidos respectivamente entre 92/05/02 a 92/05/13 e entre esta última data e 92/05/25 podem ser explicados pela mobilização de material por insectos (63) que escavam pequenos buracos no solo e libertam o material que se desloca ao longo das vertentes.

---

(63) - Insectos da ordem dos Coleopteros (Gryllus campestris)

QUADRO CIX - Quantificação da erosão nas ravinas nos diferentes períodos seleccionados

Ravinas	Data de medição	Duração do período (em dias)	Quantidade de material remexido (em g)		Precipitação no período (em mm)
			Total	g/m2/dia	
Campeã	911103	10	13,90	30,889	61,5
Chão Rosso1	911103	10	17,77	7,898	59,5
Chão Rosso2	911103	10	17,00	12,593	59,5
Chão Rosso3	911103	10	112,41	19,017	59,5
Muas	911103	10	2,69	3,985	53,0
Sra.Serra1	911103	10	7,06	9,413	57,5
Sra. Serra2	911103	10	14,73	16,367	57,5
Campeã	911109	6	4,66	17,259	106,0
Chão Rosso1	911109	6	8,50	6,296	82,5
Chão Rosso2	911109	6	7,26	8,963	82,5
Chão Rosso3	911109	6	12,20	33,889	82,5
Muas	911109	6	3,15	7,778	97,5
Sra. Serra 1	911109	6	4,56	10,133	116,5
Sra. Serra 2	911109	6	6,51	12,056	116,5
Campeã	911114	5	6,44	28,622	57,0
Chão Rosso1	911114	5	11,80	10,489	60,5
Chão Rosso2	911114	5	7,37	10,919	60,5
Chão Rosso3	911114	5	40,72	135,733	60,5
Muas	911114	5	3,55	10,519	56,0
Sr.Serra1	911114	5	5,60	14,933	62,5
Sra. Serra 2	911114	5	32,44	72,089	62,5
Campeã	911126	13	7,08	12,103	130,0
Chão Rosso1	911126	13	42,70	14,598	135,0
Chão Rosso2	911126	13	12,25	6,980	135,0
Chão Rosso3	911126	13	25,40	32,564	135,0
Muas	911126	13	115,94	132,125	162,5
Sra. Serra 1	911126	13	8,61	8,831	145,0
Sra. Serra 2	911126	13	7,48	6,393	145,0
Campeã	911201	4	9,19	51,056	29,5
Chão Rosso1	911201	4	72,90	81,000	22,5
Chão Rosso2	911201	4	39,21	72,611	22,5
Chão Rosso3	911201	4	80,40	335,000	22,5
Muas	911201	4	45,29	167,741	12,5
Sra. Serra 1	911201	4	10,85	36,167	31,0
Sra. Serra 2	911201	4	10,22	28,389	31,0

QUADRO CX - Quantificação da erosão nas ravinas nos diferentes períodos seleccionados (cont).

Ravinas	Data de medição	Duração do período (em dias)	Quantidade de material remexido (em g)		Precipitação no período (em mm)
			Total	g/m2/dia	
Campeã	911206	5	7,31	32,489	4,5
Chão Rosso1	911206	5	9,44	8,391	5,0
Chão Rosso2	911206	5	9,42	13,956	5,0
Chão Rosso3	911206	5	7,26	24,200	5,0
Muas	911206	5	9,10	26,963	2,5
Sra. Serra 1	911206	5	145,64	388,373	5,5
Sra. Serra 2	911206	5	100,10	222,444	5,5
Campeã	911213	7	7,26	23,048	22,5
Chão Rosso1	911213	7	8,71	5,530	27,5
Chão Rosso2	911213	7	7,26	7,683	27,5
Chão Rosso3	911213	7	7,92	18,857	27,5
Muas	911213	7	8,82	18,667	14,0
Sra. Serra 1	911213	7	2,12	4,038	20,5
Sra. Serra 2	911213	7	11,00	17,460	20,5
Campeã	911223	10	9,03	20,067	17,5
Chão Rosso1	911223	10	152,93	67,969	42,5
Chão Rosso2	911223	10	120,10	88,963	42,5
Chão Rosso3	911223	10	5,34	8,900	42,5
Muas	911223	10	76,29	113,022	19,5
Sra. Serra 1	911223	10	7,14	9,520	33,5
Sra. Serra 2	911223	10	4,88	5,422	33,5
Campeã	911230	7	10,64	33,778	0
Chão Rosso1	911230	7	133,47	84,743	0
Chão Rosso2	911230	7	12,34	13,058	0
Chão Rosso3	911230	7	14,99	35,690	0
Muas	911230	7	332,66	704,042	0
Sra. Serra 1	911230	7	7,30	13,905	0
Sra. Serra 2	911230	7	10,11	16,048	0
Campeã	920110	*	*	*	39,5
Chão Rosso1	920110	*	*	*	40,0
Chão Rosso2	920110	*	*	*	40,0
Chão Rosso3	920110	*	*	*	40,0
Muas	920110	11	415,39	559,448	26,0
Sra. Serra 1	920110	*	*	*	42,5
Sra. Serra 2	920110	*	*	*	42,5

* Não foi possível realizar medições em virtude da permanência de neve.

QUADRO CXI - Quantificação da erosão nas ravinas nos diferentes períodos seleccionados (cont).

Ravinas	Data de medição	Duração do período em dias	Quantidade de material remexido em g		Precipitação no período em mm
			Total	g/m2/dia	
Campeã	920121	22	28,14	28,424	0
Chão Rosso1	920121	*	*	*	0
Chão Rosso2	920121	*	*	*	0
Chão Rosso3	920121	*	*	*	0
Muas	920121	11	325,71	438,667	0
Sra. Serra 1	920121	*	*	*	0
Sra. Serra 2	920121	*	*	*	0
Campeã	920208	18	7,52	9,284	0
Chão Rosso1	920208	40	125,14	13,904	0
Chão Rosso2	920208	40	76,54	14,174	0
Chão Rosso3	920208	40	56,55	23,563	0
Muas	920208	18	265,78	218,749	0
Sra. Serra 1	920208	40	124,39	41,463	0
Sra. Serra 2	920208	40	24,65	6,875	0
Campeã	920224	16	8,84	12,278	26,0
Chão Rosso1	920224	16	110,13	30,592	23,5
Chão Rosso2	920224	16	98.90	45,787	23,5
Chão Rosso3	920224	16	33,54	34,938	23,5
Muas	920224	16	331,6	307,037	13,8
Sra. Serra 1	920224	16	37,28	31,067	20,0
Sra. Serra 2	920224	16	17,38	12,069	20,0
Campeã	920309	13	6,32	10,803	0
Chão Rosso1	920309	13	172,78	59,070	0
Chão Rosso2	920309	13	381,84	217,573	0
Chão Rosso3	920309	13	10,20	13,077	0
Muas	920309	13	217,32	247,658	0
Sra. Serra 1	920309	13	10,30	10,564	0
Sra. Serra 2	920309	13	8,29	7,085	0
Campeã	920405	27	18,35	15,103	51,5
Chão Rosso1	920405	27	107,65	17,720	61,5
Chão Rosso2	920405	27	230,10	63,128	61,5
Chão Rosso3	920405	27	48,02	29,642	61,5
Muas	920405	27	123,54	67,786	52,5
Sra. Serra 1	920405	27	74,91	36,993	62,5
Sra. Serra 2	920405	27	25,79	10,613	62,5

* Não foi possível realizar medições em virtude da permanência de neve.

QUADRO CXII - Quantificação da erosão das ravinas nos diferentes períodos seleccionados (cont).

Ravinas	Data de medição	Duração do período em dias	Quantidade de material remexido em g		Precipitação no período em mm
			Total	g/m2/dia	
Campeã	920421	16	3,79	5,264	21,5
Chão Rosso1	920421	16	80,28	22,300	15,0
Chão Rosso2	920421	16	7,52	3,481	15,0
Chão Rosso3	920421	16	10,84	11,292	15,0
Muas	920421	16	18,33	16,972	13,5
Sra. Serra 1	920421	16	7,26	6,050	18,5
Sra. Serra 2	920421	16	3,80	2,639	18,5
Campeã	920502	12	5,57	10,315	0
Chão Rosso1	920502	12	6,73	2,493	0
Chão Rosso2	920502	12	4,19	2,586	0
Chão Rosso3	920502	12	1,92	2,667	0
Muas	920502	12	9,54	11,778	0
Sra. Serra 1	920502	12	3,00	3,333	0
Sra. Serra 2	920502	12	2,67	2,472	0
Campeã	920513	10	70,81	157,356	0
Chão Rosso1	920513	10	26,57	11,809	0
Chão Rosso2	920513	10	12,54	9,289	0
Chão Rosso3	920513	10	2,1	3,500	0
Muas	920513	10	11,48	17,007	0
Sra. Serra 1	920513	10	11,15	14,867	0
Sra. Serra 2	920513	10	4,81	5,344	0
Campeã	920525	12	76,38	141,444	32,0
Chão Rosso1	920525	12	44,52	16,489	38,0
Chão Rosso2	920525	12	9,83	6,068	38,0
Chão Rosso3	920525	12	3,82	5,306	38,0
Muas	920525	12	27,66	34,148	25,5
Sra. Serra 1	920525	12	46,17	51,300	28,5
Sra. Serra 2	920525	12	67,71	62,694	28,5
Campeã	920705	41	18,35	9,946	55,5
Chão Rosso1	920705	41	205,92	22,322	54,5
Chão Rosso2	920705	41	16,60	2,999	54,5
Chão Rosso3	920705	41	6,11	2,484	54,5
Muas	920705	41	3,16	1,142	42,5
Sra. Serra 1	920705	41	12,61	4,101	52,5
Sra. Serra 2	920705	41	46,35	12,561	52,5

Um outro dado importante é o facto de os períodos de maior erosão não coincidirem nos diversos locais de medição o que leva a concluir que existem factores de ordem meramente local que têm interferência na evolução das ravinas, como sejam a litologia e a exposição. Efectivamente, a primeira influencia nitidamente a quantidade de material mobilizado.

Muas, que se situa numa área de granito meteorizado, é o que apresenta maior valor médio de mobilização de material, resultante fundamentalmente da acção do gelo.

A exposição das vertentes também pode ser determinante (F. REBELO *et al.*, 1986) neste processo ao prolongar os efeitos da geada e ao influenciar a formação dos "*pipkrakes*". Está neste caso a ravina de Chão Rosso.

1.4 - Esboço de síntese

Pela análise que se fez pode concluir-se que não existe uma relação directa entre a evolução destas formas e a quantidade de precipitação que se verifica, para um dado período. Esta conclusão resulta tanto da análise da evolução dos perfis como do estudo quantitativo do material mobilizado na ravina.

Verificou-se que a escorrência tem maior capacidade erosiva quando a chuvada que lhe dá origem se verifica a seguir a um período muito seco. Os materiais do solo encontram-se então mais soltos, logo melhor preparados. Deste modo, são facilmente arrastados pela acção da água de escorrência. Se o material não se encontrar solto a eficácia erosiva da precipitação ("*splash*" e escorrência) pode ser atenuada. Evidentemente que todos estes aspectos estão um pouco

dependentes das características da própria chuva. De facto, quanto maior for a intensidade da precipitação, entendida como a relação entre a quantidade e o tempo de ocorrência maior é a sua eficácia erosiva.

Constatou-se ainda que nos dias de formação de geada, e especialmente naqueles em que se desenvolvem "*pipkrakes*", verifica-se uma forte mobilização do material superficial no leito da ravina. Os "*pipkrakes*", como já demonstrámos, ao levantarem o material num plano inclinado levam a que este se movimente no sentido descendente, na altura do degelo. Este processo faz variar significativamente o perfil transversal da ravina, principalmente quando se verificam vários dias seguidos com temperaturas negativas ao longo de todo o dia e os "*pipkrakes*", não chegam a derreter, aumentando de volume de um dia para o outro.

Deste modo, verifica-se que a escorrência é o processo que leva à formação das ravinas, mas o seu dinamismo pode ver-se acrescido se existirem outros processos que se lhes juntem ou que facilitem a sua acção.

Nas ravinas estudadas, como vimos, a formação de "*pipkrakes*" mostrou-se fundamental na mobilização do material no perfil transversal das vertentes; muitas vezes este processo conduziu-o até ao *talvegue*, donde depois foi levado pela água de escorrência aí concentrada.

A tendência natural desta evolução é para o equilíbrio dinâmico das ravinas. Com efeito, há na Serra do Marão uma tendência para rapidamente se desencadear um processo de colonização vegetal que contribui para a estabilização da dinâmica erosiva ou, pelo menos, para que ela não seja tão forte como na sua fase inicial (F. REBELO, 1980; F. REBELO *et al*, 1986; T. MUXART *et al.*, 1990) Assim, ou deixa pura e simplesmente de funcionar fossilizando-se ou a ravina passa a funcionar como canal de escoamento das águas de escorrência da vertente, comportando-se como um curso de água espasmódico, por vezes de carácter torrencial. É aqui que se coloca de novo o problema da definição de ravina.. No

entanto, o equilíbrio dinâmico da ravina "fossilizada" por modificação de qualquer factor pode novamente romper-se voltando os processos morfogenéticos anteriores a funcionar permitindo uma nova fase de evolução rápida desta forma, como muitas vezes acontece na sequência de incêndios florestais.

2 - Dinâmica actual das escombreiras de gravidade

2.1 - A idade das escombreiras

Nem todas as escombreiras funcionais são de origem actual. Deste modo, podemos começar por distinguir aquelas cuja génese se verificou num passado mais ou menos próximo (64) daquelas que são perfeitamente actuais.

O funcionamento actual das que se consideram herdadas relaciona-se com diversos factores. Aquelas em que se colocou a hipótese de terem a sua génese em tempos históricos, mais concretamente no período correspondente à pequena idade glaciar dos séculos XVII e XVIII (p 219), podem ter funcionado continuamente até à actualidade, mas atenuando-se lentamente o seu processo de evolução. Durante um certo período da sua história, pode ter-se originado um solo a favor de uma certa "estabilidade", nomeadamente nas que se consideram como mais

---

(64) -Por vezes, a distinção é difícil porque pode verificar-se um processo atenuado de alimentação actual. No entanto, pelas suas características, nomeadamente a sua dimensão, parece-nos que a génese teve de se relacionar com um clima mais frio do que o actual (ver p. 219) onde o processo de gelo/degelo era importante e mais frequente que na actualidade. A alimentação actual de algumas dessas cascalheiras faz-se de uma forma muito atenuada e têm de existir condições morfo-estruturais que facilitem a fragmentação da rocha.

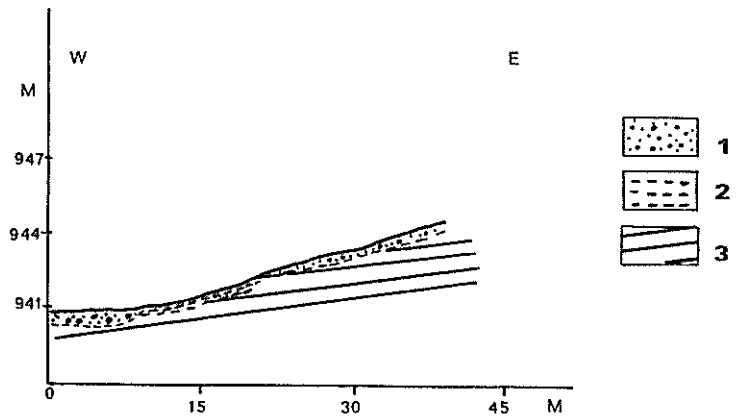
antigas, levando ao desenvolvimento de vegetação. Com a destruição desta pelos incêndios florestais, o solo, que "fossilizava" a cascalheira, pode ter sido arrastado pela escorrência tendo levado ao aparecimento de uma nova fase de instabilidade nestas formas, levando-as a ter uma evolução mais rápida.

Aquelas cuja génese é perfeitamente actual, têm a sua localização nitidamente condicionada por factores específicos, que passamos a analisar.

Antes de mais, o factor litológico-estrutural é de importância fundamental para a sua existência (fig. 99). De facto, na área, essas escombreiras encontram-se relacionadas com os xistos ardosíferos do Ordovícico caracterizados por uma elevada xistosidade. Um outro factor é a falta de vegetação, já que nos locais, onde o mesmo tipo de xisto serve de suporte a um solo, mesmo esquelético, que permite o desenvolvimento de vegetação, a cascalheira não existe. Assim, a ausência de colonização vegetal é fundamental para explicar o seu aparecimento (Y. BRAVARD, 1980; B. VALADAS, 1984). A formação de gelo é uma outra condição essencial para a sua génese. A experiência de campo (65) diz-nos que os locais onde se encontram são os mais frios da serra do Marão, facto justificado pela exposição ao quadrante NW em vertentes sombrias com um "*déficit*" de insolação muito grande. Para além desta condicionante há, por vezes, também o vento; o vale da ribeira de Chão Rosso, por exemplo, com uma direcção NW-SE e a uma altitude de 900 metros, canaliza os ventos, importantes pela sua velocidade e grau de humidade, dos quadrantes NW e de SE. São fundamentalmente, estas as condições que permitem a existência de escombreiras cuja génese se verifica nos nossos dias; porque o fenómeno do gelo/degelo tem capacidade para fragmentar a rocha "*in situ*" e permite a alimentação em calhaus durante as épocas mais frias do ano.

---

(65) -Ver página 237.



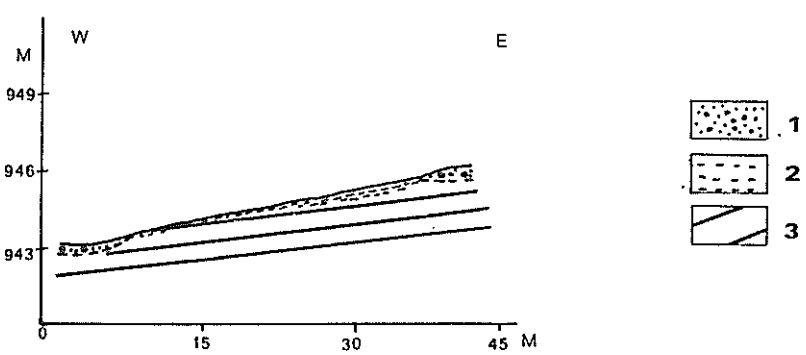


Fig. 99 - Perfil de pormenor das vertentes onde se localizam as escombreiras de Chão Rosso.

1 - Depósito de vertente; 2 - Escombreiras; 3 - Xistos do Ordovícico.

O homem é um outro factor que pode intervir na génese destas formas. Existe, de facto, um número elevado de escombreiras actuais que se devem à exploração de diversos recursos naturais nesta Serra (fig. 93). A maior parte delas são deste século, nomeadamente das décadas de cinquenta e sessenta, e mostram-se instáveis sob o ponto de vista evolutivo. Nesta perspectiva é interessante a sua análise no sentido de verificar quais os processos morfogenéticos que intervêm na sua evolução e quais os riscos que apresentam.

2.2 - A dinâmica evolutiva das escombreiras

A dinâmica evolutiva das escombreiras de gravidade é, sem dúvida, complexa, sendo válida esta afirmação quer para as herdadas, quer para as de génese actual, sejam elas de origem antrópica ou não.

Com a intenção de estudar como evoluem hoje as escombreiras e quantificar a deslocação dos blocos e/ou gelifractos, fizemos deslocações periódicas durante dois anos a locais previamente seleccionados (Quadros CXIII a CXXXV - Anexo). Esses locais situavam-se na ribeira de Chão Rosso e na bacia hidrográfica do rio Ovelha, mais concretamente na margem direita deste curso de água. O primeiro local está instalado sobre os xistos do Ordovícico que apresentam forte xistosidade e o segundo sobre corneanas. Existe, ainda, uma outra diferença importante que é o facto de, na ribeira de Chão Rosso, as escombreiras corresponderem a formas de génese actual, enquanto na bacia hidrográfica do rio Ovelha são formas herdadas de períodos anteriores, mais frios. Neste último local, nas condições climáticas actuais, a fragmentação da rocha por crioclastia é pouco

importante, facto agravado pelas características litológicas. De facto, as corneanas não apresentam planos de xistosidade que se comparem com os dos xistos ardosíferos pelo que a acção do gelo actual quase que não tem significado nesta área.

Uma outra diferença a assinalar, e que se vai mostrar fundamental para compreender a dinâmica destas formas é a diferença de tamanho dos calhaus, existentes nestes dois locais. Assim, na ribeira de Chão Rosso predominam os calhaus de comprimento inferior a 15 cm. Com mais de 15 cm de comprimento encontram-se, aqui, apenas 9% dos calhaus analisados, enquanto que nos locais situados na bacia hidrográfica do rio Ovelha, a percentagem dos calhaus com comprimento superior a 15 cm é de 63%. Neste últimos locais não existiam calhaus com comprimento inferior a 5 cm, enquanto que em Chão Rosso, 11% dos calhaus analisados situam-se abaixo deste valor. Naturalmente que a amostra realizada tentou reflectir as características das duas escombreiras.

Os resultados que se obtêm a partir das medições realizadas são significativamente diferentes, mas demonstram que em ambos os locais existe movimentação dos calhaus componentes da escombreira.

Da análise dos resultados torna-se evidente a maior mobilização dos calhaus na ribeira de Chão Rosso (Figs. 100, 101). Efectivamente, nesta área, (66) em todos os locais de medição, não existe qualquer calhau no sítio inicial e todos

---

(66) - Alguns calhaus que haviam sido marcados inicialmente acabaram por se perder durante as medições, tendo nós deduzido que haviam atingido o talvegue da ribeira. Devido a este facto alguns parâmetros só poderão ser analisados em função dos calhaus para os quais se conseguiram medições até à última data.

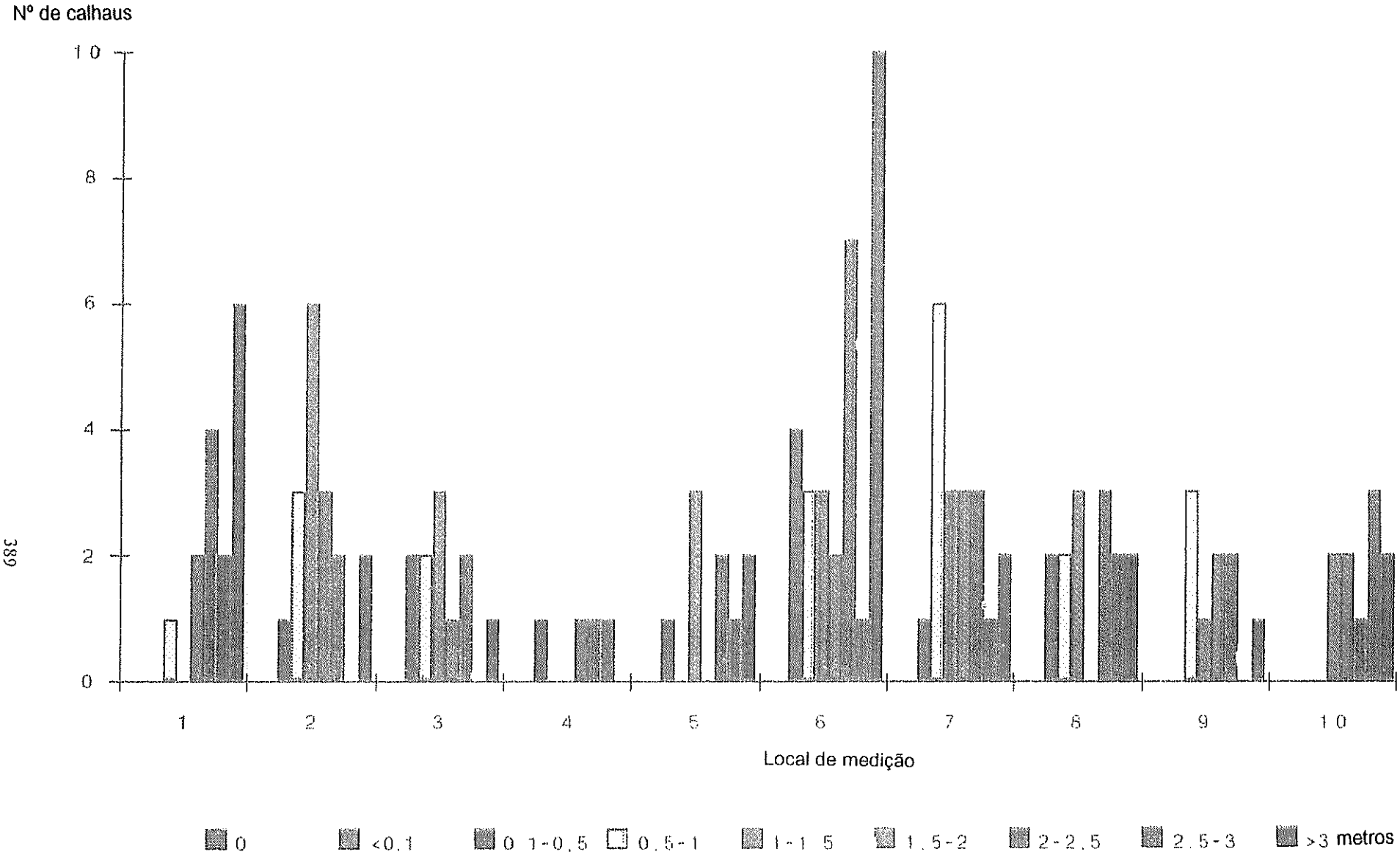


Fig. 100 Distância percorrida pelos calhaus na área amostra de Chão Rosso

percorreram uma distância superior a 20 cm. Predominam, sem dúvida, os calhaus que atingiram distâncias superiores a 1 m (Quadro CXXXVI). Este aspecto seria ainda mais evidente se entrássemos em linha de conta com aqueles que chegaram ao talvegue, já que este se encontrava, para todos os locais de medição, a uma distância superior a 4 metros. Por exemplo, para o local nº 1 desta área a grande maioria dos calhaus encontra-se nesta situação (Quadro CXIII - Anexo). Dos 45 calhaus que inicialmente marcámos, a partir de uma dada altura, 67% deles deixaram de se poder medir devido ao facto de terem atingido o talvegue do curso de água, passando a sua dinâmica a ser completamente diferente. Deste modo, podemos concluir que, durante o período em análise, uma parte significativa dos calhaus da escombreira percorreram mais de 4 metros, pois provavelmente atingiram o talvegue da ribeira de Chão Rosso.

QUADRO CXXXVI- Distância percorrida pelos calhaus em Chão Rosso entre 88/10/22 e 91/12/21

Locais amostra	Distância (cm)								
	0	0 4,9	5- 9,9	10- 19,9	20- 49,9	50- 99,9	100- 199,9	200- 299,9	> =300
Chão Rosso 1						1	2	6	6
Chão Rosso 2					1	3	9	2	2
Chão Rosso 3					2	2	4	3	
Chão Rosso 4					1		1	2	
Chão Rosso 5					1		3	3	2
Chão Rosso 6					4	3	5	8	10
Chão Rosso 7					1	6	6	4	2
Chão Rosso 8						2	3	5	2
Chão Rosso 9						3	3	2	1
Chão Rosso 10							3	4	2
Total	0	0	0	0	10	20	39	39	27

A dinâmica das escombreiras situadas na bacia hidrográfica do rio Ovelha (área de Covelo do Monte) é completamente diferente (Fig. 101). Em todos os locais de medição existiam calhaus que ainda não haviam sofrido qualquer movimentação, e que nalgumas estações de medição atingem um valor superior a 50% como acontece nos locais 6, 7 e 13 (Quadro CXXXVII). As distâncias percorridas pelos calhaus que sofreram movimentações é geralmente inferior a 0,5 m. De facto, distâncias superiores a 1 e 2 metros não são muito comuns, verificando-se a segunda apenas é atingida nos locais números 2, 3, 4 e 11.

QUADRO CXXXVII - Distância percorrida pelos calhaus em Covelo do Monte entre 88/10/22 e 91/12/21

Locais amostra	Distância (cm)								
	0	<5	5-9,9	10-19,9	20-49,9	50-99,9	100-199,9	200-299,9	> = 300
Cov. Monte 1	11		2	4	7	4	2		
Cov. Monte 2	5		2	2	8	2	2	1	
Cov. Monte 3	2	4	1	2	1	4		1	
Cov. Monte 4	1	2	2	4	3	2	2	2	
Cov. Monte 5	5	2	1						
Cov. Monte 6	15	3		2	1	1			
Cov. Monte 7	9	2	1	1	2				
Cov. Monte 8	4		2		1				
Cov. Monte 9	4	2		2	1				
Cov. Monte 10	1	1	1			2	1		
Cov. Monte 11	1		1	2	1	2	1	1	
Cov. Monte 12	1			1	1		2		
Cov. Monte 13	19	1	1	1	1				
Total	78	17	14	21	27	17	10	5	0

Outra diferença que existe entre as duas áreas onde se fizeram as medições diz respeito ao número de dias necessário para percorrer as mesmas distâncias (Quadro CXXXVIII a CXL). Assim, na área de Covelo do Monte dos 189 calhaus que se marcaram nos diferentes locais, 41,3% não sofreram qualquer

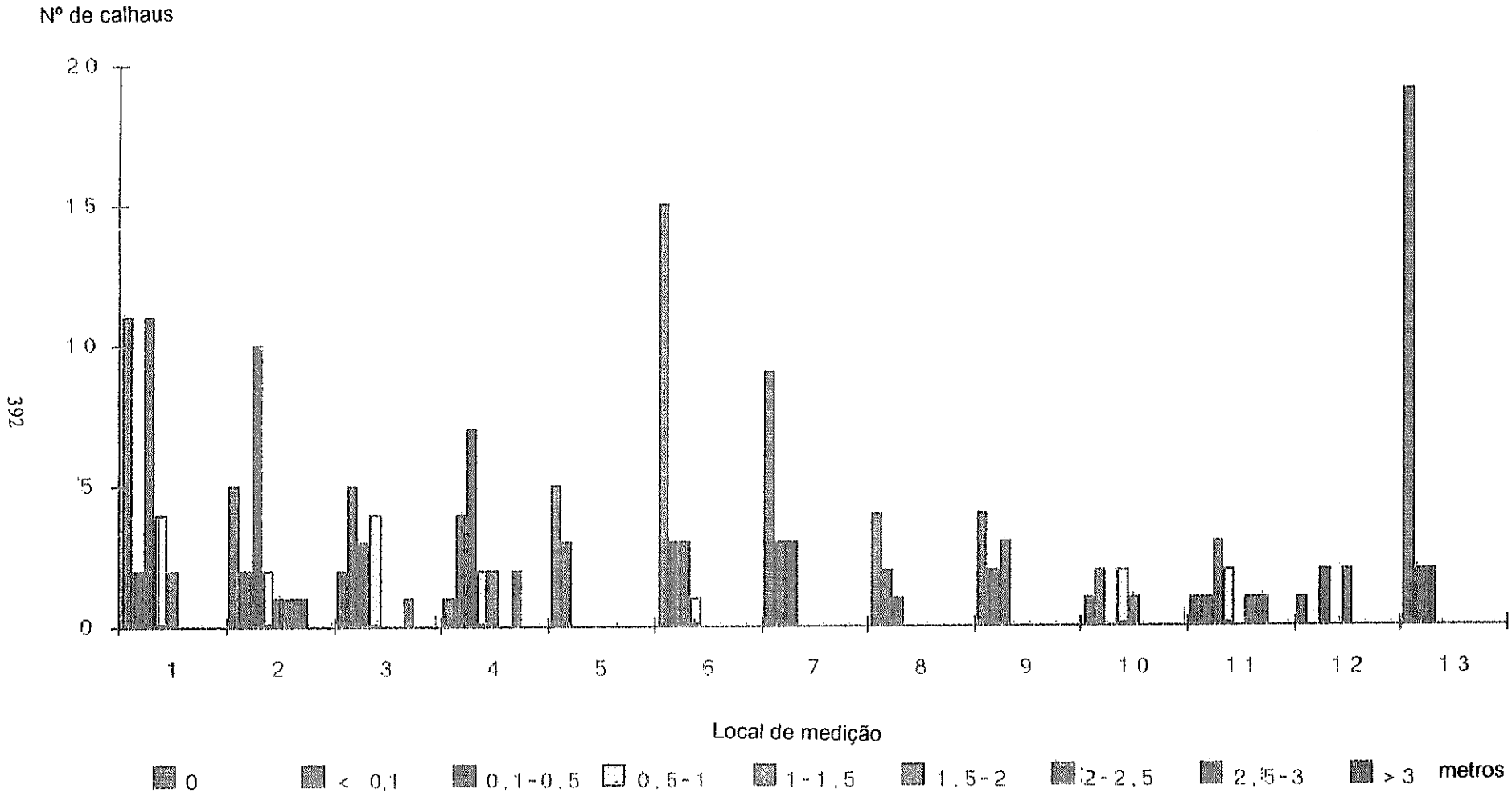


Fig. 101 - Distância percorrida pelos calhaus na área amostra de Covelo do Monte.

QUADRO CXXXVIII - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 0,5 m em Covelo do Monte

Locais amostra	Período de medição*														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	A	B	C	D
Covelo Monte1			1					2	1		2	11	13		30
Covelo Monte 2						2	1	1			1	5	12		22
Covelo Monte 3						2	1		1		1	2	8		15
Covelo Monte4						3		1			2	1	11		18
Covelo Monte 5												5	3		8
Covelo Monte 6							1					15	6		22
Covelo Monte 7												9	6		15
Covelo Monte 8												4	3		7
Covelo Monte 9												4	5		9
Covelo Monte 10							1			1	1	1	2		6
Covelo Monte 11					1		2			1		1	4		9
Covelo Monte 12						1	1					1	2		5
Covelo Monte 13												19	4		23
Total	0	0	1	0	1	8	7	4	2	2	7	78	79	0	189

A - Número de calhaus que não se movimentaram.

B - Número de calhaus que se movimentaram mas não atingiram 0,5 m.

C - Número de calhaus que atingiram o talvegue antes do final do período de observação.

D - Número total de calhaus de cada área amostra.

* - As datas de observação estão referidas nos quadros C a CXXXII.

QUADRO CXXXIX - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 1 m em Covelo do Monte.

Locais amostra	Período de medição*														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	A	B	C	D
Covelo Monte1											2	11	17		30
Covelo Monte 2								1	1		1	5	14		22
Covelo Monte 3								1				2	12		15
Covelo Monte4							1	1	1	1		1	13		18
Covelo Monte 5												5	3		8
Covelo Monte 6												15	7		22
Covelo Monte 7												9	6		15
Covelo Monte 8												4	3		7
Covelo Monte 9												4	5		9
Covelo Monte 10										1		1	4		6
Covelo Monte 11						1			1			1	6		9
Covelo Monte 12								1		1		1	2		5
Covelo Monte 13												19	4		23
Total	0	0	0	0	0	1	1	4	3	3	3	78	96	0	189

A - Número de calhaus que não se movimentaram.

B - Número de calhaus que se movimentaram mas não atingiram 1 m.

C - Número de calhaus que atingiram o talvegue antes do final do período de observação.

D - Número total de calhaus de cada área amostra.

* - As datas de observação estão referidas nos quadros C a CXXXII.

QUADRO CXL - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 1,5 m em Covelo do Monte.

Locais amostra	+ Período de medição											A	B	C	D
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11				
Covelo Monte 1												11	19		30
Covelo Monte 2											1	5	16		22
Covelo Monte 3											1	2	12		15
Covelo Monte 4										1	1	1	15		18
Covelo Monte 5												5	3		8
Covelo Monte 6												15	7		22
Covelo Monte 7												9	6		15
Covelo Monte 8												4	3		7
Covelo Monte 9													9		9
Covelo Monte 10												1	5		6
Covelo Monte 11											1	1	7		9
Covelo Monte 12												1	4		5
Covelo Monte 13												19	4		23
Total	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	74	110	0	189

A - Número de calhaus que não se movimentaram.

B - Número de calhaus que se movimentaram mas não atingiram 1,5 m.

C - Número de calhaus que atingiram o talvegue antes do final do período de observação.

D - Número total de calhaus de cada área amostra.

* - As datas de observação estão referidas nos quadros C a CXXXII.

movimentação. Dos que se movimentaram 74,7% (111), não atingiram os 50 cm, nos 1155 dias de análise. Dos 32 calhaus que atingiram esta distância pode verificar-se que foi muito variável o tempo necèssário para tal. Com efeito ele variou entre os 194 e os 1155 dias. É, ainda de salientar que nalguns locais de medição não houve qualquer calhau que tivesse percorrido uma distância de 50 cm, como aconteceu nos locais números 5, 7, 8, 9 e 13. Este facto demonstra uma grande variabilidade de tempo na deslocação dos calhaus entre os diversos locais de medição e até no mesmo local. Nesta área, apenas 15 calhaus ultrapassaram a distância de 1 metro relativamente ao ponto inicial. Foram precisos no mínimo 404 dias para que um calhau atingisse este valor, ou seja um período superior a um ano. Para além dos locais já referidos em que nenhum calhau atingiu 0,5 metros e como tal também nenhum ultrapassou a distância de 1 metro, tem de se acrescentar o local nº 6.

Apenas 5 calhaus se deslocaram mais de 2 metros relativamente ao ponto inicial, mas para o conseguir, o primeiro necessitou de 926 dias e ocorreu no local de medição nº 4, enquanto que os outros precisaram, no mínimo de 1155 dias (locais números 2, 3, 4 e 11).

Se fizermos o mesmo tipo de análise para a área da ribeira de Chão Rosso, verifica-se que os resultados são diferentes demonstrando uma evolução muito mais rápida das escombreiras nesta área (Quadro CXLI a CXLIV). Assim, dos 201 calhaus que utilizámos como amostra todos sofreram movimento e somente 5,0% não atingiram no período em análise os 50 cm. O período necessário para que os calhaus ultrapassem esta distância é muito variável . De facto, 61 dias após a data de marcação dos calhaus, já 5,0% havia ultrapassado esta distância. No entanto, verifica-se que 2,0% deles só o consegue fazer após 1155 dias de análise e que alguns ainda não se tinham deslocado esta distância. No entanto, a grande percentagem (77,5%) dos calhaus que atingem esta distância necessitam de um período de 152 a 470 dias. Todavia, existe alguma variação entre os diversos locais desta área. Por exemplo, no local nº 1 a maioria dos calhaus (73,3%) atinge esta distância até aos 194 dias enquanto que no local nº 6 a grande maioria (51,4%) só ultrapassa os 50 cm entre os 291 e os 470 dias.

Para percorrer um metro de distância verifica-se que em termos gerais os calhaus levam mais tempo a fazê-lo. A primeira constatação que se pode fazer é que existe uma percentagem importante de calhaus que ainda não o fizeram (14,9%) (Quadro, CXLII). O tempo necessário para se atingir esta distância é muito variável mas é entre os 201 e os 538 dias que a grande parte deles o consegue fazer (42.2%). O período de tempo inferior a 404 dias também se mostra importante, já que 30,0% dos calhaus consegue deslocar-se mais de um metro antes de perfazer 291 dias. À semelhança do que se passava para a classe de distância anterior nota-se que existem diferenças entre os diversos locais de análise. Assim, no local nº 1

QUADRO CXLI - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 0,5 m em Chão Rosso.

Locais amostra	Período de medição*											A	B	C	D
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11				
Chão Rosso1	8	13	12	2	5	3	1			1					45
Chão Rosso2	1	2		1	4	5	3	2			1		1		20
Chão Rosso3	1	4	3			5	3	1			1		2		20
Chão Rosso4			2	1		2							1		6
Chão Rosso5		1		1	1	3	2	2	1				1		12
Chão Rosso6		2	4	1	3	7	8	2	3	1			4		35
Chão Rosso7					4	7	4	2	1	1	2		1		22
Chão Rosso8		1	2	2	5	4	2	2							18
Chão Rosso9			1	3		3	2	1	1						11
Chão Rosso10		1		1	6	3	1								12
Total	10	24	24	12	28	42	26	12	6	3	4	0	10	0	201

A - Número de calhaus que não se movimentaram.

B - Número de calhaus que se movimentaram mas não atingiram 0,5 m.

C - Número de calhaus que atingiram o talvegue antes do final do período de observação.

D - Número total de calhaus de cada área amostra.

* - As datas de observação estão referidas nos quadros C a CXXXII.

QUADRO CXLII - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 1 m em Chão Rosso.

Locais amostra	Período de medição*											A	B	C	D
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11				
Chão Rosso1	2	12	7	7	3	6	4	2		1			1		45
Chão Rosso2		1	1	1		1	1	5	2	3	1		4		20
Chão Rosso3		2	3	1		1	3	3	2		1		4		20
Chão Rosso4			2			2		1					1		6
Chão Rosso5			1			1	4	1	3		1		1		12
Chão Rosso6			1	2	1	4	8	5	3	2	1		7	1	35
Chão Rosso7						2	7	1	2	3			7		22
Chão Rosso8		1			4	4	4	2		1			2		18
Chão Rosso9				1	2		3	1	1				3		11
Chão Rosso10			1			4	5		2						12
Total	2	16	16	12	10	25	39	21	15	10	4	0	30	1	201

A - Número de calhaus que não se movimentaram.

B - Número de calhaus que se movimentaram mas não atingiram 1 m.

C - Número de calhaus que atingiram o talvegue antes do final do período de observação.

D - Número total de calhaus de cada área amostra.

* - As datas de observação estão referidas nos quadros C a CXXXII.

QUADRO CXLIII - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 2 m em Chão Rosso.

Locais amostra	Período de medição*														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	A	B	C	D
Chão Rosso 1		2	8	7	5	6	2	3	2	2	3		3	2	45
Chão Rosso 2				1	1	1		1		1	2		13		20
Chão Rosso 3			1		1	3	1	3		1	2		8		20
Chão Rosso 4						1				1	1		2	1	6
Chão Rosso 5						1	1	1	1	1	2		4	1	12
Chão Rosso 6						2	1	2	4	5	5		12	4	35
Chão Rosso 7								1	2	1	3		13	2	22
Chão Rosso 8						2	4	1	3	2			5	1	18
Chão Rosso 9						1	1			2			6	1	11
Chão Rosso 10								3	2		1		4	2	12
Total	0	2	9	8	7	17	10	15	14	16	19	0	70	14	201

A - Número de calhaus que não se movimentaram.

B - Número de calhaus que se movimentaram mas não atingiram 2 m.

C - Número de calhaus que atingiram o talvegue antes do final do período de observação.

D - Número total de calhaus de cada área amostra.

* - As datas de observação estão referidas nos quadros C a CXXXII.

QUADRO CXLIV - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 3 m em Chão Rosso.

Locais amostra	Período de medição*														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	A	B	C	D
Chão Rosso 1		1	3	6	1	5	5		1	3	3		9	8	45
Chão Rosso 2						2	1				2		15		20
Chão Rosso 3						1	2	2		2	1		10	2	20
Chão Rosso 4													4	2	6
Chão Rosso 5							1				2		7	2	12
Chão Rosso 6							1		1	2	7		20	4	35
Chão Rosso 7										1	1		17	3	22
Chão Rosso 8										2	1		10	5	18
Chão Rosso 9										1			8	2	11
Chão Rosso 10											2		8	2	12
Total	0	1	3	6	1	8	10	2	2	11	19	0	108	30	201

A - Número de calhaus que não se movimentaram.

B - Número de calhaus que se movimentaram mas não atingiram 3 m.

C - Número de calhaus que atingiram o talvegue antes do final do período de observação.

D - Número total de calhaus de cada área amostra.

* - As datas de observação estão referidas nos quadros C a CXXXII.

62,2% dos calhaus atinge esta distância antes dos 241 dias, enquanto que no local nº 7 os primeiros calhaus que conseguiram ultrapassar um metro só o fizeram com um tempo superior a 291 dias.

Para a distância de 2 metros, que na área situada na bacia hidrográfica do rio Ovelha somente uma percentagem muito pequena conseguia ultrapassar, 65,2% da amostra inicial na ribeira de Chão Rosso, atinge e ultrapassa esta distância. Mais uma vez se nota que o tempo necessário para percorrer esta distância é muito variável. Assim, constata-se que alguns calhaus atingiram esta distância em menos de 152 dias como acontece no local nº 1, enquanto que nos outros locais precisaram de um período superior (Quadro CXLIII). Também se nota que existe uma forte variação entre os locais já que, em alguns, o tempo necessário para que um calhau atingisse 2 metros foi inferior a 152 dias, enquanto que noutros locais, como, por exemplo, nos números 7 e 10 foram necessários pelo menos 470 dias para que um calhau ultrapassasse esta distância.

Mais de 50% dos calhaus não atingiram os três metros (Quadro CXLIV). O tempo necessário para que algum calhau atinja esta distância é muito variável, concentrando-se fundamentalmente a partir dos 746 dias.

Pode-se então concluir que na área da ribeira de Chão Rosso as escombreiras apresentam uma mobilidade muito superior às que se situam na bacia hidrográfica da rio Ovelha (Quadros CXLV e CXLVI). Constatou-se, igualmente, que o ritmo de evolução locacional dos calhaus era muito diferente, variando de local para local dentro da mesma área. Com efeito, alguns apresentam um ritmo de evolução muito rápido, enquanto que outros apresentam ritmos de evolução mais lentos (Quadros CXLVII a CLXIX - Anexo). Este facto acontece não só entre as duas áreas em análise, mas também entre os diferentes locais da mesma área e dentro de um mesmo local (Quadros CLXX a CXCII - Anexo). Há calhaus que apresentam ritmos de evolução mais ou menos idênticos ao longo de todo o período de análise

enquanto que outros tem períodos de avanço lento, ou mesmo sem qualquer eslocação, contrastando com outros de avanço relativamente rápido.

QUADRO CXLV - Distância média diária percorrida pelos calhaus em Chão Rosso entre 88/10/22 a 91/12/21.

Locais amostra	Nº de calhaus		Calhaus mov.		Distancia média diária
	Inicial	Final	VA	%	
Chão Rosso 1	45	15	45	100	0,234
Chão Rosso 2	20	17	20	100	0,141
Chão Rosso 3	20	11	20	100	0,123
Chão Rosso 4	6	4	6	100	0,151
Chão Rosso 5	12	9	12	100	0,183
Chão Rosso 6	35	30	35	100	0,189
Chão Rosso 7	22	19	22	100	0,141
Chão Rosso 8	18	12	18	100	0,195
Chão Rosso 9	11	9	11	100	0,159
Chão Rosso 10	12	9	12	100	0,220
Total	201	135	201	100	

QUADRO CXLVI - Distância média diária percorrida pelos calhaus em Covelo do Monte entre 88/10/22 a 91/ 12/21.

Locais amostra	Nº de calhaus		Calhaus mov.		Distancia média diária
	Inicial	Final	VA	%	
Covelo do Monte1	30	30	19	63,3	0,033
Covelo do Monte 2	22	22	17	77,3	0,047
Covelo do Monte 3	15	15	13	86,7	0,040
Covelo do Monte 4	18	18	17	94,4	0,053
Covelo do Monte 5	8	8	3	37,5	0,003
Covelo do Monte 6	22	22	7	31,8	0,016
Covelo do Monte 7	15	15	6	40,0	0,013
Covelo do Monte 8	7	7	3	42,9	0,011
Covelo do Monte 9	9	9	5	55,6	0,013
Covelo do Monte 10	6	6	5	83,3	0,046
Covelo do Monte 11	9	9	8	88,9	0,092
Covelo do Monte 12	5	5	4	80,0	0,078
Covelo do Monte 13	23	23	4	17,4	0,014
Total	180	180	103	57,2	

2. 3 - Os principais factores intervenientes na dinâmica das escombreiras da Serra do Marão

A gravidade é o principal agente de deslocação dos blocos e dos calhaus que compõem as escombreiras. A sua acção é tanto mais eficaz quanto o declive das vertentes é maior. O peso dos blocos é, portanto, fundamental e os mais pesados têm a possibilidade de se deslocarem mais rapidamente. No entanto, outros factores poderão influenciar neste processo, como por exemplo a forma dos calhaus e mesmo a sua rugosidade. Aqueles que apresentam uma forma mais regular, com superfícies mais lisas, são mais favoráveis à movimentação. Na verdade, é o deslizamento individual dos calhaus que predomina.

No entanto, apesar da forma ter influência na movimentação ela não é a única, e pode até nem ser a mais importante.

Os fenómenos de gelo/degelo e a formação de "*pipkrakes*" são, sem dúvida, processos eficazes na movimentação dos calhaus nalgumas escombreiras da serra do Marão. A eficácia deste processo está dependente de diversos factores. Assim, o declive do local é um elemento fundamental, já que quanto mais forte se apresentar maior facilidade existe na deslocação dos componentes da escombreira. Também a dimensão dos "*pipkrakes*" pode influenciar essa eficácia. Com efeito, quanto maior for a dimensão destes, maior será a deslocação das calhaus que levantou. A influência deste factor está condicionada pela dimensão dos componentes da escombreira, e da situação geográfica do local (altitude, exposição, declive), responsável pela humidade e comportamento das temperaturas e precipitações. Estes factores têm uma interferência directa na dimensão dos "*pipkrakes*" e, como tal, na dinâmica da escombreira.

A dimensão dos calhaus tem também a sua importância já que haverá maior dificuldade em levantar aqueles que apresentem grandes dimensões, apesar de, por vezes, o conseguir como tivemos a oportunidade de referir (p. 319).

A importância deste processo de movimentação não é a mesma para todas as escombreiras da serra do Marão. Assim, parece fundamental para as que se situam no vale da ribeira de Chão Rosso, pois, para além de ser um local muito frio onde os pipkrakes apresentam dimensões frequentemente superiores a 5 cm, a dimensão dos gelifractos não é muito grande, pelo que são facilmente levantados e mobilizados. No entanto, já não é um processo tão eficaz noutras escombreiras principalmente naquelas em que predominam os blocos e os calhaus de grande dimensão e se encontram em locais onde os "*pipkrakes*" não têm possibilidades de se desenvolver, apesar do fenómeno de formação de gelo e degelo poder provocar pequenos "deslizamentos" em alguns blocos que apresentem maior instabilidade, como é o caso das escombreiras estudadas em Covelo do Monte.

A escorrência pode também considerar-se um factor que interfere na dinâmica evolutiva de uma escombreira. Todavia, aqui, ganha mais importância o escoamento subsuperficial. A escorrência difusa, tal como a laminar são caracterizadas pela sua capacidade selectiva, na medida em que é responsável pela mobilização das partículas de menor dimensão, à superfície. Esta erosão selectiva não se manifesta apenas na parte mais superficial das escombreiras já que a água pode, também, escoar-se pelo seu interior. Deste modo, esta água é um potencial factor de instabilidade já que ao arrastar as partículas de menores dimensões, quer em suspensão quer em dissolução, vai libertando os blocos de maiores dimensões, que perdendo parte o apoio têm tendência a deslocar-se.

Em várias escombreiras, devido às irregularidades que existem nas vertentes, é possível uma certa concentração da água de escorrência possuindo esta,

pela sua torrencialidade, uma acção eficaz na deslocação dos diversos componentes das escombreiras (foto 76). Neste caso, pode haver uma deslocação conjunta de diversos elementos que atinja, por vezes, alguns metros. Nalguns casos, acontece que a ravina, que se encontrava "fossilizada", fica totalmente limpa dos calhaus soltos, independentemente da sua dimensão. É, assim, um processo muito activo pois, para além de ter capacidade de mobilizar calhaus de diferentes tamanhos, vai provocar a instabilidade de outros por falta de apoio e permitir uma aceleração de alguns dos outros processos.

Também os cursos de água, permanentes ou não, podem exercer a sua influência na dinâmica evolutiva destas formas. Podem-se dar alguns exemplos que ajudarão a compreender essa dinâmica. Assim, na ribeira de Chão Rosso e na ribeira de Sanguinhedo, as escombreiras atingem o talvegue do curso de água. Deste modo, o rio funciona como um meio de evacuação directa dos materiais que, no seu movimento de descida, chegam aí. A principal implicação é a destabilização contínua das escombreiras já que o curso de água ao arrastar os materiais da base da vertente vai possibilitar a descida de outros sejam quais forem os processos responsáveis pela sua movimentação.

2.4 - Esboço de síntese

Apresentámos os principais processos morfogenéticos que possibilitam a evolução das cascalheiras na actualidade. A velocidade de evolução não é igual para todas elas dependendo de factores litológico-estruturais, da localização, da maior ou menor intensidade dos processos que actuam e, mesmo, da

interrelação que existe entre eles. Este último aspecto é de importância capital para a compreensão da dinâmica pois os processos morfogenéticos não agem isoladamente. Por exemplo, após alguns dias de formação de gelo e do consequente degelo, os componentes da escombreira encontram-se mais soltos, porque sofreram movimentações e como tal estão mais susceptíveis à actuação da escorrência e mesmo à acção da gravidade. Deste modo, se se verificar precipitação imediatamente a seguir a um período suficientemente frio em que se tenha verificado a formação de "*pipkrakes*", a escorrência tem a sua acção facilitada para deslocar os elementos de diferentes tamanhos, com especial incidência para os de pequena dimensão (areias, argilas...). Naturalmente que, se antes de um período frio se tiverem verificado alguns dias de precipitação, a quantidade de água no solo é maior, o que permite um maior desenvolvimento dos "*pipkrakes*" e, portanto, uma acção mais eficaz destes no processo de evolução. Os processos estão interligados e a sua intervenção não se pode compreender doutra maneira.

Para além destes processos morfogenéticos relacionados com a actuação dos elementos naturais, existem outros que podem contribuir para a instabilidade destas formas e para uma dinâmica evolutiva mais acelerada.

Os animais, quer os selvagens, quer aqueles que são criados pelo homem, podem ser um factor importante no processo de instabilidade de evolução das escombreiras. Ao deslocarem-se sobre elas provocam a movimentação de um ou vários calhaus e deixam outros susceptíveis de serem movimentados posteriormente por outro tipo de processos. Tivemos a oportunidade de oservar este facto quer nas escombreiras de Chão Rosso, quer nas de Covelo do Monte. Assim, os animais, podem ser um factor muito importante na evolução actual, das escombreiras, tal como o foram, seguramente, no passado.

O próprio homem pode contribuir directamente para a instabilidade destas formas. Tivemos a oportunidade de observar que, na abertura de um caminho

rural que liga Teixeira a Mafomedes, se cortou uma escombreira sensivelmente a meio (foto 39). Não existiu a preocupação de construir qualquer muro de protecção nesse local. Assim, o homem destabilizou uma vertente que nesse local se encontraria num certo equilíbrio dinâmico. A instabilidade vai certamente ter implicações a curto e a médio prazo. Assim, começa a verificar-se já a deslocação e queda de alguns blocos da barreira artificial que o homem criou, pois os que lhe serviam de apoio foram retirados. Pode então originar-se um movimento colectivo dos blocos.



Foto - 76 - Pormenor da escombreira da Ribeira de Chão Rosso, onde são vísiveis sinais da acção de escorrência nos locais onde esta se concentra (Março , 1989).

3 - Dinâmica das barreiras e dos taludes

O homem, como já nos referimos diversas vezes, ao construir infra-estruturas necessárias ao seu modo de vida actual, influi na dinâmica natural das vertentes modificando-a, por vezes, de forma violenta. Daí a necessidade, cada vez mais premente, de estudos de impacto ambiental, para empreendimentos de grande envergadura.

A construção de estradas e caminhos rurais são das acções que mais interferem na dinâmica de uma vertente, pelo corte que é necessário fazer o que leva ao aparecimento de barreiras e taludes artificiais. A sua posterior evolução mostra-se complexa, como F. REBELO (1981) demonstrou para o caso da rua de Aveiro, em Coimbra. Depende de vários factores, nomeadamente do material que as constitui, da estrutura que lhe está subjacente, de problemas de ordem climática local e regional e, mesmo, da sua dimensão e declive.

Atendendo a que a litologia e a estrutura influem de modo particular na evolução destas formas, começamos por diferenciar as que se situam em xisto das que se encontram em granito.

No que se refere a estas últimas, merecem particular atenção aquelas em que o granito apresenta um perfil de meteorização, bem desenvolvido, pois mostram-se mais susceptíveis à acção erosiva.

São fundamentalmente três os processos morfogenéticos responsáveis pela sua evolução: uma vez mais o efeito dos "*pipkrakes*", o impacto das gotas da chuva e a água de escorrência.

A capacidade erosiva dos "*pipkrakes*" sobre as barreiras é de facto muito grande, como tivemos oportunidade de observar várias vezes durante o trabalho de campo (foto 77). Numa barreira perfeitamente vertical, os "*pipkrakes*" formam-se perpendicularmente, ou seja quase na horizontal. Quando se inicia o degelo, os "*pipkrakes*" caem (67) arrastando consigo todo o material que haviam levantado.

No sentido de se avaliar a quantidade de material que os "*pipkrakes*" podem levantar e mobilizar nas barreiras foram recolhidas algumas amostras em dias em que este fenómeno se verificou tendo sido definida uma área de 400 cm2,na qual se recolhia o material que o gelo tinha levantado. Nos locais onde o material se mostrava mais heterogéneo foram recolhidas mais do que uma amostra no mesmo dia.

A conclusão fundamental a retirar da análise dos resultados (Quadro CXCIII) é a grande quantidade de material que pode ser mobilizada por este processo, quer em áreas de xisto, quer em áreas de granito. Nestas últimas, a quantidade de material levantado mantém-se relativamente constante nas diversas medições, assim como de um local para outro.

---

(67)- Tivemos a oportunidade de observar este facto, numa barreira localizada na serra da Aboboreira. Quando se iniciava o degelo, os "*pipkrakes*" como que se *descolavam* da barreira e calam, arrastando outros consigo. O degelo leva à perda do apoio basal e o gelo não chega a derreter completamente na barreira, pelo que só depois de cair se verifica o degelo total. Deste modo, arrasta consigo todo o material levantado.

QUADRO CXCIII - Quantidade de material levantado em algumas barreiras pelos "pipkrakes"

Data de observação	Locais de observação	Material levantado pelos pipkrakes (Kg/m2)
911213	Alto de Espinho 1	5,6
911213	Chão Rosso 1	3,1
911213	Chão Rosso 2	6,2
911230	Alto de Espinho 2	9,1
911230	Alto de Espinho 3	6,8
911230	Chão Rosso 3	2,3
911230	Chão Rosso 4	5,5
911230	Chão Rosso 5	4, 5
911230	Boavista 1	4,0
920202	Alto de Espinho 4	4,9
920202	Alto de Espinho 5	4,2
920202	Chão Rosso 6	6,5
920202	Chão Rosso 7	2,6
920202	Chão Rosso 8	7,6
911213	Baião 1	3,6
911213	Muas 1	3,3
911230	Baião 2	4,0
911230	Muas 2	3,8
920202	Baião 3	3,9
920202	Muas 3	3,6

O material recolhido foi pesado e através de um índice determinou-se a quantidade de material que os *pipkrakes* podem levantar num dia por m2. Os valores obtidos para as barreiras em granito meteorizado variam entre os 3,3 Kg/m2 (Muas) e os 4,0 Kg/m2 (Baião), o que demonstra uma certa constância na quantidade de material mobilizado .

No que se refere às áreas de xisto nota-se uma maior variabilidade nos resultados, quer entre os diversos locais, quer no mesmo local. Assim, a quantidade de material levantado pelos "*pipkrakes*" pode variar entre 2,3 Kg/m2 (Chão Rosso 3) e 9,1 Kg/m2 (Alto Espinho 2). No próprio local, verifica-se uma



Foto 77 - Efeitos da acção dos pipkrakes numa barreira de granito - Baião (Janeiro, 1990

variabilidade de resultados de uma medição a outra como a análise do quadro demonstra.

Este facto está dependente, naturalmente, das características do material disponível para ser levantado por este processo. Nas áreas de xistos este material é muito heterométrico o que explica a variabilidade dos resultados ao contrário do granito onde o material se apresenta mais homométrico.

O impacto das águas de chuva nas barreiras de granito meteorizado pode também exercer a sua acção. De facto, enquanto numa vertente o "*splash*" apenas movimenta algumas partículas do solo, a partícula que é levantada na barreira pode cair directamente ao "chão", pelo que o seu movimento pode não se restringir somente a alguns centímetros. Esta particularidade depende

fundamentalmente de dois factores: da força do impacto da gota da chuva e do declive da barreira.

O efeito da escorrência também se faz sentir, arrastando consigo as partículas que se encontrem mais ou menos soltas. Muitas vezes, a sua eficácia erosiva depende da actuação dos anteriormente descritos, já que disponibilizam as partículas que serão arrastadas por este processo. Em algumas delas podem mesmo originar-se pequenas ravinas, principalmente quando as barreiras possuem uma altura razoável, por exemplo acima dos 5 metros.

Todos estes processos que se passam nas barreiras, onde o material se manteve "*in situ*", também acontece nos taludes, com a agravante de que os processos possam aumentar a sua acção erosiva já que se trata de material removido. De facto, a escorrência difusa pode passar rapidamente a concentrada e originar ravinas que aprofundam e evoluem a uma velocidade muito grande que nalguns casos chegam a afectar a própria estrutura (foto 63).

Quando a vegetação, líquenes, plantas herbáceas e arbustivas, começa a colonizar as barreiras, os processos erosivos perdem intensidade e verifica-se uma certa estabilização na evolução da barreira. Tem, no entanto, de afirmar-se que o avanço da vegetação pode ser um processo extremamente lento devido à violência dos processos erosivos intervenientes pelo que é necessária a intervenção do homem para que a colonização se faça mais rapidamente. Só deste modo será possível controlar a erosão que, doutro modo, poderá manter a sua acção perniciosa durante anos. Mesmo quando algumas barreiras já se encontram colonizadas, pode acontecer algum fenómeno que destrua a vegetação podendo reiniciar-se novamente uma erosão acelerada. Por exemplo, se a barreira se encontra apenas invadida por "líquenes", pode acontecer que uma geada mais forte, provocando a formação de "*pipkrakes*" levante toda essa parte superficial e limpe a

barreira sujeitando-a novamente a uma dinâmica mais acelerada dos processos morfogenéticos.

Quando as barreiras apresentam o granito não meteorizado, o processo dominante será a intensificação da alteração da rocha "*in situ*", facto extremamente lento e de difícil acompanhamento. Mas se elas se encontram a altitudes elevadas (superior a 700 metros), como acontece na IP4, pode ocorrer a queda de blocos explicada pela formação de gelo e consequente degelo.

No que se refere às barreiras de xisto, que se podem desenvolver em rochas "*in situ*" , em depósitos de vertente ou, mesmo, em escombreiras, é necessário ter em atenção a altitude a que se encontram pois os processos dominantes podem estar relacionados com esse facto.

Assim, quando as barreiras se relacionam com a rocha "*in situ*" e se encontram a altitudes elevadas (superiores a 700 m) o processo dominante é, sem dúvida, a queda de blocos provocada pela acção gelo/degelo. Este facto é deveras evidente quando observamos as barreiras do IP4 entre a Pousada e Boavista, ou, então, a estrada que liga Alto Velão a Campanhó. Quando o referido fenómeno do gelo/degelo se atenua, a evolução destas barreiras é praticamente imperceptível.

Quando passamos a analisar as que se relacionam com material de depósito de vertente, a sua evolução é muito mais complexa e está dependente da inter-relação de vários processos. É, no entanto, imprescindível fazer a distinção em função da altitude já que os processos dominantes que influem na evolução das barreiras vão ser diferentes.

Para as altitudes superiores a 700 metros, os processos que aí actuam são basicamente os mesmos que descrevemos para as barreiras de granito. Assim, os "*pipkrakes*", o "*splash*" e a escorrência são os processos mais importantes na evolução das barreiras.

Podemos apresentar dois modelos evolutivos destas barreiras. O primeiro (fig. 102-I) verifica-se quando existe um solo a fossilizar o depósito estratificado de vertente, que se caracteriza pela existência do horizonte A muito espesso e rico em matéria orgânica. Por baixo desse solo situa-se o depósito de vertente que fossiliza a rocha "*in situ*". Pelas suas características é no depósito de vertente que a erosão, principalmente a que se relaciona com acção do gelo, actua com maior acuidade, fazendo evoluir rapidamente esta parte da barreira e colmatando a parte inferior da mesma, devido aos materiais mobilizados da parte superior do depósito e aí acumulados. Devido à maior velocidade de erosão na parte correspondente ao depósito, a parte do solo vai ficando saliente, porque não é tão susceptível à acção dos "*pipkrakes*". Quando a parte que fica sem apoio é demasiado grande tornando-se demasiado pesada para continuar a sustentar-se, quebra por um ponto de maior fragilidade, sendo arrastada ao longo do perfil da barreira. Todo o material que se vai depositando na base da barreira pode sofrer transporte pela água de escorrência, muitas vezes já concentrada pelas próprias "*valetas*" da estrada que, assim, contribuirá para novos desequilíbrios de modo que a dinâmica evolutiva da barreira continua a verificar-se.

As medições que efectuámos numa barreira na estrada que liga Alto Espinho à Senhora da Serra vem confirmar este modelo (quadro CXCIV). A parte que evoluiu com maior rapidez foi a do depósito de vertente (fig. 102-b). Todos os pontos correspondentes a esta parte da barreira tiveram um recuo que se cifrou entre 1,8 cm e 9,4 cm. O único sítio onde se verificou acumulação de material situa-se na parte da barreira que recebe os materiais que se vão desprendendo do depósito de vertente. É, ainda, importante salientar que a evolução não se relaciona com a quantidade de precipitação e que o período em que a evolução foi mais rápida corresponde aos meses em que as condições climáticas permitem a formação de

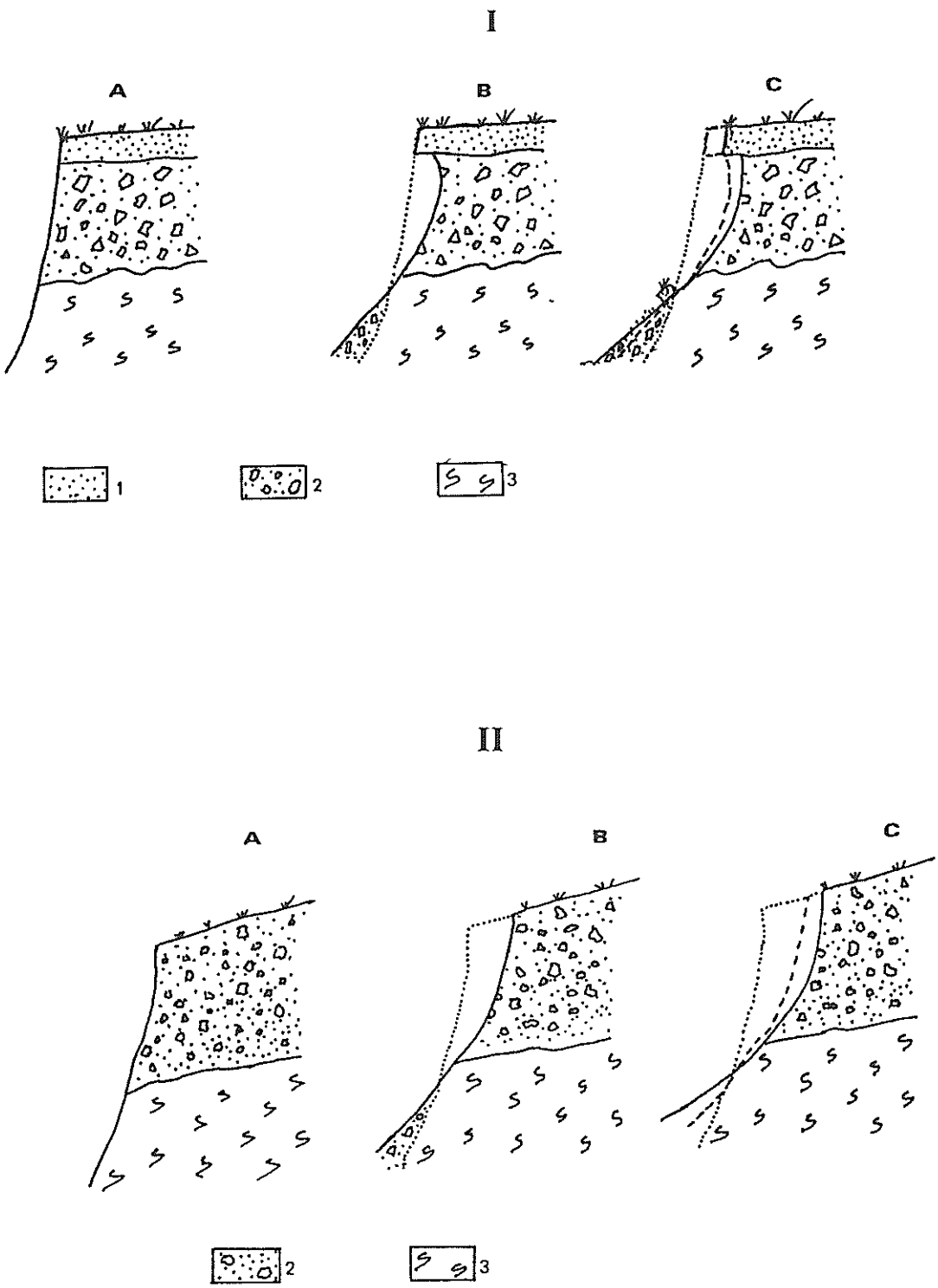


Fig. 102 - Modelo de evolução das barreiras.

1 - Solo; 2 - Depósito de vertente; 3 - Xisto

QUADRO CXCIV - Evolução do perfil da barreira do Alto Espinho entre Novembro de 1991 e Julho de 1992, em centímetros.

Data de	Número da barra metálica		
medição	1	2	3
911103	0,1	0,2	0,1
911109	-0,4	-0,2	0
911114	-0,1	0	0,1
911126	0,2	0,2	0,1
911201	-0,5	0,2	0,1
911206	-0,1	0	0,1
911213	0,7	0,2	-1,0
911223	0	0,1	0,3
911230	-0,2	-0,1	0,3
920110	*	*	*
920121	*	*	*
920208	0,3	2,6	1,1
920224	-2,7	3,6	-6,0
920309	3,5	0,4	6,1
920405	0,7	0,3	-0,2
920421	1,0	0	0,1
920502	0,6	0,1	-0,1
920513	0,1	0,5	-0,1
920525	0,5	0	0,2
920705	0,4	1,1	0,6
Total	4,1	9,4	1,8

Nota: Os valores negativos indicam erosão, os positivos traduzem acumulação enquanto que o zero indica estabilidade.

* Não foi possível realizar medições em virtude da permanência de neve.

"*pipkrakes*" e que, como já demonstrámos, podem levantar e mobilizar grandes quantidades de material de diversas dimensões.

O outro modelo evolutivo verifica-se quando não existe solo na parte superior da vertente (fig. 102-II). Deste modo, é o depósito que se encontra á superfície. Neste caso verifica-se um recuo mais ou menos paralelo da parte superior da barreira e uma acumulação na parte inferior da vertente dos materiais que se libertam da parte superior. O perfil da barreira tende para uma forma côncava. No entanto, quando os materiais que se encontram na base são transportados pela água de escorrência, pode também verificar-se um recuo da parte do perfil onde se

verifica a acumulação dos materiais, acelerando-se novamente a dinâmica erosiva, apesar do perfil continuar a manter-se côncavo.

As medições que efectuamos numa barreira, deste tipo, nas cabeceiras da ribeira de Chão Rosso confirmam este modelo (quadro CXCV).

QUADRO CXCV- Evolução da barreira de Chão Rosso entre Novembro de 1991 a Julho de 1992, em centímetros.

Data de	Número da estaca				
medição	1	2	3	4	5
911103	0,1	-0,1	0	-0,5	-0,8
911109	0,1	-0,5	-0,3	-0,2	-0,4
911114	0,1	0,3	0	0	-0,2
911126	0,1	0,3	-0,1	0	-0,1
911201	0,3	0,5	0,3	0,8	1,3
911206	0,1	0	0,1	0	-0,1
911213	0,6	0	-0,2	0	0
911223	-2,0	-2,1	-2,1	-2,2	-2,0
911230	-1,2	-1,2	-1,0	-1,2	-0,5
920110	*	*	*	*	*
920121	*	*	*	*	*
920208	8,6	9,6	10,1	10,1	9,6
920224	10,6	2,2	10,6	1,3	-0,5
920309	0,4	-0,8	0,5	-0,5	0,5
920405	0,8	1,9	2,6	0,5	0,4
920421	0,1	7,3	7,5	0,6	0
920502	1,0	0,2	0	-0,4	1,3
920513	0,1	0,2	-0,6	0,1	-0,9
920525	0	0	0	0	0,2
920705	0	0,4	-1,0	0,1	0,3
Total	20,6	18,2	26,4	8,3	8,1

Nota: Os valores negativos indicam erosão, os positivos traduzem acumulação enquanto que o zero indica estabilidade

* Não foi possível realizar medições em virtude da permanência de neve

Assim, constatámos um recuo ao longo de todo perfil da barreira sendo de salientar aquele que se verificou na parte superior onde se atingiram valores na ordem dos 26,4 cm (fig. 103). Nos locais onde se verificou acumulação de

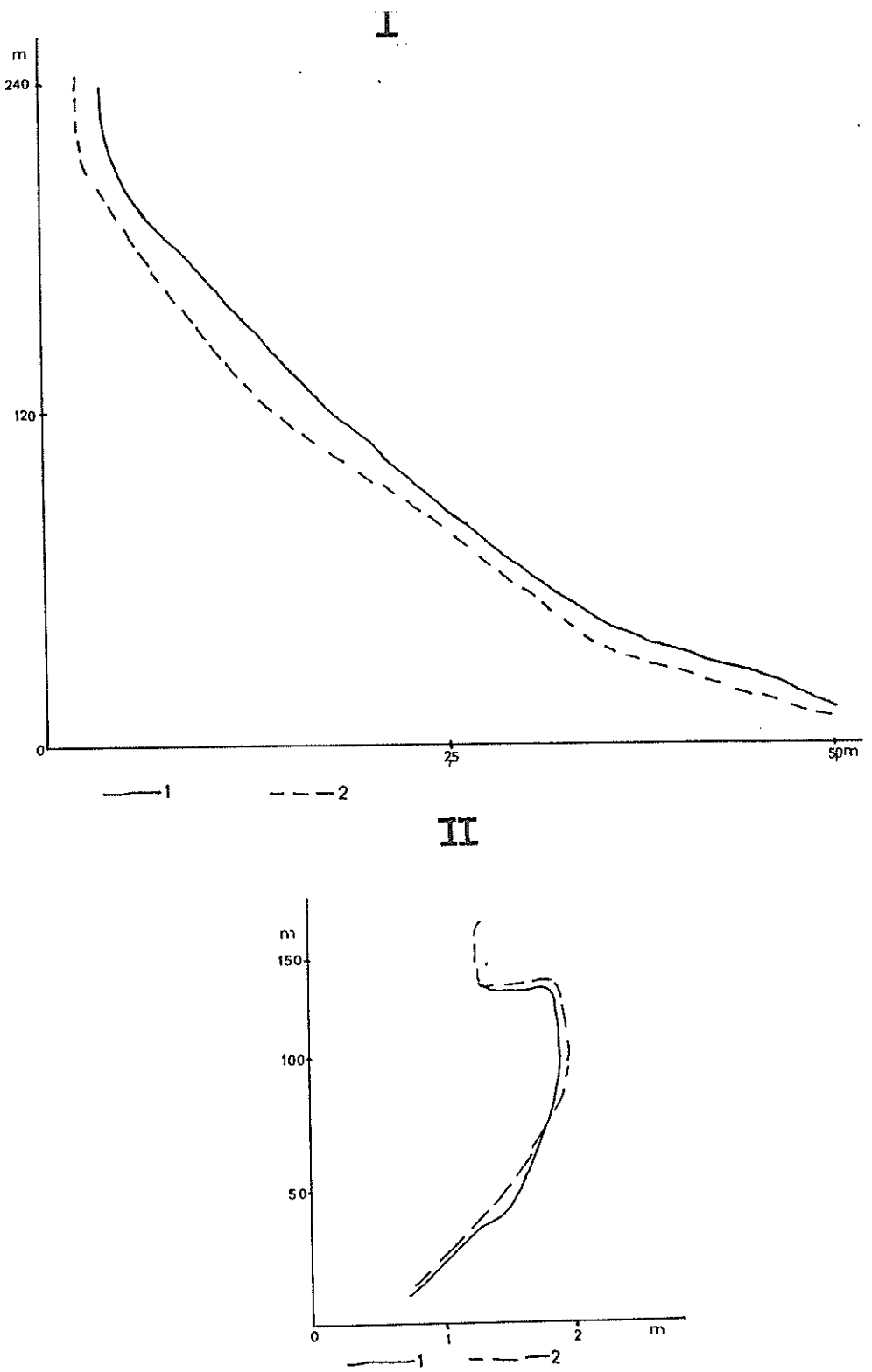


Fig. 103 - Evolução das barreiras do Alto Espinho e de Chão Rosso
1 - Perfil em 91/10/24; 2 - Perfil em 20/07/05; I - Chão Rosso; II - Alto Espinho.

materiais, o recuo foi menor (8,3 e 8,1 cm). A sua evolução está muito dependente da acção do gelo, mas aqui a água de escorrência desenvolve também uma acção eficaz já que não existe o solo superior que protege os materiais que lhe são imediatamente inferiores.

Quando as barreiras se encontram abaixo dos 700 metros, os processos dominantes serão o "*splash*" e a escorrência. No entanto, quando se verificarem temperaturas muito baixas, pode também ocorrer a formação de "*pipkrakes*" e notar-se a sua influência na evolução das barreiras. A influência deste processo é menos importante do que quando a barreira se localiza a altitudes elevadas.

4 - Esboço de síntese

A análise que efectuamos nesta última parte do trabalho teve como objectivo demonstrar que a evolução das formas de relevo, sejam o resultado dos factores naturais sejam da própria intervenção do homem, deve-se à actuação conjunta de vários processos, cuja maior ou menor importância depende de factores que tem de ser analisados a várias escalas, sem nunca esquecer os de ordem local.

O estudo das barreiras, que resultam da construção de infra-estruturas que o homem tem necessidade de construir, demonstrou que a sua evolução depende de diversos processos morfogenéticos que procuramos analisar, cuja maior ou menor acção depende da localização geográfica. Assim, naquelas que se situam a uma altitude superior a 700 metros, os processos fudamentis para a evolução das barreiras é a acção de gelo, que incrementa a queda dos blocos, já que

contribui para a fragmentação das rochas. Também o levantamento superficial que se verifica pela acção dos pipkrakes é fundamental para compreender a evolução destas formas criadas pelo homem.

Os taludes naturais apesar de também sofrem a acção do gelo, mas atendendo que correspondem a material previamente mobilizado é a acção de escorrência que maior influência possui na sua dinâmica levando, por vezes, ao aparecimento de ravinas, que podem afectar a própria infra-estrutura, como oportunamente referimos.

CONCLUSÃO

A análise realizada procura contribuir para a compreensão da evolução geomorfológica da serra do Marão na sua totalidade, aí incluindo a actuação dos processos morfogenéticos actuais (fig. 104).

Assim, importa reter a importância da tectónica no levantamento da serra do Marão. Naturalmente que a orogenia hercínica foi a principal responsável pelo dobramento dos materiais do Ordovícico e do Silúrico, assim como pelo seu levantamento do fundo do oceano onde se tinha verificado a sua deposição. Foi durante esta orogenia que se verificou a intrusão das diversas rochas granitóides que se encontram na periferia da serra.

Foram ainda estes movimentos orogénicos que levaram ao aparecimento de muitas fracturas e falhas que ainda hoje têm reflexos na morfologia da área.

Apesar da importância que os movimentos hercínicos tiveram nesta área, sem dúvida que as actuais formas de relevo relacionam-se com a actuação da orogenia alpina. Esta terá tido uma acção fundamentalmente epirogénica, que contribuiu para o soerguimento desta serra em conjunto com a do Alvão. De facto, o conjunto montanhoso Marão-Alvão funciona como um horst, quer relativamente ao conjunto das depressões tectónicas onde se instalou o rio Corgo quer, ainda, relativamente ao *graben* do Tâmega.

Tivemos a oportunidade de verificar, através da análise das superfícies de aplanamento, a influência que a tectónica teve no escalonamento de alguns níveis. Naturalmente que foram os movimentos alpinos os responsáveis pela

movimentação, não sendo de excluir em alguns casos a existência de neotectónica, principalmente em áreas próximas da fractura tardi-hercínica Orense-Bacia da Lousã, considerada activa (J. CABRAL, A. RIBEIRO, 1989)

Na verdade a acção desta orogenia ainda não deixou de se fazer sentir, pelo que a neotectónica continua a actuar sobre as actuais formas de relevo (A. RIBEIRO, 1984; F. REBELO, A. PEDROSA, 1989a)

A influência da tectónica está bem marcada na rede hidrográfica. De facto, esta reflecte três direcções fundamentais, nitidamente condicionadas pela tectónica. A direcção NW-SE, que poderá reflectir antigas fracturas hercínicas, tem expressão significativa em toda a área de estudo, com particular realce na parte SW da mesma, onde predominam rochas granitóides. A direcção NNE-SSW tradicionalmente considerada tardi-hercínica, na parte mais oriental da área de estudo, junto à fractura Orense-Bacia da Lousã. Pensamos que a orientação dos cursos de água segundo esta direcção reflecte, por vezes, a actuação da neotectónica. Uma outra direcção (NE-SW) perpendicular à primeira poderá ser já o reflexo da orogenia alpina; esta direcção alinha cursos de água em toda a área da Serra do Marão, sendo de salientar o rio Tâmega, e ainda os troços finais dos rios Ovelha e Olo.

A litologia é um outro factor importante para explicar algumas formas de relevo que se encontram na Serra do Marão.

Assim as rochas granitóides são responsáveis pelo elevado número de alvéolos que aí se desenvolvem. Independentemente da sua forma, do seu tamanho e da altitude a que se encontram, estas formas estão indubitavelmente ligadas às diferentes rochas granitóides devidamente referenciadas. Apesar destas rochas justificarem a sua génese (A. GODARD, 1977), tivemos a oportunidade de demonstrar que eles encontram-se relacionados com a existência de fracturas que por um lado facilitaram a meteorização da rocha, que se derá ter verificado fundamentalmente no final do Terciário (A. B. FERREIRA, 1978; A. R. CORDEIRO, 1992b) e, por outro, permitiram o encaixe dos rios e o alargamento dos vales.

Nalguns alvéolos o estrangulamento que o rio sofre à saída da depressão é devido a uma mudança nas características do granito, que dificultaram a meteorização do mesmo e criaram dificuldades ao encaixe. Este facto, terá também contribuido para o alargamento do vale a montante. Pode citar-se como exemplo a depressão da Várzea e de Aboadela. Noutro caso, parece ter sido o levantamento de um pequeno bloco numa fase posterior à instalação do curso de água o que contribuiu para o encaixe do vale no bloco que se ia levantando e para o alargamento a montante deste. Está neste caso o alvéolo de Gôve. Noutros casos, como por exemplo os alvéolos de Ovil, Rio de Galinhas e Padronelo, o estrangulamento não parece resultar de qualquer diferença litológica, pelo que o alargamento do vale deve relacionar-se com a fracturação da rocha que terá facilitado a meteorização do granito e permitido o alargamento do vale.

Estas rochas são ainda responsáveis pela grande quantidade de *tors* que se encontram na área de Baião, mais concretamente na serra da Aboboreira e, ainda, na parte mais oriental da área de estudo nos limites com a serra do Alvão. Também em Vilar de Viandro (Mondim de Basto) estas formas aparecem sobre os granitos de Paradança. Deste modo, são formas que não se relacionam particularmente com este ou aquele tipo de granito, mas antes antes pelo contrário com o modo como se processa a meteorização destas rochas, geralmente ao longo das diacláses, o que leva a que a parte interior dos blocos que definem seja a última a sofrer a acção deste processo. Quando por qualquer motivo se inicia o processo de exumação dos materiais dos mantos de meteorização ficam em saliência os blocos ou a parte destes que não havia sofrido a acção da meteorização (C. TWIDALE, 1982, 1989; J. ROMANI, 1984).

Na serra da Aboboreira foram também detectadas microformas do tipo vascas e caneluras e que, como tivemos a oportunidade de afirmar, evoluem sob as características do clima actual. A água que se acumula nestas formas pode exercer uma acção físico-química sobre determinados componentes do granito,

nomeadamente sobre as micas e os feldspatos, que pode levar ao desenvolvimento e evolução destas formas.

Os xistos não são responsáveis por nenhuma forma particular nesta área. As depressões que se encontram nestas rochas são de origem tectónica.

A de maior dimensões é a depressão da Campeã e também é a que se localiza a altitudes mais elevadas. Trata-se de uma depressão complexa onde é indesmentível a influência da tectónica na sua génese. Terá funcionado como um pequeno lago cujo fundo foi sendo progressivamente colmatado pela grande quantidade de materiais resultante da erosão das vertentes, tranportados por pequenos cursos de água cujas bacias de recepção se situavam nas vertentes da depressão, ou chegados directamente através de solifluxões mais ou menos generalizadas. Pela análise das características do material aí depositado colocámos a hipótese da colmatação do lago se dever a um grande afluxo de materiais durante o tardiglaciar.

As outras duas depressões - Peso da Régua e Veiga - foram consideradas como pequenas fossas tectónicas, relativamente recentes, relacionadas com a fractura tardi-hercínica Orense-Bacia da Lousã.

Os quartzitos são rochas que pelas suas características de dureza têm normalmente reflexos importantes na morfologia (F. REBELO, 1975). Ao longo do trabalho verificámos que em poucos locais da serra do Marão estas rochas correspondiam ao cimo das vertentes, situando-se, quase sempre a meia encosta, tendo este facto a ver com problemas de ordem tectónica. Naturalmente que, quando encimam as vertentes, contribuem para que estas não se encontrem tão sujeitas à acção dos agentes erosivos, pelo que, regra geral correspondem às maiores altitudes. Apesar de quase todo o afloramento quartzítico se encontrar a meia encosta e, por tal, se encontrar mais sujeito à dinâmica dos processos erosivos, os quartzitos contribuem sempre para que os valores do declive dessas vertentes sejam muito elevados. A tectónica, ao dobrá-los e ao fracturá-los, contribuiu para a vulnerabilidade que actualmente estas rochas apresentam aos diversos processos

morfogenéticos (F. REBELO, 1975, 1984). Só assim se compreende que em muitos locais sejam atravessados por pequenos cursos de água que exploraram fracturas, quer antigas, como acontece no caso do rio Teixeira, quer mais recentes, como acontece com a ribeira de Vila Cova que aproveita uma fractura de direcção NNE-SSW, paralela ao acidente tardi-hercínico.

A actuação dos diferentes processos morfogenéticos no passado só pode ser deduzida através dos vestígios que chegaram até aos nossos dias. Muitos vezes, esses vestígios são escassos até porque aqueles que actuaram num passado mais recente vão mascarando e, por vezes, destruindo os indícios dos que haviam exercido a sua influência numa fase anterior.

Naturalmente que a acção dos processos morfogenéticos se começou a fazer sentir logo que a orogenia hercínica fez emergir as diversas rochas existentes nesta área. Naturalmente que na evolução verificada ao longo dos milhões de anos, que estas rochas se encontram à superfície, muitos foram os processos mofogenéticos que actuaram condicionados pelas evoluções climáticas e mesmo pela actuação dos movimentos tectónicos.

Alguns retalhos aplanados poderão significar vestígios de antigos aplanamentos. Consideramos que o nível dos 700-850 metros corresponderia à superfície fundamental. Esta hipótese prolonga até esta área o nível do planalto transmontano pelo que se poderá atribuir uma idade terciária (A. B. FERREIRA, 1978, 1986; F. REBELO, 1992). Para os níveis culminantes colocamos duas hipóteses para a sua explicação. Assim, ou são vestígios de aplanamentos mais antigos ou então correspondem a deslocações tectónicas da superfície fundamental posteriores à sua formação.

Os níveis inferiores serão certamente do Quaternário. O nível imediatamente inferior à superfície fundamental pode corresponder nalguns locais ao resultado de deslocações tectónicas da mesma mas, o nível inferior indica o posterior encaixe da rede hidrográfica, o qual será relativamente recente.

A existência de alguns tipos de depósitos, nomeadamente os de vertente, também permitiram inferir algo acerca dos processos morfogenéticos responsáveis pela evolução das vertentes nos últimos tempos do Quaternário.

O depósito que considerámos mais antigo foi o da Foz, apesar de não possuirmos qualquer elemento que permitisse fazer uma datação absoluta. Esta hipótese advém do depósito se encontrar a uma altitude de cerca 715 metros nitidamente correlacionado com o nível da superfície fundamental, apresentar uma côr muito vermelha, sinal de que sofreu uma ferruginização importante, e de incluir calhaus de granito muito alterados.

Entre este depósito e os outros que considerámos mais recentes existe um hiato de tempo para o qual não encontrámos vestígios que nos pudessem dar indicações acerca dos processos morfogenéticos responsáveis pela evolução do relevo.

Sabemos que dos depósitos mais recentes o que se apresenta no início da série é anterior a 28 000 BP. É um depósito que se apresenta muito heterométrico e que pelas suas características concluimos que se trataria de um depósito solifluxivo. Por um lado, teriam de existir ciclos de gelo/degelo que permitissem a fracturação da rocha, mas também o clima teria de apresentar características que permitissem o transporte dos materiais através desse processo, que poderia resultar da fusão das neves durante a época mais quente do ano.

Entre os 28440 $\pm$ 490 BP e os 22160 $\pm$ 490 BP o clima deverá ter sofrido um aquecimento que terá permitido a pedogénese. Deverá ter-se verificado a colonização das vertentes pela vegetação levando a que estas chegassem a um equilibrio dinâmico.

Numa fase posterior ter-se-á verificado novamente um pequeno arrefecimento climático que levou à formação de novos depósitos de vertente. Deste modo, parte da vegetação que havia conquistado as vertentes situadas a maiores altitudes poderá ter desaparecido, ficando novamente as rochas expostas à acção do gelo e da crioclastia. Na análise que fizemos do depósito concluimos que os materiais

tinham sido transportados através de solifluxão pelo que era necessário água suficiente para que este processo se desencadeasse.

Segue-se novamente uma fase climática que permite a pedogénese e que se situa por volta dos 21340 ± 350 BP. Deve ter-se verificado o avanço da vegetação para altitudes mais elevadas, colonizando as vertentes e protegendo-as dos processos erosivos.

A fase seguinte corresponde à influência da ultima fase do Würm. Esta fase teve uma importância muito grande na evolução das vertentes na serra do Marão. Da facto, são muitos os depósitos de vertente que se encontram na área da serra do Marão cuja génese se terá verificado nesta altura. O clima deveria caracterizar-se por um frio relativamente seco, que permitisse a gelifracção das rochas (S. DAVEAU, 1973; F. REBELO, 1986; A. R.CORDEIRO, 1986; F. REBELO, A. PEDROSA; 1989b). Naturalmente que a vegetação seria muito escassa e nos locais de altitude elevada não deveria existir, estando a rocha a nú, sujeita aos processos de gelo/degelo. A análise dos depósitos demonstrou que o processo fundamental de transporte dos materiais ao longo das vertentes se fazia por acção do gelo, já que era possível observar a existência de "*coiffes*" (B. VALADAS, 1984). No entanto tivemos oportunidade de referir que não era exclusivo já que a existência de paleo-ravinamentos nalguns depósitos demonstra que existiam condições para o desenvolvimento destas formas. Algumas fácies provam que no transporte dos materiais interveio fundamentalmente a acção da gravidade, pois nem existiam estruturas que justificassem a intervenção do gelo no transporte dos materiais, nem argila suficiente que explicasse o transporte por solifluxão. Deste modo, poderia verificar-se um movimento individual dos gelifractos ao longo das vertente. Outros depósitos, como o que se situa nas proximidades de Freitas (foto 39) demonstram que poderiam existir movimentos do tipo enxurrada de lama e de detritos do tipo *debris flow*, que movimentariam grandes quantidades de material de uma forma rápida.

Após este período würmiano o clima terá evoluído rapidamente para temperaturas mais amenas (A. R. CORDEIRO, 1990) e para quantidades de precipitação maiores pelo que se modificaram os processos morfogenéticos, passando a predominar os relacionados com a escorrência e com a dinâmica fluvial em detrimento dos relaccionados com a acção do gelo. Não possuímos, no entanto, nenhuma prova real que permita confirmar esta afirmação, mas é ideia generalizada que o início do Tardiglaciar se terá verificado pelos 15550 BP, e é caracterizado por uma rápida subida das temperaturas, facto que se deve ter mantido até próximo dos 12 000 BP, seguido de uma nova crise climática pelos 11 000 BP (A. R. CORDEIRO, 1990; Y. GUILLIEN *et al.*. 1978; H. NONN, 1966; M. GARMENDIA, 1989)

Não encontramos vestígios que permitam separar de um modo indubitável os depósitos do Pleniglaciar würmiano do Tardiglaciar. Apenas as características micromorfológicas nos poderão dar algumas indicações acerca dos depósitos que poderão corresponder já ao Tardiglaciar, pois os materiais que neles se encontram não apresentam sinais de terem sido tranportados por acção do gelo, para além de apresentarem uma forte heterometria. O clima nesta altura deveria permitir a fragmentação das rochas por acção do gelo, principalmente em altitudes elevadas, onde a rocha aflorasse à superfície. No entanto, a característica fundamental seria a queda de neve durante um período do ano e, o degelo desta, na altura em que as temperaturas sofressem um aumento, provavelmente acompanhado de chuva. Este facto deveria permitir, por um lado, solifluxões mais ou menos generalizadas que levaram à regularização de grande parte das vertentes da área, aspecto que se manteve até aos nossos dias e, por outro, a ocorrência de deslizamentos de terra tipo escoada de lama de grandes dimensões (*sheet flood*) de que encontramos vestígios nos fundos de alguns vales.

O Tardiglaciar teve uma grande importância na morfologia da Serra, tendo então sido remexido e transportado muito material que havia resultado de processos morfogenéticos anteriores, parte do qual foi levado para fora da região através da dinâmica fluvial e, outra parte ficado na área entulhando fundos de valeiros

e regularizando grande parte das vertentes (F. REBELO, 1975; F. REBELO, A. PEDROSA, 1989a; A. PEDROSA, 1988, 1989). Deste modo, protegeu a rocha "*in situ*" da actuação de diversos processos morfogenéticos e contribui para que a vegetação se fixasse mais facilmente e protegesse as vertentes da erosão. Apesar de determinados tipos de espécies se instalarem isso não implicou que se desenvolvessem solos muito profundos. Estes são quase sempre esqueléticos, estando sujeitos a desaparecerem ao mínimo desíquilíbrio que possa eventualmente ocorrer.

Por volta dos 8000 BP existiram condições climáticas propícias à pedogénese. De facto, encontramos um paleossolo num depósito de vertente cuja datação por Carbono 14 permite inferir esta conclusão. Nessa altura, ter-se-á verificado a colonização das vertentes por diferentes espécies vegetais (óptimo climático holocénico) (A. GOUDIE, 1979). As temperaturas haviam registado uma subida, permitindo o desenvolvimento da vegetação, o que acontecia mesmo em altitudes elevadas, desde que existissem condições para a formação de um solo, mesmo que pouco desenvolvido.

O chamado óptimo holocénico terá tido o seu fim próximo dos 5000 BP, altura em que se inicia o Sub-boreal (A. GOUDIE, 1979) e que muito provavelmente ter-se-á verificado um recrudescimento das actividades erosivas. Este facto não deverá estar muito ligado a modificações climáticas, mas apenas a um pequeno abaixamento de temperatura (S. DAVEAU, 1988). O recrudescimento da erosão poderá estar relacionado já com a actividade do homem (M. JORDA *et al.*, 1980), que nesta área poderá estar fundamentalmente ligada à criação de animais através da pastorícia. Esta actividade implicaria muitas vezes a prática de queimadas para a obtenção e renovação da vegetação, o que expunha o solo a determinados processos erosivos, nomeadamente, ao impacto das gotas da chuva e à escorrência. Na análise de uma das formações estudadas - formação da Lameira - colocamos a hipótese dos materiais que a compõem resultarem da acção da escorrência e, posteriormente, terem sido depositados nesse local pela acção de uma insipiente

dinâmica fluvial. No entanto, outras formações como a de Freitas indicam a existência de processos solifluxivos no transporte de material. Este aspecto poderia relacionar-se com altitudes mais elevadas, com a rarefacção da vegetação e, ainda, com a exposição a Norte da vertente. Esta fase prolongou-se pelo menos até aos 2830 ± 50, BP já que foi a datação obtida para a parte superior da formação da Lameira.

A fase posterior a esta data é de difícil estudo na área da Serra do Marão pois, até ao momento, não encontramos vestígios que pudessem ser datados de modo a inferirmos quais os processos morfogenéticos que estariam na base da evolução das vertentes. Naturalmente que os vestígios poderão não existir porque poderia ter-se verificado uma nova colonização das vertentes por parte de algumas espécies vegetais já que esta última data por nós referida poderia corresponder ao fim do Sub-Boreal e início do Sub-Atlântico caracterizado por temperaturas mais amenas, favoráveis so desenvolvimento da vegetação (A. GOUDIE; 1979) Algumas das escombreiras de gravidade poderão corresponder ao período posterior aos 2830 ± 50 BP, já que estas formas encontram-se estratigraficamente superiores a qualquer outro tipo de vestígios.

As escombreiras de gravidade associam-se a uma macro-gelifracção das rochas e poderão corresponder a várias gerações deste tipo de formas, ou pelo menos à existência de diversos períodos que activaram a sua formação e evolução. Algumas delas regularizam vertentes, por vezes com fortes declives e podem encontrar-se a partir dos 700 metros de altitude, como por exemplo no vale da ribeira de Leigido. Relacionam-se, muitas vezes, com vertentes sombrias, ou seja, voltadas ao quadrante Norte. Uma fase importante para a origem destas formas poderá ter sido a pequena idade glaciar, verificada nos séculos XVII e XVIII (E. le ROY LADURIE, 1983) Nesta altura os locais mais elevados onde a rocha se encontrava à superfície, poderiam sofrer a acção do gelo; daí a fragmentação e, portanto, a alimentação das escombreiras de gravidade. Ainda hoje este fenómeno está activo em locais situados em vertentes sombrias, onde a rocha aflora sem cobertura de solo e de vegetação.

A dinâmica actual mostra-se complexa já que os factores e os agentes intervenientes são diversos. Quando os agentes intervenientes são de ordem natural, interrelacionam-se diversos factores cuja importância relativa varia de região para região, ou mesmo de local para local, o que tem implicações nos processos morfogenéticos activos.

Naturalmente que o clima tem uma influência muito grande. O comportamento da precipitação numa determinada área é muito importante para a compreensão das morfodinâmicas actuais. Os quantitativos de precipitação anuais, apresentam-se elevados na área da Serra do Marão; no entanto, constatamos a sua variabilidade espacial nitidamente influenciada pela morfologia. A sua distribuição anual também é fundamental nas repercussões que possui nas morfodinâmicas actuais, já que existe um contraste forte entre os meses secos e aqueles em que se verifica maior quantidade de precipitação. Mas, mais importantes do que os quantitativos globais de precipitação e a sua distribuição ao longo do ano, são as fortes chuvadas que, por vezes, se verificam num espaço de tempo muito curto, e que podem ocorrer em qualquer época do ano. Todavia a análise da ocorrência deste tipo de chuvadas torna-se difícil pois os registos de precipitação que existem, não especificam a duração temporal, já que são simplesmente diários. Apesar destes problemas, tivemos a ocasião de analisar algumas implicações geomorfológicas que algumas destas chuvadas tiveram, nomeadamente, na formação de ravinas e na ocorrência de deslizamentos.

Também o comportamento da temperatura ao longo do ano pode dar origem a determinados processos morfogenéticos. Nos locais onde se registam temperaturas negativas forma-se gelo o que pode conduzir à fragmentação das rochas se estas se encontrarem desprotegidas de solo e vegetação. A ocorrência de "*pipkrakes*" é outro fenómeno que está intimanente ligado às temperaturas negativas e cujas repercussões geomorfológicas tivemos a oportunidade de analisar.

O clima, apesar de influenciar fortemente a actuação dos processos morfogenéticos, por si só, não os explica na sua totalidade (F. REBELO, 1981). De

facto, é necessário ter em conta outros factores para determinar quais os processos morfogenéticos que actuam numa determinada área e compreender o modo como contribuem para a evolução das formas de relevo.

Deste modo, a análise litológica, tectónica e morfológica mostrou-se importante para compreender a distribuição e a actuação de alguns dos processos morfogenéticos na Serra do Marão. Assim, por exemplo, a meteorização fisíco-química encontra-se mais relacionada com as rochas granitóides enquanto que, a meteorização física predomina nos xistos. Esta última pode derivar directamente da acção das raízes das plantas ou, então, do efeito de cunha que alguns calhaus podem exercer através das diaclases ou planos de xistosidade. Este tipo de meteorização física pode verificar-se em qualquer das diferentes rochas da área, mas a fragmentação das rochas pela acção do gelo ocorre, quase exclusivamente, nos xistos. Este facto está relacionado com as características destas rochas (P. BIROT, 1981) mas, também, com a situação geográfica em que se encontram, que permite a formação de gelo.

A formação de ravinas está, também, condicionada nas área de xisto à existência de um depósito regularizador da vertente, enquanto que nos granitos, para que estas formas apareçam terá de existir um manto de meteorização, onde estas formas se possam instalar. Apesar de termos assinalado a existência de uma série de ravinas, a sua presença está condicionada a três factores fundamentais: actuação do homem, inexistência de vegetação e presença de material facilmente removível pela escorrência. Os declives, por exemplo, não são fundamentais para que estas formas se instalem, pois constatamos a sua existência em vertentes de declives completamente distintos, situando-se no entanto a maior parte entre os 15° e os 30°.

Um outro factor importante para a compreensão das morfodinâmicas actuais é a cobertura florestal. A sua presença condiciona a escorrência, o impacto das gotas de chuva no solo, a formação dos "*pipkrakes*" e a acção do gelo. Assim, quando a vegetação não existe, a acção da escorrência

adquire maior eficácia que será tanto maior quanto as vertentes apresentem fortes declives e existam depósitos que as regularize.

A actuação dos factores e agentes naturais visa obter um equilíbrio dinâmico das vertentes.

O homem, no entanto, tem cada vez maior influência como factor e agente interveniente na actuação dos processos morfogenéticos (F. REBELO, 1977; R. NEBOIT, 1979, 1991; R. NEBOIT *et al.*, 1984, J. ZÊZERE, 1988; J. GARCIA-RUIZ *et al.*, 1990; A. PEDROSA, 1991; A. PEDROSA *et al*, 1992). A sua actuação pode inserir-se na dinâmica do ecosssitema de que, aliás, faz parte, ou pode assumir um papel de ruptura do equilíbrio ambiental existente, modificando o dinamismo dos processos erosivos. Em casos mais extremos pode provocar o aparecimento de outros processos que não existiriam se apenas se considerasse a dinâmica natural da área. É lamentável, mas na verdade, o homem tem quase sempre um efeito de rompimento do equilíbrio dinâmico das forças da natureza. Todavia o seu poder de consciencialização dos problemas pode levar a que a sua actuação seja no sentido de recuperar o equilíbrio natural ou, pelos menos de minimizar os efeitos da sua actuação (J. BETHEMONT, 1987).

Ao longo do trabalho tivemos a preocupação de salientar alguns problemas que surgiram, na área da serra do Marão, devido à actuação do homem.

A actividade agro-florestal tem fortes implicações no dinamismo dos processos morfogenéticos actuais. Os maiores problemas que se colocam, situam-se ao nível das técnicas utilizadas, que têm sofrido algumas modificações significativas, fundamentalmente a partir da década de sessenta, com o abandono do trabalho animal e manual, ou seja com a mecanização da agricultura. Estas alterações tiveram como objectivo essencial uma maior rentabilização das diferentes tarefas agrícolas mas, por vezes, levantam alguns problemas, nomeadamende ao nível da erosão dos solos.

Uma das áreas que mais tem sofrido a acção do homem é aquela que se insere na Região Demarcada do Douro. Aí começaram a ser abandonadas as

técnicas tradicionais de cultivo da vinha, que consistiam na construção de socalcos, com maior ou menor declive e com maior ou menor dimensão dos muros de suporte, que se baseavam na mão de obra humana para as diferentes tarefas agrícolas. A partir da década de sessenta iniciou-se a mecanização de alguns dos trabalhos, nomeadamente os relacionados com os tratamentos fito-sanitários e com o transporte das uvas para os lagares, que vieram contribuir para que se processasse uma modernização da cultura, o que passou por uma reconstituição vítícola, com novas técnicas de plantação e cultura da vinha, capazes de permitir a mecanização de diversos trabalhos com ela relacionados (A. BIANCHI-AGUIAR 1987; J. ALMEIDA, 1990). Esta mecanização veio impor-se, não só no trabalho de preparação e formação do solo, como também no que se refere à surriba e à desprega.

As técnicas relacionadas com a mecanização da plantação da vinha, são fundamentalmente três. A primeira a ser utilizada foi a plantação da vinha segundo as curvas de nível, que deriva directamente do sistema tradicional da plantação da vinha *a eito*. A grande diferença reside na substituição dos muros por pequenos taludes de terra e na disposição dos bardos de modo a que os tractores possam circular entre eles. As cepas são dispostas segundo as curvas de nível, pelo que é um sistema que só pode ser utilizado em vertentes de declive suave (inferior a 15%), por causa dos problemas de estabilidade direccional dos tractores. Atendendo a que os declives que se verificam nesta região são predominantemente superiores a este valor é uma técnica presentemente muito pouco utilizada (J. ALMEIDA, 1990; M. CUNHA, 1991).

Devido a estes problemas começou a utilizar-se a plantação da vinha em patamares, o que permite aproveitar vertentes com declives elevados, apesar de nas vertentes com declives superiores a 40 % ser necessário reduzir a largura dos patamares, passando estes a suportar apenas um alinhamento de cepas (A. BIANCHI-AGUIAR 1985). De facto, se os patamares fossem concebidos para a plantação de dois ou mais bardos, originariam taludes excessivamente altos, levando a maiores perdas de superfície cultivada, à movimentação de uma maior quantidade

de terra e à trituração da rocha até maior profundidade, com a consequente perda de estabilidade da vertente.

Esta técnica é extremamente agressiva já que exige, muitas vezes, uma fase prévia em que as máquinas atenuam o declive da vertente, principalmente quando este se apresenta muito forte. Posteriormente a esta fase, passa-se à construção dos patamares cujos volumes de movimentação de terras por escavação e aterro se equilibram. Assim, podemos concluir que é uma técnica que altera radicalmente o perfil das vertentes.

Esta técnica levanta diversos problemas, entre os quais se coloca o da erosão, nem sempre de fácil contrôle e solução. Tivemos a oportunidade de observar a formação de ravinas e a ocorrência de alguns deslizamentos que puseram em risco todo o investimento que havia sido feito, quer na preparação do solo quer na plantação da vinha.

Naturalmente que estes factos acontecem na sequência de fortes chuvadas que provocam grande escorrência que arrasta muitas toneladas de terra e solo, em especial se o terreno sofreu remeximento há relativamente pouco tempo. Todos estes processos se tornam ainda mais violentos quando na abertura dos patamares não são respeitadas as regras técnicas determinadas para a sua execução. Na verdade, o talude deveria possuir uma inclinação dependente da largura do patamar e do declive natural da vertente (A. BIANCHI-AGUIAR 1985; M. CUNHA, 1991). No entanto, verifica-se que nas plantações mais recentes os taludes construidos se encontram sempre próximo dos limites superiores que os técnicos propõem, quando não os ultrapassam. Este facto advém dos viticultores pretenderem tirar o máximo partido do investimento que fazem, aproveitando o máximo de terreno possível e construindo o maior número de socalcos. Ao construirem-se os patamares, deveria criar-se uma rede eficaz de drenagem para a água de escorrência, assim como respeitar os locais naturais para o seu escoamento, o que nem sempre acontece.

Uma técnica mais recente é a plantação da vinha *ao alto*. Apresenta bastantes afinidades com a técnica tradicional da plantação *a eito* e com a da plantação da vinha segundo as curvas de nível, adaptada já à mecanização. A única diferença é a disposição do alinhamento dos bardos perpendicularmente às curvas de nível. É uma técnica que não altera muito o perfil das vertentes, nem o seu declive natural. Alguns técnicos (J. ALMEIDA, 1990; M. CUNHA, 1991) são de opinião que este tipo de técnica não conduz a grandes problemas de erosão para declives que não passem dos 25°, desde que se tenha em atenção a sua exposição às chuvas dominantes e ao efeito de *"mulch"* do material grosseiro e ao comprimento da parcela. O maior número de problemas erosivos verifica-se nos primeiros anos após a implantação da vinha. Trata-se, sobretudo, da acção de *"splash"* e da deslocação individual de partículas do solo pela acção da água de escorrência que pode levar ao aparecimento de ravinas.

Na restante área da Serra do Marão o homem também pratica as suas actividades agrícolas. No entanto, em muitos locais é, ainda, uma agricultura tradicional que recorre essencialmente à mão-de-obra humana para executar as diferentes tarefas agrícolas. A mecanização destes trabalhos apenas se faz sentir em áreas de fácil acesso às máquinas agrícolas, nomeadamente, os fundos das depressões. Nas vertentes aproveitadas para a prática da agricultura mantêm-se, ainda, os tradicionais terraços que, apesar de não permitirem facilmente a mecanização continuam a ser o melhor método para o controle da erosão. Nos locais, mesmo de fraco declive (inferior a 5°), em que se eliminaram os muros de suporte para a junção de várias parcelas que permitissem uma melhor actuação das máquinas agrícolas têm surgido problemas de erosão dos solos, não só na remoção individual das partículas, como também na formação de ravinas.

Há também vários problemas que se colocam com as técnicas utilizadas nas reflorestações. Uma das mais utilizadas é a de construção de patamares, idênticos aos que se utilizam na plantação da vinha. A sua abertura contribui para a destruição do solo natural, que eventualmente ainda existisse e,

ainda, para a fragmentação da rocha *in situ* (A. PEDROSA, 1988). O remeximento do solo e a fragmentação da rocha facilita a movimentação dos materiais ao longo das vertentes quer lenta quer rapidamente. Também o impacto das gotas de chuva passa a ter um maior poder erosivo e o transporte dos materiais pela água de escorrência é facilitado, principalmente no caso dos elementos de menor dimensão, podendo em alguns locais originar-se a formação de ravinamentos. Do mesmo modo os movimentos lentos são incrementados, nomeadamente o *creep*, facto que é denunciado pela próprias espécies aí plantadas. O aumento da frequência deste fenómeno é compreensível atendendo a que os materiais ficam soltos e, portanto, mais sujeitos à movimentação. A construção de patamares para a plantação de espécies arbóreas pode, também, concorrer para a retenção de parte da água de escorrência, que se infiltrará e contribuirá para acelerar a meteorização das rochas.

Evidentemente que todas estas consequências podem assumir aspectos diferentes, com maior ou menor intensidade, conforme determinadas condições locais ou, mesmo regionais, como por exemplo, o declive das vertentes, o tipo de rocha em que ocorre o fenómeno e as próprias características da precipitação.

No sentido de evitar os problemas erosivos aqui apresentados a reflorestação nalguns locais desta Serra está a ser feita com a abertura de pequenas covas individuais, o que impede o remeximento global da vertente e, portanto, não altera o seu dinamismo próprio.

Também a pastorícia pode contribuir para alterar os processos morfogenéticos actuais. De facto, os animais, para além de contribuírem na selecção das espécies vegetais da área, levam a que o seu crescimento se faça mais lentamente, expondo assim o solo por tempo prolongado ao impacto das gotas de chuva e à escorrência. Mas são os incêndios, utilizados como técnica para a renovação das plantas, que maiores implicações têm no dinamismo das vertentes, pois para além de acelerarem os processos já referidos, que contribuem para a degradação mais rápida dos solos, podem, ainda, levar à formação de ravinamentos.

Mas a actuação do homem não se faz sentir apenas nestes aspectos. A construção de infra-estruturas necessárias à vida actual pode levar ao aparecimento de novos processos morfogenéticos e ao intensificar de outros.

A construção de infra-estruturas rodoviárias tem diversas implicações na dinâmica das vertentes. Assim, nos taludes artificiais construídos para servirem de suporte à infra-estrutura, se não se tiver o cuidado de os proteger, verifica-se o aumento da acção do impacto das gotas de chuva, da acção da escorrência, a formação de ravinas e, mesmo, o aparecimento de deslizamentos. Estes processos, em alguns locais, são tão violentos que começam a afectar a estrutura principal da rodovia. Também as barreiras que surgem devido à construção destas infra-estruturas passam a ter uma dinâmica própria incrementando os processos de *splash*, de escorrência e, em muitos locais de queda de blocos. A altitudes superiores a 700 metros pode surgir, ainda, a influência dos *pipkrakes*, que contribuem para uma evolução muito rápida das barreiras como tivemos a oportunidade de analisar.

A construção de casas de habitação, ou outro tipo de edifícios com fins industriais e comerciais, em vertentes de declive acentuado (superiores a 15°) pode levar ao aparecimento de alguns processos idênticos àqueles que referimos para as infra-estruturas rodoviárias.

A actuação recente do homem sobre o meio ambiente faz-se, quase sempre, de um modo agressivo, contribuindo para a sua degradação e, pondo por vezes, em risco as suas próprias actividades e, porque não a sua própria vida. Este tem que tomar consciência dos riscos inerentes à sua acção (L. FAUGÈRES, 1991) para evitar situações de perigo trabalhando de uma forma correcta e, deste modo, tirar o máximo partido dos recursos que a natureza lhe oferece. É necessário deixar de pensar de uma forma imediatista, ditada por princípios meramente economicistas. Importa que a utilização e a exploração que o homem actualmente faz dos recursos naturais não seja para a obtenção de lucro fácil aproveitando ao máximo os recursos e os investimentos feitos, para se começar a pensar em investimentos a

longo prazo, mas cujas consequências não sejam tão nefastas para a natureza e para a gerações futuras.

BIBLIOGRAFIA

ABREU, Alberto Antunes de - Aspectos da crise climática dos séculos XVI-XVIII no Noroeste de Portugal, *Cadernos Vianenses*, tomo X, Viana do Castelo, 1987, p. 55-81

ABREU, Nuno, M. C. - (s/d) - *Quelques notes sur la technique de production du vin du Porto*, ADVID, Peso da Régua, (policopiado).

ALBERTI, A. Pérez - (1983) - Procesos periglaciares e glaciares no Nordeste de Galicia, *Revista Terra* 3, Soc. Gal. de Xeol., Santiago, p. 78-86.

ALBERTI, A. Pérez - (1990) - *La geomorfología de la Galicia sudoriental (Problemas geomorfológicos de un macizo hercínico de la fachada atlántica Ibérica: centro-sudeste de Galicia)*, Univ. de Santiago de Compostela, Facultade de Xeografía e Historia, Santiago.

ALBERTI, A. Pérez; TRICART, J. - (1989) - Problemas de paleoclimatologia: Importancia e impacto del frío durante el Quaternario, *Actas do Simposio Internacional: Otero Pedrayo e a Xeografia de Galicia*, Consello da Cultura Galega, Santiago

ALLÉE, P. - (1981) - Lithologie, pente, exposition et dynamique des versants eb haut Vallespir, *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, t. 52, fasc 2, p. 161-172

ALLÉE, P. - (1983) - Environnement géomorphologique et éboulis de gélifraction hérités dans le Haut-Vallespir (Pyrénées- Orientales), *Actes du colloque "eboulis et environnement Geographique passé et actuel*, Association les amis du Centre de Géographie Physique Henri Elhai, Paris, p. 31-34.

ALLÉE, P.; DENÈFLE, M. - (1989) - La Coma del Tech. Un exemple de ravinement proto-historique dans les Pyrénées orientales. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, p. 57-72.

ALCOFORADO, M. João; e al. - (1982) - *Domínios Bioclimáticos em Portugal definidos por comparação dos índices de Gaussen e de Emberger*, Linha de Acção de Geografia Fisica, relatório nº 14, C.E.G., INIC, Lisboa.

ALMEIDA, A. Campar de - (1986) - Cobertura eólica na área de Anadia - seu significado paleoclimático, *Cadernos de Geografia*, nº 5, Coimbra, p. 173-180.

ALMEIDA, A. Campar de - (1988) - O concelho de Anadia do Cértima ao rebordo montanhoso.Um contributo de Geografia Física para o urbanismo, *Cadernos de Geografia*, nº7, Coimbra , p.3-85.

ALMEIDA, J - Vitivinicultura duriense: contributo para uma actualização, *Observatório*, V. N. de Gaia, nº 1, 1990, p 17-30.

ANDRADE, A. A. Soares - (1985) - Evolução (paleogeográfica) do território (Continental) português, *Geonovas*, 8/9, Lisboa, p. 53-68.

ANDRADE, Carlos Bento Freire - (1937) - *Descrição do esboço duma carta tectónica de Portugal*, Porto.

ANDRADE, M. *et al.*, - (1985) - Livro Guia das excursões a realizar em Portugal - Excursão Geológica na região entre Douro e Minho, *IX Reun. Geol. do Oeste Peninsular*, Porto.

ASENSIO AMOR, I. *et al*, - (1992) - Síntesis de procesos periglaciares en Galicia (Espanha), *Cuadernos do Laboratorio Xeologico de Laxe*, O Castro, nº 17, p. 7-12.

ASSUNÇÃO, C. Torre - (1962) - *Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento* , Memória dos Serviços geológicos de Portugal, nova série, Lisboa.

ASSUNÇÃO, C. Torre - (1969) - Sur la pétrographie du Complexe des schistes et grauwackes ante-ordoviciens (Trás-os-Montes), *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, tomo LIII, Lisboa, 1969, p.165-170

AUZET, A-Veronique - (1985) - *La reptation: mesure in situ en relation avec les conditions hydriques et thermiques du sol (site forestier dans les Vosgues granitiques)*, Thèse Lettres, Srasbourg.

AVENARD, J. M. - (1962) - *La solifluxion*, C.D.U., Paris, 1962.

BARD, J. P. - (1971) - Sur l'alternance des zones métamorphiques dans le segment hercynien sud-Ibérique; comparaison de la variabilité des caractéres géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques", *Bull. Geol. Min.*, 82 (3-4), p. 324-345.

BATEIRA, C. - (1991) - Contributo para o estudo da dinâmica actual e riscos naturais na depressão de Ota e colinas de Alenquer-Merceana, *Revista da Faculdade de Letras-Geografia*, Iª série, vol II, Porto, 1991, p. 57-138.

BATTIAU-QUENEY, Y. -(1985) - Alvéolos dans les grés-quartzites namuriens du Moel Garegog, Nor-Est du Pays de Galles, *Physio-Géo*, Paris, nº 13, p. 3-10.

BEAULIEU, J. L. de - (1991) - La végetation du Massif Central depuis 15 000 ans, *Bull de l'Ass. de Géog. Français*, nº 1, 68, p.3-10.

BEGONHA, A. J. de Sá - (1989) - *Alteração das rochas graníticas do Norte e Centro de Portugal. Uma contribuição,* Dissertação de Mestrado apresentada na Universidade Nova de Lisboa, Porto.

BERTOUILLE, H. - (1976) - Migration des pierres sous l'effet du gel et du dégel, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, nº 4, p. 139-147.

BERTRAND, P. - (1989) - *L'évolution de la couverture superficielle depuis le dernier interglaciaire. Etude micromorphologique de quelques profils types du Sud de la France*, Thése, Bourdeaux I.

BETHEMONT, J. - (1987) - *Les richesses naturelles du globe*, Masson, Paris.

BETTENCOURT, Manuel L. - (1980) - *O clima de Portugal. Contribuição para o estudo das geadas em Portugal Continental*, fasc. XX, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa.

BIANCHI-AGUIAR, F. - (1985) - *O terraceamento em viticultura*, tradução das conclusões de MICHALSKY. DFER, UTAD, Vila Real.

BIANCHI-AGUIAR, F. - (1987) - *Comportamento à tracção dos tractores de rastos nos novos sistemas de cultura da vinha na Região Demarcada do Douro*, Dissertação de Doutoramento, UTAD, Vila Real.

BIANCHI-AGUIAR, F. - (1987) - *Cultura da vinha em terrenos de encosta - alternativas para a sua implantação*, DFER, UTAD, Vila Real.

BILLARD, A. - (1987) - *Analyse critique des stratotypes quaternaires*, CNRS, Paris.

BIROT, Pierre - (1939) - Remarques sur la morphologie du Haut-Portugal (entre le Taje et le Douro), *Bull. Ass. Géog. Français*, 122, p. 104-112.

BIROT, Pierre - (1945) - Sur la morphologie de Traz-os-montes, *Bull. Ass. Géog. Français*, 173-174, p. 108-120.

BIROT, Pierre - (1950) - *Le Portugal. Étude de Géographie Régionale*, Paris, Armand Colin (trad. port.: Lisboa, Livros Horizonte).

BIROT, Pierre - (1955) - Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional, *Rapport Comn. Cart. Surf. Aplan. U.G.I.*, Congrés Int. Géog., Lisboa, p. 9-116.

BIROT, Pierre - (1955) - *Les méthodes de la morphologie*, PUF, Paris.

BIROT, Pierre - (1968) - *Précis de Géographie Physique génerale*, Armand Collin, Paris.

BIROT, Pierre - (1981) - *Les processus d'érosion à la surface des continents*, Masson, Paris.

BIROT, Pierre - (1986) - Géomorphológie "quantitative". Exigences et illusions, *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, vol I, C.E.G., Lisboa p. 287-295.

BIROT, P., MUXART, T. - (1977) - *L'alteration meteorique des roches*, Paris.

BLÈS, Jean-Louis; FEUGA, B. - (1981) - *La fracturation des roches*, BRGM, Orléans.

BOARDMAN, Jonh - (1985) - *Soils and quaternary landscape evolution*, Jonh Wiley & Sons, New York.

BOARDMAN, Jonh - (1991) - Periglacial geomorphology, *Progress in Physical Geography*, 15, 1, p. 77-83.

BOCQUET, F.; CHARRE, J. P. - (1984) - Cartes integrée du danger en montagne: méthode d'evaluation et d'introduction des données naturelles et socio-economiques, *Actes du Colloque Mouvements de terrains*, BRGM, nº83, Caen p. 131-140.

BODÉRÉ, J. C. et al. - (1978) - Quelques nouveautés dans la connaissances des phénomènes périglaciaires, *Norois*, nº 100, p. 579-590.

BOIZOT, Jean-Michel - (1986) - *Systémes de pentes et dynamiques des versants: l'exemple du Nivernais* (memoire de maîtrise effectué sous la direction de A. Godard), Paris.

BOUSQUET, B. *et al.* - (1985) - Les mouvements de terrain: facteur géomorphologique d'intérét régional en Gréce Centrale, *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, Paris, 4, p. 319 - 321.

BONNEFONT, J.-C. - (1981) - La rôle géomorphologique des racines des arbres forestiers: les actions chimiques et biologiques, *Revue géographique de l'est*, nº 4, p. 277 - 291.

BORGES, F. *et al.* - (1979) - Ocorrência de filões aplíticos deformados com mineralização estanífera, *Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciênciasa do Porto*, Porto, V, CXI, p. 223-229.

BRAVARD, Y. - (1980) - Formes d'altitude dans le manteau superficiel des régions de schistes lustrés et "périglaciaire" montagnard, *Rev. Géogr. Alp., numéro spécial: Montagnes et Montagnards*, Mélanges offerts à P. Veyret, p. 195-206.

BROSCHE, K. V. - (1978) - Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica, *Estudios geográficos*, 151, p. 131-162.

BRÜCKNER, H. - (1986) - Man's impact on the evolution of the physical environment in the the mediterranean region in historical times, *Geo Journal*, p. 7-17.

BRUNSDEN, Denys; PRIOR, David B. - (1984) - *Slope instability*, Jonh Wiley & sons, New York.

BRYAN, R. B. - (1987) - *Rill erosion. Processes and significance*, Catena Supplement 8, Cremlingen 4, Germany.

CABANEL, J. - (1989) - Réalité du paysage d'aménagement, *Metropolis*, 84/85, nº spécial L'Aménagement et ses paysages, Paris, p. 6-13.

CABRAL, J - (1985) - *Estudos de neotectónica em Trás-os-Montes Oriental*, Tese de Mestrado, Dep. Geol. Fac. Ciências, Lisboa.

CABRAL, J - (1986) - A neotectónica de Portugal Continental. Estado actual dos conhecimentos, *Maleo*, Vol.2, Lisboa, p. 3-5.

CABRAL, J. -(1988) - Introdução à neotectónica, *Geonovas*, nº 10, Lisboa, p. 55-65.

CABRAL, J.; RIBEIRO, A. - (1989) - Carta Neotectónica de Portugal: Nota explicativa escala de 1/1 000 000, *Serviços geológicos de Portugal*, Lisboa.

CAMPOS, Ezequiel de (s/d) - *A defesa da erosão - problema fundamental da indústria portuguesa*, II congresso de indústria portuguesa, Lisboa, 5p

CAMPY, M.; MACAIRE, J. - *Géologie des formations superficielles: géodynamique*, faciès, utilisation, Masson, Paris, 1989

CANCIGH, O. - (1981) - Cartographie du rayonnement solaire: de l'Aigoual au littoral Languedocien, *Bull. de la Soc. Languedocienne de Géographie*, t.15, fasc. 3, Montpellier, p. 165-200.

CARVALHO, A. M. Galopim - (1987) - *Alteração das rochas*, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Lisboa.

CARVALHO, G. Soares - (1964) - *Areias da Gândara (Portugal) Uma formação eólica quaternária*, An. Fac. Ciênc., Porto, XLVI (IV), Porto, p. 7-32.

CARVALHO, G. Soares - (1982) Notícia sobre eolização durante o Quaternário no litoral Minhoto (Portugal), *Cadernos de Arqueologia* 2, Braga, p. 5-20.

CARVALHO, G. Soares - (1983) - Consequências do frio durante o Quaternário na faixa litoral do Minho (Portugal), *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, VI Reunion do grupo Español de Trabalho de Quaternário, Coruña, p. 365-379.

CARVALHO, G. Soares - (1986) - Novos índices de ambiente periglaciar no litoral do Minho (Portugal), *Actas I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol I, Lisboa, p. 27-36.

CARVALHO, G. Soares *et al.* - (1982) - Estratigragia do Quaternário e o Paleolítico do litoral Minhoto (Portugal), *Cadernos de Arqueologia* 2, Braga, p. 75-91.

CARVALHO, G. Soares; NUNES, J. Lopes - (1981) - A problemática dos índices glaciários quaternários na Serra do Gerês e na Serra da Peneda (Portugal), *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2, p. 289-293.

CERVIGÓN, N; CALVO-CASES, A. - (1988)- Slope evolution by mass movements and surface wash (Valls D'Alcoi, Alicante, Spain),*Catena Supplement* nº 12, p.95-102.

CHARDON M. - (1990) - Quelques réflexions sur les catastrophes naturelles en montagne, *Rev. Géogr. Alp.*, p. 193-213.

CHORLEY, R. *et al.* - (1984) - *Geomorphology*, Methuen, Londres.

CLAUZON, G., *et al* - (1971) - Ruisselement, transport solides et transports en solution sur un versant aux environs d'Aix-en- Provence, *Rev. Geog. Phy. et Géol. Dyn*, fasc.5 p. 489-504.

COATES, D. R. - (1981) - *Environmental Geology*, John Willey,& Sons, Nova Iorque.

COJEAN, R; GAUTIER, P. - (1984) - Elaboration de cartes de sensibilité aux mouvements de terrain pour l' etablissement de plans déxposition aux risques (Decazeville-Aveyron), *Actes du Colloque Mouvements de terrains*, BRGM, nº83, Caen p. 153-181.

COOK, H. B. S. - (1983) - Recognizing different quaternary chronologies: a multidisciplinary problem, *Symposium on correlation of Quaternary chronologies*, Toronto, p. 1-14.

COOKE, R. U. DOORRNKAMP, J. C. - (1978) - *Geomorphology in environmental management. An introduction*,Clarendon Press, Oxford.

COQUE, R. - (1977) - *Géomorphologie*, Armand Collin, Paris.

CORDEIRO, A. M. Rochette - (1986) - Análises de declives em estudos de pormenor, *Actas IV Colóquio de Geografia*, Coimbra, p. 895-901.

CORDEIRO, A. M. Rochette - (1986) - *Evolução de vertentes na Serra da Freita*, Coimbra, (policopiado).

CORDEIRO, A. M. Rochette - (1986) - Nota preliminar sobre formas e formações periglaciares na Serra da Freita, *Cadernos de Geografia*, nº 5, Coimbra, p.161-172.

CORDEIRO, A. M. Rochette - (1990a) - O depósito de Varzielas (Serra do Caramulo) - Contribuição para o estudo do Tardiglaciar Wurmiano em Portugal, *Cadernos de Geografia*, Coimbra, nº 9, p. 49-60.

CORDEIRO, A. M. Rochette - (1990b) - Paleo-ambientes holocénicos e erosão: interface clima, vegetação, homem. O exemplo do centro- litoral português, *Cadernos de Geografia*, Coimbra, nº 9, p. 61-79.

CORDEIRO, A. M. Rochette - (1992a) - O homem e o meio no Holocénio português. Paleo-ambientes e erosão, *Mediterrâneo*, nº 1, p. 89-109.

CORDEIRO, A. M. Rochette - (1992b) - Alvéolos graníticos do Centro-Norte de Portugal. Génese e tipologia, *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Porto, (no prelo).

CORDEIRO, A. M. Rochette *et al.* - (1991) - Importance du facteuranthropique dans deux tourbiéres des montagnes occidentales du centre.nord du Portugal, Cadernos de Geografia, nº 10, p. 273-282.

COSANDEY, C. *et al.* - (1990) - Étude experimentale du ruissellement sur des sols à végetation contrasté du Mont Lozère, *Z. Geomorph. N. F.*, 30, 1, p. 61 - 73.

COUDÉ-GAUSSEN, G. - (1981) - *Les Serras da Peneda et do Gerês. Étude de geomorphologique*, Memórias do C.E.G., nº 5, Lisboa.

COUDÉ-GAUSSEN, G; DENÈFLE, M. - (1980) - La signification du développement récent de la lande d'altitude dans le Portugal Septentrional d'aprés l'étude de deux tourbières, *Bull. de l' A. F. E. Q.*, nº 3, p. 107-115.

COUDÉ. A. *et al.* - (1983) - Nouvelle observations sur la glaciation des montagnes du Nord-Ouest du Portugal, *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, VI Reunion do Grupo Español de Trabalho de Quaternário, Coruña, p. 381-39.

CUNHA, L - (1983) - Tipos de tempo no Norte e centro de Portugal. Aplicação do método de classificação absoluta de Hufty, *Biblos*, Coimbra, Vol LIX, p. 161-182.

CUNHA, L - (1986) - As "Buracas" das Serras Calcárias de Condeixa-Sicó, *Cadernos de Geografia*, nº5, Coimbra, p. 139-150.

CUNHA, L - (1988) - *As Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Estudo de geomorfologia*, Dissertação de douturamento, Faculdade de Letras, Coimbra.

CUNHA, M. Campos - (1991) - *Contribuição para a determinação dos custos de implantação de vinha na Região Demarcada do Douro*, ADVID, Peso da Régua.

DAVEAU. S. - (1971) - La glaciation de la Serra da Estrela, *Finisterra*, vol VI, nº 11, C.E.G., Lisboa, p. 5-40.

DAVEAU, S. - (1972) - Répartition géographique des pluies au Portugal, *Finisterra*, vol VII, nº 13, C.E.G., Lisboa, p. 5-28.

DAVEAU, S. - (1973) - Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal, *Finisterra*, vol VIII, nº 15, C.E.G., Lisboa, p. 5-47.

DAVEAU, S. - (1976) - *L'évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problémes posés par son étude*, Linha de Acção de Geografia Fisica, relatório nº 6, C.E.G., INIC, Lisboa.

DAVEAU, S. - (1977a) -*Repartition et rytme des précipitations au Portugal*, Memórias nº 3, C.E.G., nº 3, Lisboa.

DAVEAU, S. - (1977b) - L' évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problems posés par son étude, *Recherches Françaises sur le Quaternaire, INQUA, 1977, Supplément au Bulletin AREQ*, 1977-1, nº 50, p.11-21.

DAVEAU, S. - (1978a) - Le périglaciaire d'altitude au Portugal, *Colloque sur la périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, Association Géographique d'Álsace, p. 63-78.

DAVEAU, S. - (1978b) - La répartition des précipitations en fonction du relief: Étude du cas Portugais, *Geoforum*, vol 9, p. 425-433.

DAVEAU, S. - (1979) - Técnicas novas em Paleogeografia. O Atlântico Norte há 18 000 anos, *Finisterra*, vol XIV, nº 27, C.E.G., p .82-86.

DAVEAU, S. - (1980) - Espaço e tempo. Evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos, *Clio-Revista do Centro de História da Univ. de Lisboa*, Lisboa, p. 13-37.

DAVEAU, S. - (1985a) - *Les Bassins de Lousã et d'Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentológiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra*, Memórias C.E.G. nº 8 vol I e II, INIC, Lisboa.

DAVEAU, S. - (1985b) - Critères géomorphologiques de déformations tectoniques récentes dans les montagnes de schistes de la Cordilheira Central (Portugal), *Bull. de l'association Française pour l'étude du Quaternaire*, 4, p. 229-238.

DAVEAU, S. - (1986) - L'époque glaciaire au Portugal. Problémes méthodologiques, *Actas I Jornadas de Estudo Norte de Portugal/Aquitânia*, CENPA, Porto, p. 183-191.

DAVEAU, S. - (1988) - Progressos recentes no conhecimento da evolução holocénica da cobertura vegetal, em Portugal e nas regiões vizinhas, *Finisterra*, XXIII, 45, Lisboa, p. 101-115

DAVEAU, S.; DEVY-VARETA, N. - (1985) - Gélifration, nivation et glaciation d'abri de la Serra da Cabreira, *Actas I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol I, Lisboa, p. 75-84.

DELAUNAY, J. - (1983) - *Cartes des zones exposées a des glissements, effondrements et affaissements de terrain en France (1/1000000)*, Mémoire du BRGM, nº 124.

DELGADO, J. F.Nery - (1907) - Contributions à l'étude des terrains anciens du Portugal, *Com. Serv Geol. de Portugal*, Tomo 6, Lisboa, p. 56-122.

DELGADO, J. F.Nery - (1908) - Systéme Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique, *Com. Serv Geol. de Portugal*, Lisboa.

DEMANGEOT, Jean - Mouvements du sol et morphogenèse, *Finisterra*, vol III, 6, Lisboa, 1968, p. 182-208

DERBYSHIRE, Edward - (1976) - *Geomorphology and climate* John Wiley & Sons, London.

DERRUAU, M. - (1972) - *Précis de géomorphologie* Masson, Paris.

DIAS, Jorge - (1949) - *Minho, Trás-os-Montes, Haut-Douro*, Congrés International de Géographie, Lisboa.

DREW, David - (1983) - *Man-Environment processes*, George Allen & Unwin, London.

DUFAURE, J-J. - (1986) - Les heritages du Quaternaire moyen méditerranéen dans leur cadre régional, *Bull. Assoc. Géogr. fr*, 1, Paris, p. 47-57.

DUFOUR, J. *et al.* - (1990) - Fortes pluies et érosion des sols. L'orage de mai 1988 dans la Sarthe, *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, p. 150-170.

DUMAS, B. - (1986) - Le problémes chronologiques de la morphogenése méditerranéenne au Quaternaire moyen, *Bull. Assoc. Géogr. fr* ,1, Paris, p. 21-30.

DUMAS, B. *et al.* - (1984) - Glissements de terrain et évolution des versants. L'exemple de la bordure Nord-Est du Détroit de mesine (Italie), *Méditerranée*, n° 3, p. 27 - 41.

DUMAS, B. *et al.* - (1984) - Mouvements de terrain et risques associés: presentation d'un essai cartographique, *Actes du Colloque Mouvements de terrains*, BRGM, n°83, Caen, p. 163-171.

DUMAS, B. *et al.* - (1987) - Les mouvements de terrain dans la combe d'Izon-l-Bruisse (Paronnies, préalpes du Sud), *Hommage a Gerard Maurer - Les milieux et les hommes dans les pays mediterranéens*, fasc 11, Études mediterranéens, Centre Interuniversitaire d'études Méditerranéens (Poitiers), p.61 - 80.

EL JOUNSI, F. - (1983) - *Les impacts des activités humaines sur deux ecosystemes mediteranéens: le massif du Luberon et les garrigues Montpellieraines*, Thèse Lettres, Paris VII.

EMBLETON, Clifford ; KING, Cuchlaine A. M. - (1975) - *Periglacial Geomorphology*, vol 2, Edward Arnold, London.

EMBLETON, Clifford *et al.* - (1978) - *Geomorphology. Presents problems and future prospects*, Oxford University Press, Oxford.

ETLICHER, B. - (1985) - Quelques types de alvéoles et de couloirs dans l'Est du Massif Central, *Physio-Geo*, Paris, n°13, p.19-29.

ETLICHER, B. - (1990) - Observations sur la dynamique actuelle des versants dans l'est du Massif Central, *La Terre et les hommes*, Mélanges offerts à M. Derruau, Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, p. 535-544.

FANTHOU, T.; KAISER, B. - (1990) - Evaluation des risques naturels dans les Hautes-Alpes et la savoie. Le recours aux documents d'archives et aux enquêtes, *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 4, Paris, p. 323-341.

FANTHOU, T.; GAMBIER, G. - (1991) - Un Atlas des risques Majeurs dans les Hautes-Alpes, *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, Paris, 3, p. 206 - 210.

FAUGÈRES, L. - (1991) - La géo-cindynique, Géo-science du risque, *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, Paris, 3, p.179-193.

FEIO, M. - (1948) - Notas geomorfológicas: Reflexões sobre o relevo do Minho *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, vol VII, fasc. I-II, Porto, p. 33-54.

FEIO, M. - (1983) - O relevo da serra de Ossa: uma interpretação tectónica, *Finisterra*, XVIII, Lisboa, p. 5-26.

FEIO, M; BRITO, Raquel Soeiro - (1949) - Les vallés de fracture dans les modèlé granitique portugais, *Congrés Internationale de Geographie*, Tomo II, Lisboa p 254-262.

FEIO, M., ALMEIDA, G. - 1980 - A serra de S. Mamede, *Finisterra*, 15 (29), p. 30-52.

FERNANDES, A. Peinador - (1960) - O vale de fractura de Fornelo- Padronelo-Amarante, *Boletim do Museu e Laboratorio Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências*, 8 (2), p 139-147, Lisboa.

FERREIRA, A. Brum - (1978) - *Planaltos e montanhas do Norte da Beira*, Lisboa, CEG, 4.

FERREIRA, A. Brum- (1979) - Os mantos de alteração das regiões graníticas. Ideias recentes e orientações de pesquisa, *Finisterra*, vol XIV, nº 28, C.E.G., Lisboa.

FERREIRA, A. Brum - (1980) - Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal), *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, Vol. 22, Fasc.1, Paris, p. 51-62.

FERREIRA, A. Brum - (1984) - Mouvements de terrains dans la région au nord de Lisbonne. Conditions morphostruturales et climatiques, *Actes du Colloque Mouvements de terrains*, Caen, documents du B.R.G. M., nº 83, Paris, p. 485-494.

FERREIRA, A. Brum - (1983) - Problemas da evolução geomorfológica quaternária do Noroeste de Portugal, *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, VI Reunion do Grupo Español de Trabalho de Quaternario, Coruña, p. 311-329.

FERREIRA, A. Brum - (1985) - Influência de climas frios na morfogénese na Região Norte de Lisboa, *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol I, Lisboa, p. 85-103.

FERREIRA, A. Brum - (1986) - A depressão de Chaves-Verín. Novas achegas para o seu conhecimento geomorfológico, *Estudos em homenagem a Mariano Feio*, Lisboa, p. 199-222.

FERREIRA, A. Brum - (1990) - Instabilidade de vertentes e risco geomorfológico. O exemplo da região a norte de Lisboa, *Cadernos de Geografia*, Coimbra, nº 9, p. 113-116.

FERREIRA, A. Brum - (1991) - Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphlogical approach, *Z. Geomorph. N. F.*, 82, p. 73-85.

FERREIRA, A. Brum, *et al.* - (1992) - Formas e depósitos glaciários e periglaciários da Serra do Gerês-Xurés (Portugal; Galiza): levantamento cartográfico, *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, O Castro, nº 17, p. 121-135.

FERREIRA, D. Brum - (1981) - *Carte géomorphologique du Portugal* Memória nº 6, C.E.G., Lisboa.

FERREIRA H. Amorim - (1962) Regiões sísmicas de Portugal Continental, Comunicação ao XXVI Congresso Luso-Espanhol para o progresso das Ciências (Porto, 1962), *Publicação Geo 32*, Serviço Meteorológico Nacional, Lisboa, 3p.

FERRO, G - (1979) - *Sociedade humana e ambiente, no tempo. Temas e problemas de Geografia Histórica*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.

FLAGEOLLET, Jean-Claude - (1989) - *Les mouvements de terrain et leur prèvention*, Masson, Paris.

FLAGEOLLET, Jean-Claude *et al.* - (1984) - Formations quaternaires et zonage des risques de glissements de terrain a Villerville et a Cricqueboeuf (Calvados), *Actes du Colloque Mouvements de terrains*, BRGM, nº83, Caen p. 173 - 183.

FLINT, R. Foster - (1971) - *Glacial Quaternary Geology*, John Wiley & Sons, New York.

FLOHN, H., *et al* - (1984)- *The Climate of Europe: Past, Present and Future*, D. Reidel Publishing Company, Dosdrech.

FONSECA, A. Moreira, *et al.* - (1991) - *O vinho do Porto. Notas sobre a sua história produção e tecnologia*, Instituto do Vinho do Porto, Porto, 4ª edição.

FOURNEAU, F. ET AL., - (1989) - *Seminario sobre el paisaje: debate conceptual y alternativas sobre su ordenación y gestión*, Junta de Andalucia, Centro de estudios territoriales y urbanos, Sevilha.

FRANCOU, B. - (1983) - Processus en inter-action sur les talus d'éboulis de l'étage périglaciaire: exemples pris dans les Alpes de Briançonnais et dans les Andes Centrales du Pérou, *Actes du colloque "eboulis et environnement Geographique passe et actuel"*, Association les amis du Centre de Géographie Physique Henri Elhai, Paris, p. 143-152.

FRANCOU, B. - (1986) - *Dynamiques periglaciaires et quaternaire dans les Andes Centrales*, Rapports Scientifiques et Techiniques, Centre National de la Recherche Scientifique Caen.

FRANCOU, B. - (1988) - *L'eboulisation en haute montagne - Andes et Alpes: six contributuions à l'étude du système corniche- éboulis en milieu périglaciaire*, 2 vol, CNRS-XCentre de Géomorphologie, Paris.

FREIRE, José Lopes da Silva - (1946) - O jazigo de magnetite de vila Cova do Marão: nota preliminar sobre a sua estrutura, origem e evolução, *Estudos, Notas e Trabalhos S. F. M.* , vol II, fasc 3- 4, Porto, p 140-150

FRENCH, Hugh M. - (1981) - Periglacial geomorphology and permafrost, *Progress in Physical Geography*, vol 5, nº 2, p. 267-273.

GABERT. P - (1964) - Prémiers résultats des mesures d'érosion sur les parcelles expérimentales dans la région d'Aix-en-Provence, *Méditerranée*, 2 p. 148-169.

GABERT, P., *et al*, - (1981) - Processus d'érosion avec intervention du gel sur des versants-témoins en Basse-Provence intérieure (France), *Méditerranèe*, nº 1, p. 13 - 20.

GALLART, F. *et al.*- (1988) - Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event the November 1992 flood in the eastern Pyrenées, *Catena supplement*, nº 13, p. 79-95.

GARCIA-RUIZ, J.M. et al. - (1990) - Effets géomorphologiques des activités humaines dans les milieux supraforestiers des Pyrénées espagnoles, *Revue Géogfaphique des Pyrénées et du Sud-ouest*, t. 61, fasc. 2, Toulouse, p. 255-270.

GARMENDIA, M. C. P. (1989) - *Dynamique de vegetation tardiglaciaire et holocene du Centre- Nord de l'Espagne d'aprés l' analyse pollinique*, Thése en Sciences "spéc. Paleoécologie" de l'Université D'Aix, Marseille III.

GARREAU, J. - (1985) - Alvéoles circulaires ou elipsoidales des roches granitiques et métamorphiques de Bretagne Occidentale, *Physio-Géo*, nº 13, Paris, p. 31-38.

GIRÃO, A. de Amorim - (1958) - Glaciação quaternária na Serra do Jurês, *Bol. Centro, Est. Geog.* 2, Coimbra, 15-17, p. 13-22.

GODARD, A. - (1977) - *Pays et paysages du granite*, PUF, Paris.

GODARD, A. - (1983) - Le rôle de la struture dans les éboulis des hauts latitudes, *Actes du colloque "eboulis et environnement Geographique passe et actuel"*, Association les amis du Centre de Géographie Physique Henri Elhai, Paris, p. 79 - 90.

GODARD, A.; RAPP, A. - (1987) - *Processus et mesure de l'érosion*, CNRS, Paris

GOGUEL, Jean - (1965) - *Traité de tectonique*, Masson, Paris.

GOMES, Celso Figueiredo - *Argilas. O que são e para que servem*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 1988.

GOUDIE, A. - (1979) - *Environmental Change*, Clarendon Press, Oxford

GUILLIEN, Y. *et al* .- (1978) - Les climats et les hommes en Europe et en Afrique septentrional de 28 000 B.P. à 10 000 B.P., *Bull. Assoc. fr. Etud. Quatern.*, 15, nº 4, p. 187-193.

HARVEY, A. M. - (1986) - Geomorphic effects of a 100 year storm in the Howgill Fells, Northwest England, *Z. Geomorph. N. F.*, 30, 1, p. 71-91.

HÉTU, B. et al. - (1980) - Evolution post-glaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspérie, Québec, *Géogr. Phys. Quatern.*, 34, nº 2, p.187-208.

HOTYAT, M. *et al.* - (1987) - *Couvert vegetal, erosion et teleanalyse*, Travaux du Laboratoire de Geographie Physique, Paris VII, nº 16, p. 41 - 52.

HIGGITT, D. L. - (1991) - Soil erosion and soil problems, *Progress in Physical Geography*, 15, 1, p. 91-100.

HUFTY, A. *et al.* - (1986) - Le rayonnement solaire dans la région de Montpellier. Les effets du relief.*Méditerrannée*, nº 3, p. 43 - 59.

IZQUIERDO, L.M. Ortigosa - (1991) - *Las repoblaciones forestales en la Rioja: resultados y efectos geomorfologicos*, Geoforma Ediciones, Zaragoza.

IGLÉSIAS, M; RIBEIRO, António - (1981) - Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain, *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.67, fasc. 1, Lisboa p. 85-87.

IGLÉSIAS, M; RIBEIRO, António - (1981) - La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) - Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénèse hercynienne?, *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 67, fasc. 1, p. 89-93.

IGLESIAS, M; RIBEIRO, M. L; RIBEIRO, A. - (1983) - La interpretation aloctonista de la estrutura del Noroeste Peninsular, *Libro Jubilar J. M. Rios*, p. 459-467.

IMESON, A. S., VERSTRATEN, J. M. - (1988) - Rills on badlands slopes: a physico-chemically controlled phenomenon, *Catena Supplement* nº 12, p.139-150.

JANSSEN, C. R., HOLDRING, R. E. - (1981)- A preliminary radiocarbon dated pollen sequence from the Serra da Estrela, Portugal, *Finisterra*, Lisboa, Vol. XVI, nº 32, p. 299-309.

JARRY, F. - (1987) - *Les ruissellement sur les terres agricoles. Approche par simulation de pluie et par télédectetion*, Thése Lettres, Paris.

JOLY, Fernand - (1977) - Point de vue sur la géomorphogie, *Annales de Géographie*, nº 477, p. 522-541.

JORDA, M. - (1980) - Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques, *Bull. Assoc. Géogr. fr.* p. 75-81.

JORDA, M. - (1983) - Éboulis et glaciers rocheux, *Actes du colloque "eboulis et environnement Geographique passe et actuel"*, Association les amis du Centre de Géographie Physique Henri Elhai, Paris, p. 107-119.

JORGE, Vítor Oliveira, *et al.* - (1988) - Novas datas de Carbono 14 para as mamoas da serra da Aboboreira, *Arqueologia*, nº 18, p. 95-98.

JOURNAUX, A. - (1980) - La cartographie de l'environnement et de sa dynamique, *Symposium international sur la cartographie de l'environnement et de sa dynamique*, UGI, Sendai, p. 89-93.

KAISER, B. - (1982) - Morphodynamique périglaciaire et morphodynamique global: le cas de quelques éboulis de Tarentaise et de Maurienne, *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Regionalisation du Périglaciaire,* fasc. VII, p. 3 - 80.

KAISER, B. - (1987) - *Les versants de la Vanoise. Enjeux traditionnels et fonctionnement morphoclimatique*, Thèse Lettres, Paris VII, Paris.

KAISER, B.; LECOMPTE, M. - (1978) - Recherches sur la dynamique des versants de montagne dans le brianconnais: exemple du versant sud de la tete noire du Calibier (1950-2843 m), *Travaux du laboratoire de géographie physique*, Paris VII, nº5, fasc. 1, Paris, p. 7-32.

KERGOMARD, C. (s/d) - La variabilité de l'englacement des mers arctiques européennes et sa signification climatique, *IVe Colloque de L'association Francaise de Geographie Physique "Climat et risques naturels"*, Paris, p. 169 - 174.

KING, Cuchelaine A. M. - (1971) - *Techniques in Geomorphology,* Edward Arnold, London.

KING, Cuchelaine A. M. - (1980) - *Physical geography,* Basil Blackwell, Oxford.

KIRKBY, M. J. - (1967) - Measurement and theory of soil creep, *J. Geol.*, 75, p. 359-378.

KIRKBY, M. J. - (1988) - Hillslope runoff processes and models, *J. Hydrology*, 100, p. 315-339.

KIRKBY, M. J.; *et al.* - (1967) - Throughflow, overland flow and erosion, *Bull. Intern, Assoc. Sci. Hydrology*, p. 12-14.

KREBS, R. - (1984) - Modele propose pour l'implementation des méthodes de detection des terrains instables dans les processus de lámenagement du territoire en Suisse,*Actes du Colloque Mouvements de terrains*, BRGM, nº83, Caen p. 205-212.

LACOTTE, R. - (s/d) - Les convois a blocs du haut Limousin Occidental, Essai d'etude statistique, *Travaux et Memoires*, Limoges..

LADURIE, E. Le Roy - (1983) - *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammarion, Paris.

LAFORGE, C; THOURET, J. C. - (1991) - Contribution à la méthode d'évaluation des risques dans les villes des PVD (Ibagué, Colombie), *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, Paris, 3, p. 211 - 224.

LAGASQUIE, J.J. - (1974) - Les depressions granitiques de l'est des Pyrenées, *Revue Géog. des Pyrenées et du Sud-Ouest*, T.45(1), Toulouse, p. 55-56

LAGASQUIE, J.J.- (1985) - *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrenées françaises*, Paris, CNRS.

LAMB, H. H. - (1974) - *Climate: present, past and future. Climatic history and future*, Methuen, Londres.

LAPA, A. J. R. - (1969)- Estudo de argilas por difracção dos raios X, Estudos, *Notas e trabalhos S. F. M.*, vol XVIII, fascs 3-4, Porto, p 291-314

LAUTENSACH, H. - (1932-37) - *Portugal. Auf Grund eigener Reisen und der Literatur. I - Das Land als Ganzes. II - Die portugiesischen Landschaften*, Gotha, Petterm.

LEOPOLD, L. *et al.* - (1972) - Some rates of geomorphological processes, *Geografia Polonica*, p. 27-35.

LHENAFF, R. - (1986) - Héritages morphoclimatiques et environnements du Quaternaire moyen en Méditerranée,*Bull. Assoc. Géogr. fr*, 1, Paris, p.31-45.

LIMA, J. P. - (1989) - Raindrop splash anisotropy: slope, wind and overland flow velocity effects, *Soil technology*, Cremlingen, vol. 2 p. 71-78.

LIMA, J. P. - (1989) - *Overland flow under rainfall: some aspects related to modelling and conditioning factors*, Wageningen.

LOURENÇO, Luciano -(1986) - A propósito de alguns depósitos periglaciares no baixo Alvoco, *Cadernos de Geografia*, nº5, Coimbra, p. 151-159.

LOURENÇO, Luciano, (1986) - Consequências Geográficas dos incêndios florestais nas Serras de xisto do centro de Portugal. Primeira abordagem, *Actas IV Colóquio Ibérico de Geografia*, Coimbra, p. 943-957.

LOURENÇO, Luciano - (1988) - Efeitos do temporal de 23 de Junho de 1988 na intensificação da erosão das vertentes afectadas pelo incêndio florestal de Arganil/Oliveira do Hospital, *Comunicações e conclusões do seminário Técnico sobre Parques e Conservação da Natureza nos Países do sul da Europa*, Faro, p. 43-77.

LOURENÇO, Luciano - (1990) - Impacte ambiental dos incêndios florestais, *Cadernos de Geografia*, I.E.G., nº 9, Coimbra, p. 143-150.

LOYARTE, M. Gonzales - (1979) - Le versant de la tête noire du Galibier au cours des étès 1977 et 1978, *Travaux du laboratoire de geographie physique*, Paris VII, nº 6, Paris. p. 1-69.

LOWE, J. J.; WALKER, M. J. C. - (1984) - *Reconstructing quaternary environments*, Longman, London.

MACHADO, Frederico - (1966) - Contribuição para o estudo do terramoto de 1 de Novembro de 1755, *revista da Faculdade de Ciências de Lisboa* 2ª série,C, Vol XIV, fasc. 1º p. 19-31,

MAGALHÃES, N. -(1989) - *Densidade e disposição de plantação em viticultura*, DFER; UTAD, Vila Real.

MARQUES, B. S. - (1959)- *O rio Douro- Contribuição para o seu estudo morfológico*, Dissertação de Licenciatura em Ciências Geográficas apresentada à Faculdade de Letras de Lisboa (policopiada).

MARQUES, M. Monteiro *et al.* - (1980/81) - Testemunhos de couraças ferruginosas quaternárias no Sudoeste de Portugal (nota preliminar), *Boletim da Sociedade geológica de Portugal (volume de homenagem ao Prof. Doutor Carlos Teixeira)*, Vol XXII, Lisboa, p. 417-420

MARTIN, J. - (1987) - Les risques naturels au Maroc: reflexions preliminaires, *Hommage a Gerard Maurer - Les milieux et les hommes dans les pays mediterranéens*, fasc 11, Études mediterranéens, Centre Interuniversitaire d'études Méditerranéens (Poitiers), p. 275 - 290.

MARY, G. - (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le dernier maximum glaciaire sur la côte asturieenne (Espagne). *Bull. Ass. Fr. Et. du Quat.* (AFEQ), 25/26, p. 151-157.

MEDEIROS, Artur Candido; FARIA, Francisco Limpo de - (1953) - Estudo de algumas formações calcárias dos distritos Vila Real, Viseu e Guarda, *Estudos Notas e trabalhos do S. F. M.* vol VIII 3-4, Porto.

MEDEIROS, A. Candido de; FARIA, F. Limpo; CARVALHO, A. Dias de (1954) - Calcários cristalinos da serra do Marão, *Estudos Notas e Trabalhos S. F. M.* , Vol IX, fasc 1-4, Porto, p. 1-19.

MEDEIROS, A. et al. - (1980) - Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000, notícia explicativa da folha 9-D, Penafiel, *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.

MIETTON, M. -(1985) - Alvéoles et reliefs résiduels associés (Sud de la Haute-Volta, région de Tiébété), *Physio Géo*, nº 13, Paris, p.67-78.

MIRANDA, Raúl de - *Os sismos em Portugal, nos três primeiros decénios deste século: sua importância, distribuição e intensidade*, separata do tomo III das publicações do XXIII congresso Luso-Espanhol, Coimbra, 1957, p 9

MOEYERSONS, J. - (1983) - Measurements of splash-saltation fluxes under oblique rain, *Rainfall simulation runoff and soil erosion, Catena supplement 4,* (ed), p.19-31.

MORAND, F. - (1978) - *Mesures et enrigistrements des processus d'érosion actuelsIi, Commission UGI - Expérimentation de terrain*, Laboratoire de Biogéographique, ENS, multigraphié.

MORAND, F. -(1979) - Les parecelles de mesure des processus d'érosion actuels du Mont des Vaux, *Colloque d'érosion agricole*, Strasbourg, p. 73-79.

MOREIRA, Armando D; RAMOS, J. M. Farinha - (1981) - Vestígios de glaciação na Serra da Peneda (Noroeste de Portugal), *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 67, fasc. 1, p. 95-98.

MOREIRA, Victor João de Sousa - (1979) - Contribuição para o conhecimento da sismicidade histórica em Portugal Continental *Revista do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica*, Lisboa, p. 121-136.

MOREIRA, Victor João de Sousa - (1984) - Sismicidade Histórica de Portugal Continental, *Revista do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica*, Lisboa, p- 3-79

MORGAN, C. - (1986) - The relative significance of splash, rainwash, and wash as processes of soil erosion, *Z. Geomorh. N. F.*, 30, 3, p. 329 - 337.

MUXART, T. *et al.* - (1987) - Dynamique des versants et occupation humaine dans les Cévennes (montagne du Lingas), *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, p. 3-40.

MUXART, T. *et al.* - (1990) - *L'érosion sur les hautes terres du Lingas: un processus naturel, une production sociale*, CNRS, Paris.

NEBOIT, R. - (1979) - Les facteurs naturels et les facteurs humains de la morphogenèse. Essai de mise au point, *Ann. Géogr.* p.649-670.

NEBOIT, R. - (1980) - Morphogenèse et occupation humaine dans l'Antiquité, *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, p. 21-27.

NEBOIT, R. - (1991) - *L'Homme et l'érosion. L'érosion des sols dans le monde*, 2e Édition, Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand.

NEBOIT, R.. *et al.* - (1984) - L'homme agent de l'évolution du milieu physique, *Actes de 25e Congrès International de Géographie*, Paris, thème 2, p. 22-31.

NEBOIT, R. *et al.* - (1990) - Dynamique rapide et modelé des versants supra-forestiers dans les hautes Tatra polonaises, *Rev. Géogr. Alp.* p. 259-280.

NEBOIT-GUILHOT, R. - (1990) - Echelles spatio-temporelles et systèmes de causalité dans les rapports entre les sociétés et la morphogenèse, *La Terre et les hommes*, Mélanges offerts à M. Derruau, Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand p. 495-519.

NEBOIT-GUILHOT, R. - (1991) - Sociétés et risques naturels. De la gestion du risque à la mythologie, *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 3, Paris, p. 253-260.

NEIVA, J. M. Cotelo - (1940) - *Alguns aspectos erosivos dos granitos do Norte de Portugal*, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Porto, p. *

NEIVA, J. M. Cotelo (1947) - Características e génese do minério de ferro de Vila Cova (serra do Marão), *Estudos, Notas e Trabalhos, S. F. M.*,vol II, fasc, 3-4Porto, ,p. 151-174

NEIVA , J. M. Cotelo (1951a) - *O jazigo de Facuca (Serra do Marão) e os seus minerais*, separata da Revista da Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra, vol XXI, Coimbra, 16p.

NEIVA, J. M. Cotelo - (1951b) - *Minérios de ferro portugueses*, separata das Memórias e Notícias, nº 31, Coimbra, 19p.

NEIVA, J. M. Cotelo - (1952) - Les minerais de fer portugais, *Estudos Notas e Trabalhos, S. F. M.* , Vol VII, fasc 3-4, Porto, p. 281-293.

NEIVA, J. M. Cotelo - (1953) - *Sur la genèse des principaux gisements Portugais de minerais de fer,* separata da Revista da Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra, vol XXII, Coimbra, 8p

NEIVA, J. M. Cotelo; CERVEIRA, A. de Morais - (1951) - *A estrutura do jazigo de Magnetite de Vila Cova do Marão,* separata de Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, tomo XXXII, Lisboa, 11p

NEIVA, J. M. Cotelo; SILVA, G. Henriques; PUREZA, F. Gonçalves - (1957) - Novas jazidas de magnetite na Serra do Marão e contribuição para o estudo geológico da Serra, *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e do Centro de Estudos Geológicos*, Coimbra, nº 43, p. 1-82.

NEVES, L. J.; GODINHO, M. M. - (1987) - Nota sobre o comportamento geoquímico da biotite de rochas granitóides face à alteração, *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, p. 1-9.

NICOD, J. - (1986) - Variations des étages bioclimatiques et morphoclimatiques dans les Hautes-Montagnes au cours du Tardiglaciair et de l'Holocène, *Rapport de la Conference Record of the Theme 25*, International Geographical Union, Paris.

NONN, H. - (1966) - *Les regions côtières de la Galice (Espagne). Étude geomorphologique*, Thése Lettres. Pub. Fac. Lettres Univ. Strasbourg.

OLIVEIRA, C. Sousa - (1977) - *Sismologia, sismicidade e risco sísmico. Aplicação em Portugal*, Ministério das obras públicas, LNEC, Lisboa.

OLIVEIRA, José Manuel Santos - Aspectos geoquímicos e veios da área estano-volframítica de Amarante-Celorico de Basto, Estudos, *Notas e Trabalhos, S. F. M.* Vol XIX, fascs 1-2, Porto, 1969, p. 59-91

OOLIER, C. D. - (1981) - *Tectonics and Landforms*, Longman, London.

OOLIER, Cliff - (1969) - *Weathering*, Olivier & Boyd, Edinburgh.

ORTIZ, A. Gómez - (1984) - Principales parâmetros a tener en cuenta en el estudio de la dinámica actual periglaciar en el Pirineo Mediterráneo, *Actas do III Colóquio Ibérico de Geografia*, Barcelona, p. 129-136.

OZOUF, J. C. *et al.* - (1982) - *Application des méthodes statistiques à l'étude morphologique et morphométriquendes gélifracts: l'exemple da la grèze de Sonneville (Charente)*, Centre de Géomorphologie, Caen.

PAGNEY, P. - (s/d) - Climat et risques naturels. La syntèse, *IV éme Colloque de l'Association Française de Geographie Physique - Climat et risques naturels*, p. 222 - 226.

PAIS, João - (1989) - Evolução do coberto florestal em Portugal no Neogénico e no Quaternário, *Com. Serv. Geol. de Portugal*, tomo 75, Lisboa, p. 67-72.

PECH, P. - (1986) - Essais de quantification de l'ablation en moyenne et haute montagne a partir d'analyses volumétriques: l'exemple de l'Ossola (Alpes Centales, Italie du Nord, 46° lat. N), *Revue de Géomorphologie dynamique*, XXXV, nº 1, p. 11 - 20.

PECH, P. - (1988) - *Contribution à l'étude de la dynamique des versants en Montagne Alpine: l'exemple de l'Ossola (Alpes Centales, Italie du Nord)*, Thèse lettres, Paris I.

PEDROSA, A. - (1988) - *As vertentes de S. Miguel-o-Anjo. Contributo para o estudo da sua evolução*, Faculdade de Letras, Porto.

PEDROSA, A. - (1988) - Avaliação das tendências climáticas na área integrante do concelho de Marco de Canaveses, comunicação apresentada às *las Jornadas de Estudo de Marco de Canaveses*, (no prelo).

PEDROSA, A. - (1989) - A importância do frio na evolução das vertentes na área de S. Miguel-o-Anjo, *Cadernos de Geografia*, I.E.G, nº 8, Coimbra, p. 199-207).

PEDROSA, A. - (1991a) - Um caso particular de erosão dos granitos na Serra do Marão, *Cadernos de Geografia*, I.E.G., nº 10, Coimbra, p. 537-549.

PEDROSA, A. - (1991b) - Consequências de situações meteorológicas anormais: breve reflexão, *Revista da Faculdade de Letras - Geografia*, I série, Vol VII, p. 41-55.

PEDROSA, A. - (1992a) - Alguns processos erosivos: o exemplo de um pequeno afloramento granítico da Serra do Marão, *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, O Castro, nº 17, p. 107-120.

PEDROSA, A. - (1992b) - Movimentos de terra e Ordenamento do Território, Comunicação apresentada ao *I Congresso do Noroeste Peninsular*, (no prelo).

PEDROSA, A.; MARQUES, B. S. - (1990) - Aspectos geomorfológicos da bacia hidrográfica do Douro, *Observatório*, Vila Nova de Gaia, nº 1 p. 163-178.

PEDROSA, A.; MARQUES, B. S. - (1992) - Man's action and slope erosion. The catastrophe in Arosa, Comunicação apresentada ao *Symposium Time, Frequency and Dating in Geomorphology* (no prelo).

PEDROSA F. T. - (1992) - Dinâmica demográfica e desenvolvimento rural na Serra do Marão. O exemplo da "região" da Campeã, Comunicação apresentada ao *VI colóquio Ibérico de Geografia*, Instituto de Geografia, FLUP, Porto (no prelo).

PEGUY, C.P.- (1970) - *Précis de climatologie*, Masson, Paris.

PEGUY, C. P. - Bavures, ou derapage?, *Bulletin de la Societé Languedocienne de Geographie: Catastrophes et risques naturels*, 113 éme année, fasc. 1-2, p. 10 - 20.

PEREIRA, E. (1985) - *Ciclo hercínico e o sector Entre Douro e Minho (Deduções baseadas na paleogeografia da Península Ibérica)*, Fac. Ciências, Lisboa.

PEREIRA, E. (1987) - *Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e a sua interpretação geodinâmica*, Dissertação de Doutoramento apresentada na Faculdade de Ciências da Univ. de Lisboa, Lisboa.

PEREIRA, E. - (1988) - Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica: Evolução geodinâmica, *Geonovas*, vol 10, Lisboa, p. 13-35.

PEREIRA, E. - (1989) - Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000, notícia explicativa da folha 10-A, Celorico de Basto, *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.

PEREIRA, Eurico; RIBEIRO, António (1983) - Tectónica do sector noroeste da Serra do Marão, *Comnu. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, fasc. 2, p. 283-290.

PÉREZ, Francisco, L. - (1987) - Le transport des cailloux par la glace d'exsudation dans les hautes Andes (Venezuela), *Revue de géomorphologie dynamique*, nº 2 Paris, p. 33-51.

PIGEON, P. - (1991) - La réduction par les pouvoirs publics des risques naturels liés aux glissements de terrain sur la commune de Bonneville (Haute-Savoie, France): étude géographique, *Revue de Géographie Alpine*, nº 2, p. 55 - 68.

PILAR, L.; FERNANDES, A. Peinador - *Contribuição para o conhecimento geológico da região de Amarante*, Separata de Estudos científicos oferecidos em homenagem ao Prof. J. Carrington da Costa, Lisboa, 1962, p. 543-560.

PINTO, A.; FERREIRA, F. - (1984) - Rochas calco-silicatadas do Complexo Xisto-Grauváquico: mineralogia, geoquímica, evolução genética, Com. Serv. Geol. de Portugal, tomo 70, fasc. 1, p. 55-62.

PINTO, M. S - (1983) - Geochronology of portuguese granitoids: a contribution, *Stud. Geol. Salamanticensia*, Vol XVIII, p. 272-306.

PINTO, M. S - (1983) - Carboniferons granitoids of Portugal: some geochemical and geochronological aspects, *An. Fac. Cienc.*, Porto, 64, p. 15-33

PITTY, A. - (1971) - *Introdution to Geomorphology*, Methuen, Londres.

PLOEY, J.; et al. - (1988) - Processus géomorphologiques, formes du relief et interprétacion des paleo-environnements quaternaires, *Bull. Assoc. Géogr. fr*, 1, Paris, p. 67-78.

PORTUGAL, J. Marini - (1992) - Informação Geográfica Física e Ordenamento do Território, *Sociedade e Território*, 16, Porto, p. 8-21.

PRIEM, H. N. A. - (1962) - Geological, petrological and mineralogical investigations in the the serra do Marão region, Northern Portugal, *N. V. Noord-Holl. Uit.-Maat.*, Amsterdam, p.1-160.

RAMADE, F. - (1981) - *Écologie des ressources naturelles*, Masson, Paris.

RAMOS, J. M. Farinha *et al.* - (1981) - Prospecção geológica e geoquímica na árewa de Cabeceiras de Basto, *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. da Univ. de Coimbra, nº 91-92, Coimbra, p. 89-111.

RAYNAL, R. - (1978) - Tectonique et héritages morphoclimatiques du quaternaire méditerranéen, *Annales de Geographie*, p. 461-466.

RAYNAL, R. - (1979) - Observation sur le Quaternaire Continental et sa morphogenese dans le sud et dans le centre du Portugal, *Finisterra*, vol XIV, nº 28, C.E.G., Lisboa.

RAYNAL, R. - (1981) - Indices climatiques méditerranéens et géomorphologie, *Mélanges offerts à Ch. P. Péguy, Eaux et Climats*, p. 463-472.

REBELO, F. - (1967) - Vertentes do rio Dueça, *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, vol III, nº 22/23, Coimbra, p.155-237.

REBELO, F. - (1975) - *Serras de Valongo. Estudo de geomorfologia*, Suplementos de Biblos, 9, Coimbra.

REBELO, F. - (1975) - *Os processos erosivos actuais no litoral norte e centro de Portugal* (projecto de investigação), Coimbra (policopiado).

REBELO, F. - (1976) - Mapas de declives. Análise de alguns exemplos portugueses, *Finisterra*, vol XI, nº 22, C.E.G., Lisboa, p. 267-283.

REBELO, F. - (1977) - A acção humana como causa de desabamentos e deslizamentos - análise de um caso concreto, *Biblos*, 57, p. 629-644

REBELO, R. - (1980) - Condições de tempo favoráveis à ocorrência de incêndios florestais. Análise de dados referentes a Julho e Agosto de 1975 na área de Coimbra, *Biblos*, LVI, Coimbra, p. 653-673.

REBELO, F. - (1981) - Introdução ao estudo dos processos erosivos actuais na região do norte e centro de Portugal, *Revista da Univ. de Coimbra*, 29, p. 195-248.

REBELO, F. - (1983), Cartografia geomorfológica de pormenor como forma privilegiada de aplicação, *Cadernos de Geografia*, nº2, p. 103-118.

REBELO, F. - (1984) -Adaptações e inadaptações às cristas quartzíticas do Noroeste português, *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Vol I, C.E.G., Lisboa, p. 321-331.

REBELO, F. - (1986) - Modelado periglaciar de baixa altitude em Portugal, *Cadernos de Geografia*, nº 5, Coimbra, p. 127-137.

REBELO, F - (1988) - A problemática da quantificação dos processos morfogenéticos. Alguns aspectos da contribuição da Escola Geográfica de Coimbra, *Cadernos de Geografia*, nº 7, p.137-143

REBELO, F. - (1991a) - Geografia Física e ambiente. Temas e problemas. Alguns casos concretos escolhidos em Portugal, *Cadernos de Geografia*, Coimbra, nº 9, p. 85-95

REBELO, F. - (1991b) - Geografia Física e Riscos Naturais: alguns exemplos de riscos geomorfológicos em vertentes e arribas no domínio mediterrânico, *Biblos*, LXVII, Coimbra, p. 353-371.

REBELO, F. - (1991c) - Considerações gerais sobre o relevo granítico em Portugal, *Cadernos de Geografia*, Coimbra, nº 19, p. 521-535.

REBELO, F. - (1992a) - O relevo de Portugal- uma introdução, *INFORGEO - Portugal e a Geografia Portuguesa*, nº 4, Associação Potuguesa de Geografos, Lisboa, p. 17-35.

REBELO, F.; ALMEIDA, A. Campar - (1986) - Quadriculagem ou áreas homogéneas na elaboração de mapas dedeclives. Duas metodologias em confronto, *Actas IV Colóquio Ibérico de Geografia*, Coimbra, p. 867-873.

REBELO, F.; CUNHA, L.; CORDEIRO, A. - (1986) - Sobre a origem e evolução actual dos ravinamentos em calcários margosos na área de Condeixa, *Actas, IV Colóquio Ibérico de Geografia*, Coimbra, p. 883-893.

REBELO, F.; PEDROSA, A. - (1989) - Novas observações sobre os depósitos relacionados com o frio na área de Valongo - S. Miguel-o-Anjo (arredores do Porto), *Actas de la II Reunion del Quaternario Ibérico*, Madrid, (no prelo).

REBELO, F.; PEDROSA, A. - (1989) - Contribuição da Geomorfologia para o conhecimento neotectónico da área de Valongo-S. Miguel-o-Anjo (arredores do Porto), *Actas de la II Reunion del Quaternario Ibérico*, Madrid, (no prelo).

RIEBSAME, W. E. - (1990) - Anthropogenic climate change and a new paradigm of natural resource planning, *Professional Geographer*, vol. 42, nº 1, p. 1-12.

RIBEIRO, A. - (1974) - *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental, Serviços Geológicos de Portugal*, Memória nº 24 (nova série), Lisboa.

RIBEIRO, A. - (1984) - Néotectonique du Portugal, *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Vol I, C.E.G., Lisboa.

RIBEIRO, A. - (1986) - A evolução da tectónica em Portugal durante o século XIX, *II vol. de História e desenvolvimento da ciência em Portugal*, publicações do II centenário da Academia das Ciências de Lisboa, Lisboa, p 765-771

RIBEIRO, A. - (1988) - A tectónica alpina em Portugal, *Geonovas*, nº 10, Lisboa, p. 9-11.

RIBEIRO, A.; CRAMEZ, C.; SILVA, L. C. da; MACEDO, J.- (1962) - Nota sobre a geologia da serra do Marão, *Boletim da Sociedade geológica de Portugal*, Vol XIV, Lisboa, p 151-170

RIBEIRO, A. *et al.* - (1960) - Notas prévias sobre a geologia de Trás-os-Montes Oriental, *Boletim do Museu e laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências*, 8 (2), Lisboa, p. 127-137

RIBEIRO, A. *et al.* - (1983) - Modelèle géodynamique de Hercynides Ibériques, *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, tomo 69, fasc. 2, Lisboa, , p. 291-293

RIBEIRO, A. *et al.* - (1979) - *Introduction à la géologie génerale du Portugal*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

RIBEIRO, Orlando - (1970) - Genèse et diversité des montaignes portugaises, *Colloqium Geographicum*, 12, p.214-224.

RIBEIRO, Orlando; LAUTENSACH, H.; DAVEAU, S. - (1987-88) - *Geografia de Portugal. I - A posição Geográfica e o Território; II - O Ritmo Climático e a Paisagem*, Ed. Sá da Costa, Lisboa.

RICHTER, G. - (1981) - Recent trends of experimental geomorphology in the field, *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, p. 215-219.

RODRIGUES L. Fialho, *et al.* - (1989) - Landslides in Portugal - Extent and economic significance, *Landslides, Extent and economic significance*, Brabb & Harrod (eds), Rotterdam.

ROGNON, P. - Quelques crises climatiques des douze derniers millénaires, *Bull. Assoc. Géogr. Franç.* Paris. p. 145-155.

ROMANI, J. R. Vidal - (1984) - Geomorfologia granítica. Modelos de deformación post-tectónica de blos macizos rocozos,*Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. da Univ. de Coimbra, nº 97, Coimbra, p. 143-158.

ROMANI, J. R. Vidal - (1984) - Micromodelado de rocas graníticas. Un nuevo modelo genético, *I Congresso Español de Geologia*, tomo I, Segóvia, p. 585-594.

ROMANI, J. R. Vidal *et al.* - (1989) - Estudio de los till subglaciares de la Serra de Gerez-Xurês (minho, Portuga, Ourense, Galicia), *Actas, II Reunión del Quaternario Ibérico*, Madrid.

ROUGERIE, G.; BEROUTCHACHVILI, N. - (1991) - *Géosystèmes et paysages. Bilan et méthodes*, Armand Colin, Paris.

RULLAN-PERCHIRIN, F. - (1984) - Notions de gravité dérosion et risques potenciels dans quelques bassins-versants Constantinois, *Actes du Colloque Mouvements de terrains*, BRGM, nº83, Caen, p. 225-234.

SALA, M. - (1978) - Bases para el estudio de los processos geomorfológicos actuales en una pequeña cuenca mediterránea, *Actas V Coloquio Geografia*, p. 151-153.

SALA; M: -(1988) - Dinâmica comparativa de leitos fluviais na bacia de drenagem no Tordera (cordilheiras costeiras Catalâs), Cadernos de Geografia, nº 7, p. 151-154.

SALA, M.; SALVADOR FRANCH, F. - (1980) - Mediciones de reptación y lavado superficial en la cuenca de la riera de Fuirosos (Montnegre, Macizo litoral de catalán). Métodos y resultados, *Revista de Geografia*, Barcelona, Vol. XIV, nº1-2, p. 17-25.

SALAHIE, M. Oussama - (1987) - *Étude des formations periglaciares en moyenne montagne cristalline: le bassin versant de la Liepverette (Vosgues, France)*, Thèse Lettres, Toulouse.

SANCHO, C. *et al.* - (1988) - A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets, central Ebro basin, Spain, *Catena suplement*, nº 13, p. 139-146.

SANTOS, J. L. Guimarães dos - Sobre o interesse técnico-industrial do jazigo de ferro de Vila Cova do Marão, *Estudos, Notas e Trabalhos, S. F. M. Vol II, fasc 3-4 Porto*, 1946 p. 175-224.

SANTOS, J. L. Guimarães dos; NEIVA, J. M. Cotelo - (1947) -Vila Cova (Serra do Marão) - Importante jazigo de magnetite do Norte de Portugal, *Estudos Notas e Trabalhos S. F. M.*, Vol III, fasc 4, Porto, p 193-206.

SANTOS, J. L. Guimarães dos - (1957) Importância actual dos minérios de ferro, *Estudos, Notas e trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, vol. XII 1-2, Porto, p140-155

SAVAT, J. *et al.* - (1968) - Contribution à l'étude de l'érosion par le splash, *Z. Geomorphol*, p. 174-193.

SAVAT, J. *et al.*- (1976) - The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff creep and rainwash, *Earth Surf. Proc*, p. 151-161.

SCHUMM, S. -(1964) - Seasonal variations of erosion rates and processes on hilslopes in Western Colorado, *Z. Geomorph. Suppl*, 5, p. 215-238.

SELBY, M. J. - (1982) - *Hillslope materials and processes*, Oxford University Press, Oxford.

SHIKI, M. - (1980) - Some preconditions for thinking about cartography of dynamic environment in Japan, *Symposium international sur la cartographie de l'environnement et de sa dynamique*, UGI, Sendai, p. 67-71.

SILVA, A. R. Pinto - (1988) - A vegetação da serra da Aboboreira. Impressões dum passeio botânico, *Arqueologia*, nº 18, p. 164-166.

SILVA, A. F; RIBEIRO; A. - (1985) - Tectónica tangencial de idade Sarda no Alto Douro (NE de Portugal, IX Reun. Geol. do Oeste Peninsular, *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, t. 71(2), Porto, p. 151-158.

SILVA, F. Gomes da - *Relações entre erosão e transporte na bacia hidrográfica do rio Douro em território português*, separata de Memórias e Notícias, nº 71, Coimbra, 1971, 21p.

SILVA, J. M. Vieira e - Estudo mineralógico da argila e do limo de solos derivados de granitos, xistos e rochas básicas da região de Trás-os-Montes, *Garcia de Horta*, serie Est. Agron. 10 (1-2), Lisboa, 1983, p. 27-36

SIRIEYS, P. - (1984) - Divers types de mecanismes de mouvements de terrains, *Actes du Colloque Mouvements de terrains*, BRGM, nº83, Caen p. 75-80.

SOARES, L. - (1992)- *As Serras de Campelos e Maragotos: contributo para o estudo de morfologia granítica*, Dissertação de Mestrado em Geografia Física, Coimbra.

SOUSA, M. Bernardo de - (1979a) - O Complexo xisto-grauváquico do Douro: I - Características litoestratigráficas, *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. da Univ. de Coimbra*, nº 88 Coimbra.

SOUSA, M. Bernardo de - (1979b) - O complexo xisto-grauváquico do Douro: II - Os conglomerados de Trevões (S. João da Pesqueira) e seu significado estratigráfico, *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. da Univ. de Coimbra*, Coimbra.

SOUSA, M. Bernardo de - (1981) - Complexo Xisto-Grauváquico do Douro. Os xistos cloríticos com magnetite e seu valor estrtigráfico, *Comun. Serv. Geolo. de Portugal*, t. 67, fasc.1, Lisboa, p. 53-55.

SOUSA, M. Bernardo de - (1982) - Litoestrtigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovício - Grupo do Douro (NW de Portugal), Dissertação de doutoramento, Universidade de Coimbra, Coimbra.

SOUSA, M. J. Lemos; OLIVEIRA, J. T. - (1983) - *The carboníferus of Portugal*, Memória dos Serviços Geológicos de Portugal, nº 29, Lisboa.

SOUTADÉ, G. - (1980) - *Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées Orientales*, Thése Lettres, Ed. de l'Imprimerie Coopérative du Sud-Ouest, Albi, Bordeaux.

SPARKS, B. W. - (1972) - *Geomorphology*, Longman, London.

STRAHLER, Arthur N.; STRAHLER, Alan H. - *Environmental geoscience: interaction between Natural systems and Man*, John Wiley & Sons, Nova Iorque, 1973

TABORDA, Vergílio, - (1983) - *Alto Trás-os-Montes. Estudo geográfico*, Livros Horizonte, 2ª edição, Lisboa.

TAZIEFF, H. - (1990) - La sismicité méditerranéenne *Bulletin de la Societé Languedocienne de Geographie: Catastrophes et risques naturels* 113 éme année, fasc. 1-2, p. 23 - 27.

TEIXEIRA, C. - (1942) *Os movimentos hercínicos na tectónica portuguesa* separata do Bol. Soc. Geol. de Portugal, Vol I, fasc. II, Porto , 20p

TEIXEIRA, C . (1944) - *Tectónica plio-pleistocénica do Noroeste Peninsular*, Separata do Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol IV, Fasc I e II Porto.

TEIXEIRA, C. (1954)- *Os conglomerados do Complexo xisto-grauváquico ante-silúrico. Sua importância geológica e paleogeográfica*, separata de Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, tomo XXXV, Lisboa, 21p.

TEIXEIRA, C. - (1955) - L'evolution du territoire portuguais pendant les temps ante-mésozóiques, *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Vol XIII, Lisboa, p. 220-255.

TEIXEIRA, C. - (1955) - *Novos elementos para o conhecimento do Silúrico português*, separata de Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Tomo XXXVI, Lisboa, 12p.

TEIXEIRA, C. - (1969) - Les terrains ante-ordoviciens portugais, *Comunicações dos serviços Geológicos de Portugal*, tomo LIII, Lisboa, p. 157-164.

TEIXEIRA, C. - (1974) - Aspectos da Geologia e da paleontologia da Serra do Marão, *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, vol XIX, Lisboa, p. 1-8.

TEIXEIRA, C. - (1975) - Alguns aspectos geológicos dos efeitos do sismo de 28 de Fevereiro de 1969, *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* vol. XIX (3), Lisboa, p.239-246.

TEIXEIRA, C.; RIBEIRO, A.; SILVA, L. C. da - (1964) - La faune de *lingulellinae* des formations ante-ordoviciennes de Marão, *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, vol XV, Lisboa, p117-122

TEIXEIRA, C. *et al.* - (1967) - Carta geológica de Portugal, na escala de 1/50000. Notícia explicativa da folha 10-C, Peso da Régua, *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.

TEIXEIRA, C.; GONÇALVES, F. - (1980) - *Introdução à Geologia de Portugal*, INIC, Lisboa.

TERYUNG, W. H. - (1982) - Process-Response Systems in Physical Geography, *Colloquim Geographicum*, Ferd Dummlers, Verlag, Bonn.

THOMPSON, R. D. - (1986) - *Processes in Physical Geography*, Longman, New York.

THORNBURY, William D. - (1969) - *Principles of Geomorphology*, John Willey & Sons, New York.

THORNES, J. B.; BRUNSDEN, D. - (1977) - *Geomorphology and time*, Methuen & Coltd, Cambridge.

TIHAY, Jean-Pierre - (1976) - Dynamiques des versants et milieux naturels dans la vallée de la Soumman, *Annales de Géographie*, nº 469, LXXXV^{e}année, p. 257-280.

TORRI, D.; POESEN, J. - (1988)- The effect of cup size on splash detachement and transport measurements:Theoretical approach, *Catena Suplement* nº 12, p. 127-137.

TRICART, J. - (1965) - *Principes et méthodes de la gémorphologie*, Masson, Paris

TRICART, J. - (1978) - *Géomorphologie applicable*, Masson, Paris.

TRICART, J. - (1981) - *Précis de Géomorphologie*, Vol I, II, III, Sedes, Paris.

TRICART, J. - (1987) - Le milieu Naturel Terrestre, intégration systémique, *Revue de Géomorphologie dynamique*, XXXVI, nº 1, p. 4 - 16.

TRICART, J.; CAILLEUX, A. - (1965) - *Introdution à la géomorphologie climatique*, Sedes, Paris.

TRICART, J.; CAILLEUX, A. - (1967) - *Le modelé des régions périglaciaires*, Societé D'édition D'enseignement Supérieur Paris.

TRUGGILL, S. - (1991) - Environmental issues, *Progress in Physical Geography*, 15, 1, p. 84 - 90.

TWIDALE, C. R. - (1982) - *Granite landforms*, Elsevier, Amsterdam.

TWIDALE, C. R - (1989) - La iniciación subsuperficial de las formas graníticas y sus implicaciones en las teorias generales de evolución del paisage, *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, nº 13, Coruña, p. 49-68.

VALADAS, Bernard - (1984) - *Les hautes terres du massif Central Français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*, Vol. I, II, Université de Paris I, Paris

VALADAS, Bernard - (1987) - Morphodynamiques récentes dans le Massif Central français: étude comparée des massifs granitiques du Limousin, de Margeride et du mont Lozère, *Z. Geomorphol.*, suppl. 65, p. 85-89.

VALADAS, Bernard - (1991) - Paysage, millieu physique et anthropisme, *Bull de l'Ass. de Géog. Français*, nº 1, 68, p. 45-56.

VARNES, D. J. - (1978) - Slopes movements, types and processes. Landslides analysis and control, *Transportation Research and Board, National Academy of Sciences*, Washington D. C., Spécial report, 176, 2, p. 11 - 33.

VERGNE, V. - (1989) - *L'évolution tardiglaciaire et holocène d'un piedmont de moyenne montagne cristaline: l'Artense (Massif Central, France)*, Thése, Paris I.

VERGNE, V. - (1991) - Les paysages végétaux d'Artense au Tardiglaciaire et à l'Holocène, *Bull de l'Ass. de Géog. Français*, nº 1, 68, p. 23-28.

VEYRET, Y. *et al.* - (1987) - L'érosion des sols en France: Manifestations, Couts, remèdes, Cartographie, Perspectives de recherches, *Travaux du Laboratoire de Geographie Physique*, Paris VII, nº 16, p. 1- 40.

VEYRET, Y. *et al.* - (1990) - L'érosion d'origine anthropique dans un milieu de moyenne montagne: le massif montdorien, *La Terre et les hommes*, Mélanges offerts à M. Derruau, Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand p. 545-556

VLIET LANOË, B. van - (1987) - *La rôle de la glace de segregation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest: processus et héritages*, Thèse Lettres, Paris I.

VLIET LANOË, B. van - (1991) - Les changements climatiques et leurs conséquences sur le milieu lors du dernier Glaciaire dans le MassifCentral, *Bull de l'Ass. de Géog. Français*, nº 1, 68, p. 11-21.

VOGT, H. - (1989) - La dégradation des sols par ruissellement en Alsace: essai de zonation, M*utations d'éspaces géographiques alsaciens et européens*, C.T.H.S.,Paris, p. 7-18.

VOISIN, L. - (1977) -*Le modelé schisteux en zones froids et temperée. Analyse géomorphologique d'une région type: l'Ardenne occidentale*, Thése Lettres, Paris.

WHITE, W. R. - (1986) - *Problèmes d'érosion transport solide et sédimentation dans les bassins versants*, Unesco, Paris.

WICHEREK, S. - (1986) - Ruissellement, érosion sur les versants de la France des plaines et des collines, exemples: Cessièrres, *Hommes et terres du Nord*, 4, p. 254 - 261.

WICHEREK, S. - (1987) - Les relations entre le couvert végétal et l'érosion en climat tempéré de plaines (Ex. Cessières, Aisne- France), *Z. geomorph. N. F. H.*, 32, 3, p. 339 - 350).

WICHEREK, S. - (1989) - Impact of splash and aeolian transport on erosion case study: North of Parisian basin, France, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 14, p. 461 - 467.

WIEBER, J. C. - (1977) - *Dynamique érosive et structures des paysages (essai d'approche méthodique)*, Thèse Lettres, Paris

WILSON P. - (1990) - Clast size variations on talus: some observations from northwestt Ireland, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 15, p. 183 - 188.

WORSLEY, Peter - (1983) - Periglacial environment, *Progress in Physical Geography*, Vol 7, n° 2, p. 240-248.

YOUNG, Anthony - (1960) - Soil movement by denudational processes on slopes, *Nature*, p. 120-122.

YOUNG, Anthony - (1969) - *Slopes*, Oliver & Boyd, Edinburgh.

ZÊZERE, J. - (1988) - *As costeiras a Norte de Lisboa. Dinâmicas de vertentes e cartografia geomorfológica. Estudo de geomorfologia*, Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Regional, Lisboa.

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 - Esboço de localização da área de estudo 2

Fig. 2 - Mapa geológico 23

Fig. 3 - Esboço morfo-estrutural Anexo

Fig. 4 - As principais superfícies de aplanamento Anexo

Fig. 5 - Corte geológico- Marão-Castelo- Gôve- Rio Douro 47

Fig. 6 - Corte geológico- Marco- Corisco- Paradança 48

Fig. 7 - Corte geológico- Marão- Murgido- Mirador 49

Fig. 8 - Corte geológico- Pena Suar- Santos- Rio Tâmega 51

Fig. 9 - Corte geológico- Alto da Costa- Campeã- Gavião 51

Fig. 10 - Corte geológico- Castelo- Sra da Guia 53

Fig. 11 - Corte geológico- Marão- Sta Quitéria- Espigão 55

Fig. 12 - Corte geológico- Sarnado- Assento- S. Pedro 55

Fig. 13 - Corte geológico- Sarnado- Portela do Ar- Alto Sabugueiro 57

Fig. 14 - Corte geológico- Marão- Malhada- Fornelos 60

Fig. 15 - Os principais afloramentos quartzíticos Anexo

Fig. 16 - Corte geológico onde se observam os quartzitos a meia vertente 71

Fig. 17 - Corte geológico- Vaqueiro- Rio Olo 71

Fig. 18 - Perfil de pormenor de uma vertente com o afloramento quartzítico na secção intermédia 72

Fig. 19 - As principais bacias hidrográficas Anexo

Fig. 20 - O alvéolo de Gôve onde se observa o local da hipótese de inadaptação do rio Ovil à estrutura 86

Fig. 21 - A depressão da Veiga 87

Fig. 22 - Local da provável captura do rio Teixeira 89

Fig. 23 - Local provável da captura do rio Fornelo 90

Fig. 24 - Localização da captura na ribeira de Chão Rosso 92

Fig. 25 - Mapa de declives 95

Fig. 26 - Esquema do vale do rio Ovelha para mostrar a influência da estrutura na sua assimetria 97

Fig. 27 - Perfil de pormenor da vertente da margem direita do vale do rio Ovelha 97

Fig. 28 - Perfil de pormenor da vertente da margem esquerda do vale do rio Ovelha 98

Fig. 29 - Depressão da Campeã 103

Fig. 30 - Depressão da Régua 108

Fig. 31 - Alvéolos de Ovil e Campelo (Várzea) 117

Fig. 32 - O vale alvéolar de Rio de Galinhas 119

Fig. 33 - Os alvéolos de Aboadela e de Várzea 121

Fig. 34 - O alvéolo de Gestaçô 123

Fig. 35 - Alvéolo de Padronelo 126

Fig. 36 - Os alvéolos de Paradança e Vilar de Viandro 130

Fig. 37 - Localização da formação de Muas 143

Fig. 38 - Coluna estratigráfica da formação de Muas 144

Fig. 39 - Curvas granulométricas da fácies inferior do depósito (A) e da fácies situada entre os paleossolos (B) 147

Fig. 40 - Localização da formação da Campeã e da de Freitas 158

Fig. 41 - Localização das formações de Covelo do Monte 1, Covelo do Monte 2 e Lameira 165

Fig. 42 - Coluna estratigráfica da Formação de Covelo do Monte 1 166

Fig. 43 - Coluna estratigráfica da formação de Covelo do Monte 2 174

Fig. 44 - Localização da formação de Campanhó 178

Fig. 45 - Coluna estratigráfica da formação de Campanhó 178

Fig. 46 - Coluna estratigráfica da formação da Lameira 183

Fig. 47 - Coluna estratigráfica da formação de Freitas 188

Fig. 48 - Localização da Formação de Paradela do Monte 191

Fig. 49 - Perfil de pormenor da vertente regularizada por esta formação 194

Fig. 50 - Perfil de pormenor de uma vertente em granito, onde se verifica queda de blocos (ribeira de Leigido) 219

Fig. 51 - Mapa hipsométrico 231

Fig. 52 - Exposição das vertentes 235

Fig. 53 - Radiação solar 240

Fig. 54 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico e Amarante 245

Fig. 55 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Campeã 245

Fig. 56 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Candemil 246

Fig.57 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Celorico de Basto 246

Fig. 58 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Entre-os-Rios 247

Fig. 59 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Lamas de Olo 247

Fig. 60 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para o posto udométrico de Marco de Canaveses 248

Fig. 61 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para a estação meteorológica de Peso da Régua 248

Fig. 62 - Variação da precipitação no período de 1961 a 1991 para a estação meteorológica de Vila Real 249

Fig. 63 - Gráficos pluviométricos dos postos udométricos de Amarante (A), Campeã (B), Candemil (C) e Celorico de Basto (D) 250

Fig. 64 - Gráficos pluviométricos dos postos udométricos de Entre-os-Rios (E), Lamas de Olo (F) e Marco de Canaveses (G) 251

Fig. 65 - Gráficos termo-pluviomtétricos de Peso da Régua (H) e Vila Real (I) 252

Fig. 66 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação em Amarante 259

Fig. 67 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação na Campeã 259

Fig. 68 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação em Candemil 260

Fig. 69 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação em Celorico de Basto 260

Fig. 70 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação em Entre-os-Rios 261

Fig. 71 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação em Lamas de Olo 261

Fig. 72 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação em Marco de Canaveses 262

Fig. 73 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação em Peso da Régua 262

Fig. 74 - Número de dias segundo a intensidade da precipitação em Vila Real 263

Fig. 75 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Amarante 264

Fig. 76 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico da Campeã 264

Fig. 77 -Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Candemil 265

Fig. 78 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Celorico de Basto 265

Fig. 79 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Entre-os-Rios 266

Fig. 80 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Lamas de Olo 266

Fig. 81 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária no posto udométrico de Marco de Canaveses 267

Fig. 82- Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária na estação meteorológica de Peso da Régua 267

Fig. 83 - Quantidade de precipitação segundo a intensidade diária na estação meteorológica de Vila Real 268

Fig. 84 - Área de ocorrência de neve 271

Fig. 85 - Área de ocorrência de geada 284

Fig. 86 - -Ocupação do solo 292

Fig. 87 - Mapa de riscos geomorfológicos Anexo

Fig. 88 - A influência da estrutura na queda de blocos 314

Fig. 89 - Modelo de movimentação de material pela acção dos pipkrakes. 318

Fig. 90 - Localização das ravinas e deslizamentos de terra que se verificaram próximo de Paradela do Monte 331

Fig. 91 - Perfil de pormenor da vertente onde se verifica o creep 336

Fig. 92 - Perfil de pormenor da vertente onde se verificou o deslizamento 341

Fig. 93 - Perfil de pormenor da vertente onde se verificam movimentos de tipo solifluxivo 343

Fig. 94 - Localização da área mais afectada pelo aguaceiro de 4 de Agosto de 1989 345

Fig. 95 - Situação sinóptica do dia 4 de Agosto de 1989 346

Fig. 96 - Extracto de uma fotografia aérea do ano de 1965 onde são visíveis sinais de ravinamentos, nas proximidades de Pardelhas 365

Fig. 97 - Evolução do perfil das ravinas (Muas 1, Muas 2, Sra. da Serra 1, Sra. da Serra 2) 372

Fig. 98 - Evolução do perfil das ravinas (Chão Rosso 1, Chão Rosso 2, Campeã) 373

Fig. 99 - Perfil de pormenor das vertentes onde se localizam as escombreiras de Chão Rosso 386

Fig. 100 - Distância percorrida pelos calhaus na área amostra de Chão Rosso 389

Fig. 101 - Distância percorrida pelos calhaus na área amostra de Covelo do Monte 392

Fig. 102 - Modelo de evolução das barreiras 412

Fig. 103 - Evolução das barreiras do Alto de Espinho e Chão Rosso 415

Fig. 104 - Mapa geomorfológico 418

ÍNDICE DOS QUADROS

QUADRO I - Análise litológica da formação da Foz a partir de áreas amostra (1m2) 140

QUADRO II - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação da Foz 140

QUADRO III - Análise litológica da formação de Muas (fácies inferior) a partir de áreas amostra (1m2) 146

QUADRO IV - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Muas 148

QUADRO V - Análise litológica da formação de Muas (fácies entre os paleossolos) a partir de áreas amostra (1m2) 149

QUADRO VI - Análise litológica da fácies estratigraficamente superior ao paleossolo datado de 21340 ± 350 BP da formação de Muas a partir de áreas amostra (1m2). 152

QUADRO VII - Análise litológica da fácies estratigraficamente superior ao paleossolo datado de 21340 ± 350 BP da formação de Muas a partir de áreas amostra (1m2). 154

QUADRO VIII - Análise litológica da formação da Campeã a partir de áreas amostra (1m2) 159

QUADRO IX - Índice de achatamento (Ia) e rolamento (Ir) segundo a dimensão dos calhaus na formação da Campeã (A > 50 mm; B < 50 mm) 161

QUADRO X - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação da Campeã 162

QUADRO XI - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Covelo do Monte 1 167

QUADRO XII - Análise litológica da fácies tardiglaciar da formação de Covelo do Monte 1 170

QUADRO XIV - Número de calhaus e blocos segundo a sua dimensão da fácies tardiglaciar da formação de Covelo do Monte 171

QUADRO XVI - Número de calhaus e blocos na fácies superior da formação de Covelo do Monte 1 (escombreira de gravidade) 173

QUADRO XVII - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Covelo do Monte 2 175

QUADRO XIX - Número de calhaus e blocos segundo a dimensão na fácies superior da formação de Covelo do Monte 2 (escombreira de gravidade) 177

QUADRO XX - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Campanhó 180

QUADRO XXI - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação da Lameira 184

QUADRO XXII - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Freitas 189

QUADRO XXIII - Análise litológica da fácies superior da formação de Freitas a partir de áreas amostra (1m2) 190

QUADRO XXIV - Composição mineralógica da fracção silto-argilosa da formação de Paradela do Monte 192

QUADRO XXV - Superfície ocupada por cada classe de altitude 230

QUADRO XXVI - As áreas das diferentes classes de declive na Serra do Marão 232

QUADRO XXVII - Localização das estações meteorológicas e postos udométricos utilizados e precipitação média para o período de 1960 a 1991 243

QUADRO LXXXVIII- Número de dias segundo a temperatura na relva em Vila Real 280

QUADRO LXXXIX - Número de dias de geada em Vila Real entre 1961 e 1991 281

QUADRO XC - Número de dias de geada em Peso da Régua entre 1961 e 1991 282

QUADRO XCI- Alguns parâmetros das ravinas de Paradela do Monte 332

QUADRO XCII - Quantidade de precipitação registada nos postos udométricos mais próximos de Santa Marinha do Zêzere, local de ocorrência do movimento de terras de 2 de Março de 1985 352

QUADRO C - Evolução do perfil das ravinas entre Outubro de 1991 a Julho de 1992, em centímetros 374

QUADRO CI - Índice de erosão 375

QUADRO CIX - Quantificação da erosão nas ravinas nos diferentes períodos seleccionados 377

QUADRO CX - Quantificação da erosão nas ravinas nos diferentes períodos seleccionados (cont.) 378

QUADRO CXI - Quantificação da erosão nas ravinas nos diferentes períodos seleccionados (cont.) 379

QUADRO CXII - Quantificação da erosão nas ravinas nos diferentes períodos seleccionados (cont.) 380

QUADRO CXXXVI - Distância percorrida pelos calhaus em Chão Rosso, entre 88/10/22 e 91/12/21 390

QUADRO CXXXVII - Distância percorrida pelos calhaus em Covelo do Monte entre 88/10/22 e 91/12 /21 391

QUADRO CXXXVIII - Número de dias necessário para os calhaus se deslocarem 0,5m em Covelo do Monte 393

QUADRO CXXXIX - Número de dias necessário para os calhaus se deslocarem 1m em Covelo do Monte 393

QUADRO CXL - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 1,5m em Covelo do Monte 394

QUADRO CXLI - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 0,5 m em Chão Rosso 396

QUADRO CXLII - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 1 m em Chão Rosso 396

QUADRO CXLIII - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 2 m e Chão Rosso 397

QUADRO CXLIV - Número de dias necessários para os calhaus se deslocarem 3 m em Chão Rosso 397

QUADRO CXLV - Distância média diária percorrida pelos calhaus em Chão Rosso entre 88/10/22 e 91/12/21 399

QUADRO CXLVI - Distância média percorrida pelos calhaus em Covelo do Monte entre 88/10/21 e 91/12/21 399

QUADRO CXCIII - Quantidade de material levantado em algumas barreiras pelos "*pipkrakes*" 407

QUADRO CXCIV - Evolução do perfil da barreira do Alto de Espinho entre Novembro de 1991 e Julho de 1992, em centímetros 413

QUADRO CXCI - Evolução do perfil da barreira de Chão Rosso entre Novembro de 1991 e Julho de 1992, em centímetros 414

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

Foto1 - Afloramento quartzítico na Senhora da Serra, onde se observa o resultado de uma tectónica dúctil e fracturante (Agosto,1990) 68

Foto 2 - Afloramento quartzítico a meia encosta, nas proximidades de Ferraria (Agosto,1990) 70

Foto 3 - Crista quartzítica encimando a vertente - Freitas - vista da Campeã (Junho, 1989) 70

Foto 4 - Escombreiras de gravidade na base das cristas quartzíticas nas proximidades de Ferraria (Agosto, 1990) 74

Foto 5 - Local onde se está a verificar a captura na Ribeira de Chão Rosso (Agosto, 1988) 93

Foto 6 - Assimetria no vale do rio Ovelha nas proximidades de Covelo do Monte (Outubro, 1988) 96

Foto 7 - Influência da estrutura na assimetria dos vales num afluente do rio Olo próximo de Pardelhas (Maio, 1993) 99

Foto 8 - Vista parcial da depressão da Campeã (Março 1989) 102

Foto 9 - Vista parcial da depressão da Régua (Junho,1990) 107

Foto10 - Depressão da Veiga (Setembro,1989) 110

Foto 11- Vista parcial da formação de Foz (Agosto,1988). 139

Foto 12 - Pormenor da formação de Foz, onde se observa um bloco de granito muito alterado (Junho, 1990) 141

Foto 13 - Pormenor do depósito da Foz onde são visíveis figuras de geliturvação (Agosto, 1989) 142

Foto 14 - Vista geral do depósito da base da formação de Muas (Abril, 1991) 145

Foto 15 - Pormenor do depósito da base da formação de Muas (Julho, 1992) 145

Foto 16 - Paleossolos observados na formação de Muas (Abril, 1991) 148

Foto 17 - Depósito estratigraficamente superior ao paleossolo datado de 21340 ± 350 BP, da formação de Muas (Agosto, 1991) 151

Foto 18 - Vista parcial da faciés superior da formação de Muas (Outubro, 1990) 154

Foto 19 - Pormenor da escombreira de gravidade da formação de Muas (Outubro, 1990) 156

Foto 20 - Formação da Campeã (Março, 1989). 160

Foto 21 - Pormenor da formação da Campeã (Março, 1989). 160

Foto22- Faciés inferior da formação de Covelo do Monte 1 (Agosto,1988). 166

Foto 23 - Depósito tardiglaciar da formação de Covelo do Monte 1 (Dezembro, 1989). 170

Foto 24 - As duas faciés da formação de Covelo do Monte 2 (Março, 1989). 174

Foto 25 - Pormenor da escombreira de gravidade da formação de Covelo do Monte 2 (Março,1989). 176

Foto 26 - Vista parcial da formação de Campanhó (Agosto,1988). 179

Foto 27 - Paleo-ravinamento na formação de Campanhó (Agosto, 1988). 181

Foto 28 - Observação das duas fácies da Formação da Lameira (Agosto, 1990). 184

Foto 29 - Formação de Paradela do Monte (Agosto, 1989) 194

Foto 30 - Depósito de vertente estratificado nas proximidades de Campanhó (Outubro, 1988). 203

Foto 31 - Pormenor do depósito de vertente na estrada para Covelo do Monte, próximo do talvegue do rio Ovelha (Agosto, 1992). 205

Foto 32 - Bolsada de material muito heterométrico num depósito estratificado de vertente nas proximidades das minas de Freitas (Agosto, 1992). 207

Foto 33 - Heterometria dos materiais constituintes dos depósitos de vertente considerados como tardiglaciares (Setembro,1989). 210

Foto 34 - Vertente regularizada por depósito de vertente nas proximidades de Covelo do Monte (Março, 1989). 212

Foto 35 - Fundo de vale colmatado por depósito muito heterométrico (Setembro, 1989). 212

Foto 36 - Pormenor do depósito da foto 35. 214

Foto 37 - Pormenor de outro depósito de fundo de vale próximo de Mafomedes (freguesisa de Teixeira), (Agosto, 1989) 214

Foto 38 - Vertentes regularizadas por escombreiras de gravidade no vale da Ribeira de Leigido (Dezembro, 1989). 217

Foto 39 - Regularização da vertente por escombreiras de gravidade no vale do rio Teixeira (Agosto, 1989). 218

Foto 40 - Pormenor de uma escombreira de gravidade no vale da Ribeira de Leigido (Junho, 1990). 218

Foto 41 - Ravinamentos na área de Muas em consequência da exploração mineira de um recurso natural (filão de quartzo), Maio, 1990). 228

Foto 42 - Material transportado pela escorrência após um incêndio numa

vertente,nas proximidades de Ermelo (Setembro, 1989) 258

Foto 43 - Vertente regularizada por depósito aproveitada para a agricultura, nas proximidades de Pardelhas (Março, 1989) 287

Foto 44 - Uma área de socalcos antigos, próximo de Soutelo, numa vertente com declive superior a 18° (Agosto, 1989) 287

Foto 45 - Vinha em patamares na Região Demarcada do Douro (Janeiro, 1993) 288

Foto 46 - Ravinamentos numa área de plantação da vinha em patamares (Janeiro, 1993) 288

Foto 47 - Escombreiras originadas pela exploração mineira nas proximidades de Freitas (Agosto, 1992) 295

Foto 48 - Modificações morfológicas resultantes dos taludes e barreiras artificiais criadas pela construção do IP 4 (Agosto, 1989) 297

Foto 49 - Pequenos deslizamentos num talude do IP 4, na área de Padronelo (Dezembro, 1992) 297

Foto 50 - Pormenor do manto de alteração do granito de Paradança (Agosto, 1992) 304

Foto 51 - Vasca na Serra da Aboboreira (Abril, 1990) 306

Foto 52 - Canelura na Serra da Aboboreira (Abril, 1990) 306

Foto 53 - Influência das raízes das árvores e de alguns calhaus na fragmentação dos granitóides e na deslocação dos blocos (Março, 1990) 309

Foto 54 - Efeito de cunha de pequenos calhaus contribuindo para a fragmentação dos xistos (Outubro, 1988) 311

Foto 55 - O gelo no interior dos planos de xistosidade, facto observado nas cabeceiras da Ribeira de Chão Rosso (Dezembro, 1989) 311

Foto 56 - Observação da fonte de alimentação da escombreira de gravidade (Setembro, 1991) 316

Foto 57 - Pormenor dos *pipkrakes* formados ao longo de vários dias (Janeiro, 1991) 320

Foto 58 - Dimensão de um calhau levantado pelos *pipkrakes* (Janeiro, 1990) 320

Foto 59 - Efeitos da escorrência nas vertentes da Serra do Marão nas proximidades da Sra da Serra (Agosto, 1988) 326

Foto 60 - Pequenos ravinamentos numa vertente de xisto do Silúrico regularizada por um depósito de vertente na ribeira de Chão Rosso (Agosto, 1988) 326

Foto 61 - Parte inferior da vertente regularizada por depósito onde se instalaram algumas ravinas após um incêndio (Agosto, 1990) 328

Foto 62 - Pormenor da vertente anterior onde se observa uma ravina (Agosto, 1990) 328

Foto 63 - Ravinamentos num talude do IP4, afectando a estrutura da rodovia (Janeiro,1992) 330

Foto 64 - Ravinamentos na área de Paradela do Monte (Agosto, 1991) 330

Foto 65 - Inclinação das árvores no local das medições do *creep* (Outubro, 1988) 338

Foto 66 - Vestígios de um deslizamento na margem esquerda da ribeira de Chão Rosso (Julho, 1989) 341

Foto 67 - Quantidade de material depositado num caminho rural, nas proximidades da Cumeeira (Agosto, 1989) 349

Foto 68 - Pormenor do material heterométrico depositado num caminho rural, nas proximidades da Cumeeira (Agosto, 1989) 349

Foto 69 - Remeximento de um terreno em Vila Marim, onde o homem tinha construído patamares para a plantação de um vinha após um período de forte precipitação (Setembro, 1990) 354

Foto 70 - Ravinamentos surgidos num terreno com a plantação recente de vinha, em Fontelas, após um período de forte precipitação (Dezembro,1992) 354

Foto 71 - Deslizamento ocorrido nas proximidades de Póvoa da Serra (Dezembro, 1992) 356

Foto 72 - Aprofundamento de um talvegue devido à forte movimentação de materiais ao longo de uma vertente (Dezembro, 1992) 356

Foto 73 - Desmoronamento de um muro de suporte da EN2, na Cumieira em consequência da infiltração das águas de escorrência (Dezembro, 1989) 357

Foto 74 - Aparecimento de uma ravina num corta-fogo, próximo do Alto Espinho após forte precipitação 369

Foto 75 - Os sulcos que as máquinas deixam na abertura do corta-fogo podem facilitar o aparecimento de ravinas, já que concentram a água de escorrência(Setembro,1991) 369

Foto 76 - Pormenor da escombreira da Ribeira de Chão Rosso, onde são vísiveis sinais da acção de escorrência nos locais onde esta se concentra (Março, 1989) 404

Foto 77 - Efeitos da acção dos *pipkrakes* numa barreira de granito - Baião - (Janeiro,1990) 408

ÍNDICE GERAL

PREFÁCIO I

INTRODUÇÃO 1

1- Delimitação e apresentação da área de estudo 1

2- Objectivos e metodologia 7

3- Bibliografia e cartografia utilizadas 12

3.1 - Estudos geológicos de interesse económico 13
3.2 - Estudos sobre as formações geológicas 15
3.3 - Outros estudos geológicos 18
3.4 - Estudos geomorfológicos 19

Iª PARTE

I- SERRA DO MARÃO. SUA IDENTIDADE GEOMORFOLÓGICA 22

1- Litologia e tectónica 22

1.1- Litologia 22

1.1.1 - O complexo xisto-grauváquico ante-Ordovícico 24
1.1.2 - Os materiais do Ordovícico 26
1.1.3 - Os materiais do Silúrico e do Devónico 28
1.1.4 - As rochas granitóides 30
1.1.5 - A importância dos filões 34
1.1.6 - A diversidade litológica 35

1.2 - Tectónica 37

1.2.1 - O ciclo hercínico 38
1.2.2. - O ciclo alpino 41

2- As grandes linhas do relevo 45

2.1 - As principais superfícies de aplanamento 45

2.1.1 - A superfície culminante 45
2.1.2 - A superfície fundamental 52
2.1.3 - Os níveis inferiores 59
2.1.3.1 - O nível dos 450-550 metros 59
2.1.3.2 - O nível dos 250-300 metros 61
2.1.4 - Relações entre os diversos níveis 61

2.2 - As "cristas" quartzíticas" 64

2.3 - Vales e rede hidrográfica 75

2.3.1- Adaptações e inadaptações à estrutura 76
2.3.1.1 - Os cursos de água principais 76
2.3.1.2 - Os cursos de água secundários 78
2.3.1-2-1 - A direcção NW-SE 79
2.3.1.2.2 - A direcção NE-SW 81
2.3.1.2.2 - A importância de outras direcções de fraturação 82
2.3.1.3 - A importância da adaptação 84
2.3.2 - "Cut-offs" e capturas 85
2.3.2.1 - O"cut-off do rio Aguilhão 85
2.3.2.2 - A captura do rio Teixeira 88
2.3.2.3 - A captura do rio Ovelha 88
2.3.2.4 - Evolução de uma captura actual 91
2.3.3 - A assimetria dos vales 94
2.3.4 -Meandrizações 99

2.4 - As principais depressões 101

2.4.1 - As depressões nas áreas de xisto 102

2.4.1.1 - A depressão da Campeã 102
2.4.1.2 - A depressão da Régua 106
2.4.1.3 - A depressão da Veiga 109
2.4.1.4 - A tectónica e a litologia na génese das depressões 111

2.4.2 - As depressões nos granitóides 112

2.4.2.1 - Os vales alveolares 115
2.4.2.1.1 - O alvéolo de Ovil 116
2.4.2.1.2 - A depressão de Rio de Galinhas 118
2.4.2.2 - Os alvéolos complexos 118
2.4.2.2.1 - O alvéolo de Aboadela 120
2.4.2.2.2 - O alvéolo de Gestaçô 122
2.4.2.3. - Os alvéolos elementares 124
2.4.2.3.1 - O alvéolo de Padronelo 125
2.4.2.3.2- -O alvéolo de Gove 127
2.4.2.3.3 - O alvéolo de Campelo 128
2.4.2.3.4 - O alvéolo de Várzea 129
2.4.2.3.5 - O alvéolo de Paradança 129
2.4.2.3.6 - O alvéolo de Vilar de Viandro 131
2.4.2.4 - Os pequenos alvéolos de altitude 132

2.4.3 - A importância da tectónica na génese das depressões 132

3 - Esboço de síntese 133

II- A EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA RECENTE 137

1 - As mais importantes formações superficiais 137

1.1 - A Formação da Foz 138
1.2 - A Formação de Muas 143
1.3 - A Formação da Campeã 157

1.4 - A Formaçãode Covelo do Monte 1 164
1.5 - A Formação de Covelo do Monte 2 173
1.6 - A formação de Campanhó 177
1.7 - A Formação da Lameira 183
1.8 - A Formação de Freitas 187
1.9 - A Formação de Paradela do Monte 191

2- A evolução quaternária das vertentes 195

2.1 - A Formação mais antiga 195
2.2 - Os depósitos do pleniglaciar Würmiano 197
2.3 - Os depósitos do tardiglaciar Würmiano 208
2.4 - Depósitos holocénicos 215

3 - Esboço de síntese 220

IIª PARTE

I- AS MORFODINÂMICAS ACTUAIS 223

1 - A importância do estudo dos processos morfogenéticos 223

2- Os elementos que intervêm na dinâmica actual das vertentes 226

2.1 - As características litológicas 226

2.2 - A importância do declive 229
2.2.1 - Os declives 229
2.2.2 - O declive e a exposição 234

2.3 - A importância dos elementos climáticos 241

2.3.1 - A precipitação 241
2.3.1.1 - A pluviosidade 241
2.3.1.2 - A precipitação sob a forma de neve 269
2.3.2 - A temperatura 272

2.4 -O homem como factor e agente interveniente na morfogénese actual 283

2.5 Esboço de síntese 299

3 - Os processos morfogenéticos na serra do Marão 302

3.1 - A Meteorização 302
3.1.1 - Meteorização físico-química 303
3.1.2 - Meteorização física 308
3.2 - A queda de blocos 312
3.3 - A acção dos "pipkrakes 316
3.4 - Impacto das gotas da chuva ("splash") 321
3.5 - Aescorrência 324
3.6 - O "creep" 332
3.7 - Movimentos de terra em massa 338
3.7.1 - Os deslizamentos 340

3.7.2 - Solifluxões 342
3.7.3 - Enxurradas de lama e pedras 343
3.7.4 - Desabamentos ou desmoronamentos 355
3.8 - Esboço de síntese 359

II- EVOLUÇÃO DE ALGUMAS FORMAS ACTUAIS 361

1 - Evolução das ravinas 361

1.1 - Localização e idade das ravinas 362
1.2 - As principais causas do aparecimento das ravinas na área da Serra do Marão 364
1.3 - A dinâmica das ravinas 370
1.4 - Esboço de síntese 381

2 - Dinâmica actual das escombreiras de gravidade 384

2.1 - A idade das escombreiras 384
2.2 - A dinâmica evolutiva das escombreiras 387
2.3 - Os principais factores intervenientes na dinâmica das escombreiras na Serra do Marão 400
2.4 - Esboço de síntese 402

3 - Dinâmica das barreiras e dos taludes 405

CONCLUSÃO 418

BIBLIOGRAFIA 437

ÍNDICE DAS FIGURAS 463

ÍNDICE DOS QUADROS 468

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS 471

ÍNDICE GERAL 475